



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**RECONSTRUCCIÓN DE LA HISTORIA ERUPTIVA DE LOS  
FLUJOS DE LAVA DEL MALPAÍS DE ZACAPU  
(MICHOACÁN): REOLOGÍA, DINÁMICA Y TIEMPO DE  
EMPLAZAMIENTO**

TESIS QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE MAESTRA EN  
CIENCIAS DE LA TIERRA (VULCANOLOGÍA)

PRESENTA:

**NANCI REYES GUZMÁN**

**Director de tesis: Claus Siebe Grabach Instituto de Geofísica**

COMITÉ TUTOR:

Dra. Marie-Noëlle Guilbaud (Instituto de Geofísica), Dr. José Luis Arce Saldaña  
(Instituto de Geología), Dra. Magdalena Oryaëlle Chevrel (Université Clermont  
Auvergne, Francia)

JURADO EXAMINADOR:

- 1) DR. JOSÉ LUIS MACÍAS VÁZQUEZ (Instituto de Geofísica)
- 2) DR. GERARDO CARRASCO NÚÑEZ (Centro de Geociencias)
- 3) DR. CLAUDIUS SIEBE GRABACH (Instituto de Geofísica)
- 4) DR. JOSÉ LUIS ARCE SALDAÑA (Instituto de Geología)
- 5) DR. DENIS AVELLAN (Instituto de Geofísica)



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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

## Agradecimientos

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra y al CONACyT por la beca otorgada. También al Instituto de Geofísica y a los laboratorios del departamento de vulcanología. Este trabajo fue financiado con recursos del proyecto DGAPA-PAPIIT número IN103618 a cargo del Dr. Claus Siebe.

Un agradecimiento especial al Dr. Gregory Pereira por compartir la imagen de alta resolución LiDAR de la zona de los malpaíses, obtenida con recursos del proyecto arqueológico MESOMOBILE a cargo de los doctores Grégory Pereira y Véronique Darras (CNRS/ Université Paris 1, Pathéon-Sobornne, Paris, Francia).

También agradezco a mi comité tutor y a mis sinodales por sus observaciones realizadas que mejoraron este trabajo. A los arqueólogos el Dr. G. Pereira y Osiris Quezada por la asesoría en su campo, sus consejos, y buenos momentos aprendiendo sobre arqueología en Michoacán. A mi buen amigo el M. en C. (doctor en proceso) Erik R. Jiménez por ayudarme con el cálculo de incertidumbres. Y a todos mis colegas y amigos del departamento, y del grupo de trabajo del Dr. Siebe que contribuyeron en alguna medida a la realización de este trabajo.

Agradezco también a mis amigas Lorena, Chantal, Diana, Monse, Sandy, y Gabi por apoyarme durante este proceso. A mis amigos del entrenamiento (MMA) por sus buenas vibras hacia mi desarrollo académico. Y a mis amigos del IPN por creer en mí y apoyarme siempre. Y a todos mis demás amigos que estuvieron conmigo.

Por último, mi mayor gratitud hacia mi familia, en especial a mis padres por su apoyo incondicional.



Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría.

Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

# Índice

Índice de figuras .....	6
Índice de tablas .....	7
Glosario .....	8
Resumen .....	10
Abstract .....	12
Capítulo 1. Introducción .....	14
Capítulo 2. Generalidades y metodología .....	19
2.1 Antecedentes y justificación.....	19
2.2 Contexto geológico .....	21
2.3 Zona de estudio .....	23
2.4 Objetivos.....	30
2.5 Metodología .....	30
Capítulo 3. Composición de las lavas .....	33
3.1 Geoquímica (elementos mayores, traza y REE).....	33
3.2 Petrografía .....	37
Capítulo 4: Parámetros reológicos: temperatura y viscosidad.....	42
4.1 Temperaturas de los flujos de lava .....	42
4.2 Viscosidad .....	51
Capítulo 5: Morfología .....	58
Capítulo 6: Tiempo de emplazamiento y propiedades reológicas (estimadas por características morfológicas).....	66
Capítulo 7: Discusión .....	73
7.1 Características del magma .....	73
7.2 Dinámica eruptiva .....	76
7.3 Tiempo de emplazamiento y reología de los flujos .....	81
7.4 Implicaciones arqueológicas.....	87
Capítulo 8: Conclusión .....	91
Referencias .....	93
Anexo .....	102

## Índice de figuras

Figura 1. Mapa de la región central de México señalizando los principales rasgos tectónicos.....	14
Figura 2. Esquema del emplazamiento de los flujos en bloques.....	17
Figura 3. Frente SE del flujo de lava del Malpaís Prieto.....	18
Figura 4. Modelo de elevación digital del CVMG.....	22
Figura 5. Mapa geológico de la región Zacapu. ....	27
Figura 6. Fotografías áreas. (A) Vista de El Capaxtiro. (B) Vista del Malpaís Prieto, .. .....	28
Figura 7. Superficie del flujo de lava del Malpaís Prieto.....	29
Figura 8. Diagrama de SiO <sub>2</sub> vs álcalis total de las muestras del Malpaís de Zacapu. .....	33
Figura 9. Diagramas de Harker de las muestras analizadas.....	34
Figura 10. (A) Composiciones de REE. (B) Abundancias de elementos traza del Malpaís de Zacapu.....	36
Figura 11. Microfotografías del Infiernillo (Las Vigas) .....	37
Figura 12. Microfotografías del Malpaís Las Víboras.. ..	38
Figura 13. Microfotografías del Malpaís Prieto.....	39
Figura 14. Microfotografías de El Capaxtiro.. ..	40
Figura 15. Diagrama de equilibrio para el olivino. ....	43
Figura 16. Prueba de equilibrio para el geotermobarómetro ortopiroxeno-líquido.. .....	44
Figura 17. Prueba de equilibrio para el geotermobarómetro clinopiroxeno-líquido.. .....	45
Figura 18. Representación gráfica del test de equilibrio contra las temperaturas obtenidas con el geotermobarómetro de los dos piroxenos. ....	45
Figura 19. Imagen LiDAR del Malpaís de Zacapu.....	58
Figura 20. Fotografías de las morfologías de los flujos de lava del Malpaís de Zacapu. ....	59
Figura 21. Diagrama que muestra las principales características morfológicas de los flujos de lava de El Infiernillo.....	60
Figura 22. Diagrama que muestra las principales características morfológicas del flujo de lava Malpaís Las Víboras.....	61
Figura 23. Mapa de los flujos de lava emitidos por El Capaxtiro.....	62
Figura 24. Diagrama que muestra las principales características morfológicas de dos flujos de lava de El Capaxtiro. ....	63
Figura 25. Diagrama que muestra las principales características morfológicas del flujo de lava Malpaís Prieto. ....	65
Figura 26. Perfiles de elevación del principal flujo de lava de El Infiernillo.....	68
Figura 27. Perfiles de elevación del Malpaís Las Víboras.....	69
Figura 28. Perfiles de elevación de los dos flujos principales de El Capaxtiro .....	70

Figura 29. Perfiles de elevación de El Malpaís Prieto .....	71
Figura 30. Esquema de los resultados de la geotermobarometría aplicada a cristales en equilibrio. ....	74
Figura 31. Temperaturas en condiciones syn-eruptivas comparadas con el contenido de SiO <sub>2</sub> en líquido residual. ....	75
Figura 32. Sedimentos lacustres debajo de un flujo de lava del Capaxtiro.. ....	78
Figura 33. Diagrama de la dinámica eruptiva de los volcanes que conforman al Malpaís de Zacapu.....	80
Figura 34. Grafica del yield strength contra el espesor de los flujos. ....	81
Figura 35. Grafica comparativa entre la viscosidad por métodos petrológicos contra la obtenida por métodos morfológicos.....	82
Figura 36. Viscosidad aparente de las lavas de los volcanes del Malpaís de Zacapu en condiciones pre-eruptiva y syn-eruptivas cotejadas con la temperatura. ....	83
Figura 37. Viscosidad cotejada contra el contenido de cristales de las lavas de los volcanes del Malpaís de Zacapu, en condiciones pre-eruptivas y syn-eruptivas. .	84
Figura 38. Viscosidad aparente de las lavas de los volcanes del Malpaís de Zacapu cotejada con el contenido de SiO <sub>2</sub> en condiciones pre-eruptivas y syn-eruptivas..	84
Figura 39. Representación gráfica del tiempo de emplazamiento de los volcanes del Malpaís de Zacapu con respecto a su volumen emitido.....	86

## Índice de tablas

Tabla 1. Resultados promedio de termobarometría.....	47
Tabla 2. Porcentaje de agua en plagioclasas.....	50
Tabla 3. Viscosidad del líquido magmático.....	56
Tabla 4. Viscosidad mixta.....	57
Tabla 5. Parámetros morfométricos, viscosidad, límite de fluencia ( <i>yield strength</i> ) y duración de emplazamiento.....	72



## Glosario

**Breakout:** Proceso mediante el cual la parte interna de un flujo, que permanece caliente, rompe o fragmenta la corteza del flujo liberando material líquido del interior. Puede producir lóbulos, dedos, lenguas o una unidad de flujo, dependiendo del volumen.

**Campo de flujos de lava:** Conjunto de flujos de lava emitidos por la misma erupción.

**Canal:** Zona de fluidez del flujo de lava contenida por los márgenes estacionarios (levées).

**Coulée:** Material magmático viscoso de volumen considerable que se emplaza sobre una pendiente formando una lava con forma asimétrica concentrada hacia un lado del punto de emisión generando un plano elongado (flujo de lava viscosa).

**Dedo (toe):** Porción de poco volumen de lava líquida que sale en el frente del flujo formando un cuerpo ovalado.

**Flujo de lava:** Cuerpo de lava emplazado sobre una pendiente dinámicamente en un solo pulso.

**Frente de flujo:** Zona terminal del flujo de espesor variable (según el tipo de flujo) y pendiente pronunciada.

**Lengua (tongue):** Lava líquida que se emplaza como un cuerpo ovalado, que asemeja a una lengua, en los bordes del flujo.

**Levé:** Margen estacionario del flujo que se enfría más rápidamente que la zona de fluidez. Se observan como bordes topográficamente más altos que el resto del flujo.

**Lóbulo:** Porción de un flujo de lava desviada del cauce principal por la topografía o por el mismo flujo. Generalmente son ovalados en una sección perpendicular a la dirección del flujo.

**Ogive:** Es la principal expresión de arrugamiento interno del flujo en superficie. Son crestas convexas perpendiculares a la dirección del flujo.

**Reología:** Estudio del comportamiento de deformación de materiales.

**Shear zone:** Zona de estrés por arrastre generada entre las levées y el canal debido a la diferencia de temperatura entre ambas partes.

**Tasa de efusión/emisión:** Es la cantidad de lava que se emite por unidad de tiempo. En general se expresa como  $m^3/s$ .

**Unidad de flujo de lava:** Es la lava que se ha enfriado suficientemente antes de que otro flujo se superponga en ella.

**Viscosidad:** Es la medida de consistencia de una sustancia. Es la expresión de la resistencia interna a fluir de una sustancia cuando se le aplica un estrés tangencial.

***Yield strength*:** Límite de fluencia. Es la cantidad mínima de estrés que debe aplicarse sobre una sustancia para que ésta comience a fluir.

