



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN
NICOLAS DE HIDALGO



MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS
DE LA TIERRA

**EVOLUCIÓN Y ESTRATIGRAFÍA DE LOS PRODUCTOS
EFUSIVOS DEL VOLCÁN CITLALTÉPETL DURANTE EL
HOLOCENO**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

MAESTRO EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

P R E S E N T A

JUAN SALVADOR FERNÁNDEZ PEÑA

DIRECTORA DE TESIS: DRA. MARTHA GABRIELA GÓMEZ VASCONCELOS

CO-DIRECTOR: DR. JOSÉ LUIS MACÍAS VÁZQUEZ

MORELIA, MICHOACÁN A JULIO DE 2024

Agradecimientos

A todos los involucrados y quienes me acompañaron en este proceso

A la Dra. Gabriela Gómez Vasconcelos que con sus alumnos no solo tiene el papel de tutora, si no que ha sido nuestra guía, consejera, quien siempre está al pendiente de nosotros y en quien podemos confiar. Gracias por todos los conocimientos brindados y sobre todo gracias por ser nuestra guía en esta etapa de nuestra vida, en el proceso se subir este estratovolcán llamado posgrado.

Al Dr. José Luis Macías Vázquez por su apoyo constante, por seguir confiando en mi a través de los años y permitirme llevar a cabo este proyecto. Sin duda un ejemplo para todos los jóvenes vulcanólogos que decidimos tomar este camino.

Agradezco al posgrado de “Geociencias y planificación del territorio” y a la Universidad Michoacana de San Nicolas de Hidalgo y a todos los docentes vinculados en mi formación académica.

Al proyecto “Estudio vulcanológico y geocronológico Cl36 de erupciones Holocénicas en México (IN112720, DGAPA-PAPIIT)” asignado al Dr. José Luis Macías Vázquez.

A CONAHCYT por asignarme una beca de parte del programa de becas para alumnos de posgrado.

A mis tutores y sinodales: Dra. Martha Gabriela Gómez, Dr. José Luis Macías, Dr. Pedro Corona, Dr. Boris Chako, Dr. Denis Avellán y la Dra. Ana Teresa Mendoza por el tiempo invertido en mi trabajo y sus valiosas correcciones y comentarios.

Al laboratorio de Análisis de Riesgos del Instituto de Geofísica-Unidad Morelia a cargo del Mtro. Guillermo Cisneros Máximo por proveerme de insumos cartográficos y por el apoyo docente en temas de SIGs.

Al laboratorio de Análisis de Partículas y Separación de Minerales (LAPSMi) del Instituto de Geofísica-Unidad Morelia a cargo de la Geog. Irma Fabiola Mendiola López, donde lleve a cabo la preparación de mis muestras para geoquímica.

A la Dra. Martha Gabriela Gómez, Dr. Denis Avellán, Mtro. Guillermo Cisneros, Dr. Juan Manuel Sánchez y al Dr. Teodoro Carlón por su invaluable apoyo en las jornadas de campo que sin duda fue un reto extenuante que se logró gracias al gran equipo de trabajo.

A mis compañeros de maestría, estoy orgulloso de compartir este camino con ustedes, espero que no solo continuemos siendo buenos colegas de trabajo, si no que continuemos siendo buenos amigos compartiendo siempre este amor por los volcanes.

Dedicatoria

A mi madre que sin su apoyo este trabajo no existiría

*A mis sobrinos quienes me han ayudado a mantenerme firme en el camino que
elegí, a ellos les dedico este esfuerzo*

*A mi padre y mis hermanos por cuidarme, aconsejarme y llenarme la vida de
buenos momentos y una que otra pelea*

A Paola, Cirene y Ezio, por ser mi segunda familia

A Bombón y Canela quienes han sido mi compañía constante

A Guspin

Índice

1.-Introducción.....	14
2.- Localización.....	15
3.- Tectónica y geología regional del VC.....	17
4.- Estudios previos del vulcanismo holocénico del VC.....	19
4.1 Síntesis de la actividad eruptiva del Citlaltépetl durante el Holoceno	21
5.- Planteamiento del problema y pregunta de investigación.....	27
5.1 Justificación.....	27
5.1.1 Hipótesis.....	28
5.2 Objetivo general	28
6.- Marco teórico.....	30
6.1 Magmas	30
6.2 Flujos de lava	31
6.2.1 Lavas andesíticas, dacíticas y domos	32
6.3. Morfología.....	32
6.3.1 Factores físicos que controlan la morfología	35
6.4 Peligros volcánicos asociados a flujos de lava y domos	37
7.- Metodología.....	39
7.1 Metodología de gabinete	39
7.1.1 Recopilación de información y cartografía	39
7.1.2 Calculo de parámetros morfométricos	39
7.2. Trabajo de campo.....	40
7.3 Metodología de laboratorio	41
7.3.1 Preparación y descripción de láminas delgadas	41
7.3.2 Preparación para análisis geoquímicos.....	42
8.-Resultados.....	44
8.1- Análisis espacial	44
8.1.1 Mapa de drenajes.....	44
8.1.2 Mapa hipsométrico.....	45
8.1.3 Mapa de pendientes.....	46
8.2- Geología y estratigrafía de la actividad efusiva del VC.....	48
8.2.1 Flujo de lava Metlac (Me).....	48
8.2.2 Flujo de lava Tliapa (Tl).....	49

8.2.3 Flujo de lava Vaquería (Vq).....	50
8.2.4 Flujo de lava Jacal (Jc)	51
8.2.5 Flujo de lava Jamapa (Ja)	52
8.2.6 Flujo de lava Pilancón (Pi)	53
8.2.7 Flujo de lava Malacara (Ma)	53
8.2.8 Flujo de lava Orizaba (Or).....	54
8.2.9 Flujo de lava Citlaltépetl (Ci).....	54
8.2.10 Domo de lava Cascada (Ca)	55
8.2.11 Flujo de lava Revolcadero de lobos (Rl)	57
8.2.12 Flujo de lava Valle (Va)	58
8.2.13 Flujo de lava Llano Grande (Lg).....	60
8.2.14 Flujo de lava Tres Cumbres (Tc).....	61
8.2.15 Flujo de lava Texmalaquilla (Tx).....	62
8.3.- Petrografía.....	66
8.3.1 C16- Flujo de lava Metlac	66
8.3.2 C3- Flujo de lava Tliapa.....	67
8.3.3 C6- Flujo de lava Vaquería	68
8.3.4 C4- Flujo de lava Jacal	70
8.3.5 C1- Flujo de lava Jamapa	71
8.3.6 C17- Flujo de lava Pilancón	73
8.3.7 C13- Flujo de lava Malacara	74
8.3.8 C14- Flujo de lava Orizaba	75
8.3.9 C12- Flujo de lava Citlaltépetl	77
8.3.10 C15- Domo Cascada.....	78
8.3.11 C18- Flujo de lava Revolcadero de Lobos	79
8.3.12 C9- Flujo de lava Valle	80
8.3.13 C11- Flujo de lava Llano Grande	82
8.3.14 C10- Flujo de lava Tres Cumbres.....	83
8.3.15 C 7 Y 8- Flujo de lava Texmalaquilla	85
8.3.16 Xenolito C13- Flujo de lava Malacara	86
8.3.17 Xenolito C15- Flujo de lava Cascada.....	87
8.3.18 Xenolito 1-C11- Flujo de lava Llano Grande.....	87
8.3.19 Xenolito 2-C11- Flujo de lava Llano Grande.....	88
8.3.20 Xenolito C10- Flujo de lava Tres Cumbres.....	89
8.3.21 Xenolito C8- Flujo de lava Texmalaquilla	90

8.4- Resumen petrografía	91
8.4.1 Xenolitos y enclave	97
8.5- Geoquímica	100
8.5.1 Elementos mayores y diagramas Harker	103
8.5.2 Elementos traza	106
9.-Discusión	109
9.1 Evolución de la actividad efusiva del VC	109
9.1.2 Relaciones morfométricas vs. composición química	114
9.2 Variaciones petrográficas e implicaciones petrogenéticas	116
9.2.1 Mezcla de magmas	116
9.2.2 Asimilación cortical y de sedimentos marinos	119
9.2.3 Cristalización fraccionada	123
9.2.4 Otros procesos	124
9.3 Implicaciones para el riesgo volcánico	125
10.- Conclusiones	127
11.- Bibliografía	129

Índice de figuras

Figura 1. Mapa de ubicación y puntos de interés del VCI elaborado por medio de un modelo digital de elevación con resolución 1:15 m, con información de INEGI 2020. En el mapa se pueden apreciar los dos refugios más importantes del volcán (círculos verdes), los observatorios astronómicos de Sierra Negra (rombos morados), el cráter (círculo dentado negro), el glaciar de Jamapa (polígono rosa), el Valle del Encuentro (línea discontinua naranja), los poblados más importantes (polígonos amarillos) y las carreteras y caminos (línea amarilla), la ruta del glaciar de Jamapa (línea azul), y la ruta del sur (línea roja). En el recuadro superior derecho se encuentra un mapa de México donde se puede observar la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) y las ciudades más importantes cercanas a Citlaltépetl (triángulo rojo en cuadro negro).	16
Figura 2. Marco tectónico del centro de México, donde se observa en un polígono naranja la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), producto de la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana. El límite de interacción entre estas dos placas está representado por la fosa Mesoamericana (línea dentada). Ejemplificado en un triángulo rojo se encuentra el Citlaltépetl en el límite este de la FVTM, en triángulos negros algunos de los volcanes más importantes de México (de izquierda a derecha: Sa: Sangangüey, Ce: Ceboruco, NC: Nevado de Colima, LP: La Primavera, Ta: Tancítaro, Pa: Parícutín, NT: Nevado de Toluca, Iz: Iztaccíhuatl, Po: Popocatepetl, Ma: Malinche, CP: Cofre de Perote, Tx: Los Tuxtlas y Ch: El Chichonal) y en puntos amarillos algunas de las ciudades más importantes del país (Modificado de Macías y Arce, 2019).	18
Figura 3. Columna compuesta de los episodios eruptivos del Holoceno (sin escala) (Modificada de Hoskuldsson y Robin, 1993). Referencias: 1) Cantagrel et al. (1984), 2) Siebe et al. (1993), 3) Hoskuldsson y Robin (1993), 4) Heine (1992), 5) Carrasco-Núñez et al. (1993), 6) Carrasco-Núñez y Rose (1995), 7) Carrasco-Núñez (1998), 8) De La Cruz-Reyna y Carrasco-Núñez (2002) y 9) Rossotti et al. (2006), 10) Alcalá-Reygosa et al. (2018).	26
Figura 4. Sección transversal de un flujo de lava en bloques, donde se observa la morfología de la zona del canal, que se divide en la zona de canal conformada por la brecha superficial, el plug y la zona de fracturamiento. La zona del levée que se refiere a la parte estacionaria contra la cual sucede el fracturamiento, y la brecha de los costados (modificada de Borgía et al., 1983).	34
Figura 5. A. Pulverizadora Herzog. B. Discos donde se coloca la muestra para ser pulverizada. ...	43
Figura 6. Mapa de drenajes del volcán Citlaltépetl donde se observan drenajes intermitentes (líneas azules punteadas) y perennes (líneas azules continuas).	45
Figura 7. Mapa hipsométrico del volcán Citlaltépetl donde se observa el gradiente de altura que va desde los 2,211 m s.n.m. (color verde oliva), pasando por los 4,000 m s.n.m. (color rojo) hasta los 5,636 m s.n.m. (color blanco).....	46

Figura 8. Mapa de pendientes del volcán Citlaltépetl donde se muestra la distribución de pendientes en rangos de 0-10°, 10-25°, 25-35°, 35-50° y >50°	47
Figura 9. A. Vista de la cara Sur del Citlaltépetl, desde donde se observan los flujos de lava Texmalaquilla (Tx), Citlaltépetl (Ci), Orizaba (Or), Malacara (Ma) y el domo Cascada (Ca). B. Vista de la cara este, desde donde se pueden ver los flujos de lava Revolcadero de lobos (Rl), Texmalaquilla (Tx), Tres Cumbres (Tc) y Llano Grande (Lg). C. Vista desde la cara suroeste, desde donde se observan los flujos de lava Valle (Va), Llano Grande (Lg), Tres Cumbres (Tc), Texmalaquilla (Tx) y Citlaltépetl (Ci). D. Vista de la cara norte del volcán, donde se observan los flujos de lava Jamapa (Ja) y Vaquería (Vq), Jacal (Jc) y el domo de lava cascada (Ca).	48
Figura 10. A. Vista desde el flanco suroeste del volcán del depósito Metlac (Me), donde se puede ver que estratigráficamente se encuentra sobreyacido por el domo de lava Cascada (Ca) y por un depósito coluvial. B. Flujo de lava Metlac visto desde Papales, donde se observa que se encuentra relleno una antigua barranca.....	49
Figura 11. Imagen del flujo de lava Tliapa (Tl), donde solo se observa su levée del costado oeste del flujo. Se puede apreciar que está sobreyacido por el lóbulo oeste del flujo de lava Jamapa (Ja).	50
Figura 12. Fotografía tomada desde la parte media del canal del flujo de lava Vaquería (Vq), donde se puede ver el levée izquierdo, y cómo está sobreyacida por el flujo de lava Jacal (Jc). Ja, flujo de lava Jamapa; Ca, domo de lava Cascada.	51
Figura 13. Vista del flujo de lava Jacal (Jc) visto desde el lóbulo oeste de la unidad Jamapa (Ja). En la imagen se observa que la lava Jacal está sobreyacida por Jamapa.....	52
Figura 14. Flujo de lava Jamapa (Ja) visto desde el albergue Fausto González, donde se observa uno de sus dos lóbulos. Sobre este flujo de lava pasa parte de la ruta para subir a la cima del Citlaltépetl por la cara norte.	53
Figura 15. A. Vista del flanco este de los flujos de lava Citlaltépetl (Ci) y Orizaba (Or), donde se observa que Ci tiene continuidad hasta el cráter y sobreyace al flujo de lava Orizaba. B. Vista del flujo Citlaltépetl desde la cara este del volcán. Ca, domo de lava Cascada.	55
Figura 16. A. Vista del domo de lava Cascada (Ca) desde el flanco sureste del volcán, donde se observa que se compone de al menos dos pulsos (marcados con líneas punteadas rojas). B. Vista del frente del domo sobre la facie de autobrecha, se puede observar que las paredes del domo tienen estructura columnar difusa con caras lisas. C. Vista desde la cara norte del volcán. Ja, flujo de lava Jamapa.....	56
Figura 17. A. Vista del flujo de lava Revolcadero de lobos (Rl) desde el flanco oeste del volcán, con vistas al frente de lava, donde se observa que se compone de al menos tres pulsos (marcados	

con líneas punteadas rojas), se puede observar que el lóbulo izquierdo tiene un canal y morfologías de leves a los costados. B. Fotografía tomada desde la barranca Carneros con vista del perfil del depósito, donde se puede apreciar el espesor relativo del flujo. 58

Figura 18. A. Vista hacia el sur del flujo Valle (Va), la imagen fue tomada en la parte media del canal, donde se puede observar al fondo el lóbulo, Sierra Negra (SN) y a los costados los levées. B. Vista hacia el sur sobre el levée de este flujo, donde se puede observar la cresta del levée. C. Vista hacia el sur desde la parte media del canal, donde se aprecia el lóbulo que compone el frente del depósito. D. Vista hacia el norte del flujo, sobre el levée; aquí se puede ver cómo los flujos Llano Grande (Lg) y Tres Cumbres (Tc) están sobreyaciendo este depósito. Tx, flujo de lava

Texmalaquilla..... 60

Figura 19. Megabloque observado sobre la brecha superficial del depósito de Llano Grande (Lg), también se puede observar que la lava Tres Cumbres (Tc) sobreyace este depósito. 61

Figura 20. Depósito del flujo de lava Tres Cumbres (Tc), la fotografía fue tomada sobre el flujo de lava Valle (Va), donde se aprecia que está sobreyaciendo este depósito. Tiene vista al frente del depósito donde se aprecian al menos tres lóbulos (marcados con líneas punteadas rojas) y las facies de autobrecha. 62

Figura 21. A. Lava Texmalaquilla (Tx) vista desde el suroeste, donde se observan sus tres lóbulos (marcados por líneas punteadas rojas), su continuidad hasta el cráter y cómo sobreyace a la lava Tres Cumbres (Tc). B. Vista sobre el flujo superior de Texmalaquilla donde se observa la parte media del canal cubierta por brecha superficial y los levées a los costados. C. Vista desde el costado oeste del flujo Texmalaquilla donde se puede ver la sobreposición de los tres pulsos que conforman el depósito. 63

Figura 22. Mapa geológico del volcán Citlaltépetl donde se muestran los depósitos efusivos más recientes del volcán Citlaltépetl, con su respectiva columna estratigráfica obtenida en este trabajo y los puntos de muestreo (puntos verdes). Entre los atributos más importantes se señalan los escarpes erosivos (líneas dentadas rojas), los albergues (puntos amarillos), el cráter (circulo dentado negro), y los caminos (líneas negras). 1) Cantagrel et al. (1984) 2) Alcalá-Reygosa et al. (2018). 65

Figura 23. Muestra C16. A. Textura porfídica, donde se ven fenocristales de plagioclasa y anfíbol. B. Fenocristales de anfíbol. C. Fenocristales de ortopiroxeno. D. Xenocristal de plagioclasa, con maclado polisintético y textura en tamiz. E. Glomerocristal de clinopiroxeno y ortopiroxeno. F. Glomerocristal de ortopiroxeno y anfíbol. 67

Figura 24. Microfotografías de la lava C3. A. Textura traquítica con xenocristales de anfíbol con coronas de reacción de óxidos por deshidratación, a la derecha se observa un xenocristal de plagioclasa y un ortopiroxeno juvenil. B. Cristal de anfíbol parcialmente reemplazado por óxidos y

con corona de reacción de clinopiroxenos; a los lados se muestran dos xenocristales de plagioclasa. C. Cristales de clinopiroxeno. D. Cristales de ortopiroxeno, a la derecha se observa un cristal de plagioclasa con textura en tamiz, a la izquierda un clinopiroxeno. E. Glomerocristal de plagioclasa con textura de tamiz y bordes de corrosión. F. Plagioclasa zonada, a la derecha se muestra un ortopiroxeno. 68

Figura 25. Fotografías de la muestra C6. A. Textura dimensional seriada con cristales de plagioclasa con maclado Carlsbad. B. Xenocristal de anfíbol con corona de reacción por óxidos y clinopiroxenos, y forma esquelética. C. Xenocristal de anfíbol con corona de reacción de óxidos por deshidratación, en la parte superior se observa un clinopiroxeno. D. Xenocristales de ortopiroxeno. E. Cristales de clinopiroxeno. F. Xenocristal de plagioclasa con textura de tamiz e inclusiones. 69

Figura 26. Microfotografías de la muestra C4. A. Xenocristales de anfíbol con coronas de reacción de clinopiroxeno, en la parte inferior se muestra un ortopiroxeno juvenil. B. Cristales euhedrales de anfíbol, en la parte superior se observan dos cristales de clinopiroxeno. C. Plagioclasa zonada. D. Xenocristales como glomerocristal de anfíbol y ortopiroxeno. E. Xenocristales de plagioclasa, la del centro tiene textura en tamiz y en la de la derecha se observa maclado polisintético, alrededor se observan cristales juveniles de anfíbol y clinopiroxeno. F. Fenocristales de ortopiroxeno y anfíbol, en la parte inferior se observa un clinopiroxeno. 71

Figura 27. Microfotografías de la muestra C1. A. Textura porfídica con xenocristales de anfíbol con coronas de reacción de óxidos por deshidratación, muestran forma esquelética. B. Glomerocristal de plagioclasa, con anfíbol y ortopiroxeno. C. Plagioclasa zonada. D. Xenocristal de ortopiroxeno con corona de reacción de clinopiroxenos; a los lados se observan pequeños cristales de ortopiroxenos juveniles. E. Xenocristal de plagioclasa con textura en tamiz, bordes de corrosión y maclado polisintético. Alrededor se observan xenocristales de anfíbol y cristales juveniles de clinopiroxeno. F. Xenocristal de cuarzo con corona de reacción y centro corroído sustituido por plagioclasa. 72

Figura 28. Muestra C17. A. Textura traquítica donde se ven fenocristales de plagioclasa y anfíbol. B. Fenocristal de anfíbol con corona de reacción de clinopiroxeno. C. Fenocristales de ortopiroxeno y anfíbol. D. Xenocristal de plagioclasa con zonamiento. E. Glomerocristal de clinopiroxeno y ortopiroxeno F. Glomerocristal de ortopiroxeno y anfíbol. 74

Figura 29. Muestra C13. A. Textura porfídica donde se ven fenocristales de plagioclasa, anfíbol y ortopiroxeno. B. Fenocristales de anfíbol, plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno. C. Xenocristal de plagioclasa zonada. D. Cristal de anfíbol donde se observa una corona de reacción de plagioclasas. E. Glomerocristal de ortopiroxeno, plagioclasa y anfíbol. F. Glomerocristal de clinopiroxeno y anfíbol. 75

Figura 30. Muestra C14. A. Textura dimensional seriada, donde se ven fenocristales de plagioclasa y anfíbol. B. Fenocristal de ortopiroxeno. C. Fenocristales y microfenocristales de clinopiroxeno. D. Xenocristal de plagioclasa, con maclado polisintético. E. Xenocristales de anfíbol F. Glomerocristal de ortopiroxeno y anfíbol.	76
Figura 31. Muestra C12. A. Textura dimensional seriada donde se ven fenocristales de plagioclasa, anfíbol y ortopiroxeno. B. Fenocristal de anfíbol y a la izquierda un fenocristal de plagioclasa. C. Xenocristal de plagioclasa que presenta textura en tamiz y bordes de corrosión. D. Cristal de anfíbol donde se observa una corona de reacción de plagioclasas. E. Glomerocristal de ortopiroxeno. F. Glomerocristal de ortopiroxeno, anfíbol y clinopiroxeno.	78
Figura 32. Muestra C15. A. Textura porfídica, donde se ven fenocristales de plagioclasa y anfíbol. B. Fenocristal de anfíbol. C. Fenocristales de ortopiroxeno y plagioclasa. D. Glomerocristal de plagioclasa y anfíbol. E. Xenocristal de plagioclasa zoneado. F. Glomerocristal de anfíbol.....	79
Figura 33. A. Textura porfídica donde se observan fenocristales de anfíbol y plagioclasa. B. Fenocristal euhedral de anfíbol. C. Fenocristal de anfíbol donde se observa una corona de reacción a plagioclasa. D. Fenocristal de plagioclasa con ligera textura en tamiz. E. Glomerocristal de anfíbol. F. Glomerocristal de ortopiroxeno.	80
Figura 34. Muestra C9. A. Textura porfídica donde se ven algunos fenocristales de plagioclasa, anfíbol y ortopiroxeno. B. Cristales de anfíbol. C. Cristal anhedral de clinopiroxeno. D. Xenocristal de plagioclasa con maclado polisintético. E. Glomerocristal de anfíbol visto en luz natural. F. Cristales de anfíbol, el superior muestra una corona de reacción de clinopiroxenos.	82
Figura 35. Muestra C11. A. Textura porfídica donde se ven fenocristales de plagioclasa y anfíbol. B. Glomerocristales de anfíbol y a la derecha de ortopiroxeno. C. Glomerocristales de plagioclasas. D. Cristal de anfíbol donde se observa una corona de reacción de plagioclasas. E. Glomerocristal de ortopiroxeno. F. Xenocristal de clinopiroxeno (augita).	83
Figura 36. Muestra C10. A. Textura dimensional seriada donde se ven en su mayoría fenocristales de plagioclasa. B. Cristales de anfíbol vistos en luz natural. C. Glomerocristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno con una corona de reacción de plagioclasas. D. Cristales de clinopiroxeno. E. Xenocristal de plagioclasa donde se observa la textura en tamiz y bordes de corrosión. F. Glomerocristal de ortopiroxeno con poco clinopiroxeno.	84
Figura 37. Muestra C 7 y 8. A. Textura dimensional seriada. B. Cristales de anfíbol, en el de la derecha se aprecia una corona de reacción de óxidos. C. Xenocristal de plagioclasa donde se aprecia la textura en tamiz y bordes de corrosión. D. Glomerocristal de anfíbol, ortopiroxeno y clinopiroxeno E. Mismo glomerocristal de la figura D, visto con luz natural donde resaltan los anfíboles. F. Glomerocristal de anfíbol.	86

Figura 38. Xenolito de muestra C13. A. Fenocristal de anfíbol rodeado por fenocristales de anfíbol más pequeños. B. Glomerocristal de anfíbol y clinopiroxeno. C. Glomerocristal de anfíbol, ortopiroxeno y clinopiroxeno	87
Figura 39. Xenolito de muestra C15. A. La roca es hialocristalina, equigranular, de textura granuda hipidiomorfa, donde se observan fenocristales de plagioclasa y anfíbol. B. Fenocristal de plagioclasa y anfíbol. C. Fenocristales de anfíbol vistos en luz natural.	87
Figura 40. Xenolito 1 de muestra C11. A. Fenocristales de anfíbol, clinopiroxeno y ortopiroxeno. B. Misma imagen vista en luz natural donde resaltan los anfíboles.....	88
Figura 41. Xenolito 2 de muestra C11. A. textura intergranular compuesta por fenocristales subhedrales y anhedrales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno B. Fenocristales de anfíbol y ortopiroxeno. C. Anfíbol con corona de reacción de plagioclasas, y plagioclasa con textura de tamiz.	89
Figura 42. Xenolito de muestra C10. A. Roca hialocristalina, equigranular, de textura granuda xenomorfa, donde se observan cristales de ortopiroxeno, anfíbol y clinopiroxeno B. Diferente enfoque de la misma muestra.	90
Figura 43. Xenolito de muestra C8. A. Cristales de anfíbol y plagioclasa siendo asimilados por cristales de epidota. B. Cristales de anfíbol siendo asimilados por cristales de epidota visto en luz natural.....	90
Figura 44. Diagrama de porcentajes de texturas encontradas en las unidades.....	91
Figura 45. Grafica de concentraciones de fenocristales por unidad.....	92
Figura 46. Grafica de concentración de fenocristales en los xenolitos y el enclave	97
Figura 47. A. Diagrama TAS que muestra la composición química de las muestras estudiadas del Citlaltépetl (rombos ojos) y muestras de depósitos de aparatos volcánicos antiguos del volcán, llamados Torrecillas (círculos verdes) y espolón de Oro (cruces azules). También se hace una comparación con otros estratovolcanes mexicanos como Popocatepetl (polígono gris), Fuego de Colima (polígono gris claro) y Nevado de Toluca (polígono blanco). Graficado con Le Maitre-IUGS (1989) normalizado 100% libre de agua. B. Diagrama de Álcalis vs. SiO ₂ donde se observa la afinidad subalcalina de las muestras. Graficado con Alcalino vs. Subalcalino de Irving y Baragar (1971). C. Diagrama AFM graficado con toleítico vs. calco-alcalino, Irving y Baragar (1971). Referencias: (1) Schaaf y Carrasco-Núñez, (2010), (2) Hoskuldsson y Robin, (1993), (3) Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena (1997), (4) Carrasco-Núñez (2000), (5) Carrasco-Núñez et al. (2005), (6) Macías et al. (2020), (7) Crummy et al. (2019), (8) Torres-Orozco et al. (2017).....	103
Figura 48. Diagramas bivariantes Harker de elementos mayores vs SiO ₂ . A. Gráfica de K ₂ O vs. SiO ₂ donde se muestra si hay un contenido bajo, medio o alto de potasio. Diagrama de Gill (1981).	

B. Gráfica de TiO_2 vs. SiO_2 . C. Gráfica de MgO vs. SiO_2 . D. Gráfica de Al_2O_3 vs. SiO_2 . E. CaO vs. SiO_2 . F. Gráfica de Na_2O vs. SiO_2 . G. Gráfica de FeO vs. SiO_2 . H. Gráfica de P_2O_5 vs. SiO_2 . Leyenda en figura 45A.....	105
Figura 49. A Diagrama multielementos con compatibilidad creciente de izquierda a derecha, graficado contra el manto primitivo, Sun y McDonough (1989). B. Diagrama multielementos con compatibilidad creciente de izquierda a derecha, normalizado a condritas, Sun y McDonough (1995). Leyenda en figura 1 A.	106
Figura 50. Diagramas bivariantes Harker de elementos traza vs SiO_2 . A. Grafica de Cr vs. SiO_2 . B. Grafica de Ni vs. SiO_2 . C. Grafica de Co vs. SiO_2 . D. Grafica de Sc vs. SiO_2 . E. Rb vs. SiO_2 . F. Grafica de Sr vs. SiO_2 . G. Grafica de V vs. SiO_2 . H. Grafica de Ba vs. SiO_2 . Leyenda en figura 45A. Referencias 1) Schaaf et al. (2005).	108
Figura 51. A. Gráfica de % de fenocristales vs. distancia (km). En la gráfica se puede observar que no hay una relación entre ambos parámetros. B. % de SiO_2 vs. distancia (km). En la gráfica se puede observar que hay una correlación negativa entre ambos parámetros. C. % de SiO_2 vs. % de fenocristales. En la gráfica se puede observar que hay una correlación positiva entre ambos parámetros.	115
Figura 52. Bloque juvenil encontrado en campo sobre la unidad Metlac, donde se evidencia el bandeamiento que sugiere la mezcla de magmas. En la parte superior se observa un magma más claro y la parte inferior uno más oscuro, el círculo amarillo es una moneda de diez pesos mexicanos que sirve como escala.....	119
Figura 53. Diagramas para determinar origen magmático y contaminación cortical. A. Gráfica de Ba/Th vs. Th/Nb para contaminación cortical (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010). B y C. Graficas de Nb/Th vs. Ta/U y Nb/Th vs. Nb/Zr para determinar si proviene de una misma fuente magmática. Referencias: 1) Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010, 2) Macías et al. 2020	122

Índice de tablas

Tabla 1. Resumen de los parámetros morfométricos de los depósitos efusivos.....	64
Tabla 2. Síntesis de la información petrográfica observada en las laminas delgadas	93
Tabla 3. Síntesis de las texturas observadas en cada unidad	96
Tabla 4. Síntesis de la información petrográfica observada en los xenolitos	98
Tabla 5. Síntesis de las texturas observadas en cada unidad	99
Tabla 6. Geoquímica de roca total y elementos traza de los depósitos efusivos del volcán Citlaltépetl	101

Resumen

El volcán Citlaltépetl (VC) es un estratovolcán en estado de quietud que ha sido estudiado por varios autores a lo largo del tiempo, y algunos de estos trabajos buscan caracterizar su actividad durante el Holoceno, sin embargo, la gran mayoría de estos trabajos se centran en la actividad explosiva del volcán, dejando de lado la actividad efusiva, lo que tiene como consecuencia un gap de información en el registro geológico del volcán. Por esa razón, este trabajo hace una descripción detallada de las características morfológicas, petrográficas y geoquímicas de los depósitos efusivos emitidos durante el Holoceno, además de proponer su secuencia estratigráfica mediante fechamientos relativos para poder entender su distribución espacio temporal y describir los procesos volcánicos que dieron origen a estos depósitos, con la finalidad de proponer un modelo de evolución volcánica del VC a lo largo del Holoceno. A partir del análisis espacial, trabajo de campo y de laboratorio, se definieron 15 unidades efusivas del Holoceno del VC: 14 flujos de lava y un domo, la mayoría de composición dacítica y solo tres de composición andesítica, con los cuales se generó un mapa geológico de la actividad efusiva en el Holoceno. Con el cálculo de los parámetros morfológicos y con los resultados del porcentaje de SiO_2 , y porcentaje de fenocristales en la muestra se observó que de manera general la viscosidad y la cantidad de fenocristales controlan la distancia que alcanza el flujo. Posteriormente mediante un análisis de la literatura y por medio de observaciones estratigráficas en campo, se propuso un modelo de evolución volcánica donde se describió cada uno de los depósitos efusivos en el tiempo, y con la conjunción de los resultados geoquímicos y petrográficos se sugirió que hay algunos procesos petrogenéticos involucrados en las erupciones que generaron los depósitos, como: mezcla de magmas, asimilación cortical y cristalización fraccionada.

Palabras clave: Estratovolcán, depósitos efusivos, evolución volcánica, parámetros morfológicos, procesos petrogenéticos

Abstract

Citlaltépetl Volcano (CV) has been studied by several authors over time, and some of these works seek to characterize CV during the Holocene, however, doing a review of the bibliography we have observed that the vast majority of these works focus on the explosive activity of the volcano in this period of time, leaving aside effusive activity, which results in an information gap in the geological record of the volcano. For this reason, this work makes a detailed description of the morphometric, petrographic and geochemical characteristics of the effusive deposits emitted during the Holocene, in addition to proposing their stratigraphic sequence through relative dating to understand their distribution and describing the volcanic processes that origins these deposits, to propose a model of volcanic evolution of the CV throughout the Holocene. From the spatial analysis, fieldwork and laboratory, 15 effusive units of the VC Holocene were defined: 14 lava flows and a dome, most of them of dacitic composition and only three of andesitic composition, to generate a geological map of effusive activity in the Holocene. With the calculation of the morphometric parameters and with the results of the percentage of SiO₂, and percentage of phenocrysts in the sample, it was observed that in general the viscosity and the number of phenocrysts control the distance reached by the flow. Subsequently, through an analysis of the literature and through stratigraphic field observations, a model of volcanic evolution was proposed where each of the effusive deposits over time was described, and with the conjunction of the geochemical and petrographic results it was suggested that there are some petrogenetic processes involved in the eruptions that generated the deposits. such as: magma mixing, crustal assimilation, and fractional crystallization.

Keywords: Stratovolcano, effusive deposits, volcanic evolution, morphometric parameters, petrogenetic processes

1.-Introducción

El volcán Citlaltépetl (VC) o Pico de Orizaba es el estratovolcán más alto de México, con una elevación de 5,675 m s.n.m. (metros sobre el nivel medio del mar) ubicado entre los estados de Puebla y Veracruz, que a pesar de ser un volcán activo, había sido poco estudiado hasta finales del siglo pasado (Carrasco-Núñez, 1997) y hasta la fecha no cuenta con un mapa geológico que muestre de manera clara los límites y distribución de los depósitos explosivos y efusivos. De acuerdo con su historia eruptiva, se trata de un volcán con una edad mínima de 0.65 ± 0.71 Ma que ha tenido eventos volcánicos significativos durante el Holoceno, los cuales han consistido en erupciones explosivas y efusivas con edades obtenidas por el método de radiocarbono que van desde los 9.0 ka (Carrasco-Núñez y Rose, 1995) a los 700 años AP (Hoskuldsson y Robin, 1993). De acuerdo con este registro, el Citlaltépetl se considera un volcán activo en estado de quietud (Mooser *et al.*, 1958). De acuerdo con Siebe *et al.* (1993), las últimas erupciones históricas ocurrieron en 1545 y 1687, las cuales fueron reportadas por Mooser *et al.* (1958), y en 1867 por Crauzas (1994). A pesar de estos avances, se requiere de estudios más detallados que ayuden a mejorar su cronología eruptiva, especialmente de sus eventos efusivos. Es probable que una de las razones por las que el volcán no ha sido estudiado con más detenimiento radique en su altura y condiciones climáticas, especialmente cerca de la cima ($>4,000$ m s.n.m.).

En este trabajo de investigación, se realizó un mapa geológico actualizado de domos y lavas en su parte proximal y una descripción morfométrica y estratigráfica de estos depósitos efusivos con base en una nueva interpretación basada en un análisis espacial y en trabajo de campo. Además, por medio de los análisis geoquímicos y petrográficos, se obtuvo información de los procesos magmáticos que dieron origen a sus erupciones. Con estos resultados, mejoramos su registro vulcanoestratigráfico y, por lo tanto, proponemos un modelo de evolución de la actividad efusiva durante el Holoceno, lo cual será un aporte importante para la evaluación del peligro y gestión del riesgo volcánico en la región.

2.- Localización

El VC (97°16'3.29"O ,19° 1'48.54"N) está ubicado en la región este del centro de México, adyacente al Golfo de México, en la línea fronteriza de los estados de Puebla y Veracruz; sobreyace el sistema montañoso de la Sierra Madre Oriental y es parte de la provincia geológica de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM).

Es el volcán de mayor altitud en Norte América y el punto más alto de México con una elevación de 5,675 m s.n.m.; se eleva ~4,200 m con respecto a la planicie costera en el Golfo de México y ~2,900 m con respecto al Altiplano mexicano en el este (Carrasco-Nuñez y Rose, 1995). Al suroeste del volcán se encuentra el volcán Sierra Negra (Fig. 1), el cual representa la quinta cima más alta del país con 4,580 m s.n.m. Sobre este volcán está situado el Gran Microscopio Milimétrico que es un observatorio astronómico que realiza observaciones en longitudes de onda de 0.85 a 4 mm, y el observatorio de rayos gama HAWC (High Altitud Water Cherenkov), que observa el universo en un rango de energía de 100 GeV y 100 TeV (<https://www.hawc-observatory.org/support/redhawc.php>) (Fig. 1).

Los poblados más cercanos al volcán son: Ciudad Serdán a 19 km al suroeste y Tlachichuca a 18 km al noroeste del volcán, en el estado de Puebla; la ranchería más cercana es Miguel Hidalgo a 7 km al noroeste (Fig. 1). El VC está cerca de algunas de las ciudades más grandes e importantes del país, a 195 km de Ciudad de México, 95 km de Puebla, 110 km del Puerto de Veracruz, 192 km de Pachuca, 98 km de Tlaxcala, 25 km de Orizaba.

Hay alrededor de 15 rutas para llegar a la cima del volcán, pero las más populares y seguras son la ruta del Glaciar de Jamapa (cara norte), y la ruta Sur (cara sur) (Fig. 1) (Garza, 2019). Para tomar la primera ruta, la manera más sencilla es manejar desde Tlachichuca hacia la cara norte del volcán hasta el refugio Octavio Álvarez, y de ahí hacer una caminata de ~8 hrs hasta la cima. Para la segunda ruta, el camino más fácil es manejar desde Ciudad Serdán hasta el valle del Encuentro (valle en el que se unen el VC y Sierra Negra, Fig. 1), y subir en carro por la cara sur hasta el refugio Fausto González, y de ahí caminar ~7 hrs para llegar a la cima. Ambos refugios sirven como campamento base para explorar las respectivas caras del volcán.

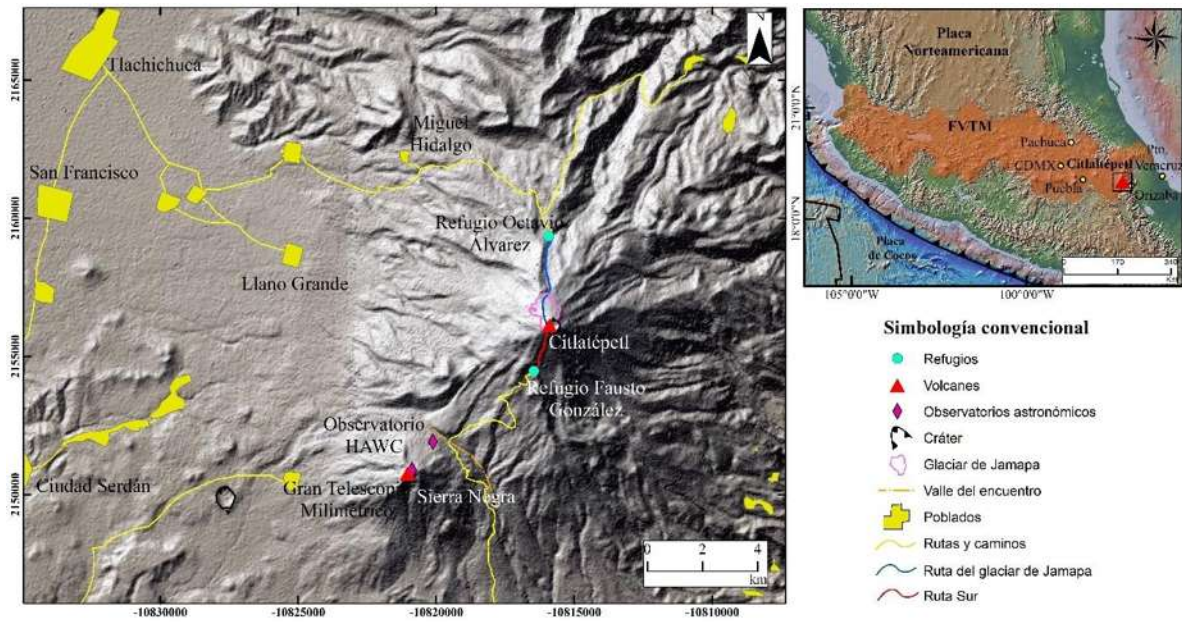


Figura 1. Mapa de ubicación y puntos de interés del VC elaborado por medio de un modelo digital de elevación con resolución 1:15 m, con información de INEGI 2020. En el mapa se pueden apreciar los dos refugios más importantes del volcán (círculos verdes), los observatorios astronómicos de Sierra Negra (rombos morados), el cráter (círculo dentado negro), el glaciar de Jamapa (polígono rosa), el Valle del Encuentro (línea discontinua naranja), los poblados más importantes (polígonos amarillos) y las carreteras y caminos (línea amarilla), la ruta del glaciar de Jamapa (línea azul), y la ruta del sur (línea roja). En el recuadro superior derecho se encuentra un mapa de México donde se puede observar la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) y las ciudades más importantes cercanas a Citlaltépetl (triángulo rojo en cuadro negro).

3.- Tectónica y geología regional del VC

El VC se encuentra ubicado en la FVTM, la cual es producto de la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica (Fig. 4). Este volcán representa el límite este de la provincia geológica de la FVTM y junto con Cofre de Perote y Sierra Negra forman una cadena volcánica con orientación N-S (Carrasco-Núñez y Rose, 1995).

La FVTM cubre la parte central de México, se extiende ~1,000 km de este a oeste, y ~20-150 km de norte a sur entre las latitudes 19°N y 21°N, desde los estados de Nayarit y Jalisco en el océano Pacífico hasta el estado de Veracruz en el Golfo de México (Demant, 1978). Esta provincia geológica se originó durante el Mioceno, aunque la mayor parte tiene edades del Plioceno a la actualidad, y de manera general es más joven en su porción sur (Demant, 1978). Este arco magmático está conformado por una gran variedad de volcanes como calderas, complejos silícicos, estratovolcanes y campos de volcanes monogenéticos, con magmas que van en composición desde basaltos hasta riolitas. Los tipos de magmas más comunes son los calco-alcalinos, pero también hay magmas alcalinos en algunas locaciones (Pérez-Campos *et al.*, 2008). Está emplazada en un basamento conformado principalmente de granitos, granodioritas y esquistos verdes del Mesozoico, sedimentos continentales del Triásico Tardío, secuencias terrígenas-carbonatadas del Jurásico Inferior y sedimentos marinos del Cretácico asociadas a las secuencias de la Sierra Madre Oriental (Campos-Enriquez y Garduño-Monroy, 1987; Rossotti, 2005).

Mediante datos sísmicos se ha observado que la placa de Cocos subduce de manera sub-horizontal debajo del centro de México, manteniendo una profundidad de ~50 km, a lo largo de una distancia de entre 110 a 275 km de la trinchera (Pérez-Campos *et al.*, 2008). El límite oriental de la FVTM está representado por una cadena volcánica de la cual forman parte el Cofre de Perote y el VC (Fig. 4), esta cadena separa la Cuenca de Serdán Oriental en el Altiplano mexicano de las planicies costeras del Golfo de México. La Cuenca de Serdán Oriental se caracteriza por un vulcanismo monogenético, conformado por domos riolíticos aislados, maáres, domos y conos de escoria de composición riolítica a basáltica (Siebe y Verma, 1988).

