



Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo
Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra
“Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy”
Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio



TESIS

**Geología y análisis vulcano-tectónico del vulcanismo monogenético al sur
del graben de Penjamillo, Michoacán (México)**

Que para obtener el grado de

Maestro en Ciencias

Con especialidad en

Geociencias y Planificación del Territorio

Presenta

Nestor Fitz Alvira

Directora

Dra. Martha Gabriela Gómez Vasconcelos

CONACYT – INICIT, UMSNH

Co-Director

Dr. Denis Ramón Avellán López

CONACYT – IG, UNAM Campus Morelia

Morelia, Michoacán, octubre de 2022

DEDICATORIA

A mi padre, por su amor, trabajo y sacrificio en todos estos años y a quien le dedico muy especialmente este trabajo.

Con mucho cariño a mi mamá, por todo el tiempo dedicado, por la comprensión, amor y cariño. Muchas gracias.

A mis hermanas, por el apoyo incondicional que me brindan y por la felicidad que siempre le dan a mi vida.

A mi mamá Gaby, por sus oraciones que me han acompañado en todos mis sueños y metas.
Muchas gracias.

A toda mi familia Alvira, por estar conmigo en todo momento y por el amor brindado cada día.

Si he logrado ver más lejos ha sido porque he subido a hombros de gigantes.

Isaac Newton.

Muchas gracias Dra. Gaby y Dr. Denis por ser esos gigantes que me compartieron sus conocimientos, me apoyaron y me guiaron en el proceso de la presente tesis.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (UMSNH) y al Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (INICIT) por aceptarme en el posgrado en Geociencias y Planificación del Territorio, así como al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca otorgada para la realización de mis estudios.

Agradezco especialmente a mi directora de tesis, la Dra. Martha Gabriela Gómez Vasconcelos por sus conocimientos transmitidos, por la confianza, el tiempo y la paciencia brindado día a día para concretar este trabajo. Muchas gracias Gaby por todo este apoyo brindado.

Estoy enormemente agradecido con mi co-director, el Dr. Denis Ramón Avellán López por sus consejos personales, sus valiosas enseñanzas académicas que me sirvieron mucho en mi trabajo de tesis y por toda la confianza brindada.

También agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), que financió gran parte de los recursos obtenidos para poder realizar el trabajo de campo y obtener algunos resultados de los análisis de laboratorio, a través del proyecto Ciencia Básica A1-S-23296 a cargo del Dr. Denis Ramón Avellán López.

Quiero agradecer también muy especialmente a la Dra. Isabel Israde, por aceptar ser parte de mi comité sinodal, por sus conocimientos brindados y sobre todo por el apoyo proporcionado durante mi estancia en la maestría. Muchas gracias Dra. Isa por ese gran cariño.

Gracias a mis sinodales, el Dr. Juan Manuel Sánchez por su compañía y ayuda en el trabajo de campo, además por sus importantes contribuciones para el presente trabajo. Al Dr. Pedro Corona, por sus conocimientos transmitidos y por sus valiosas observaciones para mejorar mi trabajo de tesis.

Quiero agradecer enormemente al M.C. Guillermo Cisneros Máximo por el apoyo para la obtención de información digital para esta tesis, así como su ayuda en las salidas de campo y por su valiosa amistad que siempre brinda. De igual manera gracias al M.C. Felipe García Tenorio, por el apoyo técnico para la preparación de láminas delgadas en el laboratorio de petrografía del Instituto de Geofísica, Campus Morelia.

A la Dra. Ana Mendoza, por sus observaciones y sugerencias al presente trabajo.

A mis amigos y compañeros de generación, Itza, Memo, Circe y Kache. Todos ustedes influyeron de distintas formas en el desarrollo de mi trabajo, gracias por ese compañerismo y esa amistad.

Gracias a mis amigos del área de estudio, Lupe, Karla, Ruth y Estrella por la convivencia y experiencias compartidas. A Salvador por ser mi familia estando lejos de la mía, eres un gran amigo. Muchas gracias Lola por tus frases motivadoras pegadas en el instituto y por los dulces que nos regalabas para quitar el estrés.

A Jackie y Mariana por siempre apoyarme y motivarme en cada momento y sobre todo por esa amistad sincera que me ofrecen. También agradezco a mi buen amigo Javier por su lealtad y el apoyo que me brindó, muchas gracias por todo.

Y en general, un sincero agradecimiento a todas esas personas que directa o indirectamente me apoyaron durante la realización de este trabajo. Tengo la fortuna de decir que durante mi maestría conocí gente maravillosa de Morelia donde siempre me ofrecieron una amistad y un trato muy bueno. Conocí gente de diferentes partes del mundo en los cursos de Olot, España y Manizales, Colombia y muy agradecido estoy por todos esos conocimientos transmitidos por diferentes académicos y sobre todo por esas experiencias vividas.

RESUMEN

El campo volcánico Michoacán – Guanajuato es el campo volcánico monogenético más grande de México y se localiza en la parte central del Cinturón Volcánico Trans–Mexicano. En esta región se han reconocido más de 1,200 volcanes monogenéticos, y de estos al menos 378 presentan una morfología en escudo pequeño. Aunque no son los más abundantes, los volcanes en escudo pequeño son considerados de gran importancia, debido a que emiten grandes volúmenes de magma a la superficie durante su formación. En esta región volcánica se han realizado muy pocos trabajos sobre estos volcanes en escudo pequeño, por lo que existen muchas dudas sobre su origen, distribución, morfología y volumen. El presente trabajo se enfoca en el análisis vulcano–tectónico que ayuda a entender la relación entre los procesos volcánicos y tectónicos que favorecen a la formación de este tipo de volcanes. La zona de estudio se localiza al noroeste del Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato, abarca un área de 950 km² y aquí se sitúa un conjunto de cinco volcanes en escudo pequeño, que se encuentran al sur del graben de Penjamillo. Esta región es una zona estructuralmente compleja donde coexisten cuatro sistemas de fallas regionales con dirección N–S, E–W, NE–SW y NW–SE. Las características estructurales de estas fallas son prueba de que esta zona ha sido sometida a la acción de esfuerzos y deformaciones de un régimen tectónico transtensivo asociado a la tectónica del sector central y occidental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. La concurrencia y recurrencia de las fallas preexistentes sugiere fuertemente que las estructuras tectónicas en la zona de estudio favorecen el ascenso y emplazamiento de magmas para la formación de volcanes en escudo pequeño. El trabajo de campo, el análisis cartográfico y de laboratorio ayudaron a reconocer que estos volcanes en escudo pequeño están contruidos predominantemente de flujos de lava, con una paragénesis mineral asociada a plagioclasa, olivino, orto-piroxeno, clino-piroxeno, y óxidos de Fe-Ti, por lo que las rocas corresponden a una composición química andesítica. El volumen emitido por estos volcanes varía entre 1.2 y 2 km³. Las edades obtenidas mediante el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar revelan que estos volcanes fueron emplazados durante el Pleistoceno entre 2.09 y 0.32 Ma. Se sugiere que la morfología de volcanes en escudo pequeño, el volumen de magma emitido y la distribución espacio–temporal de estos volcanes en la parte sur del graben de Penjamillo estuvo controlada por el régimen tectónico regional.

Palabras clave: Escudo pequeño, estructural, campo volcánico, volcán, tectónica.

ABSTRACT

The Michoacán – Guanajuato Volcanic Field is the largest volcanic field in Mexico, located in the central part of the Trans–Mexican Volcanic Belt. More than 1,200 monogenetic volcanoes have been recognized in this region, of which at least 378 have a small shield morphology. Although small shield volcanoes are not the most abundant within the Michoacán – Guanajuato Volcanic Field, they are important, because they emit large volumes of magma to the surface during their formation. In this volcanic region very little work has been done on these volcanoes with small shield morphology, so there are many unanswered questions about their origin, distribution, morphology and volume. The present work focuses on a volcano-tectonic analysis that helps understand the relationship between the volcanic and tectonic processes that favor the formation of small shield volcanoes. The study area is located in the northwestern portion of the Michoacán – Guanajuato Volcanic Field, covering an area of 950 km² and here there are a set of five small shield volcanoes situated south of the Penjamillo graben. This region is a structurally complex zone where four regional fault systems coexist with directions N–S, E–W, NE–SW and NW–SE. The structural characteristics of these faults evidence that this area has been subjected to the action of stresses and deformations of a transtensive tectonic regime associated with the tectonics of the central and western sectors of the Trans-Mexican Volcanic Belt. The concurrence and recurrence of pre-existing faults strongly suggest that tectonic structures favor the ascent and emplacement of magmas for the formation of small shield volcanoes. Fieldwork, cartographic and laboratory analyses helped recognize that these volcanoes with small shield morphology are dominantly constructed of lava flows, with a mineral paragenesis associated with plagioclase, olivine, orto-pyroxene, clino-pyroxene and Fe-Ti oxides, corresponding an andesitic chemical composition. The volume emitted by these volcanoes is between 1.2 and 2 km³. The ages obtained by the ⁴⁰Ar/³⁹A method reveal that these volcanoes formed in the Pleistocene between 2.09 and 0.32 Ma. Therefore, it is suggested here that the morphology of small shield volcanoes, the volume of magma emitted and the spatio–temporal distribution of these volcanoes in the southern part of the Penjamillo graben was controlled by the regional tectonic regime.

Keywords: Small shield, structural, volcanic field, volcano, tectonics.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	i
ABSTRACT	ii
LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE TABLAS	ix
1. GENERALIDADES	1
1.1. Introducción	1
1.2. Localización del área de estudio	4
1.3. Justificación	5
1.4. Hipótesis	5
1.5. Objetivos	5
1.5.1. Objetivo general	5
1.5.2. Objetivos específicos	6
2. MARCO TECTÓNICO Y VULCANOLÓGICO	6
2.1. Geología regional	8
3. ANTECEDENTES	12
3.1. Vulcanismo y tectónica.....	14
4. METODOLOGÍA	18
4.1. Investigación bibliográfica y cartografía.....	18
4.2. Trabajo de campo	19
4.3. Análisis estructural	20
4.4. Análisis petrográfico.....	22
4.5. Técnicas analíticas.....	22
5. RESULTADOS	25
5.1. Estratigrafía volcánica	25
5.1.1. Vulcanismo del Pleistoceno	25
5.1.1.1. Volcán Cruz (Cr).....	25
5.1.1.2. Volcán Agostadero (Ag).....	25
5.1.1.3. Volcán Cuije (Cu)	28
5.1.1.4. Volcán Metate (Me)	29
5.1.1.5. Volcán Rodeo (Ro)	29

5.2. Geología estructural	31
5.3. Petrografía.....	36
5.4. Geoquímica	38
5.4.1. Elementos mayores	38
5.4.2. Elementos traza.....	39
6. DISCUSIÓN	42
6.1. Cronología eruptiva	42
6.2. Contexto tectónico	46
6.3. Relación composicional	47
6.4. Fases de deformación.....	49
6.5. Interacciones vulcano-tectónicas	51
7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	55
8. REFERENCIAS	57

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Grabado del siglo XVIII que muestra las excavaciones de la ciudad romana de Herculano, enterrada por la erupción del volcán Vesubio del año 79 d.C. Aunque el impacto de las excavaciones fue principalmente en la arqueología y la historia del arte, también fue un contundente recordatorio de la fuerza destructiva de una erupción volcánica para académicos visitantes como Johann Wolfgang Goethe y William Hamilton. Tomada de Sigurdsson *et al.* (2000)1

Figura 2. a) Volcán en escudo Mauna Loa, se eleva casi 9 km sobre del fondo del mar, cubre más de la mitad de la superficie de la isla de Hawaii. Tomada de *Global Volcanism Program*. b) Volcán Quinceo con morfología en escudo pequeño perteneciente al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, con una altura de 2,740 msnm, cubriendo un área de 32 km².....3

Figura 3. a) República Mexicana y localización del estado de Michoacán (color naranja). b) Área de estudio y localización de los volcanes en escudo pequeño asociados a esta investigación (contornos rojos). El área incluye el graben de Penjamillo (GP) formado por el sistema de fallas de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*)4

Figura 4. Contexto geodinámico de México. El polígono amarillo engloba el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) dividido en sus tres sectores (S.Oc: sector occidental; S.C: sector central; S.Or: sector oriental) delimitados por las líneas punteadas blancas, donde en el sector central se localiza el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) (línea punteada roja). El recuadro naranja indica la ubicación de la zona de estudio. El mapa también muestra los límites de las placas del Pacífico, Rivera y Cocos, así como la edad de la placa en subducción en la fosa. Las flechas pequeñas indican la dirección y la tasa de convergencia relativa (mm/año) de subducción entre las placas Cocos y Rivera respecto a la placa de Norteamérica. ZF Rivera: Zona de fractura de Rivera; ZF Orozco: Zona de fractura de Orozco. Los puntos azules muestran la ubicación de algunas ciudades importantes (T: Tepic; G: Guadalajara; M: Morelia; CM: Ciudad de México; P: Puebla; V: Veracruz)9

Figura 5. Estructuras tectónicas y volcánicas del sector central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). En el recuadro punteado amarillo se observa el graben de Penjamillo (GP) formado por el sistema de fallas de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*). Modificado de Ferrari *et al.* (2012)11

Figura 6. Muchos datos de los volcanes activos se obtienen mediante los métodos de la sismología (terremotos volcánicos o vulcano-tectónicos), la geodesia (vigilancia de la deformación de los volcanes) y la vulcanología. Los datos de los volcanes extintos y activos, (sismotectónica) se obtienen principalmente mediante los métodos de la tectónica, la

geología estructural y la vulcanología. Las interpretaciones de los datos en términos de modelos y teorías se basan en principios de la física (mecánica de sólidos, mecánica de fluidos, mecánica estadística) y en campos derivados más recientes (mecánica de fracturas, ciencia de los materiales y física de las rocas). Tomada de Gudmundsson (2020)14

Figura 7. Representación fotográfica del trabajo de campo. a) Toma de datos de fallas con el método de la “regla de la mano derecha”. b) Reconocimiento y descripción de los depósitos volcánicos. c) Recolección de muestras de cada depósito volcánico20

Figura 8. Ventana del software *Win Tensor 5.9.2*, donde se realizó parte del procesamiento de datos estructurales21

Figura 9. Procedimiento para la elaboración de láminas delgadas. a) Cortes de muestra de aproximadamente 4x2 cm; b) resina Epoxi UV para adherir la muestra de roca al portaobjetos de vidrio; c) corte de la lámina en la cortadora Petro Thin; d) proceso final de desgaste de la muestra con abrasivos de 600 y 1000 μm dejándola a un espesor de 30 μm23

Figura 10. Volcán Cruz (Cr) desde la parte SW de la zona de estudio donde se aprecia su morfología simétrica. Se observan los poblados de Changuirito al NW y Penjamillo de Degollado al NE.....26

Figura 11. a) Volcán Agostadero (Ag) visto desde el poblado de Acuitzeramo donde se observa claramente su estructura de escudo. b) Afloramiento aborde de carretera que forma parte de las lavas del volcán Agostadero.....26

Figura 12. Mapa geológico simplificado de la zona de estudio, en la parte superior derecha se muestran las unidades delimitadas y su cronología. Las estrellas amarillas indican los puntos de muestreo para los fechamientos de este estudio. Así mismo, los fechamientos realizados por Reyes-Guzmán *et al.* (2018) se indican en el mapa con puntos negros.....27

Figura 13. Vista de la zona de estudio desde la parte sur. Se observa el volcán Cuije (Cu), así como la ubicación y morfología de los otros volcanes Cruz (Cr), Agostadero (Ag), Metate (Me), Rodeo (Ro) y los poblados aledaños a ellos.....28

Figura 14. a) Vista de la zona de estudio desde la parte SE, donde se observa la ubicación de los volcanes Metate (Me) y Rodeo (Ro) al sureste del poblado de Penjamillo de Degollado. También se aprecian los volcanes Cuije (Cu) y Agostadero (Ag). b) Flujos de lava con estructura masiva pertenecientes al volcán Matate (Me). c) Flujos de lava que forman parte del volcán Rodeo (Ro).....30

Figura 15. a) Mapa estructural que muestra las fallas y lineamientos del área de estudio donde se identifican cuatro tendencias principales: N-S, E-W, NE-SW y NW-SE y las estaciones de toma de datos estructurales en campo (puntos verdes). b) Diagrama de rosas de cada estación estructural. GP: graben de Penjamillo.....**31**

Figura 16. a) Falla normal perteneciente al sistema de fallas N-S (*Basin and Range*), tomado de la estación 7. b) Resumen de los datos de falla N-S recabados en campo de todas las estaciones**32**

Figura 17. a) Depósitos de lavas del volcán Metate cortados por fallas E-W. b) presencia de estrías en la estación 5, características en este tipo de fallas. c) estereograma que representa el resumen de los datos tomados en campo con tendencia E-W**33**

Figura 18. a) Depósitos de lavas del volcán Rodeo cortados por fallas con orientación NE-SW, donde se observan fallas en estructuras de *Riedel*. b) Diagrama de *Riedel*, ejemplifica un conjunto de estructuras tectónicas causadas por dos fallas de rumbo principales. c) estereograma que muestra los datos tomados en campo con dirección NE-SW**34**

Figura 19. a) Presencia de estrías en la estación estructural 14. b) Estereograma que representan los datos tomados en campo con dirección NW-SE**35**

Figura 20. Fotografías en Nícoles cruzados de las litologías que componen a cada volcán de este estudio. Plg: Plagioclasa / Ol: Olivino / Opx: Ortopiroxeno / Cpx: Clinopiroxeno / Ox: óxidos de Fe-Ti. a) Lavas del volcán Cruz. b y c) Lavas del volcán Agostadero. d) Lavas del volcán Cuije. e) Lavas del volcán Metate. f) Lavas del volcán Rodeo**37**

Figura 21. a) Diagrama de TAS (Na_2O vs SiO_2) según Le Maitre *et al.* (1989) de los datos de los elementos mayores normalizados al 100% con base anhidra. El polígono morado representa resultados de estudios previos del CVMG (Reyes-Guzmán *et al.*, 2018; Osorio-Ocampo *et al.*, 2018; Ramírez-Uribe *et al.*, 2019; Avellán *et al.*, 2020).....**38**

Figura 22. a) Diagrama K_2O vs SiO_2 de Gill (1981). b) Diagrama triangular AFM (Álcalis, Hierro total y Magnesio) de Irvine y Baragar (1971) muestra que el vulcanismo es calcoalcalino. Los polígonos morados indican resultados de estudios previos del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Reyes-Guzmán *et al.*, 2018; Osorio-Ocampo *et al.*, 2018; Ramírez-Uribe *et al.*, 2019; Avellán *et al.*, 2020).....**39**

Figura 23. a) Diagrama de abundancia de elementos traza normalizados con los valores del manto primitivo según Sun y McDonough (1989). b) Diagrama de multi-elementos que

muestran la comparación de tierras raras normalizadas con valores de condritas en ppm de Sun y McDonough (1995). Los polígonos de color morado representan resultados de estudios previos del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Reyes-Guzmán *et al.*, 2018; Osorio-Ocampo *et al.*, 2018; Ramírez-Uribe *et al.*, 2019; Avellán *et al.*, 2020).....41

Figura 24. Esquema cronológico de erupciones volcánicas que formaron algunos volcanes en escudo pequeño dentro del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. También se incluyen las erupciones históricas del campo volcánico catalogándolo como un campo volcánico activo. Referencias: 1=este estudio; 2= Ban *et al.* (1992); 3= Nixón *et al.* (1987); 4: Reyes-Guzmán *et al.* (2018); 5: Avellán *et al.* (2020); 6= Gómez-Vasconcelos *et al.* (2015); 7= Ferrari *et al.* (1990); 8= Chevrel *et al.* (2016); 9= Osorio-Ocampo *et al.* (2018); 10= Ramírez-Uribe *et al.* (2019)44

Figura 25. Variación de volúmenes emitidos de volcanes en escudo pequeño con el tiempo (Ma). Tener en cuenta que los valores que se presentan son solo de algunos volcanes reportados, por lo tanto, el diagrama puede variar46

Figura 26. a) Modelo estructural que evidencia las fallas de dirección N-S, dando lugar a la primera fase de deformación. b) Diagrama de diedros rectos que representa la primera fase de deformación con una extensión E-W49

Figura 27. a) Modelo estructural donde se muestran las fallas de dirección E-W correspondientes al sistema de fallas Chapala-Tula, dando lugar a la segunda fase de deformación. b) Diagrama de diedros rectos que representa la segunda fase de deformación con una extensión N-S formando el graben de Tlazazalca50

Figura 28. Vista de la zona de estudio en 3D mostrando la distribución de los volcanes en escudo pequeño de este estudio. Se muestran las fallas N-S formando el graben de Penjamillo, y las fallas E-W formando el graben Tlazazalca, en el cual se encuentran los volcanes Cruz, Cuije y Agostadero52

Figura 29. a) Volcán Cruz elongado con dirección E-W. b) Volcán Cuije donde se cima tiene una dirección E-W, sus flujos de lava siguen la topografía preexistente con dirección al NW y W. c) Volcán Agostadero donde su cima es afectada por una falla N-S y sus flujos de lava se emplazan siguiendo la topografía preexistente al N y E. d) Volcanes Metate y Rodeo alienados en dirección NW-SE54

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Volúmenes emitidos, áreas cubiertas y fechamientos por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de los volcanes con morfología en escudo pequeño al sur del graben de Penjamillo. Únicamente se muestran los fechamientos realizados en este estudio.....	30
Tabla 2. Análisis químicos de elementos mayores y traza de los volcanes en escudo pequeño.....	39
Tabla 3. Volúmenes en km^3 y edades en Ma de los volcanes con morfología en escudo pequeño que se muestran en la Figura 24, formando parte del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato	45

1.- GENERALIDADES

1.1. Introducción

Los volcanes son formas de relieve positivas que se forman por la acumulación de material magmático generado en el interior de la Tierra, en zonas del manto superior o de la corteza terrestre. Estos volcanes ocurren en una amplia variedad de formas y tamaños como resultado de la interacción de procesos geológicos constructivos y destructivos, por lo que son una manifestación asombrosa y aterradora al mismo tiempo, ya que sus erupciones volcánicas representan una amenaza potencial para las poblaciones (Figura 1).