## Resumen

El vulcanismo monogenético se caracteriza por el ascenso de pequeños lotes de magma a través de la corteza que hacen erupción una sola vez. El volumen, composición y tasa de efusión dependen de diversos factores como la profundidad de fusión del manto y el contexto tectónico, por mencionar algunos. Además, ese vulcanismo tiende a formar campos volcánicos, en donde se concentra una cantidad relativamente grande de volcanes monogenéticos.

El Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG) es el campo monogenético más grande del mundo asociado a un contexto tectónico de subducción con un área de  $\sim 40,000 \text{ km}^2$ , localizado en la región centro-occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano. El CVMG alberga más de 1,400 estructuras, entre las que destacan flujos de lava, conos de escoria y volcanes escudos, además de cantidades menores de cráteres de explosión freatomagmáticos y domos.

Este trabajo se enfoca en obtener información nueva sobre los cuatro flujos que conforman al Malpaís de Zacapu, ubicado al occidente de la cuenca lacustre de Zacapu, (Michoacán) y que, en orden de menor a mayor contenido de  $\text{SiO}_2$ , son: El Infiernillo, Malpaís Las Víboras, Malpaís Prieto y El Capaxtiro. Los cuatro volcanes fueron emplazados durante los últimos 3,200 años, cubren un área de  $\sim 38 \text{ km}^2$  y emitieron en total un volumen de  $\sim 4.4 \text{ km}^3$ . El primero en formarse fue El Infiernillo, cuya erupción ( $\sim$ cal 1525-1420 a.C., Mahgoub et al., 2018) inició con una fase estromboliana que construyó el cono de escoria Las Vigas y culminó con el emplazamiento de tres flujos de lava asociados. Posteriormente (1340-940 a.C.), se emplazó el Malpaís Las Víboras que fue totalmente efusivo, formando una colada viscosa de lava andesítica. Más tarde (200-80 a.C.) surgió El Capaxtiro que también formó un cono de escoria soldada pero no fragmentó suficientemente el magma para producir cenizas. Este volcán fue el más voluminoso ( $3.1 \text{ km}^3$ ) emplazó 28 unidades de flujo de composición andesítica a dacítica. El volcán más reciente (830-960 d.C.) es el flujo de lava andesítica Malpaís Prieto, que al igual que el Malpaís Las Víboras, se emplazó en un solo pulso efusivo y viscoso.

Aunque los volcanes del Malpaís de Zacapu presentan características similares (mayormente son de tipo lava en bloques con espesores variables), también muestran marcadas diferencias. Los flujos más viscosos son los de Malpaís Las Víboras y el Malpaís Prieto con 100 y 97 metros de espesor promedio, respectivamente, mientras que El Infiernillo tiene un espesor promedio de 27 m y El Capaxtiro de 57 m. Los espesores reflejan su viscosidad que oscila entre  $10^8$  y  $10^{10} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ , calculada utilizando el método de Jeffreys (1925).

Considerando las estimaciones petrológicas (temperatura eruptiva, composición química y porcentaje de cristales) y el uso de los métodos de Giordano et al. (2008) y el de Mader et al. (2013), se obtuvieron viscosidades syn-eruptivas

para El Infiernillo entre  $3.67 \times 10^3$  Pa·s (27.6 Vol.% de cristales y 1141.5 °C) y  $2.77 \times 10^5$  Pa·s (25.3 vol.% de cristales y 1068.7 °C); para El Malpaís Las Víboras entre  $4.93 \times 10^5$  Pa·s (29.9 vol.% de cristales y 1086 °C) y  $1.86 \times 10^6$  Pa·s (20.3 vol.% de cristales y 977 °C); el Malpaís Prieto entre  $9.32 \times 10^4$  Pa·s (7.2 vol.% de cristales y 1067.4 °C) y  $3.05 \times 10^6$  Pa·s (8.8 vol.% de cristales y 951.5 °C), y para las lavas del Capaxtiro se calcularon viscosidades entre  $1.61 \times 10^5$  Pa·s (17.6 vol.% de cristales y 1080.5 °C) y  $1.01 \times 10^6$  Pa·s (20.3 vol.% de cristales y 1017.5 °C).

Así mismo se realizó el estudio morfológico de los flujos de lava, basado en el análisis de una imagen LiDAR de alta resolución, con el cual fue posible aproximar el tiempo mínimo de emplazamiento para cada volcán utilizando los métodos propuestos por Kilburn y Lopes (1991) y Grätz (Pinkerton y Sparks, 1976). El Infiernillo tardó en formarse 6.5 años, el Malpaís Las Víboras 2.7 años, El Capaxtiro 27 años y el Malpaís Prieto 2.6 años. Aunque estos tiempos no consideran la disminución en la tasa de efusión ni el aumento de viscosidad se consideran que son de utilidad para evaluar el impacto que pudieron tener sobre las poblaciones prehispánicas de la región, ya que el área del CVMG ha estado ocupada desde al menos los últimos 3,000 años (cuando aparece en el registro sedimentario lacustre polen de maíz; *Zea mays*).

## Abstract

Monogenetic volcanoes form when small magma batches ascend through the crust and erupt only once. Their volume, chemical composition, and effusion rate depend on several conditions such as the depth of partial fusion in the mantle, and tectonic context, to mention a few. Furthermore, monogenetic volcanism commonly forms volcanic fields, which include a large number of monogenetic volcanoes.

The Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (MGVF) is the largest monogenetic field on the globe, associated to a subduction setting. It covers an area of ~40,000 km<sup>2</sup> and is located in the west-central segment of the Trans-Mexican Volcanic Belt. A total of ~1,400 volcanoes have been identified in the MGVF, and mainly include lava flows, scoria cones and shield volcanoes, although few phreatomagmatic craters and domes are also present.

The present work provides new data on four Holocene lava flows that together conform the Malpaís de Zacapu, located to the west of the Zacapu lacustrine basin (Michoacán). In geochemical ascending order (increasing SiO<sub>2</sub> content) these lava flows are: El Infiernillo, Malpaís Las Víboras, Malpaís Prieto, and El Capaxtiro. They were emplaced during the last 3,200 years, cover an area of 38.3 km<sup>2</sup> and jointly emitted ~4.4 km<sup>3</sup> of magma volume. El Infiernillo is the oldest volcano (~cal 1525-1420 B.C., Mahgoub et al., 2018) and its eruption began with a Strombolian phase that formed the Las Vigas scoria cone and continued by the emplacement of three associated lava flows. It was followed by the Malpaís Las Víboras (1340-940 B.C.). Its eruption was purely effusive and formed a single viscous andesitic lava flow. After ~800 years of quiescence, El Capaxtiro formed a coarse spatter cone (200-80 B.C), without producing any significant ash. This volcano is the most voluminous (~3.1 km<sup>3</sup> of andesitic to dacitic magma) and consists mainly of ~28 lava-flows units. The last volcano to erupt was the Malpaís Prieto. It formed around A.D. 830-960 (900 years after El Capaxtiro) and its eruption was similar to the Malpaís Las Víboras and consisted of one single pulse of viscous magma.

Although the Malpaís de Zacapu volcanoes share many similarities, they also display some clear differences (the flows are mainly blocky lavas with varying thicknesses). The most viscous lava flows were Malpaís Las Víboras and Malpaís Prieto, which are on average 100 and 97 meters thick, respectively. In contrast, El Infiernillo is 27 m and El Capaxtiro 57 m thick. Their differing thicknesses reflect on their viscosities that varied between 10<sup>8</sup> and 10<sup>10</sup> Pa·s, as obtained by applying the method of Jeffreys (1925).

Using the petrological approach (eruptive temperatures, geochemical composition, and modal percent of crystals), the method proposed by Giordano et al. (2008) was applied with the fitting parameters of Mader et al. (2013) to obtain syn-eruptive viscosities, which were calculated to have ranged between 3.67×10<sup>3</sup>

Pa·s (27.6 vol.% crystals and 1141.5 °C) and  $2.77 \times 10^5$  Pa·s (25.3 vol.% of crystals and 1068.7 °C) for the Infiernillo lava flow. The Malpaís Las Víboras had viscosities between  $4.93 \times 10^5$  Pa·s (29.9 vol.% of crystals and 1086 °C) and  $1.86 \times 10^6$  Pa·s (20.3 vol.% crystals and 977 °C), while The Malpaís Prieto had viscosities that ranged between  $9.32 \times 10^4$  Pa·s (7.2 vol.% of crystals and 1067.4 °C) and  $3.05 \times 10^6$  Pa·s (8.8 vol.% crystals and 951.5 °C). For the lavas of El Capaxtiro the viscosities ranged between  $1.61 \times 10^5$  Pa·s (17.6 vol.% crystals and 1080.5 °C) and  $1.01 \times 10^6$  Pa·s (20.3 vol.% crystals and 1017.5 °C).

Furthermore, by using the morphological approach by Kilburn and Lopes (1991) and the Grätz approach (Pinkerton and Sparks, 1976), it was also possible to estimate the minimum emplacement time for each volcano. Accordingly, El Infiernillo took 6.5 years, Malpaís Las Víboras 2.7 yeas, El Capaxtiro 27 years and Malpaís Prieto 2.6 years to be emplaced. These results do neither consider decreases in the effusion rate, nor increases in viscosity as the eruptions advanced. However, they can serve as a guide when evaluating the impact that these eruptions had on pre-Hispanic populations, which are known to have inhabited the MGVF region since at least 3,000 years ago, when *Zea mays* pollen appears for the first time in nearby lacustrine sedimentary records.

## Capítulo 1. Introducción

La más reciente actividad volcánica en México se concentra en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM; Fig. 1) que atraviesa al país de E a W desde las costas de Nayarit hasta las de Veracruz (Gómez-Tuena et al., 2005). La producción volcánica del CVTM consiste en un amplio rango de estructuras y composiciones químicas, que van desde basaltos hasta riolitas, y volcanes tanto monogenéticos como poligenéticos (e.g. Macías, 2005).

En la parte central del CTVM, destaca el Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG), un campo volcánico monogenético que únicamente alberga dos volcanes poligenéticos probablemente extintos: El Tancítaro y el Patamban (Siebe et al., 2014). De acuerdo con Valentine y Connor (2015) un campo volcánico es un área definida por una alta densidad de volcanes comprendidos por una configuración estructural y/o tectónica particular. El CVMG comprende un área de ~40,000 km<sup>2</sup> y alberga más de 1,400 volcanes (Hasenaka y Carmichael, 1985a, 1985b).