La cadena volcánica de Cofre de Perote-Citlaltépetl tiene una orientación NNE-SSO y una longitud de ~70 km, en ésta se encuentran grandes estratovolcanes, conos de escoria y

algunos domos silíceos (Siebe y Verma, 1988). Afectando el sistema volcánico del Citlaltépetl se encuentra un importante sistema de fallas siniestras provocado por la subducción de la placa de Cocos, lo que genera una fuerte fracturación de la corteza. Este sistema probablemente sea el facilitador del ascenso de magma (Hoskuldsson y Robin, 1993). Además, el vulcanismo regional parece haber migrado de norte a sur, siendo el Cofre de Perote el edificio más antiguo ubicado al norte, a excepción de Sierra Negra, el cual se encuentra al sur del VC y es más antiguo que éste (Hoskuldsson y Robin, 1993). El basamento del VC está compuesto por calizas y esquistos cretácicos. Estas rocas fueron altamente deformadas durante la orogenia Laramide, produciendo montañas con orientación NO-SE, plegadas y falladas, las cuales están parcialmente cubiertas por vulcanismo perteneciente a la FVTM (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010).

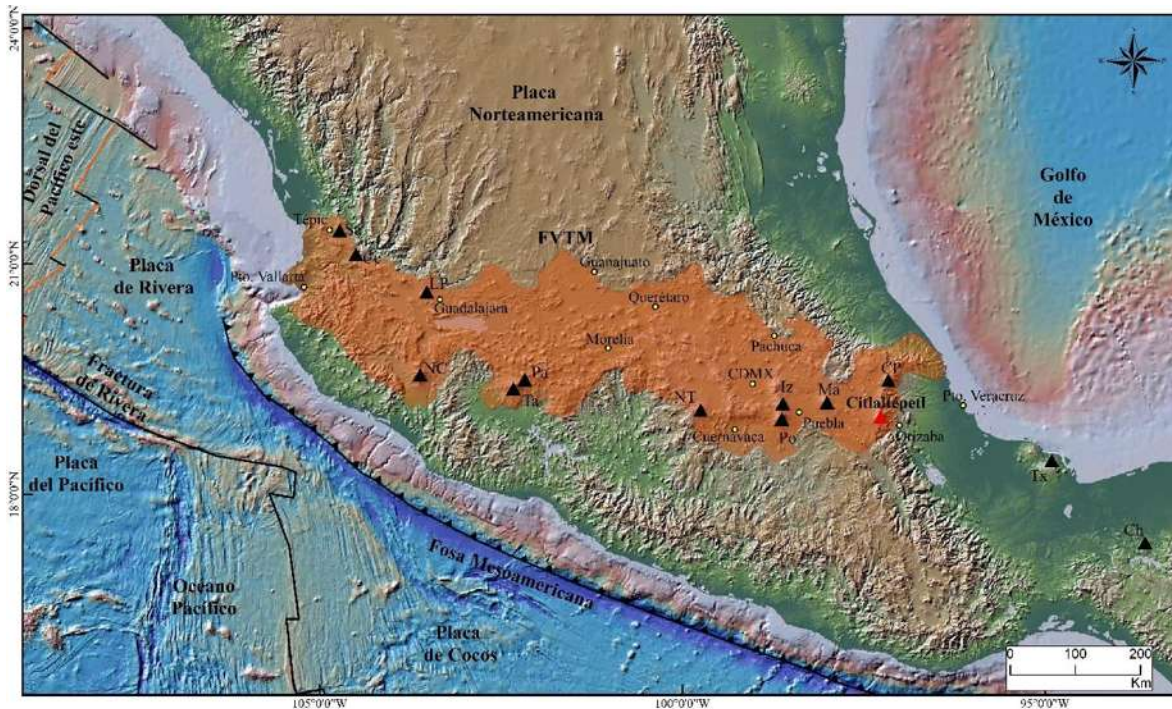


Figura 2. Marco tectónico del centro de México, donde se observa en un polígono naranja la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), producto de la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana. El límite de interacción entre estas dos placas está representado por la fosa Mesoamericana (línea dentada). Ejemplificado en un triángulo rojo se encuentra el Citlaltépetl en el límite este de la FVTM, en triángulos negros algunos de los volcanes más importantes de México (de izquierda a derecha: Sa: Sangangüey, Ce: Ceboruco, NC: Nevado de Colima, LP: La Primavera, Ta: Tancítaro, Pa: Parícutín, NT: Nevado de Toluca, Iz: Iztaccíhuatl, Po: Popocatepetl, Ma: Malinche, CP: Cofre de Perote, Tx: Los Tuxtlas y Ch: El Chichonal) y en puntos amarillos algunas de las ciudades más importantes del país (Modificado de Macías y Arce, 2019).

4.- Estudios previos del vulcanismo holocénico del VC

Las primeras descripciones acerca de la geología del VC fueron hechas por Waitz (1910), quien describió de manera muy general los depósitos explosivos y efusivos vistos en su excursión al flanco sur del volcán. Sin embargo, no fue hasta finales del siglo XX que hubo un interés creciente en su estudio. Entre los primeros trabajos destacan los hechos por Robin y Cantagrel (1982), quienes hicieron el primer análisis estratigráfico del volcán, fecharon materia carbonosa encontrada yaciendo debajo de depósitos de flujos piroclastos y flujos de lava con el método de C^{14} , y a partir de sus resultados sugirieron una actividad periódica del volcán cada $\sim 1,000$ años. Un par de años después, Cantagrel *et al.* (1984) harían un estudio geoquímico resaltando la importancia de la mezcla de magmas en las erupciones holocénicas del VC. En este sentido, Calvin *et al.* (1989) hicieron mediciones de isótopos de Sr en los productos efusivos del volcán, con lo que determinaron un aumento de contaminación proveniente de la corteza en las lavas originadas durante el Holoceno.

Carrasco y colaboradores fueron los protagonistas de los avances modernos en la investigación del VC a finales del siglo. En su primer trabajo (Carrasco-Núñez *et al.*, 1993) hicieron un estudio que resalto el peligro volcánico mediante la descripción de un lahar ocurrido durante el Pleistoceno que alcanzó distancias de 85 km. Este lahar fue originado por un colapso de un flanco del volcán alterado hidrotermalmente, rico en arcillas. Estos autores afirmaron que el aporte constante de agua de un glaciar fue el catalizador para la ocurrencia de este tipo de eventos. Así mismo, Carrasco-Núñez (1997) propuso un método para determinar el volumen de un flujo de lava a partir de parámetros morfométricos utilizando como caso de estudio las lavas del VC, debido a que algunas de sus lavas más recientes están descubiertas de vegetación y se encuentran bien preservadas.

A partir del inicio del siglo XXI, se publicaron una cantidad considerable de documentos sobre el volcán, entre los que destacan el hecho por De La Cruz-Reyna y Carrasco-Núñez (2002), quienes hicieron un análisis estadístico de las erupciones explosivas ocurridas durante el Pleistoceno y el Holoceno para establecer una probabilidad de recurrencia de eventos con la finalidad de ayudar a futuros planes de desarrollo humano alrededor del volcán. Estos autores determinaron un período de recurrencia de 78 años para erupciones con IEV (Índice de Explosividad Volcánica) de dos, 581 años para IEV de tres, 4,333 años para IEV de cuatro y 32,000 para IEV de cinco. Dos años después, Sheridan *et al.* (2004) crearon

modelos de predicción de distribución de flujos piroclásticos mediante software especializados, donde observaron que ante una erupción de alta intensidad hay más probabilidad de que los flujos eyectados hacia el este del volcán alcancen mayor distancia. Posteriormente, Macías (2005) publicó un compendio de la historia y avance científico sobre los volcanes más importantes de México, entre los que se encuentra el VC, de éste hizo un resumen de su historia eruptiva recopilando los trabajos más importantes al respecto. Posteriormente Mendoza-Rosas y De la Cruz-Reyna (2008) proponen una lista de probabilidades para erupciones con IEV de dos (probabilidad de 0.1 en 20 años a 0.9 en 500 años), tres (0.01 en 20 años y 0.3 en 500 años), cuatro (0.008 en 20 años y 0.18 en 500 años), cinco (0.003 en 20 años y 0.08 en 500 años) y seis (0.001 en 20 años y 0.03 en 500 años), en periodos de recurrencia de 20, 50, 100 y 50 años a partir de datos en la literatura de erupciones históricas y registros estratigráficos del VC.

Hasta ese momento, ya se había reconstruido de manera general la historia eruptiva del volcán durante el Pleistoceno y el Holoceno, y se habían estudiado a detalle algunos de los depósitos explosivos más representativos. Sin embargo, no fue sino hasta el 2010 que Schaaf y Carrasco-Núñez hicieron un estudio geoquímico e isotópico para determinar los procesos de generación del magma en la cámara magmática, donde encontraron firmas geoquímicas que indican un importante aporte de sedimentos marinos subducidos por la placa de Cocos y su incorporación en el nuevo magma formado.

En años recientes disminuyó el número de publicaciones y al parecer también el interés en el volcán, sin embargo, a la fecha hay más de una década de avances científicos principalmente en las técnicas de análisis espacial que implementamos en este trabajo, lo que nos permite complementar el conocimiento antiguo para saber más de este volcán que según su registro geológico puede ser potencialmente destructivo.

4.1 Síntesis de la actividad eruptiva del Citlaltépetl durante el Holoceno

La historia eruptiva del VC será descrita con base en la división propuesta por Hoskuldsson y Robin (1993), quienes dividen la actividad volcánica en ocho episodios eruptivos durante el Holoceno. Estos episodios son: Excola, Texmola, El Jacal, Ávalos, Loma Grande, Xilomich, Coscomatepec y Tlachichuca.

También se reporta un depósito que no está relacionado a ninguno de los episodios descritos, este fue estudiado por De La Cruz-Reyna y Carrasco-Núñez (2002) donde reportan un depósito de flujo piroclástico de una erupción explosiva fechado en 2,730 +/- 60 años A.P.

Episodio Tlachichuca

Este es el depósito más antiguo descrito en la literatura. Cantagrel *et al.* (1984) fueron los primeros en reportar un depósito asociado a este episodio y lo fechan en 10,600 años A.P. Posteriormente Hoskuldsson y Robin (1993) lo describen como unidades de flujos piroclásticos, de las cuales la más vieja es un flujo de bloques y ceniza cubierto por un flujo de ceniza y escoria con abundante escoria bandeada, ambos con una matriz compuesta por ceniza y líticos de andesita/dacita. Por último, a este episodio se asocia un flujo de lava que corrió por el Valle Tliapa con un volumen de $80 \times 10^6 \text{ m}^3$ y se le denomina con el mismo nombre.

Episodio Coscomatepec

Este episodio solo ha sido estudiado por Hoskuldsson y Robin (1993). Estos autores lo describen como un episodio que empezó como un flujo de ceniza y escoria y que fluyó hacía el Valle Tliapa, lo dataron en 9,400 +/- 170 años A.P. y estimaron un volumen de $7 \times 10^6 \text{ m}^3$. Se describe con facies con abundante escoria bandeada con líticos de andesita/dacita.

Rossoti (2005) reporta un depósito de caída con características y edad similares, fechando el depósito en 9,475 +/- 160 años A.P., sin embargo, por relación estratigráfica, este autor relaciona este depósito a la *Pómez Citlaltépetl*. Por las características del depósito y su edad, podemos inferir que el depósito asociado al episodio de Coscomatepec en realidad pertenece al episodio Xilomich, por lo que se propone eliminar este episodio de la historia eruptiva del VC.

Episodio Xilomich

Este evento eruptivo y sus respectivos depósitos ha sido estudiado a detalle por varios autores debido que está relacionado a la erupción Pliniana más importante del VC durante el Holoceno.

Los primeros en describirlo son Hoskuldsson y Robin (1993), quienes plantean que este episodio ocurrió entre 9,000 y 8,000 años A.P. y que origino al menos cuatro corrientes de densidad piroclástica originadas por distintas erupciones y se dispersaron mucho más que cualquiera de los eventos descritos anteriormente, esto indica que el cono nuevo del VC ya había alcanzado su máxima altura para el inicio de este episodio. Como parte de los depósitos que estos autores describen que se encuentra un depósito de bloques y ceniza fechado en 8,710 años A.P. y estiman que tiene un volumen de $80 \times 10^6 \text{ m}^3$. También describen dos flujos de ceniza y escoria, cuyo elemento inferior fue datado en 8,620 años A.P. y un volumen estimado de $5 \times 10^6 \text{ m}^3$. Hacia el este del volcán otro flujo de ceniza y escoria fue fechado en 8,300 años A.P. con un volumen de $50 \times 10^6 \text{ m}^3$. Al sur del volcán se describieron un flujo de ceniza y escoria suprayaciendo un flujo de bloques y ceniza, la base de este depósito fue fechada en 8,170 años A.P. En la cima de esta secuencia se encuentra una capa de caída de pómez que marca el final del episodio Xilomich.

Carrasco-Núñez y Rose (1995) son los que hacen la primera descripción enfocada en este depósito y estiman que fue un periodo eruptivo que duró entre el año 8,500 a 9,000 A.P. que produjo una sucesión de flujos de escoria y pómez que denominaron *Ignimbrita Citlaltépetl*, y estiman que los flujos alcanzarón una distancia de 20 a 30 km desde el cráter central. Asocian la causa de la erupción con una mezcla entre un magma andesítico y uno dacítico.

Rossoti *et al.* (2006) hacen un estudio detallado y lo describen como una secuencia deposicional intercalada de caídas de pómez y escoria, y flujos piroclásticos ricos en pómez. Llamaron a esta secuencia *Pómez Citlaltépetl*. Según los autores, estas intercalaciones en los depósitos indican que el estilo eruptivo cambio varias veces, pasando de fases de formación de domo y estilo vulcaniano a fases plinianas extremadamente explosivas. Su modelo eruptivo explica un sistema con estilo eruptivo vulcaniano formador de flujos piroclásticos, recalentado por inyecciones cíclicas de magma caliente en la cámara magmática, lo cual incrementaba la energía térmica del sistema desencadenando erupciones plinianas. Este

fenomeno ocurrió al menos tres veces durante la formación de la *Pómez Citlaltépetl* y formó grandes columnas eruptivas capaces de inyectar material piroclástico a la estratósfera que fue dispersado de manera global.

Episodio Loma Grande

Este evento fue reportado por Cantagrel *et al.* (1984) y Hoskuldsson y Robin (1993). Inició entre hace 7,000 y 6,000 años. Este episodio comprende cinco unidades de flujos de escoria y cenizas que forman depósitos de hasta 40 m de espesor. Las dos unidades más viejas son ricas en fragmentos de andesita. Las otras tres unidades son ricas en escoria y presenta bloques hacia la base de los depósitos. Esta secuencia fue datada en 6,200 años A.P.

Otras dos unidades también son asociadas a este evento, la primera es un flujo de ceniza y escoria datado en 7,020 años A.P. El segundo es otro flujo de bloques y ceniza fechado en 6,640 años A.P. Como parte final del episodio se encuentran depósitos de flujo de lava que corren hacia el Valle de Metlac.

Episodio Ávalos

Hoskuldsson y Robin (1993) proponen que este episodio tiene al menos dos depósitos eruptivos: un flujo de bloques y ceniza, y un depósito de caída de pómez. El depósito de caída fue fechado por Cantagrel *et al.* (1984) en 4,060 años A.P., y es el tercer depósito de caída más grande observado en el registro del volcán.

El depósito de bloques y ceniza fue fechado en 4,660 años A.P. por Siebe *et al.* (1991). Este autor argumenta que fue originado por un colapso de domo del cráter central, sin embargo, Hoskuldsson y Robin (1993) proponen que este flujo se originó de la desintegración de unos flujos de lava dacíticos asociados a este evento eruptivo, y además proponen que hay un flujo de lava denominado *Metlac* asociado a este episodio eruptivo.

Carrasco-Núñez (2018) hace un análisis estratigráfico donde describe un flujo de bloques y ceniza al que llamo *La Perla*, el cual está asociado a emplazamientos repetitivos de domos centrales que rellenaron el cráter hace ~4,100 años A.P. Estos domos colapsaron gravitacionalmente hacia el este (cerca del poblado de Ávalos). Aunque la gravedad jugó el papel principal en los colapsos, también pudieron ocurrir explosiones secundarias por expansión de gases que facilitaran los eventos de colapso. Este autor también describió

lahares derivados de estos flujos durante y después de su emplazamiento, ocasionados por fuertes lluvias, hielo glaciario o nieve. Por las similitudes de los depósitos descritos y de las edades, se considerará parte del episodio eruptivo Ávalos.

Episodio El Jacal

Este episodio eruptivo inició aproximadamente entre 3,500 y 3,300 años A.P. con una erupción Pliniana que formó una gruesa capa de caída fechada en 3,450 años A.P. (Hoskuldsson y Robin, 1993). La parte final de este episodio fue una erupción efusiva que tuvo una serie de pulsos que emplazaron las lavas denominadas *Flujos Orizaba* de una edad de 3400 +/- 110 años A.P.

Episodio Texmola

Este episodio comenzó hace ~2,000 años AP. Los depósitos que marcan el inicio de la erupción son: flujos de bloques y ceniza, y flujos de ceniza y escoria con edades de 1860 y 1910 AP, respectivamente. Por sus características estratigráficas, se cree que fueron eventos que ocurrieron casi simultáneamente. El flujo de bloques y ceniza consiste en bloques de líticos dacíticos en una matriz de ceniza gruesa. El flujo de ceniza y escoria consiste en abundante escoria bandeada (dacita y andesita) en una matriz de ceniza gruesa. Estos flujos fueron originados por el colapso de un domo. Dentro de estos flujos fueron encontrados fragmentos de cerámica, lo que podría indicar que las poblaciones que vivían cerca fueron afectadas por el VC (Hoskuldsson y Robin, 1993).

Hacia la parte distal se encuentra un depósito de caída de ceniza con una edad de 1810 años A.P. que se asocia con esta erupción. Como parte final de este episodio volcánico fueron extruidos dos flujos de lava, uno corrió hacia el norte y el segundo hacia el este (Hoskuldsson y Robin, 1993).

Según Alcalá-Reygosa *et al.* (2018), el flujo de lava dacítico que ellos denominan *B*, podría pertenecer a este episodio eruptivo. Si esto es cierto, entonces este depósito marcaría el inicio del episodio eruptivo de Texmola y posteriormente seguirían los flujos de bloques y ceniza, y de cenizas y escoria.

Episodio Excola

Fue el último episodio eruptivo, comenzó ~700 años atrás con una erupción Pliniana que extruyó flujos piroclásticos dacíticos y produjo la capa de caída de pómez más joven. Tuvo siete erupciones reportadas entre 1537 y 1687, de las cuales cuatro fueron descritas como efusivas y tres como ligeramente explosivas (Mooser *et al.* 1958; Simkin *et al.* 1981; Robin 1981)

Hoskuldsson y Robin (1993), mediante fotos aéreas y una sección estratigráfica hecha en una de las paredes del cráter, proponen la siguiente relación estratigráfica de los depósitos efusivos: La primera erupción efusiva fue reportada en 1537 y por observaciones hechas por estos autores sugieren que el depósito correspondiente se encuentra al noreste, llamado localmente *Flujo de lava Jamapa* que fluyó hacia el Valle de Jamapa. El segundo flujo de lava fue reportado en 1545 d.C. y fluyó hacia el flanco sur. El tercero se reportó en 1566 d.C. junto con una explosión en el cráter central y sobreyace en la sección proximal a la lava de 1545. El último evento efusivo fue reportado en 1613 d.C. y cubre parcialmente a las lavas de 1566 y 1545.

Posteriormente, Alcalá-Reygosa *et al.* (2018) hacen fechamientos por medio de ^{36}Cl , liquenometría y dendrocronología de las lavas anteriormente denominadas de 1613 y 1545, a las cuales estos autores se refieren como *B* y *A*, respectivamente. Con los resultados de liquenometría y dendrocronología se determina que estos flujos tienen edades mucho mayores a las supuestas por Hoskuldsson y Robin (1993), y por medio de ^{36}Cl se determinaron edades promedio de 3.03 ± 0.70 ka para la lava *A* y de 1.45 ± 0.35 ka para la lava *B*. Alcalá-Reygosa *et al.* (2018) sugieren que posiblemente la lava *A* pueda estar relacionada con el evento eruptivo de *El Jacal*, y la lava *B* pueda estar asociada al evento de *Texmola*.

Por lo tanto, aún se desconoce cuáles son los flujos de lava asociados a las fases eruptivas de 1613 y 1545, y por relación estratigráfica podemos descartar que el depósito de lava denominado 1566 por Hoskuldsson y Robin (1993) corresponda a dicho año, si no que más bien deberá tener una edad intermedia entre 3.03 ± 0.70 ka y 1.45 ± 0.35 ka. Con respecto a

la lava “Flujo de Jamapa”, podría pertenecer al flujo de lava de 1537, hasta no tener evidencias que indiquen lo contrario.

Evento volcánico	Tipo de depósito	Nombre del depósito
Excola	Caída de ceniza (690 +/- 50 A.P.) ³	Flujo de lava Jamapa
	Lava dacítica (1,537 d.C.) ³	
Texmola	Lava dacítica (1,450 +/- 35 A.P.) ¹⁰	Flujo de lava “B”
	Caída de ceniza (1,810 +/- 50 A.P.) ³	
	Flujo de bloques y ceniza (1,860 +/- 40 A.P.) ³	
	Flujo de ceniza y escoria (1,910 +/- 40 A.P.) ³	
	Lavas andesíticas	
Desconocido	Flujo piroclástico (2,730 +/- 60 A.P.) ⁸	Flujo de lava “A” Flujos Orizaba
El Jacal	Lavas dacíticas (3,030 +/- 70 A.P.) ¹⁰	
	Lavas andesíticas (3,400 +/- 110 A.P.) ¹	
	Caída de ceniza (3,450 +/- 70 A.P.) ³	Flujo de bloques y ceniza La Perla
Ávalos	Caída de ceniza andesítica (4,060 +/- 120 A.P.) ¹	
	Serie de flujos de bloques y ceniza (4090 +/- 90 ² , 4130 +/- 70 ⁷ , 4200 +/- 80 ⁷ y 4660 +/- 100 ¹⁰ A.P.) con intercalaciones de lahares (4040 +/- 80 ² , 4380 +/- 60 ⁷ A.P.)	
	Flujo de lava	
	Flujos de ceniza y escoria (6200 +/- 120 ¹ , 7,020 +/- 120 ¹ A.P.)	
Loma Grande	Flujos de bloques y ceniza (6,640 +/- 290 A.P.) ³	Flujo de lava Metlac
	Flujo de lava	
Xilomich	Intercalación caídas de pómez y escoria y de flujos piroclásticos ricos en pómez (8,170 +/- 70 ³ , 8,300 +/- 70 ³ , 8,455 +/- 90 ⁴ , 8,470 +/- 160 ² , 8,505 +/- 50 ⁹ , 8,580 +/- 80 ⁶ , 8,595 +/- 85 ⁴ , 8,620 +/- 140 ³ , 8,630 +/- 90 ⁶ , 8,640 +/- 50 ⁹ , 8,660 +/- 80 ⁶ , 8,690 +/- 50 ⁶ , 8,710 +/- 70 ³ , 8,760 +/- 70 ⁶ , 8,770 +/- 90 ⁵ , 8,785 +/- 70 ⁹ , 8,825 +/- 55 ¹ , 8,860 +/- 60 ⁶ , 8,980 +/- 80 ⁷ , 9,400 +/- 170 ¹ , 9,475 +/- 160 ⁹ años A.P.)	Pómez Citlaltépetl o ignimbrita Citlaltépetl
	Flujo de ceniza y escoria (9,400 +/- 170 A.P.) ¹	
	Flujo de lava	
	Flujo de ceniza y escoria	
	Flujo de bloques y ceniza (10,600 +/- 190 A.P.) ³	
Coscomatepec		Flujo de lava Tliapa
Tlachichuca		

Figura 3. Columna compuesta de los episodios eruptivos del Holoceno (sin escala) (Modificada de Hoskuldsson y Robin, 1993). Referencias: 1) Cantagrel et al. (1984), 2) Siebe et al. (1993), 3) Hoskuldsson y Robin (1993), 4) Heine (1992), 5)

5.- Planteamiento del problema y pregunta de investigación

La actividad explosiva del Holoceno ha sido ampliamente estudiada, pero por otro lado hay muy poca información acerca de los productos efusivos en este periodo de tiempo, ya que por medio del análisis bibliográfico se observó que de nueve estudios que hablan sobre la actividad volcánica durante el Holoceno, solo tres mencionan la actividad efusiva (Alcalá-Reygosa *et al.*, 2018; Cantagrel *et al.*, 1984; Hoskuldsson y Robin, 1993) y solo uno describe sus características mineralógicas y geoquímicas (Alcalá-Reygosa *et al.*, 2018). Por esto es necesario tener mayor conocimiento acerca de los eventos efusivos recientes del volcán, y el estudio de la parte proximal podría arrojar resultados nuevos acerca de las características de los flujos de lava como su geoquímica y características texturales, que están estrechamente relacionadas con el volumen, alcance, espesor y tasa de fusión que puede tener un flujo de lava.

Por lo tanto, este trabajo busca estudiar la evolución del VC durante el Holoceno teniendo como principal objetivo la caracterización morfométrica, petrográfica, geoquímica y temporal de la actividad efusiva, para complementar la información preexistente sobre la actividad explosiva, esto con la finalidad de reconstruir su historia eruptiva, por lo que las preguntas a responder son: ¿Cómo ha sido la evolución de la actividad efusiva del VC a lo largo del Holoceno? ¿Cuáles son sus características morfométricas, petrográficas y geoquímicas? y ¿Cuáles son los procesos magmáticos más relevantes que dieron origen a estas erupciones efusivas?

5.1 Justificación

El VC es un volcán activo en estado de quietud localizado en el centro de México, cerca de ciudades y poblados importantes que se podrían ver afectados directa e indirectamente ante una erupción, ya que en un radio de 25 km viven ~340,613 personas según datos del Atlas Nacional de Riesgos (2023). Como se mencionó anteriormente, este aparato volcánico ha tenido gran actividad durante el Holoceno, siendo la más importante una erupción Pliniana de hace ~9,000 años (Carrasco-Núñez y Rose, 1995). También cabe

mentonar que algunos autores como De La Cruz-Reyna y Carrasco-Núñez (2002) proponen un periodos de recurrencia de 78 años para erupciones con un $IEV=2$, y Siebe *et al.* (1993) establecen un periodo de recurrencia de 1,000 años para $IEV>2$, sin mencionar que la últimas erupciones registradas ocurrieron en 1545 y 1687 d.C. Otro punto para destacar es que la lava de mayor alcance llegó hasta los 10.6 km del cráter, y actualmente hay poblaciones a al menos 8 km, lo que implicaría una situación de alto riesgo en caso de que el volcán tuviera actividad similar.

Al mejorar su cronología y características eruptivas podremos ser más conscientes de la magnitud de los peligros que puede generar el volcán y el riesgo que implica para la población mexicana, ya que si sabemos cómo se ha comportado la actividad volcánica durante este intervalo de tiempo, podemos pronosticar al menos hablando de la actividad efusiva, como pueden ser las características de este fenómeno volcánico.

5.1.1 Hipótesis

Al no estar caracterizados la mayoría de los depósitos efusivos recientes (Holceno) del VC, se desconoce cuál fue la evolución de aparato volcánico hasta tener la configuración actual. Por lo tanto, esperamos que al conocer las características morfométricas, petrográficas y geoquímicas y detallar la estratigrafía de los depósitos efusivos del VC durante el Holoceno, podamos entender y describir los procesos volcánicos que originaron los depósitos, así como su distribución espacio temporal, que nos permita proponer una evolución volcánica desde el Holoceno temprano al presente.

Además, por medio de los estudios geoquímicos, y de las características texturales observadas en los minerales en lámina delgada, esperamos encontrar evidencia de procesos petrogenéticos descritos en la literatura para los depósitos explosivos, como contaminación cortical y mezcla de magmas. Si se encuentran podrían ser un indicador de que hay alguna correlación entre la actividad efusiva y explosiva.

5.2 Objetivo general

Comprender el comportamiento y la evolución de la actividad efusiva del VC durante el Holoceno.

5.2.1 Objetivos particulares

- Describir las características geomorfológicas y morfométricas de los depósitos efusivos durante el Holoceno de la región proximal del volcán (hasta 10 km de la fuente)
- Realizar una cartografía geológica actualizada de los depósitos efusivos del volcán durante el Holoceno
- Caracterizar petrográficamente los depósitos efusivos y determinar su composición química de elementos mayores y traza a partir de un análisis químico de roca total
- Reconstruir la estratigrafía proximal de los depósitos efusivos del VC y proponer una columna estratigráfica compuesta del Holoceno
- Proponer un modelo evolutivo de la actividad efusiva del VC durante el Holoceno

6.- Marco teórico

La parte central de esta tesis busca entender y describir la evolución volcánica de la fase efusiva del VC durante el Holoceno, pero primero se debe comprender lo que es la fase efusiva de una erupción volcánica. Para esto se presentan conceptos básicos relacionados a los flujos de lava, su comportamiento, química y morfología, y se profundiza en los flujos de lava andesíticos, dacíticos y domos que son los tipos encontrados en el VC.

6.1 Magmas

Para poder hablar de flujos de lava, primero debemos discutir algunos puntos básicos del magma, que es el nombre que se le da a la lava debajo de la superficie.

Según McBirney y Murase (1984), el magma en términos generales es material rocoso fundido o parcialmente fundido que puede provenir de la corteza o del manto superior, y es químicamente complejo, ya que puede contener diferentes concentraciones de sílice, tener distinta temperatura, contenido de cristales, volátiles, etc. que en conjunto hacen variar sus propiedades reológicas.

La mayoría de los autores (Swanson *et al.* 1975; McBirney y Murase, 1984; Cas y Wright, 1987) coinciden en que hay muchos factores que pueden controlar la mineralogía y la composición de un magma, pero Hargraves (1980) explica que los principales son: la naturaleza del punto del interior de la Tierra donde se originó el magma, si la zona de origen tuvo alguna alteración hidrotermal o metamórfica previa al fundido, el grado de fusión parcial de la roca fuente, el grado de cristalización en el magma, etc., lo que nos muestra que hay una gran cantidad de factores que controlan las características de los magmas.

Tener en cuenta todas estas variables que controlan nuestro magma es de gran importancia, ya que cuando el magma alcanza la superficie este puede erupcionar de manera coherente como un flujo de lava o de manera explosiva como producto piroclástico, por lo tanto, el carácter original del magma va a controlar el tipo y la movilidad del depósito resultante (Hargraves, 1980).

6.2 Flujos de lava

Una vez que el magma sale a la superficie se le llama lava, o flujo de lava cuando éste tiende a moverse y a formar depósitos de flujo de lava (aunque también puede salir de forma explosiva, emplazando depósitos como p. ej. flujos piroclásticos). Para este estudio nos enfocaremos en los depósitos efusivos, que están representados principalmente por flujos de lava y domos, por lo que se mostrará una ventana a la literatura de lo que es un flujo de lava, qué morfologías tienen, qué tamaños pueden alcanzar y cómo se han descrito las características específicas de los flujos de lava de composición andesítica y dacítica, ya que son las que se encuentran en el VC.

Para empezar, Cas y Wright (1987) en su libro “Volcanic successions”, explican que un flujo de lava es un magma coherente que es extruido a la superficie por un punto de emisión y que es esencialmente no explosivo. Para que el flujo no sea explosivo se necesita que la mayor parte de los volátiles en el magma se ensuelvan y escapen inmediatamente antes de la erupción y/o durante la emisión del flujo, esto para evitar un alto grado de fragmentación. Esta exsolución de volátiles y la desgasificación incrementan la viscosidad y la resistencia a fluir, lo que afecta directamente la movilidad, espesor y distancia que puede alcanzar un flujo de lava.

Según Swanson *et al.* (1975), las lavas más fluidas de las que se tiene registro son los traps basálticos o llanuras de inundación basálticas que en el registro geológico han alcanzado distancias de 300 km, con volúmenes de 1500 km³, producto de erupciones fisurales. Sin embargo, flujos de lava emitidos de un cráter central, pequeñas fisuras o puntos de emisión secundarios, alcanzan distancias mucho menores y son mucho menos voluminosos, ya que estos valores tienden a disminuir entre mayor sea el contenido de sílice en los flujos, como lo muestran Wadge *et al.* (1975), y Lipman y Banks (1980) en sus trabajos sobre el Monte Santa Elena y Mauna Loa, respectivamente.

En este sentido, Guest y Sánchez (1969) muestran que las lavas más ricas en sílice, como las andesitas y dacitas, usualmente tienen volúmenes de flujo pequeños y alcanzan distancias de unos cuantos km en el caso de las dacitas, aunque se han reportado andesitas que han alcanzado distancias de hasta 25 km. Las lavas de estas, aunque generalmente no alcanzan grandes distancias, pueden llegar a tener cientos de metros de espesor.

6.2.1 Lavas andesíticas, dacíticas y domos

Cas y Wright (1987) describen que las lavas de composiciones andesíticas y dacíticas son comunes en estratovolcanes y normalmente ocurren en volúmenes pequeños (de 0.01 a 1.0 km³), con estructura en bloques (algunas veces pueden desarrollar levées) y también formando domos. Los frentes de lava de este tipo de flujos comúnmente son escalonados con cúmulos de autobrecha. Conforme el flujo va avanzando, remueve y pasa por encima de los bloques que se acumulan en el frente de lava originando facies de autobrecha. Algunas otras veces se pueden formar lóbulos en los frentes originados por reinyecciones de magma.

De manera interna, este tipo de lavas comúnmente tienen estructuras masivas, columnares o en bloques; algunas lavas andesíticas pueden llegar a presentar estructuras tabulares en capas y las lavas dacíticas pueden llegar a presentar foliación debido a un flujo intermitente. Estas lavas también es común encontrarlas emplazadas como criptodomos (Minakami *et al.*, 1951).

Fink y Anderson (2000) definen un domo como un montículo de roca extruido por un conducto volcánico que se forman por el enfriamiento rápido del magma, y que, aunque pueden tener composiciones desde básicas hasta félsicas, son comúnmente formados por magmas ricos en sílice. Estos mismos autores describen que los domos comúnmente tienen diámetros desde metros hasta varios kilómetros, y alturas desde pocos metros hasta más de 1 km. Algunas de sus morfologías más comunes son: domos en espina, lobulados, axisimétricos y planos o en torta (Fink y Anderson, 2000).

6.3. Morfología

En el caso del VC, todas las lavas muestreadas presentan morfología en bloques debido a su composición andesítica rica en sílice y dacítica. Borgía *et al.* (1983) hacen una descripción detallada de la morfología de un flujo de lava en bloques. Según estos autores, la morfología de un flujo de lava se puede dividir en dos partes: la zona frontal y la zona del canal, donde la zona del canal se extiende pendiente abajo del punto de emisión y tiende a ser unidireccional. Al final de la zona del canal se encuentra la zona frontal donde el flujo se puede volver multidireccional y se forma una morfología de lóbulo.

Borgía *et al.* (1983) hacen una descripción de la morfología de la zona frontal. Las características de esta zona dependen de la cantidad y distribución de lava y brecha de lava, además de la morfología del suelo. La zona distal del flujo (frente de lava) consiste en grandes

bloques que se distinguen de las zonas proximales, ya que estos son más pequeños. El tamaño del frente de lava es directamente proporcional a la pendiente y a la cantidad de brecha que se forma. Inmediatamente detrás del frente, usualmente se forma una protuberancia en forma de gota que pareciera emerger de la brecha, con forma curvada convexa, donde la facie de brecha consiste en fragmentos fríos de lava en tamaños de bloques mayores a un metro cúbico en volumen, que rondan a pequeñas esferas de material vidrioso de aproximadamente 1 mm de diámetro.

La zona del canal (Fig. 3) es usualmente larga, casi uniforme y simétrica, que se puede dividir en levées y en el canal. Los levées (Fig. 3) representan los bordes del flujo y están cubiertos por fuera por brecha que sobreyace pendientes de 42° aproximadamente (Fig. 3), estos son estacionarios y no parecen tener movimiento pendiente abajo. La zona del canal es la que se encuentra entre los dos levées. El canal puede dividirse en dos secciones: la parte media llamada *plug* (Fig. 3), donde la brecha que cubre el flujo es relativamente más gruesa, y la región de los costados donde se produce rompimiento de bloques (Fig. 3) (Borgía *et al.* 1983). Cigolini *et al.* (1984) explican que la morfología de estas unidades puede cambiar a lo largo del flujo pasando de tipo 'A' a bloques.

Conforme la lava viaja canal abajo, su temperatura disminuye y su viscosidad aumenta, lo que resulta en mayor esfuerzo de afluencia que en el núcleo. Como resultado, la velocidad decrementa en la superficie en relación con el núcleo. Debido a la interacción de estas zonas, junto con las zonas estáticas de los levées, se pasa del límite elástico a la ruptura del flujo en forma de brecha. Como el núcleo fluye más rápido que la corteza, ésta empieza a colapsar conforme se pierde el soporte del flujo, dejando como morfología un canal colapsado (Borgía *et al.* 1983).

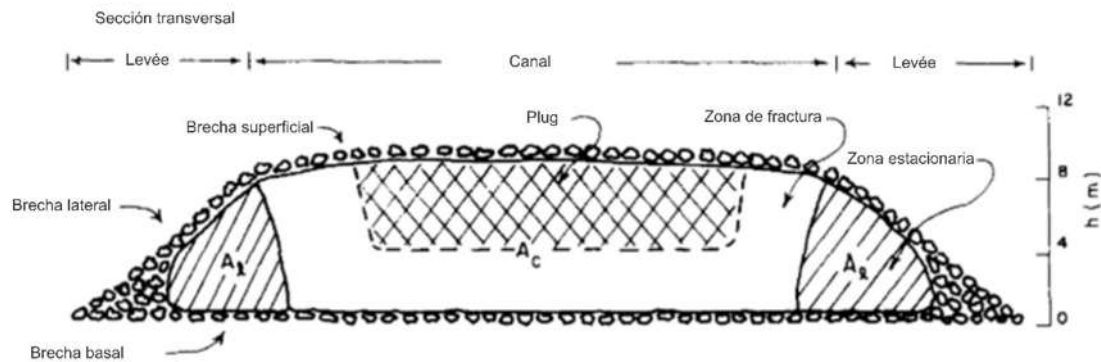


Figura 4. Sección transversal de un flujo de lava en bloques, donde se observa la morfología de la zona del canal, que se divide en la zona de canal conformada por la brecha superficial, el plug y la zona de fracturamiento. La zona del levée que se refiere a la parte estacionaria contra la cual sucede el fracturamiento, y la brecha de los costados (modificada de Borgia et al., 1983).

Las otras dos morfologías típicas de los flujos de lava son las de tipo pahoehoe y las 'A'ā, que, aunque no hay presencia de éstas en el VC, se describen a continuación.

Según autores como Swanson (1973) y Peterson y Tilling (1980), la morfología de lava pahoehoe es más común en volcanes en escudo, ya que se construyen por magmas de composición basáltica de baja viscosidad. Pueden tener de 1 a 10 m de espesor y pueden viajar varios kilómetros por medio de tubos de lava. Este tipo de lavas pueden presentar varias formas en superficie que dependen de factores como la viscosidad, tasa de emisión y la velocidad del flujo. Pueden cambiar a 'A'ā conforme se enfrían y aumenta la viscosidad, y comúnmente se mueven como unidades de flujo debido a que su baja viscosidad les permite fluir hacia varias direcciones e intercalarse formando flujos complejos.

Las lavas tipo 'A'ā son el segundo tipo de lavas más común. Lipman y Banks (1987) describen sus características y dicen que estas lavas en superficie son rugosas, angulosas, compuestas de pequeños bloques, y están conformadas por una brecha basal, una región masiva al centro y una capa de brecha superficial. Lateralmente están bordeadas por crestas irregulares o levées que morfológicamente parecen morrenas. En la parte central masiva generalmente se encuentran formas irregulares, redondeadas, ligeramente vesiculares y soldadas entre sí. Estas lavas en la parte distal se mueven como si fueran una masa de bloques fríos, pero en su interior se comportan de manera plástica.

6.3.1 Factores físicos que controlan la morfología

Aunque hay distintas morfologías, todos los flujos de lava están controlados por aspectos físicos, principalmente por cuatro factores: la tasa de efusión, reología, la pendiente y madurez termal (Naranjo *et al.*, 1992). A continuación, se explica cada uno de estos factores.

Según Walker (1973), la tasa de efusión es el factor más importante que controla la forma de una lava y demostró que la distancia que puede recorrer un flujo es proporcional a la tasa de efusión, y es respaldado por Pinkerton y Sparks (1996) en su estudio de los flujos de lava del Mauna Loa.

En el trabajo de Walker (1971), la tasa de efusión observada en flujos de lava de composiciones básicas varia en un rango de <0.5 a $5,000 \text{ m}^3/\text{s}$, lo que indica una alta tasa de efusión que permite que el flujo alcance grandes distancias y generalmente están compuestas por una sola unidad, a diferencia de aquellos flujos que se emiten a bajas tasas de efusión, donde se ha observado que están más cercanos a la fuente y tienden a formar lavas compuestas. Pero Newhall y Melson (1983), en una recopilación histórica de erupciones efusivas de lavas silíceas y altamente viscosas, observaron que tienen tasas de emisión de 0.05 a $11.6 \text{ m}^3/\text{s}$, lo cual es mucho menor en comparación con lavas básicas, por lo que se espera que en sistemas que emitan este tipo de lavas se formen lavas compuestas.

Hablando de las propiedades físicas, mediante modelaciones realizadas por Hulme (1974), se descubrió que el principal factor que gobierna la forma de un flujo es la reología de un fluido no newtoniano y por sus similitudes se le asocia con un fluido de Bingham para su estudio. Hulme (1974) estudió todas las propiedades físicas del fluido de Bingham para entender la reología de un flujo de lava y observó que para que este flujo pueda fluir por una pendiente necesita formar una capa gruesa a la base que le permita reducir la resistencia a fluir. En los márgenes del flujo pasa algo muy similar, ya que en esta zona la profundidad de la capa base no es suficiente para que pueda fluir, y el fluido se detiene creando una “zona muerta” que forma estructuras de levées.

Según Peterson y Tilling (1980), siguiendo el principio de que un flujo de lava se aproxima mucho al comportamiento del fluido de Bingham, dicen que para que una lava pueda fluir se deben cumplir dos condiciones: 1.- El estrés producido por la fuerza de gravedad debe

superar el límite elástico del fluido, y 2.-La fuerza de fricción entre el suelo y el flujo debe ser lo suficientemente baja para permitir que la lava fluya. Además, Borgia *et al.* (1983) recalcan que las facies de una lava tienen diferentes propiedades reológicas, por ejemplo, un flujo de lava en bloques se puede dividir en un flujo continuo de lava y una parte de brecha, cada uno con propiedades reológicas distintas.

En conclusión, el espesor del flujo, así como el espesor de cada “zona muerta” dependen de cinco parámetros independientes que son: la tasa de efusión, la pendiente, la viscosidad del fluido de Bingham, la resistencia al flujo y el peso específico del material (Cas y Wright, 1987).

El siguiente concepto importante que controla la morfología de un flujo de lava es la madurez termal. Según Naranjo *et al.* (1992), conforme una lava se enfría, se desarrolla una corteza más gruesa y un carácter más frágil, como consecuencia de esto, la textura en la superficie del flujo evoluciona de aquellas formadas en una corteza caliente y dúctil, a las formadas en una corteza fría, gruesa y frágil. Entre más fría y gruesa sea la corteza, más madurez térmica tiene el flujo de lava (Naranjo *et al.*, 1992).

Las lavas de tipo pahoehoe son ejemplos de flujos termalmente inmaduros, ya que, según Fink (1980), la temperatura en su superficie es lo suficientemente alta para que la corteza sea apenas una capa y se comporta de manera dúctil, por lo que puede conservar la forma del flujo al enfriarse y formar distintos tipos de morfologías propias de las lavas pahoehoe descritas por Pinkerton y Sparks (1976). Este tipo de lavas pueden transportarse largas distancias por medio de tubos de lava (Naranjo *et al.*, 1992). Algunos autores como Wentworth y MacDonald, (1953), Pinkerton y Sparks, (1976), Peterson y Tilling, (1980) y Kilburn, (1981), han estudiado este tipo de morfologías y concuerdan en que conforme la corteza se enfría, sucede la transición de lavas pahoehoe a texturas de tipo 'A'ā y que no tiene que ver con la composición química de la lava como algunos pensaban anteriormente. Las superficies 'A'ā se enfrían a temperaturas en el régimen transicional entre lo frágil y dúctil y tienen una madurez intermedia.