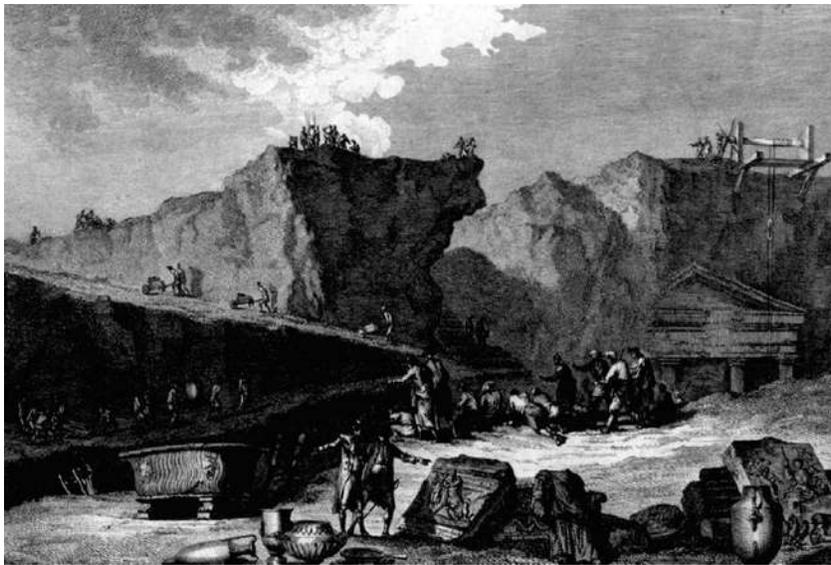


Figura 1. Grabado del siglo XVIII que muestra las excavaciones de la ciudad romana de Herculano, enterrada por la erupción del volcán Vesubio del año 79 d.C. Aunque el impacto de las excavaciones fue principalmente en la arqueología y la historia del arte, también fue un contundente recordatorio de la fuerza destructiva de una erupción volcánica para académicos visitantes como Johann Wolfgang Goethe y William Hamilton. Tomada de Sigurdsson et al. (2000).

La vulcanología es la rama de la geología que estudia los diferentes procesos que dan lugar a los volcanes y sus erupciones, por lo tanto, el estudio del vulcanismo tiene una gran relevancia para la sociedad. Uno de los objetivos más significativos de la vulcanología es entender el comportamiento de los procesos físicos que ocurren dentro de los volcanes utilizando técnicas y enfoques científicos. Esto ha contribuido a la formación de la disciplina moderna de la vulcano-tectónica, ayudando a determinar la relación que existe entre el tectonismo y la actividad magmática para pronosticar posibles erupciones y peligros, así como condicionar la morfología, distribución y volumen emplazado de los edificios volcánicos.

La vulcano-tectónica es un campo científico relativamente moderno que empezó a desarrollarse a principios de la década de los 90's, que ayuda a comprender los procesos que ocurren dentro de un volcán. De forma que, se ha convertido en un campo científico necesario para explicar las causas que dan lugar a la formación de estructuras volcánicas en la superficie terrestre.

Actualmente, existen muchos estudios que tratan de aspectos generales de volcanes y sus peligros, mientras que, se han realizado pocos trabajos que consideren aspectos específicos de los procesos vulcano-tectónicos y la mayoría de estos se enfocan en diferentes volcanes poligenéticos de todo el mundo. Sin embargo, falta indagar estudios de interacciones entre los procesos volcánicos y tectónicos en la distribución, morfología y volumen de los productos eruptivos de campos volcánicos monogenéticos, debido a que es muy probable que se genere uno nuevo en un futuro. Es por eso la importancia de caracterizar estas estructuras monogenéticas con el fin de entender en qué momento se formaron, así como las causas principales que originaron los conductos de magma que llegaron a la superficie y dieron lugar a la formación de varias estructuras volcánicas.

Los volcanes monogenéticos son las estructuras volcánicas más comunes de la Tierra que se forman en un solo evento eruptivo, el cual puede durar desde varias horas a varios años. Existen miles de ellos en diferentes contextos tectónicos con una amplia gama de estilos eruptivos y arquitecturas geomorfológicas, que generalmente se agrupan dentro de campos volcánicos monogenéticos. Normalmente, un campo volcánico monogenético contiene entre 10 y 100 aparatos volcánicos, sin embargo, el Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato (CVMG) ubicado en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) cuenta con más de 1,200 edificios eruptivos en un área de aproximadamente 40,000 km² extendidos en los estados de Michoacán y Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1985a; Hasenaka, 1994). Actualmente, en este campo volcánico no existe actividad volcánica, sin embargo, ha tenido varias erupciones en los últimos 10,000 años, considerándose un campo volcánico activo. Este vulcanismo comprende principalmente conos de escoria, domos de lava, maares, flujos de lava y volcanes en escudo pequeño, que son típicos de esta zona volcánica. Hasenaka (1994) contabilizó aproximadamente 378 volcanes con morfología en

escudo pequeño dentro del CVMG, los cuales cuentan con un tamaño relativamente menor que los volcanes en escudo normales (ver apartado de discusión) (Figura 2).

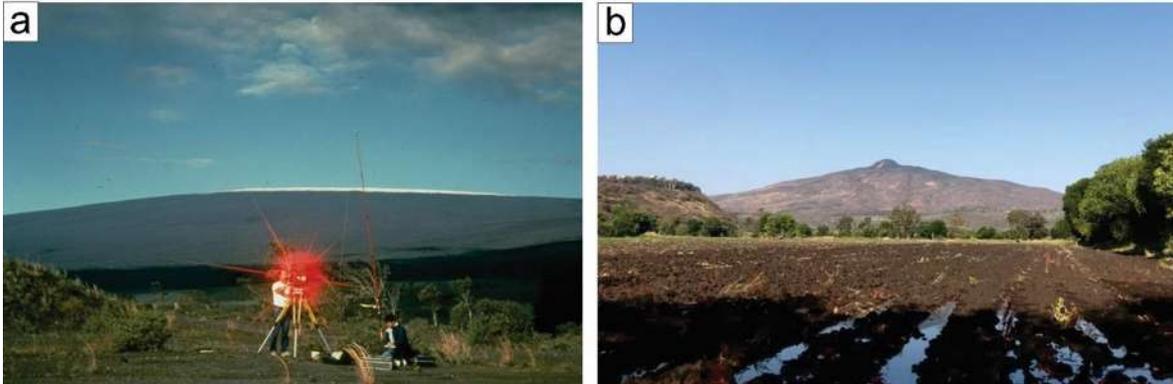


Figura 2. a) Volcán en escudo Mauna Loa, se eleva casi 9 km sobre del fondo del mar, cubre más de la mitad de la superficie de la isla de Hawaii. Tomada de Global Volcanism Program. b) Volcán Quinceo con morfología en escudo pequeño perteneciente al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, con una altura de 2,740 msnm, cubriendo un área de 32 km².

Debido a que el CVMG es una zona volcánica muy extensa, muchos sitios no cuentan con estudios que evalúen la evolución volcánica y tectónica en la formación y distribución de los volcanes en escudo pequeño, considerando que son las estructuras más voluminosas que podemos encontrar en este campo volcánico monogenético.

En este trabajo se estudia un conjunto de cinco volcanes en escudo pequeño ubicados al sur del graben de Penjamillo (GP). Se analizan las condiciones magmáticas y estructurales que favorecen la formación de estos volcanes y el control estructural que existe en su distribución espacio-temporal, volumen de magma y morfología. Por lo tanto, esta investigación ayuda a comprender la historia eruptiva en esta zona y las relaciones vulcano-tectónicas en el CVMG, sirviendo como base en un futuro para evaluar los peligros y riesgos geológicos asociados. En el presente trabajo se presentan nuevos datos geológicos como edades radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para conocer la cronología eruptiva y establecer la estratigrafía del área de estudio. De igual modo, se presenta un análisis cinemático de las fallas para comprender el control estructural sobre la distribución, morfología y volumen emplazado por estos volcanes en escudo pequeño, contribuyendo al conocimiento sobre la evolución volcánica y tectónica de esta zona, y así conocer la dinámica eruptiva en la parte norte del CVMG.

1.2.- Localización del área de estudio

Geográficamente el área de estudio se localiza al norte del estado de Michoacán, entre las coordenadas geográficas 19°53'48"–20°10'00" latitud norte y 101°46'30"–102°04'23" longitud oeste. Comprende parte de las cartas topográficas escala 1: 50,000, Zamora de Hidalgo (E13B19), Zacapu (E14A11), Ecuandureo (F13D89) y Angamacutiro de la Unión (F14C81). Dentro de la región se encuentran los poblados de Ziquítaro, San Juan Carupo, Penjamillo de Degollado, Tlazazalca y Churintzio, así como otros poblados más pequeños. Las principales vías de acceso son por la autopista México – Guadalajara, la carretera federal Michoacán Zinapáro – Villa Morelos y la carretera La Piedad de Cavadas – Purépero de Echáiz, además de numerosas terracerías que conectan con los distintos poblados (Figura 3).

Desde el punto de vista geológico, la zona de estudio se encuentra en la porción central del CVTM. Esta zona está influenciada primordialmente por el sistema de fallas con dirección N–S, heredado de la provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*), el cual forma un graben conocido como GP (gaben de Penjamillo). Al sur de este graben se sitúan cinco volcanes en escudo pequeño que están asociados a este estudio. Son volcanes de tipo monogenético que pertenecen al CVMG.

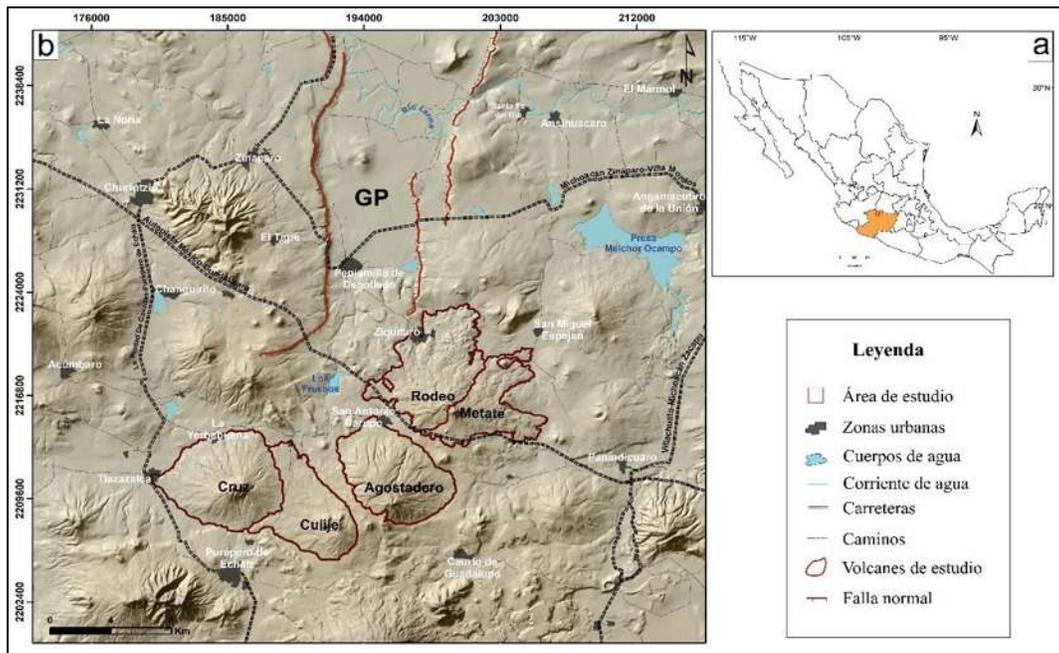


Figura 3. a) República Mexicana y localización del estado de Michoacán (color naranja). b) Área de estudio y localización de los volcanes en escudo pequeño asociados a esta investigación (contornos rojos). El área incluye el graben de Penjamillo (GP) formado por el sistema de fallas de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*).

1.3.- Justificación

El CVMG es el campo volcánico monogenético más grande de México, por lo que es una zona volcánica activa de gran importancia para el país. A pesar de esto, este campo volcánico no cuenta con estudios geológicos y cartográficos a detalle en varios sitios debido a que es una región muy extensa y compleja. Es evidente que existe una carencia de estudios que permitan comprender si existe o no un control estructural en la formación de volcanes en escudo pequeño. Aunque, Hasenaka y Carmichael (1985a) realizaron los primeros estudios de vulcanología, registrando todos los centros eruptivos y más tarde Hasenaka (1994) realizó un estudio del tamaño y distribución de volcanes en escudo pequeño, no se ha explicado la influencia de la tectónica regional en la formación de este tipo de volcanes.

Entender el papel que juegan las estructuras tectónicas en la formación de volcanes en escudo pequeño en el CVMG requiere caracterizar el contexto tectónico-estructural actual para comprender la influencia de la tectónica regional en la distribución espacio-temporal, morfología y en el volumen emplazado por volcanes en escudo pequeño, considerando que son las estructuras más voluminosas que se pueden encontrar en esta región. Por lo tanto, este estudio ayudará a determinar la relación de la evolución volcánica y tectónica de esta zona, sirviendo como base para estudios relacionados con los peligros geológicos.

1.4.- Hipótesis

Los volcanes en escudo pequeño localizados al sur del graben de Penjamillo están afectados por los sistemas de fallas regionales N-S, E-W, NE-SW y NW-SE, en consecuencia, estos sistemas de fallas controlan su distribución, volumen y su morfología.

1.5.- Objetivos

1.5.1.- Objetivo general

Realizar estudios estratigráficos y estructurales en la parte sur del GP para evaluar sus relaciones vulcano-tectónicas en la distribución espacio-temporal, morfología y volumen emplazado de los volcanes en escudo pequeño.

1.5.2.- Objetivos específicos

- a) Estudiar la estratigrafía general del área de estudio y realizar una cartografía geológica de los volcanes en escudo pequeño.*
- b) Realizar un análisis estructural de la zona.*
- c) Caracterizar los depósitos volcánicos, realizando estudios petrográficos, geoquímicos e isotópicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para fechamientos.*
- d) Comparar la actividad volcánica y tectónica para evaluar el control estructural en la distribución, morfología y volumen del vulcanismo.*
- e) Mejorar la caracterización volcánica de la zona.*

2.- MARCO TECTÓNICO Y VULCANOLÓGICO

El CVTM es el arco magmático continental activo más grande de Norteamérica y abarca un área aproximada de 160,000 km² (Ferrari *et al.*, 2012) con una extensión de ~1,200 km y ancho irregular de ~80 a ~230 km. Este cinturón volcánico se ha desarrollado desde el Mioceno temprano hasta el presente y está directamente vinculado con la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norteamérica. Dicha subducción es oblicua a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Delgado-Granados *et al.*, 1995; Pardo y Suárez, 1995; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). El CVTM alberga cerca de 8,000 estructuras volcánicas y numerosos cuerpos intrusivos, atravesando el centro de México, desde los estados de Nayarit y Jalisco hasta el estado de Veracruz (Demant, 1978). El CVTM se divide en tres regiones tectónicas denominadas Occidental, Central y Oriental, que muestran diferentes características tanto estructurales como vulcanológicas (Demant, 1981; Pasquaré *et al.*, 1987; Ferrari *et al.*, 2000) (Figura 4).

El emplazamiento y evolución del CVTM está directamente vinculado a un régimen transtensivo izquierdo con un esfuerzo mínimo horizontal (σ_3) de dirección NW–SE, identificado en la región central del CVTM a través de la presencia de estructuras tectónicas con un arreglo geométrico de grabens y semi-grabens. Estas estructuras presentan direcciones

E–W, NE–SW, WSW–ENE y N–S, que frecuentemente están ocupados por algunas cuencas lacustres como la de Chapala, Pátzcuaro, Zacapu, Cuitzeo y Acambay (Garduño-Monroy *et al.*, 2011; Pasquaré *et al.*, 1991; Suter, 1992). El sector occidental se caracteriza por la actividad tectónica asociada a un arreglo geométrico dado por el Punto Triple, compuesto por los *rifts* Tepic-Zacoalco, graben de Colima y *rift* de Chapala (Suter, 1992; Garduño-Monroy *et al.*, 1999; Ferrari *et al.*, 2000).

En la región central del CVTM, entre el rift de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro, se encuentra el CVMG, constituido principalmente por volcanes monogenéticos de composición basáltica a andesita-basáltica (Hasenaka y Carmichael, 1987). La convergencia de placas debajo de esta región ocurre en una tasa promedio de 55 mm/año (Ferrari *et al.*, 2012). Se ha reconocido en los primeros trabajos que el vulcanismo en el CVMG inició probablemente en el Plioceno tardío (p.e. Hasenaka y Carmichael, 1985b; Ban *et al.*, 1992), pero estudios más recientes (p.e. Guilbaud *et al.*, 2012; Avellán *et al.*, 2020) sugieren que el vulcanismo se hizo progresivamente más frecuente en el Pleistoceno medio y tardío, y continúa aún activo hasta nuestros días; ejemplo de lo anterior es la formación de los volcanes monogenéticos registrados en tiempos históricos, como el volcán Jorullo (1759) y el volcán Parícutin (1943). El CVMG está compuesto por más de 1,200 centros eruptivos dentro de un área de 40,000 km² (Hasenaka y Carmichael, 1985a; Hasenaka, 1994) (Figura 4). El CVMG consiste principalmente de conos de escoria, domos de lava, volcanes en escudo pequeño y maares. Por esta razón, el CVMG es considerado como una de las zonas con mayor concentración de volcanes monogenéticos en el mundo (Hasenaka y Carmichael, 1985a). Bajo el CVMG, el espesor de la corteza de la placa de Norteamérica varía entre 35 y 43 km, mientras que la placa Rivera se subduce a una profundidad entre 80 y 200 km, con una inclinación de la placa en subducción bajo la región antearco y arco de 35° y 60°, respectivamente (Urrutia-Fucuguauchi y Flores-Ruiz, 1996). La tasa de producción de magma del campo volcánico se estima en 0.8 km³/1,000 años (Hasenaka y Carmichael, 1985b). Además, la composición química más frecuente de las lavas presentes en el CVMG es andesita-basáltica, y en menor medida basaltos alcalinos, siendo estos últimos generalmente el producto más antiguo del campo volcánico, ya que en el Cuaternario los magmas calco-alcalinos y alcalinos también están presentes en la parte sur del campo volcánico (Hasenaka y Carmichael, 1987; Hasenaka, 1994).

El CVMG está construido sobre el basamento conformado por el sub-terreno Zihuatanejo, que es perteneciente al Terreno Guerrero. El registro estratigráfico del Terreno Guerrero en el CVMG indica que las edades más antiguas que se reportan corresponden a la secuencia metamórfica del complejo Arteaga (López-Infazón y Grangajales-Nishimura, 1984). Esta secuencia está formada principalmente por turbiditas ricas en cuarzo del Triásico superior, las cuales, son estratos suavemente plegados con texturas de bloques en matriz muy cortadas por fallas (Centeno-García *et al.*, 2008). Su metamorfismo presenta facies de alto grado tipo esquisto verde que contienen fragmentos de basaltos almohadillados, doleritas, gabros con bandas, sílex y fragmentos de caliza (Centeno-García *et al.*, 2008). Estas rocas están cubiertas por lavas riolíticas submarinas, rocas volcanoclásticas y rocas graníticas del Jurásico medio a tardío, que en conjunto se convirtieron en parte de un complejo de acreción como resultado de procesos activos de margen de placa convergente (Centeno-García, 2017). Posteriormente, la secuencia del Complejo Arteaga es sobreyacida por una serie de rocas andesíticas, basálticas y algunas rocas volcánicas y volcanoclásticas del Cretácico, que se intercalan con calizas, evaporitas y capas rojas de areniscas (Centeno-García *et al.*, 2008). Esta última sucesión es cortada discordantemente por varios plutones graníticos que subyacen a las rocas del CVMG y del CVTM (Corona-Chávez *et al.*, 2006; Centeno-García *et al.*, 2008; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014).

2.1.- Geología regional

En la zona de estudio existe un sistema de fallas normales que forman grabens y semi-grabens con dirección N–S. La estructura más representativa en el área de estudio con esta dirección es un graben importante que se extiende 250 km desde Pinos, Zacatecas, hasta Penjamillo, Michoacán, y se intercepta con las estructuras mayores de la Mesa Central y del CVTM. Esta estructura se denomina graben Penjamillo – Pinos (Suárez-Arias, 2019; Suárez-Arias *et al.*, 2019), el cual se formó durante las primeras fases de deformación extensional del Oligoceno al Mioceno tardío y que afectó el centro de México.

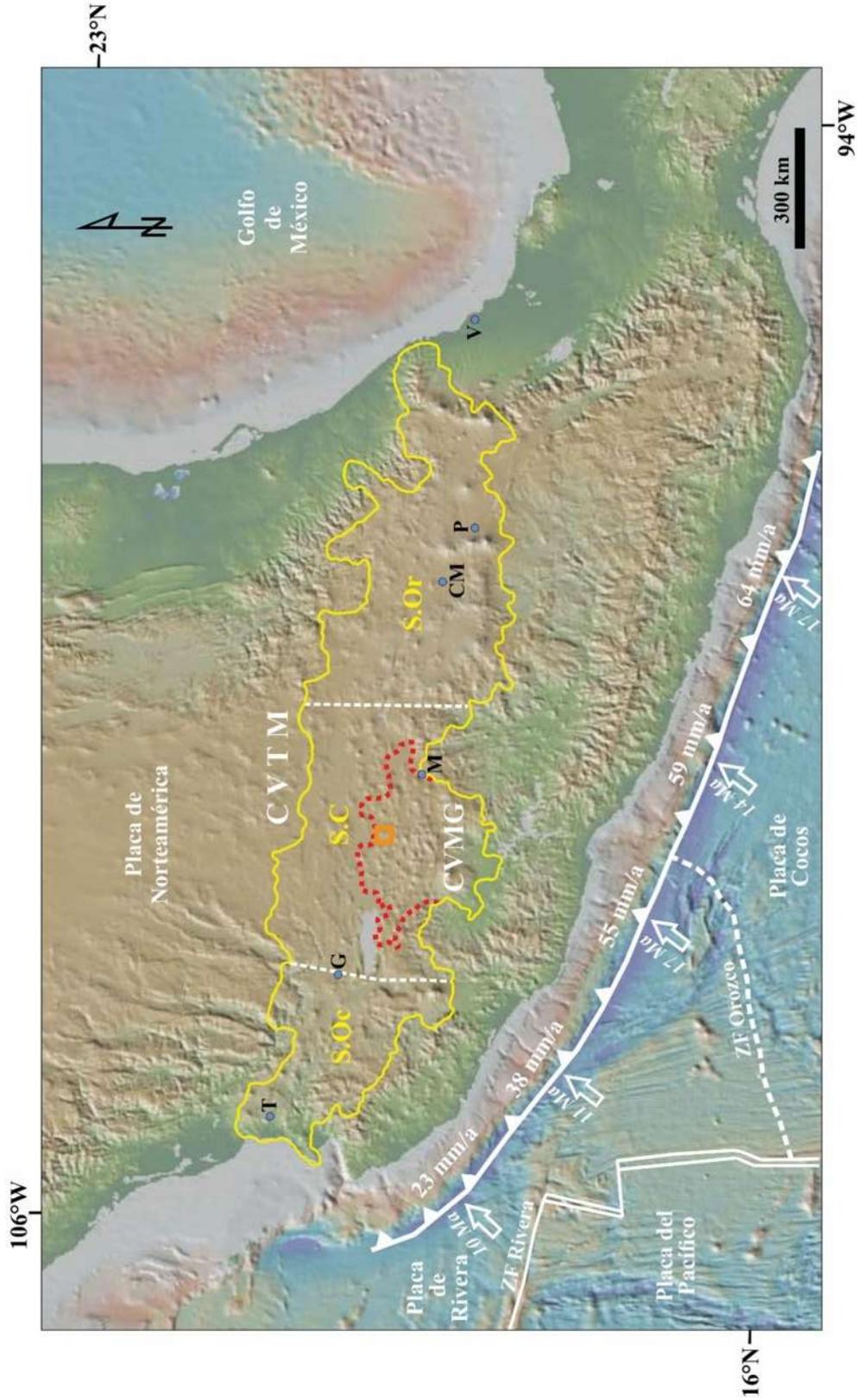


Figura 4. Contexto geodinámico de México. El polígono amarillo engloba el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) dividido en sus tres sectores (S.Oc: sector occidental; S.C: sector central; S.Or: sector oriental) delimitados por las líneas punteadas blancas, donde en el sector central se localiza el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) (línea punteada roja). El recuadro naranja indica la ubicación de la zona de estudio. El mapa también muestra los límites de las placas del Pacífico, Rivera y Cocos, así como la edad de la placa en subducción en la fosa. Las flechas pequeñas indican la dirección y la tasa de convergencia relativa (mm/año) de subducción entre las placas Cocos y Rivera respecto a la placa de Norteamérica. ZF Rivera: Zona de fractura de Rivera; ZF Orozco: Zona de fractura de Orozco. Los puntos azules muestran la ubicación de algunas ciudades importantes (T: Tepic; G: Guadalaajara; M: Morelia; CM: Ciudad de México; P: Puebla; V: Veracruz).