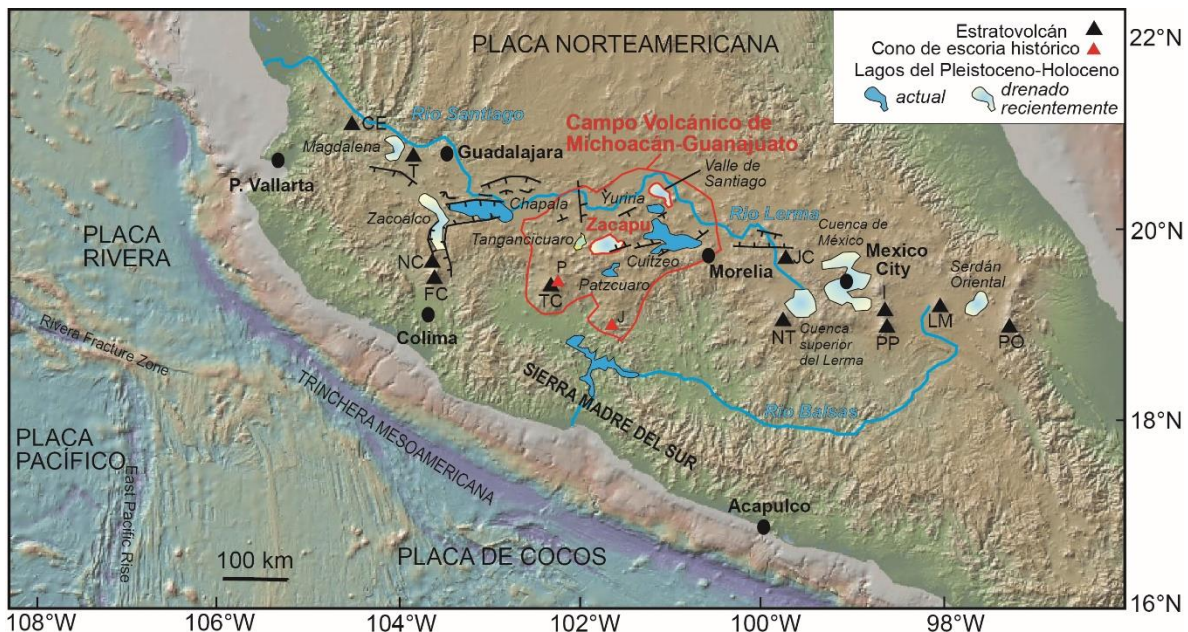


Figura 1. Mapa de la región central de México señalizando los principales rasgos tectónicos y el CVTM. Los principales estratovolcanes cuaternarios: Ceboruco (CE), Tequila (T), Nevado de Colima (NC), Fuego de Colima (FC), Tancítaro (TC), Jocotitlán (JC), Nevado de Toluca (NT), Iztaccíhuatl (I), Popocatepetl (PP), La Malinche (LM) y Pico de Orizaba (PO). Los principales grabens neo-tectónicos (líneas negras con dirección de inclinación) ocupados por lagos del Pleistoceno Tardío-Holoceno (coloreados en azul). Los ríos Santiago, Lerma y Balsas (líneas azules) que limitan el CVMG (marcado con una línea roja) también se indican. Los conos de escoria históricos monogenéticos Parícutín (P) y Jorullo (J). La planicie de Zacapu (área de estudio) está remarcada en rojo. Modificado de Kshirsagar et al. (2015).

El carácter monogenético en un campo (y/o volcán) está directamente relacionado a los procesos de erupción, a los volúmenes emitidos (generalmente entre 0.1 y 5 km<sup>3</sup>) y a las tasas de efusión que, en la mayoría de los volcanes monogenéticos basálticos son <10 m<sup>3</sup>/s (Valentine y Connor, 2015). Los volcanes monogenéticos, de composición basáltica son alimentados por magmas generados en el manto superior a profundidades entre 50 y 150 km, dependiendo del ambiente tectónico, la composición del manto y del gradiente geotérmico de la región, que ascienden como lotes (*batches*) a diferentes velocidades y se forman en múltiples fases eruptivas, las cuales pueden durar varios años, pero no vuelven a entrar en erupción (Walker, 1993; Németh, 2010; Valentine y Connor, 2015).

La distribución espacial del vulcanismo en los campos indica que las fuentes están distribuidas siguiendo patrones que reflejan la configuración tectónica regional, también las agrupaciones de puntos de emisión (que varían según la escala de análisis) sugieren que las tasas de actividad varían considerablemente dentro de los campos y que pueden cambiar en el tiempo (Valentine y Connor, 2015). Dichos autores sugieren que las agrupaciones de puntos de emisión se deben al suministro de magma, es decir, las rocas mantélicas debajo de las superficies de grupos volcánicos están cercanas a su *solidus* y producen fundidos parciales rápidamente en respuesta a pequeños cambios en la temperatura, presión o composición. En general, la distribución de agrupaciones de puntos de emisión no refleja cambios en la abundancia u orientación de estructuras corticales (e.g. fallas) y la formación de agrupaciones no es atribuible a procesos de corteza superficial (Valentine y Connor, 2015).

Los campos volcánicos monogenéticos comúnmente involucran erupciones tanto efusivas como explosivas (e.g. freatomagmáticas y magmáticas), que dependen de la reología del magma, procesos de exsolución de volátiles y de las condiciones ambientales del entorno (e.g. Lorenz, 1973; Walker, 2000; Németh, 2010; Harris y Rowland, 2015; Valentine y Connor, 2015).

La expresión de las erupciones efusivas son los flujos de lava (Cas y Wright, 1988), las cuales cubren el 70% de la superficie terrestre (Kilburn, 2010). La lava es una mezcla de roca fundida (parte líquida), cristales (sólido) y gas. Los cristales de la lava pueden crecer en una cámara magmática, y/o durante el ascenso, y la cantidad de cristales depende de la composición y de la historia pre-eruptiva de la lava (Harris y Rowland, 2015).

De acuerdo con Cas y Wright (1988) para generar una erupción efusiva se requiere que el contenido de volátiles exsuelto en la cámara magmática o en el magma (inmediatamente antes o durante de la erupción), sea suficientemente bajo para evitar que un aumento en la presión de gas fragmente explosivamente al magma. Esto se puede lograr de dos formas: 1) Por el escape gradual de volátiles a través del punto de emisión como fumarolas o por procesos hidrotermales, o 2) mediante una fase explosiva previa o contemporánea a la erupción.



Los flujos de lava son fluidos no-newtonianos, específicamente fluidos tipo Bingham de acuerdo a su comportamiento viscoelástico (Hulme, 1974). Es decir, requieren de una cantidad de estrés crítica para comenzar a deformarse (fluir) conocida como *yield strength* (límite de fluencia) que se ve reflejada en el espesor final del flujo (e.g. Figs. 2 y 3; Hulme, 1974; Harris, 2013; Harris y Rowland, 2015). Pero cuando comienzan a fluir lo hacen como flujos laminares en los que la inercia no juega un papel importante. Como consecuencia de una baja inercia, el crecimiento del flujo es controlado por la resistencia reológica de la lava que debe sobrepasar a la fuerza de gravedad y a las diferencias de presión generadas por las variaciones del espesor del flujo (Kilburn, 2010; Harris y Rowland; 2015).

Hulme (1974) modeló las lavas como fluidos tipo Bingham, indicando que el principal factor que gobierna su forma es su reología no-newtoniana, mientras que Walker (1973) propuso que el principal factor que controla la forma del flujo es la tasa de emisión, ya que a mayor tasa el flujo puede avanzar más rápido antes de enfriarse moldeando su forma. Hulme (1974) explica también que para que las lavas puedan fluir se requiere de un espesor suficientemente grande para que el esfuerzo cortante (*shear stress*) en la base del flujo exceda el valor crítico del *yield strength*. Adicionalmente, propuso que, en los márgenes de los flujos, la profundidad no es suficiente para sobrepasar el *yield strength* necesario para fluir, generando márgenes estacionarios que se enfrían más rápido que la zona de fluidez (canal) y son más elevados que el canal. A estos márgenes estacionarios se les conoce como *levées* y experimentan más arrastre que el canal, ya que dejan casi de fluir, mientras que el canal continúa fluyendo. Los *levées* se pueden extender a lo largo de todo el flujo y pueden ser muy complejas, mostrando rugosidades, superposiciones y acreción (Harris y Rowland, 2015).

La estructura interna de un flujo de lava incluye una costra superficial, que es una zona de baja temperatura que pierde calor rápidamente por radiación. Además, existe una capa viscoelástica superior, localizada debajo de la costra superficial, que presenta temperaturas más elevadas y que recubre un núcleo que es la zona de alta temperatura y baja viscosidad (donde se pierde el calor por conducción). En la base hay una capa viscoelástica inferior y una corteza basal inferior que está en contacto con la superficie pre-eruptiva (Cas y Wright, 1988; Kilburn, 2010; Harris, 2013; Harris y Rowland, 2015).

MacDonald (1953) definió tres tipos de flujos de lava:

- Pāhoehoe: Caracterizada por superficies suaves onduladas o fibrosas (llamadas *ropes*), con vesículas esféricas. Wilmoth y Walker (1993) han propuesto varias subdivisiones que se diferencian principalmente por su contenido y tipo de vesículas (e.g. “S-type” o esponjosa y “P-type” o tubulares).
- ‘A’ā: Caracterizada por superficies fragmentadas y vesículas irregulares. Presentan autobrechamiento y fragmentos llamados *clinkers* que son clastos

densos con cortezas vesiculares enfriados en los frentes de flujo y reincorporados al núcleo.

- Lava en bloques: Con superficies fragmentadas poco astillosas y con fragmentos regulares (bloques). Estas lavas son típicas de composiciones andesíticas y se distinguen de las 'A'ā por ser más ásperas y menos vesiculares. Además, la morfología superficial depende del espesor de la corteza y de la reología del interior del flujo, mientras que en las 'A'ā depende del enfriamiento superficial (Kilburn, 2010). Se considera que estas lavas al ser más viscosas avanzan con desplazamientos similares a los glaciares, es decir, como una sola masa (Walker, 1973). Este movimiento produce un arrugamiento interno que se expresa en superficie como *ogives*, que son crestas convexas perpendiculares a la dirección de flujo (Fig. 2).

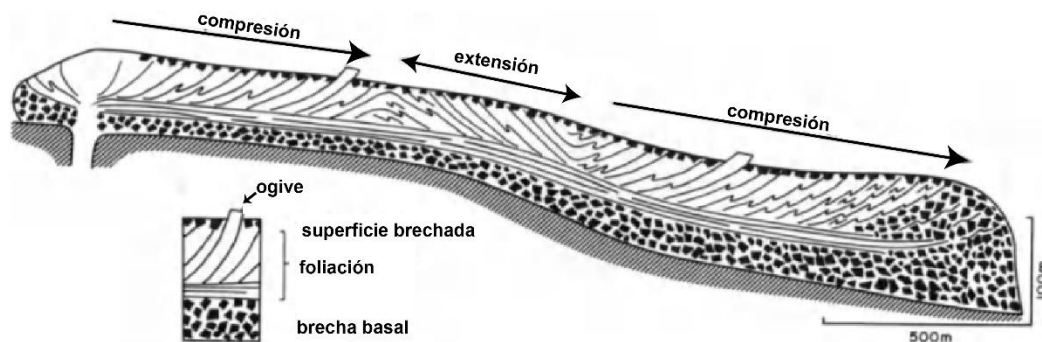


Figura 2. Esquema del emplazamiento de los flujos en bloques. Ejemplo de la coulée de obsidiana Roche Rosse. Modificado de Cas y Wright, 1988.

Los factores principales que controlan el desarrollo de las morfologías de los flujos de lava son: la tasa de emisión (Walker, 1973), las propiedades físicas del magma (e.g. viscosidad) y el ambiente local (pendiente, topografía, y si se emplazan en agua o tierra; Cas y Wright, 1988). Estos factores pueden variar a lo largo de las erupciones y, por lo tanto, los flujos pueden mostrar variaciones en su comportamiento (Kilburn, 2010). Otros factores a considerar son la forma y tamaño del punto de emisión, el volumen, la pérdida de calor, la viscosidad, el *yield strength* y la presión del magma (Cas y Wright, 1988).