Posteriormente, Naranjo *et al.* (1992) escriben que las lavas en bloques se caracterizan por la presencia de clastos angulares formados por la deformación frágil en la corteza gruesa y fría del flujo. Este tipo de texturas solo se desarrollan en lavas con madurez térmica donde la

temperatura de la superficie del flujo es lo suficientemente baja para que toda la corteza se rompa formando así un flujo de bloques frío. Normalmente estos flujos alcanzan primero la madurez en los márgenes (Naranjo *et al.*, 1992).

Dicho lo anterior, se observa que el comportamiento del flujo está fuertemente relacionado con la relación entre la madurez térmica, la tasa de extrusión y la topografía. Las lavas termalmente inmaduras avanzan rápidamente, pero con el tiempo y la distancia, la corteza se enfría y aumenta el espesor (Naranjo *et al.*, 1992).

Por último, con respecto a la pendiente, Walker (1973a) dice que ésta controla el espesor de un flujo; éste será más espeso entre menor pendiente haya, pero alcanzará menor distancia. Se ha demostrado que la pendiente no está tan relacionada con la distancia que el flujo puede alcanzar, comparado con otros factores (Walker 1973a).

6.4 Peligros volcánicos asociados a flujos de lava y domos

Peterson y Tillin (2000), como parte de su capítulo “*Lava Flow Hazards*” del libro *Enciclopedia of volcanoes*, hacen un análisis detallado de cómo se comportan los flujos de lava y cuál es el riesgo para la sociedad. Ellos dicen que este tipo de fenómenos son fáciles de evitar, simplemente dejando de construir cerca de volcanes activos, sin embargo, en la actualidad vemos que esto está lejos de la realidad debido a que grandes ciudades, campos de cultivo, carreteras, etc. ya se encuentra cerca de volcanes activos.

Como vimos anteriormente, un flujo de lava comúnmente se desplaza pendiente abajo y su comportamiento generalmente es unidireccional, lo que significa que pasará por encima de todo aquello que no le impida continuar con su flujo, como pueden ser casas, árboles, cultivos, inclusive poblados enteros, dejando estas áreas inutilizables (p.ej., el volcán Parícutín 1943-1952 (Krauskopf, 1948). Sin embargo, afortunadamente para la población, estos son lentos y permiten que las personas puedan evitar el flujo con facilidad. En este sentido, los flujos de lava que representan mayor riesgo para la población son los más máficos, ya que son los que tienen mayor capacidad de alcance y los que en teoría tienen mayor velocidad. Ejemplos históricos de desastres asociados a este fenómeno son Mauna Loa en Hawaii (Lipman y Banks, 1987), Monte Etna en Italia (Wadge *et al.*, 1975), Parícutín en México (Krauskopf, 1948), Heimaey en Islandia (Morgan, 2000), y Nyiragongo en Goma (Allard *et al.*, 2002).

Aparte del peligro que involucra el flujo como tal, los peligros asociados son explosiones causadas por la interacción del calor del magma con volátiles que pueden estar presentes en áreas de cultivos, producto de la degradación orgánica de ciertos materiales, así como incendios, y explosiones freáticas cuando entra en contacto con agua de algún lago, laguna o el mar. Aunque el escenario más peligroso es cuando hay presencia de hielo, ya que al derretirse puede generar peligros secundarios como lahares e inundaciones (Peterson y Tilling, 2000).

Otro peligro importante es la emisión de gases producto de la desgasificación del flujo. En este sentido, Heggie (2009) hace un estudio acerca de los gases más comunes y que representan mayor riesgo para las personas. Estos son: el CO₂ (dióxido de carbono) que es emitido durante la erupción (también puede ser emitido durante una erupción efusiva). Este gas por densidad tiende a acumularse en las depresiones topográficas y puede causar desde mareos, vómito, dolores de cabeza, hasta asfixia que genera la muerte (Cantrell y Young, 2009; Hansell y Oppenheimer, 2004); el H₂S (ácido sulfhídrico) que está asociado a la desgasificación, puede causar desde irritación de las vías respiratorias hasta edema pulmonar, y en grandes concentraciones la muerte en cuestión de minutos (Hansell y Oppenheimer, 2004). El siguiente gas es el SO₂ (dióxido de azufre), este generalmente ocurre acompañado de CO₂ y, aunque sus efectos suelen ser a corto plazo (tos, irritación de ojos y dificultad para respirar), en personas con asma puede ocasionar la muerte (Heggie, 2004). Y por último, el HCl (ácido clorhídrico), que está directamente asociado con los flujos de lava, se libera cuando la lava entra en contacto con el agua de mar; este gas puede causar desde irritación de nariz y garganta, hasta espasmos, edema pulmonar y la muerte (Stephenson *et al.* 2009).

Los riesgos asociados a lavas intermedias, como las andesitas y las dacitas es que comúnmente ocurren durante o intercaladas con fases explosivas, que por sí mismas significan un gran riesgo para los asentamientos humanos, además de que tienden a alcanzar decenas de metros de espesor, lo que las hace más factibles a que puedan sepultar edificaciones de mayor altura.

Otro peligro importante que mencionar es el colapso de domos, ya que estos tienden a crecer en el cráter central de los estratovolcanes, como es el caso del VC. Cuando esto sucede funcionan como forma de tapón, lo que impide la liberación de energía, causando la

acumulación de gases y por lo tanto de presión, lo que comúnmente conlleva a una erupción de tipo Peleana o tipo Merapi, donde el domo se rompe y todo el material es expulsado por los flancos del volcán en forma de flujos piroclásticos que arrasan y entierran todo a su paso. Este tipo de flujos generalmente se encañonan en las barrancas y cuando se encuentran con un valle tienen a dispersarse multidireccionalmente (Colin *et al.* 2000; Fink y Anderson, 2000).

7.- Metodología

7.1 Metodología de gabinete

7.1.1 Recopilación de información y cartografía

En gabinete se recopiló información bibliográfica de tesis y artículos referentes a la geología, episodios eruptivos y evolución del VC durante el Holoceno con la finalidad de reconstruir su historia eruptiva, esto sirvió como la base para la correlación de la información obtenida en esta tesis.

Para la creación de mapas de ubicación, tectónica y geología regional se utilizó un MDE del software GeoMapApp (Ryan *et al.*, 2019) de resolución variable y escala de 1:3,500,00. También se descargaron insumos vectoriales de INEGI para obtener información de redes hidrográficas (2010) con escala 1:50,000.

Se obtuvo un MDE con resolución de 12.5 m descargado de “*Alaska Data Search*” e imágenes satelitales de alta resolución de Google Earth para la generación de mapas temáticos (hipsometría, pendientes y drenaje) y se actualizó el mapa geológico. También se interpretó información bibliográfica, así como los mapas preexistentes (geológicos, estructurales, etc.) para sintetizar la información cartográfica en los mapas generados, principalmente para el mapa geológico. El procesamiento de la información se hizo a través del *software* ArcGis 10.5.

7.1.2 Cálculo de parámetros morfométricos

Para hacer el cálculo de volumen, área, espesor promedio, y distancia del cráter de cada una de las unidades se utilizó el MDE de 12.5 m y la información vectorial del mapa geológico donde se delimitan las unidades. Los procesamiento se hicieron por medio del *software* ArcGis 10.5. A continuación se describe como se obtuvo el valor de cada parámetro.

Para el volumen y el área se trabajó el polígono de cada unidad de manera independiente utilizando la herramienta *Polygon Volume*. Para poder utilizar esta herramienta, primero debemos convertir nuestro MDE en un TIN, posteriormente debemos ver cuál es la altura sobre el nivel mínimo del mar de nuestra unidad e ingresarla para así obtener los valores de volumen y área.

En el caso de los flujos de lava del VC, el volcán presenta pendientes de hasta más de 45°, lo que genera un mayor error en el cálculo. Para disminuir dicho error, cada unidad se dividió en varias secciones para calcular de manera individual el volumen y área, al final los valores se sumaron para obtener el volumen y área total.

Algo importante a resaltar es que con este método solo se pueden obtener los valores de las unidades que afloran en superficie, por lo que, si un flujo de lava está cubierto por otro más joven, solo podremos calcular las regiones que permanecieron expuestas. Dado esto se hizo un cálculo para determinar los valores aproximados de las secciones cubiertas de cada unidad; para hacerlo se parte de las siguientes suposiciones: 1. Se considera a los flujos cubiertos como rectángulos planos. 2. El área que abarca el flujo cubierto es igual al de la unidad superior, ya que partimos del hecho de que los flujos de lava se encañonan en las mismas barrancas. Dicho lo anterior, se resta el volumen ocupado por la lava que sobreyace al flujo que queremos calcular, posteriormente calculamos el espesor promedio de la sección visible del flujo, y esto lo restamos al valor de altura de la superficie del flujo, para obtener el valor de altura de la base. Con estos parámetros ya podemos usar la herramienta *Polygon Volume* y calcular el volumen mínimo aproximado de la totalidad del flujo de lava.

7.2. Trabajo de campo

Se realizaron tres jornadas de campo en los años 2019 y 2023, en las cuales se recolectaron 21 muestras de roca para su análisis petrográfico, geoquímico y fechamiento isotópico. Previo a cada jornada se hizo una identificación y digitalización de los depósitos efusivos más jóvenes por medio de imágenes satelitales de Google Earth y su digitalización para su posterior muestreo. En cada jornada de campo se recolectaron muestras de roca pertenecientes a los depósitos efusivos y se hizo una descripción mineralógica en muestra de mano, además de describir las características morfológicas generales de cada depósito.

Jornada del 5 al 10 de diciembre del 2019. Esta expedición se llevó a cabo en la cara norte del volcán y se recolectaron nueve muestras correspondientes a cinco depósitos de flujos de lava y a un domo de lava.

Jornada del 1 al 7 de febrero del 2023. Esta expedición se realizó en la cara sur, este y oeste del volcán y se recolectaron 11 muestras asociadas a 14 depósitos de flujo de lava y un domo.

Jornada del 20 al 24 de enero del 2024. Esta expedición se realizó en la cara oeste del volcán y se recolectó una muestra correspondiente a un flujo de lava faltante.

7.3 Metodología de laboratorio

De cada muestra obtenida se prepararon láminas delgadas para su descripción petrográfica, se pulverizaron para su envío al laboratorio Actlabs en Canadá, donde se realizaron análisis geoquímicos de ICP de masas y difracción de rayos X.

7.3.1 Preparación y descripción de láminas delgadas

Las láminas delgadas y su descripción petrográfica se realizaron en el laboratorio de petrografía del Instituto de Geofísica de la UNAM campus Morelia. De cada muestra obtenida en campo se separó un fragmento del tamaño de un puño para su preparación en lámina delgada. Una vez obtenida la lámina, ésta se describió utilizando un microscopio petrográfico, a continuación, se describe el proceso.

- 1.- Cada fragmento de roca se cortó en una cortadora industrial en forma de galletas, de aproximadamente 3 x 6 x 1 cm.
2. Esta galleta fue desbastada con abrasivos en polvo del número 250, 400, 600, 1000 y 5 μ , hasta obtener una superficie tipo espejo.
- 3.- La superficie tipo espejo es necesaria para poder pegar el portaobjetos a la superficie de la muestra. Esto se hizo con una resina especial que seca con rayos UV. Cuando el portaobjetos está bien pegado se procede a desbastar nuevamente la muestra hasta que tenga un espesor de 30 μ . Para esto se utilizó una cortadora de precisión y posteriormente los abrasivos mencionados en el punto 2. Este proceso debe ser constantemente verificado en el

microscopio, ya que el color de las plagioclasas (gris/blanco) indica cuando tenemos el espesor de 30 μ .

4.- Las láminas terminadas se observaron con un microscopio petrográfico y se describió su textura, asociaciones minerales y características como tamaño, color, fractura o clivaje, birrefringencia, extinción, marcas de reacción y porcentaje de fenocristales.

5.- Para calcular el porcentaje de fenocristales presentes en cada lamina, se obtuvieron tres imágenes con el objetivo 5x donde se pudiera apreciar de manera general los componentes de la lámina. Estas imágenes se digitalizaron en *Corel Draw*, donde se digitalizó de manera individual cada grupo mineral (plagioclasa, anfíbol, piroxeno, óxidos, etc.), posteriormente los resultados se analizaron con el programa *ImageJ* para obtener el porcentaje de fenocristales de cada grupo y un porcentaje de fenocristales y microlitos en la matriz general. De cada lamina se tomaron tres fotos para poder sacar un promedio.

7.3.2 Preparación para análisis geoquímicos

De cada muestra se hizo una separación de un fragmento de roca de aproximadamente de 90 gr para los análisis. Cada fragmento se trituró en pedazos de tamaño lapilli grueso, se lavó y posteriormente se volvió a triturar hasta obtener un polvo de tamaño ceniza fina. El procedimiento de preparación se describe a continuación.

1.- Cada fragmento de muestra se trituró hasta obtener tamaños de lapilli grueso y medio. Estos fragmentos se lavaron en el ultrasonido y se pusieron a secar durante 48 hrs en un horno a 60°C.

2.- Los fragmentos secos se pulverizaron en una pulverizadora de disco tipo Herzog (Fig. 5A, B) en tres sesiones de ~2 min para asegurarnos de que la muestra tuviera el tamaño ideal. Durante este proceso cabe resaltar que es muy importante la limpieza y esterilización del equipo utilizado para evitar contaminantes.

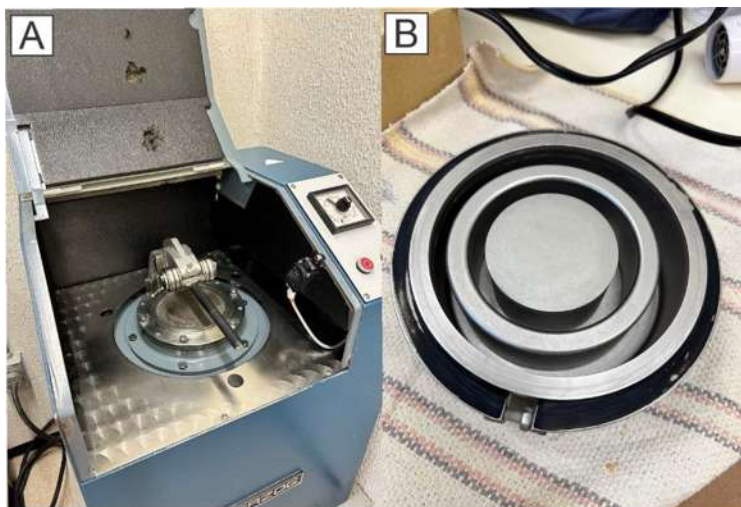


Figura 5. A. Pulverizadora Herzog. B. Discos donde se coloca la muestra para ser pulverizada.

3.- Una vez terminada la pulverización, cada muestra se pesó y solo se tomaron 15 gr de cada una para ser analizadas por ICP de masas y difracción de rayos X para obtener los valores de roca total de elementos mayores y traza. Se mandaron cuatro muestras al laboratorio Schimmelpfennig de la Universidad de Marsella, Francia (C1, C3, C4 y C6), y diez a Activation Laboratories en Canadá (Pico 7, Pico 4, C10, C11, C12, C13, C14, C15, C16 y C17). Los elementos mayores de las muestras Pico 7 y Pico 4 se tomaron de Alcalá-Reygosa *et al.* (2018).

4.- Una vez obtenidos los datos, los elementos mayores se normalizaron a 100% libre de agua para su análisis y el U, Th, Ta y Nb se normalizaron a manto primitivo para el diagrama de Nb/Th vs. Ta/U con generado con el software IgPet.

8.-Resultados

8.1- Análisis espacial

8.1.1 Mapa de drenajes

El VC tiene un drenaje de tipo radial y representa un límite natural entre tres cuencas y cinco subcuencas, a las cuales pertenecen cinco ríos importantes. Como se puede observar en la figura 7, todos los ríos perennes que nacen del VC drenan hacia el este y noreste, donde también se observa un drenaje más disectado. Hacia el oeste del volcán el drenaje es intermitente y no hay ningún cuerpo de agua importante que nazca del volcán.

Hacia el noreste y este de la cima del volcán se encuentra la cuenca de Jamapa, que a su vez se divide en la subcuenca de Jamapa al noreste y en la subcuenca de Atoyac al este, los drenajes de ambas cuencas desembocan en el océano Pacífico. Dentro del VC, el drenaje principal de la subcuenca de Jamapa es el río Jamapa y de la subcuenca de Atoyac es el río del mismo nombre (Fig. 7).

Hacia el sur se encuentra la cuenca del Papaloapan, que a su vez se divide al sureste en la subcuenca del río Blanco y al suroeste en la subcuenca del río Salado. En la subcuenca del río Blanco, los cuerpos de agua principales que nacen en el volcán son el río Blanco y el río la Cascada (Fig. 7) y sus afluentes desembocan en el océano Pacífico. La subcuenca del río

Salado es una cuenca endorreica y en esta región solo drenan del volcán cuerpos de agua intermitentes.

Hacia el oeste del volcán el drenaje es de tipo intermitente y desemboca en la subcuenca endorreica de Totoizingo que forma parte de la cuenca de Atoyac (diferente de la subcuenca de Atoyac mencionada anteriormente).

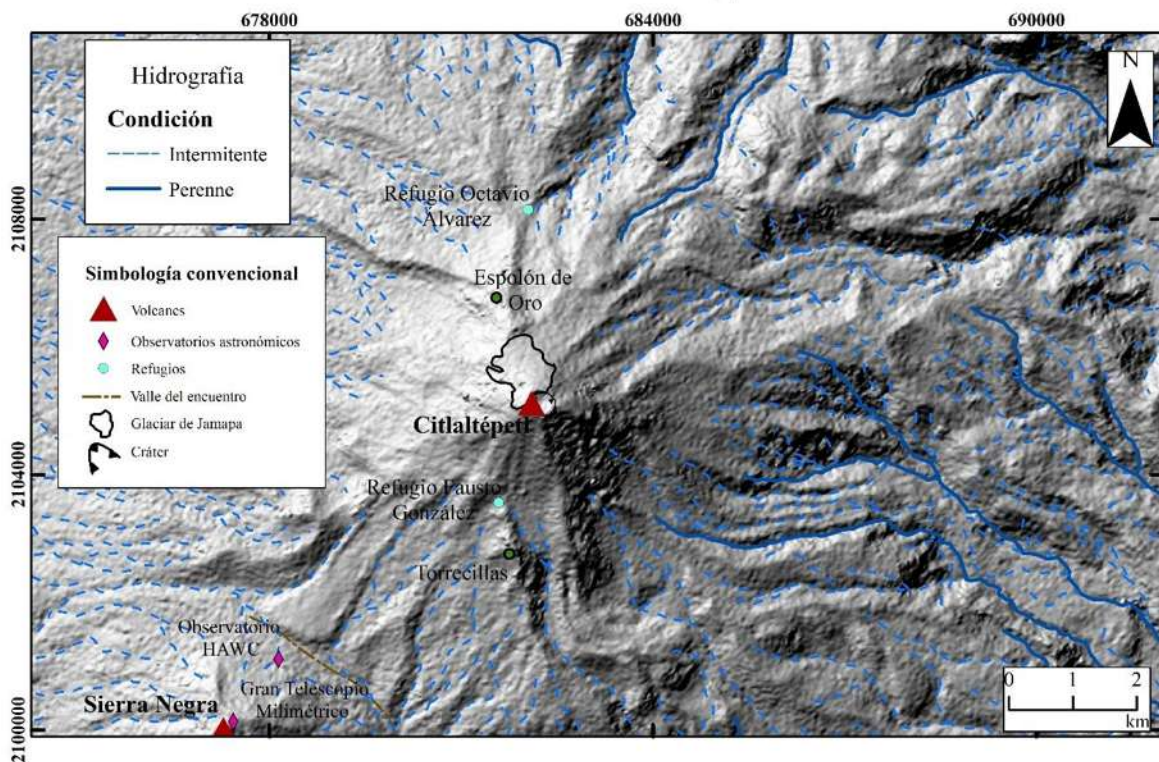


Figura 6. Mapa de drenajes del volcán Citlaltépetl donde se observan drenajes intermitentes (líneas azules punteadas) y perennes (líneas azules continuas).

8.1.2 Mapa hipsométrico

Como se muestra en la figura 8, el aparato volcánico del VC se distribuye en un rango de altura entre $\sim 2,211$ y $\sim 6,636$ m s.n.m., la región más alta corresponde a la cima del volcán y la parte más baja se encuentra al este hacia la llanura costera del Pacífico, tendiendo un desnivel máximo de 4,425 m en una distancia de 10 km. Hacia el Oeste, la región más baja tiene una altura de $\sim 3,100$ m s.n.m. con un desnivel de 3,536 m hacia el altiplano en una distancia de 8 km (Fig. 8). La zona de estudio del presente trabajo se distribuye entre los 4,000 m s.n.m. y la cima.

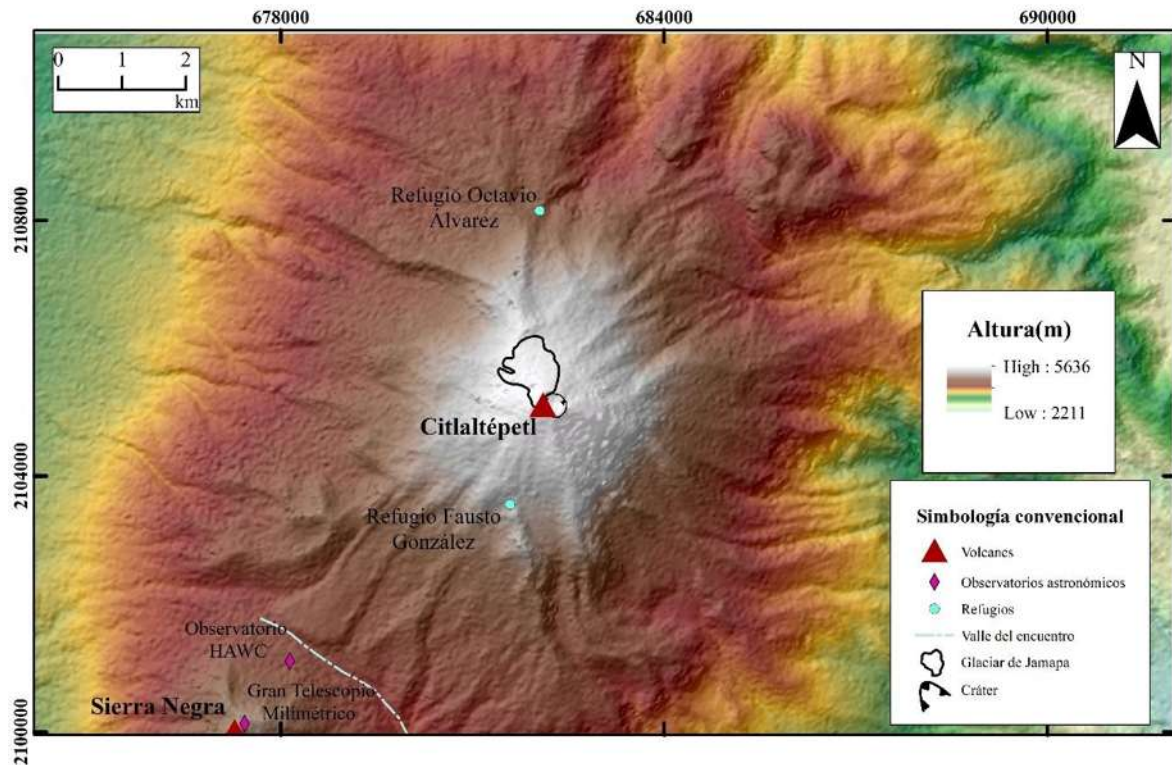


Figura 7. Mapa hipsométrico del volcán Citlaltépetl donde se observa el gradiente de altura que va desde los 2,211 m s.n.m. (color verde oliva), pasando por los 4,000 m s.n.m. (color rojo) hasta los 5,636 m s.n.m. (color blanco).

8.1.3 Mapa de pendientes

Para analizar las pendientes del volcán se dividieron en cinco rangos: planicie ($0-10^\circ$), pendiente baja ($10-25^\circ$), pendiente media ($25-35^\circ$), pendiente pronunciada ($35-50^\circ$) y pendiente muy pronunciada ($>50^\circ$) (Fig. 9).

Como se observa en la figura 9, las planicies se encuentran en las zonas más bajas del volcán, así como en algunas mesetas formadas por los flujos de lava. Las pendientes bajas y medias se encuentran distribuidas uniformemente a lo largo del aparato volcánico, siendo más abundantes las pendientes medias en zonas más cercanas a la cima. Las pendientes pronunciadas y muy pronunciadas se encuentran principalmente en el cono y alrededores del cráter, en estructuras remanentes de aparatos volcánicos antiguos (Torrecillas y Espolón de Oro, Fig. 9 puntos verdes), delimitando flancos de flujos de lava y domos, y en barrancas.

Las zonas con mayor pendiente se encuentran hacia el este y sureste (Fig. 9), que coincide con la zona de mayor abundancia en drenajes, esto se debe a que este flanco del volcán recibe

mayor humedad por estar orientado hacia el Golfo de México, lo que indica que esta región es más propensa a colapsos y deslizamientos.

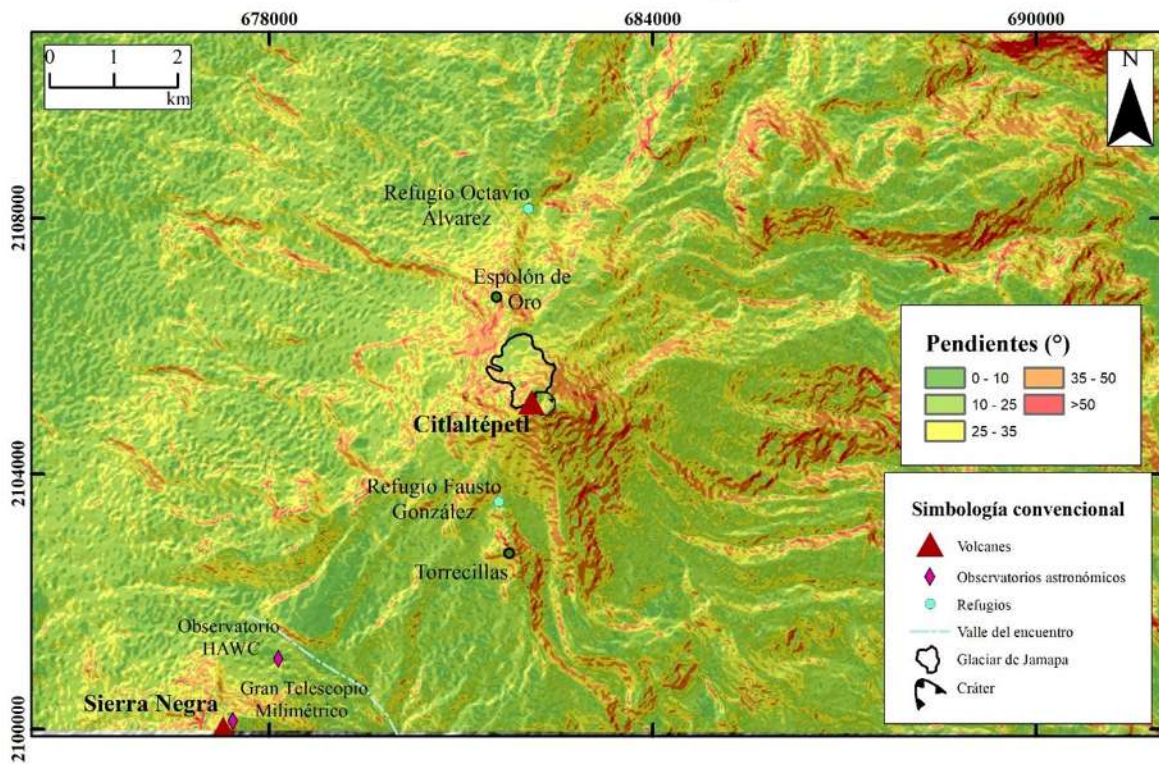


Figura 8. Mapa de pendientes del volcán Citlaltépetl donde se muestra la distribución de pendientes en rangos de 0-10°, 10-25°, 25-35°, 35-50° y >50°

8.2- Geología y estratigrafía de la actividad efusiva del VC

Se describieron quince unidades de la actividad efusiva del VC que corresponden a 14 flujos de lava y un domo en la parte proximal del volcán, ubicados principalmente en la cara sur (Fig. 10A), en la cara este (Fig. 10B), en la cara suroeste (Fig. 10C) y en la cara norte (Fig. 10D). A continuación, se hace la descripción de cada uno de ellos.

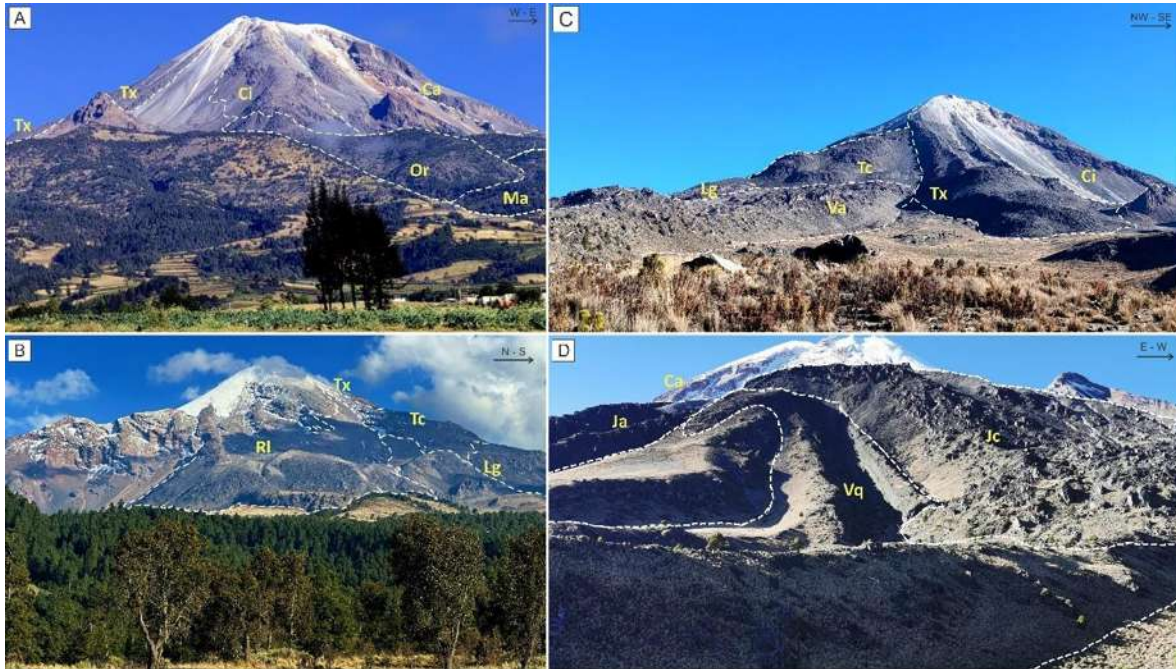


Figura 9. A. Vista de la cara Sur del Citlaltépetl, desde donde se observan los flujos de lava Texmalaquilla (Tx), Citlaltépetl (Ci), Orizaba (Or), Malacara (Ma) y el domo Cascada (Ca). B. Vista de la cara este, desde donde se pueden ver los flujos de lava Revolcadero de lobos (Rl), Texmalaquilla (Tx), Tres Cumbres (Tc) y Llano Grande (Lg). C. Vista desde la cara suroeste, desde donde se observan los flujos de lava Valle (Va), Llano Grande (Lg), Tres Cumbres (Tc), Texmalaquilla (Tx) y Citlaltépetl (Ci). D. Vista de la cara norte del volcán, donde se observan los flujos de lava Jamapa (Ja) y Vaquería (Vq), Jacal (Jc) y el domo de lava cascada (Ca).

8.2.1 Flujo de lava Metlac (Me)

Este flujo (Fig. 12) se encuentra ubicado en el flanco este del volcán, al norte del mirador conocido como las Palapas, cerca de las cabañas Villas Pico de Orizaba. La muestra C16 (14Q 684724 E, 2103056 N) fue tomada en el costado sur del flujo sobre un levée a una altura de 3,980 m s.n.m. (Fig. 23, tabla 1). Es un depósito de flujo de lava que está conformado por dos pulsos, hay facies de autobrecha en el límite entre los dos y presentan estructura en bloques con caras lisas. Las rocas que lo conforman son de color gris, con textura porfídica de grano grueso compuestas por fenocristales de plagioclasa, anfíbol y

piroxeno. Estratigráficamente se encuentra sobreyacido por un coluvión y por el domo de lava Cascada (Fig. 11A y B).

Este flujo de lava presenta un espesor promedio de 92 m, con un volumen mínimo calculado de 1.01 km^3 , que abarca un área de 5.32 km^2 , y tiene una distancia máxima del cráter de 7.17 km (Tabla 1).

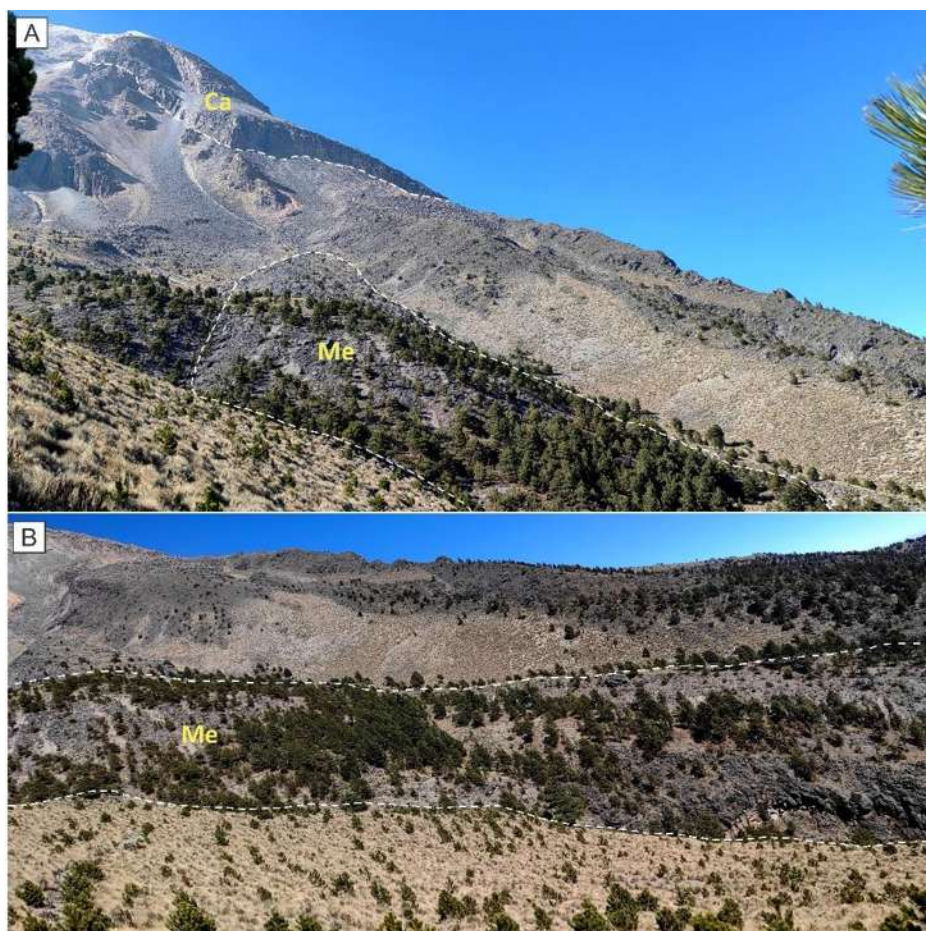


Figura 10. A. Vista desde el flanco suroeste del volcán del depósito Metlac (Me), donde se pudo ver que estratigráficamente se encuentra sobreyacido por el domo de lava Cascada (Ca) y por un depósito coluvial. B. Flujo de lava Metlac visto desde Papales, donde se observa que se encuentra rellenando una antigua barranca.

8.2.2 Flujo de lava Tliapa (Tl)

Este flujo (Fig. 12) se ubica en el flanco noreste del volcán, al norte del domo Chichimeco y delimita el borde del río Jamapa en su sección alpina. La muestra C3 (14Q 684474 E, 2107438 N) fue tomada en el costado norte del flujo, sobre el levée a una altura de 4,227 m s.n.m. (Fig. 26, tabla 1). Este depósito de flujo de lava tiene un canal bien formado

con estructuras de levée, y predomina la estructura en bloques angulosos con caras lisas, sus rocas son de color gris oscuro con textura porfídica de grano fino, con fenocristales de plagioclasas, piroxeno, y anfíbol. Estratigráficamente se encuentra sobreyacido por un depósito de flujo de bloques y ceniza fechado por Cantagrel *et al.* (1984) en 9,400 +/- 170 años AP y sobreyaciendo un depósito de flujo de bloques y ceniza que Hoskuldsson y Robin, (1993) fechan en 10,600 ± 190 años AP, y por la unidad Jamapa (Fig. 12).

Morfométricamente, este flujo de lava presenta un espesor promedio de 49 m, con un volumen mínimo calculado de 0.26 km³, abarca un área de 2.31 km², y tiene una distancia máxima del cráter de 7.88 km (Tabla 1).



Figura 11. Imagen del flujo de lava Tliapa (Tl), donde solo se observa su levée del costado oeste del flujo. Se puede apreciar que está sobreyacido por el lóbulo oeste del flujo de lava Jamapa (Ja).

8.2.3 Flujo de lava Vaquería (Vq)

Este flujo (Fig. 13) está ubicado en el flanco noreste del volcán, se ubica al este de la Barranca de Jampa y al oeste delimita al domo Chichimeco en su sección media. La muestra C6 (14Q 683846 E, 2108340 N) fue tomada en el costado oeste del depósito a una altura de 4,107 m s.n.m., sobre el levée (Fig. 23, tabla 1). Este depósito de flujo de lava tiene un canal bien formado, morfología de levées y en él predomina la estructura en bloques con caras lisas, sus rocas son de color gris oscuro con textura porfídica de grano fino, con fenocristales

de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Estratigráficamente se encuentra sobreyacido por los flujos de lava Jacal y Jamapa (Fig. 13).

Morfométricamente, este flujo de lava presenta un espesor promedio de 67 m, con un volumen mínimo calculado de 0.42 km^3 , abarca un área de 4.80 km^2 , y tiene una distancia máxima del cráter de 9.36 km (Tabla 1).



Figura 12. Fotografía tomada desde la parte media del canal del flujo de lava Vaquería (Vq), donde se puede ver el levée izquierdo, y cómo está sobreyacida por el flujo de lava Jacal (Jc). Ja, flujo de lava Jamapa; Ca, domo de lava Cascada.

8.2.4 Flujo de lava Jacal (Jc)

Este flujo (Fig. 14) se encuentra ubicado en el flanco sureste del volcán al noreste del glaciar Jamapa y en la parte alta el glaciar cubre una parte de este flujo. La muestra C4 (14Q 683508 E, 2108126 N) fue tomada en el frente de lava a una altura de 4,212 m s.n.m. sobre la facie de autobrecha (Fig. 23, tabla 1). Este depósito de flujo de lava tiene morfología en bloques angulosos con caras lisas y no presenta formación de canal ni de levées, las rocas que lo conforman son de color gris con textura porfídica de grano grueso, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, y piroxeno. Estratigráficamente se encuentra sobreyacido por el flujo de lava Jamapa (Fig. 15) y sobreyaciendo la unidad Vaquería (Fig. 13).

Morfométricamente, este flujo de lava presenta un espesor promedio de 77 m, con un volumen mínimo calculado de 0.17 km^3 , abarca un área de 2.21 km^2 , y tiene una distancia máxima del cráter de 3.38 km (Tabla 1).



Figura 13. Vista del flujo de lava Jacal (Jc) visto desde el lóbulo oeste de la unidad Jamapa (Ja). En la imagen se observa que la lava Jacal esta sobreyacida por Jamapa.

8.2.5 Flujo de lava Jamapa (Ja)

Este flujo (Fig. 15) se ubica en el flanco norte del volcán, justo por debajo del glaciar Jamapa y cerca del refugio Fausto González. La muestra C1 (14Q 682106 E, 2107462 N) fue tomada sobre el lóbulo este del depósito (Fig. 15), al sur del albergue a una altura de 4,502 m s.n.m. (Fig. 23, tabla 1). Este flujo tiene al menos dos lóbulos y solo muestra morfología de levée en su lóbulo este, en ambos lóbulos presenta estructura en bloques y megabloques angulosos con caras lisas, las rocas que lo conforman son de color gris con textura porfídica de grano medio, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, y piroxeno. Estratigráficamente el lóbulo oeste se encuentra sobreyaciendo a los flujos de lava Jacal (Fig. 14), Vaquería (Fig. 13) y Tliapa (Fig. 12), y ambos lóbulos se encuentran sobreyacidos por el glaciar en su parte más alta.

Morfométricamente, este flujo de lava presenta un espesor promedio de 53 m, con un volumen mínimo calculado de 0.71 km^3 , abarca un área de 2.90 km^2 , y tiene una distancia máxima del cráter de 3.40 km (Tabla 1).



Figura 14. Flujo de lava Jamapa (Ja) visto desde el albergue Fausto González, donde se observa uno de sus dos lóbulos. Sobre este flujo de lava pasa parte de la ruta para subir a la cima del Citlaltépetl por la cara norte.

8.2.6 Flujo de lava Pilancón (Pi)

Este flujo está ubicado en el flanco sureste del volcán a un par de kilómetros del poblado San José Pilancón. La muestra C17 (14Q 685483 E, 2097727 N) fue tomada en el costado suroeste del depósito a un lado de una cañada sobre la brecha que lleva al poblado de San José Pilancón, a una altura de 2,940 m s.n.m. (Fig. 23, tabla 1). En sus partes expuestas presenta morfología en bloques, subangulosos con caras lisas, las rocas que lo conforman son de color gris claro con textura porfídica de grano medio, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, clino y ortopiroxeno; también tiene presentes glomerocristales de anfíbol y plagioclasa. Estratigráficamente se encuentra sobreyacido por el flujo de lava Malacara

Morfométricamente, este flujo de lava presenta un espesor promedio de 59 m, con un volumen mínimo calculado de 0.46 km^3 , abarca un área de 8.94 km^2 , y tiene una distancia máxima del cráter de 10.68 km (Tabla 1).

8.2.7 Flujo de lava Malacara (Ma)

Flujo de lava ubicado en el flanco sureste del volcán, a un par de kilómetros del poblado San José Pilancón. La muestra C13 (14Q 685622 E, 2098349 N) fue tomada en el frente del flujo con características de facie de autobrecha a 3,088 m s.n.m. (Fig. 23, tabla 1). Tiene estructura en bloques con caras lisas, las rocas que componen este depósito son de

color gris, con textura porfídica de grano medio, compuestas por fenocristales de plagioclasa, anfíbol, y piroxeno. También presenta enclaves porfídicos de grano fino con fenocristales de plagioclasa y piroxeno con tamaño aproximado de 12 x 18 cm. Estratigráficamente se encuentra sobreyacido por la lava Orizaba (Fig. 16A) y sobreyace a la lava Pilancón, y entre estas dos unidades se encuentra un depósito de flujo de bloques y ceniza de edad desconocida.

Morfométricamente, este flujo de lava presenta un espesor promedio de 80 m, con un volumen mínimo calculado de 0.72 km³, abarca un área de 7.45 km², y tiene una distancia máxima del cráter de 8.64 km (Tabla 1).