El graben Penjamillo – Pinos se divide en tres sectores: el semi-graben de Matancillas en el norte, un conjunto de grabens y semi-grabens en el centro, y el GP en el sur.

Para esta investigación se analizó el GP, que es la estructura más representativa en el área de estudio, descrito como una depresión tectónica de ~25 km de longitud, caracterizado por su orientación N–S (Figura 5), y considerado como una manifestación de estructuras heredadas de la tectónica de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*) que podrían estar activas (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Garduño-Monroy *et al.*, 1999).

La estratigrafía está controlada por tres provincias geológicas: La Sierra Madre Occidental (SMOc), el CVTM y el CVMG. La SMOc es el resultado de diferentes episodios magmáticos y tectónicos durante el Cretácico–Cenozoico asociados a la subducción de la placa Farallón por debajo de la placa de Norteamérica y a la apertura del Golfo de California (Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Ferrari *et al.*, 2005). La secuencia de la SMOc está expuesta en el oeste y noroeste de México, contiene 1,200–1,500 m² de secuencias que arrojan edades dentro de los intervalos de tiempo 51–40, 35–27 y 24–20 Ma (Ferrari *et al.*, 2005). En la zona de estudio se observó que esta unidad consiste de una secuencia que está representada por ignimbritas riolíticas soldadas con una estructura masiva de color rosáceo, con abundante cuarzo en esferulitas, líticos y fiammes en una matriz de ceniza fina con cristales de cuarzo y feldespato potásico. La edad de esta ignimbrita es del Oligoceno temprano (28 Ma) (Suarez-Arias *et al.*, 2019). Dentro de esta misma secuencia se encuentran unas lavas que sobreyacen a estas ignimbritas. Las lavas presentan un color gris claro, con una estructura masiva y bloques angulares.

Posterior al vulcanismo de la SMOc se generó el vulcanismo del CVTM en el centro de México. Está constituido por campos volcánicos monogenéticos, estratovolcanes y mesetas volcánicas cuya distribución está controlada por la tectónica regional (Ferrari *et al.*, 1999; 2012).

Durante el Plioceno temprano, se desarrolló el vulcanismo del CVMG en la parte central del CVTM, el cual se manifiesta en forma de domos, conos de escoria, maares, anillos de toba, lavas fisurales y volcanes en escudo pequeño de composición andesita–basáltica, andesítica, basáltica y algunos de composición dacítica. Se comenzó a formar aproximadamente hace 5

Ma (Plioceno temprano). Estas facies están distribuidas más ampliamente en el área de estudio, ya que el vulcanismo es abundante en la región, por lo tanto, es evidente que el basamento regional es un poco incierto debido a que está formado por una superposición de estructuras volcánicas emplazadas durante un periodo similar.

Al sur del GP abundan rocas volcánicas plio-cuaternarias con edades inferiores a los 3 Ma. Existen distintos edificios volcánicos dispersos, los cuales corresponden principalmente a volcanes en escudo pequeño, conos de escoria, domos y algunos flujos de lava que forman mesetas que posiblemente estén asociadas a fallas. La columna estratigráfica de la región se termina con el depósito de productos aluviales actuales.

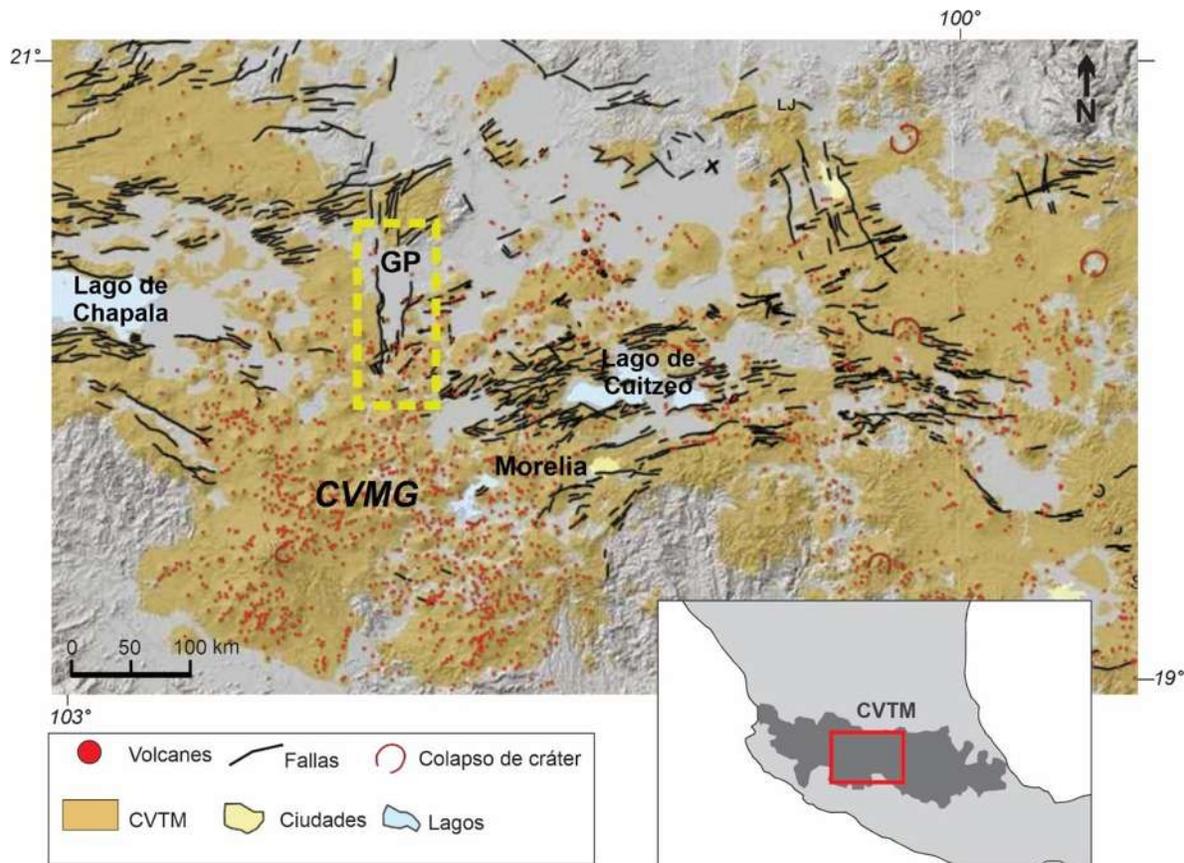


Figura 5. Estructuras tectónicas y volcánicas del sector central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). En el recuadro punteado amarillo se observa el graben de Penjamillo (GP) formado por el sistema de fallas de Cuencas y Sierras (Basin and Range). Modificado de Ferrari et al. (2012).

3.- ANTECEDENTES

Se han realizado numerosos estudios geológicos del CVMG debido a que es una zona volcánica muy activa, destacando la última erupción del Parícutin (1943), que constituye el volcán más joven de todo el CVMG.

Algunos de los trabajos más completos que se han realizado en el CVMG son los de Hasenaka y Carmichael (1985a, 1987), donde se publicaron los primeros estudios de vulcanología, petrografía y geoquímica de este campo volcánico, constituyendo la base para cualquier trabajo petrológico, así como estudios de peligros y riesgos por deslizamiento y subsidencia, paleomagnéticos, paleosismología, geología estructural y planificación territorial de esta región. Luego, Pasquarè *et al.* (1991) elaboraron un mapa geológico de toda la zona central-norte del CVTM, en los estados de Michoacán y Guanajuato. En su estudio proponen que el vulcanismo en el centro de México se remonta a principios del Terciario y está representado por una gran cantidad de lavas intermedias y cuerpos sub-volcánicos asociados, generalmente denominados Complejo Volcánico Inferior y posteriormente reconocen el vulcanismo silíceo que constituye a la SMOc a principios del Oligoceno. Estos trabajos fueron útiles para conocer el vulcanismo en la zona de estudio, y sirvieron como base para interpretar la tectónica regional.

Sin embargo, son escasos los estudios sobre relaciones vulcano-tectónicas y volcanes en escudo pequeño dentro del CVMG. Concretamente, algunos de los estudios que tratan específicamente de volcanes en escudo pequeño es el publicado por Ban *et al.* (1992). Estos autores analizan las variaciones espaciales y temporales de la actividad volcánica del CVMG, con base en edades K/Ar de ocho volcanes en escudo pequeño, donde concluyen que los volcanes mayores a 1 Ma se encuentran en la porción norte, mientras que los inferiores a 1 Ma se localizan en la parte sur. Posteriormente, Hasenaka (1994) presenta una compilación de volcanes en escudo pequeño, donde realiza un análisis del tamaño y distribución de este tipo de volcanes, para hacer una estimación de la velocidad de la salida del magma.

Uno de los trabajos más recientes sobre este tipo de volcanes es sobre el volcán Metate (Chevrel *et al.*, 2016), un volcán en escudo pequeño ubicado a 40 km de Zacapu, el cual tuvo una erupción efusiva hace aproximadamente 760 años, produciendo grandes volúmenes de lava andesítica (~10 km³), siendo la mayor erupción efusiva andesítica del Holoceno en el

CVMG. Avellán *et al.* (2020) realizan una cronología eruptiva de los volcanes en escudo pequeño en la región de Cuitzeo, fechando los volcanes Quinceo y Tetillas, que se encuentran al noroeste de la ciudad Morelia, donde obtuvieron nuevas fechas radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y ^{14}C .

Por otro lado, se han realizado estudios sobre alineamientos de volcanes y control estructural del CVMG. Por ejemplo, Wadge y Cross (1988) realizaron un estudio sobre dos métodos cuantitativos para determinar las direcciones azimutales de puntos alineados aplicados a un conjunto de conos de ceniza que pertenecen al CVMG. De igual manera, Connor (1990) realizó un estudio sobre una agrupación de conos de escoria en el CVTM, donde propone alineaciones de estos volcanes dentro de las zonas de fallas. Además, Mazzarini *et al.* (2010) desarrollaron un estudio sobre el análisis de agrupamiento auto-similar en los dos campos volcánicos monogenéticos más grandes del CVTM que son el CVMG y el Campo Volcánico Chichinautzin. Estos autores concluyen que el agrupamiento auto-similar de volcanes está relacionado a fracturas, que podría usarse como un indicador del grosor de la corteza en entornos tectónicos extensionales. Cebriá *et al.* (2011) realizaron un reconocimiento de alineaciones utilizando dos campos volcánicos monogenéticos: el CVMG asociado con el magmatismo de arco relacionado con la subducción y Calatrava en España con magmatismo intraplaca. En ambos casos sugieren que la distribución de centros eruptivos sigue lineamientos paralelos que corresponden a estructuras tectónicas más antiguas que se han reactivado.

También se han realizado estudios sobre las relaciones vulcano-tectónicas en el CVMG. Por ejemplo, Pérez-Orozco *et al.* (2018) realizaron un estudio en la Sierra del Tzirate, sobre el campo de esfuerzos transtensional generado por el sistema de fallas Morelia-Acambay y el magmatismo producido dentro del Complejo Volcánico el Tzirate. Por otro lado, Avellán *et al.* (2020) presentaron un análisis de interacciones vulcano-tectónicas para comprender el control tectónico en el vulcanismo de los volcanes en escudo pequeño Quinceo y Tetillas. Gómez-Vasconcelos *et al.* (2020) evaluaron el control estructural en un alineamiento de 13 conos de escoria a lo largo de una falla E-W, proponiendo que fallas preexistentes ejercen una influencia importante sobre la distribución, morfología, volumen y dinámica eruptiva del vulcanismo monogenético en el área de Queréndaro, dentro del CVMG.

3.1.- Vulcanismo y tectónica

Las interacciones entre los procesos volcánicos y tectónicos influyen en la distribución, morfología y volumen emplazado de los productos eruptivos en el espacio y el tiempo. Por lo tanto, el estudiar estas interacciones nos ayudan a entender como varía el volumen de magma, morfología, estilo eruptivo, y distribución espacio-temporal de las estructuras volcánicas frente a cambios tectónicos y estructurales. Según Gudmundsson (2020), la vulcano-tectónica es un campo científico moderno que emplea métodos y técnicas de diferentes disciplinas como la geología estructural, la tectónica, la geofísica, la física, entre otras (Figura 6) para conocer el comportamiento y la estructura de los volcanes, así como las condiciones para sus erupciones, por lo que permite desarrollar teorías para realizar predicciones confiables sobre la posible trayectoria de eventos durante los periodos de erupción de estos edificios volcánicos. Así pues, el objetivo principal de este campo científico es conocer los procesos distensivos del campo de esfuerzos entre el magma, para entender el funcionamiento de volcanes en un contexto regional y así predecir posibles peligros y su impacto.

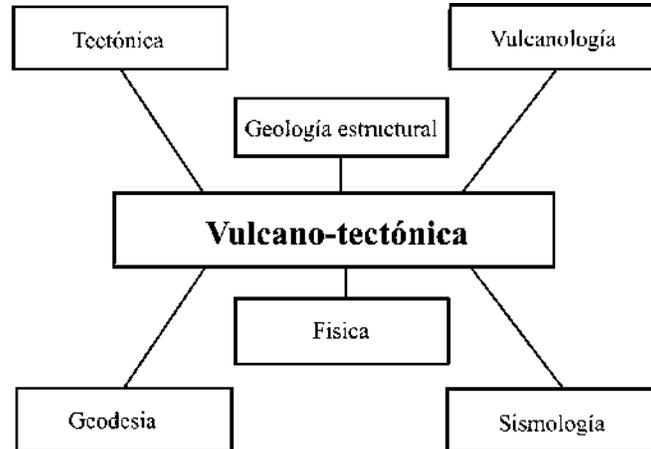


Figura 6. Muchos datos de los volcanes activos se obtienen mediante los métodos de la sismología (terremotos volcánicos o vulcano-tectónicos), la geodesia (vigilancia de la deformación de los volcanes) y la vulcanología. Los datos de los volcanes extintos y activos, (sismotectónica) se obtienen principalmente mediante los métodos de la tectónica, la geología estructural y la vulcanología. Las interpretaciones de los datos en términos de modelos y teorías se basan en principios de la física (mecánica de sólidos, mecánica de fluidos, mecánica estadística) y en campos derivados más recientes (mecánica de fracturas, ciencia de los materiales y física de las rocas). Tomada de Gudmundsson (2020).

Como se mencionó anteriormente, la mayoría de los trabajos que existen en la actualidad sobre procesos vulcano-tectónicos están enfocados principalmente a diferentes volcanes poligenéticos de todo el mundo. Un ejemplo de ellos es el trabajo realizado por Chen y Hong

(2009) donde desarrollaron un modelo viscoelástico tridimensional que incluye una cámara de magma y un volcán extrusivo para mostrar que existe una interacción vulcano-tectónica mediante el método de simulación numérica de elementos finitos, analizando el efecto de cambio del campo de estrés tectónico en la cámara magmática.

Por otro lado, Villamor *et al.* (2011) realizaron un estudio sobre vulcano-tectónica en el centro volcánico de Okataina en Nueva Zelanda. Realizaron asociaciones temporales entre erupciones volcánicas individuales y rupturas de fallas normales en el sector norte del rift de Taupo. Presentan una compilación de datos paleosísmicos, geoquímicos y geofísicos existentes que respaldan tanto la presencia como la ausencia de asociaciones temporales entre fallas y erupciones volcánicas, proponen algunos modos posibles para las interacciones entre erupciones volcánicas (y movimientos de magma) y rupturas de fallas simples.

Asimismo, Mathieu *et al.* (2011) propusieron un trabajo de interacciones vulcano-tectónicas en el volcán Monte Camerún, África Occidental. Presentan nuevas observaciones de campo recopiladas en el área de la cumbre del monte Camerún y en la protuberancia topográfica en la base SE. Basándose en un análisis detallado de las características morfotectónicas de la región del Monte Camerún, observaciones morfoestructurales y estratigráficas realizadas en campo, estos autores proponen una interpretación de la estructura y la deformación en curso del Monte Camerún.

Bonaccorso *et al.* (2012) presentaron un trabajo del volcán Etna en Italia, se enfocan en un estudio en el sistema de fallas de Pernicana, una de las estructuras tectónicas más destacadas que delimitan el borde norte del flanco este deslizante del volcán Etna. Realizaron una relación entre las rupturas del sistema de fallas y la agitación volcánica tomando en cuenta los terremotos más grandes que habían ocurrido de las décadas de 1980 a 2010, considerando las fuentes de deformación del volcán inferidas previamente al invertir los datos geodésicos registrados durante varias erupciones laterales en este intervalo de tiempo. Los resultados que obtuvieron muestran que la presurización de un almacenamiento intermedio y la tracción ejercida por el deslizamiento del flanco oriental contribuyen a la sismicidad a lo largo del sistema de fallas incluso sin preceder a una erupción inmediata. En cambio, la sismicidad a lo largo de este sistema de fallas relacionada con las intrusiones dentro del sector norte del

volcán representaría una alerta temprana potencial de una erupción inminente en el Monte Etna.

En cambio, Gabrieli *et al.* (2015) desarrollaron una investigación de interacciones vulcano-tectónicas como consecuencia de erupciones volcánicas en el volcán Kilauea en Hawái, proponiendo un modelo viscoelástico 3D de elementos finitos de la cámara magmática para determinar si las tensiones litosféricas externas interfieren con la actividad volcánica, tomando en cuenta la presurización de las mareas para determinar si es lo suficientemente grande para modificar la presión de una cámara magmática de 5 km de profundidad. Así mismo, este modelo ayudó a comprender el por qué una erupción de corta duración en el volcán Kilauea comenzó 30 minutos después del terremoto de Kalapana de magnitud 7.7 (Mw) en 1975.

Por su parte, Gómez-Vasconcelos *et al.* (2017) presentaron un trabajo en el graben de Tongariro en Nueva Zelanda, donde definen el porcentaje de extensión regional acomodado por fallas y por intrusiones magmáticas, realizando trabajo de campo para interpretar la actividad y la geometría de las fallas con ayuda de métodos paleosísmicos. Las tasas de deslizamiento de las fallas que obtienen se compararon con datos geodésicos que ayudaron a estimar la extensión debido a las intrusiones de diques y reportar interacciones vulcano-tectónicas, por lo que sus resultados obtenidos ayudan a mejorar los peligros sísmicos y volcánicos de la región.

En cuanto a MacQueen *et al.* (2020), desarrollaron un trabajo de interacciones vulcano-tectónicas en el volcán Sabancaya en Perú, en el cual relacionan la inyección de magma episódica con las altas presiones de poro de fluidos regionales. Además, presentan una serie temporal de deformación superficial en Sabancaya que incluye observaciones de ERS-1/2, Envisat, Sentinel-1, COSMO-SkyMed y TerraSAR-X que abarca desde junio de 1992 hasta febrero de 2019. Dedujeron que la combinación de altas presiones de fluidos intersticiales con una inflación magmática compensada lo suficientemente grande puede generar fuertes terremotos durante la actividad volcánica.

No obstante, falta profundizar estudios de los procesos vulcano-tectónicos en los campos volcánicos monogenéticos, ya que en un campo volcánico monogenético la producción de magma es menor comparada con el vulcanismo poligenético, y por lo tanto puede existir un

mayor control estructural en la distribución y emplazamiento del vulcanismo. De manera que, es esencial conocer el campo de esfuerzos y estructuras tectónicas principales para caracterizar los controles clave sobre el crecimiento de los volcanes en el espacio y que permitan determinar la existencia de cualquier factor de control dominante que pueda haber creado vías preferenciales para la formación de estas estructuras volcánicas (p.e. Le Corvec *et al.*, 2013).

4.- METODOLOGÍA

La realización de esta investigación se desarrolló en varias etapas. Estas etapas consistieron en la elaboración de la cartografía, trabajo de campo, trabajo de laboratorio y técnicas analíticas. Estos procedimientos se describen con detalle a continuación:

4.1.- Investigación bibliográfica y cartografía

Dentro de esta etapa se realizó la consulta exhaustiva de la información bibliográfica relacionada con el campo de la vulcano-tectónica. En esta consulta se procedió en la lectura de libros actualizados que enfatizan sobre los fundamentos de la vulcano-tectónica, al igual que la consulta de artículos científicos relacionados con este tema. También, se recopiló toda la información referente a estudios geológicos previos vinculados a estudios vulcanológicos, geocronológicos y geología estructural que se han realizado en la región de estudio. Esta información incluye artículos científicos, tesis y mapas publicados, de los cuales se elaboró una síntesis que ayudó a comprender qué tanto se ha realizado en la región para establecer el planteamiento de problema, determinar los objetivos y argumentar mejor la discusión de los resultados obtenidos.

Posterior a esto, se llevó a cabo la adquisición de la base cartográfica por medio del laboratorio de Análisis de Riesgos del Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, perteneciente a la UNAM Campus Morelia, y proporcionada de origen desde el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). En la adquisición, se obtuvieron archivos digitales de las zonas con clave F14C81, E14A11, E13B19 y F13D89 de la información geoespacial de tipo ráster y vectorial a escala 1:50,000. Dentro de la información ráster se incluye el Modelo Digital de Elevación (*DEM*, por sus siglas en inglés) con una resolución de 15 m. Toda esta información digital presenta coordenadas x-y-z y está georreferenciada con respecto al sistema de coordenadas WGS-1984, UTM Zona 14N. A partir de la información ráster se generó un modelo de sombras, con el que se visualizaron las formas del relieve, el cual fue usado como una base para editar y digitalizar la información obtenida mediante el análisis morfológico, que consistió en la delimitación de los diferentes rasgos morfológicos, tales como centros eruptivos, trazas de fallas y contactos litológicos.

Contemporáneo a este procedimiento, se prepararon los mapas preliminares para el trabajo de campo, marcando los sitios de mayor interés representados por cortes de carreteras y canteras, los que se consideraron como sitios con afloramientos. Por lo que, esta etapa ayudó a planificar el trabajo de campo y conocer las rutas de acceso y los sitios más idóneos para el muestreo.