Peterson y Tilling (1980) sugirieron que las lavas pāhoehoe pueden evolucionar a 'A'ā, cuando su viscosidad aumenta debido al enfriamiento, cristalización o exsolución de volátiles durante el emplazamiento. Esto sugiere que las lavas 'A'ā son más comunes cuando la exsolución de volátiles es suficiente antes o durante el emplazamiento (e.g. asociadas a conos de escoria o volcanes escudo; Valentine y Gregg, 2008). También hay transiciones de flujos tipo 'A'ā a flujos en bloques, que ocurren cuando el interior del flujo está concentrado de cristales para moverse como flujo, produciendo un fracturamiento de la corteza que expresa el esfuerzo generado en el núcleo del flujo (Kilburn, 2010). Se han observado pseudo

regresiones (de 'A'ā a pāhoehoe, o de bloques a 'A'ā) que en realidad se deben a cambios en la tasa de emisión o por la formación de pequeños lóbulos o dedos (*toe* y *tongue*) producto de “fugas” en los frentes de flujo, debido a que el interior sigue caliente y parcialmente líquido. Sin embargo, una superficie más rugosa no puede regresar a una más lisa (Kilburn, 2010).



*Figura 3. Frente SE del flujo de lava del Malpaís Prieto. El espesor es de casi 100 metros. Fotografía tomada por Claus Siebe.*

## Capítulo 2. Generalidades y metodología

### 2.1 Antecedentes y justificación

El CVMG, localizado en la región centro-oeste del CVTM, abarca un área de ~40,000 km<sup>2</sup> en la que se encuentran más de 1,400 volcanes monogenéticos (Hasenaka y Carmichael, 1985a;1985b; Hasenaka, 1994). Este campo ha sido de gran interés científico debido principalmente a sus dos erupciones históricas: La más antigua de 1759 a 1774 que formó el volcán Jorullo (Guilbaud et al., 2011; 2012) y la última de 1943 a 1952 que dio origen al volcán El Paricutin (Ordóñez, 1943; Wilcox, 1954; Larrea et al., 2017; 2019a; entre muchas otras referencias), ambas en el estado de Michoacán. La gran mayoría de los trabajos realizados en el CVMG se concentran en la reconstrucción eruptiva de diversos volcanes y áreas particulares (e.g. Demant, 1992; Guilbaud et al., 2011; 2012; Kshirsagar et al., 2015; 2016; Chevrel et al., 2016a; Reyes-Guzmán et al., 2018; Osorio-Ocampo et al., 2018), otros se enfocan en la petrogenesis de volcanes (e.g. Wilcox, 1954; McBirney et al., 1987; Rasoazanamparany et al., 2016; Larrea et al., 2019a), algunos cuantos reportan fechamientos (e.g. Murphy, 1982; Hasenaka y Carmichael, 1987; Ban et al., 1992; Ownby et al., 2007; Guilbaud et al., 2012; Chevrel et al., 2016a; Reyes-Guzmán et al., 2018; Osorio-Ocampo et al., 2018; Ramírez-Uribe et al., 2019; Larrea et al., 2019b) y en menor cantidad se han publicado trabajos sobre temas vulcanológicos más específicos como la dinámica de emplazamiento de diversas estructuras (e.g. Kshirsagar et al., 2015, 2016; Chevrel et al., 2016b). Además, el interés científico del CVMG se extiende a otras disciplinas, tales como la arqueología (e.g. Arnauld et al., 1993; Pétrequin, 1994; Michelet et al., 2005; Fisher, 2005; Pereira, 2005; Darras et al., 2017), el paleomagnetismo (e.g. Mahgoub et al., 2017a; 2017b; 2018) y la limnología (Metcalf, 1992; 1995; Bradbury, 2000; Newton et al., 2005; Metcalf et al., 2007; Ortega et al., 2002; 2010; Lozano- García et al., 2013) por mencionar algunos.

Reyes-Guzmán et al. (2018) realizaron un mapeo geológico de la región occidental de la cuenca lacustre de Zacapu (zona de estudio) en el que se delimitaron las estructuras volcánicas que comprenden el área. Dicho trabajo incluyó trabajo de campo, análisis químicos de roca total y elementos traza de todas las estructuras delimitadas, fechamientos radiométricos (radiocarbono y <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) y determinación de volúmenes emitidos. Adicionalmente, la región ha sido estudiada arqueológicamente desde hace ~20 años, debido a su importancia en la historia prehispánica de Michoacán. La relación arqueología-vulcanología no ha sido establecida detalladamente, debido a la falta de información en ambos rubros, aunque se ha trabajado continua y conjuntamente para lograrlo. Por esta razón, se utilizó información geológica brindada por Reyes-Guzmán et al. (2018) como base para este trabajo. Es decir, se tomó el mapa geológico y las muestras analizadas

(geoquímica de roca total y elementos traza, y láminas delgadas para su análisis petrográfico y química mineral) de los flujos de interés para realizar una nueva metodología a fin de cumplir con los objetivos del presente trabajo. La metodología y las muestras analizadas se describen detalladamente en los siguientes capítulos.

Por último, es importante mencionar que el tema principal de esta tesis es la reología de lavas andesíticas que se ha realizado previamente en México sólo para el volcán El Metate, en Michoacán (Chevrel et al., 2016a, 2016b), y que es importante no sólo en términos geológicos para comprender la dinámica de emplazamiento, sino también para fines arqueológicos y de protección civil debido a que pudieron y pueden ocurrir en zonas habitadas impactando y movilizand o grupos poblaciones, como es posible que sucedería en la zona de estudio de este trabajo (ver capítulos siguientes). Sin embargo, es la primera vez que se realiza con ayuda de una imagen LiDAR (Light Detection and Ranging) de alta resolución (50 cm), que no fue creada para fines vulcanológicos sino arqueológicos. Aunque el uso de imágenes LiDAR en un contexto vulcanológico no es algo innovador de este estudio, pues se han realizado anteriormente en diferentes zonas como en el Monte Etna (Mazzarini et al., 2007; Favalli et al., 2010), en Oregon, Estados Unidos (Deardorff y Cashman, 2012; Deligne et al., 2016) y en Arabia Saudita (Dietterich et al., 2018), cuyo enfoque principalmente consistió en determinar cambios en la morfología de las lavas (distancia, amplitud, espesor y superficie) a través del tiempo en flujos de lava activos, y en establecer las relaciones estratigráficas de diversas unidades de flujos ya inactivos (e.g. Deardorff y Cashman, 2012; Dietterich et al., 2018), si es innovador el usar una imagen LiDAR para reconstruir la dinámica eruptiva de flujos de lavas ya solidificados que pudieron afectar zonas poblaciones, ya que sus propiedades físicas, como la temperatura, contenido de cristales y de agua que afectan a la viscosidad, influyen en la formación de estructuras volcánicas y su dinámica de emplazamiento sobre la superficie terrestre afectando el paisaje y de ser el caso, a la población circundante, y que no son posibles de medir al momento de hacer erupción (puesto a que en esta región sucedieron hace cientos o miles de años) pero son posibles de aproximar con métodos petrológicos y morfológicos, en cuyo caso, la imagen LiDAR aportará una resolución imposible de conseguir con imágenes satelitales o áreas, para una mejor delimitación y descripción morfológica, a fin de conseguir parámetros morfológicos más precisos, que ayudaran al cálculo de tiempos de emplazamiento con menor incertidumbre.

Para el área del Malpaís de Zacapu se realizó una imagen LiDAR con resolución de 50 cm creada ex profeso para fines arqueológicos y obtenida con recursos del proyecto arqueológico MESOMOBILE a cargo de los doctores Grégory Pereira y Véronique Darras (CNRS/ Université Paris 1, Pathéon-Sobornne, Paris, Francia). La resolución de esta imagen (Fig. 19) resalta la morfología superficial de los flujos de lava permitiendo a los arqueólogos detectar con gran precisión los sitios arqueológicos y su distribución espacial, mismos que no se visualizan bien en imágenes aéreas y satelitales convencionales, debido a la cobertura vegetal. Por

esta razón, el análisis morfológico superficial con un enfoque netamente vulcanológico, aportará información aplicable a métodos para determinar la reología de las lavas, que culminará con aportaciones importantes acerca de la dinámica de emplazamiento para comprender la posible relación entre la población prehispánica con el entorno volcánico y con temas de protección civil a futuro.

### **2.2 Contexto geológico**

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) es un arco magmático producido por la subducción oblicua ( $\sim 16^\circ$ ) de las placas Rivera y Cocos debajo de la Norteamericana (Fig. 1) que atraviesa de E-W al Altiplano Mexicano. Dentro de los 1,200 km de longitud y entre 80 y 230 km de amplitud se han contabilizado cerca de 8,000 estructuras volcánicas y cuerpos intrusivos (Pardo y Suarez, 1995; Gómez-Tuena et al., 2005). El CVTM se caracteriza por un fallamiento activo normal que produce estructuras tipo *horst-and-graben*, cuyas cuencas frecuentemente están o estuvieron ocupadas por lagos (Gómez-Tuena et al., 2005). Ejemplo de ello son las cuencas lacustres de Pátzcuaro, Cuitzeo y Zacapu en el estado de Michoacán (Johnson y Harrison, 1990). Las cuencas lacustres en Michoacán han sido de interés arqueológico, ya que presentaron condiciones ambientales que atrajeron en tiempos prehistóricos a grupos nómadas que posteriormente desarrollaron técnicas de agricultura en la región. El crecimiento de estos grupos culminó con el surgimiento del impero Tarasca, que tuvo su auge entre los años 1250 y 1521 d.C. en las riberas del lago de Pátzcuaro, aunque sus antecesores residieron alrededor de otros lagos como el de Zacapu (Pollard, 1993; O'Hara et al., 1993).

En la región centro-oeste del CVTM se localiza el CVMG (Fig. 4) que no sólo es el campo monogenético más grande del CVTM sino también el campo monogenético más grande en todo el mundo asociado a un régimen de subducción (Valentine y Connor, 2015). Dentro de los 40,000 km<sup>2</sup> de área del CVMG se encuentran más de 1,400 estructuras volcánicas formadas en los últimos 5 Ma (Hasenaka y Carmichael, 1985a,b; Guilbaud et al., 2011, 2012), de las cuales la gran mayoría son conos de escoria con flujos de lava asociados, flujos de lava fisurales (con centros de emisión "ocultos"), domos, volcanes escudo y en menor cantidad cráteres freatomagmáticos (Hasenaka y Carmichael, 1985a; 1985b; Hasenaka, 1994).