8.2.8 Flujo de lava Orizaba (Or)

Flujo de lava (Fig. 16A) localizado en el flanco sur del volcán, al sur del mirador Las Palapas. La muestra C14 (14Q 684152 E, 2101769 N) fue tomada en el costado este del flujo, en una zona con características de facie de autobrecha, a una altura de 3,896 m s.n.m. (Fig. 23, tabla 1). Este depósito tiene varios lóbulos, posiblemente asociados a distintos pulsos, tiene morfología en levée en la parte superior en su pulso más superficial y presenta estructura en bloques con caras lisas en las caras observables, los bloques que conforman el flujo son de color gris, de textura porfídica de grano medio, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, y piroxeno; también presenta glomerocristales de anfíbol y piroxeno, así como enclaves compuestos por plagioclasa, anfíbol y piroxeno. Estratigráficamente se encuentra sobreyacido por el flujo de lava Citlaltépetl, y sobreyace a la lava Malacara. Este flujo de lava fue fechado con el método de C¹⁴ en 3,400 +/- 100 años AP por Cantagrel *et al.* (1984).

Morfométricamente este depósito presenta un espesor promedio de 179 m, con un volumen mínimo calculado de 0.80 km³, abarca un área de 5.49 km², y tiene una distancia máxima del cráter de 7.12 km (Tabla 1).

8.2.9 Flujo de lava Citlaltépetl (Ci)

Flujo de lava ubicado en el flanco sur, al sur de Las Palapas. La muestra C12 (14Q 683244 E, 2102640 N) fue tomada en el frente del flujo con características de facie de autobrecha a 4,256 m s.n.m. (Fig. 23, tabla 1). Tiene estructura en bloques con caras lisas, está compuesta por bloques de roca de color gris claro, que se meteoriza a rosa grisáceo, presenta textura porfídica de grano medio con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, y piroxeno; además presenta glomerocristales de plagioclasa y anfíbol, y enclaves de color gris

oscuro en la mayoría de los bloques. Estratigráficamente sobreyace al flujo de lava Orizaba, y tiene continuidad observable desde el cráter principal (Fig. 16A y B).

Morfométricamente, este flujo de lava presenta un espesor promedio de 186 m, con un volumen mínimo calculado de 0.42 km^3 , que abarca un área de 1.78 km^2 , y tiene una distancia máxima del cráter de 3.18 km (Tabla 1).



Figura 15. A. Vista del flanco este de los flujos de lava Citlaltépetl (Ci) y Orizaba (Or), donde se observa que Ci tiene continuidad hasta el cráter y sobreyace al flujo de lava Orizaba. B. Vista del flujo Citlaltépetl desde la cara este del volcán. Ca, domo de lava Cascada.

8.2.10 Domo de lava Cascada (Ca)

Este domo está ubicado en la cara este del volcán, al norte de Las Palapas. La muestra C15 (14Q 683685 E, 2104561 N) fue tomada en el frente del domo a una altura de 4,700 m s.n.m., sobre la facie de autobrecha, donde se encontraba erosionado formando un abanico coluvial (Fig. 23, tabla 1). El depósito está compuesto por al menos dos pulsos (Fig. 17A, B

y C) y predomina la estructura en megabloques angulares de caras lisas, en las paredes del domo presenta estructura columnar difusa con caras lisas, está compuesto por bloques de color gris claro que se intemperizan a rosa claro, tiene textura porfídica de grano medio/grueso con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno, tiene enclaves de color gris oscuro. Estratigráficamente se encuentra sobreyaciendo a la lava Metlac y se puede observar su continuidad hasta el cráter.

Morfométricamente, este flujo de lava presenta un espesor promedio de 172 m, con un volumen mínimo calculado de 0.20 km^3 , que abarca un área de 0.86 km^2 , y tiene una distancia máxima del cráter de 1.81 km (Tabla 1).

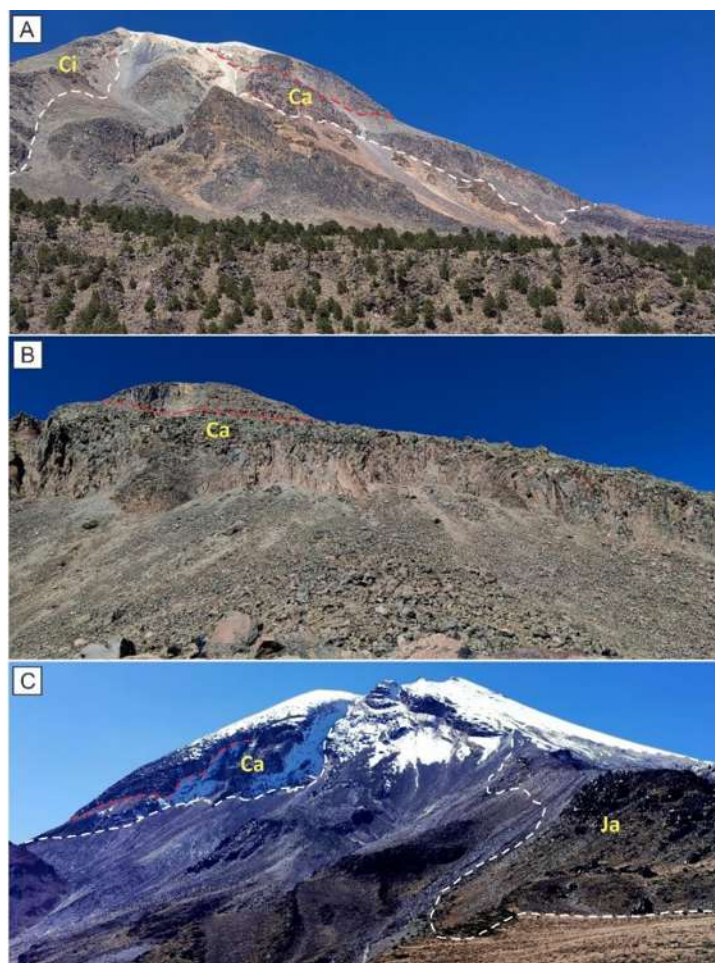


Figura 16. A. Vista del domo de lava Cascada (Ca) desde el flanco sureste del volcán, donde se observa que se compone de al menos dos pulsos (marcados con líneas punteadas rojas). B. Vista del frente del domo sobre la facie de autobrecha, se puede observar que las paredes del domo tienen estructura columnar difusa con caras lisas. C. Vista desde la cara norte del volcán. Ja, flujo de lava Jamapa.

8.2.11 Flujo de lava Revolcadero de lobos (RI)

El flujo de lava revolcadero de lobos se localiza en el flanco este del volcán al oeste de la localidad Llano Grande. La muestra C18 (14Q 679561 E, 2105987 N) fue tomada en el frente del flujo, sobre el lóbulo central, en la facie de autobrecha a una altura de 4,232 m s.n.m. (Fig. 23, tabla 1). Este depósito presenta al menos tres lóbulos (Fig. 18A y B), donde el lóbulo lateral izquierdo presenta un canal con estructuras de leevé a los costados, de manera general los lóbulos presentan morfología de lava en entabladura con caras lisas y en bloques angulares con caras lisas, las rocas que conforman este flujo son de color gris y se meteorizan a rojo oscuro, tienen textura porfídica de grano grueso y están compuestas por fenocristales de plagioclasa, anfíbol (también presente como glomerocristal), y piroxeno. Estratigráficamente se encuentra sobreyacido por los flujos de lava Texmalaquilla y Tres Cumbres (Fig. 21 y 22) y sobreyace un abanico coluvial.

Morfométricamente, este flujo de lava presenta un espesor promedio de 110 m, con un volumen mínimo calculado de 0.47 km³, que abarca un área de 2.13 km², y tiene una distancia máxima del cráter de 3.02 km (Tabla 1).

.

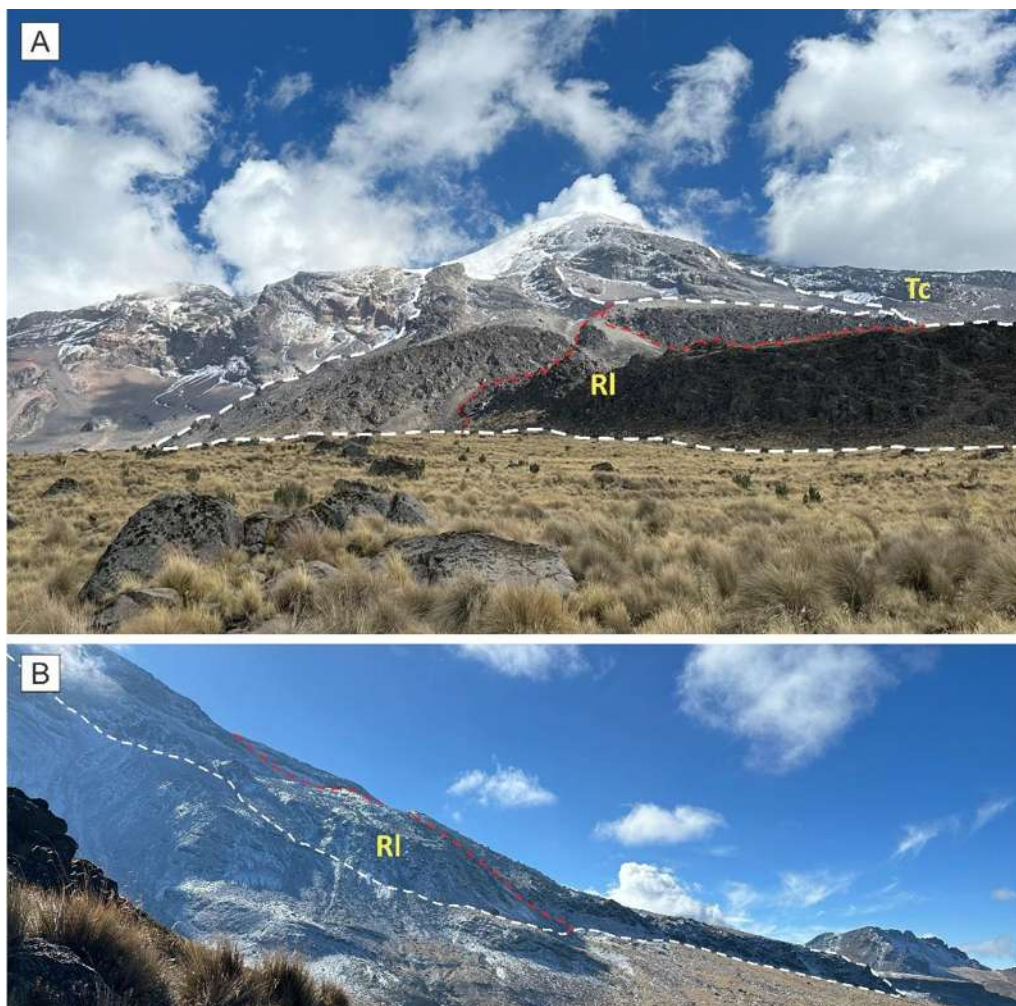


Figura 17. A. Vista del flujo de lava Revolcadero de lobos (RI) desde el flanco oeste del volcán, con vistas al frente de lava, donde se observa que se compone de al menos tres pulsos (marcados con líneas punteadas rojas), se puede observar que el lóbulo izquierdo tiene un canal y morfologías de levés a los costados. B. Fotografía tomada desde la barranca Carneros con vista del perfil del depósito, donde se puede apreciar el espesor relativo del flujo.

8.2.12 Flujo de lava Valle (Va)

Este flujo de lava está ubicado en el flanco suroeste del volcán, frente a Sierra Negra, la muestra C9 (14Q 678613 E, 2101305 N) fue tomada en el frente del flujo con características de facie de autobrecha a una altura de 4,044 m s.n.m. (Fig. 23, tabla 1). Toda la parte media del flujo presenta un canal bien formado con estructuras de levée a los costados (Fig. 19A, C y D), un lóbulo frontal (Fig. 19B y C) y presenta morfología de lava en bloques angulares con caras lisas, las rocas que conforman este flujo son de color gris claro, de textura

porfídica de grano medio con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, y piroxeno; también presenta glomerocristales de anfíbol y plagioclasa. Fue fechado con el método de Cl^{36} en 3,030 $\pm$ 70 años AP por Alcalá-Reygosa *et al.* (2018), y estratigráficamente se encuentra sobreyacido por los flujos Llano Grande y Tres Cumbres (Fig. 20 y 21).

Morfométricamente, este flujo de lava presenta un espesor promedio de 61 m, con un volumen mínimo calculado de 0.41 km³, que abarca un área de 3.80 km², y tiene una distancia máxima del cráter de 5.25 km (Tabla 1).

.



Figura 18. A. Vista hacia el sur del flujo Valle (Va), la imagen fue tomada en la parte media del canal, donde se puede observar al fondo el lóbulo, Sierra Negra (SN) y a los costados los levées. B. Vista hacia el sur sobre el levée de este flujo, donde se puede observar la cresta del levée. C. Vista hacia el sur desde la parte media del canal, donde se aprecia el lóbulo que compone el frente del depósito. D. Vista hacia el norte del flujo, sobre el levée; aquí se puede ver cómo los flujos Llano Grande (Lg) y Tres Cumbres (Tc) están sobreyaciendo este depósito. Tx, flujo de lava Texmalaquilla

8.2.13 Flujo de lava Llano Grande (Lg)

Este flujo se encuentra ubicado en el flanco suroeste del volcán, frente a Sierra Negra y al sur del parque Revolcadero de Lobos. La muestra C11 (14Q 680656 E, 2104421 N) fue

tomada en el flanco sur del depósito a una altura de 4,770 m s.n.m. sobre la facie de autobrecha (Fig. 23, tabla 1). Presenta morfología en megabloques angulosos con caras lisas (Fig. 20) en toda su superficie observable, la roca que compone este flujo es de color gris claro y se meteoriza a rosa claro, está bandeada y es de textura porfídica de grano medio con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, y piroxeno; también presenta glomerocristales de la misma asociación mineral. Estratigráficamente se encuentra sobreyacido por el flujo de lava Tres Cumbres (Fig. 21) y sobreyace al flujo de lava Valle (Fig. 19).

Morfométricamente, este flujo de lava presenta un espesor promedio de 125 m, con un volumen mínimo calculado de 0.28 km³, que abarca un área de 1.28 km², y tiene una distancia máxima del cráter de 3.25 km (Tabla 1).



Figura 19. Megabloque observado sobre la brecha superficial del depósito de Llano Grande (Lg), también se puede observar que la lava Tres Cumbres (Tc) sobreyace este depósito.

8.2.14 Flujo de lava Tres Cumbres (Tc)

Se encuentra ubicado en el flanco suroeste del volcán, frente a Sierra Negra. La muestra C10 (14Q 680918 E, 2104561 N) fue tomada en el frente del flujo sobre la facie de autobrecha a una altura de 5,000 m s.n.m., (Fig. 23, tabla 1), este depósito está conformado por al menos cuatro pulsos, no tiene formación de levées y morfológicamente se asemeja a un domo con morfología en bloques angulares con caras lisas (Fig. 21), la roca es de color gris claro, de textura porfídica de grano fino compuesta por plagioclasa, anfíbol, y piroxeno;

también presenta enclaves de color gris oscuro con fenocristales de anfíbol y piroxeno. Estratigráficamente está sobreyacido por el flujo de lava Texmalaquilla y sobreyace a los flujos de lava Llano Grande y Valle (Fig. 30 y 19).

Morfométricamente, este flujo de lava presenta un espesor promedio de 120 m, con un volumen mínimo calculado de 0.08 km^3 , abarca un área de 0.74 km^2 , y tiene una distancia máxima del cráter de 1.53 km (Tabla 1).



Figura 20. Depósito del flujo de lava Tres Cumbres (Tc), la fotografía fue tomada sobre el flujo de lava Valle (Va), donde se aprecia que está sobreyaciendo este depósito. Tiene vista al frente del depósito donde se aprecian al menos tres lóbulos (marcados con líneas punteadas rojas) y las facies de autobrecha.

8.2.15 Flujo de lava Texmalaquilla (Tx)

Este depósito se encuentra ubicado en el flanco suroeste del volcán a un costado del refugio Octavio Álvarez, frente a Sierra Negra. De este depósito se obtuvieron dos muestras, la primera, C7 (14Q 681320 E, 2103693 N) se recolectó a una altura de 4,780 m s.n.m. en el lóbulo superior, cerca del borde del levée sobre la facie de autobrecha. La segunda, C8 (14Q 681089 E, 2103158 N), se obtuvo a una altura de 4,530 m s.n.m., cerca del frente de lava, en el lóbulo inferior sobre la facie de autobrecha, (Fig. 23, tabla 1). Este depósito está conformado por al menos tres pulsos (Fig. 22A, C), el pulso superior tiene bien formados sus levées, y se puede apreciar el canal y la brecha superficial (Fig. 22B), el lóbulo inferior presenta morfología en bloques angulares con caras lisas y el superior presenta morfología

variable entre bloques y de entabladura. Las rocas que lo conforman son de color gris con textura porfídica de grano medio/fino con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno. Además, presentan enclaves de color gris y verde con cristales de anfíbol y piroxeno, con tamaños que rondan los 5 x 10 cm. El depósito fue fechado con el método de Cl^{36} en $1,450 \pm 35$ años AP por Alcalá-Reygosa *et al.* (2018), y estratigráficamente sobreyace al flujo de lava Tres Cumbres (Fig. 21) y tiene continuidad observable hasta el cráter del VC (Fig. 11C). Morfométricamente, este flujo de lava presenta un espesor promedio de 80 m, con un volumen mínimo calculado de 0.12 km^3 , abarca un área de 1.13 km^2 , y tiene una distancia máxima del cráter de 2.41 km (Tabla 1).



Figura 21. A. Lava Texmalaquilla (Tx) vista desde el suroeste, donde se observan sus tres lóbulos (marcados por líneas punteadas rojas), su continuidad hasta el cráter y cómo sobreyace a la lava Tres Cumbres (Tc). B. Vista sobre el flujo superior de Texmalaquilla donde se observa la parte media del canal cubierta por brecha superficial y los levées a los

costados. C. Vista desde el costado oeste del flujo Texmalaquilla donde se puede ver la sobreposición de los tres pulsos que conforman el depósito.

Tabla 1. Resumen de los parámetros morfométricos de los depósitos efusivos

Unidad	Muestra asociada	Coordenadas			Volumen mínimo (km ³)	Área (km ²)	Distancia al cráter (km)	Espesor promedio (m)
		x	y	z				
Metlac	C16	684724	2103056	3,980	1.014	5.323	7.175	92
Tliapa	C3	684474	2107438	4,227	0.267	2.315	7.885	49
Vaquería	C6	683846	2108340	4,107	0.428	4.808	9.369	67
Jacal	C4	683508	2108126	4,212	0.174	2.219	3.389	77
Jamapa	C1	682106	2107462	4,502	0.714	2.905	3.400	53
Pilancón	C17	685483	2097727	2,940	0.463	8.942	10.680	59
Malacara	C13	685622	2098349	3,088	0.729	7.465	8.646	80
Orizaba	C14	684152	2101769	3,896	0.808	5.491	7.120	179
Citlaltépetl	C12	683244	2102640	4,256	0.422	1.787	3.180	186
Cascada	C15	683685	2104561	4,700	0.200	0.860	1.816	172
Revolcadero de lobos	C18	679561	2105987	4,232	0.474	2.130	3.024	110
Valle	C9	678613	2101305	4,044	0.416	3.806	5.257	61
Llano Grande	C11	680656	2104421	4,770	0.282	1.988	3.259	125
Tres Cumbres	C10	680918	2104561	5,000	0.080	0.745	1.531	120
Texmalaquilla	C7 y	681320,	2103693,	4,780,	0.121	1.133	2.413	80
	C8	681089	2103158	4,530				

Como resultado final de las descripciones, análisis espacial, observaciones en campo y de la relación estratigráfica, se generó el siguiente mapa geológico (Fig. 23), donde se delimitan los depósitos mencionados y se muestra su relación estratigráfica.

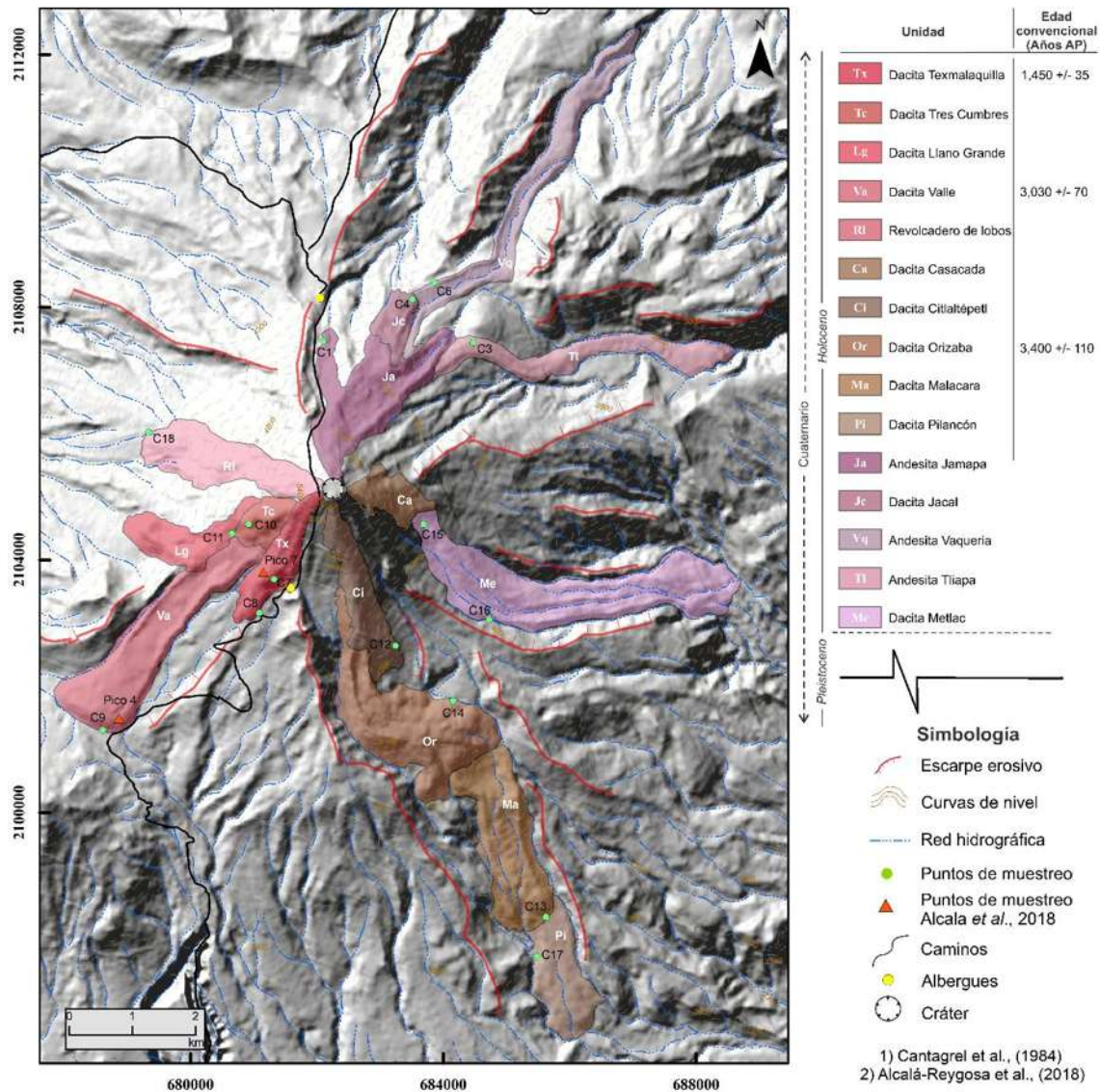


Figura 22. Mapa geológico del volcán Citlaltépetl donde se muestran los depósitos efusivos más recientes del volcán Citlaltépetl, con su respectiva columna estratigráfica obtenida en este trabajo y los puntos de muestreo (puntos verdes). Entre los atributos más importantes se señalan los escarpes erosivos (líneas dentadas rojas), los albergues (puntos amarillos), el cráter (circulo dentado negro), y los caminos (líneas negras). 1) Cantagrel et al. (1984) 2) Alcalá-Reygosa et al. (2018).

8.3.- Petrografía

A continuación, se hace la descripción de 22 láminas correspondientes a las muestras representativas de los 14 flujos de lava (cuyos códigos de muestreo son: C1, C3, C4, C7, C8, C9, C10, C11, C12, C13, C14, C15, C16, C17, C18), un domo (C15) y cinco xenolitos (xenolito C8, xenolito C10, xenolito C11, xenolito C13, y xenolito C15).

8.3.1 C16- Flujo de lava Metlac

La muestra C16 es de textura hipocristalina, inequigranular, y porfídica, compuesta por fenocristales y microfenocristales subhedrales y euhedrales de plagioclasa, anfíbol (hornblenda) y piroxeno (hiperstena y augita), en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y óxidos de Fe y Ti. Los cristales de la matriz tienen tamaños que van del rango de 11.67 a 63.91 μm (Fig. 23A).

Los cristales presentes por orden de abundancia son: plagioclasa subhedral como fenocristal y microfenocristal (0.05 a 0.33 mm), tienen maclado simple y Carlsbad; algunas presentan textura en tamiz y zonamiento (Fig. 23A).

Anfíbol subhedral y euhedral, como microfenocristal y fenocristal (0.09 a 0.32 mm); algunas presentan zonamiento (Fig. 23B).

Ortopiroxeno subhedral y euhedral como microfenocristal y fenocristal (0.09 a 0.36 mm); algunas se encuentran formando pequeños glomerocristales (Fig. 23C). Clinopiroxeno anhedral como microfenocristal (0.07 a 0.21 mm), se encuentra formando pequeños glomerocristales (Fig. 23F).

Como xenocristales por orden de abundancia tenemos: plagioclasa subhedral y euhedral como microfenocristal y fenocristal (0.23 a 2.72 mm), con maclado polisintético principalmente; algunas presentan bordes de corrosión, textura en tamiz, y zonamiento, también se encuentra formando glomerocristales (Fig. 23D, E). Anfíbol anhedral y subhedral como fenocristal y microfenocristal (0.28 a 1 mm), algunas tienen forma esquelética y también se encuentran entre los glomerocristales de piroxeno o como inclusiones en las plagioclasas (Fig. 23E). Ortopiroxeno subhedral y anhedral como microfenocristal y fenocristal (0.03 a 0.46 mm); se encuentra formando glomerocristales junto con el clinopiroxeno (Fig. 23F). Clinopiroxeno anhedral como fenocristal y microfenocristal (0.03 a 0.38 mm), se encuentra

junto con la hiperstena en glomerocristal (Fig. 23E). Esta muestra corresponde a una roca de composición dacítica.

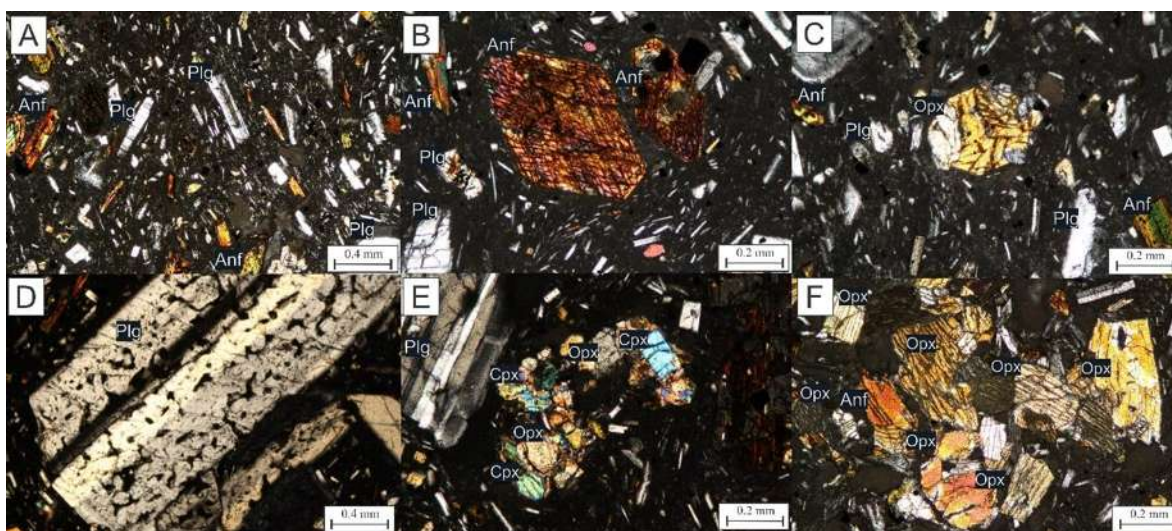


Figura 23. Muestra C16. A. Textura porfídica, donde se ven fenocristales de plagioclasa y anfíbol. B. Fenocristales de anfíbol. C. Fenocristales de ortopiroxeno. D. Xenocristal de plagioclasa, con maclado polisintético y textura en tamiz. E. Glomerocristal de clinopiroxeno y ortopiroxeno. F. Glomerocristal de ortopiroxeno y anfíbol.

8.3.2 C3- Flujo de lava Tliapa

La muestra C3 es de textura hipocristalina, inequigranular y traquítica (Fig. 24A), compuesta principalmente por fenocristales de plagioclasa, anfíboles (hornblenda), ortopiroxenos (hiperstena), clinopiroxenos (augita) y óxidos de Ti y Fe, en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, ortopiroxenos, clinopiroxenos y óxidos. Los cristales de la matriz tienen tamaños que van del rango de 14.7 a 60.63 μm .

Los minerales observados por orden de abundancia son: plagioclasas subhedrales y anhedrales como microfenocristales (de 0.08 a 0.22 mm) y microlitos en la matriz, presentando maclado simple y polisintético (Fig. 24).

Ortopiroxeno anhedral y subhedral como microfenocristal y en poca proporción como fenocristal (de 0.56 a 13 mm) (Fig. 24D, F). Clinopiroxeno subhedral y anhedral como microfenocristal y en menor abundancia como fenocristal (de 0.95 a 0.14 mm) (Fig. 24C, D); algunos se encuentran como microlitos en coronas de reacción (Fig. 24B). Hay presencia de óxidos.

Como xenocristales, según su abundancia, encontramos: plagioclasa subhedral y anhedral presente como fenocristal y microfenocristal (de 1.24 a 0.16 mm). Tienen maclado polisintético y algunas presentan textura en tamiz, zoneamiento y bordes de corrosión (Fig. 25A, B, D, E, F). Anfíbol subhedral como fenocristal y microfenocristal (de 1.39 a 0.14 mm); algunos presentan coronas de reacción, principalmente por deshidratación a óxido de hierro (Fig. 25A) y algunos pocos con coronas de reacción de clinopiroxenos. Una gran parte de los microfenocristales fueron sustituidos completamente por óxidos de hierro (fantasmas) (Fig. 25B), otros tienen forma esquelética. Por último, se encontró olivino anhedral como microfenocristal (~0.11 mm) con bordes de reacción de óxidos. Esta muestra corresponde a una roca de composición andesítica.

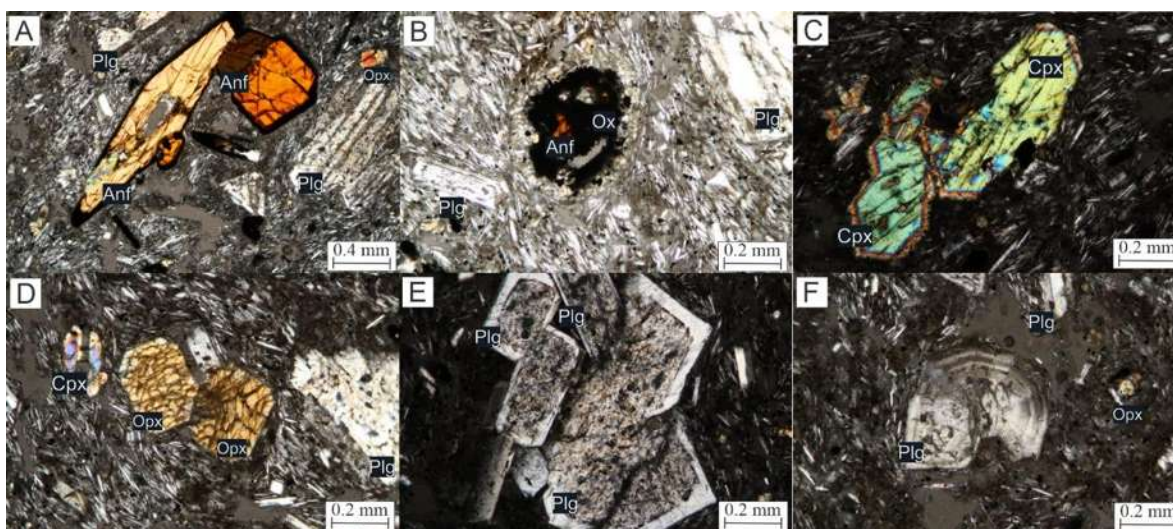


Figura 24. Microfotografías de la lava C3. A. Textura traquítica con xenocristales de anfíbol con coronas de reacción de óxidos por deshidratación, a la derecha se observa un xenocristal de plagioclasa y un ortopiroxeno juvenil. B. Cristal de anfíbol parcialmente reemplazado por óxidos y con corona de reacción de clinopiroxenos; a los lados se muestran dos xenocristales de plagioclasa. C. Cristales de clinopiroxeno. D. Cristales de ortopiroxeno, a la derecha se observa un cristal de plagioclasa con textura en tamiz, a la izquierda un clinopiroxeno. E. Glomerocrystal de plagioclasa con textura de tamiz y bordes de corrosión. F. Plagioclasa zonada, a la derecha se muestra un ortopiroxeno.

8.3.3 C6- Flujo de lava Vaquería

La muestra C6 es de textura hipocristalina, inequigranular y dimensional seriada (Fig. 25A), conformada por fenocristales subhedrales y anhedrales de plagioclasa, anfíboles (hornblenda), ortopiroxenos (hiperstena), clinopiroxenos (augita) y óxidos de Ti y Fe en una matriz compuesta de microlitos de plagioclasa y en menor medida por cristales de

ortopiroxeno, clinopiroxeno y óxidos de Fe y Ti. Los tamaños de los cristales en la matriz tienen un rango de 17.01 a 62.2 μm (Fig. 25).

Los minerales que componen la muestra, por abundancia, son: plagioclasa subhedral, como fenocristales, microfenocristales (de 0.45 a 0.06 mm) y microlitos en la matriz. Tienen maclado simple, polisintético y en menor medida Carlsbad (Fig. 25A); algunas presentan zoneamiento (Fig. 25).

Ortopiroxeno subhedral y anhedral como micro fenocristal (~ 0.1 mm). Clinopiroxeno anhedral y subhedral como microfenocristal (de 0.3 a 0.17 mm) (Fig. 25D), y se encuentran como microlitos en algunas coronas de reacción. Hay presencia de óxidos.

Como xenocristales tenemos: plagioclasa subhedral, presente como fenocristal y microfenocristal (de 1.91 a 0.2 mm); en algunas se observa textura en tamiz, zoneamiento, centro corroído e inclusiones (Fig. 25F). Anfíbol subhedral como fenocristales y micro fenocristales (de 1.4 a 0.63 mm), algunos presentan bordes de reacción de microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno, y deshidratados con óxidos de hierro (Fig. 25C, H, B); también se encuentran con forma esqueletal (Fig. 25H). Ortopiroxeno subhedral y anhedral presente como fenocristales (0.7 a 0.4 mm), algunos tienen forma esqueletal (Fig. 25D). Por último, se observó cuarzo anhedral como fenocristal con inclusiones de ~ 0.65 mm. La muestra corresponde a una roca de composición andesítica.

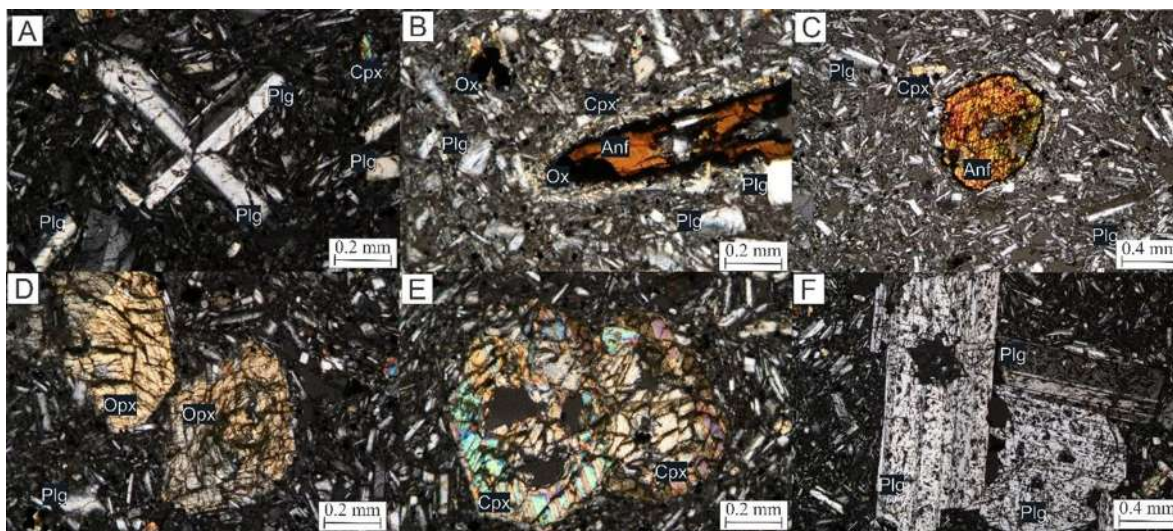


Figura 25. Fotografías de la muestra C6. A. Textura dimensional seriada con cristales de plagioclasa con maclado Carlsbad. B. Xenocristal de anfíbol con corona de reacción por óxidos y clinopiroxenos, y forma esqueletal. C. Xenocristal

de anfíbol con corona de reacción de óxidos por deshidratación, en la parte superior se observa un clinopiroxeno. D. Xenocristales de ortopiroxeno. E. Cristales de clinopiroxeno. F. Xenocristal de plagioclasa con textura de tamiz e inclusiones.

8.3.4 C4- Flujo de lava Jacal

La muestra C4 es de textura hipocristalina, inequigranular y glomeroporfídica (Fig. 26A), compuesta principalmente por fenocristales de plagioclasa, anfíboles (hornblenda), ortopiroxenos (hiperstena), en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y óxidos de Ti y Fe. Los cristales de la matriz tienen tamaños que van del rango de 11.1 a 94.53 μm (Fig. 26).

Los cristales que están presentes, por orden de abundancia, son: plagioclasa subhedral, como fenocristal, microfenocristal (0.57 a 0.09 mm) y microlitos en la matriz. Presentan maclado polisintético, algunas muestran zonación (Fig. 26).

Anfíbol de forma subhedral y euhedral, abundante como fenocristal (0.7 a 0.06 mm), no tiene coronas de reacción y se pueden encontrar formando glomerocristales (Fig. 26B, D, F).

Ortopiroxeno anhedral como fenocristal y microfenocristal (0.65 a 0.08 mm); también forma glomerocristales (Fig. 26A, D, F). Clinopiroxeno subhedral como micro fenocristal (Fig. 26B, F), también se encuentra en algunas coronas de reacción de anfíboles (Fig. 26A).

Como xenocristales en orden de abundancia se encuentran: plagioclasas subhedrales como fenocristales y micro fenocristales (de 1.04 a 0.21 mm). Tienen maclas polisintéticas (Fig. 26E) y algunas presentan zonación (Fig. 26C), textura en tamiz (Fig. 26E), forma esquelética e inclusiones; algunas se encuentran formando glomerocristales. Anfíbol subhedral como fenocristal (de 0.27 a 0.49 mm); presenta coronas de reacción de clinopiroxeno (Fig. 26A). Cuarzo anhedral como fenocristal (~1 mm) e inclusiones de anfíbol (Fig. 26E). Por último, se observó olivino anhedral como fenocristal (~0.14 mm). Esta muestra corresponde a una roca de composición dacítica.

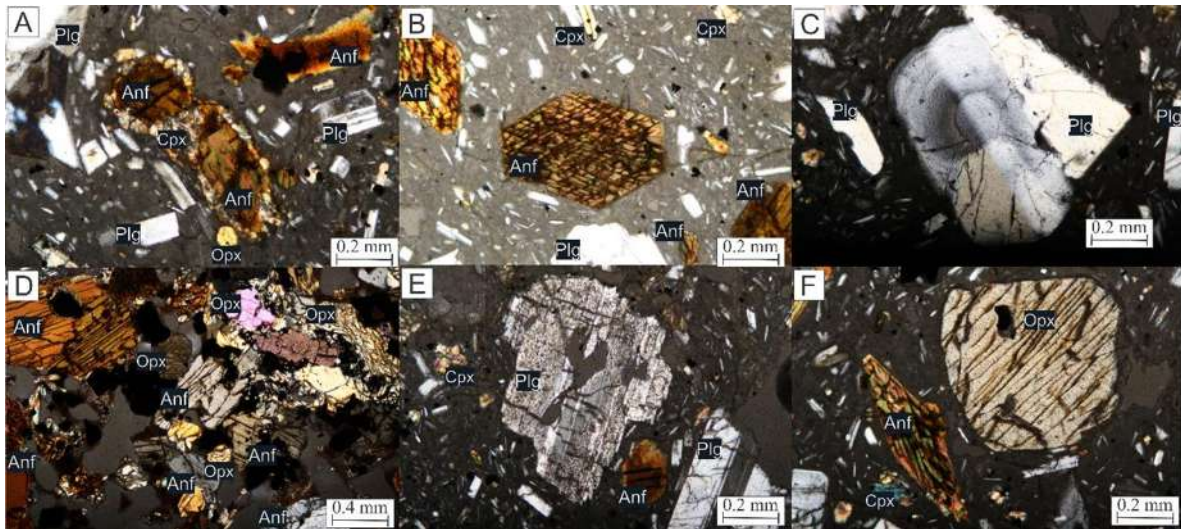


Figura 26. Microfotografías de la muestra C4. A. Xenocristales de anfíbol con coronas de reacción de clinopiroxeno, en la parte inferior se muestra un ortopiroxeno juvenil. B. Cristales euhedrales de anfíbol, en la parte superior se observan dos cristales de clinopiroxeno. C. Plagioclasa zonada. D. Xenocristales como glomerocristal de anfíbol y ortopiroxeno. E. Xenocristales de plagioclasa, la del centro tiene textura en tamiz y en la de la derecha se observa maclado polisintético, alrededor se observan cristales juveniles de anfíbol y clinopiroxeno. F. Fenocristales de ortopiroxeno y anfíbol, en la parte inferior se observa un clinopiroxeno.

8.3.5 C1- Flujo de lava Jamapa

La muestra C1 presenta una textura hipocristalina, inequigranular, porfídica (Fig. 27A), compuesta por fenocristales de plagioclasa, anfíboles (hornblenda), ortopiroxenos (hiperstena), clinopiroxenos (augita) y óxidos de Ti y Fe, en una matriz microlítica con abundancia de plagioclasa y en menor cantidad con cristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno y óxidos. Los cristales de la matriz tienen tamaños que van del rango de 0.01 a 0.1 mm.

Los minerales observados por orden de abundancia: plagioclasas subhedrales y euhedrales presentes como fenocristales, microfenocristales y microlitos en la matriz (de 1.4 a 0.13 mm). Muestran maclado simple y polisintético, algunas tienen zoneamiento, algunas se encuentran formando glomerocristales junto con anfíbol y piroxeno (Fig. 27B).

Anfíboles anhedrales como fenocristales y microfenocristales (de 0.81 a 0.06 mm) (Fig. 27) con coronas de reacción de óxidos.

Del grupo de los piroxenos encontramos ortopiroxeno subhedral y anhedral como fenocristales, microfenocristales y microlitos en la matriz (de 1.1 a 0.05 mm) (Fig. 27E), y

clinopiroxenos subhedrales como fenocristales y microfenocristales en la matriz (de 0.15 a 0.09 mm) (Fig. 27D, E y F). También hay presencia de óxidos de Ti y Fe.