Los polígonos de los volcanes se digitalizaron mediante el análisis de su morfología observada en el mapa de sombras, con ayuda de *Google Earth* y observaciones de campo. Los volúmenes emitidos de cada volcán se calcularon en ArcMap 10.3 a través del laboratorio de Análisis de Riesgos del Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, UNAM Campus Morelia, utilizando el DEM de resolución de 15 m mediante la herramienta *3D Analyst (surface difference)*, que calcula la diferencia de volumen entre dos modelos de superficie almacenados como un *dataset* de terreno en forma de superficie de redes triangulares irregulares (superficie TIN). Cada uno de estos modelos de superficie se compone de celdas que integra la herramienta *3D Analyst*, extrayendo el volumen aproximado entre las elevaciones de la parte superior del polígono y de la superficie inferior. Cada celda del polígono se expresa como ΔA , y así la herramienta calcula la suma de todas las celdas que se engloban dentro del polígono. Por lo tanto, los volúmenes se calcularon con ayuda de estas herramientas obteniendo volúmenes máximos para las erupciones de cada volcán.

4.2.- Trabajo de campo

El trabajo de campo, fue esencialmente importante en la etapa de la cartografía, el cual, se desarrolló en tres fases importantes que refieren al levantamiento estratigráfico, datos de fallas y muestreo de las unidades litológicas reconocidas desde la fase del análisis del relieve (Figura 7). Dentro del levantamiento estratigráfico se describieron un total de 19 sitios, las características de estructura del depósito que conforma cada uno de los volcanes, relaciones estratigráficas (apoyados en el análisis del relieve y edades radiométricas), extensión de las unidades reconocidas desde el análisis morfológico, facies de las unidades independientes, color, textura y contenido mineral. En la fase del procesado de la información se plasmó toda esta información en la base cartográfica y con ayuda del ArcMap 10.3 se logró elaborar un mapa geológico simplificado, del que se obtuvo información de volumen de las erupciones y extensión de los depósitos. Para sustentar las características de las facies de los depósitos

se colectaron al menos cinco muestras para determinar la edad mediante el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y realizar un análisis petrográfico, una para cada unidad.

4.3.- Análisis estructural

El levantamiento de las fallas geológicas se llevó a cabo en 14 estaciones exploratorias y éste consistió en el reconocimiento y toma de datos de las diferentes familias de planos de fallas, así como la descripción y medición de indicadores cinemáticos en cada uno de los planos independientes que incluye el rumbo, buzamiento, *pitch*, etc., al igual que rasgos asociados a la deformación de los depósitos de los volcanes.



Figura 7. Representación fotográfica del trabajo de campo. a) Toma de datos de fallas con el método de la “regla de la mano derecha”. b) Reconocimiento y descripción de los depósitos volcánicos. c) Recolección de muestras de cada depósito volcánico.

En la caracterización de las estructuras tectónicas de fallas se consideró el método conocido como “regla de la mano derecha” en el cual se toma la dirección azimutal (*strike*) que puede variar entre 0 y 360° referente al norte, su buzamiento que varía entre 0 y 90° respecto a su

horizontal y su *pitch* que puede variar de 0 a 180° referente a una horizontal. Por lo tanto, en cada dato de falla tomado en campo se incluye su respectivo dato de dirección, inclinación y *pitch*, para su posterior procesamiento y análisis, generando el mapa estructural de la zona (Figura 15) para lo cual se emplearon principalmente los softwares ArcMap 10.3 y *Win Tensor* 5.9.2 con ayuda de *Google Earth*.

Los datos estructurales recabados en campo se analizaron para cada estación, realizando diagramas de rosa que permitieron definir las tendencias principales de fallamiento. Estos datos se procesaron con ayuda del software *Win Tensor* 5.9.2 (Figura 8) y *Stereonet* 10.4. El software *Win Tensor* 5.9.2 permitió determinar la configuración de los tensores de deformación asociados a un evento determinado al caracterizar los indicadores cinemáticos, como lo son las estrías asociadas al desplazamiento de fallas.

Para el cálculo de los ejes principales de esfuerzo se empleó el método de los diedros rectos, que asume que el vector de desplazamiento es paralelo al esfuerzo máximo de cizalla resuelto sobre el plano de falla, obteniendo las orientaciones de los esfuerzos σ_i (Angelier y Mecheler, 1977).

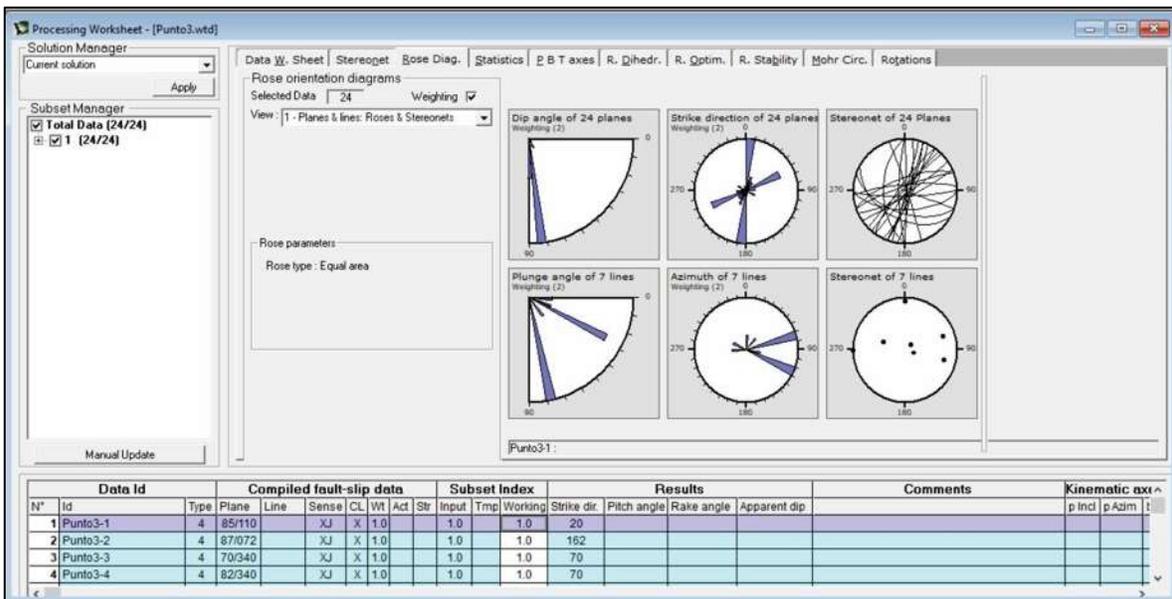


Figura 8. Ventana del software *Win Tensor* 5.9.2, donde se realizó parte del procesamiento de datos estructurales.

4.4.- Análisis petrográfico

Para realizar el análisis petrográfico en total se recolectaron cinco muestras de roca correspondientes a cada volcán. A continuación, se describe el procedimiento para la realización de las láminas delgadas a fin de determinar las características mineralógicas y texturales de cada uno de los depósitos.

a.- Preparación de láminas delgadas. Para el análisis petrográfico se realizaron láminas delgadas, las cuales se prepararon y describieron en el Instituto de Geofísica Unidad Michoacán de la UNAM Campus Morelia (Figura 9). En primer lugar, las muestras se cortaron en briquetas rectangulares de un tamaño de 4x2 cm aproximadamente, posteriormente, las muestras fueron limpiadas con agua destilada en un aparato de ultrasonido. Cada muestra se pulió en una de sus caras utilizando abrasivos de carburo de silicio de 400 y 600 μm . Después, cada muestra se pegó a un portaobjetos de vidrio con resina Epoxi UV (curado ultravioleta) sobre la cara pulida y se dejó secar bajo el sol. Posteriormente, se realizó un corte de precisión en la cortadora conocida como Petro Thin, hasta que la lámina delgada alcanzó un espesor de 100 μm . Finalmente, se pulió nuevamente utilizando abrasivos de 600 y 1000 μm hasta que la lámina delgada alcanzó un grosor de 30 μm aproximadamente, este espesor resulta excelente para visualizar y caracterizar las propiedades ópticas de los minerales que componen cada muestra recolectada.

La descripción petrográfica se realizó en el laboratorio antes mencionado utilizando un microscopio petrográfico marca ZEISS AX10, donde se analizaron y describieron las cinco muestras recolectadas. Para este análisis petrográfico se establecieron diferentes características petrográficas como textura, estructura, mineralogía y porcentaje de abundancia de cristales.

4.5.- Técnicas analíticas

Las técnicas analíticas empleadas en este trabajo fueron el análisis geoquímico de fragmentos de lava y el método radiométrico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para determinar la edad y cronología de los cinco volcanes en escudo pequeño. A continuación, se describen estos procedimientos:

a.- *Preparación de muestras para análisis geoquímico de roca total:* Para el análisis geoquímico de roca total de elementos mayores y traza se cortaron porciones de 20 a 30 gramos de cada muestra en el IGUM. Se seleccionó una roca libre de meteorización o alteración hidrotermal para ser cortadas con un martillo de geólogo. Cada fragmento obtenido fue lavado con agua destilada y baños en el ultrasonido no mayores a cinco minutos, para quedar libres de impurezas. Las muestras se analizaron en Activation Laboratories (ACTLABS) en Ancaster, Canadá. La determinación de los elementos mayores se realizó a través de la técnica de Fluorescencia de Rayos X y los análisis químicos de elementos traza se realizaron a través del uso de técnicas de espectrometría de masas de emisión de plasma por acoplamiento inductivo (*ICP-MS*, por sus siglas en inglés).



Figura 9. Procedimiento para la elaboración de láminas delgadas. a) Corte de muestra de aproximadamente 4x2 cm; b) resina Epoxi UV para adherir la muestra de roca al portaobjetos de vidrio; c) corte de la lámina en la cortadora Petro Thin; d) proceso final de desgaste de la muestra con abrasivos de 600 y 1000 μm dejándola con un espesor de 30 μm .

b.-Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: Las muestras de roca para las dataciones isotópicas mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se cortaron en briquetas de aproximadamente 6x6x2 cm, para posteriormente lavarlas y secarlas. El análisis se realizó en el laboratorio de geocronología de la Universidad de Oregón en Estados Unidos, en donde los fragmentos de roca se irradiaron durante 30 minutos (irradiación 16-OSU-04) en el reactor TRIGA junto con el monitor de flujo de fluencia de neutrones mineral Fish Canyon Tuff (FCT-2-NM sanidina) con una edad calibrada de $28,201 \pm 0,023 \text{ Ma}$ (1σ). La edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se obtuvo calentando gradualmente el material usando un láser de CO_2 midiendo la relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ resultante de la irradiación. Los gases resultantes se analizaron utilizando un espectrómetro de masas multicolector 10 ARGUS-VI.

5.- RESULTADOS

5.1.- Estratigrafía volcánica

El trabajo de campo y la cartografía geológica, contribuyó a determinar la distribución espacial de los depósitos efusivos y el volumen emitido por cada uno de los cinco volcanes monogenéticos estudiados. La cartografía de sus depósitos es soportada por cinco nuevas edades radiométricas mediante el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, lo que ayudó a conocer cronológicamente la posición estratigráfica de cada uno de estos volcanes. Las características estratigráficas de cada uno de estos volcanes son descritas a continuación, desde la unidad más antigua a la unidad más reciente (Tabla 1).

5.1.1.- Vulcanismo del Pleistoceno

5.1.1.1.- Volcán Cruz (Cr)

El volcán Cruz está localizado 17 km al suroeste del poblado de Penjamillo de Degollado y es considerado como el volcán más antiguo de los estudiados en este trabajo. Este volcán presenta una morfología moderadamente conservada, con una ligera disección vertical de sus flancos, razón por la que expone canales de erosión poco profundos (Figura 12). El *Cr*, muestra una morfología simétrica en escudo pequeño con pendientes de 25° en sus flancos y un diámetro basal de ~ 7.8 km (Figura 10). Este volcán está construido por flujos de lava con morfología superficial en bloque, que fueron emitidos desde su cima y se extendieron radialmente en todas las direcciones hasta una longitud de 4.6 km. Los flujos de lava presentan una estructura masiva con bloques de color gris oscuro, textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno. La erupción asociada a este volcán llegó a cubrir un área de 41 km^2 y emitir un volumen de $\sim 2 \text{ km}^3$, lo que permitió que este volcán alcanzara una altitud de 2,356 m sobre el nivel del mar (snm). Una muestra de roca fue colectada para analizar mediante el método radiogénico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, la cual, arrojó una edad de la erupción de 2.09 ± 0.01 Ma.

5.1.1.2.- Volcán Agostadero (Ag)

El volcán Agostadero se ubica 16 km al sureste del poblado de Penjamillo de Degollado y tiene una elevación de 2,523 m snm. Es un volcán con morfología en escudo pequeño,



Figura 10. Volcán Cruz (Cr) desde la parte SW de la zona de estudio donde se aprecia su morfología simétrica. Se observan los poblados de Changuirito al NW y Penjamillo de Degollado al NE.

asimétrico, que presenta flancos con pendientes entre 25° y 30° y un diámetro basal de ~ 8.3 km (Figura 12). Agostadero se encuentra poco preservado, debido a que se presenta disectado por canales de erosión poco profundos. Está formado principalmente por flujos de lava con morfología superficial tipo aa, (Figura 11) que presentan una estructura masiva, color gris oscuro y textura porfirítica con fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa. Estos flujos de lava se extienden hasta una longitud de 5 km desde la cumbre del volcán, cubriendo un área de ~ 37 km² y alcanzan un volumen mínimo emitido de 1.9 km³. La edad de la erupción de este volcán había sido determinada primeramente por Reyes-Guzmán *et al.* (2018) mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 1.84 ± 0.06 Ma. Una muestra de roca obtenida desde uno de sus lóbulos de flujo en este trabajo fue fechada también mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, de la que se obtuvo una edad de 1.86 ± 0.01 Ma, resultando en un rango de edad para este volcán entre 1.86 y 1.84 ± 0.06 Ma.



Figura 11. a) Volcán Agostadero (Ag) visto desde el poblado de Acuitzeramo donde se observa claramente su estructura de escudo. b) Afloramiento a borde de carretera que forma parte de las lavas del volcán Agostadero.

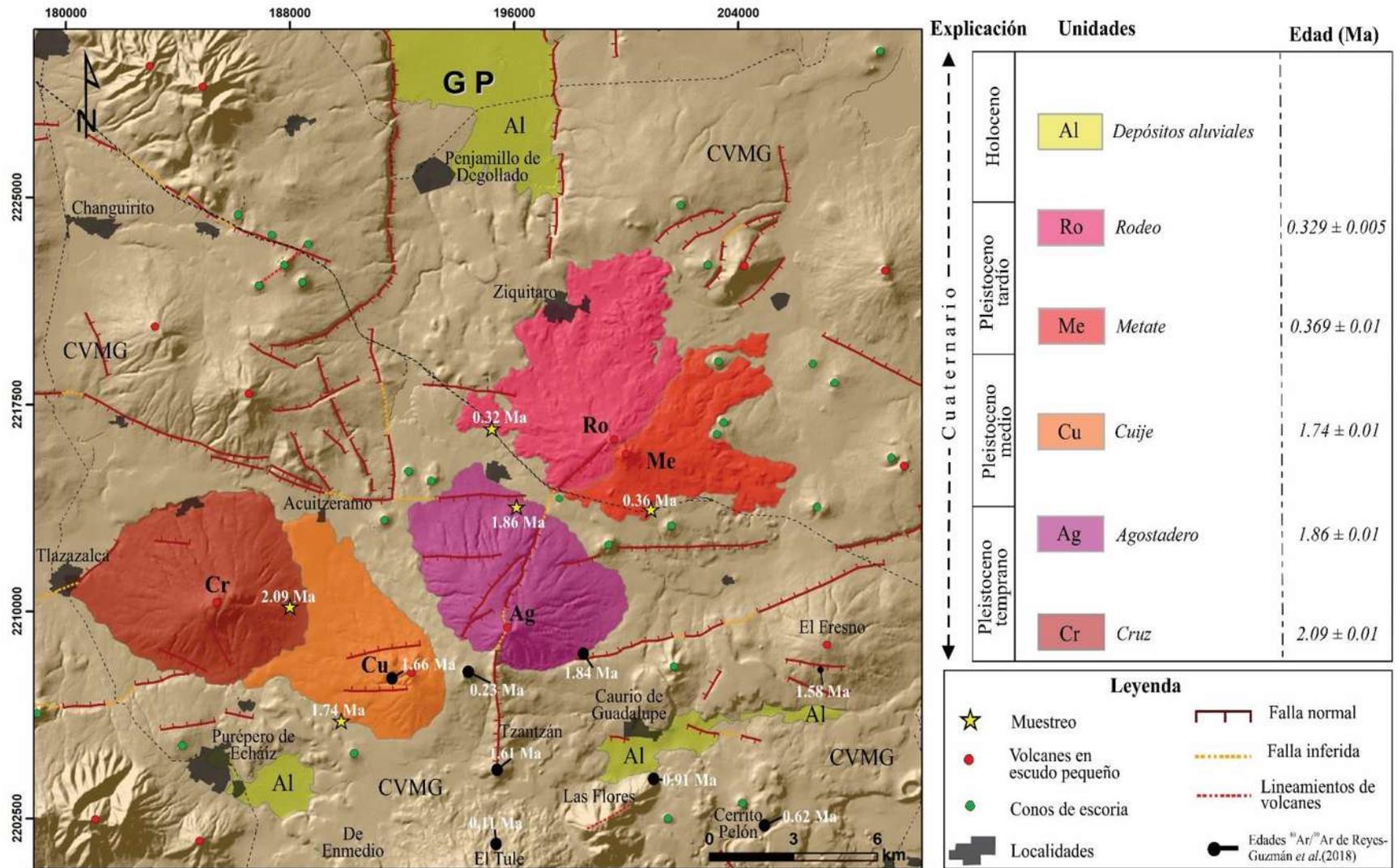


Figura 12. Mapa geológico simplificado de la zona de estudio, en la parte superior derecha se muestran las unidades delimitadas y su cronología. Las estrellas amarillas indican los puntos de muestreo para los fechamientos de este estudio. Así mismo, los fechamientos realizados por Reyes-Guzmán et al. (2018) se indican con puntos negros.

5.1.1.3.- Volcán Cuije (Cu)

El volcán Cuije se emplazó al suroeste del volcán Agostadero y se localiza 18 km al sur del poblado de Penjamillo (Figura 13). Este volcán presenta una morfología en escudo pequeño asimétrico y flancos con pendientes entre 15° y 20°. El Cu se encuentra parcialmente afectado por canales de erosión poco profundos solo en la ladera sur, razón por la que se considera una estructura parcialmente conservada en comparación con los volcanes Cruz y Agostadero (Figura 12). Los depósitos que conforman este volcán son flujos de lava con morfología superficial tipo aa, estructura masiva, de color gris oscuro y textura porfirítica con fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa. Los flujos de lava están distribuidos hasta una distancia de 7.4 km con dirección preferencial noroeste, los cuales fueron controlados durante su emplazamiento por la paleotopografía. Estos flujos cubrieron un área de 29 km² con un volumen mínimo emitido de 1.3 km³ y alcanzando una altitud de 2,443 m snm. La edad de este volcán fue determinada anteriormente por Reyes *et al.* (2018), quienes reportan una edad mediante el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar de 1.66 ± 0.06 Ma. En este trabajo se obtuvo otra edad para la erupción que originó este volcán mediante el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar en 1.74 ± 0.01 Ma. Resultado de esto, la edad de este volcán oscila entre 1.74 y 1.66 Ma.



Figura 13. Vista de la zona de estudio desde la parte sur. Se observa el volcán Cuije (Cu), así como la ubicación de los otros volcanes Cruz (Cr), Agostadero (Ag), Metate (Me), Rodeo (Ro) y los poblados aledaños a estos.

5.1.1.4.- Volcán Metate (Me)

El volcán Metate se sitúa 12 km al sureste del poblado de Penjamillo de Degollado y 7 km al noreste del volcán Agostadero, es de tipo escudo pequeño con una elevación de 2,394 m snm y un diámetro de su base de ~7.7 km (Figura 12). Este edificio volcánico presenta una morfología asimétrica con una pendiente promedio de 15°. Está construido completamente por flujos de lava con estructura tipo aa, los que se extendieron hasta una distancia de 6.3 km desde su cima. Estos flujos tienen un mayor alcance hacia el noreste y oriente, lo que refleja que la erupción fue controlada por la topografía preexistente y parcialmente su flanco noroccidental está cubierto por flujos de lava del volcán Rodeo. Los flujos de lava presentan una estructura masiva con facies en entabladura y autobrecha en sus frentes de flujo (Figura 14-b). La roca de este flujo tiene una coloración gris de textura porfirítica y fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa. La erupción del volcán Metate, cubrió un área de ~24 km² y emplazó un volumen de magma de 1.2 km³. En este trabajo se obtuvo una edad de erupción mediante el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar de 0.369 ± 0.01 Ma.

5.1.1.5.- Volcán Rodeo (Ro)

El volcán Rodeo se emplazó 0.80 km al noroeste del volcán Metate y se localiza 11 km al sureste del poblado de Penjamillo de Degollado con una elevación de 2,326 m snm. La unidad *Ro* es un volcán en escudo pequeño, asimétrico con diámetro basal de 7.8 km, con flancos que presentan pendientes que oscilan entre 15° y 20°. La erupción que formó a este volcán cubre un área de ~37 km², alcanzando un volumen de 1.3 km³. Está construido completamente por flujos de lava con morfología superficial tipo aa, los que se extendieron a una longitud máxima de 7 km y fluyeron preferencialmente hacia el norte y occidente desde su centro de emisión debido a la paleotopografía (Figura 12). Los flujos de este volcán cubren parcialmente gran parte del flanco noroccidental del volcán Metate. Los flujos de lava que forman este volcán presentan una estructura masiva (Figura 14-c) con facies en entabladura, de color gris con una textura porfirítica y fenocristales de piroxeno, olivino y plagioclasa. Igualmente, para la erupción de este volcán se obtuvo una edad absoluta mediante el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar que arrojó un valor de 0.329 ± 0.005 Ma.

Geología y análisis vulcano-tectónico del vulcanismo monogenético al sur del graben de Penjamillo, Michoacán (México)



Figura 14. a) Vista de la zona de estudio desde la zona SE, donde se observa la ubicación de los volcanes Metate (Me) y Rodeo (Ro) al sureste del poblado de Penjamillo de Degollado. También se aprecian los volcanes Cuije (Cu) y Agostadero (Ag). b) Flujos de lava con estructura masiva pertenecientes al volcán Matate (Me). c) Flujos de lava que forman parte del volcán Rodeo (Ro).

Tabla 1. Volúmenes emitidos, áreas cubiertas y fechamientos por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de los volcanes con morfología en escudo pequeño al sur del graben de Penjamillo. Únicamente se muestran los fechamientos realizados en este estudio.