Hasenaka (1994) obtuvo una tasa de emisión de 0.2 km<sup>3</sup>/ka para todo el CVMG por el periodo de tiempo entre 3 y 1 Ma, debido a la aparente migración del vulcanismo hacia el sur que comenzó hace 1 Ma, y una tasa de 0.7 km<sup>3</sup>/ka para el último millón de años. Por otra parte, las tasas de emisión reportadas en estudios más recientes muestran que la tasa calculada por Hasenaka (1994) puede estar sobrestimada. Por ejemplo, Guilbaud et al. (2012) reporta una tasa de emisión de

>0.017 km<sup>3</sup>/ka para la región de Tacámbaro-Puruarán durante el último millón de años, Osorio-Ocampo et al. (2018) reportaron una tasa de emisión mínima de 0.02 km<sup>3</sup>/ka para la región de Pátzcuaro desde el Plioceno Tardío (3.9 Ma) y Reyes-Guzmán et al. (2018) una tasa de 0.04 km<sup>3</sup>/ka para el último millón de años y de 0.44 km<sup>3</sup>/ka para el Holoceno, que es comparable con una emisión de 0.34 a 0.39 km<sup>3</sup>/ka obtenida por Guilbaud et al. (2012). Otro resultado importante de estos estudios es la aparente alineación de los centros eruptivos que coincide con la dirección del Sistema de Fallas Cuitzeo (SFC) que va del NE-SW al ENE-WSW. Por otro lado, la composición química en todos los estudios regionales varía de andesita basáltica a riolita, siendo más comunes los basaltos andesíticos y las andesitas.

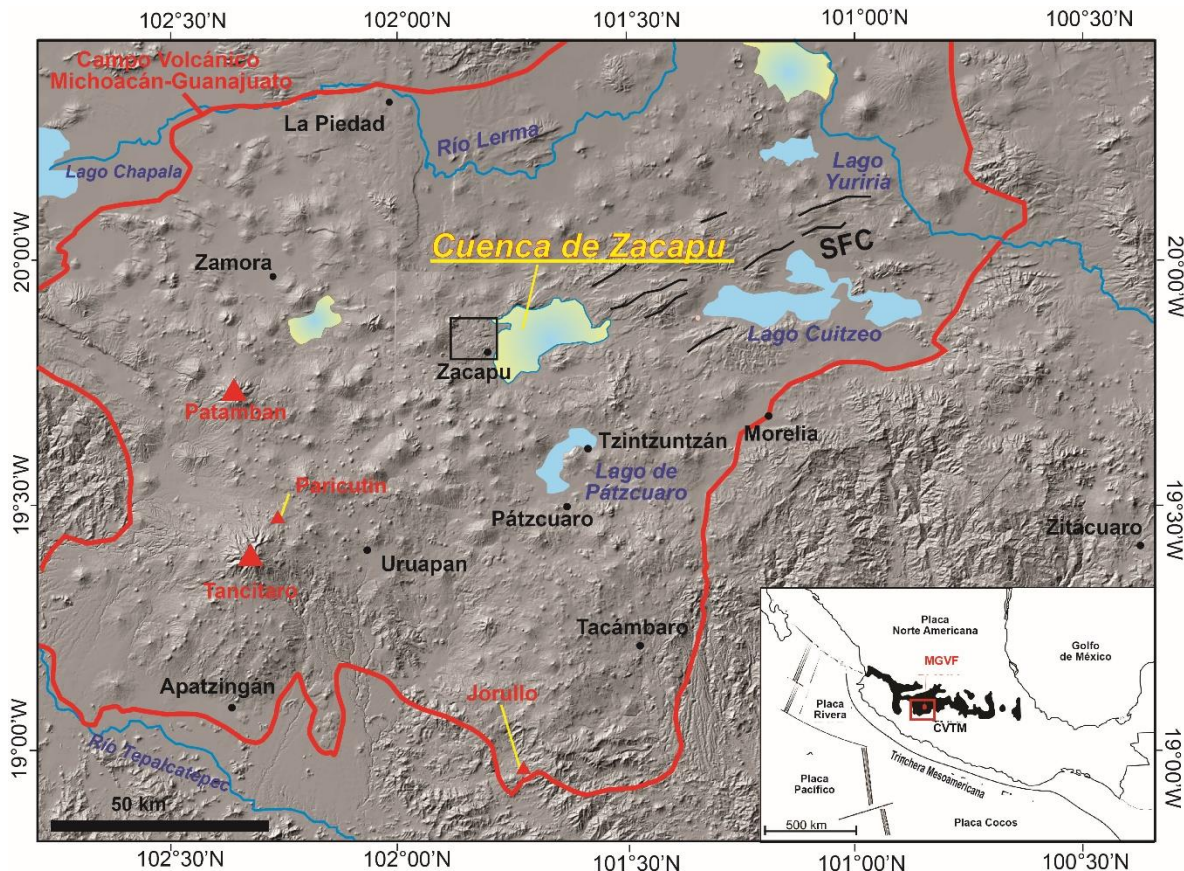


Figura 4. Modelo de elevación digital del CVMG. El sistema de fallas está señalizado con sus siglas SFC (Sistema de Fallas Cuitzeo). En azul se marcan los principales ríos y con triángulos rojos los estratovolcanes y conos de escoria históricos de Michoacán. En azul se indican los lagos actuales y con colores azul y amarillo las cuencas que tuvieron un lago en el pasado y con un rectángulo negro el área de estudio del presente trabajo. Modificado de Kshirsagar et al., 2015.

Por otra parte, los estudios enfocados en volcanes particulares muestran diversos resultados de interés. Por ejemplo, en el caso de El Metate, Chevrel et al. (2016a, b) determinaron que este volcán escudo emitió 13 coladas de lava en un mínimo de tiempo de 35 años y un máximo de 270 años, con un volumen total de ~10 km<sup>3</sup>. Este trabajo también señala que erupciones monogenéticas pueden tener

un importante impacto en poblaciones humanas cercanas. En este caso, El Metate hizo erupción alrededor del año 1250 d.C. posiblemente provocando migraciones que coinciden con el momento en que grupos poblacionales llegaron a Zacapu. Otro ejemplo, es el caso de la Alberca de Los Espinos, volcán freatomagmático localizado al centro-norte de la cuenca de Zacapu cuya erupción entre  $\sim 24,360 \pm 520$  años A.P. y  $35,645 \pm 1025/-910$  años A.P. modificó el drenaje de la cuenca, permitiendo el crecimiento del nivel del lago (Siebe et al., 2012).

A pesar de todos estos estudios, el origen del CVMG sigue presentando aún muchos enigmas, aunque se ha propuesto que la configuración geométrica peculiar de la zona de subducción frente a México (subducción de bajo ángulo) puede representar un factor crucial que promueve la formación de volcanes monogenéticos, ya que incide en el almacenamiento, ascenso y emisión de lotes de magma (Pardo y Suárez, 1995; Gómez-Tuena et al., 2007; Johnson et al., 2009; Blatter y Hammersley, 2010).

Además, las características físicas de estos magmas (densidad, viscosidad, contenido de volátiles, entre otras) han sido poco estudiadas, aunque son precisamente estos factores los que controlan la reología de los magmas que a su vez incide primordialmente en la formación de determinado tipo de estructura volcánica.

### **2.3 Zona de estudio**

La ciénega de Zacapu es una planicie lacustre localizada a 1980 metros sobre el nivel del mar, en la parte centro-norte del CVMG (Siebe et al., 2014). Esta cuenca tiene un área de captación de  $1,480 \text{ km}^2$  que incluye los altos volcánicos Plio-Cuaternarios circundantes donde crecen bosques de pino y encino (Kshirsagar et al., 2015). La cuenca de Zacapu es un *graben* con fallas normales asociadas al Sistema de Fallas Cuitzeo (SFC), también conocido como el sistema de fallas Morelia-Acambay con dirección  $N65^\circ E-N85^\circ E$  (Johnson y Harrison, 1990; Garduño-Monroy et al., 2009). La zona de estudio de la presente tesis se localiza al noroeste de la ciudad de Zacapu y corresponde a un cuadrángulo de  $\sim 80 \text{ km}^2$  que incluye a múltiples flujos de lava jóvenes, producidos por cuatro erupciones holocénicas, conocidos en su conjunto como El Malpaís de Zacapu.

La ciénega lacustre continúa con una evolución paleoclimática desde su formación durante el Plioceno Tardío-Pleistoceno (3-1 Ma) relacionada con la tectónica extensional (Demant, 1992; Pétrequin, 1994). Con el fin de conocer su historia paleoclimática, se han perforado los sedimentos lacustres y se han observado variaciones de temperatura y humedad que repercutieron en el nivel del lago, siendo más importantes los cambios en la humedad durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno (Lozano-García y Xelhuantzi-López, 1997; Metcalfe, 1997).



Durante los últimos 3,000 años del registro sedimentario se observó un mayor aumento de humedad y temperatura, que se especula generó condiciones atractivas para que grupos nómadas comenzaran a asentarse en la región y cultivaran maíz. El primer registro de polen de *Zea mays* en Michoacán se encontró en el lago de Pátzcuaro por Watts y Bradbury (1982) y fue fechado en ~3,000 años A.P. y posteriormente se encontró también en los depósitos lacustres de Zacapu y Zirahuén (Ortega et al., 2002).

Aunque se han realizado diversas perforaciones en los sedimentos del lago de Zacapu, el registro completo no se conoce. Las perforaciones realizadas han sido someras (<15 m) y sólo se ha descrito la secuencia lacustre y reportado fechamientos por radiocarbono obtenidos a partir del material orgánico de diferentes estratos. Metcalfe y Harrison (1984) reportaron sedimentos con edades inferiores a  $28,100 \pm 680$  y  $25,200 \pm 530$  años A.P., Ortega et al. (2002) con un rango entre  $34,840 \pm 830$  y  $24,400 \pm 190$  años A.P., y Reyes-Guzmán et al. (2018), aunque no es un estudio sobre los sedimentos lacustres, obtuvieron una edad de  $13,985 \pm 245/-325$  años A.P. en sedimentos localizados inmediatamente debajo de un flujo de lava del volcán El Capaxtiro. Es decir, la cuenca del lago de Zacapu y su relleno sedimentario son más antiguos que 40,000 años A.P. y es posible que el registro abarque cientos de miles de años.

Además, la evolución del lago no está limitada a condiciones climáticas, sino también a condiciones volcánicas. En los estudios paleoclimáticos también se mencionan capas de ceniza intercaladas en los sedimentos lacustres que modificaron la ecología del lago (Ortega et al., 2010) e inclusive la morfología, ya que el vulcanismo joven desplazó las riberas del lago (Reyes-Guzmán et al., 2018).

Con respecto al vulcanismo de la cuenca de Zacapu, en la región oriental el volcán más antiguo es La Leonera con edad pliocénica de  $4.6 \pm 0.0016$  Ma fechado por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y de composición basalto-andesítica a andesita ( $\text{SiO}_2=53-59$  wt.%), y el volcán más joven es La Mina (cono de escoria) fechado por  $^{14}\text{C}$  con una edad holocénica de entre  $7,045 \pm 120$  y  $10,020 \pm 230$  años A.P. (Kshirsagar et al., 2015). El estudio realizado por Kshirsagar et al. (2015) se concentra en el cráter freatomagmático Alberca de Guadalupe localizado 34 km al E de la ciudad de Zacapu. Sin embargo, el mapa geológico muestra al menos 20 estructuras volcánicas mapeadas y analizadas químicamente, de las cuales la gran mayoría son de composición andesítica y más jóvenes de 4.6 Ma.