También se observan abundantes xenocristales, los cuales se describen a continuación por orden de abundancia: plagioclasa anhedral y subhedral, presente como fenocristal (de 0.8 a 0.12 mm); algunas muestran bordes de corrosión, textura en tamiz (Fig. 27E) y zoneamiento (Fig. 27C). Anfíbol de forma anhedral y subhedral como fenocristales (de 0.73 a 0.6 mm); algunas muestran forma esquelética (Fig. 27A) y otras fueron completamente remplazadas por óxidos y solo permanece el fantasma. Ortopiroxeno anhedral como fenocristal y micro fenocristal (de 0.15 a 0.10 mm) con coronas de reacción de clinopiroxenos (Fig. 27D). Por último, se encontraron cristales de cuarzo anhedral como fenocristal, algunos tienen forma esquelética rellena de matriz (Fig. 27F). La asociación mineral de esta muestra corresponde a una roca de composición andesítica.

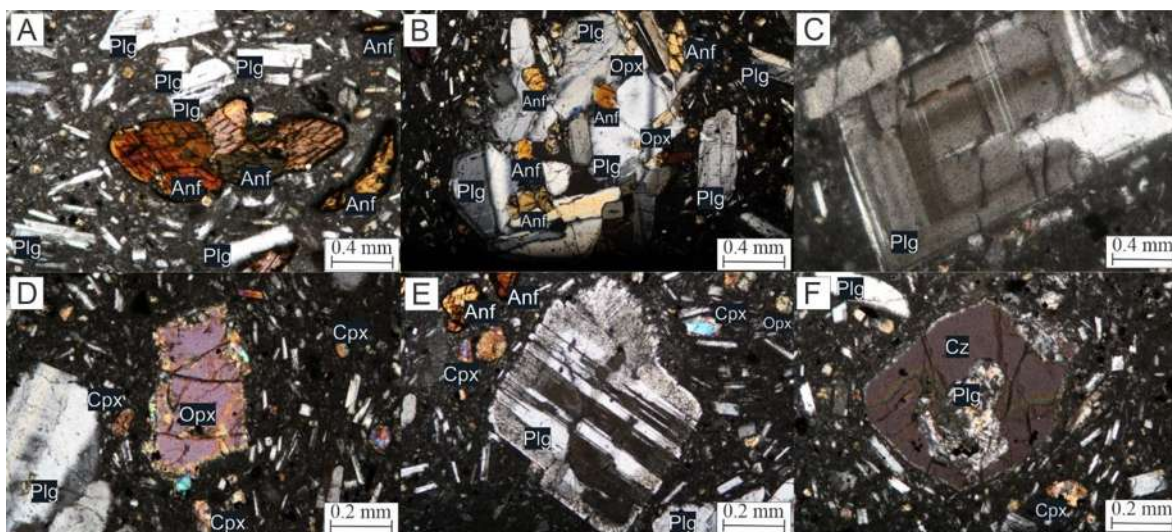


Figura 27. Microfotografías de la muestra C1. A. Textura porfídica con xenocristales de anfíbol con coronas de reacción de óxidos por deshidratación, muestran forma esquelética. B. Glomerocrystal de plagioclasa, con anfíbol y ortopiroxeno. C. Plagioclasa zonada. D. Xenocrystal de ortopiroxeno con corona de reacción de clinopiroxenos; a los lados se observan pequeños cristales de ortopiroxenos juveniles. E. Xenocrystal de plagioclasa con textura en tamiz, bordes de corrosión y maclado polisintético. Alrededor se observan xenocristales de anfíbol y cristales juveniles de clinopiroxeno. F. Xenocrystal de cuarzo con corona de reacción y centro corroído sustituido por plagioclasa.

8.3.6 C17- Flujo de lava Pilancón

La muestra C17 es de textura hipocristalina, inequigranular, y dimensional seriada, compuesta por fenocristales y microfenocristales subhedrales y anhedral de plagioclasa, anfíbol (hornblenda) y piroxeno (hiperstena y augita), en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y óxidos de Fe y Ti (Fig. 28A). Los cristales de la matriz tienen tamaños que van del rango de 8.13 a 51.66 μm .

Los cristales presentes por orden de abundancia son: plagioclasa subhedral y euhedral como microfenocristal y fenocristal (0.06 a 0.35 mm); tienen maclado simple y Carlsbad, algunas presentan zonamiento y textura en tamiz (Fig. 28A).

Anfíbol subhedral y euhedral, como microfenocristal y fenocristal (0.04 a 0.65 mm), algunos presentan bordes de corrosión y zonamiento (Fig. 28B, C).

Ortopiroxeno subhedral como fenocristal y microfenocristal (0.05 a 0.49 mm); algunas se encuentran formando pequeños glomerocristales (Fig. 28F). Clinopiroxeno anhedral y subhedral como microfenocristal y fenocristal (0.09 a 0.24 mm), se encuentran junto con los glomerocristales de hiperstena (Fig. 28A).

Como xenocristales en orden de abundancia tenemos: plagioclasa subhedral y anhedral como fenocristal y microfenocristal (0.27 a 2.6 mm), tienen maclado polisintético principalmente; algunas presentan bordes de corrosión, textura en tamiz, zonamiento y forma esqueletal (Fig. 28D). Anfíbol subhedral y anhedral como fenocristal (0.32 a 2.85 mm), algunas presentan bordes de corrosión, forma esqueletal, coronas de reacción a plagioclasa y piroxeno, y fantasmas de plagioclasa (Fig. 28B, F). Ortopiroxeno subhedral como fenocristal y microfenocristal (0.06 a 0.75 mm), también se encuentra formando glomerocristales (Fig. 28F, E). Clinopiroxeno anhedral como fenocristal y microfenocristal (0.09 a 0.62 mm), se encuentra junto con los glomerocristales de hiperstena (Fig. 28F, E). Esta muestra corresponde a una roca de composición dacítica

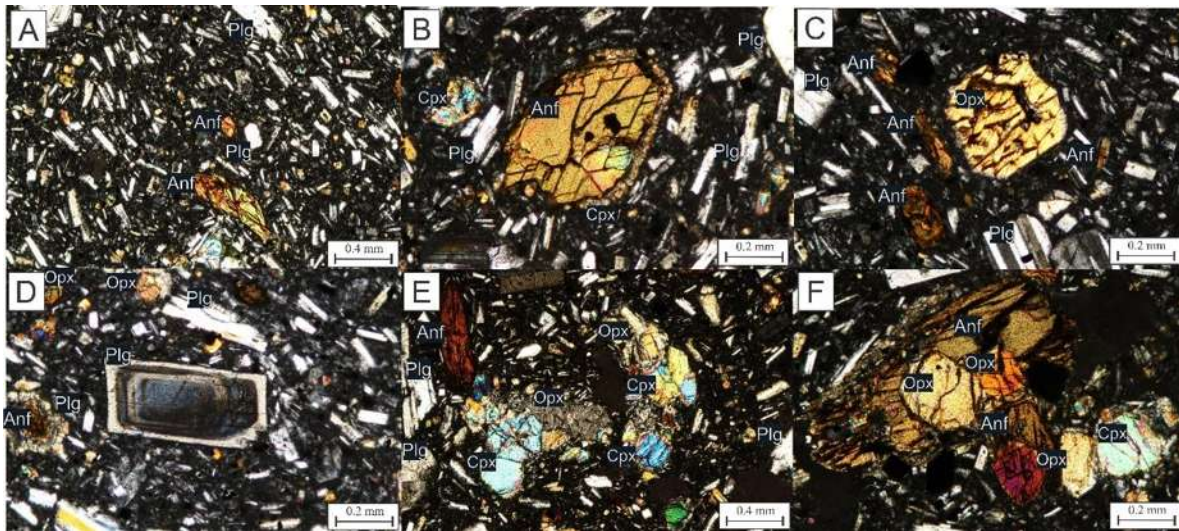


Figura 28. Muestra C17. A. Textura traquítica donde se ven fenocristales de plagioclasa y anfíbol. B. Fenocristal de anfíbol con corona de reacción de clinopiroxeno. C. Fenocristales de ortopiroxeno y anfíbol. D. Xenocristal de plagioclasa con zonamiento. E. Glomerocristal de clinopiroxeno y ortopiroxeno F. Glomerocristal de ortopiroxeno y anfíbol.

8.3.7 C13- Flujo de lava Malacara

La muestra C13 es de textura hipocrystalina, inequigranular, y porfídica compuesta por fenocristales y microfenocristales subhedrales y anhedrales de plagioclasa, anfíbol (hornblenda) y piroxeno (hiperstena y augita), en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y óxidos de Fe y Ti. Los tamaños de cristales en la matriz tienen un rango de 6.14 a 64.66 μm (Fig. 29A).

Los minerales que componen la muestra por orden de abundancia son: plagioclasa subhedral como microfenocristal y fenocristal (0.08 a 0.3 mm); tienen maclado simple y Carlsbad, algunas presentan zonamiento y textura en tamiz (Fig. 29A).

Anfíbol subhedral y euhedral como microfenocristal y fenocristal (0.06 a 0.35 mm); algunos presentan corona de reacción de óxidos, también se encuentran como glomerocristales (Fig. 29B).

Ortopiroxeno subhedral como microfenocristal y fenocristal (0.04 a 0.32 mm), algunos se encuentran como glomerocristales (Fig. 29B).

Como xenocristales hay minerales de: plagioclasa subhedral como fenocristal (0.23 a 1.77 mm), tienen maclado polisintético, y Carlsbad; algunas presentan textura en tamiz, zonamiento y bordes de corrosión (Fig. 29B, C). Anfíbol subhedral y anhedral como

fenocristal (0.09 a 0.7 mm), algunas presentan forma en esqueletal y coronas de reacción de plagioclasa, la mayoría se presentan como glomerocristales (Fig. 29D, E, F). Ortopiroxeno subhedral como microfenocristal y fenocristal (0.11 a 0.74 mm); algunas presentan coronas de reacción de plagioclasa, la mayoría presentes como glomerocristales (Fig. 29E, F). Clinopiroxeno anhedral como fenocristal y microfenocristal (0.13 a 0.31), presente entre los glomerocristales de ortopiroxeno y anfíbol (Fig. 29F). La muestra corresponde a una roca de composición dacítica.

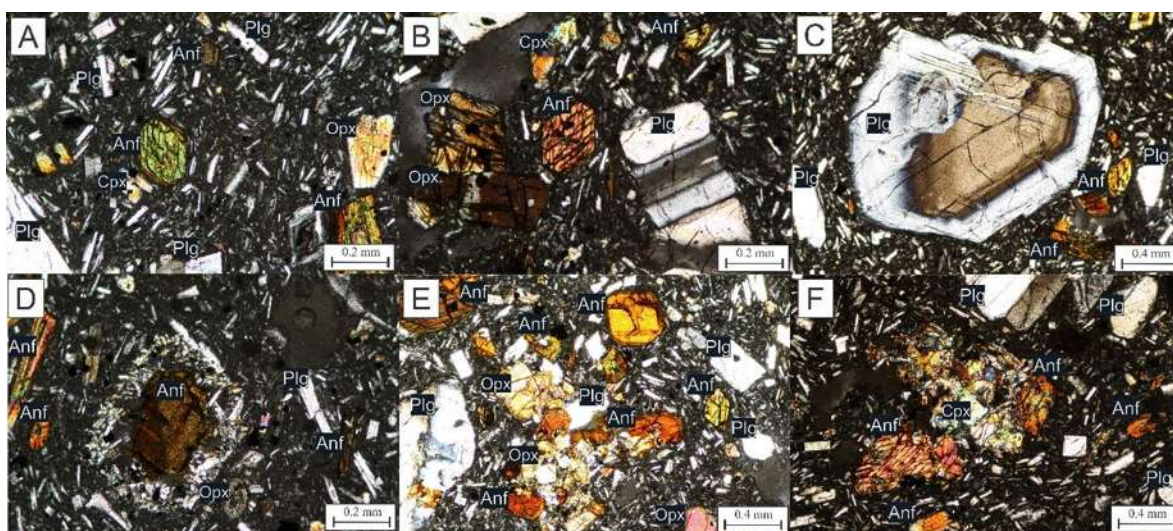


Figura 29. Muestra C13. A. Textura porfídica donde se ven fenocristales de plagioclasa, anfíbol y ortopiroxeno. B. Fenocristales de anfíbol, plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno. C. Xenocrystal de plagioclasa zonada. D. Cristal de anfíbol donde se observa una corona de reacción de plagioclasas. E. Glomerocrystal de ortopiroxeno, plagioclasa y anfíbol. F. Glomerocrystal de clinopiroxeno y anfíbol.

8.3.8 C14- Flujo de lava Orizaba

La muestra C14 es de textura hipocristalina, inequigranular, y dimensional seriada, compuesta principalmente por fenocristales y microfenocristales subhedrales y anhedrales de plagioclasa, anfíbol (hornblenda) y piroxeno (hiperstena y augita), en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y óxidos de Fe y Ti (Fig. 30A). Los cristales en la matriz tienen tamaños que van del rango de 8.3 a 23.6 μm .

Los minerales presentes en la muestra por orden de abundancia son: plagioclasa euhedral y subhedral como microfenocristal y fenocristal (0.07 a 0.32 mm); tienen maclado simple, carlsbad y polisintético, la mayoría presenta textura en tamiz; algunas presentan zonamiento (Fig. 30A).

Anfíbol subhedral y euhedral principalmente, presente como microfenocrystal y fenocrystal (0.04 a 1.09 mm); algunos presentan forma esquelética, zonamiento y coronas de reacción de óxidos (Fig. 30A). Ortopiroxeno subhedral como microfenocrystal y fenocrystal (0.04 a 0.43mm); también se encuentra como pequeños glomerocristales (Fig. 39B). Clinopiroxeno subhedral como microfenocrystal (0.06 a 0.42 mm) (Fig. 30C). Hay presencia de óxidos de Fe y Ti

Como xenocristales, según su abundancia, se encuentra: plagioclasa subhedral y anhedral como fenocrystal (0.29 a >2.6 mm), tienen maclado Carlsbad y polisintético; algunas presentan texturas en tamiz, bordes de corrosión y zonamiento, también presente en abundancia como glomerocristal (Fig. 30D). Anfíbol subhedral como fenocrystal (0.4 a 2.25 mm), algunas presentan coronas de reacción de plagioclasa; algunos completamente sustituidos por microfenocristales y microlitos de plagioclasa, también presentan bordes de corrosión, forma esquelética y algunos poco zonamiento; presente también como glomerocristal (Fig. 30E, F). Ortopiroxeno anhedral como fenocrystal y microfenocrystal (0.11 a 0.44 mm), presente en su mayoría como glomerocristal junto con hornblenda y clinopiroxeno (Fig. 30F). Clinopiroxeno anhedral como fenocrystal y microfenocrystal (0.08 a 0.3 mm) presente en su mayoría entre los glomerocristales de hiperstena (Fig. 30C). La muestra corresponde a una roca de composición dacítica.

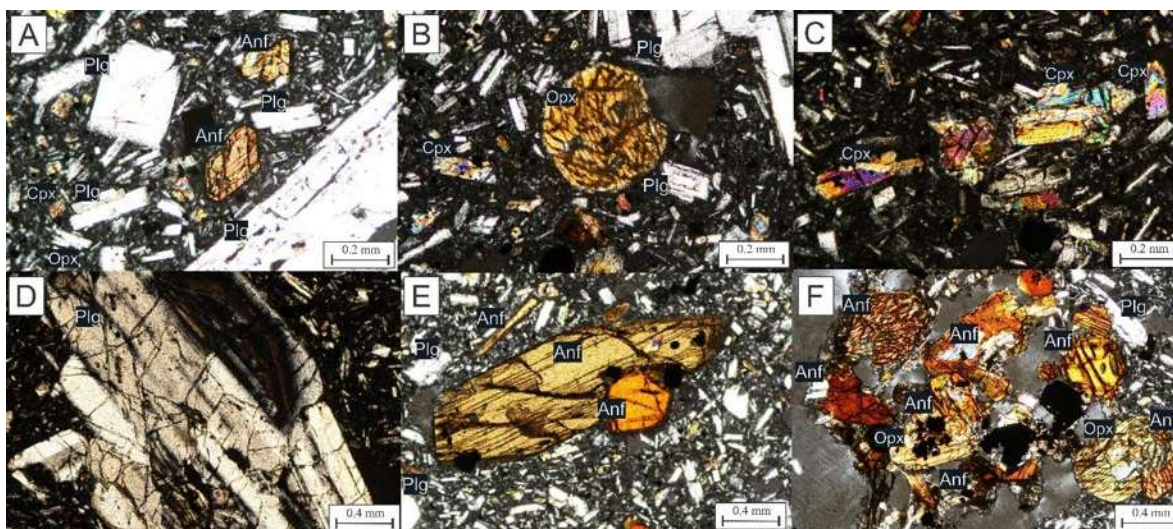


Figura 30. Muestra C14. A. Textura dimensional seriada, donde se ven fenocristales de plagioclasa y anfíbol. B. Fenocrystal de ortopiroxeno. C. Fenocristales y microfenocristales de clinopiroxeno. D. Xenocrystal de plagioclasa, con maclado polisintético. E. Xenocristales de anfíbol F. Glomerocristal de ortopiroxeno y anfíbol.

8.3.9 C12- Flujo de lava Citlaltépetl

La muestra C12 es de textura hipocristalina, inequigranular, y dimensional seriada compuesta por fenocristales y microfenocristales subhedrales y anhedrales de plagioclasa, anfíbol (hornblenda) y piroxeno (hiperstena y augita), en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, anfíbol (hornblenda), ortopiroxeno (hiperstena) y óxidos de Fe y Ti (Fig. 31A). Los tamaños de cristales en la matriz tienen un rango de 7.72 a 10.16 μm .

Por orden de abundancia, los cristales presentes son plagioclasa subhedral y euhedral, como microfenocristal y fenocristal (0.06 a 0.22 mm), con maclado simple y carlsbad; algunas presentan texturas en tamiz y borde de corrosión (Fig. 31A).

Anfíbol subhedral y anhedral presente como microfenocristal y fenocristal (0.09 a 0.35 mm); algunas muestran ligeras coronas de reacción a óxidos (Fig. 31B).

Ortopiroxeno anhedral y subhedral como microfenocristal (0.07 a 0.21 mm) (Fig. 31A, B). Presenta óxidos de Fe y Ti.

Como xenocristales por orden de abundancia tenemos: plagioclasa subhedral y anhedral como fenocristal (de 0.46 a >2.76 mm), la mayoría presenta maclado polisintético y varias tienen textura en tamiz y bordes de corrosión; algunas presentan zonamiento (Fig. 31C, D). Ortopiroxeno subhedral como fenocristal y microfenocristal (0.16 a 1.27 mm) formando glomerocristales de hiperstena (Fig. 31E). Anfíbol subhedral como fenocristal (0.25 a 1.51mm); algunas presentan forma esquelética y coronas de reacción de óxidos y plagioclasa, se encuentra como inclusión en plagioclasas y entre los glomerocristales de hiperstena (Fig. 31F). Clinopiroxeno subhedral como fenocristal (0.4 a 1.04 mm), algunos presentan coronas de reacción de plagioclasa (Fig. 31E, F). Esta muestra corresponde a una roca de composición dacítica.

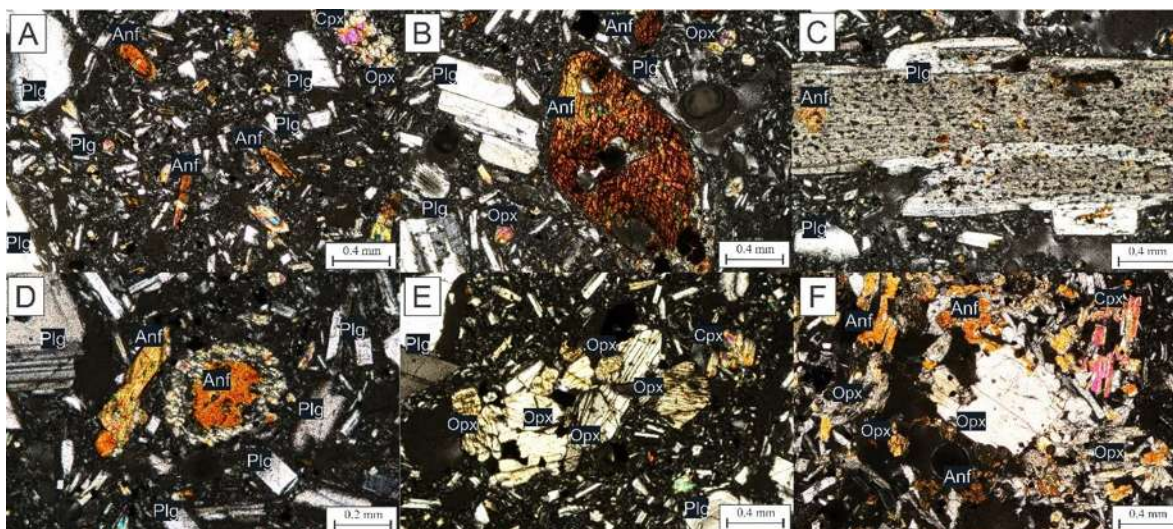


Figura 31. Muestra C12. A. Textura dimensional seriada donde se ven fenocristales de plagioclasa, anfíbol y ortopiroxeno. B. Fenocristal de anfíbol y a la izquierda un fenocristal de plagioclasa. C. Xenocristal de plagioclasa que presenta textura en tamiz y bordes de corrosión. D. Cristal de anfíbol donde se observa una corona de reacción de plagioclasas. E. Glomerocristal de ortopiroxeno. F. Glomerocristal de ortopiroxeno, anfíbol y clinopiroxeno.

8.3.10 C15- Domo Cascada

La muestra C15 es de textura hipocristalina, inequigranular, y porfídica, compuesta por fenocristales y microfenocristales subhedrales y anhedrales de plagioclasa, anfíbol (hornblenda) y piroxeno (hiperstena y augita), en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y óxidos de Fe y Ti. Los cristales de la matriz tienen tamaños que van del rango de 3.53 a 15.5 μm (Fig. 32A).

Los minerales observados por orden de abundancia son: plagioclasa subhedral y euhedral como fenocristal y microfenocristal (0.06 a 0.2 mm); tienen maclado simple y Carlsbad; la mayoría presenta textura en tamiz y algunas tienen zonamiento (Fig. 32A, B).

Anfíbol subhedral y euhedral como microfenocristal y fenocristal (0.05 a 0.6 mm); algunas se encuentran como glomerocristales reemplazando un material preexistente (Fig. 32B, F). Ortopiroxeno subhedral y euhedral como microfenocristal y fenocristal (0.05 a 0.41 mm) (Fig. 32C). Clinopiroxeno como microfenocristal (0.07 a 0.32 mm).

Como xenocristales por orden de abundancia tenemos: plagioclasa subhedral y anhedral como fenocristal y microfenocristal (0.15 a > 3 mm), tienen maclado polisintético, carlsbad y simple; algunas tienen textura en tamiz y zonamiento, también se encuentra formando

glomerocristales junto con hornblenda (Fig. 32D, E). Anfíbol subhedral y anhedral como fenocristal (0.13 a 1.03 mm); algunos presentan forma esquelética, bordes de corrosión y zonamiento, también se encuentra formando glomerocristales (Fig. 32D, F). Ortopiroxeno anhedral y subhedral como fenocristales y microfenocristales (0.05 a 0.63 mm); algunas presentan coronas de reacción a óxidos y plagioclasa (Fig. 32C). Clinopiroxeno anhedral como fenocristal (0.15 a 0.59 mm); algunos presentan bahías de reacción de óxidos, se presentan mayormente como glomerocristales. Esta muestra corresponde a una roca de composición dacítica.

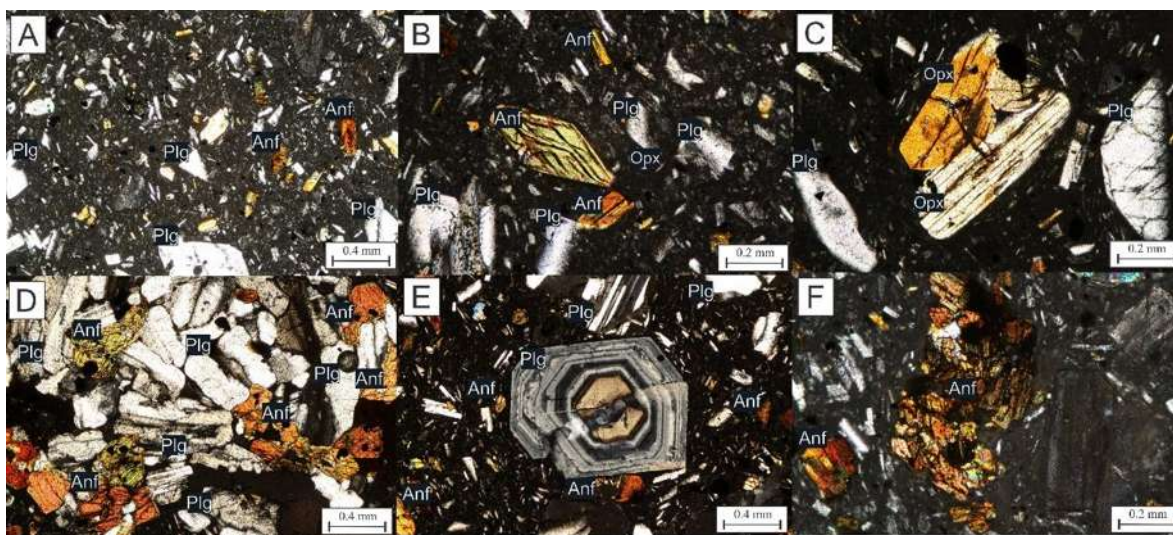


Figura 32. Muestra C15. A. Textura porfídica, donde se ven fenocristales de plagioclasa y anfíbol. B. Fenocristal de anfíbol. C. Fenocristales de ortopiroxeno y plagioclasa. D. Glomerocristal de plagioclasa y anfíbol. E. Xenocristal de plagioclasa zonado. F. Glomerocristal de anfíbol.

8.3.11 C18- Flujo de lava Revolcadero de Lobos

La muestra C18 es de textura hipocristalina, inequigranular, y porfídica (Fig. 33A), compuesta por fenocristales y microfenocristales subhedrales y anhedrales de plagioclasa, anfíbol (hornblenda) y piroxeno (hiperstena y augita), en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y óxidos de Fe y Ti. Los cristales de la matriz tienen tamaños que van del rango de 5.36 a 72.5 μm (Fig. 33A).

Los minerales observados por orden de abundancia son: plagioclasa subhedral y euhedral como fenocristal y microfenocristal (0.14 a 0.39 mm); tienen maclado simple; algunas presentan zonamiento (Fig. 33D, F).

Anfíbol subhedral, anhedral y algunos euhedrales como microfenocristal y fenocristal (0.11 a 1.87 mm); (Fig. 33B).

Ortopiroxeno subhedral y anhedral como microfenocristal y fenocristal (0.06 a 0.19 mm).
Clinopiroxeno como microfenocristal (0.05 a 0.39 mm).

Como xenocristales por orden de abundancia tenemos: plagioclasa subhedral y anhedral como fenocristal (0.3 a 2.82 mm), tienen maclado polisintético y carlsbad; algunas tienen zonamiento y muy pocas presentan textura en tamiz, también se encuentra formando glomerocristales junto con ortopiroxenos (Fig. 33D). Ortopiroxeno anhedral y subhedral como fenocristales (0.11 a 0.48 mm); algunos presentan textura en tamiz y forman glomerocristales (Fig. 33F). Anfíbol subhedral y anhedral como fenocristal y microfenocristal (0.14 a 0.79 mm); algunos presentan forma esqueletal, y coronas de reacción a plagioclasa, también se encuentra formando glomerocristales (Fig. 33E). Esta muestra corresponde a una roca de composición dacítica.

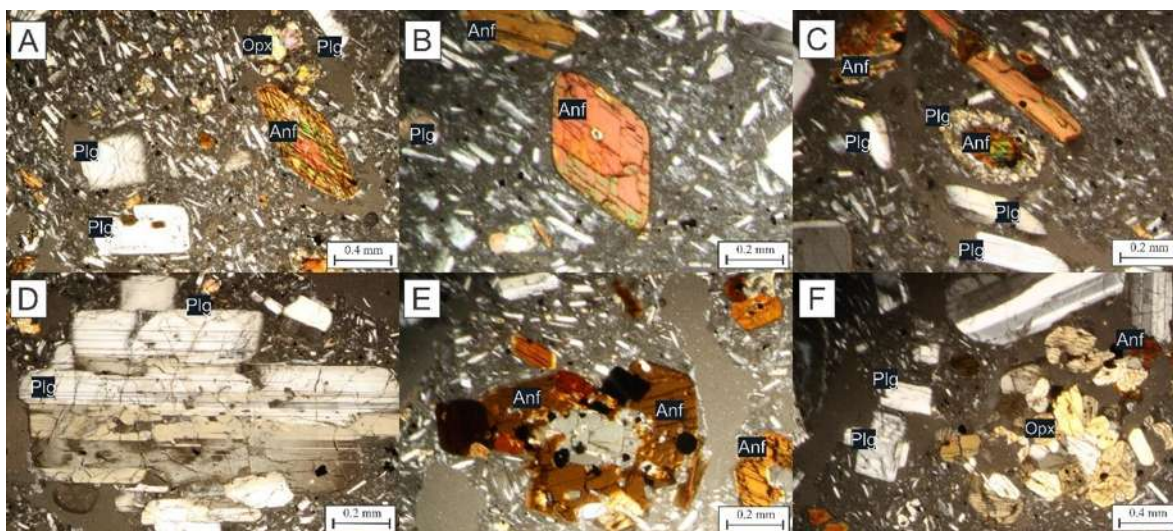


Figura 33. A. Textura porfídica donde se observan fenocristales de anfíbol y plagioclasa. B. Fenocristal euhedral de anfíbol. C. Fenocristal de anfíbol donde se observa una corona de reacción a plagioclasa. D. Fenocristal de plagioclasa con ligera textura en tamiz. E. Glomerocristal de anfíbol. F. Glomerocristal de ortopiroxeno.

8.3.12 C9- Flujo de lava Valle

La muestra C9 es de textura hipocristalina, inequigranular y porfídica. Compuesta principalmente por fenocristales de plagioclasa, anfíbol (hornblenda), ortopiroxenos (hiperstena), clinopiroxenos (augita) y óxidos de Ti y Fe en una matriz compuesta por

microlitos de plagioclasa, anfíbol y ortopiroxeno (Fig. 34A). Los tamaños de cristales en la matriz van del rango de 10 a 140 μm .

Los minerales encontrados por orden de abundancia son: plagioclasa subhedral y euhedrales como microfenocristal y fenocristal (0.14 a 0.52 mm); presentan maclado polisintético y simple; algunas presentan zonamiento y muy poca textura de tamiz (Fig. 34A).

Anfíbol euhedral y subhedral como microfenocristal y fenocristal (0.04 a 0.65 mm); algunos presentan coronas de reacción de ortopiroxeno y plagioclasa; algunos se encuentran como glomerocristal (Fig. 34B, E).

Ortopiroxeno subhedral y euhedral como microfenocristal y fenocristal (0.04 a 0.73 mm), también se encuentra como glomerocristal. Clinopiroxeno anhedral y subhedral como microfenocristal y fenocristal (Fig. 34C) (0.08 a 0.42 mm); algunos presentan coronas de reacción a anfíbol y forma esquelética.

Como xenocristales, según su abundancia, encontramos: plagioclasa subhedral como fenocristal (0.31 a 3.22 mm); tienen maclado polisintético y simple, con textura en tamiz y algunas presentan zonamiento; también se encuentran como glomerocristales (Fig. 34A, D). Anfíbol anhedral y subhedral como fenocristal (0.25 a 0.73 mm); presente como glomerocristal, algunas presentan bahías de reacción con óxidos y formas esqueléticas, y coronas de reacción de clinopiroxeno (Fig. 34E, F). Ortopiroxeno anhedral como fenocristal (0.25 a 0.6 mm), se encuentra formando glomerocristales junto con el anfíbol, presenta bahías de reacción de óxidos. Esta muestra corresponde a una roca de composición dacítica.

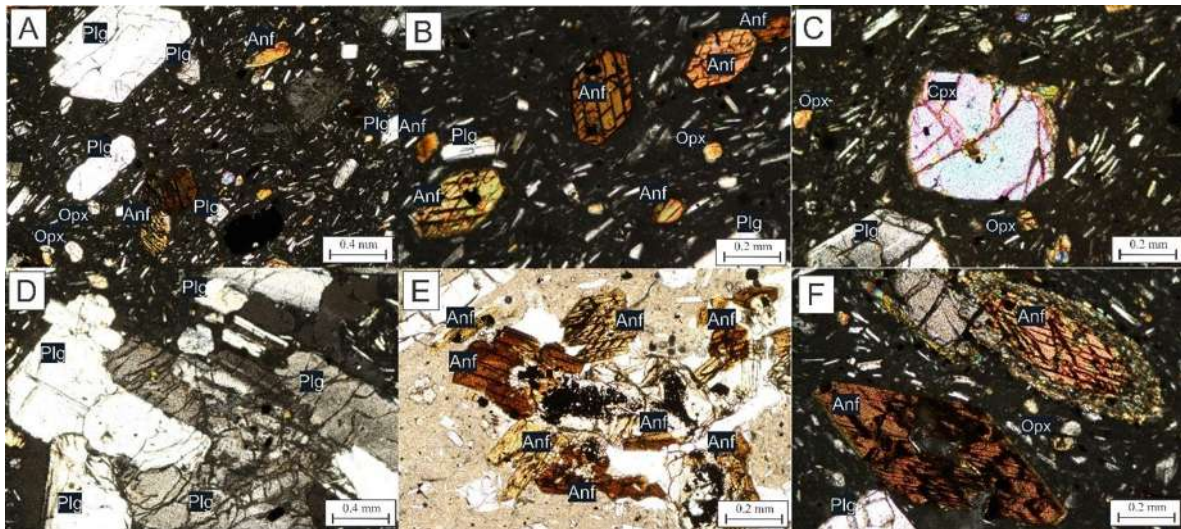


Figura 34. Muestra C9. A. Textura porfídica donde se ven algunos fenocristales de plagioclasa, anfíbol y ortopiroxeno. B. Cristales de anfíbol. C. Cristal anhedral de clinopiroxeno. D. Xenocristal de plagioclasa con maclado polisintético. E. Glomero cristal de anfíbol visto en luz natural. F. Cristales de anfíbol, el superior muestra una corona de reacción de clinopiroxenos.

8.3.13 C11- Flujo de lava Llano Grande

La muestra C11 es de textura hipocristalina, inequigranular, y porfídica, compuesta principalmente por fenocristales y microfenocristales subhedrales y euhedrales de plagioclasa, anfíbol (hornblenda) y piroxeno (hiperstena y augita), en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y óxidos de Fe y Ti (Fig. 35A). Los cristales en la matriz tienen tamaños que van de 7 a 31 μm .

Los minerales observados por orden de abundancia son: plagioclasa euhedral y subhedral presente como fenocristal y microfenocristal (0.16 a 0.05 mm); tienen maclado simple, Carlsbad y en menor medida polisintético (Fig. 35A, B).

Anfíbol euhedral y subhedral como microfenocristal y fenocristal (0.05 a 1.15 mm); algunos tienen forma esquelética, algunos presentan bordes de corrosión (Fig. 35A, B).

Ortopiroxeno subhedral y anhedral como microfenocristal y fenocristal (0.03 a 0.86 mm); también se encuentra formando glomero cristales (Fig. 35E). Clinopiroxeno subhedral como microfenocristal (0.03 a 0.22 mm). Hay presencia de óxidos de Fe y Ti.

Como xenocristales, por orden de abundancia, tenemos: plagioclases subhedrales presentes como fenocristal (0.33 a 2.56 mm). Presentan maclado polisintético, y algunas presentan

textura en tamiz, zonamiento y bordes de corrosión (Fig. 35C). Anfíbol anhedral como fenocristal (0.47 a 0.8 mm); presentan forma esquelética y coronas de reacción a plagioclasa (Fig. 35D). Ortopiroxeno subhedral como fenocristal (0.4 a 2.28 mm); algunos presentan forma esquelética; también se encuentra como glomerocristal (Fig. 35E). Esta muestra corresponde a una roca de composición dacítica.

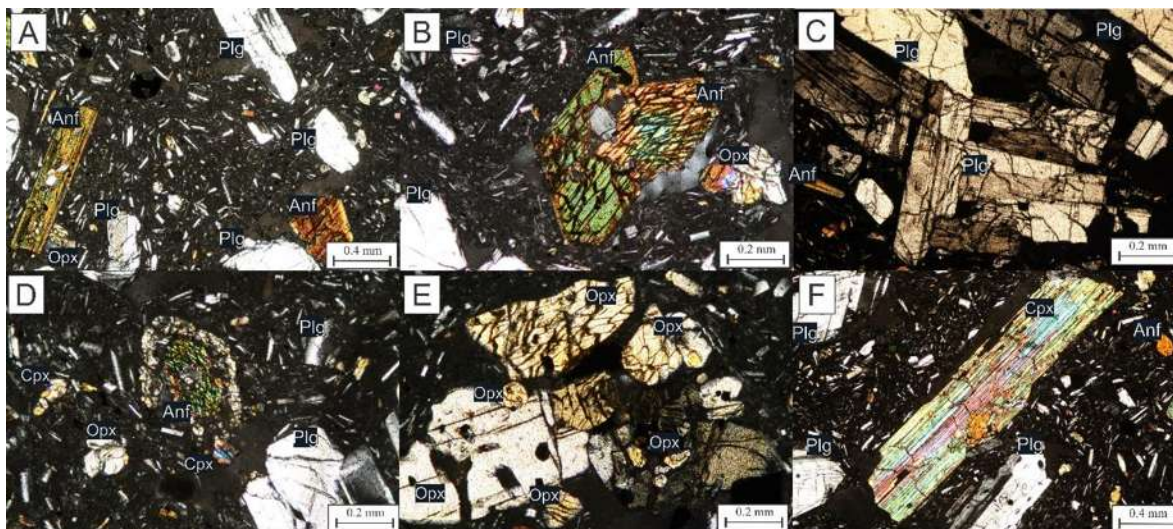


Figura 35. Muestra C11. A. Textura porfídica donde se ven fenocristales de plagioclasa y anfíbol. B. Glomerocristales de anfíbol y a la derecha de ortopiroxeno. C. Glomerocristales de plagioclasas. D. Cristal de anfíbol donde se observa una corona de reacción de plagioclasas. E. Glomerocristal de ortopiroxeno. F. Xenocristal de clinopiroxeno (augita).

8.3.14 C10- Flujo de lava Tres Cumbres

La muestra C10 es de textura hipocristalina, inequigranular, y dimensional seriada, compuesta por fenocristales, y microfenocristales subhedrales y anhedrales de plagioclasa, anfíbol (hornblenda) y piroxeno (hiperstena y augita), en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol y óxidos de Fe y Ti. El tamaño de los cristales que componen la matriz va del rango de 8.63 a 72.64 μm .

Los minerales observados por orden de abundancia son: plagioclasa subhedral como microfenocristal y fenocristal (0.07 a 0.31 mm); tienen maclado polisintético y simple, algunas tienen zonamiento (Fig. 36A).

Anfíbol subhedral como microfenocristal y fenocristal (0.05 a 1.13 mm); algunos tienen forma esquelética y borde de corrosión (Fig. 36B).

Clinopiroxeno subhedral como microfenocristal y poco fenocristal (0.06 a 0.53) (Fig. 36C, D). Ortopiroxeno subhedral como microfenocristal (0.03 a 0.21 mm); también se encuentra formando glomerocristales (Fig. 36C).

Como xenocristales según su abundancia tenemos plagioclasa subhedral como fenocristal (0.18 a 1.73 mm) con maclado polisintético; algunas presentan textura en tamiz, bordes de corrosión y zonamiento (Fig. 36E). Ortopiroxeno anhedral como fenocristal (0.66 a 0.90 mm), se encuentra como glomerocristal junto con clinopiroxeno y anfíbol (Fig. 36F). Clinopiroxeno subhedral como fenocristal; algunos presentan bordes de corrosión, se encuentran principalmente como glomerocristales (Fig. 36C, F). Anfíbol como fenocristal y microfenocristal (0.27 a 0.66 mm), algunos presentan bordes de corrosión y de otros solo permanece el fantasma por sustitución de plagioclasa; se encuentran como glomerocristales. Esta muestra corresponde a una roca de composición dacítica.

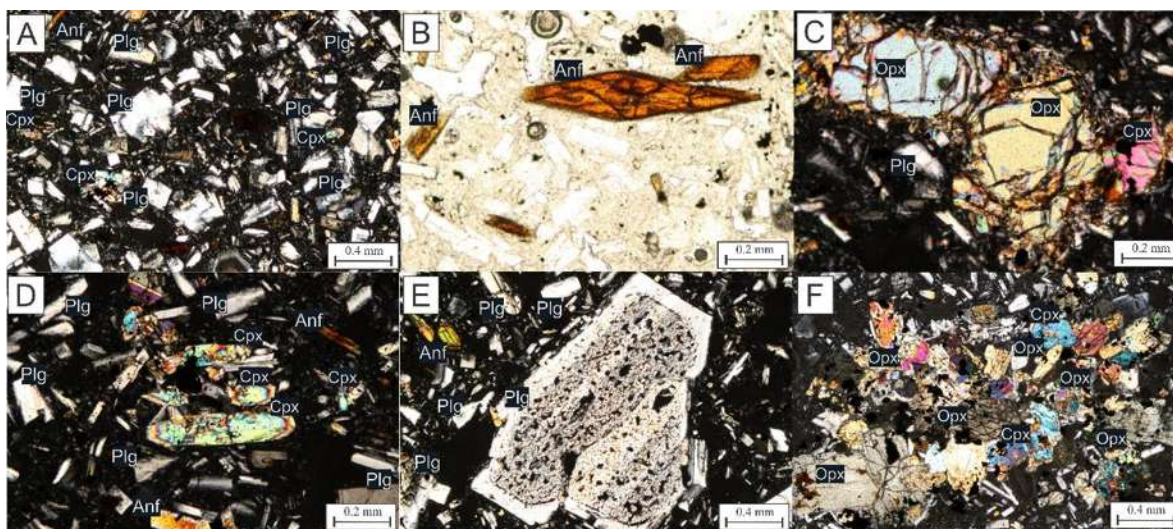


Figura 36. Muestra C10. A. Textura dimensional seriada donde se ven en su mayoría fenocristales de plagioclasa. B. Cristales de anfíbol vistos en luz natural. C. Glomerocristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno con una corona de reacción de plagioclasas. D. Cristales de clinopiroxeno. E. Xenocristal de plagioclasa donde se observa la textura en tamiz y bordes de corrosión. F. Glomerocristal de ortopiroxeno con poco clinopiroxeno.

8.3.15 C 7 Y 8- Flujo de lava Texmalaquilla

Las muestras C7 y C8 son de textura hipocristalina, inequigranular y dimensional seriada, compuesta por fenocristales y microfenocristales, subhedrales y anhedrales de plagioclasa, anfíboles (hornblenda), ortopiroxenos (hiperstena), clinopiroxenos (augita) y óxidos de Ti y Fe, en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y óxidos de Fe y Ti. Los cristales de la matriz tienen tamaños que van del rango de 31 a 80 μm (Fig. 37A).

Los minerales observados por orden de abundancia son: plagioclasas euhedrales y subhedrales como microfenocristales y microlitos en la matriz (0.08 a 0.27 mm), con maclado simple y polisintético, y la mayoría presenta textura en tamiz (Fig. 37A, B).

Anfíbol anhedral, subhedral y muy poco euhedral como microfenocristales y microlitos en la matriz (0.05 a 0.36 mm); algunas presentan bordes de reacción de óxidos de hierro (Fig. 37B), y pocos presentan coronas de reacción por plagioclasas; algunos presentan forma esquelética.

Ortopiroxeno anhedral como microfenocristal (0.03 a 0.18 mm) (Fig. 37A) y microlitos en la matriz. Clinopiroxeno como microfenocristal (0.08 a 0.31 mm), subhedral y anhedral. Hay presencia de óxidos de Fe y Ti.