Volcán	Unidad	Latitud (N)	Longitud (W)	Altura (msnm)	Área (km ²)	Volumen (km ³)	Edad (Ma)
Cruz	Cr	19°57'54.6"	102°00'11.1"	2,356	41	2	2.09 ± 0.01
Agostadero	Ag	19°57'23.2"	101°54'19.9"	2,523	37	1.9	1.86 ± 0.01
Cuije	Cu	19°56'30.3"	101°56'22.1"	2,443	29	1.3	1.74 ± 0.01
Metate	Me	20°00'55.5"	101°52'0.2"	2,394	24	1.2	0.369 ± 0.1
Rodeo	Ro	20°01'10"	101°52'18"	2,326	37	1.3	0.329±0.005

5.2.- Geología estructural

En este apartado se llevó a cabo la caracterización de las estructuras de fallas y lineamientos morfológicos para comprender y reconstruir la evolución tectónica de la región de estudio. Se identificaron cuatro familias de estructuras principales con tendencia N-S, E-W, NE-SW y NW-SE (Figura 15), los cuales se describen a continuación:

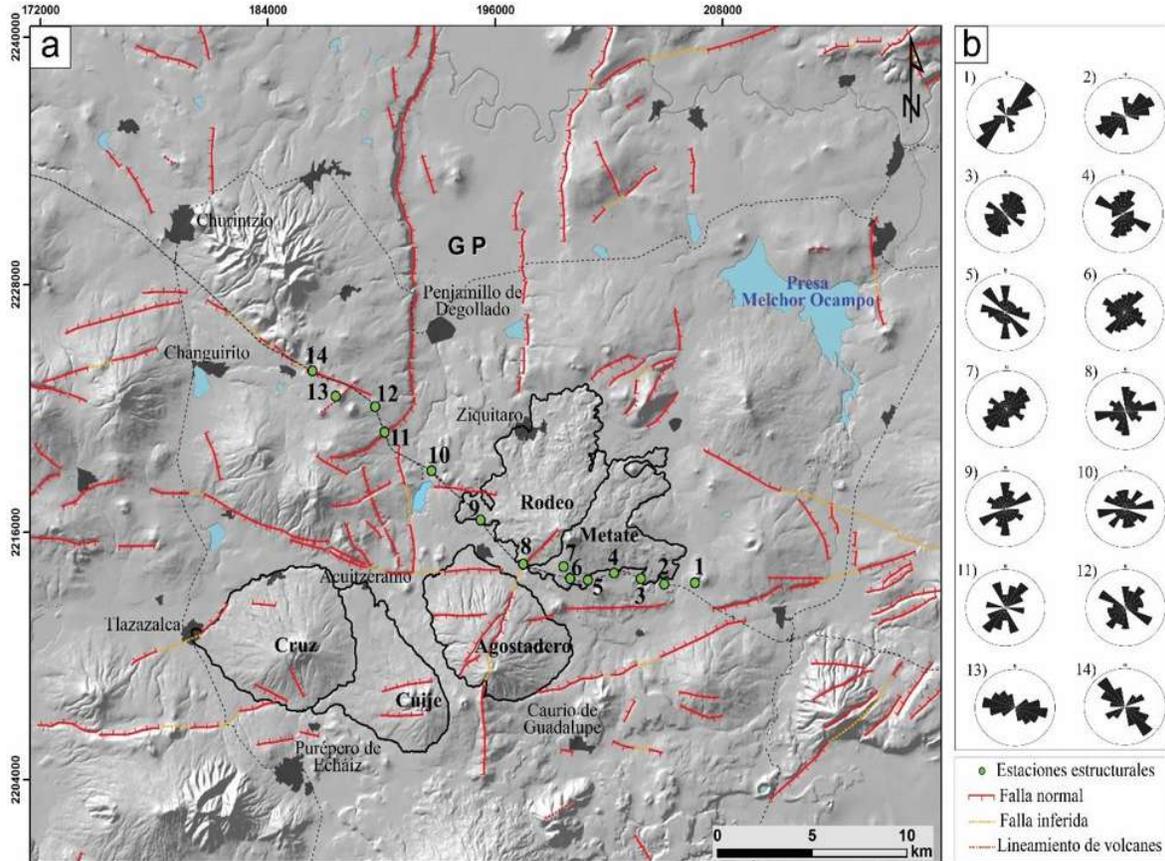


Figura 15. a) Mapa estructural que muestra las fallas y lineamientos del área de estudio donde se identifican cuatro tendencias principales: N-S, E-W, NE-SW y NW-SE y las estaciones de toma de datos estructurales en campo (puntos verdes). b) Diagrama de rosas de cada estación estructural. GP: graben de Penjamillo.

Sistema de fallas N-S

En el área de estudio, el sistema de fallas N-S está representado por fallas predominantemente de tipo normal, algunas con más de 12 km de longitud. Representan las estructuras más importantes en el área de estudio, ya que los escarpes generados por las mismas forman el GP, con desniveles importantes de hasta 150 m, cortando depósitos lacustres del Mioceno y depósitos de lavas del Cuaternario (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990).

En campo se observaron fallas de menor longitud en las estaciones 4, 5, 6, 7 y 8 (Figura 15), que han experimentado fallamiento normal con componente lateral derecha y en menor medida izquierda, evidenciadas por indicadores cinemáticos, como estrías, las cuales presentan las mismas características de dirección, compatibles con la misma cinemática de las estructuras principales con orientaciones preferenciales N–S. Estas fallas pertenecen a la Provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*) reactivadas como fallas transformantes derechas en el campo de esfuerzos actual. En la figura 16-b se presenta un resumen de esta tendencia que representa el 14% de los datos recabados en campo.

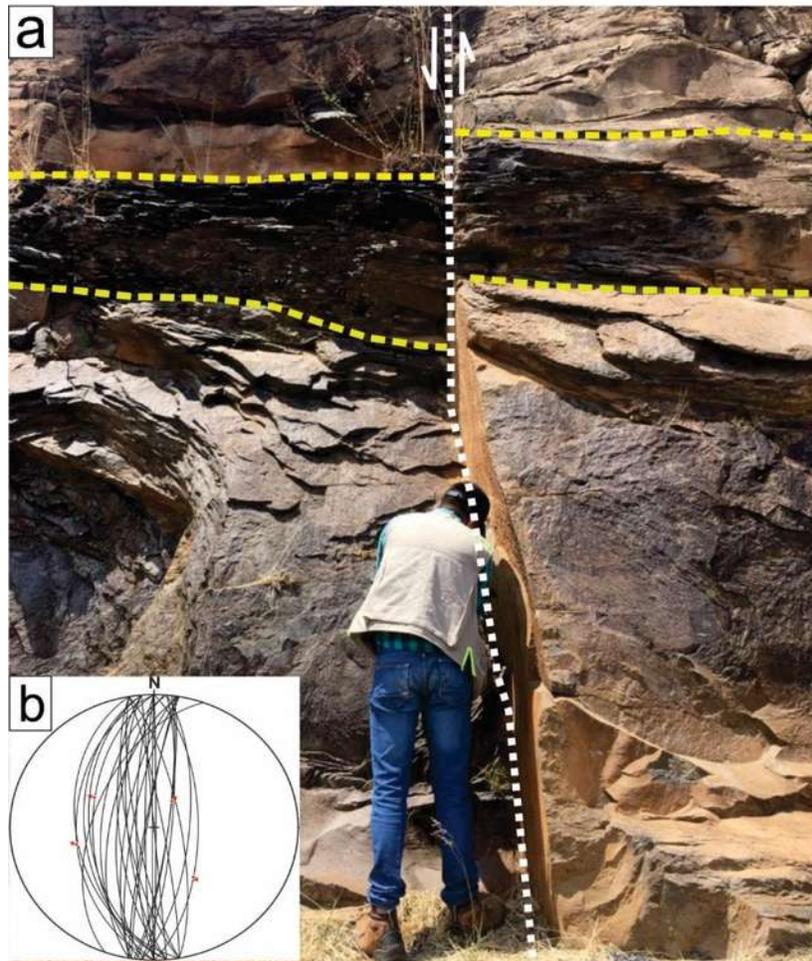


Figura 16. a) Falla normal perteneciente al sistema de fallas N-S (*Basin and Range*), tomado de la estación 7. b) Resumen de los datos de falla N-S recabados en campo de todas las estaciones.

Sistema de fallas E–W

Este régimen representa uno de los sistemas más relevantes en el área de estudio, ya que su expresión morfológica es muy evidente con estructuras de más de 6 km de longitud y escarpes

con desniveles topográficos de hasta 100 m. Así mismo, como se muestra en la figura 15, este sistema de fallas corta algunos volcanes en estudio como el volcán el Agostadero, Cruz y el Cuije.

Los datos recabados en campo con tendencia E–W presentan desplazamientos normales con una componente lateral izquierda, evidenciados por indicadores cinemáticos como estrías (Figura 17-b) y estructuras de *Riedel*. Estas fallas normales con dirección E–W pertenecen al sistema de fallas Chapala–Tula y representan el 11% de los datos tomados en campo (Figura 17-c) y su expresión morfológica es evidente, ya que cortan rocas volcánicas del Cuaternario (estaciones 2, 5, 8 y 11) (Figura 15).

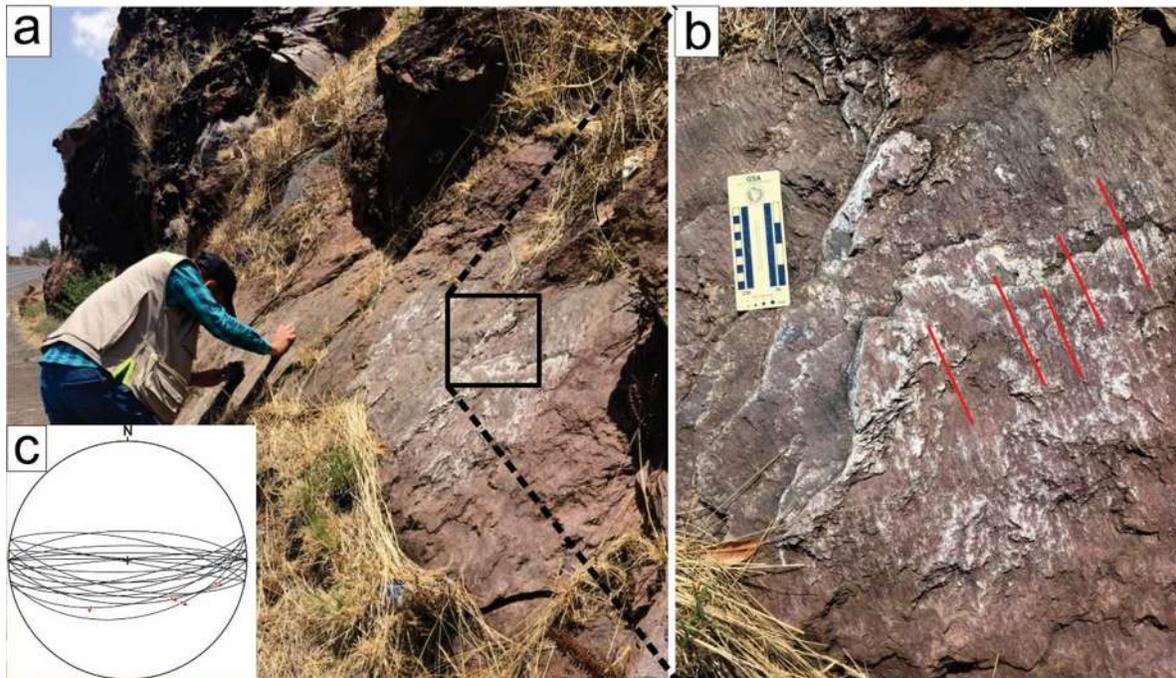


Figura 17. a) Depósitos de lavas del volcán Metate cortados por fallas E-W. b) presencia de estrías en la estación 5, características en este tipo de fallas. c) estereograma que representa el resumen de los datos tomados en campo con tendencia E-W.

Sistema de fallas NE–SW

Las fallas NE–SW son las más numerosas y se distribuyen en toda el área de estudio, ya que representan el 48% de los datos recabados en campo (Figura 18-c). Son de tipo normal y se extienden a más de 10 km con desplazamientos que alcanzan los 100 m, afectando

principalmente depósitos de flujos de lavas del Cuaternario. Es evidente que la mayoría de las estructuras volcánicas de esta zona se alinean con una orientación paralela a este sistema de fallas, como se observa en la figura 15. Este tipo de fallas cortan a la mayoría de volcanes de este estudio, tales como el Agostadero, Rodeo, Cuije y Cruz.

La evidencia en campo de este sistema de fallas muestra compatibilidad con la cinemática de estas estructuras (estaciones 1, 2, 7 y 11; Figura 15). En su mayoría cuentan con la presencia de estrías indicando movimiento normal con componente lateral. Además, se encuentran estructuras de *Riedel*, como se puede apreciar en los recuadros de la Figura 18.

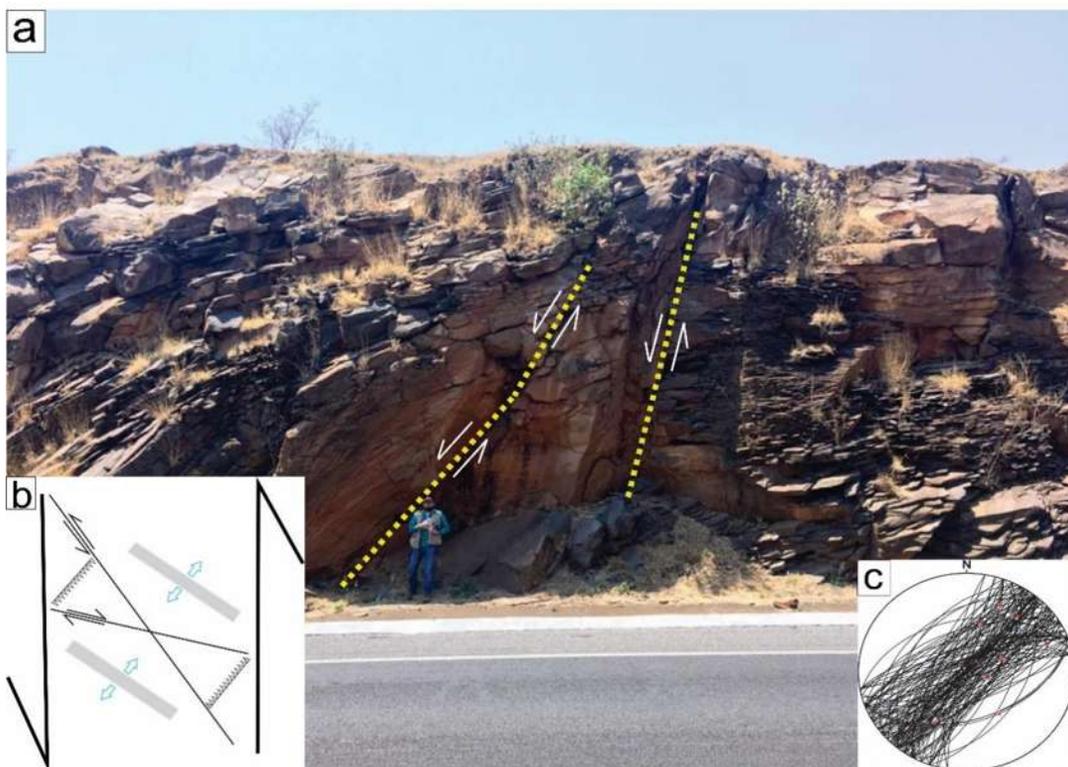


Figura 18. a) Depósitos de lavas del volcán Rodeo cortados por fallas con orientación NE-SW, donde se observan fallas en estructuras de Riedel. b) Diagrama de Riedel, ejemplifica un conjunto de estructuras tectónicas causadas por dos fallas de rumbo principales. c) Estereograma que muestra los datos tomados en campo con dirección NE-SW.

Sistema de fallas NW-SE

Las estructuras NW-SE, presentan expresión morfológica con más de 9 km de longitud y con desniveles verticales de hasta 150 m, cortando depósitos volcánicos de lavas del Cuaternario. Aunado a lo anterior, se observaron una serie de fallas de menor longitud, las

cuales presentan las mismas características de dirección compatible con la cinemática de las estructuras principales en las estaciones 4, 5, 13 y 14 (Figura 15). Estas estructuras representan el 27% de los datos recabados en campo. En la figura 19-b se muestra un resumen de estos. La mayoría de estas fallas presentan movimiento vertical de fallas normales, aunque algunas de estas presentan una componente lateral izquierda, evidenciadas por indicadores cinemáticos de estrías (Figura 19-a). Estas estructuras tectónicas pertenecen a los sistemas de fallas Chapala–Oaxaca y Bajío, las cuales se originaron en el Mioceno y actualmente están activas como fallas laterales izquierdas (Botero-Santa *et al.*, 2015).

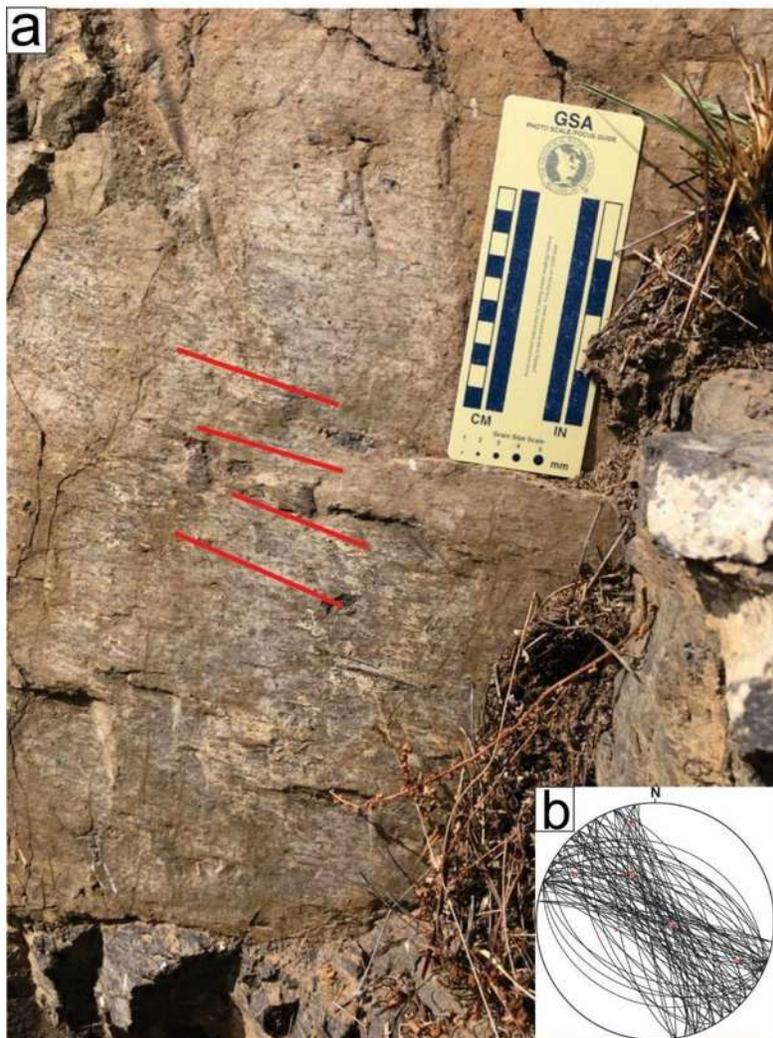


Figura 19. a) Presencia de estrías en la estación estructural 14. b) Estereograma que representan los datos tomados en campo con dirección NW-SE.

5.3.- Petrografía

Cinco muestras de fragmentos de lava obtenidas de los volcanes monogenéticos estudiados en este trabajo, una de cada volcán, fueron usadas para realizar el análisis petrográfico, para así inferir y conocer la composición de las rocas que se originaron en cada una de las erupciones. Con base en las características de los depósitos que constituyen estos volcanes, se pudo reconocer que estos presentan características texturales similares, por lo que a continuación se describen de manera general.

Las rocas que conforman estos volcanes, en muestra de mano son de color gris oscuro y presentan una textura predominantemente porfirítica con tamaño de fenocristales que varían de 0.1 cm a 0.2 cm. Bajo el microscopio también presentan una textura hipocristalina, traquítica a sub-traquítica, glomeroporfirítica e hipidiomórfica (Figura 20). Tienen un porcentaje de fenocristales entre 15 y 35 vol.% y una matriz promedio de 76.4 vol.%. Estas rocas tienen una paragénesis mineral de plagioclasas (12 – 29.75 vol.%), piroxenos (1.5 – 3.5 vol.%), olivinos (0.75 – 2.7 vol.%) y óxidos de Fe-Ti (0.3 – 0.7 vol.%) como fenocristales. Los fenocristales de plagioclasa se caracterizan por ser tabulares de maclado simple con formas sub-euhedrales a anhedrales (Figura 20-a) y algunos se presentan zonados (Figura 20-b) y con textura de tamiz (Figura 20-d). Los fenocristales de piroxenos se caracterizan por encontrarse en las fases minerales tipo ortopiroxeno y clinopiroxeno. Estas fases minerales tienden a formar glomerocristales en conjunto con algunas plagioclasas y óxidos de Fe-Ti (Figura 20-e y f; volcán Metate y Rodeo). Los olivinos tienden a presentar morfología sub-euhedral a anhedral y están afectados por la meteorización con bordes iddingsitizados, además se presentan una textura esquelética (Figura 20-c). La matriz está conformada predominantemente por microlitos de plagioclasas hasta un 83.4% modal. Asimismo, está constituida por microlitos de piroxenos (1.8 – 4.7 vol.%), olivinos (0.4 – 3.9 vol.%) y vidrio con un 1.9% modal promedio.