En el sector sur de la cuenca lacustre de Zacapu se contabilizaron 36 volcanes dentro de un área de ~508 km<sup>2</sup> con un volumen de magma total emitido de ~25 km<sup>3</sup>, del cual la mayoría de las muestras son basaltos traquiandesíticos y andesitas (Ramírez-Uribe et al., 2019). De acuerdo con Ramírez-Uribe et al. (2019) de estos 36 volcanes ocho son conos de escoria, siete conos de escoria con flujos de lava asociados, siete flujos de lava, siete volcanes escudo, y siete domos, formados desde el Pleistoceno Medio, siendo el Cerro Tipicato (un volcán escudo)

el volcán más antiguo fechado por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en  $1.468 \pm 0.104$  Ma. En esta región de la cuenca se localiza el sitio arqueológico Cortijo Viejo sobre uno de los flujos de lava más distales del cono de escoria El Mazcuta (fechado en  $7970 \pm 135$  años A.P.), que no ha sido estudiado a detalle pero que ha sido clasificado como un asentamiento del Post-Clásico (1200-1521 d.C.; Ramírez-Uribe et al., 2019, y las referencias ahí citadas).

La región occidental estudiada por Reyes-Guzmán et al. (2018) comprende un área  $\sim 395$  km<sup>2</sup> mapeada a detalle en la que se contabilizaron 47 volcanes, de los cuales 19 son flujos de lava, 17 conos de escoria con flujos de lava asociados, 7 volcanes escudo, 3 domos y 1 cráter freatomagmático (Fig. 5). El volumen total emitido por estas estructuras es de  $\sim 49$  km<sup>3</sup>. De este total, 42 km<sup>3</sup> son andesitas, 4 km<sup>3</sup> dacitas, 1.4 km<sup>3</sup> basaltos traquiandesíticos, 1 km<sup>3</sup> andesitas basálticas y 0.14 km<sup>3</sup> riolitas. Estos volúmenes fueron emitidos desde el Pleistoceno Temprano, siendo el flujo Mesa El Pinal el más antiguo fechado por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en  $2.095 \pm 0.13$  Ma y El Malpaís Prieto el más joven fechado por el método paleomagnético en 829-962 d.C. (Mahgoub et al., 2018). Además, Reyes-Guzmán et al. (2018) observaron un alineamiento de los centros eruptivos en la región con dirección ENE-WSW que coincide con el Sistema de Fallas Cuitzeo (SFC), es decir, el ascenso de magmas como diques a través de la corteza superior está controlado por la tectónica regional.

Asimismo, los numerosos fechamientos de la región indican que desde el Pleistoceno Temprano el occidente de la cuenca ha estado activo emitiendo diversos tipos de magma que producen diferentes estructuras. Durante el Pleistoceno Temprano se emitieron 7 km<sup>3</sup> de magma producidos por 9 estructuras mayoritariamente volcanes escudo de composición andesítica, aunque también fueron emitidos dacitas y basaltos traquiandesíticos. Durante el Pleistoceno Medio se produjo un volumen de 26 km<sup>3</sup>, emitido por 18 estructuras de composición andesítica y dacítica, principalmente volcanes escudo. En el Pleistoceno Tardío se emitieron 11.2 km<sup>3</sup> de magma andesítico con poco aporte de material riolítico y basalto andesítico, producto de 15 volcanes, principalmente conos de escoria con flujos de lava. Por último, en el Holoceno se han emitido 4.6 km<sup>3</sup> de magma producto de 5 flujos de lava andesíticos, todos éstos emplazados en los últimos 3,200 años (Reyes-Guzmán et al., 2018; Mahgoub et al., 2018).

Otro resultado importante del estudio de Reyes-Guzmán et al. (2018) es que en los últimos 30,000 años la formación de estructuras volcánicas no ha sucedido en periodos de tiempo regulares. Se observaron dos “clusters” (agrupamientos) temporales y espaciales. El primero incluye cuatro volcanes e inició hace  $\sim 27,000$  años a.C. con la erupción del cono de toba Alberca de Los Espinos (al NE), poco después del Último Máximo Glaciar. Este agrupamiento tardó aproximadamente 6,000 años en formarse culminando con la erupción del domo riolítico Las Pomas (al SW del sector occidental). Después de un lapso  $\sim 5,000$  años sin actividad (posterior al emplazamiento de Las Pomas) se produjo una erupción de pequeño volumen que formó al Molcajete de Eréndira ( $\sim 16,000$  años a.C.), un cono de

escoria con flujo de lava asociado. Posteriormente, hubo un periodo de ~11,000 años sin actividad volcánica, hasta que comenzó la formación del segundo agrupamiento, que inició con la erupción del cono de escoria Las Vigas, mismo que produjo el flujo de lava El Infiernillo. Esta erupción se logró fechar mediante el método de radiocarbono en 3,200 años A.P. (= ~1470 a.C), mientras que la última y cuarta erupción produjo el flujo de lava el Malpaís Prieto, misma que ocurrió alrededor del año 900 d.C. Este segundo agrupamiento estuvo más limitado en tiempo y espacio. Incluyó 5 flujos de lava que se emplazaron en ~2,500 años, cuatro de estos flujos están a menos de 3 km de cada uno y se localizan al noroeste de la ciudad de Zacapu. Debido a su cercanía con esta ciudad son conocidos grupalmente como El Malpaís de Zacapu.

Los flujos de lava que conforman al Malpaís de Zacapu son: El Infiernillo (producto del cono de escoria Las Vigas) fechado en 3,200 años A.P. (=1471 cal a.C.) por el método de radiocarbono (Reyes-Guzmán et al., 2018), el Malpaís Las Víboras con rangos de edad de 1,340-1230 y 1030-940 a.C., El Capaxtiro (Fig. 6A) con una edad entre 200 y 80 años a.C, y el Malpaís Prieto (Fig. 6B) con una edad entre 830 y 960 años d.C. (fechamientos obtenidos por el método paleomagnético por Mahgoub et al., 2018).

Estos flujos son conocidos como malpaíses debido a su morfología rocosa (Fig. 7). La palabra malpaís es un término utilizado por los campesinos (en Michoacán) para referirse a terrenos donde no se puede cultivar (y aparentemente tampoco vivir). Todos los flujos excepto el Malpaís Prieto tienen una cubierta vegetal boscosa, aunque carecen de suelos desarrollados, lo que los hace inviables para fines agrícolas. El Malpaís Prieto carece de cubierta vegetal y de ahí recibe su nombre: La roca negra andesítica resalta, acentuando su carácter inhóspito.

Paradójicamente, el Malpaís de Zacapu estuvo altamente poblado durante un periodo de tiempo relativamente corto entre 1250 d.C y 1400 d.C. (Michelet et al., 2005). Durante estos años un grupo conocido como *Uacúsechas* modificaron la morfología de las lavas adaptándolas para hacerlas habitables. Los *uacúsechas* fueron un grupo de personas que llegaron enviadas por el dios Caricaueri (dios purépecha del fuego) para unificar las poblaciones ya existentes en la región del norte de Michoacán (De Alcalá, 2000).

De acuerdo con la *Relación de Michoacán* (documento histórico que narra la historia del imperio Tarasco recopilada por narraciones orales por Fray Jerónimo de Alcalá), los *Uacúsechas* se distinguían por su comportamiento “chichimeca” (se les describe de esta manera en la *Relación de Michoacán* porque se dedicaban a actividades que los lugareños no, además de que tenían palabras propias a las que se les llama “serranas”, ya que a pesar de hablar el mismo lenguaje que los

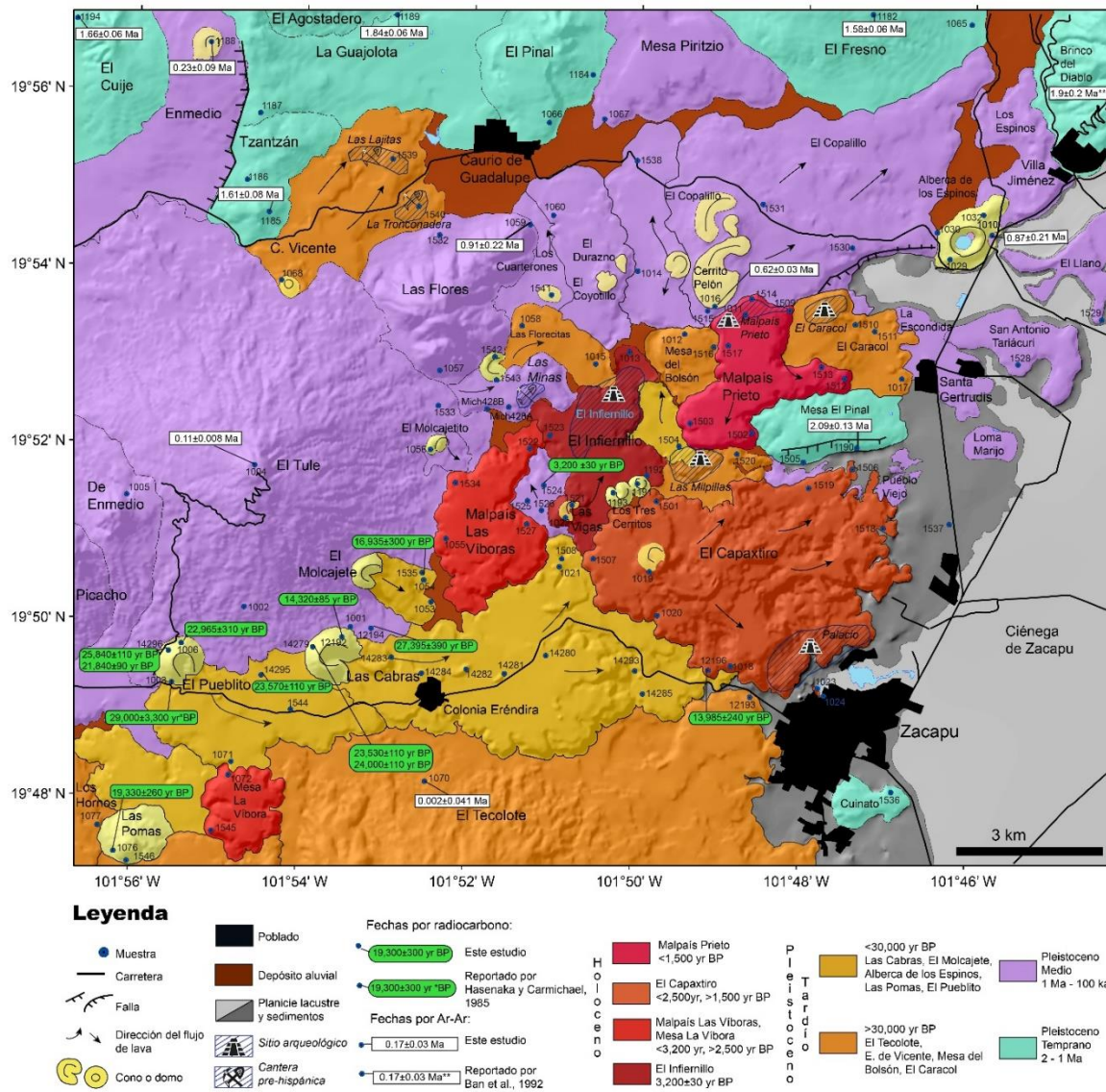


Figura 5. Mapa geológico de la región Zacapu, donde se delimitan las estructuras volcánicas que conforman la región occidental de la cuenca lacustre. Se reportan los fechamientos realizados y las estructuras delimitadas. Tomado de Reyes-Guzmán, 2017, et al., 2018.

lugareños, conservaban palabras propias de su grupo poblacional) que contrastaba con el de las personas que ya habitaban en las orillas de los lagos. Los *uacúsechas* se dedicaban a la caza y a la tala, mientras que los nativos a la pesca y a la agricultura. También se menciona que, a pesar de contrastar en su comportamiento, tenían un lenguaje similar al de los nativos, lo que sugiere la posibilidad de una mezcla previa de grupos chichimecas con grupos michoacanos probablemente desplazados de sus tierras por erupciones volcánicas. Por ejemplo, la erupción del volcán escudo El Metate (localizado a ~50 km de Zacapu) que hizo erupción aproximadamente en el año 1250 d.C (Chevrel et al., 2016a) posiblemente haya desplazado a los pobladores circundantes. Adicionalmente, entre los años 900 y 1250 d.C. hubo un auge poblacional al norte de la vertiente del Lerma que culminó cuando el auge en Zacapu inició (Michelet et al., 2005), lo cual sugiere una conexión

causal. Posiblemente los *Uacúsechas* fueron poblaciones en migración que se unieron en su camino a Zacapu. También es importante señalar que Caricaueri es el dios tarasco del fuego y deidad principal de los *Uacúsechas*, es decir, el vulcanismo activo del CVMG pudo influenciar fuertemente las creencias de poblaciones chichimecas migrantes.