Como xenocristales, en orden de abundancia, tenemos: plagioclasa subhedral y anhedral presentes como fenocristales (0.5 a 1.4 mm); tienen maclado polisintético y simple, con textura en tamiz; algunas presentan zonamiento, también presente como glomerocristal (Fig. 37C). Anfíbol anhedral como fenocristal (0.15 a 1.04 mm), presentan coronas de reacción por plagioclasas y óxidos; varios presentan formas esqueléticas, también se encuentra como glomerocristal (Fig. 37D, E, F). Por último, se encontró clinopiroxeno como fenocristal y microfenocristal (0.27 a 1 mm) (Fig. 37D). También se encontraron glomerocristales de clino y ortopiroxeno subhedrales como fenocristales (0.28 a 1.15 mm), presentan texturas en tamiz y bordes de reacción (Fig. 37D). La muestra corresponde a una roca de composición dacítica.

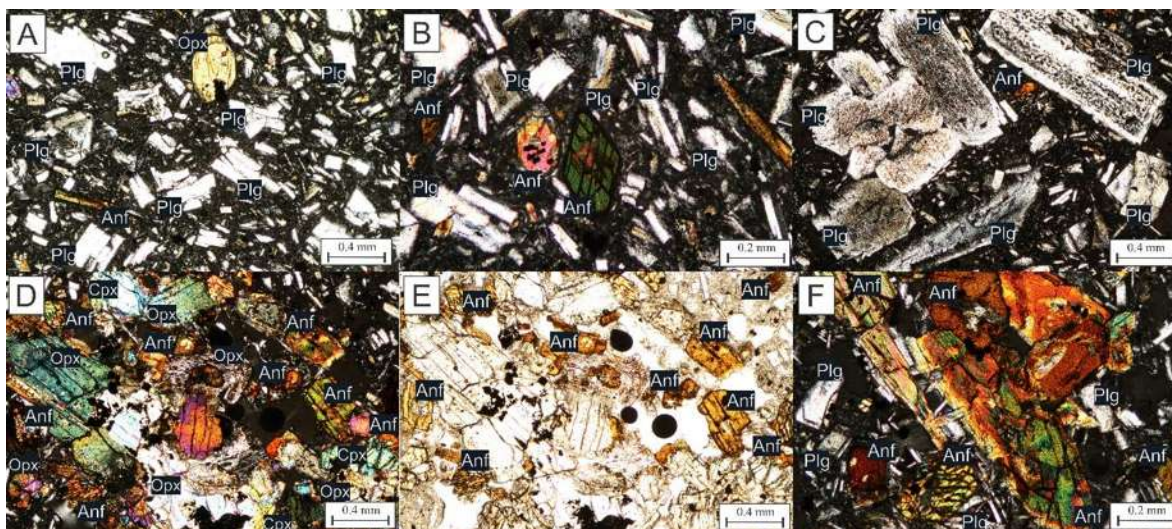


Figura 37. Muestra C 7 y 8. A. Textura dimensional seriada. B. Cristales de anfíbol, en el de la derecha se aprecia una corona de reacción de óxidos. C. Xenocristal de plagioclasa donde se aprecia la textura en tamiz y bordes de corrosión. D. Glomerocristal de anfíbol, ortopiroxeno y clinopiroxeno E. Mismo glomerocristal de la figura D, visto con luz natural donde resaltan los anfíboles. F. Glomerocristal de anfíbol.

8.3.16 Xenolito C13- Flujo de lava Malacara

El xenolito de la muestra C13 es de textura hipocristalina, inequigranular, e intergranular, compuesta por fenocristales y microfenocristales subhedrales y anhedrales de plagioclasa, anfíbol (hornblenda), piroxeno (hiperstena y augita) y óxidos de Fe y Ti, en una matriz de microfenocristales y fenocristales de plagioclasa (Fig. 38A, B, C). Los tamaños de la matriz tienen un rango de 0.04 a 0.06 mm.

Los cristales en orden de abundancia son: plagioclasa euhedral y subhedral, como microfenocristal y fenocristal (0.1 a 0.34 mm); tienen maclado simple y Carlsbad; la mayoría presenta textura en tamiz (Fig. 38A, C).

Anfíbol subhedral como fenocristal (0.56 a 3 mm), la mayoría tiene forma esquelética; algunas presentan zoneamiento y se encuentra mayormente como glomerocristal (Fig. 38A, B, C). Ortopiroxeno anhedral y subhedral como fenocristal (0.25 a 0.89), presente en su mayoría como glomerocristales (Fig. 38C). Clinopiroxeno anhedral como fenocristal (0.32 a 0.71), presente en los glomerocristales de ortopiroxeno y anfíbol (Fig. 38B, C). La muestra corresponde a una muestra de composición diorítica.

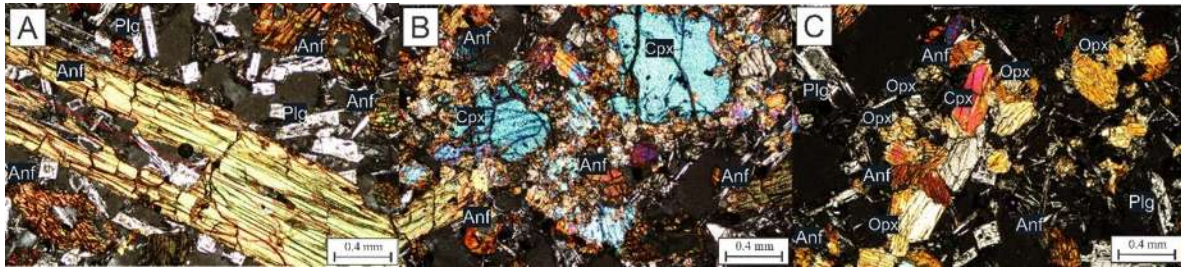


Figura 38. Xenolito de muestra C13. A. Fenocristal de anfíbol rodeado por fenocristales de anfíbol más pequeños. B. Glomerocristal de anfíbol y clinopiroxeno. C. Glomerocristal de anfíbol, ortopiroxeno y clinopiroxeno

8.3.17 Xenolito C15- Flujo de lava Cascada

El xenolito de muestra C15 tiene textura hialocristalina, equigranular, y granuda hipidiomorfa, compuesta por fenocristales y microfenocristales, euhedrales y subhedrales de plagioclasa, anfíbol (hornblenda) y óxidos de Fe y Ti (Fig. 39A).

Los cristales presentes por orden de abundancia son: plagioclasa euhedral y subhedral como fenocristal y microfenocristal (0.1 a 1.54 mm), tiene maclas polisintéticas, algunas presentan zonamiento y están altamente fracturadas (Fig. 39A, B).

Anfíbol subhedral y euhedral como fenocristal y microfenocristal (0.09 a 1.66 mm), algunas tienen forma esqueletal (Fig. 39A, B, C). Esta muestra corresponde a una roca de composición diorítica.



Figura 39. Xenolito de muestra C15. A. La roca es hialocristalina, equigranular, de textura granuda hipidiomorfa, donde se observan fenocristales de plagioclasa y anfíbol. B. Fenocristal de plagioclasa y anfíbol. C. Fenocristales de anfíbol vistos en luz natural.

8.3.18 Xenolito 1-C11- Flujo de lava Llano Grande

El xenolito de la muestra C11 tiene textura hialocristalina, equigranular, y granuda xenomorfa, compuesta por fenocristales y microfenocristales anhedral de ortopiroxeno (hiperstena) y anfíbol (hornblenda) (Fig. 40A, B).

Por orden de abundancia, los cristales son ortopiroxeno anhedral, como fenocristal (0.18 a 1.31 mm); presenta bahías y forma esquelética, algunos presentan corona de reacción de anfíboles (Fig. 40A, B). Anfíbol como fenocristal y microfenocristal (0.02 a 0.36); presentes como intercrecimiento alrededor de los piroxenos (Fig. 40A, B). Esta muestra corresponde a una roca de composición gabroica.

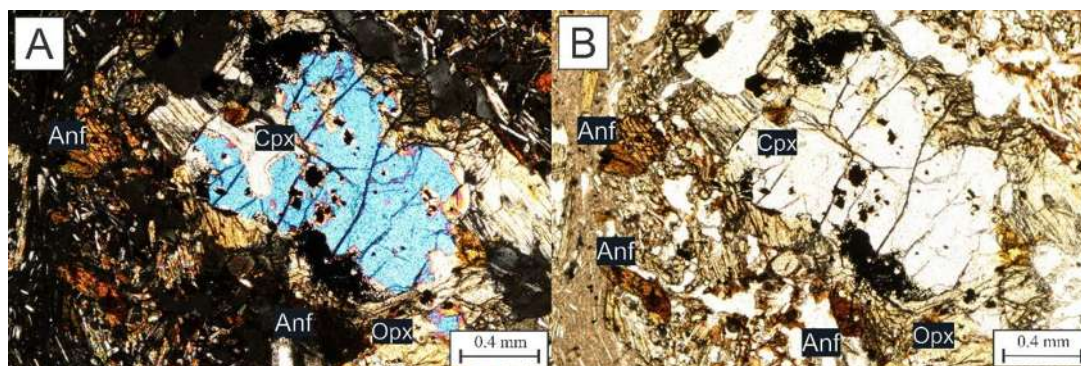


Figura 40. Xenolito 1 de muestra C11. A. Fenocristales de anfíbol, clinopiroxeno y ortopiroxeno. B. Misma imagen vista en luz natural donde resaltan los anfíboles.

8.3.19 Xenolito 2-C11- Flujo de lava Llano Grande

El xenolito de la muestra C11 tiene textura hipocristalina, inequigranular, e intergranular, compuesta por fenocristales subhedrales y anhedrales de plagioclasa, anfíbol (hornblenda) y piroxeno (hiperstena y augita), en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa y anfíbol (11.41 a 45.03 μm) (Fig. 41A).

Por orden de abundancia, los cristales presentes son: plagioclasa subhedral como microfenocristal y fenocristal (0.05 a 1.03 mm); tienen maclado simple y polisintético, las más grandes presentan textura en tamiz y bordes de corrosión (Fig. 41B, C). Anfíbol subhedral como fenocristal y microfenocristal (0.05 a 0.48 mm); algunos presentan forma esquelética y coronas de reacción a plagioclasa (Fig. 41B, C). Ortopiroxeno subhedral como fenocristal (0.32 mm) (Fig. 41B). Este xenolito corresponde a una muestra de composición diorítica.



Figura 41. Xenolito 2 de muestra C11. A. textura intergranular compuesta por fenocristales subhedrales y anhedrales de plagioclase, anfíbol y piroxeno B. Fenocristales de anfíbol y ortopiroxeno. C. Anfíbol con corona de reacción de plagioclase, y plagioclase con textura de tamiz.

8.3.20 Xenolito C10- Flujo de lava Tres Cumbres

El xenolito de la muestra C10 tiene textura hialocristalina, equigranular, y granuda xenomorfa, compuesta por fenocristales y microfenocristales anhedral de ortopiroxeno (hiperstena), plagioclase, anfíbol (hornblenda), clinopiroxeno (augita) y óxidos de Fe y Ti (Fig. 42A, B).

En orden de abundancia, los minerales presentes son: ortopiroxeno anhedral como microfenocristal y fenocristal (0.12 a 0.81 mm), presenta formas esqueléticas y bahías (Fig. 42A, B).

Plagioclase anhedral como microfenocristal y fenocristales (0.06 a 0.86 mm), tienen maclado polisintético, presentan texturas en tamiz e intercrecimiento en los cristales de ortopiroxeno (Fig. 42A, B). Anfíbol subhedral como microfenocristal y fenocristal (0.04 a 0.27 mm); presenta formas esqueléticas, bahías y se presenta como intercrecimiento en los cristales de clinopiroxeno (Fig. 42A, B). Clinopiroxeno anhedral como fenocristal (0.15 a 0.25 mm) (Fig. 42A, B). Esta muestra corresponde a una roca de composición gabroica.

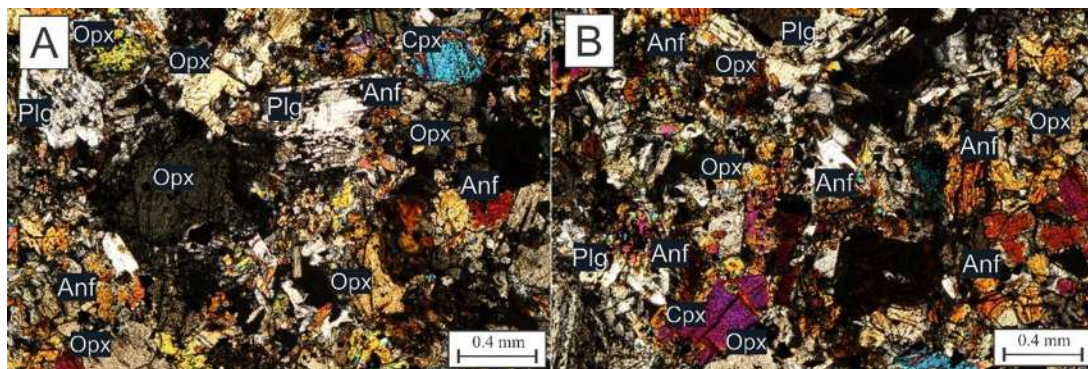


Figura 42. Xenolito de muestra C10. A. Roca hialocristalina, equigranular, de textura granuda xenomorfa, donde se observan cristales de ortopiroxeno, anfíbol y clinopiroxeno B. Diferente enfoque de la misma muestra.

8.3.21 Xenolito C8- Flujo de lava Texmalaquilla

El xenolito de la muestra C8 tiene textura hipocristalina, inequigranular y pilotaxítica, compuesta por microfenocristales y fenocristales de plagioclasa y anfíbol (hornblenda), en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa y epidota (Fig. 43A, B). Los cristales de la matriz tienen tamaños que van del rango de 10 a 100 μm .

Los minerales por orden de abundancia son: plagioclasas anhedrales como microfenocristales y fenocristales (0.09 y 1.29 mm); tienen maclado polisintético y simple, presentan textura de tamiz, bordes de corrosión y zonamiento (Fig. 43A).

Epidota como microfenocristal (0.02 a 0.35 mm); algunos tienen forma esquelética. Anfíbol subhedral y anedral como microfenocristal y fenocristal (0.15 a 1.07 mm); presenta coronas de reacción de epidota, y fantasmas completamente remplazados por la misma (Fig. 43B); algunos tienen forma esquelética. Este xenolito corresponde a una roca de composición andesítica.

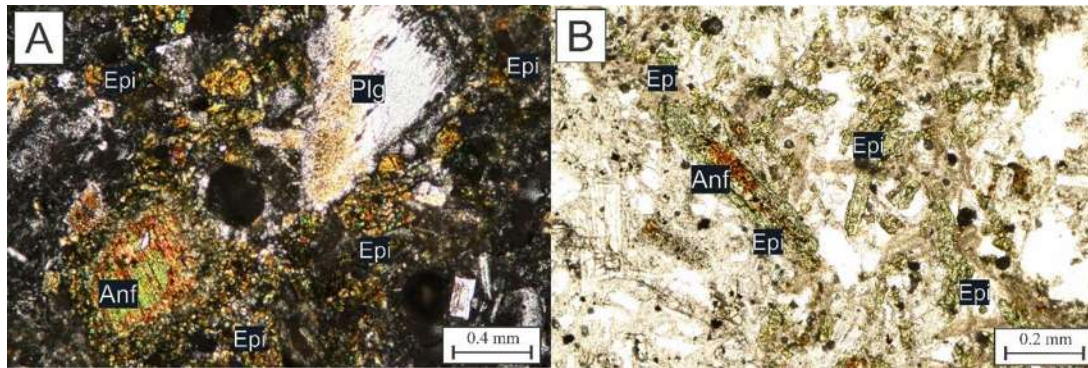


Figura 43. Xenolito de muestra C8. A. Cristales de anfíbol y plagioclasa siendo asimilados por cristales de epidota. B. Cristales de anfíbol siendo asimilados por cristales de epidota visto en luz natural.

8.4- Resumen petrografía

A continuación, se resumen las características petrográficas más relevantes de las láminas delgadas de las unidades de flujos de lava.

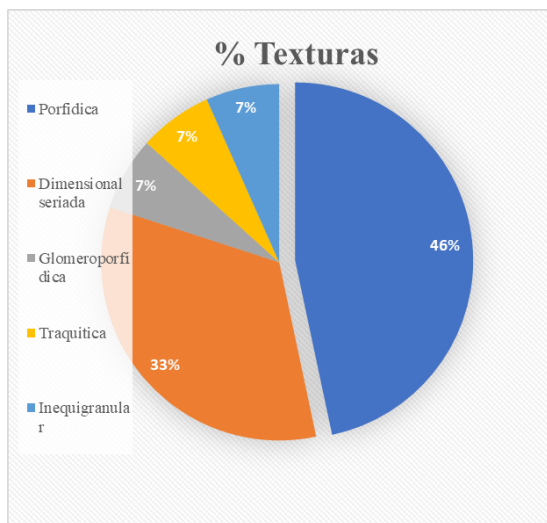


Figura 44. Diagrama de porcentajes de texturas encontradas en las unidades

En la figura 45 y tabla 2 se puede ver que las texturas más comunes fueron: textura porfídica con seis unidades que la presentan (Jamapa, Valle, Llano Grande, Malacara, Cascada y Metlac) y textura dimensional seriada con cinco unidades con esta característica (Vaquería, Texmalaquilla, Tres Cumbres, Citlaltépetl y Pilancón). Tres unidades presentaron texturas únicas: glomeroporfídica (Jacal), traquítica (Tliapa) e inequigranular (Orizaba). Las texturas porfídica, dimensional seriada y glomeroporfídica son comunes en flujos de lava

de composición basáltica, andesítica y dacítica (Le Maitre, 1962). Comunmente, estas texturas se forman cuando los fenocristales que se encuentran en estas rocas cristalizan en ambientes más estables y de mayor temperatura, y posteriormente son acarreados por el magma durante la erupción (Mackenzie *et al.*, 1982; John D. Winter, 2001). Las texturas traquíticas e inequigranulares son comunes en magmas más fluidos como los basálticos y andesíticos (Mackenzie *et al.*, 1982; John D. Winter, 2001), por lo que no es de sorprender que las dos unidades con menor % de SiO₂ sean las que presentan esta textura (Tliapa y Vaquería).

Como se puede observar en la figura 46 y tabla 2, todas las unidades de flujo de lava tienen la misma asociación mineral de fenocristales: plagioclasa, anfíbol, piroxeno (orto y clino) y óxidos. El mineral más abundante es la plagioclasa (Fig. 46) donde la unidad con mayor porcentaje es Tres Cumbres (37.7%, Fig. 46), la cual es el segundo flujo más joven; y la unidad con menor porcentaje de plagioclasa como fenocristal es Tliapa (10.28% Fig. 46) que es uno de los flujos más antiguos. El segundo mineral con más variabilidad en concentración es el anfíbol. La unidad con mayor porcentaje de anfíboles es el flujo Malacara (18.26% Fig.

46) y la unidad con menor concentración es el flujo Tliapa (1.72% Fig. 46). En cuanto a las concentraciones de óxidos y piroxenos no hay mucha variación. La unidad con mayor concentración de piroxeno es Jacal (4.43% Fig. 46) y la de menor contenido es la unidad Cascada (0.68% Fig. 46). Con respecto a los óxidos, la unidad con mayor cantidad es Tliapa (3.88% Fig. 46) y la de menor contenido es Citlaltépetl (1.25% Fig. 46). Cabe destacar que, aunque en algunas unidades se encontraron xenocristales de cuarzo, olivino y epidota, estos no son mencionados en la tabla 2 ya que sus concentraciones no son representativas con respecto al resto de la muestra.

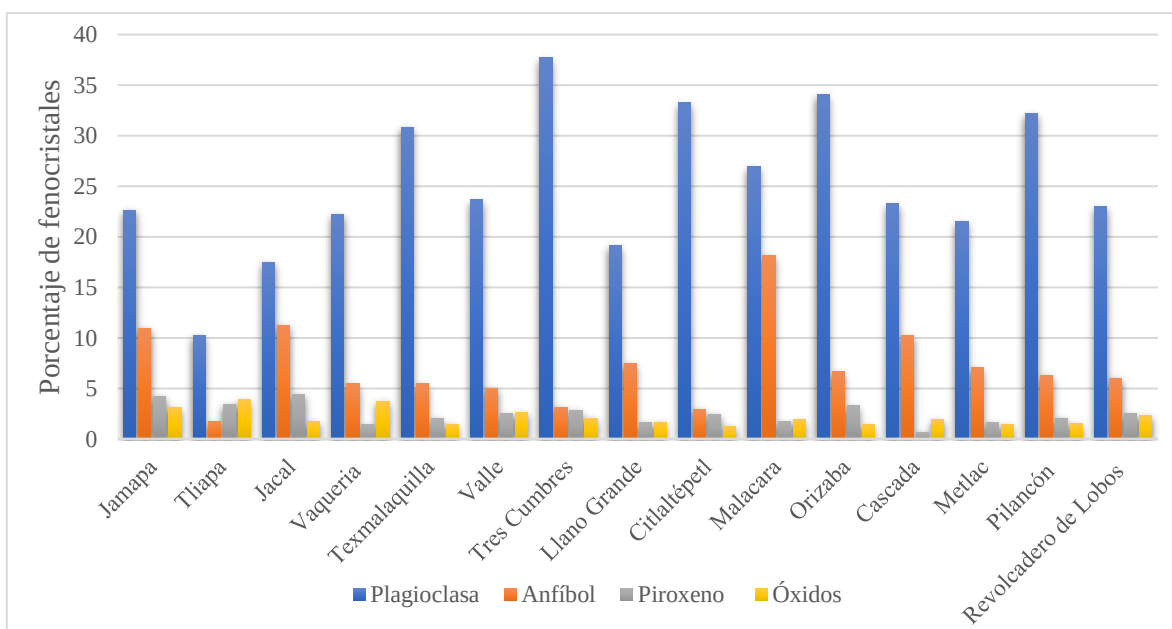


Figura 45. Grafica de concentraciones de fenocristales por unidad

Tabla 2. Síntesis de la información petrográfica observada en las laminas delgadas

Muestra	Unidad	Textura	% Promedio de fenocristales	% De microlitos en la matriz	Cristales juveniles	Xenocristales	Glomerocristales
C16	Metlac	Porfídica	Plagioclasa 21.55 Anfibol 7.07 Piroxeno 1.63 Óxidos 1.43 Total 30.31	21.97	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Clinopiroxeno
C3	Tliapa	Traquítica	Plagioclasa 10.28 Anfibol 1.72 Piroxeno 3.41 Óxidos 3.88 Total 16.49	69.97	Plagioclasa Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Clinopiroxeno Olivino Óxidos	Plagioclasa Ortopiroxeno Clinopiroxeno
C6	Vaquería	Dimensional seriada	Plagioclasa 22.22 Anfibol 5.47 Piroxeno 1.39 Óxidos 3.73 Total 30.79	61.49	Plagioclasa Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Ortopiroxeno Clinopiroxeno
C4	Jacal	Glomeroporfídica	Plagioclasa 17.48 Anfibol 11.27 Piroxeno 4.34 Óxidos 1.77 Total 32.51	26.82	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Cuarzo Óxidos	Anfibol Ortopiroxeno
C1	Jamapa	Porfídica	Plagioclasa 22.64 Anfibol* 10.95 Piroxeno* 4.21 Óxidos 3.09 Total 41.33	42.22	Plagioclasa Ortopiroxeno* Clinopiroxeno* Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Cuarzo Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno
C17	Pilancón	Dimensional seriada	Plagioclasa 32.18 Anfibol 6.30 Piroxeno 2.02 Óxidos 1.52 Total 40.42	36.40	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Ortopiroxeno Clinopiroxeno
C13	Malacara	Porfídica	Plagioclasa 26.92 Anfibol 18.16 Piroxeno 1.69 Óxidos 1.89 Total 47.00	67.80	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno
C14	Orizaba	Inequigranular	Plagioclasa 34.08 Anfibol 6.65 Piroxeno 3.27 Óxidos 1.38 Total 41.05	60.48	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno
C12	Citlaltépetl	Dimensional seriada	Plagioclasa 33.27 Anfibol 2.95 Piroxeno 2.45 Óxidos 1.25 Total 33.27	38.17	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno
C15	Cascada	Porfídica	Plagioclasa 23.26 Anfibol 10.19 Piroxeno 0.68 Óxidos 1.96 Total 30.80	18.78	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Clinopiroxeno

C18	Revolcadero de Lobos	Porfídica	Plagioclasa 22.96 Anfibol 6.00 Piroxeno 2.50 Óxidos 2.34 Total 32.36	43.30	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Ortopiroxeno Anfibol
C9	Valle	Porfídica	Plagioclasa 23.67 Anfibol 5.01 Piroxeno 2.47 Óxidos 2.64 Total 32.25	33.38	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno
C11	Llano Grande	Porfídica	Plagioclasa 19.09 Anfibol 7.42 Piroxeno 1.60 Óxidos 1.66 Total 28.21	26.85	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Ortopiroxeno
C10	Tres Cumbres	Dimensional seriada	Plagioclasa 37.70 Anfibol 3.16 Piroxeno 2.83 Óxidos 2.07 Total 44.12	64.80	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno
C7 y C8	Texmalaquilla	Dimensional seriada	Plagioclasa 30.85 Anfibol 5.48 Piroxeno 2.02 Óxidos 2.64 Total 38.28	27.32	Plagioclasa Ortopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno Óxidos	Plagioclasa Anfibol Ortopiroxeno Clinopiroxeno

* Cuando se menciona piroxeno se refiere tanto a ortos como clino piroxeno. Todos los ortopiroxenos son hiperstena. Todos los clinopiroxenos son augita. Todos los anfíboles son hornblenda

A continuación se describen las texturas encontradas en los minerales.

Plagioclasas

Como se puede observa en la tabla 3, la mayoría de las unidades presentan plagioclasas con texturas en forma de zoneamiento, bordes de corrosión y textura en tamiz. Solo algunas pocas unidades tienen plagioclasas que muestran forma esquelética y solo una unidad tiene este mineral con bahías de corrosión. También se encuentran algunas unidades en las que sus plagioclasas no tienen tantas texturas que indiquen reacciones dentro del magma, como lo son Texmalaquilla, Valle y Casacada (Tabla 3).

Anfíboles

En las unidades estudiadas hay anfíboles que presentan distintas texturas, las más comunes son: Coronas de reacción, entre las que destacan de óxidos, plagioclasea y piroxeno, también se observaron texturas de forma esquelética y bordes de corrosión (Tabla 3). En menor medida se encontraron anfíboles con texturas de bahía de reacción, y fantasmas de óxidos y plagioclasas (Tabla 3). Entre las unidades destacan aquellas con anfíboles euhedrales y que no

presentan texturas de reacción a óxidos, como lo son Jacal, Valle, Tres Cumbres, Llano Grandeascada y Metlac (Tabla 3).

Ortopiroxenos y clinopiroxenos

Como se observa en la figura 45 y tabla 2, este grupo mineral no es muy abundante en las muestras de las unidades, por lo que se observaron pocos piroxenos que presentaran alguna textura. En los ortopiroxenos, las texturas más comunes fueron forma esquelética y coronas de reacción de clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos (Tabla 3). En menor medida también se apreciaron texturas en tamiz, bahías de reacción de óxidos y bordes de corrosión (Tabla 3). En el caso de los clinopiroxenos, la textura más común son coronas de reacción de anfíbol y plagioclasa, aunque también fueron observadas bahías de reacción de óxidos, formas esqueléticas y bordes de corrosión (Tabla 3). Estas texturas en clinopiroxenos solo se observaron en las unidades Valle, Tres Cumbres y Citlaltépetl (Tabla 3).

Tabla 3. Síntesis de las texturas observadas en cada unidad

Unidad	Muestra	Plagioclasa	Anfibol	Texturas	
				Minerales	
				Ortopiroxeno	Clinopiroxeno
Metlac	C16	Zoneamiento Bordes de corrosión Textura en tamiz	Forma esquelética Zoneamiento		
Tliapa	C3	Zoneamiento Bordes de corrosión Textura en tamiz	Coronas de reacción (Ox y Cpx) Forma esquelética Fantasma de Ox		
Vaqueria	C6	Zoneamiento Textura en tamiz Centro Corroído Forma esquelética	Coronas de reacción (Ox y Cpx) Forma esquelética	Forma esquelética	
Jacal	C4	Zoneamiento Bordes de corrosión Textura en tamiz Forma esquelética	Coronas de reacción (Cpx)		
Jamapa	C1	Zoneamiento Bordes de corrosión Textura en tamiz	Coronas de reacción (Ox) Forma esquelética Fantasma de Ox	Coronas de reacción (Cpx)	
Pilancón	C17	Zoneamiento Bordes de corrosión Textura en tamiz Forma esquelética	Coronas de reacción (Cpx y Plg) Bordes de corrosión Forma esquelética Zoneamiento Fantasma de Plg		
Malacara	C13	Zoneamiento Bordes de corrosión Textura en tamiz	Coronas de reacción (Ox y Plg) Forma esquelética	Coronas de reacción (Plg)	
Orizaba	C14	Zoneamiento Bordes de corrosión Textura en tamiz	Coronas de reacción (Ox y Plg) Bordes de corrosión Forma esquelética Zoneamiento		
Citlaltépetl	C12	Zoneamiento Bordes de corrosión Textura en tamiz	Coronas de reacción (Ox y Plg) Forma esquelética		Coronas de reacción (Plg) Forma esquelética
Cascada	C15	Zoneamiento Textura en tamiz	Bordes de corrosión Forma esquelética Zoneamiento	Coronas de reacción (Ox y Plg)	
Revolcadero de Lobos	C18	Zoneamiento Textura en tamiz	Coronas de reacción (Plg) Forma esquelética		
Valle	C9	Zoneamiento Textura en tamiz	Coronas de reacción (Cpx y Plg) Forma esquelética		Coronas de reacción (Anf) Forma esquelética
Llano Grande	C11	Zoneamiento Bordes de corrosión Textura en tamiz	Coronas de reacción (Plg) Bordes de corrosión Forma esquelética	Forma esquelética	
Tres Cumbres	C10	Zoneamiento Bordes de corrosión Textura en tamiz	Bordes de reacción Forma esquelética Fantasma de Plg		Bordes de corrosión
Texmalaquilla	C7 y C8	Zoneamiento Textura en tamiz	Coronas de reacción (Ox y Plg) Forma esquelética	Textura en tamiz Bordes de corrosión	

8.4.1 Xenolitos y enclave

Los xenolitos encontrados en las muestras de las unidades estudiadas presentan una asociación mineral similar (plagioclasa, anfíbol, piroxeno y epidota, Tabla 4), sin embargo, podemos observar que en el caso del xenolito de la unidad Texmalaquilla, y los xenolitos de Tres Cumbres y Llano Grande-1 las concentraciones minerales varían significativamente a comparación de los flujos de lava. El xenolito 2 de Llano Grande y el xenolito de Malacara fueron los que presentaron mayor concentración de plagioclasas (78.68%) y el enclave que de Texmalaquilla contenía la menor cantidad (16.98%), este enclave es el único que presenta epidota en su arreglo mineral (30.6%) (Fig. 47).

En cuanto a anfíboles y óxidos, el xenolito en el que se observó la mayor concentración de estos minerales es Tres Cumbres (28.47% y 13.69% respectivamente) y el de menor es el enclave de Texmalaquilla (8.98% y 1.09%, respectivamente) (Fig. 47). No todas las muestras presentan piroxenos en su estructura mineral, como es el caso del enclave de Texmalaquilla, y los xenolitos de Cascada y Malacara; los demás contienen ortopiroxeno, y el que tiene la mayor concentración es Tres Cumbres (40%) (Fig. 47).

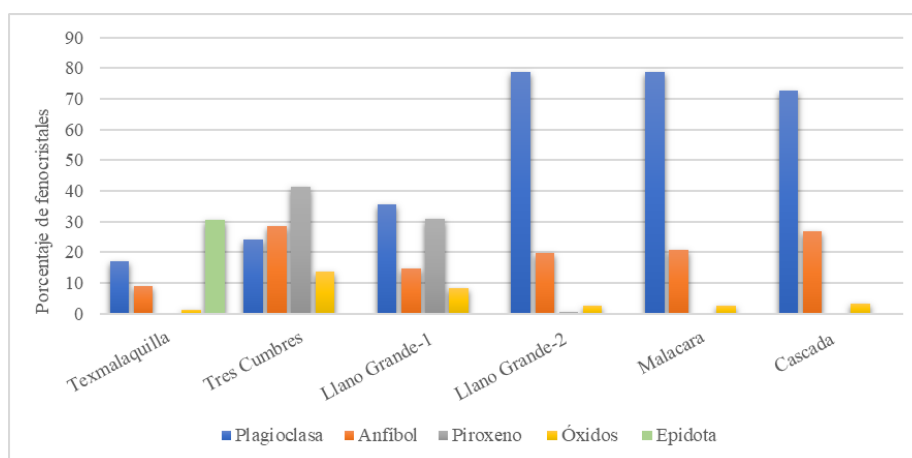


Figura 46. Grafica de concentración de fenocristales en los xenolitos y el enclave

Otro rasgo importante de las muestras es su textura. El enclave de Texmalaquilla es el único con textura correspondiente a una roca volcánica extrusiva, y es de tipo pilotaxítica que ocurre cuando los microlitos se encuentran acomodados de manera aleatoria, lo que indica que el flujo de lava ya no se encontraba a altas temperaturas y los minerales no se alinearon con el flujo (Winter, 2001).

Los demás xenolitos tienen texturas propias de rocas plutónicas. Los xenolitos de Tres Cumbres y Llano Grande-1 presentan una textura granuda xenomorfa, los xenolitos de Llano Grande-2 y Malacara presentan textura intergranular y el xenolito de Cascada tiene una textura granuda hipidiomorfa. Como se muestra en la tabla 4, en los xenolitos también destacan algunas texturas en los minerales (las texturas ya fueron discutidas en la sección anterior). Se describen a continuación por mineral.

Tabla 4. Síntesis de la información petrográfica observada en los xenolitos

Muestra	Unidad	% Promedio de fenocristales	Textura
C13	Malacara	Plagioclasa 78.68 Anfibol 20.73 Óxidos 2.54	Intergranular
C15	Cascada	Plagioclasa 72.65 Anfibol 26.68 Óxidos 3.2	Granuda hipidiomorfa
C11 Xenolito 1	Llano Grande	Plagioclasa 35.48 Anfibol 14.57 Piroxeno 30.84 Óxidos 8.41	Granuda xenomorfa
C11 Xenolito 2	Llano Grande	Plagioclasa 78.68 Anfibol 19.79 Piroxeno 0.57 Óxidos 2.6	Intergranular
C10	Tres Cumbres	Plagioclasa 23.99 Anfibol 28.47 Piroxeno 41.42 Óxidos 13.69	Granuda xenomorfa
C7 y C8	Texmalaquilla	Plagioclasa 16.98 Anfibol 8.98 Óxidos 1.09 Epidota 30.6 Total 54.86 Microlitos 64.42	Pilotaxítica

Plagioclasa

Todas las muestras, a excepción de la de Cascada, presentan plagioclasas con texturas en tamiz. Solo el enclave de Texmalaquilla y el xenolito de Llano Grande-2 tienen plagioclasas con bordes de corrosión, y solo en Texmalaquilla y Cascada se observaron

plagioclasas zonadas. Cabe destacar que el xenolito de Llano Grande-1 no presenta texturas en sus plagioclasas (Tabla 5).

Anfíbol

En los anfíboles es donde se encuentra la mayor cantidad de texturas dentro de las muestras. Todos los xenolitos, a excepción de Llano Grande-1 y Llano Grande-2, contienen anfíboles con forma esquelética. El enclave de Texmalaquilla y el xenolito de Llano Grande-2 presentan anfíboles con coronas de reacción, y el xenolito Malacara es el único que tiene anfíboles con zoneamiento (Tabla 5). Al igual que con las plagioclasas, el xenolito Llano Grande-2 no tiene anfíboles con texturas a destacar (Tabla 5).

Piroxeno

La mitad de las muestras no contienen piroxenos en su estructura mineral. En los que, si presentan piroxenos, las texturas a destacar son: forma esquelética en el enclave de Texmalaquilla y en el xenolito Llano Grande-1, y coronas de reacción en el xenolito Llano Grande-1 (Tabla 5). En el xenolito Llano Grande-2 no fueron visibles texturas en sus piroxenos (Tabla 5).

Epidota

Solo el enclave Texmalaquilla presenta epidota en su estructura, esta se encuentra con formas esqueléticas y reemplazando parcial y completamente a anfíboles (Tabla 5). Este mineral es secundario y se asocia a la alteración hidrotermal de ciertos minerales, entre ellos el anfíbol y piroxeno (Franz y Liebscher, 2004).

Tabla 5. Síntesis de las texturas observadas en cada unidad

Unidad	Muestra	Plagioclasea	Anfíbol	Texturas	
				Minerales	
				Ortopiroxeno	Epidota
Malacara	C13	Textura en tamiz	Zoneamiento Forma esquelética		
Cascada	C15	Zoneamiento	Forma esquelética		
Llano Grande-1	C11-1			Coronas de reacción (Anf) Forma esquelética	
Llano Grande-2	C11-2	Bordes de corrosión Textura en tamiz	Coronas de reacción (Plg) Forma esquelética		
Tres Cumbres	C10	Textura en tamiz	Forma esquelética		
Texmalaquilla	C7 y C8	Zoneamiento Bordes de corrosión Textura en tamiz	Coronas de reacción (Epi) Forma esquelética Fantasma de Epi	Forma esquelética	Forma esquelética

8.5- Geoquímica

Para el análisis geoquímico de los depósitos efusivos del VC, se realizaron 12 análisis en roca total y se recopilieron dos de la literatura obtenido de Alcala-Reygosa *et al.* (2018) para obtener los valores de elementos mayores y traza de 12 depósitos de flujo de lava y un domo de lava. Los resultados originales (sin normalizar) se pueden observar en la Tabla 6. Es importante mencionar que cada muestra representa una unidad de lava.

Con los datos obtenidos se generaron diferentes diagramas de clasificación que se describen a continuación. En estos diagramas se agregaron datos de estudios previos para poder comparar los resultados entre los que se tienen los conos antiguos del VC: Espolón de Oro y Torrecillas (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010); también se agregaron datos geoquímicos de otros estratovolcanes de la FVTM: volcán Popocatepetl (Macías *et al.*, 2020; Schaaf *et al.* 2005), Fuego de Colima (Crummy *et al.* 2019), y Nevado de Toluca (Torres-Orozco *et al.* 2017) (véase leyenda en Fig. 48 A).

Tabla 6. Geoquímica de roca total y elementos traza de los depositos efusivos del volcán Citlaltépetl

Numero de muestra	C1 ^a	C3 ^a	C4 ^a	C6 ^a	Pico 7 ^b	Pico 4 ^b	C10 ^c	C11 ^c	C12 ^c	C13 ^c	C14 ^c	C15 ^c	C16 ^c	C17 ^c
Unidad	Jamapa	Tliapa	Jacal	Vaqueria	Texmalaquilla	Valle	Tres Cumbres	Llano Grande	Citlaltépetl	Malacara	Orizaba	Cascada	Metlac	Pilancón
%														
SiO₂	61.17	59.77	62.50	58.67	63.95	64.26	64.01	63.21	62.98	65.02	61.87	65.77	64.15	62.47
TiO₂	0.66	0.81	0.60	0.81	0.651	0.611	0.644	0.606	0.63	0.559	0.63	0.539	0.566	0.647
Al₂O₃	17.04	16.92	16.69	16.93	15.26	15.58	16.49	16.89	16.82	15.6	15.8	16.07	16.8	15.93
Fe₂O₃	5.40	6.29	4.86	6.24	5.38	5.25	4.82	4.45401	4.91	4.65	5.14	4.2	4.38	5.05
MnO	0.087	0.095	0.080	0.094	0.081	0.083	0.074	0.08	0.081	0.077	0.086	0.071	0.073	0.083
MgO	2.86	3.25	2.55	3.09	2.75	2.38	2.6	2.42	2.4	2.29	2.58	1.97	2.16	2.69
CaO	5.61	5.66	5.07	5.55	4.62	4.41	4.97	4.94	5	4.95	5.2	4.52	4.63	5.22
Na₂O	4.47	4.23	4.49	4.34	4.07	4.22	4.21	4.3	4.13	4.32	3.95	4.23	4.3	4.05
K₂O	2.05	1.87	2.13	1.72	2.13	2.34	2	2.32	2.17	2.28	2.13	2.32	2.32	2.12
P₂O₅	0.20	0.22	0.18	0.35	0.17	0.16	0.22	0.2	0.19	0.18	0.2	0.18	0.17	0.2
LOI	0.13	0.84	0.53	1.81	0.39	0.8	0.39	0.09	0.5	0.4	0.46	0.54	0.41	0.36
Total	99.66	99.95	99.67	99.59	99.45	100.1	100.4	100.00	99.81	100.3	98.04	100.4	99.97	98.82
ppm														
Li	14	12.5	14.7	13.1	14	14								
Be	1.34	1.28	1.41	1.23	2	2	1	2	2	2	2	2	2	2
B	11.2	10.6	12.5	9.4	19.8	19.8								
P	0.20	0.22	0.18	0.35	0.16	0.12	0.22	0.2	0.19	0.18	0.2	0.18	0.17	0.2
Sc	12.53	15.04	10.78	14.52	10	10	5	10	7	10	7	4	9	12
V	101	140	89.0	132	88	97	86	89	99	93	107	78	83	102
Cr	44.9	19.3	43.5	15.0	70	70	110	50	90	110	100	110	110	90
Co	13.8	17.2	12.0	16.7	13	12	13	12	12	12	13	11	11	13
Ni	13.4	13.2	14.5	11.6	30	20	24	16	12	12	12	11	12	12
Cu	20.5	19.7	17.1	26.0	20	20	15	17	16	12	11	9	17	14
Zn	64.5	67.5	60.3	69.0	70	60	54	54	54	54	56	51	53	55

Ga	20.0	20.7	20.0	20.5	19	20	19	21	19	19	18	18	20	19
Rb	42.7	44.2	47.2	37.6	44	53	39	50	50	51	49	55	55	50
Sr	583	470	570	480	580	496	705	551	580	547	554	548	570	559
Y	16.5	18.2	15.5	16.5	17	18	15	16	16	15	17	16	16	16
Zr	165	169	173	153	176	186	157	182	164	184	158	168	175	160
Nb	4.64	4.93	4.99	4.43	6	6	5.3	5.3	5.1	5.8	4.9	5.4	5.7	5.2
Mo	1.31	1.70	1.62	1.45	< 1	3	2	2	2	2	2	2	5	2
Sn	0.79	0.98	0.79	0.85	< 1	1	< 1	5	< 1	1	< 1	< 1	1	< 1
Sb	0.12	0.13	0.15	0.12	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0.2	0.2	< 0.2	0.3	0.4	0.2
Cs	1.75	1.73	1.95	1.39	1.8	2.2	1.5	2	2.2	2.2	2.1	2.4	2.4	2.3
Ba	614	544	652	522	639	766	613	772	752	778	738	807	800	755
La	19.6	18.0	19.9	16.0	22.2	24.1	20.1	23.6	22.1	23.3	22.7	22.5	24	23.3
Hf	4.32	4.47	4.47	4.14	4.9	5.1	4.1	4.3	4.2	4.7	4	4.5	4.8	4.3
Ta	0.41	0.43	0.44	0.38	0.5	0.5	0.39	0.37	0.39	0.4	0.36	0.45	0.41	0.38
W					1	< 1	1.1	0.6	2.1	5.9	7.6	23.1	5.5	8.3
Tl					0.4	0.6	0.27	0.35	0.34	0.38	0.38	0.43	0.39	0.34
Pb	9.52	9.17	9.83	7.50	9	11	< 5	7	8	11	7	10	8	9
Ce	38.7	36.7	39.2	32.3	46	48.2	42.1	44.8	44.9	47.3	45.3	45.1	47.5	47.2
Pr	5.04	4.89	5.01	4.30	5.56	5.82	5.39	5.71	5.62	5.77	5.68	5.65	5.86	5.9
Nd	20.1	20.0	19.7	17.6	22.2	21.7	21.1	22.5	22.1	22.6	23	21.2	23.2	22.5
Sm	4.09	4.30	3.83	3.82	4.3	4.3	4.53	4.36	4.57	4.52	4.75	4.54	4.51	4.74
Eu	1.20	1.14	1.13	1.05	1.18	1.2	1.15	1.15	1.21	1.18	1.19	1.18	1.2	1.22
Gd	3.44	3.73	3.26	3.41	3.5	3.2	3.57	3.68	3.53	3.51	3.49	3.23	3.43	3.62
Tb	0.516	0.566	0.484	0.511	0.5	0.5	0.5	0.56	0.55	0.51	0.56	0.48	0.55	0.56
Dy	3.05	3.40	2.85	3.09	3	3.1	2.87	2.86	3.13	2.94	3.23	2.8	2.99	3.18
Ho	0.629	0.698	0.580	0.630	0.5	0.6	0.55	0.54	0.58	0.56	0.59	0.52	0.59	0.58
Er	1.69	1.85	1.58	1.69	1.6	1.7	1.47	1.57	1.76	1.62	1.65	1.57	1.66	1.63
Yb	1.63	1.78	1.57	1.62	1.4	1.7	1.39	1.58	1.59	1.61	1.61	1.43	1.49	1.55
Lu	0.254	0.275	0.242	0.249	0.22	0.27	0.232	0.25	0.252	0.276	0.26	0.242	0.188	0.252
Th	6.05	5.25	6.43	4.07	5.5	7.6	4.48	6.76	6.87	7.74	7.49	6.71	6.7	7.22
U	2.02	1.77	2.23	1.41	2	2.6	1.69	2.38	2.48	2.51	2.58	2.63	2.46	2.67

^a Schimmelpfennig, Universidad de Marsella. Roca total de elementos mayores y traza. Este trabajo.