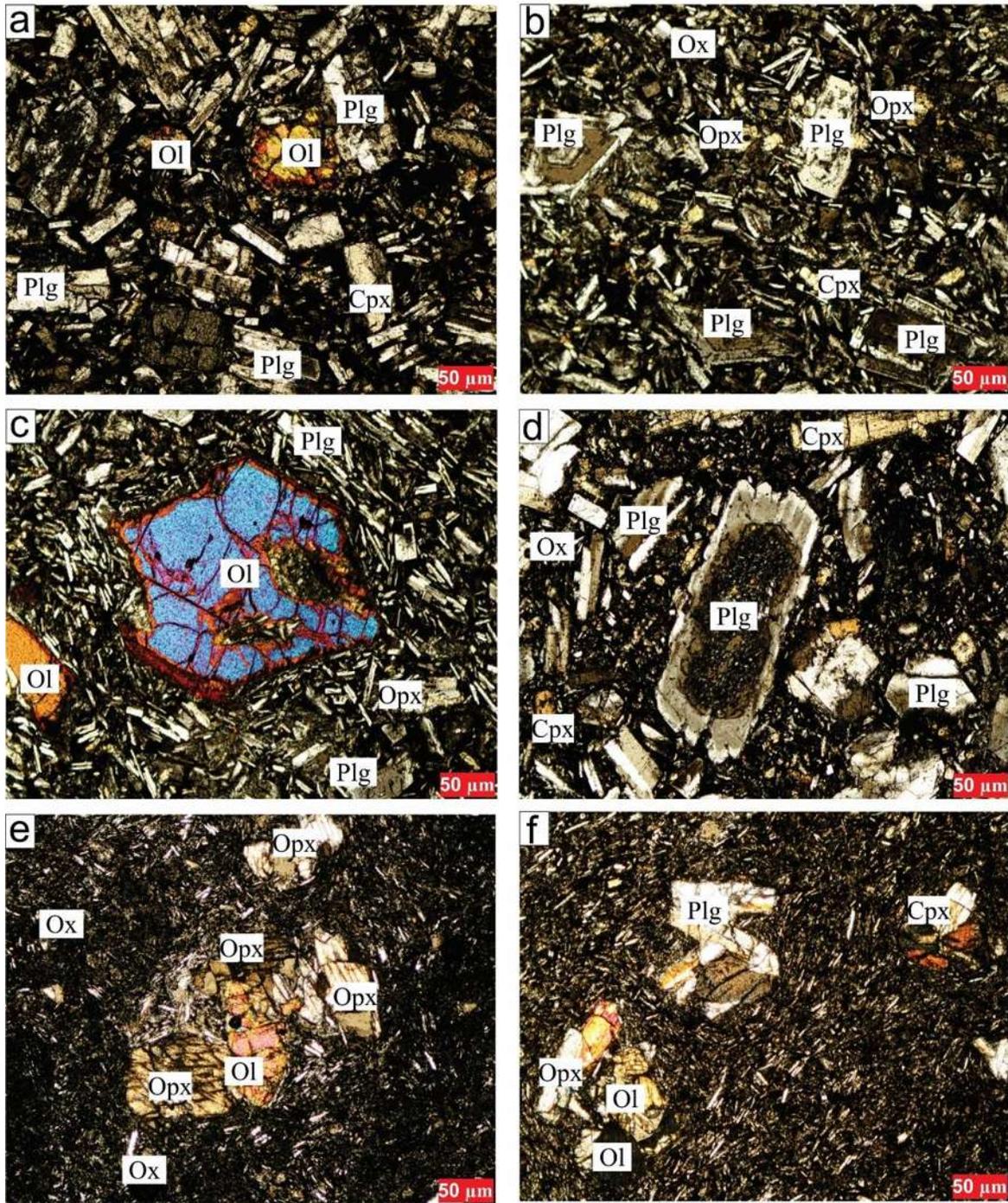


Figura 20. Fotografías en Nícoles cruzados de las litologías que componen a cada volcán de este estudio. Plg: Plagioclase / Ol: Olivino / Opx: Ortopiroxeno / Cpx: Clinopiroxeno / Ox: óxidos de Fe-Ti. a) Lavas del volcán Cruz. b y c) Lavas del volcán Agostadero. d) Lavas del volcán Cuije. e) Lavas del volcán Metate. f) Lavas del volcán Rodeo.

5.4.- Geoquímica

En este apartado se presentan los análisis químicos de roca total, correspondientes a flujos de lava asociados a los volcanes en estudio. En la tabla 2 se presentan los resultados originales sin normalizar, es decir, considerando la pérdida de H₂O por calcinación de las muestras analizadas. Cabe mencionar que, al clasificar geoquímicamente cada volcán, los datos obtenidos se normalizaron al 100% con base anhidra para ser graficados en los diagramas TAS (álcalis total vs. SiO₂), Harker (K₂O vs. SiO₂), AFM (Álcalis, Hierro total y Magnesio) y los de variación de elementos traza, para así identificar posibles tendencias anómalas.

5.4.1.-Elementos mayores

Las muestras de los volcanes en estudio presentan una composición andesítica según el diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989) con un contenido en SiO₂ que varía de 57.13 a 61.30 % en peso, las cuales pertenecen al rango de las rocas intermedias (Figura 21). Independiente del contenido en SiO₂, los volcanes presentan una afinidad sub-alkalina en el diagrama propuesto por Irvine y Baragar (1971), que relacionan la concentración de Na₂O + K₂O vs. SiO₂ (Figura 21). Al considerar la relación de K₂O vs SiO₂ de Gill (1981), las muestras se encuentran dentro del campo de los productos de contenido de medio potasio, a excepción del volcán Metate que cae en el rango de alto potasio (Figura 22-a). La figura 22-b, muestra el diagrama triangular AFM (Álcalis, Hierro total y Magnesio) de Irvine y Baragar (1971), que indica que estos magmas son calco-alkalinos.

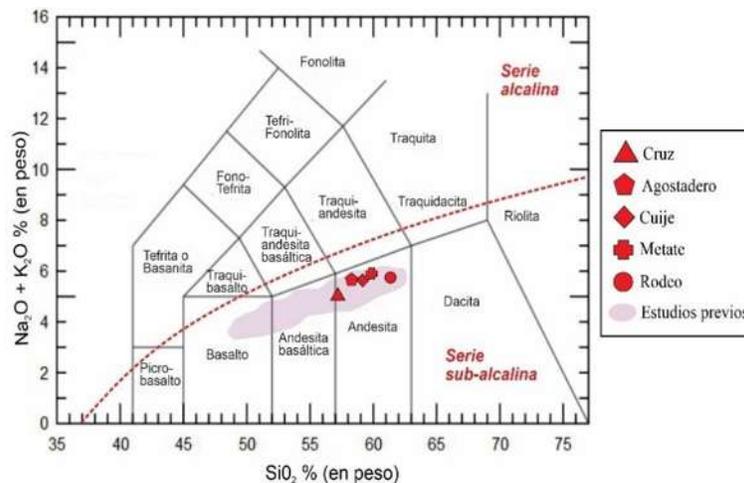


Figura 21. a) Diagrama de TAS (Na₂O vs SiO₂) según Le Maitre *et al.* (1989) de los datos de los elementos mayores normalizados al 100% con base anhidra. El polígono morado representa resultados de estudios previos del CVMG (Reyes-Guzmán *et al.*, 2018; Osorio-Ocampo *et al.*, 2018; Ramírez-Urbe *et al.*, 2019; Avellán *et al.*, 2020).

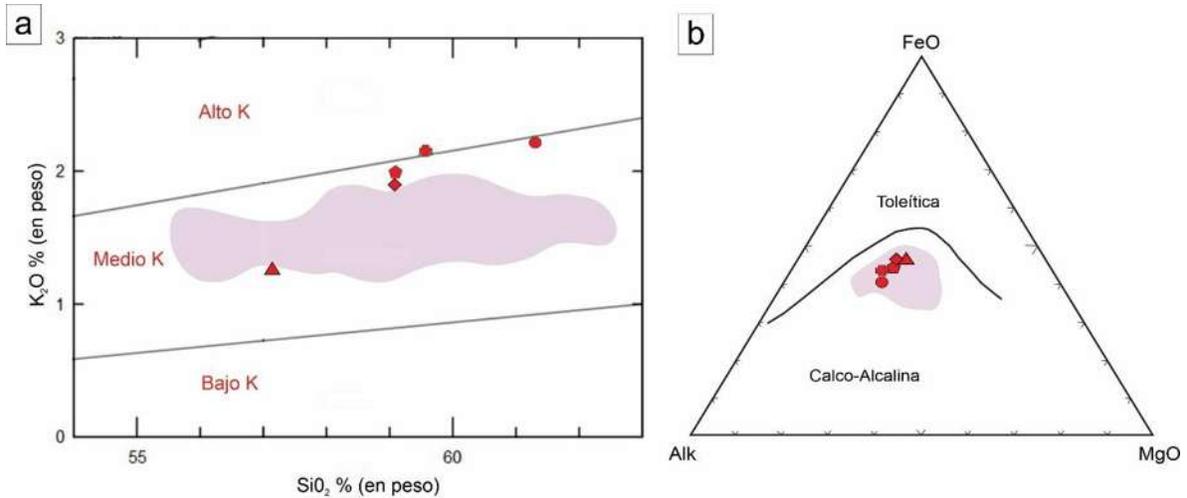


Figura 22. a) Diagrama K₂O vs. SiO₂ de Gill (1981). b) Diagrama triangular AFM (Álcalis, Hierro total y Magnesio) de Irvine y Baragar (1971) muestra que el vulcanismo es calco-alcalino. Los polígonos morados indican resultados de estudios previos del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Reyes-Guzmán et al., 2018; Osorio-Ocampo et al., 2018; Ramírez-Uribe et al., 2019; Avellán et al., 2020).

5.4.2.-Elementos traza

Al graficar los elementos traza en el diagrama de multi-elementos normalizados a los valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989), revelan un enriquecimiento en los elementos más incompatibles tales como Cs, Rb, Ba, K, Pb y Sr en comparación con los de un alto potencial iónico como Th, Ta, Nb y Ti (ver Figura 23-a). Por otro lado, las tierras raras (REE, por sus siglas en inglés) se graficaron en el diagrama de multi-elementos, normalizados a los valores condriticos de Sun y McDonough (1989). En los diagramas referenciados a dicha normalización se puede observar enriquecimientos de tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE), y una tendencia horizontal en estas últimas (Figura 23-b).

Tabla 2. Análisis químicos de elementos mayores y traza de los volcanes en escudo pequeño.

Volcán	Metate	Rodeo	Cruz	Cuije	Agostadero
Muestra	MG9	MG10	MG11	MG12	MG13
Tipo de roca	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Latitud (N)	19°59'48.6"	20°01'20.5"	19°57'46.6"	19°56'05.6"	19°56'58"
Longitud (W)	101°51'30.2"	101°54'47.1"	101°58'51"	101°56'50.9"	101°53'48.2"
Elementos mayores (% en peso)					
SiO ₂	59.69	59.93	59.93	57.42	58.74
TiO ₂	1.21	0.875	1.22	1.004	1.2

Geología y análisis vulcano-tectónico del vulcanismo monogenético al sur del graben de Penjamillo, Michoacán (México)

Al ₂ O ₃	16.49	15.89	17.89	16.66	16.34
FeO	7.28	6.23	7.43	6.77	7.55
MnO	0.111	0.1	0.106	0.13	0.11
MgO	3.31	3.15	3.72	3.1	3.6
CaO	5.94	5.7	7.03	6.27	5.97
Na ₂ O	3.68	6.45	3.76	3.73	3.66
K ₂ O	2.16	2.18	1.26	1.86	1.94
P ₂ O ₅	0.33	0.26	0.3	0.27	0.31
LOI	0.36	0.75	0.78	0.61	0.56
Total	100.2	97.76	99.64	97.21	99.42

Elementos traza (ppm)

Sc	16	15	18	16.5	15.2
Be	2	2	2	--	--
V	134	112	138	124	119
Cr	60	70	60	64.2	60.9
Co	17	17	20	18.1	17.8
Ni	30	32	31	32	34
Zn	83	77	78	82	83
Cd	< 0.5	< 0.5	< 0.5	--	--
S	0.004	0.004	0.002	0.004	0.003
Ga	17	20	20	19	20
Ge	1.2	1.4	1.2	1.3	1.4
As	< 5	< 5	< 5	--	--
Rb	38	42	22	36	35
Sr	491	468	655	495	532
Y	21.5	21.7	37.4	21	22
Zr	225	227	188	250	119
Nb	17.7	10.5	8.5	12.5	7.7
Mo	2	2	< 2	--	--
Ag	0.5	0.5	< 0.3	--	--
In	0.1	< 0.1	< 0.1	--	--
Sn	2	2	1	2	1
Sb	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0.2	0.4
Cs	0.9	1.1	0.6	0.8	0.9
Ba	691	689	442	466	591
La	28.6	27.9	29.9	28.2	27.3
Ce	56.8	54.4	39.3	53.2	55.6
Pr	6.88	6.51	6.93	6.72	6.7
Nd	27.4	26.2	28.6	26.8	27.5
Sm	5.54	5.3	6.23	5.4	6.2
Eu	1.45	1.31	1.63	1.58	1.61
Gd	4.76	4.41	5.87	4.88	5.2
Tb	0.72	0.69	0.93	0.71	0.83

Geología y análisis vulcano-tectónico del vulcanismo monogenético al sur del graben de Penjamillo, Michoacán (México)

Dy	4.31	3.92	5.27	3.92	4.21
Ho	0.8	0.79	1.05	0.59	0.58
Er	2.21	2.23	2.99	1.71	2.36
Tm	0.32	0.316	0.426	0.236	0.274
Yb	2.1	2.15	2.68	1.59	2.3
Lu	0.326	0.33	0.418	0.252	0.376
Hf	5.2	5.4	4.2	4.7	5.4
Ta	1.07	0.79	0.59	0.62	0.79
W	2.2	0.7	< 0.5	--	--
Tl	0.13	0.15	0.07	--	--
Pb	6	7	< 5	--	--
Bi	< 0.1	< 0.1	< 0.1	--	--
Th	3.22	3.09	2.05	2.53	2.16
U	1.06	0.96	0.64	0.92	0.96

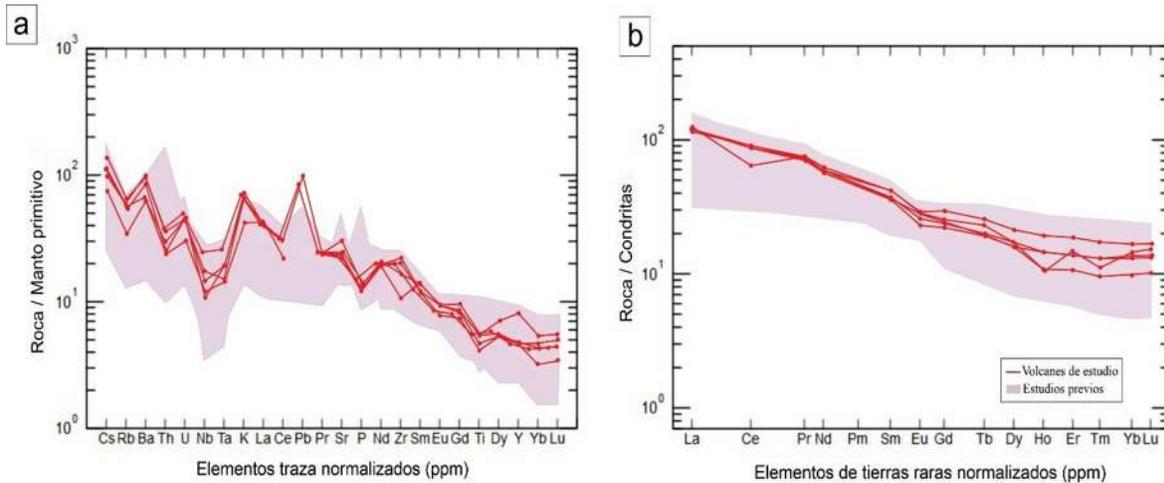


Figura 23. a) Diagrama de abundancia de elementos traza normalizados con los valores del manto primitivo según Sun y McDonough (1989). b) Diagrama de multi-elementos que muestran la comparación de tierras raras normalizadas con valores de condritas en ppm de Sun y McDonough (1995). Los polígonos de color morado representan resultados de estudios previos del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Reyes-Guzmán et al., 2018; Osorio-Ocampo et al., 2018; Ramírez-Uribe et al., 2019; Avellán et al., 2020).

6.- DISCUSIÓN

6.1.- Cronología eruptiva

En este trabajo fueron estudiados y fechados por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cinco volcanes en escudo pequeño. Además, se tomaron en cuenta edades radiométricas del trabajo de Reyes-Guzmán *et al.* (2018) para determinar la cronología eruptiva en la zona de estudio. Basados en estas fechas radiométricas y combinadas con características morfológicas se sugiere que en el área de estudio durante el Pleistoceno temprano dominó la actividad volcánica efusiva, con la formación del volcán en escudo pequeño Cruz con 2.09 ± 0.01 Ma. Sus flujos de lava se emplazaron en la parte oeste del área de estudio cubriendo un área de 41 km^2 . Posteriormente, se formó el volcán Agostadero con 1.86 ± 0.01 Ma. Los flujos de lava de este volcán se emplazaron en la parte centro-sur del área de estudio, donde alcanzaron una distancia de 5 km desde su cima cubriendo un área de 37 km^2 . El volcán Cuije con 1.74 ± 0.01 Ma se emplazó al NW del volcán Agostadero cubriendo un área de 29 km^2 , sus flujos de lava alcanzaron una distancia de más de 7 km. En el Pleistoceno medio se formó el flujo de lava Tzatzán fechada por Reyes-Guzmán *et al.* (2018) en 1.61 ± 0.08 Ma. Este flujo de lava entró en erupción efusiva, el cual se emplazó al sur del volcán Agostadero. Al este del volcán Agostadero se emplazó el volcán en escudo pequeño Fresno que presenta una edad de 1.58 ± 0.06 Ma (Reyes-Guzmán *et al.*, 2018), donde sus flujos de lava alcanzaron distancias de 4 km desde su cima. Siguiendo la cronología eruptiva de las erupciones, en el Pleistoceno medio siguió la actividad volcánica efusiva evidenciada por un conjunto de domos conocidos como Flores, fechados por Reyes-Guzmán *et al.* (2018) en 0.91 ± 0.22 Ma. Posteriormente, la actividad volcánica cambió de efusiva a explosiva de estilo Estromboliana con la formación del cono de escoria Cerrito Pelón con una edad de 0.62 ± 0.03 Ma (Reyes-Guzmán *et al.*, 2018), el cual se emplazó al SE de la zona de estudio. Nuevamente la actividad efusiva fue presenciada con el emplazamiento del volcán en escudo pequeño Metate con 0.36 ± 0.01 Ma que ocupó un área de 24 km^2 . Luego, se emplazó el volcán Rodeo hace 0.32 ± 0.05 Ma, cuyos flujos de lava ocupan un área de 37 km^2 cubriendo la parte E del volcán Metate. Finalmente, fue emplazado el volcán Tule hace 0.11 ± 0.008 Ma reportado por Reyes-Guzmán *et al.* (2018) siendo el más joven de los volcanes en la zona de estudio (Figura 12). Es evidente que los volcanes que forman parte de la zona de estudio son

mayormente efusivos, no obstante, se observan varios productos explosivos como conos de escoria y un cráter freatomagmático (Alberca de los espinos) que se localiza al SE de la zona de estudio, sin embargo, estos no se discutirán a detalle en este estudio.

Es preciso señalar que no se tiene un registro amplio de edades de volcanes en escudo pequeño del CVMG (Tabla 3). Sin embargo, al comparar las edades de los volcanes de la zona de estudio con edades de otros volcanes en escudo pequeño de otras regiones del CVMG se sugiere que este tipo de volcanes pueden ser los más antiguos, ya que como se observa en la figura 24, la mayoría de este tipo de volcanes de los fechados hasta ahora, se formaron en el Pleistoceno temprano y medio. Para el último millón de años, el emplazamiento de estas estructuras volcánicas disminuyó y comenzaron a surgir principalmente conos de escoria (algunos con flujos de lava asociados) y domos que coinciden con la actividad del Pleistoceno tardío y Holoceno reportada por Hasenaka y Carmichael (1985b).

La mayoría de los volcanes en escudo pequeño se encuentran principalmente al norte del CVMG, más lejos de la Trinchera Mesoamericana en comparación con los volcanes de menor tamaño o volumen, por ejemplo, los conos de escoria (Hasenaka, 1994). Por lo que Ban *et al.* (1992) sugieren que el vulcanismo más antiguo en el CVMG se encuentra al norte (>1 Ma), mientras que en la parte centro y sur se concentran volcanes con edades menores a 1 Ma. En el Holoceno el vulcanismo continuó siendo muy frecuente, sin embargo, este migró hacia la parte sur del CVMG y se demuestra con un registro de 23 erupciones (Macias y Arce, 2019). En este periodo ocurrió la formación del volcán en escudo pequeño el Metate (~1250 AP), el cual es el más reciente en México y se caracteriza por ser la erupción efusiva de composición andesítica más voluminosa en el CVMG (9.2 km³) (Chevrel *et al.*, 2016). Es importante mencionar que este volcán Metate reportado por Chevrel *et al.* (2016) es diferente al volcán de este estudio que también lleva el mismo nombre “Metate”, ambos son tipo escudo pequeño. Además, en este periodo se incluyen las erupciones de los volcanes Jorullo y Parícutin, siendo los más jóvenes de todo el CVMG, clasificándolo como un campo volcánico activo.

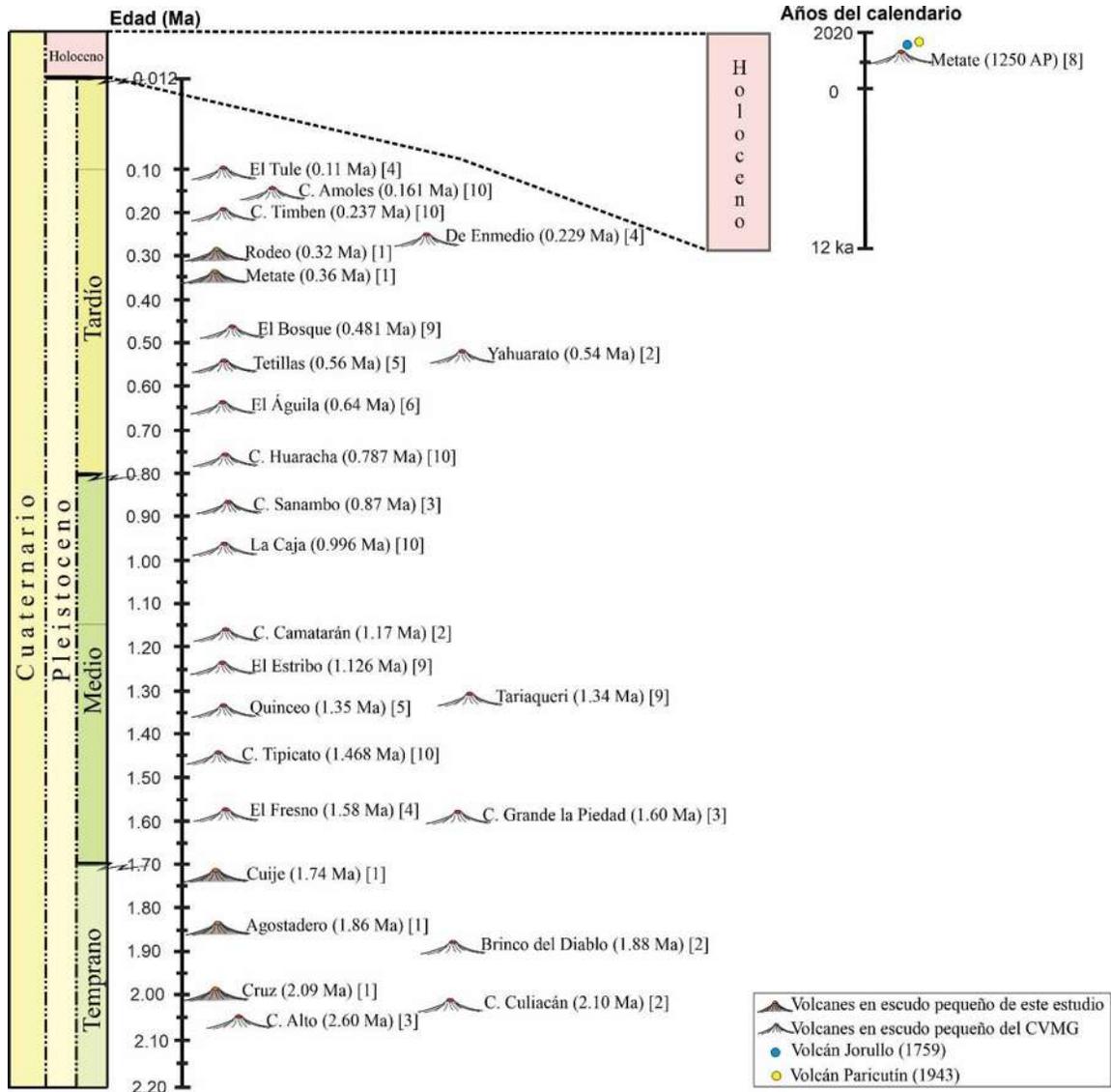


Figura 24. Esquema cronológico de erupciones volcánicas que formaron algunos volcanes en escudo pequeño dentro del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. También se incluyen las erupciones históricas del campo volcánico catalogándolo como un campo volcánico activo. Referencias: 1=este estudio; 2= Ban et al. (1992); 3= Nixón et al. (1987); 4= Reyes-Guzmán et al. (2018); 5= Avellán et al. (2020); 6= Gómez-Vasconcelos et al. (2015); 7= Ferrari et al. (1990); 8= Chevrel et al. (2016); 9= Osorio-Ocampo et al. (2018); 10= Ramírez-Urbe et al. (2019).