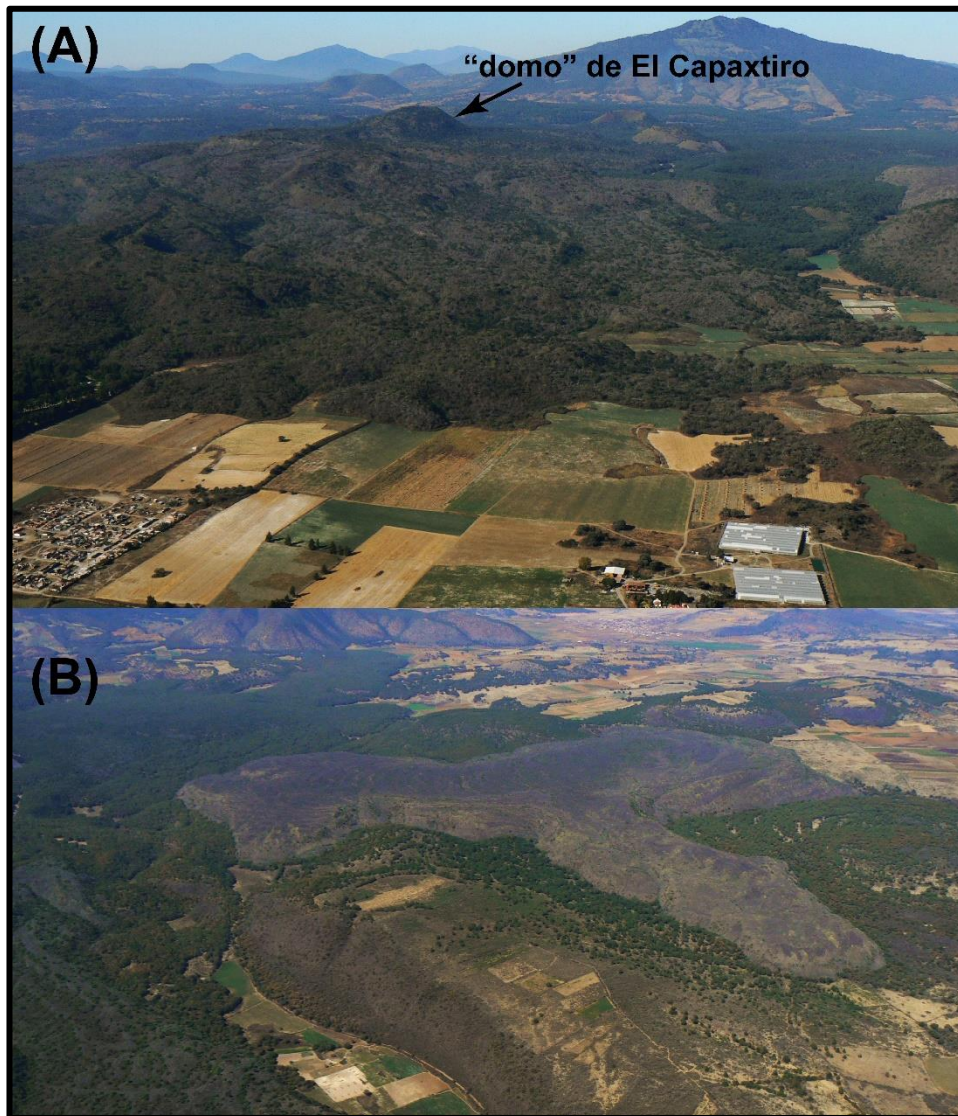
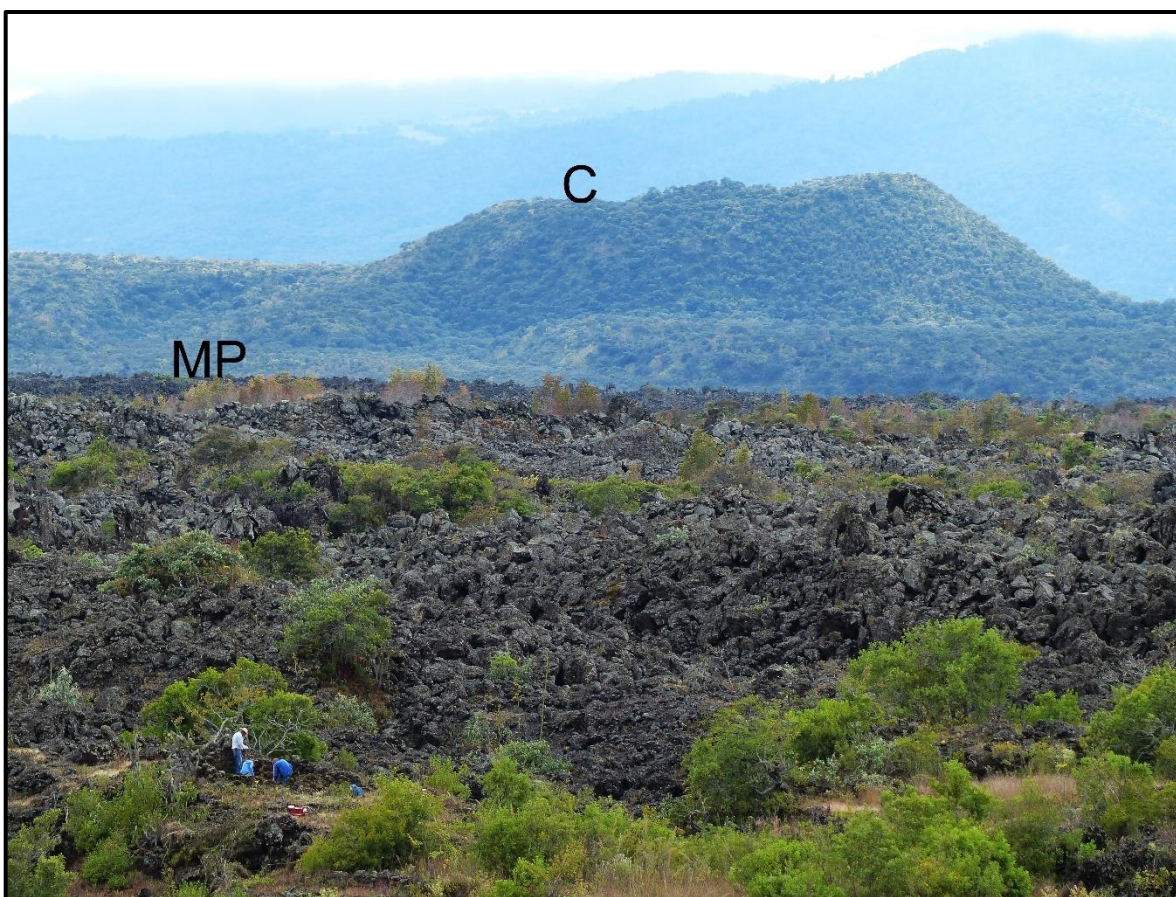


Figura 6. Fotografías aéreas. (A) Vista de El Capaxtiro desde el E, se puede apreciar su "domo". (B) Vista del Malpaís Prieto, desde el SE, donde se observa su escasa cubierta vegetal. Fotografías tomadas por Claus Siebe.

Aunque podría parecer claro que el vulcanismo ha ejercido una fuerte influencia en las poblaciones michoacanas prehispánicas, la falta de información referente a edades de volcanes y tiempos de emplazamiento dificulta el estudio del impacto de las erupciones sobre la población. Actualmente sólo se conoce que en la región de Zacapu hubo periodos de abandono y ocupación relacionadas a las erupciones holocénicas que formaron al Malpaís de Zacapu (Pétrequin, 1994). Es

decir, la zona aledaña al lago, que ocupaba 260 km<sup>2</sup> antes de ser drenado a principios del siglo XX por los hermanos Noriega para ganar tierras de cultivo (Noriega y Noriega, 1923; Metcalfe, 1997), estuvo habitada desde el año 100 a.C. y es conocida como la zona de Las Lomas (Pétrequin, 1994; Arnauld et al., 1993; Metcalfe, 1997; Darras, 1998). Desde ese año sólo se sabe de la erupción del Malpaís Prieto (900 d.C.) y de la erupción de El Metate (1250 d.C.), sin embargo, es probable que el vulcanismo activo del CVMG fuera atestiguado por habitantes prehispánicos. También es probable que el carácter monogenético y efusivo (principalmente) en la región no presentara un peligro tan alto para la población. Aunque los tremores, la caída de ceniza, y los incendios provocados por las altas temperaturas de las lavas debieron tener un impacto alto en las personas para que se movilizaran y reagruparan (Chevrel et al., 2016b; Reyes-Guzmán et al., 2018)

Para entender mejor la relación del vulcanismo con la ocupación prehispánica es necesario considerar que al tratarse de erupciones efusivas principalmente, el peligro que de ellas emana es mucho menor que si se tratase de erupciones explosivas. Es decir, para valorar mejor el posible impacto de las erupciones, se requieren estudios más detallados que aporten información referente a la dinámica de emplazamiento de los volcanes monogenéticos efusivos, tales



*Figura 7.* Superficie del flujo de lava del Malpaís Prieto (MP). En primer plano se observan arqueólogos excavando. Al fondo se encuentra El Capaxtiro (C). Fotografía tomada por Claus Siebe.

como fechamientos de las erupciones, morfología de los edificios volcánicos, duración y temperaturas de erupciones, etc., parámetros que serán aportados con la presente tesis para los flujos de lava de El Malpaís de Zacapu.

### **2.4 Objetivos**

El objetivo general de la presente tesis es aportar información útil y relevante acerca de la reología, dinámica y tiempo de emplazamiento de flujos de lava dentro del CVMG, que sirva como base para trabajos futuros relacionados al impacto de los peligros por volcanes monogenéticos, tanto en poblaciones prehispánicas, como en poblaciones actuales y futuras.