^b Activation Laboratories. Roca total de elementos mayores por Alcalá-Reygosa *et al.* (2018), y traza en este trabajo.

^c Activation Laboratories. Roca total de elementos mayores y traza. Este trabajo.

8.5.1 Elementos mayores y diagramas Harker

Para la clasificación de la roca se utilizó el diagrama TAS de Le Maitre-IUGS (1989; Fig. 48A), que es un diagrama utilizado para rocas volcánicas. En este diagrama observamos que la mayoría de las muestras (rombos naranjas en Fig. 48) se concentran en el campo de las dacitas, en un rango de 63 a 66 %wt de SiO_2 y solo tres muestras se agrupan en el campo de las andesitas, en un rango de 58 a 63 %wt de SiO_2 . En el diagrama de álcalis vs. SiO_2 de Irving y Baragar (1971) (Fig. 48B) las muestras presentan afinidad subalcalina, sin ninguna variación significativa. En el diagrama AFM de Irving y Baragar (1971) se aprecia que las rocas tienden hacia un contenido menor en FeO y MgO y hacia un contenido mayor de álcalis, todas ellas con una afinidad calci-alcalina (Fig. 48C).

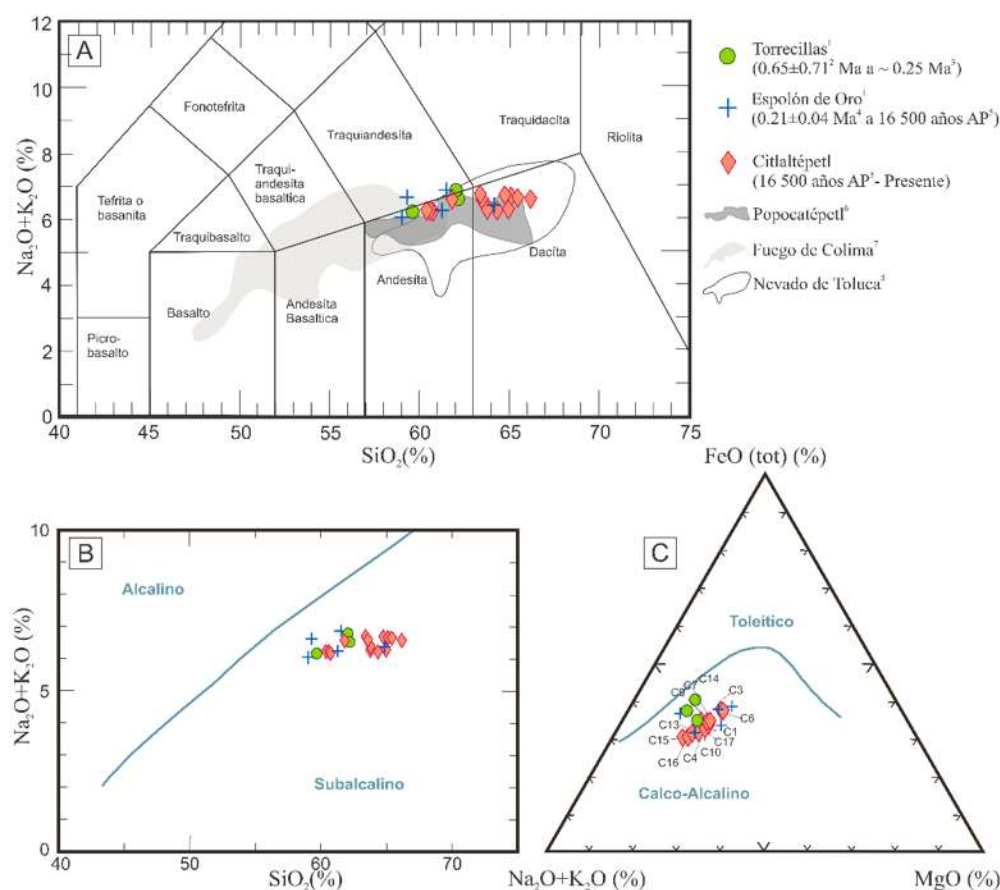


Figura 47. A. Diagrama TAS que muestra la composición química de las muestras estudiadas del Citlaltépetl (rombos ojos) y muestras de depósitos de aparatos volcánicos antiguos del volcán, llamados Torrecillas (círculos verdes) y espolón de Oro (cruces azules). También se hace una comparación con otros estratovolcanes mexicanos como Popocatepetl (polígono gris), Fuego de Colima (polígono gris claro) y Nevado de Toluca (polígono blanco). Graficado con Le Maitre-IUGS (1989) normalizado 100% libre de agua. B. Diagrama de Álcalis vs. SiO_2 donde se observa la afinidad subalcalina de las muestras.

Graficado con Alcalino vs. Subalcalino de Irving y Baragar (1971). C. Diagrama AFM graficado con toleítico vs. calco-alcalino, Irving y Baragar (1971). Referencias: (1) Schaaf y Carrasco-Núñez, (2010), (2) Hoskuldsson y Robin, (1993), (3) Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena (1997), (4) Carrasco-Núñez (2000), (5) Carrasco-Núñez et al. (2005), (6) Macías et al. (2020), (7) Crummy et al. (2019), (8) Torres-Orozco et al. (2017).

Para poder observar tendencias que nos ayuden a determinar procesos magmáticos en el VC, se graficaron diagramas Harker de elementos mayores versus sílice. Todas las muestras se encuentran en un rango de 60.3 a 66.1 %wt de SiO_2 , donde la muestra con mayor porcentaje corresponde a C15 y la que menor porcentaje es C6.

En la gráfica de K_2O vs. SiO_2 (Fig. 49A) de Gill (1981) se observa que todas las muestras tienen un contenido medio de K con una tendencia proporcional al contenido de SiO_2 . La muestra con mayor contenido de K_2O corresponde a C10 (2.3 %wt) y la muestra con menor contenido corresponde a C6 (1.7 %wt).

En los diagramas de TiO_2 (Fig. 49B), MgO (Fig. 49C), Al_2O_3 (Fig. 49D), CaO (Fig. 49E), FeO (Fig. 49G) y P_2O_5 (Fig. 49H) se observa que estos elementos presentan una tendencia proporcionalmente inversa al contenido de SiO_2 , misma que en la mayoría de los casos es muy similar al comportamiento observado en Torrecillas y Espolón de Oro, así como en los volcanes Popocatepetl, Nevado de Toluca y Fuego de Colima.

Por otro lado, la gráfica de Na_2O (Fig. 49F) no presenta ninguna tendencia proporcional con el contenido de SiO_2 .

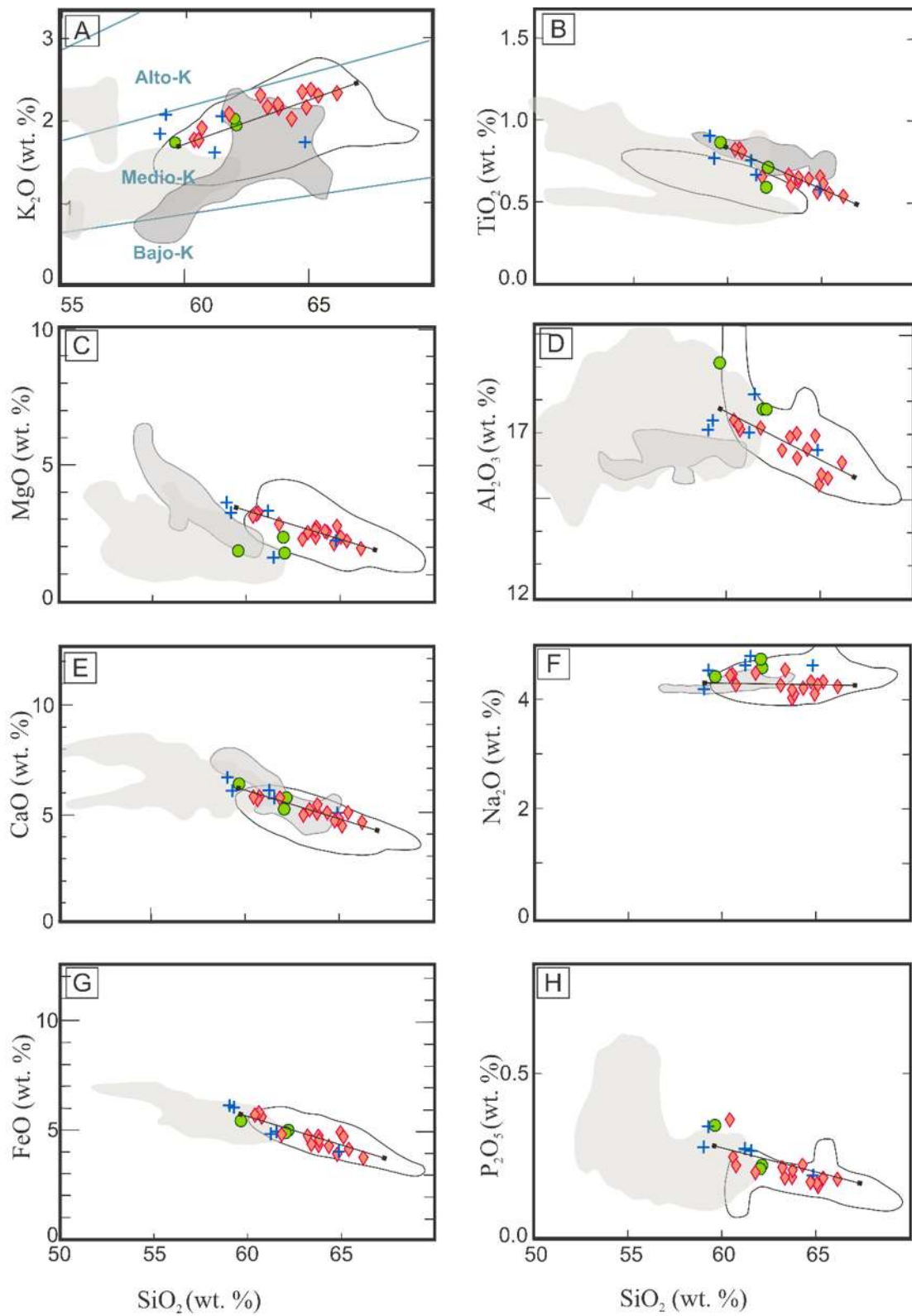


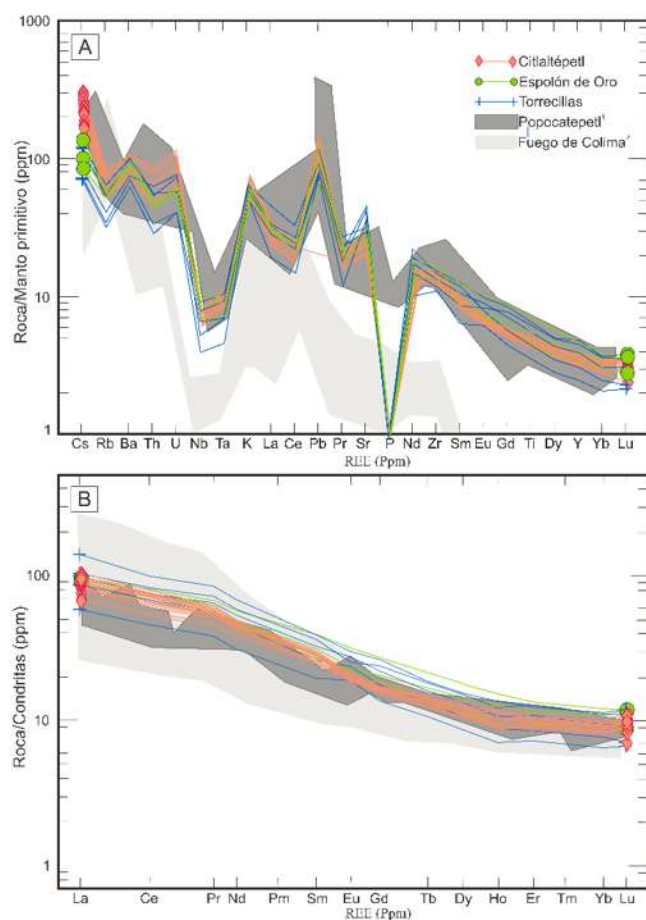
Figura 48. Diagramas bivalentes Harker de elementos mayores vs SiO_2 . A. Gráfica de K_2O vs. SiO_2 donde se muestra si hay un contenido bajo, medio o alto de potasio. Diagrama de Gill (1981). B. Gráfica de TiO_2 vs. SiO_2 . C. Gráfica de MgO

vs. SiO_2 . D. Gráfica de Al_2O_3 vs. SiO_2 . E. CaO vs. SiO_2 . F. Gráfica de Na_2O vs. SiO_2 . G. Gráfica de FeO vs. SiO_2 . H. Gráfica de P_2O_5 vs. SiO_2 . Leyenda en figura 45A.

8.5.2 Elementos traza

Para analizar el comportamiento de las rocas colectadas con respecto a las concentraciones de elementos traza y tierras raras se utilizaron diagramas multielementales o de araña, uno normalizado al manto primitivo (N-MORB) y el segundo normalizado a condritas (REE) (Sun y McDonough, 1989).

En la gráfica normalizada al manto primitivo (Fig. 50A), se observa que las muestras de



manera general presentan mayor cantidad de elementos incompatibles con respecto a los elementos compatibles, con anomalías negativas de P, Nb, Ta, Pr, Ce, La, Th y Rb. Así mismo, ocurren anomalías positivas de Cs, Pb, U, y Ba.

En el diagrama de REE normalizada a condritas (Fig. 50B) podemos observar que las muestras del VC presentan pendientes poco pronunciadas, su comportamiento es uniforme y se observa un ligero enriquecimiento de elementos más incompatibles, con respecto a los más compatibles. También se observan pequeñas anomalías positivas de Pr, Pm, Sm y Gd, y algunas negativas de Eu y Ho.

Figura 49. A Diagrama multielementos con compatibilidad creciente de izquierda a derecha, graficado contra el manto primitivo, Sun y McDonough (1989). B. Diagrama multielementos con compatibilidad creciente de izquierda a derecha, normalizado a condritas, Sun y McDonough (1995). Leyenda en figura 1 A.

Con respecto a los diagramas Harker (Fig. 51) de elementos menores podemos visualizar tendencias que indiquen algún proceso magmático, o correlaciones negativas y positivas que nos indican que las nuestras muestras pertenecen al mismo sistema magmático.

Por ejemplo, en las gráficas de Cr (Fig. 51A), Rb (Fig. 51E) y Ba (Fig. 51H) se observa una tendencia proporcional al contenido de SiO₂. Caso contrario ocurre en las gráficas de Co (Fig. 51C), Sc (Fig. 51D) y V (Fig. 51G) donde se aprecia una tendencia proporcionalmente inversa al contenido de SiO₂. Por último, tenemos las gráficas de Ni (Fig. 51B) y Sr (Fig. 51F) donde no se observa una tendencia con respecto al contenido de SiO₂.

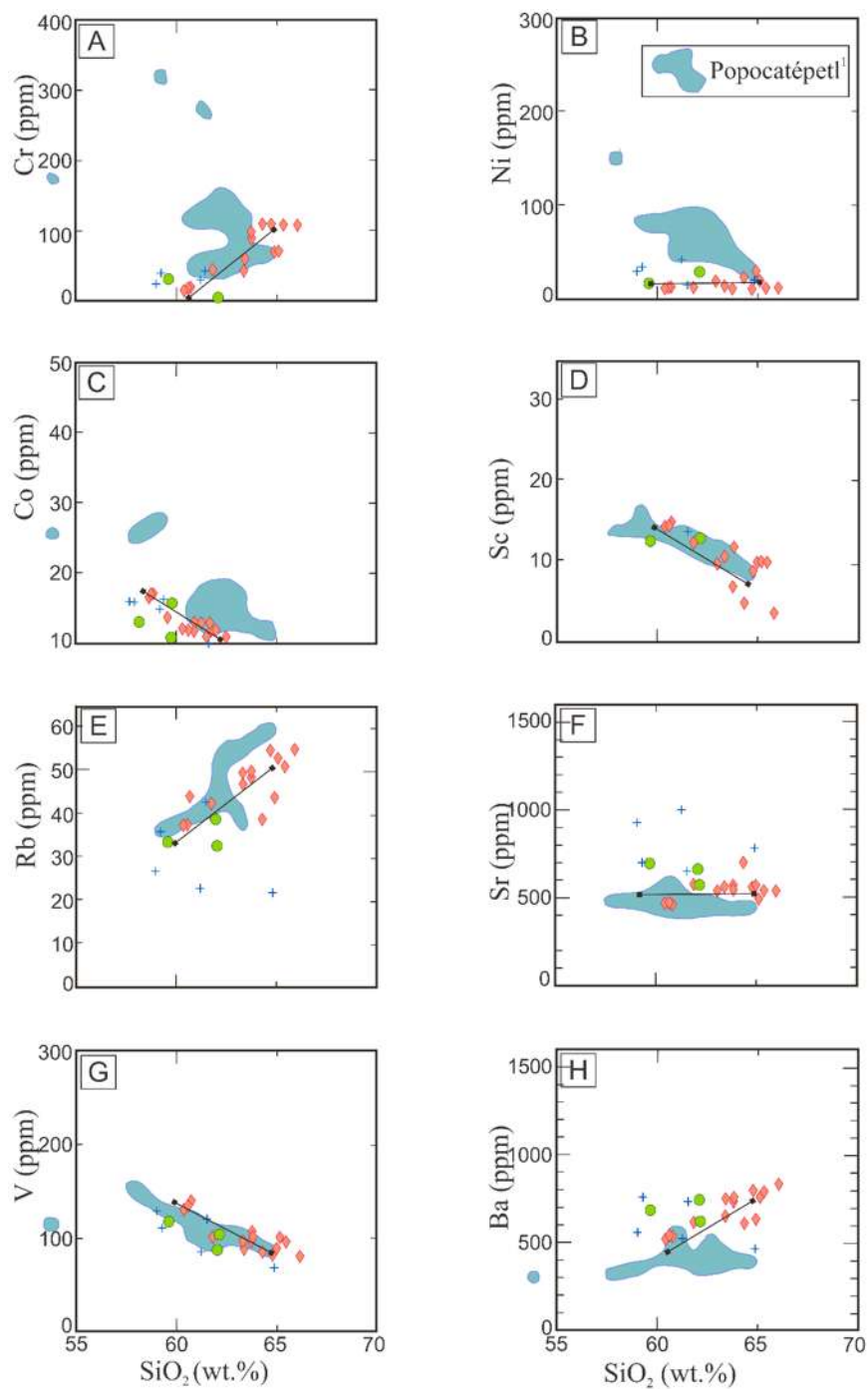


Figura 50. Diagramas bivalentes Harker de elementos traza vs SiO_2 . A. Grafica de Cr vs. SiO_2 . B. Grafica de Ni vs. SiO_2 . C. Grafica de Co vs. SiO_2 . D. Grafica de Sc vs. SiO_2 . E. Rb vs. SiO_2 . F. Grafica de Sr vs. SiO_2 . G. Grafica de V vs. SiO_2 . H. Grafica de Ba vs. SiO_2 . Leyenda en figura 45A. Referencias 1) Schaaf et al. (2005).

9.-Discusión

9.1 Evolución de la actividad efusiva del VC

Con base en la nueva cartografía de las unidades efusivas del VC, su posición estratigráfica, sus características petrográficas, geoquímicas y morfométricas, así como su correlación con trabajos previos, se describe a continuación la evolución de su actividad volcánica efusiva durante el Holoceno y Pleistoceno tardío.

La erupción más antigua analizada en este trabajo es la que originó el flujo de lava Metlac, y aunque no ha sido fechado, Carrasco-Núñez, (1997) estima que data de los inicios de la construcción del cono del VC (~16,000 años AP). Este flujo de lava de composición dacítica fue emitido del cráter central y se desplazó por el flanco este del volcán alcanzando 7.17 km desde la cima, y presenta el mayor volumen de todas las emisiones lávicas del volcán con 1.014 km³.

Por sus características petrográficas y composición química, se puede inferir que fue emitido lentamente sin cambios bruscos de presión, pero sí de temperatura. El que alcanzara gran distancia a pesar de ser una lava viscosa significa que fue emitida a altas temperaturas. Hasta el momento, en la bibliografía no hay ningún depósito explosivo con el que se le pueda asociar, sin embargo, en la historia eruptiva holocénica del volcán y en la columna compuesta (Fig. 2), hay un evento explosivo que lo sobrepasa fechado por Carrasco-Núñez (1998) ocurrido hace ~4,380 A.P. que generó flujos piroclásticos de bloques y ceniza. Por la diferencia de edades, no es posible que Me este asociado a esta erupción.

De acuerdo con los datos existentes, unos 6000 años después ocurrió una nueva erupción central en el VC. Esta erupción emitió un flujo de lava en el flanco norte que emplazó la unidad Tliapa. Este evento ocurrió entre ~10,600 y ~9,400 años AP. Según Hoskuldsson y Robin (1993), se trata del evento más antiguo del volcán durante el Holoceno y proponen que este flujo de lava marca la fase final de un periodo eruptivo conocido como Tlachichuca. Este periodo eruptivo también consistió en episodios explosivos que depositaron flujos de bloques y ceniza (Hoskuldsson y Robin, 1993).

De acuerdo con Hoskuldsson y Robin (1993), seguido de Tliapa se depositó el flujo de lava Vaquería, el cual podría ser de un periodo eruptivo llamado Texmola que ocurrió hace ~2,000

años AP. Posteriormente se depositan los flujos de Jamapa y Jacal, que en la literatura Hoskuldsson y Robin (1993) sugieren que Jamapa es un flujo de lava originado durante el periodo eruptivo de 1537-1613 d.C., durante el cual los mismos autores proponen que se originaron los flujos de Texmalaquilla, Tres Cumbres, Llano Grande y Valle, y que se depositó específicamente en el año 1537 d.C. hacia el flanco norte del volcán; además, se considera al flujo de lava Jacal como parte de Jamapa.

Viendo la problemática relacionada a la falta de información de las edades de los depósitos, y con la información recabada en campo y en la literatura, aún no queda clara la temporalidad de Vaquería, Jacal y Jamapa, lo único que podemos afirmar con base en sus características morfológicas y con las evidencias estratigráficas, es que Vaquería es un flujo con una edad mayor a 2,000 años AP y que Jacal y Jamapa son mucho más viejas de 1537 d.C. Además, por medio de análisis petrográficos y geoquímicos no podemos comprobar que Jacal y Jamapa son unidades distintas o si solo son dos pulsos de la misma erupción (e.j., Erlund *et al.* 2010), pero por las diferencias morfológicas se propone que son independientes y además sabemos que Jacal es más antiguo que Jamapa. Por otro lado, observando sus características morfológicas en este trabajo sugerimos que estas unidades (Tliapa, Vaquería, Jacal y Jamapa) no solo no corresponden con las más jóvenes (Texmalaquilla, Tres Cumbres, Llano Grande y Valle), sino que son las unidades más antiguas después de Metlac.

Las unidades Tliapa, Vaquería y Jamapa tienen una relación estratigráfica clara; las tres son de composición andesítica, que alcanzaron distancias del cráter de 7.8, 9.3 y 3.4 km, emplazando volúmenes de 0.26, 0.42 y 0.71 km³ respectivamente. En ellas encontramos evidencias de procesos de despresurización como anfíboles con bordes de alteración a óxidos y plagioclasas, y de mezcla de magmas como minerales con texturas de reacción (texturas en tamiz, bordes de corrección, y plagioclasas zonadas), por lo que podemos suponer que hubo un proceso de inyección de magma que desestabilizó la cámara magmática, lo que originó estas erupciones (ver sección 9.2 sobre procesos magmáticos). Por la composición de las unidades, el magma inyectado en los tres casos tuvo que ser de composición básica o intermedia, y/o más abundante que el almacenado dentro de la cámara del volcán, además que en el caso de Vaquería y Jamapa al ser depósitos de gran volumen es un indicador de que hubo una gran cantidad de magma involucrado.

Con respecto al flujo de lava Jacal de composición dacítica, se observa que solo recorrió 4.8 km y emplazó muy poco volumen de material (0.17 km^3) en comparación con las lavas más antiguas cuyos volúmenes van de 0.26 a 0.9 km^3 . Con base en sus características petrográficas, este magma fue extruido de manera lenta, donde no intervinieron procesos de despresurización, aunque si hay evidencia de mezcla entre un magma más caliente con uno más frío (ver sección 9.2 sobre procesos magmáticos) (e.j., Pallister *et al.* 2008).

Años después, se emitieron los flujos de lava conocidos en la literatura como flujos Orizaba hacia el flanco sur del volcán rellenando la barranca Malacara. Estos flujos han sido considerados como una sola unidad, y fueron fechados por Cantagrel *et al.* (1984) en una edad de $3,400 \pm 110 \text{ AP}$, , quienes proponen que son la parte final de un periodo eruptivo denominado Jacal, el cual consistió en una erupción Pliniana (Cantagrel *et al.* 1984; Hoskuldsson y Robin, 1993). Algo que no queda claro de los estudios previos es hasta dónde consideran los autores a los flujos Orizaba, si sólo se toma lo que en este trabajo proponemos como flujo Orizaba y flujo Citlaltépetl, o si también se considera a Malacara y Pilancón como parte de éstos. Es importante mencionar que la localidad y posición estratigráfica que estos autores fecharon corresponde a lo que en este trabajo llamamos flujo de lava Orizaba. Con los resultados geoquímicos, petrográficos y morfométricos pudimos determinar que los flujos Orizaba son en realidad cuatro unidades distintas, que denominamos Pilancón, Malacara, Orizaba y Citlaltépetl.

Se considera que primero se depositó el flujo Pilancón que es el que alcanza mayor distancia del cráter 10.6 km, y emplazó un volumen mínimo de 0.46 km^3 de material. Por su viscosidad (poco viscosa) y poco espesor, se estima que fue emitida a altas temperaturas (posiblemente entre $700\text{-}900^\circ\text{C}$ por ser magmas andesíticos), esto si lo comparamos con otros flujos como el Orizaba, donde a pesar de haber emplazado un volumen de 0.8 km^3 no alcanzo gran distancia. En el flujo Pilancón se encontraron fuertes evidencias de mezcla de magmas, diferencias de temperatura entre magmas y un enfriamiento rápido, aunque no hay evidencias de despresurización, por lo que podemos inferir que esta erupción fue catalizada por la llegada de un batch de magma en la cámara, pero que no ocurrió de manera súbita, lo que explica su actividad efusiva, ascendiendo lentamente y enfriándose de manera rápida (Ver sección 9.2 sobre procesos magmáticos) (e.j., Pallister *et al.* 2008).

Posteriormente, se emitió el flujo de lava Malacara también hacia el sur, sobreyaciendo al flujo Pilancón y alcanzando una distancia de 8.6 km del cráter y emplazando 0.72 km³. Después se depositó el flujo Orizaba conformado por al menos ocho pulsos (estos se observaron mediante la imagen satelital y en campo), que cubrieron de manera parcial a las unidades Pilancón y Malacara, alcanzó 7.1 km y emplazó un volumen mínimo de 0.8 km³. Sobre éstos se depositó el flujo más joven, denominado flujo Citlaltépetl que alcanzo apenas 3.1 km del cráter y emplazo 0.42 km³.

En cuanto a las características eruptivas de estos flujos (todos de composición dacítica), podemos decir que los tres tienen características petrográficas bastante similares, que indican que ocurrieron como producto de una mezcla de magmas que despresurizó la cámara magmática, generando un ascenso brusco del magma que luego sufrió un enfriamiento rápido (e.j., Cantagrel *et al.* 1984; Rossotti *et al.* 2006). La única diferencia notable entre los flujos de lava es que Orizaba presenta más evidencias de mezcla de magmas, por lo que puede que los magmas que originaron esta erupción estuvieran más tiempo en contacto antes de ser extruidos.

Posteriormente, la actividad migró al este del cráter, emitiendo el domo Cascada sobre el flujo Metlac. En la literatura se propone a esta unidad como un flujo de lava que corresponde a un episodio eruptivo denominado Texmola que ocurrió hace ~2,000 años, al cual también se hace referencia que pertenece el flujo de lava Vaquería, sin embargo, aquí se considera como una unidad independiente por su distribución, y características petrográficas y geoquímicas distintas. Esta unidad de composición dacítica recorrió apenas 1.8 km del cráter y emitió un volumen mínimo de 0.2 km³. Por sus características morfométricas sabemos que fue producto de un magma muy viscoso que se extruyo a bajas temperaturas y no fue capaz de fluir grandes distancias. Un ejemplo claro de este tipo de comportamiento donde hay extrusión de domos es el Popocatépetl (e.j., Macías *et al.*, 2020). En este trabajo lo caracterizamos como un domo, por su poca fluidez, y pudimos verificar que el flujo de lava Vaquería y Cascada son diferentes en cuanto a sus características petrográficas y geoquímicas, por lo que no pueden ser parte de la misma erupción.

La unidad Cascada es de composición dacítica, recorrió apenas una distancia de 1.8 km del cráter y emitió un volumen mínimo de 0.2 km³. Por sus características morfométricas

sabemos que fue producto de un magma muy viscoso que se extruyó a bajas temperaturas y no fue capaz de fluir grandes distancias, y por sus características petrográficas sabemos fue originado debido a una mezcla de magmas a distintas temperaturas, y que subió lentamente a la superficie donde sufrió un enfriamiento rápido.

Posteriormente, en una temporalidad similar ocurrió la erupción que originó al depósito de flujo de lava Revolcadero de Lobos. De este flujo no se sabe mucho, solo que sobreyace un depósito de flujo de bloques y ceniza fechado por Cantagrel *et al.* (1984) en $\sim 4,060$ años AP. Esta unidad de composición dacítica avanzó por el flanco oeste del volcán alcanzando una distancia de 3 km, emitiendo un volumen mínimo de 0.47 km^3 . Por sus características petrográficas podemos suponer que se trata de un flujo donde la mezcla de magmas no fue tan significativa ya que sus minerales no presentan tantas texturas de reacción.

Se presume que los flujos de lava más jóvenes del VC son Valle, Llano Grande, Tres Cumbres y Texmalaquilla, y su relación estratigráfica es muy fácil de observar en campo. En trabajos previos, Hoskulsson y Robin (1993) proponen que son producto de un evento eruptivo ocurrido entre 1537-1613 d.C., siendo el flujo de lava Valle el más antiguo emplazado en 1545 d.C., seguido de Llano Grande hace 1566 años d.C., y para finalizar, proponen que en 1613 termina este evento con el emplazamiento de Tres Cumbre y Texmalaquilla, los cuales son descritos como la misma unidad. Sin embargo, gracias a los fechamientos que realiza Alcalá-Reygosa *et al.* (2018) de los flujos de lava Valle ($3,030 \pm 70$ años AP) y Texmalaquilla ($1,450 \pm 35$ años AP) sabemos que estos flujos son mucho más antiguos, por lo que conociendo la edad de la unidad más joven (Texmalaquilla) y más vieja (Valle), sabemos que Tres Cumbres y Llano Grande deben haberse emplazado en un periodo de tiempo de $\sim 1,500$ años, que es la ventana de tiempo que paso entre el emplazamiento de la unidad superior e inferior

Tanto como Valle, Llano Grande, Tres Cumbres y Texmalaquilla son de composición dacítica y recorriendo distancias de 5.2, 3.2, 1.5 y 2.4 km, emplazando volúmenes mínimos de 0.41, 0.28, 0.08 y 0.12 km^3 . Empezando por el flujo de lava Valle, este no tiene evidencias fuertes de mezcla de magmas ni de procesos de despresurización, aunque hay algunas que nos indican diferencias de temperatura en el magma, por lo que pudo haber una mezcla entre

magmas de composiciones similares a distintas temperaturas, que ascendieron de manera lenta a la superficie.

En cuanto a Llano Grande y Tres Cumbres, ambas unidades presentan evidencia más sólida de procesos de asimilación en sus minerales (texturas en tamiz, bordes de corrosión, coronas de reacción. Véase Winter, 2001), lo que indica mezcla de magmas, sin embargo, no tienen indicios de que haya habido un ambiente de despresurización, por lo que se concluye que fueron erupciones donde el magma ascendió de manera lenta a la superficie.

Por último, la unidad Texmalaquilla, al igual que la unidad Valle, no presenta tantas características petrográficas que indiquen que ocurrió una mezcla de magmas, sin embargo sí presenta características de despresurización, por lo que el proceso interno en la cámara magmática previo a la erupción debió haber sido muy similar a lo que ocurrió con la unidad Valle; sin embargo, en este caso debió ocurrir un evento de despresurización que generó un ascenso rápido del magma y posteriormente un enfriamiento rápido del magma (Ver sección 9.2) (e.j., Cantagrel *et al.* 1984).

9.1.2 Relaciones morfométricas vs. composición química

El comportamiento esperado de un flujo de lava es que entre mayor sean las concentraciones de SiO_2 en el magma, también aumentará la cantidad de fenocristales en su estructura, por lo que será un magma más viscoso y por consecuencia no será capaz de fluir sobre grandes distancias (e.j., Wadge *et al.* 1975; Lipman y Banks, 1980). Al comparar el % de fenocristales de cada flujo con respecto a la distancia alcanzada (Fig. 53A) no se observa ninguna clase de tendencia, ya que tanto las lavas con pocos y muchos fenocristales tienen una distribución de distancia aleatoria. Sin embargo, el análisis muestra una correlación negativa entre el porcentaje de SiO_2 vs. la distancia, lo que nos indica que en términos generales los magmas con mayor porcentaje de SiO_2 son los que alcanzan menor distancia, y viceversa (Fig. 53B). Igualmente, al graficar la relación entre el % de fenocristales y el de SiO_2 (Fig. 53C), el resultado muestra una correlación positiva entre ambos parámetros, indicando que entre mayor es el porcentaje de SiO_2 mayor es el porcentaje de fenocristales.

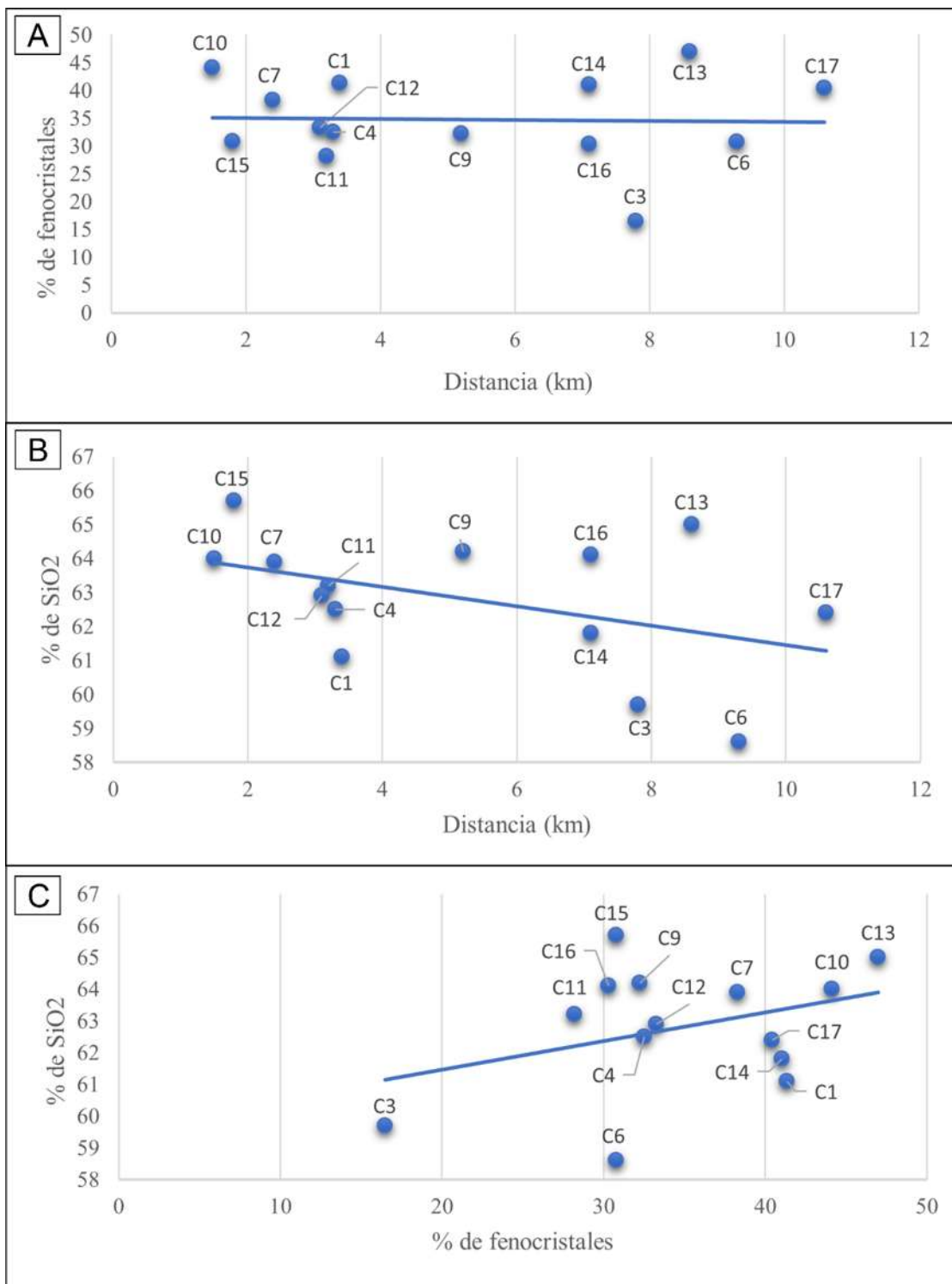


Figura 51. A. Gráfica de % de fenocristales vs. distancia (km). En la gráfica se puede observar que no hay una relación entre ambos parámetros. B. % de SiO₂ vs. distancia (km). En la gráfica se puede observar que hay una correlación negativa entre ambos parámetros. C. % de SiO₂ vs. % de fenocristales. En la gráfica se puede observar que hay una correlación positiva entre ambos parámetros.

Observando las relaciones anteriores, parece que, aunque el % de SiO₂ sí controla en parte la distancia que han alcanzado los flujos de lava, no hay una tendencia bien marcada que sustente esta afirmación, además de que no hay una correlación entre la distancia y el % de fenocristales, por lo que para dar una explicación contundente deberíamos considerar los demás parámetros que controlan la morfometría de un flujo de lava, que son: la pendiente y la temperatura (e.j., Naranjo *et al.*, 1992; Walker 1973a)

9.2 Variaciones petrográficas e implicaciones petrogenéticas

Las rocas de las unidades de este trabajo presentan composiciones químicas intermedias-félsicas tipo andesita y dacita (58.67 a 65.77 wt% de SiO₂). Esta tendencia es compartida con los datos obtenidos en estudios previos del Espolón de Oro y Torrecillas (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010). Todas las muestras de este trabajo, y las obtenidas en la literatura de los edificios antiguos del VC tienen afinidad subcalina (Fig. 50B), lo cual es típico de rocas ígneas de arco continental asociado a un ambiente tectónico de subducción y corresponde con el patrón general observado en la FVTM (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

La petrografía y geoquímica son herramientas clave para comprender algunos procesos magmáticos que tuvieron lugar antes y durante la actividad magmática. En este capítulo se explica el por qué y las evidencias encontradas de dichos procesos magmáticos.

9.2.1 Mezcla de magmas

En este trabajo hay varias evidencias que respaldan la mezcla de magmas asociadas a erupciones efusivas que describiremos a lo largo de este capítulo, la primera es que en campo se encontraron tanto fragmentos de lava, como escorias y pómez donde se aprecian bandeamientos de colores claros y oscuros, propios de una mezcla de magmas (e.j., Siebe *et al.*, 1991)(Fig. 53).

En la literatura hay varios autores que presentan evidencia de que ocurren procesos de mezcla de magmas en el VC. Los primeros son Cantagrel *et al.* (1984), quienes encuentran evidencia de magmas heterogéneos (andesitas y dacitas) en depósitos de flujos de ceniza y escoria fechados en el Holoceno. Posteriormente, Hoskuldsson y Robin (1993) sugieren procesos de mezcla de magmas como catalizadores de algunas erupciones explosivas, además de

encontrar en campo fragmentos de lava y de piroclastos con bandeamientos. Otros autores que también presentan este tipo de evidencias de mezcla de magmas en erupciones holocénicas son: Carrasco-Nuñez y Rose (1995); Carrasco-Nuñez y Gomez-Tuena (1997) y Rossotti *et al.* (2006).

Una textura petrográfica común que evidencia la mezcla de magmas es la textura en tamiz, que se encontró casi exclusivamente en plagioclasas, a excepción de la unidad Texmalaquilla donde también se encontró en ortopiroxenos. Esta textura indica un proceso de reabsorción del mineral, en el cual partes pequeñas del mineral son integradas nuevamente al magma, aunque también puede ocurrir por un enfriamiento rápido del magma en el que partes del fluido son encapsuladas dentro del mineral (e.j., Winter, 2001) o también debido a mezcla de magmas, como se puede observar en el trabajo publicado por Anderson (1976) donde se correlacionan dichas texturas con este proceso magmático. Además, en más de la mitad de las muestras se observaron plagioclasas con texturas de bordes de corrosión; estos se forman por alteración química provocada por cambios en la composición del magma que también pueden indicar mezcla de magmas (e.j., Anderson, 1976; Winter, 2001).