Las causas responsables de la gran cantidad de volcanes monogenéticos que forman el CVMG aún no se conocen con exactitud, ya que su alto número de volcanes está relacionado con la configuración geométrica única de la zona de subducción (Pardo y Suárez, 1995; Gómez-Tuena et al., 2007). La subducción de la placa de Cocos está controlando la ubicación y el tamaño de las zonas de generación de magma y la magnitud de la extensión de la corteza.

Existen varios modelos que explican la migración del vulcanismo que ocurre de norte a sur en el CVMG, sin embargo, no hay un consenso de todos estos que plantee una idea concreta. No obstante, se sugiere que dicha migración se debe probablemente al cambio del régimen de estrés de la corteza o bien al cambio de la estructura térmica de la región de origen del manto (Hasenaka, 1994; Ban *et al.*, 1992). Delgado-Granados *et. al* (1995), proponen que la migración del vulcanismo hacia la trinchera podría estar relacionada con la inclinación del ángulo de subducción de la placa de Cocos. A pesar de ello, es importante mencionar que dicha migración no se observa en los volcanes que conforman esta zona de estudio, ya como se observa en la figura 15 estos siguen una tendencia de E–W a SW–NE que están alineados a los sistemas de fallas regionales.

Tabla 3. Volúmenes en km³ y edades en Ma de los volcanes con morfología en escudo pequeño que se muestran en la Figura 24, formando parte del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.

Nombre del volcán	Latitud N	Longitud W	Volumen (km ³)	Edad (Ma)
Metate	19°32'19"	101°59'34"	9.2	0.00125
Cruz	19°57'53"	102°00'11"	2	2.09 ± 0.01
Quinceo	19°45'27"	101°15'29"	2	1.35 ± 0.01
Agostadero	19°57'45"	101°54'36"	1.9	1.86 ± 0.01
Cuije	19°56'20"	101°56'79"	1.3	1.74 ± 0.01
Yahuarato	19°36'53"	101°33'06"	1.08	0.54 ± 0.07
Metate	20°00'50"	101°52'02"	1.2	0.369 ± 0.1
Rodeo	20°01'05"	101°52'26"	1.3	0.329 ± 0.005
Fresno	19°57'22"	101°47'49"	1.7	1.57 ± 0.058
Tule	19°51'39"	101°54'31"	18.01	0.11 ± 0.008
Cerro alto	19°59'18"	102°30'34"		2.60 ± 0.10
El Águila	19°37'20"	101°21'52"	4.202	0.64 ± 0.02
Tetillas	19°44'29"	101°17'01"	4	0.56 ± 0.07
Tariaqueri	19°36'49"	101°36'15"	4.18	1.341 ± 0.029
Estribo	19°30'43"	101°37'48"	0.44	0.126 ± 0.007
El Bosque	19°39'02"	101°41'27"	3.86	0.481 ± 0.007
Cerro Grande la				
Piedad	20°18'10"	102°07'01"		1.60 ± 0.10
C. Timben	19°42'40.2"	101°38'27.9"	1.5	0.237± 0.040
Brinco del Diablo	19°56'21"	101°43'55"		1.88 ± 0.24
C. Huaracha	19°46'27"	101°42'28.8"	0.39	0.787 ± 0.079
C. Amoles	19°43'31.1"	101°43'58.6"	2.95	0.161 ± 0.044
C. Tipicato	19°51'09.1"	101°35'27.6"	5.5	1.468 ± 0.104

La Caja	19°45'31.1"	101°46'37.8"	0.05	0.996 ± 0.437
Cerro Culiacán	20°20'16"	100°58'11"		2.10 ± 0.24
De Enmedio	19°56'24"	101°55'04.1"	0.21	0.229 ± 0.093

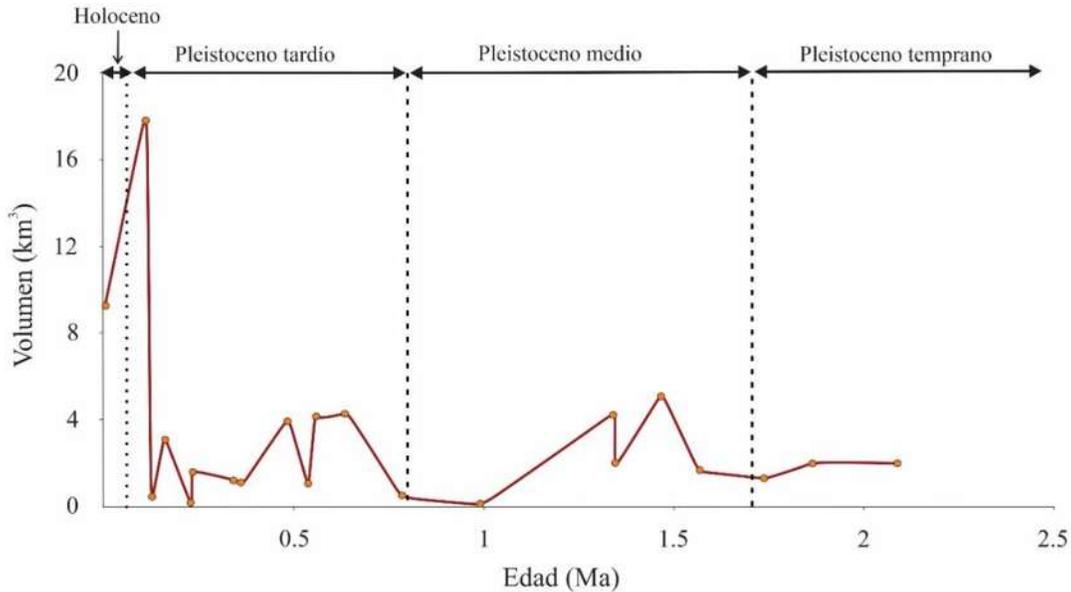


Figura 25. Variación de volúmenes emitidos de volcanes en escudo pequeño en el CVMG con el tiempo (Ma). Tener en cuenta que los valores que se presentan son solo de algunos volcanes reportados, por lo tanto, el diagrama puede variar.

6.2.- Contexto tectónico

El vulcanismo en la región de estudio inició cuando las placas Rivera y Cocos formaban parte de la placa Farallón, que se subducía bajo la placa de Norteamérica durante el Oligoceno (Ferrari *et al.*, 1994; Ferrari *et al.*, 1999). Aunado a esto, se formó un arco volcánico con diversos volcanes con una orientación NNW-SSE. Posteriormente, hace ~27 Ma la placa Farallón se fragmentó en dos placas, a las que ahora se les conoce como Rivera y Cocos, por lo que la orientación del arco volcánico cambió progresivamente a E-W formando a lo que ahora es el CVTM (Ferrari *et al.*, 1994) (ver Figura 4). El registro geológico sugiere que mientras la placa Farallón aún se subducía por debajo de la placa de Norteamérica, la SMOc en el lado oeste del país estaba bajo un régimen extensivo orientado al ENE (Ferrari *et al.*, 1999; Tristán-González *et al.*, 2009). Pero cuando la placa Farallón se dividió en estas dos partes, la SMOc sufrió una rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj y se inició un régimen extensivo orientado al NNW (Ferrari *et al.*, 1999). Este régimen extensivo permitió el emplazamiento de las estructuras volcánicas que forman parte del CVMG.

Aunque el registro volcánico en el CVMG, según Guilbaud *et al.* (2011) y Avellán *et al.* (2020), inició posiblemente entre hace 5 y 4.5 Ma, en la zona de estudio solo se han registrado volcanes con edades de hasta ~2.0 Ma. Las morfologías volcánicas más comunes reconocidas para estos volcanes corresponden a conos de escoria, volcanes en escudo pequeño, domos de lava y flujos de lava. Del registro volcánico de la región, en este trabajo solo se centró en las edades relacionadas a los volcanes en escudo pequeño, las estructuras morfológicas más voluminosas que forman el CVMG. Los volcanes en escudo pequeño fueron denominados como escudos mexicanos por Hasenaka en (1994), aunque también pueden denominarse escudos de tipo *scutulum* (del latín *scutulus*, el diminutivo de *scutus*, que significa escudo) (Walker, 2000). Estos volcanes están contruidos por la acumulación de flujos de lava sucesivos y son similares en morfología y estilo de erupción con los volcanes en escudo tipo islandeses. Sin embargo, los escudos pequeños tienen ángulos de pendiente entre 5° y 15° (Hasenaka, 1994) y presentan alturas entre 300 y 700 m, con un diámetro basal de hasta 10 km (Ban *et al.*, 1992; Walker, 2000; De Silva y Lindsay, 2015). En el CVMG se pueden encontrar alrededor de 378 volcanes con morfología en escudo pequeño que han formado principalmente rocas de composición andesítica calco-alkalina (Hasenaka y Carmichael, 1985b; Hasenaka, 1994). Por lo anterior, representan casi un tercio de todos los edificios que lo componen, generando una parte significativa del suministro total del magma al campo volcánico (Figura 25).

6.3.- Relación composicional

Los resultados de química obtenidos en este estudio se compararon con los datos de otras áreas del CVMG obtenidos en estudios previos (p.e., Reyes-Guzmán *et al.*, 2018; Osorio-Ocampo *et al.*, 2018; Ramírez-Uribe *et al.*, 2019; Avellán *et al.*, 2020).

Las rocas de los volcanes de este estudio presentan composiciones químicas intermedias tipo andesita. Esta característica es compartida con la mayoría de los datos que se obtuvieron de estudios previos del CVMG, ya que cubren un amplio rango composicional desde basáltica hasta andesítica, aunque la mayoría presentan un contenido en SiO₂ que varía de 48.41 a 62.38 % en peso siendo la mayor parte andesíticas. Es evidente que las muestras de las rocas de otras partes del CVMG y las de los volcanes de estudio pertenecen a la serie sub-alkalina con una tendencia calco-alkalina de medio potasio, a excepción del volcán Metate que se

presenta en el rango de alto potasio. Estas características indican que estos magmas calcoalcalinos están asociados a un ambiente tectónico de subducción.

Los patrones que presentan los diagramas de multi-elementos normalizados al manto primitivo, se observan semejantes a los de las rocas relacionadas con un ambiente de margen continental activo, ya que muestran un enriquecimiento marcado en los elementos incompatibles o litófilos y exhiben un empobrecimiento en los elementos de alto potencial iónico. Además, los patrones de tierras raras presentan contenidos más altos de tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE). Esta característica es algo que se observa también comúnmente en arcos volcánicos continentales relacionados a ambientes de subducción.

En general los volcanes de este estudio muestran patrones con un comportamiento similar a otras estructuras volcánicas del CVMG, con respecto a los elementos traza y tierras raras. Es decir, están enriquecidos en Cs, Ba, K, U, La, Ce, Pr, Nd y empobrecidos en Th, Ta, Ti, Tm, Yb, Lu, la mayoría en los mismos elementos. Sin embargo, en algunos casos existe variación, pero ninguno es muy grande como para indicar un ambiente diferente. Por lo tanto, las rocas de los volcanes de estudio muestran una firma de subducción, de manera que la fuente de este material magmático proviene de los procesos asociados a la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica, como se ha planteado en diferentes trabajos para distintas regiones del CVMG (Hasenaka y Carmichael, 1985; Guilbaud *et al.*, 2012; Chevrel *et al.*, 2016; Avellán *et al.*, 2020; Osorio-Ocampo *et al.*, 2018; Reyes-Guzmán *et al.*, 2018).

6.4.- Fases de deformación

La zona de estudio refleja una importante influencia tectónica que se manifiesta con la presencia de un intenso fallamiento. Se caracteriza por la presencia de grabens en dirección N-S, E-W y NE-SW, producto de su régimen extensivo asociado a la tectónica del sector central y occidental del CVTM. Como parte del análisis estructural se realizó la integración de los principales eventos tectónicos de la zona de estudio, donde se identificaron dos principales etapas de deformación tectónica. Para dar una idea clara de estos eventos, se describen cada uno de estos según su distribución temporal, como: extensión E-W y extensión N-S.

- a) *Extensión E-W.*- Corresponde a la fase de deformación tectónica más antigua, que generó la provincia de *Basin and Range* y la SMOc al oeste de México y es contemporánea con la formación del GP. Esta fase de deformación se caracteriza por una extensión E-W bajo un esfuerzo máximo distensivo- σ_3 E-W que comenzó en el Oligoceno (Tristán-González *et al.*, 2009). En este trabajo, se reconoció esta fase de deformación como fallas neoformadas normales y fracturas extensivas en dirección N-S con ángulos de inclinación generalmente altos, fallas laterales izquierdas E-W y respectivas estructuras de *Riedel* (Figura 26).

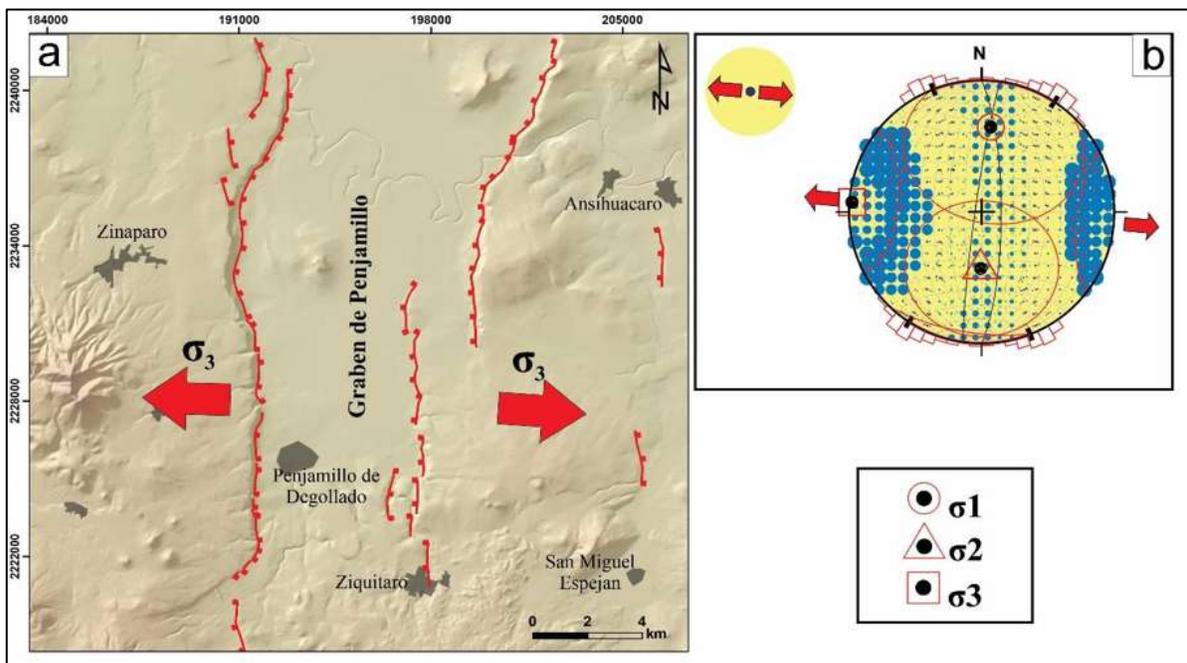


Figura 26. a) Modelo estructural que evidencia las fallas de dirección N-S, dando lugar a la primera fase de deformación. b) Diagrama de diedros rectos que representa la primera fase de deformación con una extensión E-W.

b) *Extensión N-S.*- Esta fase está relacionada a la deformación con un esfuerzo máximo distensivo- σ_3 N-S, la cual provocó la formación del sistema de fallas Chapala – Tula (Figura 27) en la región noroeste de la porción central del CVTM. Esta fase de deformación agrupa al conjunto de fallas reactivadas, que incluyen fallas normales y fracturas extensivas en dirección E-W, que se superpusieron a la provincia extensional *Basin and Range* preexistente, fallas laterales derechas con dirección N-S y respectivas estructuras de *Riedel*, las cuales agrupan a las fallas de dirección NE-SW y NW-SE. Según se ha sugerido que esta etapa de deformación comenzó en el Mioceno medio a tardío y sigue activa en la actualidad (Suter *et al.*, 1992; Suter, 2016). Las fallas normales con dirección E-W a menudo presentan una ligera componente lateral izquierda, y evidencia de esto es la presencia en los afloramientos de las estructuras de *Riedel* y estrías en los planos de falla. Las relaciones cronológicas de corte que se observan entre las fallas nos indican que estas estructuras son más recientes que el sistema de fallas N-S *Basin and Range*.

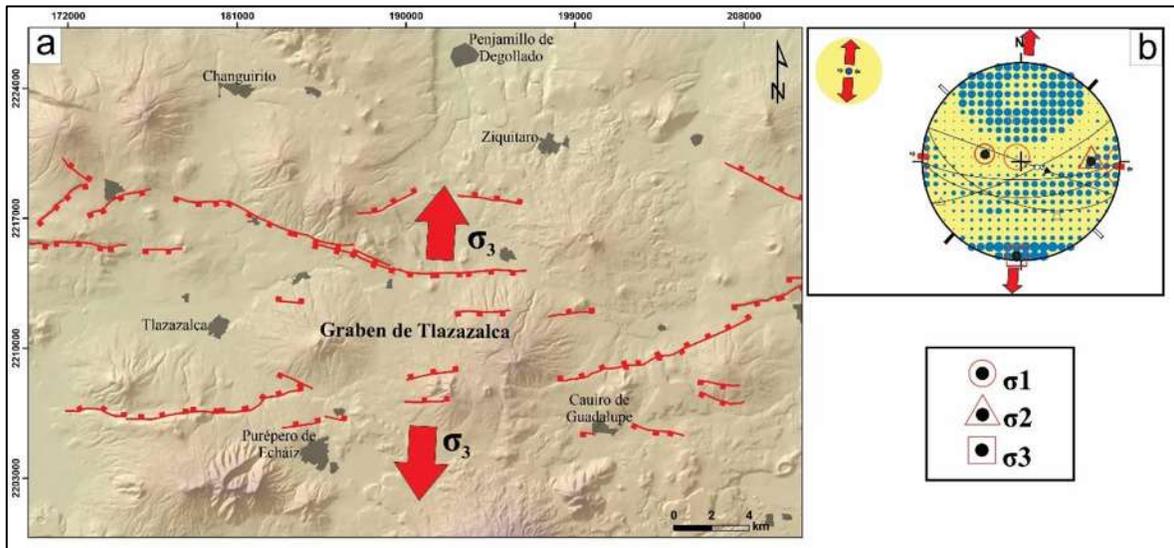


Figura 27. a) Modelo estructural donde se muestran las fallas de dirección E-W correspondientes al sistema de fallas Chapala-Tula, dando lugar a la segunda fase de deformación. b) Diagrama de diedros rectos que representa la segunda fase de deformación con una extensión N-S formando el graben de Tlazasalca.

El GP está orientado en una dirección N-S, como resultado de una primera fase de deformación que es provocada por la extensión E-W. Interceptando a este rasgo tectónico se encuentra el graben Tlazasalca con dirección E-W, por lo que es considerada como la

segunda fase de deformación como resultado de la extensión N–S. Alojados a lo largo de este graben en dirección E–W se encuentran los volcanes en escudo pequeño Cruz, Agostadero y Cuije estudiados en este trabajo, así como otros volcanes de una misma morfología tales como el volcán Fresno reportado por Reyes-Guzmán *et al.* (2018), todos estos formados desde el Pleistoceno tardío al medio.

Las observaciones de campo y los datos de geometría de fallas indican que las unidades del área de estudio son afectadas por la segunda fase de deformación. Un ejemplo de esto, son las lavas de los volcanes de este estudio, que están desplazadas de 20 a 50 m, respectivamente.

6.5.- Interacciones vulcano-tectónicas

El vulcanismo que ha ocurrido en la zona de estudio desde el Pleistoceno temprano puede explicarse como consecuencia de la evolución del tectonismo en esta región, debido a que los sistemas de fallamiento facilitan el ascenso de los sistemas magmáticos hacia la superficie. Por lo tanto, en este apartado se discuten los controles estructurales sobre la distribución espacio-temporal, volumen y morfología de los volcanes en escudo pequeño localizados en el área de estudio, con el fin de comprobar la relación que existe entre el vulcanismo y el tectonismo dentro del CVMG.

Se sugiere que la distribución espacial de los volcanes en escudo pequeño se rige por el campo de esfuerzos regional, debido a que estos se encuentran paralelos a la orientación de los sistemas de fallas regionales E–W y NE–SW, representando un indicador fiable de una fisura subterránea con estas mismas orientaciones que sirvieron como alimentador para la formación de estas estructuras volcánicas. Así mismo, estas intrusiones de magma pudieron utilizar fallas preexistentes como camino hacia la superficie, o bien, pudieron formar su propia fractura extensiva acorde al campo de esfuerzos al momento de su emplazamiento. Como se observa en la figura 15, es evidente que los volcanes Cuije, Agostadero, Metate y Rodeo están paralelos al sistema de fallas NE–SW, mientras que el volcán Cruz, Cuije, Agostadero y Fresno, están alineados al sistema de fallas E–W (Figura 28). De esta forma, la propagación del magma para la distribución espacial de los volcanes en escudo pequeño estuvo fuertemente influenciada por el campo de esfuerzos y las fallas preexistentes.

Además, es importante mencionar que en las estaciones estructurales 1 y 13 se encontraron diques con orientación E–W y en las estaciones 1 y 7 se encontraron diques con orientación N–S. Por lo tanto, se sugiere que la formación de estos volcanes son consecuencia de las condiciones magmáticas y estructurales, debido a que los magmas que formaron estos edificios volcánicos se propagaron como diques, cuya geometría estuvo controlada por el campo de esfuerzos regional y por fallas preexistentes. Así mismo, analizando los datos estructurales de las fallas N–S y E–W por sus ángulos de inclinación generalmente altos (ver Figura 16-b y 17-c), nos sugieren un papel importante en la distribución de estas estructuras de gran tamaño.