Otra textura petrográfica común de mezcla de magmas es el zoneamiento en plagioclasas y esporádicamente en anfíboles (e.j., Castro y Rosa, 1991). Este fenómeno ocurre cuando hay un cambio composicional en el mineral durante su crecimiento que puede ser originado por diversos procesos que causan la pérdida de equilibrio en el sistema magmático, donde el cristal nuevo crece alrededor de la parte antigua o ya formada. En el caso de las plagioclasas, un zoneamiento directo (centro cálcico, borde sódico) nos podría indicar un proceso de cristalización fraccionada de un magma que se enfria con el paso del tiempo, mientras que un zoneamiento inverso (centro sódico, borde cálcico) es un indicador de una variación en la temperatura (e.j., Winter, 2001; Pallister *et al.* 2008; Rutherford, 2008) que podría significar mezcla de magmas, como se muestra en el trabajo de Anderson (1976), donde describe plagioclasas y piroxenos zonados por procesos de mezcla de magmas en los volcanes de East Sand Butte, Monte Sasha y Medicine Lake en California, así como en el Monte Pavlov, Alaska. En este trabajo no se tienen datos geoquímicos sobre la composición diferenciada en las plagioclasas zonadas, por lo que no podemos utilizar esta textura de zoneamiento para

confirmar la mezcla de magmas, por lo que sería necesario hacer un análisis de diferenciación geoquímica en las plagioclasas para respaldar esta idea.

Algo importante a considerar es que un proceso de mezcla de magmas puede tener como consecuencia una despresurización de la cámara magmática (aunque no es una condición) por diferentes factores (inestabilidad del aparato volcánico, explosiones subitas por aumento de presión, etc.) como lo sustentan Sparks *et al.* (1977) y Sosa-Ceballos *et al.* (2012), donde hablan de los mecanismos desencadenantes de una erupción a raíz de una mezcla de magmas donde el magma nuevo se encuentra a más altas temperaturas y con mayor contenido de gases lo que desestabiliza la cámara magmática. Esta despresurización da como resultado una textura de bordes de reacción a óxidos en anfíboles, que es bastante común en la mayoría de las muestras de este trabajo (Jamapa, Tliapa, Vaquería, Texmalaquilla, Citlaltépetl, Malacara, y Orizaba). Este proceso ocurre cuando un magma con alto contenido de agua pierde presión rápidamente y los minerales hidratados como el anfíbol liberan el agua y se oxidan, formando óxidos de Fe o piroxenos alrededor del mineral (e.j., Winter, 2001; Pallister *et al.*, 2008; Rutherford, 2008). Cuando estos minerales reemplazan por completo al anfíbol solo permanece lo que se conoce como fantasma, que es la forma del mineral antiguo pero conformada por el nuevo mineral. Este proceso nos puede dar indicios de cambios bruscos en la presión confinante del magma, por lo que podríamos suponer que el catalizador de la erupción fue la despresurización de la cámara magmática durante una erupción explosiva. Los bordes de reacción en anfíboles fueron empleados por Rutherford (2008) para describir procesos de descompresión durante la erupción del volcán Santa Elena el 18 de mayo de 1980, en donde el magma ascendió de 2-3 m/s a la superficie, ya que en su trabajo logran estimar la tasa de ascenso del magma modelando la tasa de reacción de ciertos minerales (anfíbol, biotita y sulfatos de Fe) con el fundido durante un ascenso rápido.



Figura 52. Bloque juvenil encontrado en campo sobre la unidad Metlac, donde se evidencia el bandeamiento que sugiere la mezcla de magmas. En la parte superior se observa un magma más claro y la parte inferior uno más oscuro, el círculo amarillo es una moneda de diez pesos mexicanos que sirve como escala.

9.2.2 Asimilación cortical y de sedimentos marinos

Un indicador de procesos de asimilación cortical es la presencia de xenolitos en los flujos de lava Citlaltépetl, ya que son una referencia de la interacción de los magmas que alimentan al volcán con el substrato. En este caso, el basamento está compuesto por lutitas y calizas del Cretácico (Yáñez-García y Durán, 1982), sin embargo no se encontraron xenolitos con estas características, pero no por esto se descarta que haya ocurrido este proceso, ya que en investigaciones publicadas por Siebe *et al.* (1993), y Schaaf y Carrasco-Núñez (2010), se reportan xenolitos correspondientes a estas rocas sedimentarias.

En los xenolitos de Llano Grande-2, Cascada y Malacara, por su gran contenido de plagioclasas (mayor a 70%) en todas las muestras y por su contenido en anfíboles, podemos sugerir que se tratan de rocas plutónicas de composición diorítica. Por otro lado, los xenolitos de Llano Grande-1 y Tres Cumbres tienen un bajo contenido de plagioclasas y un alto contenido de piroxenos, por lo que podemos suponer que se tratan de rocas plutónicas de composición gabroica. Lo importante a resaltar es que estos xenolitos en diferente medida tienen la misma asociación mineral de los flujos de lava y mismas características minerales, por lo que es más probable que provengan del mush, o de alguna zona cristalizada de la cámara magmática que puede estar siendo reabsorbida por los nuevos magmas (e.j., Ruprecht *et al.*, 2012; Camejo-Harry *et al.* 2018; Cooper *et al.* 2019). Un ejemplo de esto es el caso

del volcán Popocatepetl, donde se describió una granodiorita que interaccionó con el magma de la erupción Pliniana denominada Tutti frutti de 14,100 años descrita por Sosa *et al.* (2012), y que muestra que este proceso también ocurre en otros volcanes de la FVTM.

Otra evidencia de asimilación cortical el enclave de Texmalaquilla, ya que es el único con textura correspondiente a una roca volcánica extrusiva

El enclave Texmalaquilla podría corresponder a una andesita o dacita, donde la mayoría de sus minerales han sido reemplazados por epidota; lo más evidente es en los anfíboles ya que se conserva el fantasma de estos minerales. Una propuesta sobre el origen de este enclave es que puede provenir del VC y pertenece a un flujo antiguo. Si indagamos en la historia del Pico de Orizaba podemos ver que se ha caracterizado por fases de gran actividad hidrotermal, que han llegado a desestabilizar el cono volcánico generando avalanchas de escombros, como la de Tetelzingo ocurrida en el Pleistoceno tardío, que deposito 1.8 km^3 de material, cubriendo un área de 143 km^2 , y que además tuvo como consecuencia un lahar que recorrió 85 km de distancia (Carrasco-Núñez *et al.*, 1993). Por lo tanto, teniendo en cuenta que la epidota es un mineral cuya formación puede ser hidrotermal, la evidencia sugiere que estamos viendo un enclave hidrotermalmente alterado, además de que en campo se observó una abundancia de lo que podrían ser enclaves.

Otras evidencias que podrían sugerir los procesos de contaminación cortical, las podemos observar en el diagrama de tierras raras donde las muestras del VC presentan un comportamiento similar comparadas con las muestras obtenidas por Schaaf y Carrasco-Núñez (2010) de Torrecillas y Espolón de Oro (Fig. 39 B). Aunque las del VC (del presente trabajo) están ligeramente más enriquecidas en tierras raras, la diferencia no es significativa, lo que indica procesos de contaminación cortical muy similares entre los tres conos, a comparación de los datos del Popocatepetl (Macías *et al.* 2020) y el volcán de Fuego de Colima (Crummy *et al.* 2019), donde vemos patrones distintos en las concentraciones de tierras raras (Fig. 39 B).

En el diagrama multielemental normalizado a manto primitivo también se observa la misma tendencia donde hay más enriquecimiento en elementos incompatibles con respecto a los compatibles. Dentro de las anomalías más significativas tenemos una anomalía negativa de Nb que según Schaaf y Carrasco-Núñez (2010) interpretan como producto de contaminación

por parte de la cuña del manto o por un proceso de fusión parcial en la corteza. La anomalía positiva de Pb puede deberse a una asimilación de sedimentos provenientes del slab (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010). Otras anomalías que respaldan el proceso de asimilación cortical son las anomalías positivas de U y Th, que se encuentran presentes en todas las muestras (Fig. 39 A) (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010). Sin embargo, con los resultados obtenidos en este trabajo no podemos respaldar plenamente esta idea, ya que son necesarios análisis isotópicos de elementos como el Pb o Nb para poder afirmar que se trata de asimilación de la cuña del manto.

Otro aspecto relevante que podemos saber gracias a los elementos traza es si en nuestras unidades hay contaminación de fuentes externas al magma, como se puede observar en el diagrama de la figura 52 A, que nos muestra tendencias relacionadas con la contaminación de la corteza superior e inferior, donde se aprecia que las muestras del VC se agrupan hacia la corteza superior, ya que este diagrama sirve para discriminar si hay contribución de elementos litófilos de baja energía iónica, los cuales se concentran en la corteza (como el Ba) (Chako-Tchamabé *et al.*, 2020; Schaaf *et al.*, 2005). Si comparamos con los datos del Popocatepetl (Macías *et al.* 2020), vemos que también muestran contaminación cortical pero en proporciones menores.

Unos de los primeros autores en hablar de una posible asimilación cortical fueron Siebe *et al.* (1993), quienes encontraron evidencias de asimilación en un flujo de bloques y ceniza con edad de ~4,000 años A.P. Posteriormente, estudios de Schaaf y Carrasco-Núñez (2010) sobre los parámetros geoquímicos de las rocas de Torrecillas, Espolón de Oro, y algunas del VC, concluyeron que todas las evidencias indican una mezcla de magmas basálticos derivados del slab con sedimentos marinos acarreados durante el proceso de subducción; sin embargo, también consideran que este proceso pudo ser por asimilación magmática de la corteza media y/o superior (Fig. 54A).

Los diagramas de las figura 54B y 54C nos sirven para determinar si las unidades muestreadas tienen un origen magmático común, ósea que provengan de una misma cámara magmática o reservorio (Chako-Tchamabé *et al.* 2020). Como podemos ver en las gráficas, todas las muestras pertenecientes al volcán, incluidas las de Espolón de Oro y Torrecillas (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010) se agrupan, además de que siguen cierta tendencia positiva

en la relación de elementos compatibles e incompatibles, lo que indica que hay un aporte de la corteza de elementos litófilos (Fig. 54A). Como contraste, tenemos las muestras del volcán Popocatepetl (Macías *et al.* 2020) que también se agrupan, pero con rangos de valores distintos, lo que muestra un origen magmático diferente. Estos resultados son de gran importancia ya que nos sugieren que los magmas que emplazaron a las unidades descritas en esta tesis pudieran ser cogenéticos, y nos indica que también los flujos de lava de las unidades más viejas (Torrecillas y Espolón de Oro) pueden provenir de la misma fuente, por lo que los resultados sugieren que la cámara magmática del VC ha estado activa desde hace 0.65 Ma, sin embargo, es necesario tener más estudios (principalmente isotópicos) para poder afirmar esta idea.

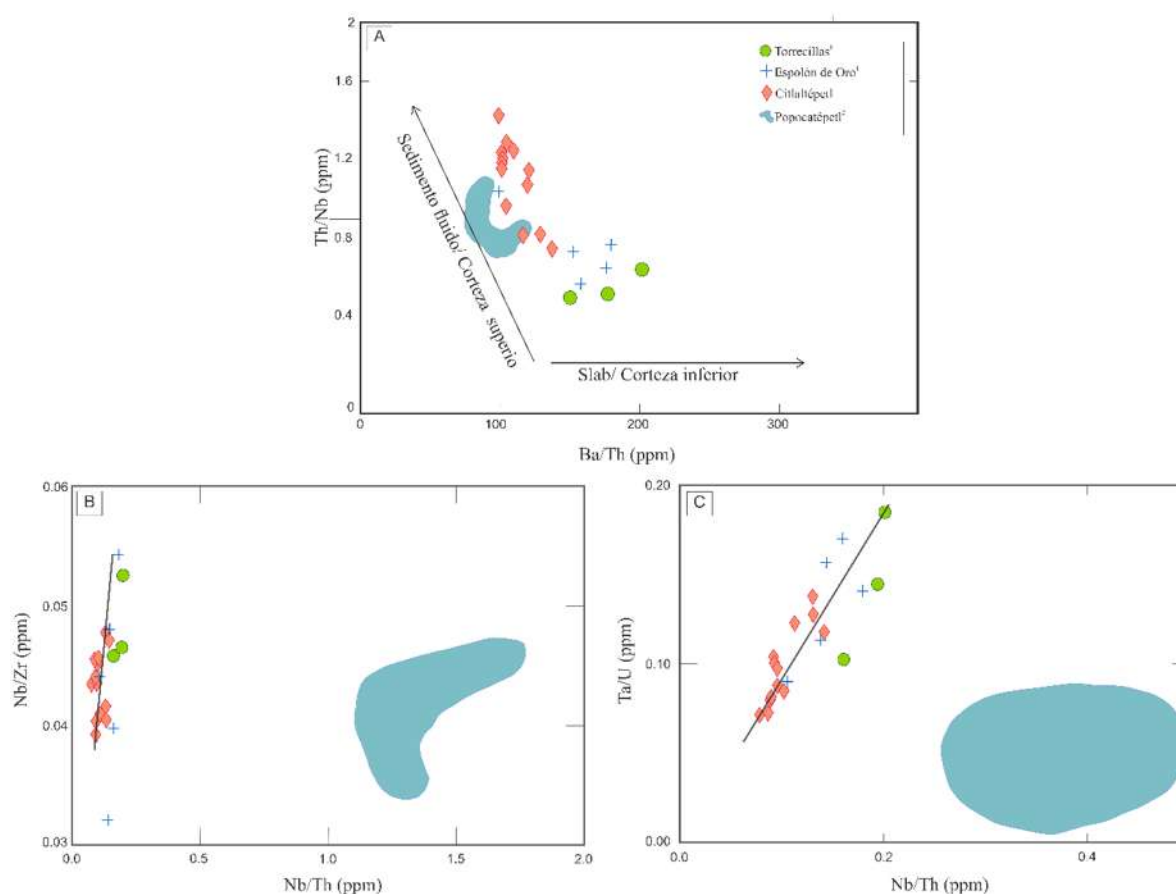


Figura 53. Diagramas para determinar origen magmático y contaminación cortical. A. Gráfica de Ba/Th vs. Th/Nb para contaminación cortical (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010). B y C. Gráficas de Nb/Th vs. Ta/U y Nb/Th vs. Nb/Zr para determinar si proviene de una misma fuente magmática. Referencias: 1) Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010, 2) Macías *et al.* 2020

9.2.3 Cristalización fraccionada

Dentro de nuestros resultados, un diagrama que nos puede dar indicios de cristalización fraccionada es el AFM (Fig. 48 C), donde podemos observar que las muestras del VC pertenecen a la serie calco-alcalina, siguiendo una tendencia positiva hacia un mayor contenido de álcalis, un menor contenido de FeO, y manteniéndose ligeramente constante en el contenido de MgO. Esto nos indica en términos generales que son magmas evolucionados que han estado más tiempo en contacto con la corteza continental o dentro de la cámara magmática (Rollinson, 1993).

Esto es relevante ya que la tendencia observada en el diagrama AFM, en general, parece indicar una evolución del magma inyectado en la cámara magmática del VC con el tiempo. De manera general pareciera que algunas lavas jóvenes son las más evolucionadas (Pilancón, Malacara y Tres Cumbres) y las más viejas las menos evolucionadas (Tliapa y Vaquería), pero algunas de éstas parecen no seguir esa tendencia. Algunas lavas (Metlac y Jamapa) se encuentran en el extremo opuesto del valor que deberían presentar si seguimos el mismo razonamiento. Aunque este aumento de FeO en las unidades más jóvenes podría explicarse debido a una inyección de un magma joven más profundo de composición más básica (mezcla de magmas), o a una asimilación de algún cuerpo más máfico como un gabro, ya que hay evidencia en los xenolitos de Tres Cumbres y Llano Grande (dos de los flujos más jóvenes que presentan menor evolución) de que se pueden encontrar este tipo de rocas en el substrato, como se evidencia en el artículo publicado por Castro y Rosa (1991) donde hablan de la interacción de enclaves tonalíticos en rocas de composición granítica. En este sentido, las muestras de los edificios antiguos del VC presentan un comportamiento similar, aunque las correspondientes a Torrecillas presentan un ligero empobrecimiento en MgO a comparación de las muestras del edificio actual (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010).

Otra forma de ver si un magma está evolucionando dentro de la cámara magmática (y está ocurriendo un proceso de cristalización fraccionada) es por medio de diagramas Harker de elementos mayores, ya que en estos se puede observar si los elementos mayores disminuyen o incrementan con respecto al porcentaje de sílice. Si existe una tendencia negativa de estos elementos con respecto al SiO₂ es indicativa de que el magma se está empobreciendo en dichos elementos y normalmente se le asocia a un proceso de cristalización fraccionada

(Rollinson, 1993; John D. Winter, 2001). Sin embargo, para poder afirmar que hay un proceso generalizado de cristalización fraccionada, la muestra correspondiente a la unidad más vieja debería ser la más enriquecida en estos elementos, y la más joven la más empobrecida, y lamentablemente esto no sucede con las muestras del VC, a pesar de que la línea de tendencia sugiere lo contrario (Fig. 48).

Los resultados observados en los diagramas Harker de elementos menores (Fig. 50) también sugieren procesos de cristalización fraccionada, ya que al igual que en los diagramas Harker de elementos mayores, estos tienden a mostrar tendencias proporcionales o inversamente proporcionales al contenido de SiO₂, lo que sugiere una evolución del magma. Cuando comparamos los datos de Espolón de Oro y Torrecillas (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010) se puede notar que estos también siguen la misma tendencia que los del VC. Los resultados también fueron comparados con los del Popocatepetl obtenidos de Schaaf *et al.* (2005), y en algunos diagramas como los de Sc, Sr y V, las tendencias son similares (Fig. 50).

Con las evidencias mencionadas, parece ser que este proceso de cristalización fraccionada sucede, pero por etapas, donde se sugiere que hay ciclos de inyección de magma en la cámara magmática que la enriquecen en elementos y posteriormente ocurre este proceso de cristalización fraccionada antes de la llegada de un nuevo batch de magma que vuelve a enriquecer la cámara magmática (e.j., Morgavi *et al.*, 2022). Esto también podría ser explicado por procesos de asimilación cortical, en el que elementos de la corteza estén enriqueciendo el magma. Este fenómeno es explicado por Winter (2001), y por Ruprecht *et al.* (2012) para el caso del volcán Quizapa, Chile, donde la asimilación de un cuerpo intrusivo modifica la composición de los magmas. Por otro lado, algunos autores (Siebe *et al.*, 1993; Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010) proponen procesos de cristalización fraccionada dentro del magma asociada a erupciones holocénicas del VC, sin embargo, no son concluyentes, y solo lo sugieren como un proceso implicado que sucede acompañado de mezcla de magmas y asimilación cortical.

9.2.4 Otros procesos

Por último, se encontraron minerales con textura esquelética, principalmente en anfíboles y plagioclasas, aunque también se observaron en piroxenos (ortos y clinos (p.j., figs. 27 E y 44 E)). Esta textura se forma cuando los cristales se desarrollan rápidamente,

producto de un enfriamiento rápido del magma, por lo que el cristal comienza a crecer preferencialmente hacia las esquinas y bordes del mineral en vez de hacia las caras (e.j., Winter, 2001). Esta textura es un indicador de enfriamiento rápido; sin embargo, en todas las muestras estos minerales se observan junto con algunos otros euhedrales, por lo que se puede suponer que son indicativos de una o varias fases de enfriamiento rápido muy similar a los resultados de Pallister *et al.* (2008) donde observaron que algunos domos del Monte Santa Helena pasan por dos o más fases de enfriamiento.

9.3 Implicaciones para el riesgo volcánico

En el capítulo 6 se mencionaron algunas de las características que hacen que un depósito efusivo pueda representar un riesgo para la población, y el principal factor de riesgo es cuando el elemento vulnerable se encuentra justo en la trayectoria del flujo, de otra manera es muy difícil que un flujo de lava pueda tener afectaciones directas.

En el caso del VC, el flujo lava Pilancón es el que ha alcanzado mayor distancia desde el cráter llegando a los 10.6 km. Según el Atlas Nacional de Riesgos (2024), en la actualidad hay alrededor de 14,000 personas viviendo dentro de este radio, que habitan 4,179 viviendas, hay 91 escuelas y cuatro centros de salud. Sin embargo, estos flujos tienden a encañonarse en las barrancas del volcán, donde dentro de este radio no hay ninguna localidad asentada actualmente, por lo tanto, pareciera que realmente la población no se encuentra expuesta ante estos peligros, pero sí pueden verse seriamente afectadas de manera indirecta, ya que en esta área podemos encontrar gran cantidad de caminos y tierras destinadas a la agricultura.

Dentro de los 10.6 km la cara este del volcán es la que tiene mayor grado de vulnerabilidad, ya que es donde se encuentra San José Pilancón, Pilancón y San Miguel Chinela, que son las localidades más grandes y cercanas al volcán, por lo que hay gran cantidad de carreteras y brechas que conectan entre poblados, las cuales serían directamente afectadas en caso de que un flujo de lava alcanzara esta distancia, además de que en esta zona es donde se encuentra la mayor cantidad de tierras para la agricultura. Por otro lado, los poblados, aunque muy difícilmente pudieran ser alcanzados por un flujo de lava, sí podrían verse afectados por incendios provocados por la erupción.

Un ejemplo claro de esta situación ocurrió en el volcán La Palma, donde a causa de los flujos de lava se reportaron numerosos incendios que afectaron principalmente viviendas,

plantaciones y áreas naturales (Milford *et al.*, 2023), o los incendios constantes en los alrededores del volcán Merapi, en Indonesia que generan afectaciones en las zonas de cultivo y que han ido en aumento a causa de la deforestación (Rahman *et al.*, 2024).

Otro elemento vulnerable es el entorno natural del Parque Nacional Pico de Orizaba, donde en caso de una erupción, además del área que pueda ser afectada directamente por el flujo de lava, también podría ser severamente afectado por incendios y generar estragos en la flora y fauna de la región.

Otra consecuencia de este tipo de eventos en estratovolcanes de gran altura es el derretimiento de glaciares, ya que al ser fácilmente derretidos, pueden llegar a generar lahares, los cuales si pueden viajar mucho más lejos y pueden afectar poblaciones a decenas de km de distancia, como ocurrió en Armero, Colombia que es el caso más famoso donde fallecieron ~23,000 personas a causa de este fenómeno (Alvarado y Paniagua, 1987; Lowe *et al.*, 1986), y se sabe que el Pico de Orizaba ha producido varios eventos que han desencadenado lahares durante el Holoceno, siendo el más grande registrado en la literatura uno ocurrido hace ~4,000 años que viajó ~35 km del volcán (Carrasco-Núñez, 1998).

Hasta este punto podemos ver que las poblaciones cercanas puede que no se vean gravemente afectadas en caso de la emisión de un flujo de lava, sin embargo, gracias al análisis estratigráfico hecho a partir de la literatura, sabemos que varios de los flujos emitidos solo fueron una fase de una erupción mucho más compleja y explosiva, que no solo emplazó flujos de lava, si no que emitió productos mucho más peligrosos y de mucho mayor alcance, como caída de ceniza, flujos de bloques y cenizas, y flujos piroclásticos, como es el caso de las unidades Tliapa y Orizaba que estratigráficamente se observa que están asociadas a procesos eruptivos mucho más explosivos. Sin embargo, aunque no lo podemos determinar con los resultados obtenidos, podemos suponer que varias de las unidades pudieran estar ligadas a fases explosivas del volcán, principalmente aquellas que en su petrografía presentan procesos de rápida cristalización, despresurización y mezcla de magmas.

10.- Conclusiones

La actividad efusiva del VC durante el holoceno es compleja y cada una de sus erupciones tiene características particulares, sin embargo, con los resultados estratigráficos, geomorfológicos, petrográficos y geoquímicos se pudo describir y comprender la actividad efusiva en el Holoceno. Aunque no se conoce con certeza la temporalidad de algunos flujos de lava, se pudo hacer una construcción estratigráfica que se ajusta a las observaciones en campo y la literatura, la cual nos permitió establecer la evolución volcánica de la actividad efusiva en el VC durante el Holoceno y se pudo cumplir con los objetivos enmarcados en la presente tesis.

Además al tener evidencia de procesos petrogenéticos como mezcla de magmas y contaminación cortical, los cuales también fueron descritos en depósitos explosivos, podemos sugerir que hay una relación entre las erupciones explosivas y efusivas, sin embargo en este trabajo no tenemos las evidencias necesarias para confirmarlo.

A continuación, se enlistan las conclusiones obtenidas:

- En este trabajo se estudia por primera vez la estratigrafía, petrografía y geoquímica de la actividad efusiva del VC durante el Holoceno, presentando un mapa actualizado de estos depósitos.
- Se registraron al menos 14 flujos de lava y un domo asociado a erupciones holocénicas. Los flujos de lava emitieron volúmenes de magma entre 0.08 y 1.01 km³, alcanzando distancias de entre 1.5 y 10.6 km desde el cráter. Los magmas con menor porcentaje de SiO₂ alcanzaron mayores distancias desde el cráter.
- Todos los depósitos corresponden a unidades independientes, sin embargo, en el caso de las unidades Jamapa y Jacal es necesario realizar fechamientos para confirmar esta distinción. Además, como se observó en el análisis estratigráfico del Holoceno, la mayoría de las unidades podría estar relacionadas con fases explosivas, por lo que es necesario realizar un trabajo que una ambas partes.
- Gracias a las texturas de reacción encontradas en los minerales y a los resultados geoquímicos, podemos concluir que hay fuertes evidencias de procesos de asimilación cortical y mezcla de magmas. También se encontraron evidencias de cristalización fraccionada, sin embargo, estas últimas no son concluyentes, por lo que

se sugiere hacer más análisis geoquímicos como microsonda a plagioclasas zonadas y a inclusiones para comprobarlo.

- Tres de los flujos de lava son de composición andesítica y el resto de composición dacítica. Los más antiguos (a excepción de Metlac) son los que presentan la composición andesítica y todos se encuentran depositados en el flanco norte del volcán, lo que indica una morfología antigua del cráter que favorecía esta dirección en los flujos.
- Los resultados geoquímicos indican que las lavas del VC tienen firma de magmas de arco volcánico continental relacionado a una zona de subducción y que provienen de una misma fuente magmática, al igual que las lavas de Torrecillas y Espolón de Oro.
- En la actualidad, una erupción efusiva podría emitir flujos de lava que superen los 10 km de distancia, poniendo en riesgo a ~14,000 personas, sin embargo, es necesario realizar fechamientos de las unidades para establecer un periodo de recurrencia de la actividad efusiva, para mejorar el entendimiento de su distribución espacio-temporal y la evaluación del peligro volcánico.

11.- Bibliografía

- Alcalá-Reygosa, J., Palacios, D., Schimmelpfennig, I., Vázquez-Selem, L., García-Sancho, L., Franco-Ramos, O., Villanueva, J., Zamorano, J. J., Aumaître, G., Bourlès, D., & Keddadouche, K. (2018). Dating late Holocene lava flows in Pico de Orizaba (Mexico) by means of in situ-produced cosmogenic ^{36}Cl , lichenometry and dendrochronology. *Quaternary Geochronology*, 47(January), 93–106.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.05.011>
- Allard, P., Baxter, P., Halbwachs, M., & Komorowski, J.-C. (2002). *The January 2002 Eruption of Nyiragongo Volcano (Dem . Repub. Congo) and Related Hazards: Observations and Recommendations- Final Report of the French-British Scientific Team* (Issue January).
- Alvarado, G., & Paniagua, S. (1987). La catastrofe del volcan Nevado Del Ruiz (1985), Colombia: Una perspectiva hacia la realidad volcánica en Costarrica. In *Tecnología en Marcha* (Vol. 9, Issue 1, pp. 39–55).
- Anderson, A. (1976). Magma mixing: Petrological process and volcanological tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1, 3–33.
- Borgía, A., Linneman, S., Spencer, D., Morales, L. D., & Brenes, J. (1983). DYNAMICS OF LAVA FLOW FRONTS, ARENAL VOLCANO, COSTA RICA ANDREA. *Journal of Craniomandibular Practice*, 1(1), 1–8.
<https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-85025834183&partnerID=40&md5=84a6211723ab734721e05760926ef180>
- Calvin, E. M., Kudo, A. M., Brookins, D. G., & Ward, D. B. (1989). Strontium isotope and trace element geochemistry of Pico de Orizaba-Trans-Mexican Volcanic Belt: comparison phases II and III, en, Continental magmatism. *New México Bureau of Mines & Mineral Resources, Bulletin*, 38, 131.
- Camejo-Harry, M., Melekhova, E., Blundy, J., Attridge, W., Robertson, R., & Christopher, T. (2018). Magma evolution beneath Bequia, Lesser Antilles, deduced from petrology of lavas and plutonic xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(10),

1–26. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1504-z>

- Campos-Enriquez, J., & Garduño-Monroy, V. H. (1987). The shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, Mexico. *Geothermics*, 16(5–6), 539–554. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(87\)90038-1](https://doi.org/10.1016/0375-6505(87)90038-1)
- Cantagrel, J. M., Gourgaud, A., & Robin, C. (1984). Repetitive mixing events and holocene pyroclastic activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (Mexico). *Bulletin Volcanologique*, 47(4), 735–748. <https://doi.org/10.1007/BF01952341>
- Cantrell, L., & Young, M. (2009). Fatal fall in to a volcanic fumarole. *Wilderness Environ Med*, 20, 77–79.
- Carrasco-Nunez, G., & Gomez-Tuena, A. (1997). (1997). *Volcanogenic sedimentation around Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba) and surroundings, Veracruz, Mexico*.
- Carrasco-núñez, G. (2000). Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico Gerardo. *Geological Society of America*, 247–262.
- Carrasco-Núñez, G. (1997). Lava flow growth inferred from morphometric parameters: A case study of Citlaltépetl volcano, Mexico. *Geological Magazine*, 134(2), 151–162. <https://doi.org/10.1017/S0016756897006614>
- Carrasco-Núñez, G. (1998). Holocene block-and-ash flows from summit dome activity of Citlaltépetl volcano, Eastern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88(1–2), 47–66. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00110-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00110-3)
- Carrasco-Núñez, G., Richter, K., Chesley, J., Siebert, L., & Aranda-Gómez, J. J. (2005). Contemporaneous eruption of calc-alkaline and alkaline lavas in a continental arc (Eastern Mexican Volcanic Belt): Chemically heterogeneous but isotopically homogeneous source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150(4), 423–440. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0015-x>
- Carrasco-Núñez, G., & Rose, W. I. (1995). Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico, 8.5–9.0 ka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, 197–215. <https://pdfs.semanticscholar.org/ac44/aba60159225e296eae2893c5a744d836dcdbc.pdf>

_ga=2.143060277.1064132206.1560007451-981444181.1560007451

- Carrasco-Núñez, G., Vallance, J. W., & Rose, W. I. (1993). A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: Implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59(1–2), 35–46.
[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90076-4](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90076-4)
- Castro, B. A., & Rosa, J. D. D. E. L. A. (1991). Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt , Spain): implications for magma mixing. *Geologische Rundschau*, 109–120.
- Chako-Tchamabé, B., Carrasco-Núñez, G., Gountié Dedzo, M., Kshirsagar, P., & Asaah, A. N. E. (2020). Geochemical characterization of alchichica maar volcano, Serdán-oriental Basin, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Insights on polymagmatic evolution at monogenetic volcanic clusters. *Journal of South American Earth Sciences*, 104(September). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102889>
- Cooper, G. F., Blundy, J. D., Macpherson, C. G., Humphreys, M. C. S., & Davidson, J. P. (2019). Evidence from plutonic xenoliths for magma differentiation, mixing and storage in a volatile-rich crystal mush beneath St. Eustatius, Lesser Antilles. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174(5), 1–24.
<https://doi.org/10.1007/s00410-019-1576-4>
- Crauzas, W. (1994). *Pico de Orizaba or Citlaltépetl: Geology, Archeology, History, Natural History and Mountaineering*.
- Crummy, J. M., Savov, I. P., Navarro-Ochoa, C., & Morgan, D. J. (2019). Holocene eruption history and magmatic evolution of the Colima volcanic complex. *Volcán de Colima: Portrait of a Persistently Hazardous Volcano*, 1–25.
- De La Cruz-Reyna, S., & Carrasco-Núñez, G. (2002). Probabilistic hazard analysis of Citlaltépetl (Pico de Orizaba) Volcano, eastern Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113(1–2), 307–318.
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00263-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00263-3)
- Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas

- de interpretación. In *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* (Vol. 2, Issue 2, pp. 172–187).
- Erlund, E. J., Cashman, K. V., Wallace, P. J., Pioli, L., Rosi, M., Johnson, E., & Granados, H. D. (2010). Compositional evolution of magma from Parícutin Volcano, Mexico: The tephra record. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1–4), 167–187. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.09.015>
- Franz, G., & Liebscher, A. (2004). Physical and Chemical Properties of the Epidote Minerals– An Introduction. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 56, 1–82.
- Garza, M. (2019). *Pico de Orizaba: rutas a la cima de México*. Journey Sports. <https://journey.app/blog/pico-de-orizaba-rutas-a-la-cima-de-mexico/#Rutas-Orizaba>
- Gómez-tuena, A., Orozco-esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). *Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana*.
- Hansell, A., & Oppenheimer, C. (2004). Health hazards from volcanic gases: a sistematic literature review. *Arch Environ Health*, 59, 628–639.
- Heggie, T. (2004). Reported fatal and non-fatal incident involving tourists in Hawaii volcanoes National Park. *Travel Med Infectious Disease*, 2, 123–131.
- Heggie, T. W. (2009). Geotourism and volcanoes: Health hazards facing tourists at volcanic and geothermal destinations. *Travel Medicine and Infectious Disease*, 7(5), 257–261. <https://doi.org/10.1016/j.tmaid.2009.06.002>
- Hoskuldsson, A., & Robin, C. (1993). Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 55(8), 571–587. <https://doi.org/10.1007/BF00301810>
- KRAUSKOPF, K. B. (1948). LAVA MOVEMENT AT PARÍCUTIN VOLCANO, MEXICO. *GSA Bulletin*, 59(12), 1267–1284. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1948\)59\[1267:LMAPVM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1948)59[1267:LMAPVM]2.0.CO;2)
- Lipman, P. W., & Banks, N. G. (1987). Aa flow dynamics, 1984 Mauna Loa eruption. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap 1350, January 1987*, 1527–1567.

- Lowe, D. R., Williams, S. N., Leigh, H., Connort, C. B., Gemmell, J. B., & Stoiber, R. E. (1986). Lahars initiated by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia. *Nature*, 324(6092), 51–53. <https://doi.org/10.1038/324051a0>
- Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 3(57), 379–424.
- Macías, J. L., & Arce, J. L. (2019). Volcanic Activity in Mexico During the Holocene. In *The Holocene and anthropocene environmental history of Mexico: A paleoecological approach on Mesoamerica* (pp. 129–170).
- Macías, J. L., Arce, J. L., García, F., Sosa-Ceballos, G., & Gardner, J. E. (2020). Source and behavior of pyroclastic density currents generated by Vulcanian-style explosions of Popocatepetl volcano (Mexico) on 22 January 2001. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 406(March 1996), 107071. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107071>
- Mackenzie, W. S., Donaldson, C. H., & Guilford, C. (1982). Atlas of Igneous Rock and their Textures. In *Atlas of Igneous Rock and their Textures*. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90322-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90322-8)
- Maitre, R. W. LE. (1962). *Petrology of Volcanic Rocks, Gough Island, South Atlantic*. November, 1309–1340.
- Mendoza-Rosas, A. T., & De la Cruz-Reyna, S. (2008). A statistical method linking geological and historical eruption time series for volcanic hazard estimations: Applications to active polygenetic volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(2), 277–290. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.04.005>
- Milford, C., Torres, C., Vilches, J., Gossman, A., Weis, F., Suárez-molina, D., García, O. E., Prats, N., Barreto, Á., García, R. D., Bustos, J. J., Marrero, C. L., Ramos, R., Chinae, N., Boulesteix, T., Taquet, N., Rodríguez, S., & López-darias, J. (2023). *Science of the Total Environment Impact of the 2021 La Palma volcanic eruption on air quality : Insights from a multidisciplinary approach*. 869(December 2022). <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.161652>

- Morgan, A. (2000). The Eldfell eruption Heimaey, Iceland, a 25 year retrospective.pdf. In *Geoscience Canada* (Vol. 27, Issue 1, pp. 11–18).
- Morgavi, D., Laumonier, M., Petrelli, M., Dingwell, D. B., & Magmas, L. (2022). *Decrypting Magma Mixing in Igneous Systems*. 87, 607–638.
- Naranjo, J. A., Sparks, R. S. J., Stasiuk, M. V., Moreno, H., & Ablay, G. J. (1992). Morphological, structural and textural variations in the 1988–1990 andesite lava of Lonquimay Volcano, Chile. *Geological Magazine*, 129(6), 657–678.
<https://doi.org/10.1017/S0016756800008426>
- Pallister, J. S., Thornber, C. R., Cashman, K. V., Clynne, M. A., Lowers, H. A., Mandeville, C. W., Brownfield, I. K., & Meeker, G. P. (2008). Petrology of the 2004–2006 Mount St. Helens lava dome-implications for magmatic plumbing and eruption triggering. *US Geological Survey Professional Paper*, 1750, 647–702.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y. H., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Manea, V. C., & Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 35(18), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2008GL035127>
- Peterson, D., & Tilling, R. (2000). Lava flow hazards. In *Encyclopedia of volcanoes*.
- Rahman, R. A., White, B., & Ma, C. (2024). The Effect of Growth, Deforestation, Forest Fires, and Volcanoes on Indonesian Regional Air Quality. *Journal of Cleaner Production*, 142311. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2024.142311>
- Robin, C., & Cantagrel, J. M. (1982). Le Pico de Orizaba (Mexique): Structure et evolution d'un grand volcan andesitique complexe. *Bulletin Volcanologique*, 45(4), 299–315.
<https://doi.org/10.1007/BF02597254>
- Rollinson, H. R. (1993). Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. In *Longman/Wiley*.
- Rossotti, A. (2005). *Reconstrucción De La Historia Eruptiva De La “Pómez Citlaltépetl” (Volcán Pico De Orizaba)*. Universidad Nacional Autonoma de México.

- Rossotti, A., Carrasco-Núñez, G., Rosi, M., & Di Muro, A. (2006). Eruptive dynamics of the “Citlaltépetl Pumice” at Citlaltépetl volcano, Eastern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(3–4), 401–429.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.008>
- Ruprecht, P., Bergantz, G. W., Cooper, K. M., & Hildreth, W. E. S. (2012). *The Crustal Magma Storage System of Volca Quizapu , Chile , and the Effects of Magma Mixing on Magma Diversity*. 53(4). <https://doi.org/10.1093/petrology/egs002>
- Rutherford, M. J. (2008). Magma ascent rates. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 241–271. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.7>
- Schaaf, P., & Carrasco-Núñez, G. (2010). Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1–4), 108–122.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.02.016>
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., & Macías, J. L. (2005). Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, 46(6), 1243–1282.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egi015>
- Sheridan, M. F., Hubbard, B., Carrasco-núñez, G., & Siebe, C. (2004). Pyroclastic flow hazard at volcán citlaltépetl. *Natural Hazards*, 33(2), 209–221.
<https://doi.org/10.1023/B:NHAZ.0000037028.89829.d1>
- Siebe, C., Abrams, M., & Sheridan, M. F. (1991). Holocene age of a major block-and-ash-flow fan at the western slopes of Pico de Orizaba volcano. *Primer Congreso Mexicano de Mineralogia, Mexico,(Abstr.)*.
- Siebe, Claus, Abrams, M., & Sheridan, M. F. (1993). Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, México: Implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59(1–2), 1–33.
[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90075-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90075-3)
- Siebe, Claus, & Verma, S. P. (1988). Major element Geochemistry and tectonic setting of

- Las Derrumbadas rhyolitic domes, Puebla, Mexico. *Chemie Der Erde*, 48(1), 177–189.
- Sosa-ceballos, G., Gardner, J. E., Siebe, C., & Macías, J. L. (2012). A caldera-forming eruption ~ 14 , 100 14 C yr BP at Popocatépetl volcano , México : Insights from eruption dynamics and magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213–214, 27–40. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.11.001>
- Sparks, S. R. J., Sigurdsson, H., & Wilson, L. (1977). *Magma mixing : a mechanism for triggering acid explosive eruptions*. 267(May), 315–318.
- Stephenson, R., Burr, G., & Kawamoto, M. (2009). Exposures to volcanic emissions from the Hawaiian Volcanoes: a NIOSH health hazard evaluation. *Appl Occup Environ*, 20, 101–103.
- Torres-Orozco, R., Arce, J. L., Layer, P. W., & Benowitz, J. A. (2017). The Quaternary history of effusive volcanism of the Nevado de Toluca area, Central Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 12–39. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.07.008>
- Wadge, G., Walker, G. L. ., & Guest, J. E. (1975). The output of the Etna volcano. *Nature*, 255, 385–387.
- Waitz, P. (1910). OBSERVACIONES GEOLOGICAS ACERCA DEL PICO DE ORIZABA. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 7(1), 67–76. <http://www.jstor.org/stable/44173726>
- Winter, Jhon D. (2001). Texture of igneous rocks. In *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology* (pp. 27–45).
- Winter, John D. (2001). *An introduction to metamorphic igneous and petrology* (Issue August).
- Yáñez-garcía, C., & Durán, S. G. (1982). Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. *Comision Federal de Electricidad*.

Anexos



Identificación de reporte de similitud: oid:3117:364348482

NOMBRE DEL TRABAJO

Evolución y estratigrafía de los productos efusivos del volcán Citlaltépetl durante el holoceno

AUTOR

Juan Salvador Fernández Peña

RECuento DE PALABRAS

40844 Words

RECuento DE CARACTERES

219346 Characters

RECuento DE PÁGINAS

140 Pages

TAMAÑO DEL ARCHIVO

12.3MB

FECHA DE ENTREGA

Jul 3, 2024 12:07 PM GMT-6

FECHA DEL INFORME

Jul 3, 2024 12:09 PM GMT-6

● 13% de similitud general

El total combinado de todas las coincidencias, incluidas las fuentes superpuestas, para cada base de datos.

- 12% Base de datos de Internet
- 7% Base de datos de publicaciones
- Base de datos de Crossref
- Base de datos de contenido publicado de Crossref
- 0% Base de datos de trabajos entregados

Formato de Declaración de Originalidad y Uso de Inteligencia Artificial

Coordinación General de Estudios de Posgrado
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo



A quien corresponda,

Por este medio, quien abajo firma, bajo protesta de decir verdad, declara lo siguiente:

- Que presenta para revisión de originalidad el manuscrito cuyos detalles se especifican abajo.
- Que todas las fuentes consultadas para la elaboración del manuscrito están debidamente identificadas dentro del cuerpo del texto, e incluidas en la lista de referencias.
- Que, en caso de haber usado un sistema de inteligencia artificial, en cualquier etapa del desarrollo de su trabajo, lo ha especificado en la tabla que se encuentra en este documento.
- Que conoce la normativa de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, en particular los Incisos IX y XII del artículo 85, y los artículos 88 y 101 del Estatuto Universitario de la UMSNH, además del transitorio tercero del Reglamento General para los Estudios de Posgrado de la UMSNH.

Datos del manuscrito que se presenta a revisión		
Programa educativo	Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio	
Título del trabajo	Evolución y estratigrafía de los productos efusivos del volcán Citlaltépetl durante el Holoceno	
	Nombre	Correo electrónico
Autor/es	Juan Salvador Fernández Peña	salvadorom
Director	Dra. Martha Gabriela Gómez Vasconcelos	gabriela.gomez@umich.mx
Codirector	Dr. José Luis Macías Vázquez	jlmacias@igeofisica.unam.mx
Coordinador del programa	Dr. Boris Chako Tchamabe	mae.geociencias.planificacion.teritorio@umich.mx

Uso de Inteligencia Artificial		
Rubro	Uso (sí/no)	Descripción

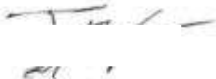
Asistencia en la redacción	no	
----------------------------	----	--

Formato de Declaración de Originalidad y Uso de Inteligencia Artificial

Coordinación General de Estudios de Posgrado
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo



Uso de Inteligencia Artificial		
Rubro	Uso (sí/no)	Descripción
Traducción al español	No	
Traducción a otra lengua	No	
Revisión y corrección de estilo	No	
Análisis de datos	No	
Búsqueda y organización de información	No	
Formateo de las referencias bibliográficas	No	
Generación de contenido multimedia	No	
Otro	No	

Datos del solicitante	
Nombre y firma	Juan Salvador Fernández Peña 
Lugar y fecha	3 de julio del 2024