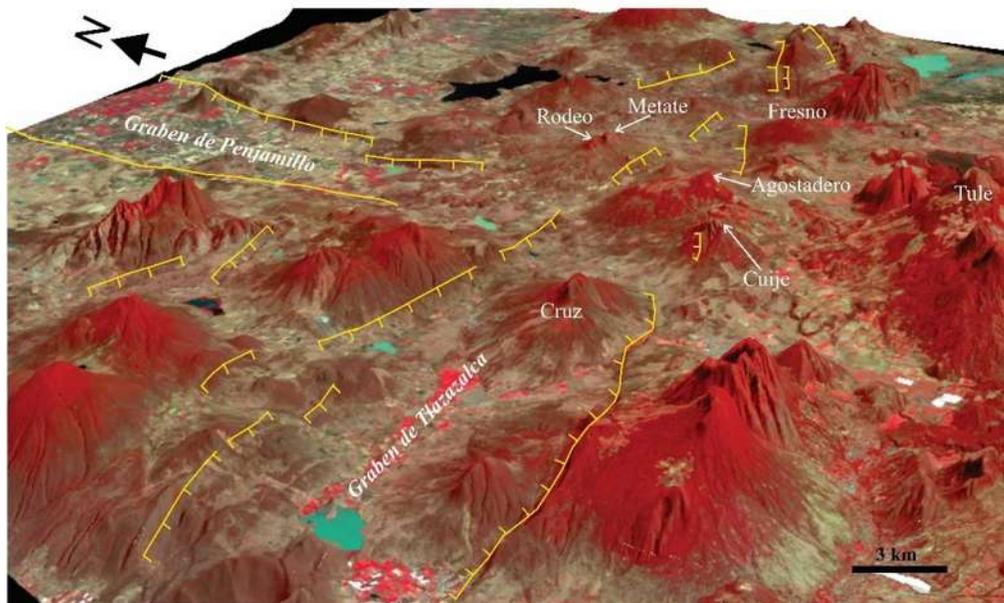


Figura 28. Vista de la zona de estudio en 3D mostrando la distribución de los volcanes en escudo pequeño de este estudio. Se muestran las fallas N-S formando el graben de Penjamillo, y las fallas E-W formando el graben Tlazasalca, en el cual se encuentran los volcanes Cruz, Cuije y Agostadero.

La distribución temporal de los volcanes en el área de estudio puede regirse también por el campo de esfuerzos regional. En primer lugar, la orientación de los esfuerzos principales condiciona la orientación de las intrusiones magmáticas según la fase de deformación. Los volcanes con edades entre 2.09 y 1.58 Ma se encuentran alineados en dirección E–W situados dentro del graben Tlazasalca, quizás indicando un periodo extensivo importante de hace ~2 Ma, así como un control estructural en su distribución espacio-temporal (Figura 28). Los volcanes más jóvenes, Metate y Rodeo presentan edades <300 ka y muestran una distribución

NW–SE, paralelos al sistema de fallas NW–SE que es uno de los sistemas que más abunda en la zona de estudio y está activo en la actualidad.

Los volcanes en escudo pequeño en el área de estudio son las estructuras que más sobresalen por su tamaño, ya que son los más grandes y voluminosos. Cada uno de estos volcanes representa un mayor volumen de salida de magma que un centro volcánico pequeño como los conos de escoria, domos y flujos de lava. Para explicar el volumen de estos volcanes de mayor tamaño, se sugiere que se debe a que estos se encuentran emplazados en la intersección de los sistemas de fallas regionales existentes (ver Figura 15). Según el modelo de *Riedel* en la intersección de fallas se forman zonas de transtensión, en la cual la extensión puede ser mucho mayor, por lo que podría favorecer el ascenso de lotes de magma de gran volumen o la formación de reservorios más grandes, por lo tanto, tendrán un tiempo de residencia más prolongado (p.e., Hasenaka, 1994; Chevrel *et al.*, 2016; Avellán *et al.*, 2020). Así mismo, sus grandes volúmenes emitidos sugieren duraciones de erupción más largas en comparación con los volcanes monogenéticos más pequeños. Como se aprecia en la figura 15, el volcán Cruz es el más voluminoso (2 km^3) y se encuentra al oeste del graben Tlazazalca, donde el graben es más ancho en esta parte, por lo que se podría sugerir una mayor extensión al oeste de la zona de estudio, en comparación con la localización del volcán Fresno siendo este de menor volumen y situado en la zona de menor extensión. De igual manera, la formación de estos volcanes también podría estar fuertemente influenciada por la geometría de las fallas, es decir, su gran volumen en parte se debe a que estas estructuras de mayor tamaño se forman en los puntos de máxima dilatación de las fallas. Los puntos de máxima dilatación de las fallas en profundidad quizá estén relacionados con un estado de tensión transtensivo por la componente de deslizamiento lateral izquierdo y derecho que presentan. Estas zonas de transtensión podrían facilitar un mayor emplazamiento de magma.

En cuanto al control estructural en la morfología de estas estructuras volcánicas, es evidente que es controlada por tensiones tectónicas, reflejando la morfología de la fisura eruptiva en su cima e influenciados por la topografía preexistente en la que se formaron, donde los flujos de lava se emplazaron siguiendo una topografía más baja (Figura 29). Además, su morfología podría estar influenciada también por la composición química, como se observa en la figura 12, los cinco volcanes de estudio presentan en su cima pendientes más pronunciadas lo que

sugiere un magma más viscoso. Mientras que en sus laderas las pendientes son más bajas, por lo que el magma fue menos viscoso, por eso el alcance de sus derrames de lava con distancias de hasta 8 km.

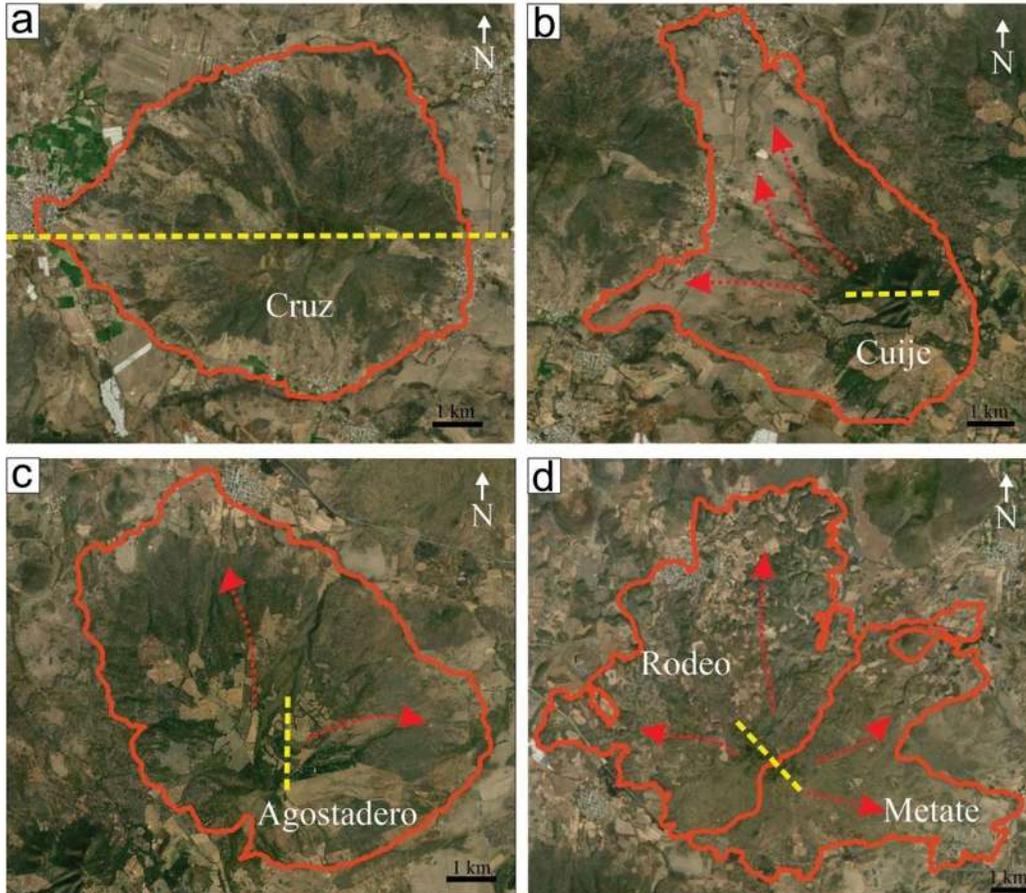


Figura 29. a) Volcán Cruz elongado con dirección E-W. b) Volcán Cuije donde se cima tiene una dirección E-W, sus flujos de lava siguen la topografía preexistente con dirección al NW y W. c) Volcán Agostadero donde su cima es afectada por una falla N-S y sus flujos de lava se emplazan siguiendo la topografía preexistente al N y E. d) Volcanes Metate y Rodeo alienados en dirección NW-SE.

Por estas razones, los volcanes en escudo pequeño que se encuentran al sur del graben de Penjamillo podrían servir como ejemplo para confirmar la hipótesis y demuestran un fuerte control estructural en su distribución espacio-temporal, en su morfología y en su volumen, reafirmando lo analizado en otras partes del CVMG (p.e. Hasenaka y Carmichael, 1985b; Connor, 1987; Pérez-Orozco *et al.*, 2018; Avellán *et al.*, 2020; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2020).

7.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Este estudio presenta nuevos datos e información para la comprensión del vulcanismo monogenético que ocurre al norte del Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato, con enfoque en volcanes en escudo pequeño.

Es importante mencionar que son pocos los estudios que se han realizado dentro del Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato que relacionen explícitamente los procesos volcánicos con los tectónicos, ayudando a comprender la coexistencia de sistemas de fallamiento y la formación de volcanes en escudo pequeño. De esta forma, este estudio completa otra parte en el conocimiento vulcano-tectónico del Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato, proporcionando datos e información para una mejor comprensión en la formación y distribución de los volcanes en escudo pequeño, teniendo en cuenta que son estructuras volcánicas voluminosas que juegan un papel importante en la formación de este campo volcánico debido a que la tasa de producción de magma es mucho mayor a comparación con los conos de escoria.

La cartografía elaborada muestra la estratigrafía y distribución espacial de cinco volcanes en escudo pequeño localizados al sur del graben de Penjamillo, predominantemente de erupciones efusivas tipo hawaiano. La datación radiométrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ reveló que estos cinco volcanes presentan edades entre 2.09 y 0.32 Ma emplazados durante el Pleistoceno, generalmente alineados a los sistemas de fallas regionales. Del volumen total emitido por estos volcanes en escudo pequeño (7.7 km^3), parte fue emplazado en el Pleistoceno temprano (3.9 km^3), mientras que en el Pleistoceno medio se produjo un volumen total de 1.3 km^3 y el resto de los volcanes del Pleistoceno tardío produjeron un volumen total de 2.5 km^3 , lo que indica otro aporte de magma significativo al Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato. Aunque cabe destacar que el volumen del volcán Cruz fue de 2 km^3 , siendo el volcán con mayor área y volumen emitido.

Con base en las observaciones de campo y en el análisis estructural se puede concluir que es evidente que existe un control estructural en la distribución espacio-temporal, volumen de magma emplazado y morfología en los volcanes de estudio, ya que el régimen tectónico extensional característico de la zona permitió el ascenso de magma dando lugar a volcanes

con volúmenes de 1.2 a 2 km³. La producción de estos grandes volúmenes de magma es controlada por la geometría de las fallas y la intersección de estas. Por otro lado, su morfología está controlada principalmente por tensiones tectónicas, pero también están influenciados por la topografía preexistente del área. Por lo tanto, el vulcanismo en la zona de estudio está fuertemente controlado por fallas preexistentes y por el campo de esfuerzos regional.

Por estas razones, el estudio vulcano-tectónico en la distribución espacio-temporal, morfología y volumen emplazado de volcanes en escudo pequeño es indispensable para comprender el vulcanismo monogenético actualmente activo en el Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato. De manera que, este estudio permite tener una perspectiva de la distribución del vulcanismo y de la geología en la región.

En este sentido, es de especial interés realizar a futuro más estudios vulcano-tectónicos en diferentes partes del Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato para comprender mejor el mecanismo de emplazamiento, así como el papel en la evolución tectónica y la dinámica de erupción de volcanes en escudo pequeño.

Por otro lado, es necesario realizar más fechamientos de otros volcanes en escudo pequeño dentro del Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato que ayuden a reducir los espacios en el tiempo para precisar los periodos de recurrencia de este tipo de volcanes, para así tener una visión más clara y precisa de la cronología del vulcanismo de la región que ayudará a entender mejor su distribución espacio-temporal en el Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato.

Finalmente, este estudio proporciona un contexto vulcano-tectónico que sirve como base para futuros trabajos enfocados en temas tanto vulcanológicos como de peligros y riesgos sísmicos, ya que es importante mencionar que los sistemas de fallas normales son una fuente de riesgo sísmico en áreas de extensión de la corteza activa, por lo tanto, el análisis estructural puede ser comparado con datos de la región e inclusive regiones más lejanas.

8.- REFERENCIAS

Angelier, J., Mechler, P. (1977). Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalemt utilisables en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits. Bulletin de la Société géologique de France, 7(6), 1309-1318.

Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F. (2000). Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras. México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53(1), 59-71.

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, 102554.

Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, T. (1992). K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Mexico. Geofísica Internacional, 31(4), 467-473.

Bonaccorso, A., Currenti, G., Del Negro, C. (2013). Interaction of volcano-tectonic fault with magma storage, intrusion and flank instability: A thirty years study at Mt. Etna volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 251, 127-136.

Botero-Santa, P.A., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., López-Martínez, M., Levresse, G., Xu, S., Ortega-Obregón, C. (2015). Origen y desarrollo de la cuenca El Bajío en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana. Revista mexicana de ciencias geológicas, 32(1), 84-98.

Cebriá, J.M., Martín-Escorza, C., López-Ruiz, J., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M. (2011). Numerical recognition of alignments in monogenetic volcanic areas: Examples from the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field in Mexico and Calatrava in Spain. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 201(1-4), 73-82.

Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a suprasubduction zone. Geological Society of America Special Paper. 436, 279-308.

Centeno-García, E. (2017). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*, 81, 1035-1052.

Chen, H.X., Hong, H.J., Liu, H. (2009). Volcano-tectonic interaction and the relation with the state of volcanic activity. *Chinese Journal of Geophysics*, 52(5), 1263-1269.

Chevrel, M.O., Guilbaud, M.N., Siebe, C. (2016). The ~AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bulletin of Volcanology*, 78(4), 1-28.

Connor, C.B. (1987). Structure of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33(1-3), 191-200.

Connor, C.B. (1990). Cinder cone clustering in the TransMexican Volcanic Belt: implications for structural and petrologic models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95, 19395-19405.

Corona-Chávez, P., Poli, S., Bigioggero, B. (2006). Syn-deformational migmatites and magmatic-arc metamorphism in the Xolapa Complex, southern Mexico. *Journal of Metamorphic Geology*, 24(3), 169-191.

De Silva, S., Lindsay, J.M. (2015). Primary volcanic landforms. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes*, second ed. Academic press, Amsterdam, 273–297.

Delgado-Granados, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Hasenaka, T., Masso, B. (1995). Southwestward volcanic migration in the western Trans-mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma. *Geofísica Internacional*, 34(3), 341-352.

Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2(2), 172-187.

Demant, A. (1981). Interpretación geodinámica del vulcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 5(2), 217-222.

Ferrari, L., Garduno, V.H., Pasquarè, G., Tibaldi, A. (1990). Geological evolution of Los Azufres Caldera, Mexico, as a response to the regional tectonics. *Journal of Volcanology Geothermal Research*.

Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquaré, G., Tibaldi, A. (1994). Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofísica Internacional*, 33(1), 91-105.

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(4), 303-306.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J. (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic–Zacoalco rift revised. En: Aguirre-Díaz, G., Delgado-Granados, H., Stock, J. (Eds.), *Geological Society of America Special Paper: Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*, 334, 42–64.

Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C.M., Manetti, P. (2000). Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318(1-4), 161-185.

Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343-378.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.

Gabrieli, A., Wilson, L., Lane, S. (2015). Volcano-tectonic interactions as triggers of volcanic eruptions. *Proceedings of the Geologists Association*, 126(6), 675-682.

Garduño-Monroy, V.H., Corona-Chávez, P., Israde-Alcántara, I., Mennella, L., Arreygue, E., Bigioggero, B., Chiesa, S. (1999). Carta geológica de Michoacán, escala 1: 250 000. Universidad Michoacán de San Nicolás de Hidalgo, Morelia (México).

Garduño-Monroy, V.H., Soria-Caballero, D.C., Israde-Alcántara, I., Hernández Madrigal, V.M., Rodríguez-Ramírez, A., Ostroumov, M., Mora-Chaparro, J.C. (2011). Evidence of tsunami events in the Paleolimnological record of Lake Pátzcuaro, Michoacán, México. *Geofísica internacional*, 50(2) 147-161.

Gill, J.B. (1981). *Orogenic Andesite and Plate Tectonics*. Springer. 390 pp.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L. (2007). Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Special Papers*, 422, 129-181.

Gómez-Vasconcelos, M.G., Garduño-Monroy, V.H., Macías, J.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A. (2015). The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 128-147.

Gómez-Vasconcelos, M.G., Villamor, P., Cronin, S., Procter, J., Palmer, A., Townsend, D., Leonard, G. (2017). Crustal extension in the Tongariro graben, New Zealand: Insights into volcano-tectonic interactions and active deformation in a young continental rift. *Geological Society of America Bulletin*, 129(9-10), 1085-1099.

Gómez-Vasconcelos, M.G., Macías, J.L., Avellán, D.R., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Cisneros-Máximo, G., Pertou, M. (2020). The control of preexisting faults on the distribution, morphology, and volume of monogenetic volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. *Geological Society of America Bulletin*, 132(11-12), 2455-2474.

Gudmundsson, A. (2020). *Volcanotectonics: Understanding the structure, deformation and dynamics of volcanoes*. Cambridge University Press.

Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V.H., Le Corvec, N. (2011). Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 97-112.

Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S. (2012). Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of volcanology*, 74(5), 1187-1211.

Hasenaka, T., Carmichael, I.S. (1985a). A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, central Mexico. *Geofísica Internacional*, 24(4), 577-607.

Hasenaka, T., Carmichael, I.S. (1985b). The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1-2), 105-124.

Hasenaka, T., Carmichael, I.S. (1987). The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico. *petrology and chemistry*. *Journal of Petrology*, 28(2), 241-269.

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(1-2), 13-31.

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(5), 523-548.

Le Corvec, N., Spörli, K.B., Rowland, J., Lindsay, J. (2013). Spatial distribution and alignments of volcanic centers: clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews*, 124, 96-114.

Le Maitre, R.W. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks. 193 pp.

López-Infanzón, M., Grajales-Nishimura, M. (1984). Edades K-Ar de rocas ígneas y metamórficas del Estado de Guerrero y Michoacán, Informe del IMP.

Macías, J.L., Arce, J.L. (2019). Volcanic activity in Mexico during the Holocene. In: the Holocene. En: Torrescano (Ed.), The Holocene and Anthropocene Environmental History of Mexico. Springer Verlag 978-3-030-31718-8, 454043_1. (in press).

MacQueen, P., Delgado, F., Reath, K., Pritchard, M.E., Bagnardi, M., Milillo, P., Miranda, R. (2020). Volcano-Tectonic Interactions at Sabancaya Volcano, Peru: Eruptions, Magmatic Inflation, Moderate Earthquakes, and Fault Creep. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(5), e2019JB019281.

Martínez-Reyes, J.M., Samaniego-Samaniego, Á.F.N. (1990). Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 9(1), 33-50.

Mathieu, L., Kervyn, M., Ernst, G.G. (2011). Field evidence for flank instability, basal spreading and volcano-tectonic interactions at Mt Cameroon, West Africa. *Bulletin of Volcanology*, 73(7), 851-867.

Mazzarini, F., Ferrari, L., Isola, I. (2010). Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan-Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 486(1-4), 55-64.

Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, R.L., Harakal, J.E. (1987). K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 26(1), 109-158.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., Luna-González, L., Schaaf, P. (2014). A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico. *Gondwana Research*, 26(3-4), 834-868.

Osorio-Ocampo, S., Macías, J.L., Pola, A., Cardona-Melchor, S., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Benowitz, J. (2018). The eruptive history of the Pátzcuaro Lake area in the Michoacán Guanajuato Volcanic Field, central México: Field mapping, C-14 and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, 307-328.

Pardo, M., Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12357-12373.

Pasquaré, G., Vezzoli, L., Zanchi, A. (1987). Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 26(2), 159-176.

Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Vezzoli, L. (1991). Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacan. *Geological Society of America Map and Chart Series*, MCH 72.

Pérez-Orozco, J.D., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Avellán, D.R. (2018). Felsic-intermediate magmatism and brittle deformation in Sierra del Tzirate (Michoacán-Guanajuato Volcanic Field). *Journal of South American Earth Sciences*, 85, 81-96.

Ramírez-Uribe, I., Siebe, C., Salinas, S., Guilbaud, M.N., Layer, P., Benowitz, J. (2019). ¹⁴C and ⁴⁰Ar/³⁹Ar radiometric dating and geologic setting of young lavas of Rancho Seco and Mazcuta volcanoes hosting archaeological sites at the margins of the Pátzcuaro and Zacapu lake basins (central Michoacán, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 388, 106674.

Reyes-Guzmán, N., Siebe, C., Chevrel, M.O., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Layer, P. (2018). Geology and radiometric dating of Quaternary monogenetic volcanism in the western Zacapu lacustrine basin (Michoacán, México): implications for archeology and future hazard evaluations. *Bulletin of Volcanology*, 80(2), 1-20.

Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S. (2000). The history of volcanology. *Encyclopedia of volcanoes*, 15-37.

Suárez Arias, A.M., Nieto Samaniego, Á.F., Del Pilar Martínez, A. (2019). The Penjamillo-Pinos graben: the tectonic role in the opening of the Gulf of California. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2019, pp. T43E-0476).

Suárez-Arias, A.M. (2019). Edad, cinemática y fases de actividad del semigraben de Matancillas, Ojuelos, Jal., México. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 95 p.

Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.

Suter, M., Quintero, O., Johnson, C.A. (1992). Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico 1. The Venta de Bravo Fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B8), 11983-11993.

Suter, M. (2016). Structure and Holocene rupture of the Morelia fault, Trans-Mexican volcanic belt, and their significance for seismic-hazard assessment. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(5), 2376-2388.

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(1-2), 136-152.

Urrutia-Fucugauchi, J., Del Castillo-García, L. (1977). Un modelo del Eje Volcánico Mexicano. *Sociedad Geológica Mexicana. Boletín*, 38, 18-28.

Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J.H. (1996). Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review*, 38(2), 176-194.

Villamor, P., Berryman, K.R., Nairn, I.A., Wilson, K., Litchfield, N., Ries, W. (2011). Associations between volcanic eruptions from Okataina volcanic center and surface rupture of nearby active faults, Taupo rift, New Zealand: Insights into the nature of volcano-tectonic interactions. *Bulletin*, 123(7-8), 1383-1405.

Wadge, G., Cross, A. (1988). Quantitative methods for detecting aligned points: An application to the volcanic vents of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geology*, 16(9), 815-818.

Walker, G.P.L. (2000). Basaltic volcanoes and volcanic systems. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic press, San Diego.