Los objetivos particulares se enlistan a continuación:

- Determinar las propiedades reológicas de los magmas que conforman al Malpaís de Zacapu.
- Proponer un rango de tiempo de emplazamiento de los flujos de lava del Malpaís de Zacapu.
- Aportar información relevante acerca del emplazamiento de flujos de lava y su posible impacto (y conexión) en poblaciones prehispánicas.

### **2.5 Metodología**

En esta sección se describirán los métodos generales que se aplicaron en el estudio. Mismos que abarcan metodologías descritas en Reyes-Guzmán 2017 (tesis de licenciatura) pero que sirvieron de base esencial para los métodos más específicos de esta tesis, tales como la geotermobarometría, el cálculo de la viscosidad de lavas y el tiempo de emplazamiento. Cada uno de estos métodos se describe a detalle en secciones posteriores del trabajo.

Durante el trabajo previo (Reyes-Guzmán, 2017; Reyes-Guzmán et al., 2018) se realizaron campañas de campo en las que se recolectaron sistemáticamente muestras de los flujos de lava del Malpaís de Zacapu, se tomaron un total de 27 muestras, que se analizaron química. Para los análisis químicos se seleccionaron muestras de roca densa y escoria representativos. Éstas se mandaron a *Activation Laboratories LTD* en Ancaster, Canadá para el análisis de elementos mayores y trazas, mediante una combinación de métodos que incluyó la espectrometría de emisión de plasma de acoplamiento inductivo por fusión (FUS-ICP) y digestión total (TD-ICP) y activación de neutrones (INAA).

Para este tipo de análisis químicos las muestras se pulverizan con herramientas de acero templado que contaminan con 0.1% de Fe. Para FUS-ICP la muestra pulverizada se mezcla con un fundente de metaborato y tetraborato de litio

y se vierte en una solución al 5% de ácido nítrico que se mezcla hasta disolver. Posteriormente se analizan los elementos mayores y algunos trazas con un espectrómetro *Thermo Jarell-Ash ENVIRO II ICP*. Para el método TD-ICP, se toman ~0.25 g de muestra pulverizada y se digiere con cuatro ácidos, comenzando con ácido fluorhídrico, seguido por una mezcla de ácido nítrico y perclórico. A lo largo del proceso, la muestra se seca y se coloca de nuevo en una solución de ácido clorhídrico. Finalmente se analiza con un espectrómetro Varian Vista 735. Para el método INAA, se toma una alícuota de una muestra preparada siguiendo el proceso para FUS-ICP y se encapsula en un frasco de polietileno y se irradia en un flujo térmico de neutrones. Después de siete días, la muestra se mide con un detector 1332 KeV Co-60 *photopeak* de alta pureza con resolución de 1.7 KeV, determinando la huella de cada elemento según su radiación gamma. Para más información consultar el sitio web del laboratorio (<http://www.actlabs.com/>).

En esta tesis se realizó el análisis petrográfico de las láminas delgadas. Para esto, primero se mandaron hacer láminas delgadas a *Mann Petrographics*, Ojo Caliente, Nuevo México. La realización de las láminas delgadas consiste en cortar una muestra de mano en forma de rectángulo de 5cm de largo por ~2.5 cm de ancho y 1 cm de espesor. Se pule una superficie del rectángulo y se le adhiere con resina epóxica un portaobjetos. Posteriormente, se rebaja el espesor con abrasivos de 400, 600, 800 y 1000 micras hasta que se obtiene un espesor aproximado de 30 micras. Las láminas se pulen con terminado espejo. Una vez obtenidas las láminas se observaron bajo un microscopio petrográfico Leica, se definieron las texturas y fases minerales presentes. También se realizó un conteo de 1000 puntos por lámina bajo un microscopio Olympus, desplazando automáticamente la lámina 3 mm entre cada punto y 1 mm entre línea de conteo. El desplazamiento horizontal se hace de manera automática con la ayuda de un contador eléctrico que avanza 3 mm al marcar, con un teclado especial, un punto. La misma placa del contador tiene una regla marcada en los bordes junto con dos engranes (uno de cada lado), que se mueven manualmente, para desplazar verticalmente las líneas de conteo.

Además, en esta tesis, se realizaron análisis químicos de minerales. Para este, primero se seleccionaron muestras características de cada flujo de lava, después con base a la petrografía y composición química se analizaron diferentes cristales de fases minerales. En general, se analizaron olivinos, clinopiroxenos, ortopiroxenos y plagioclasas de 13 muestras. Los resultados y mayor detalle de la metodología se describen en los siguientes capítulos.

Adicionalmente, se usó una imagen LiDAR de alta resolución como base para los análisis morfológicos de los flujos de lava del Malpaís de Zacapu. El uso de imágenes LiDAR en zonas volcánicas ha comenzado a adquirir mayor relevancia debido a la alta resolución que permite esta tecnología. Las imágenes LiDAR se crean a través de pulsos laser que se transmiten desde un sistema activo hacia la superficie de interés. Estos pulsos son reflejados cuando inciden en la superficie y regresan al instrumento de emisión. El tiempo que tarda en llegar del punto de



emisión a la superficie y regresar de nuevo al punto inicial es medido y utilizado para calcular la distancia entre el instrumento y la superficie. Combinando el rango de mediciones con la dirección del pulso emitido (determinado con un sistema de navegación y posición GPS) es posible reconstruir la superficie generando una nube de puntos (Favalli et al., 2010; Cashman et al., 2013). Dicha reconstrucción puede adquirir una alta resolución dependiendo de la cantidad de puntos emitidos. El procesamiento posterior de la nube de puntos permite filtrar diferentes capas (e.g. cubierta vegetal) para adquirir la de interés. Además, se puede procesar para adquirir modelos digitales de elevación que permiten resaltar la morfología del terreno. En zonas volcánicas se han obtenido imágenes LiDAR de hasta 50 cm de resolución (e.g. Dietterich et al., 2018) aunque la gran mayoría de las imágenes encontradas en la literatura consultada tienen resoluciones de 1 m (Mazzarini et al., 2007; Favalli et al., 2010; Harris et al., 2010; Deardorff y Cashman, 2012; Deligne et al., 2016). Aunque estas resoluciones permiten apreciar las características morfológicas superficiales de los flujos de lava, en dichos trabajos no se llevó a cabo un análisis morfológico detallado, sino más bien se enfocaron en la identificación de distintas unidades de flujo de lava ya solidificados y en el monitoreo de flujos de lava activos determinando dimensiones morfológicas de los flujos (e.g. longitud, amplitud de canal y de flujo, y espesor), así como definiendo los contactos entre unidades, es decir, para el mapeo de cambios en el terreno a través del tiempo.

Estos diferentes métodos se integraron junto con otros más específicos, que se detallan en cada capítulo correspondiente, para obtener diferentes resultados que aportaron información sobre la dinámica eruptiva en el Malpaís de Zacapu.

## Capítulo 3. Composición de las lavas

### 3.1 Geoquímica (elementos mayores, traza y REE)

El Malpaís de Zacapu está conformado por cuatro flujos de lava holocénicos que incluyen: El Infiernillo fechado en  $3,200 \pm 30$  años A.P. (1471 cal a.C.) por radiocarbono (Reyes-Guzmán et al., 2018), Malpaís Las Víboras con rangos de edad de 1,340-1,230 y 1,030-940 a.C., El Capaxtiro con una edad entre 200 y 80 años a.C., y Malpaís Prieto con una edad entre 830 y 960 años d.C. (fechamientos obtenidos por paleomagnetismo por Mahgoub et al., 2018). Geoquímicamente, el flujo menos evolucionado es El Infiernillo con un contenido de  $\text{SiO}_2$  variable entre 56.35 y 58.65 wt.%, seguido por el Malpaís Las Víboras con una variación entre 61.15 y 62.46wt.%, después el Malpaís Prieto con contenido entre 61.56 y 62.79 wt.%. Finalmente, el flujo más evolucionado es El Capaxtiro con un contenido entre 61.13 y 64.13 wt.%. En la figura 8 se muestra el tipo de roca de las muestras analizadas según la clasificación propuesta por Le Bas et al. (1986).

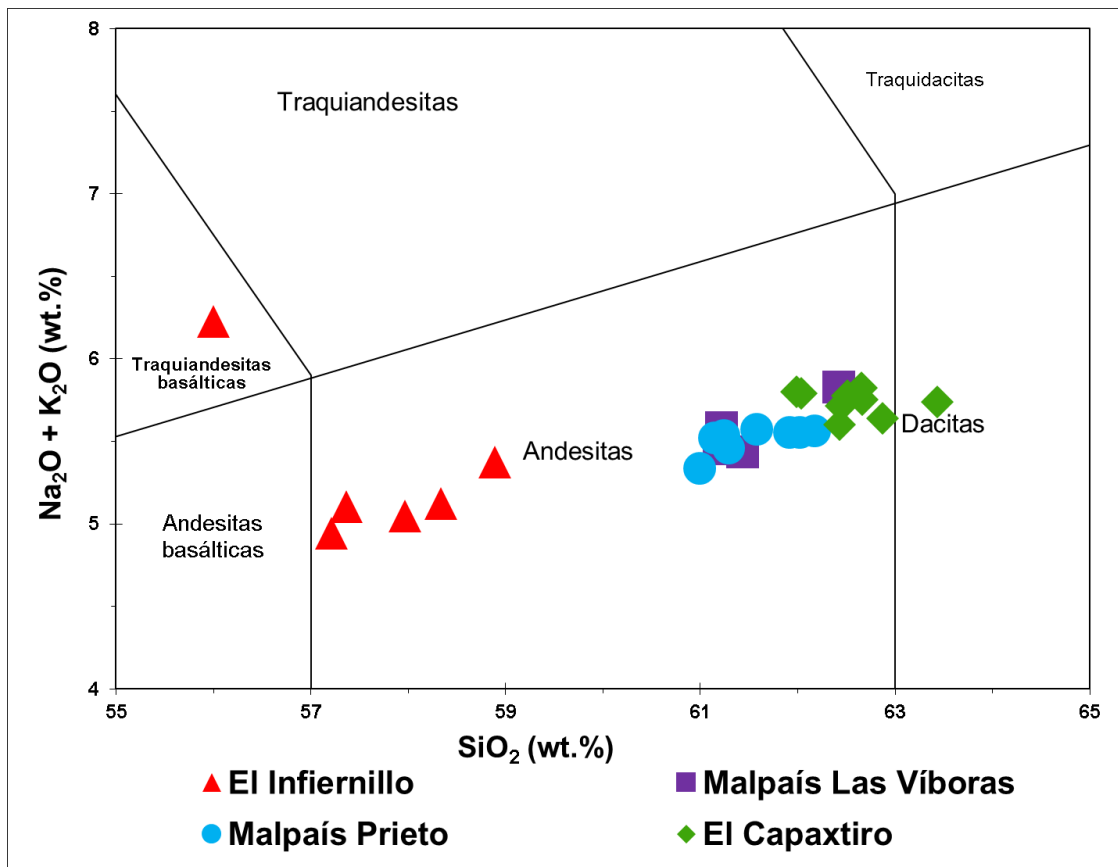
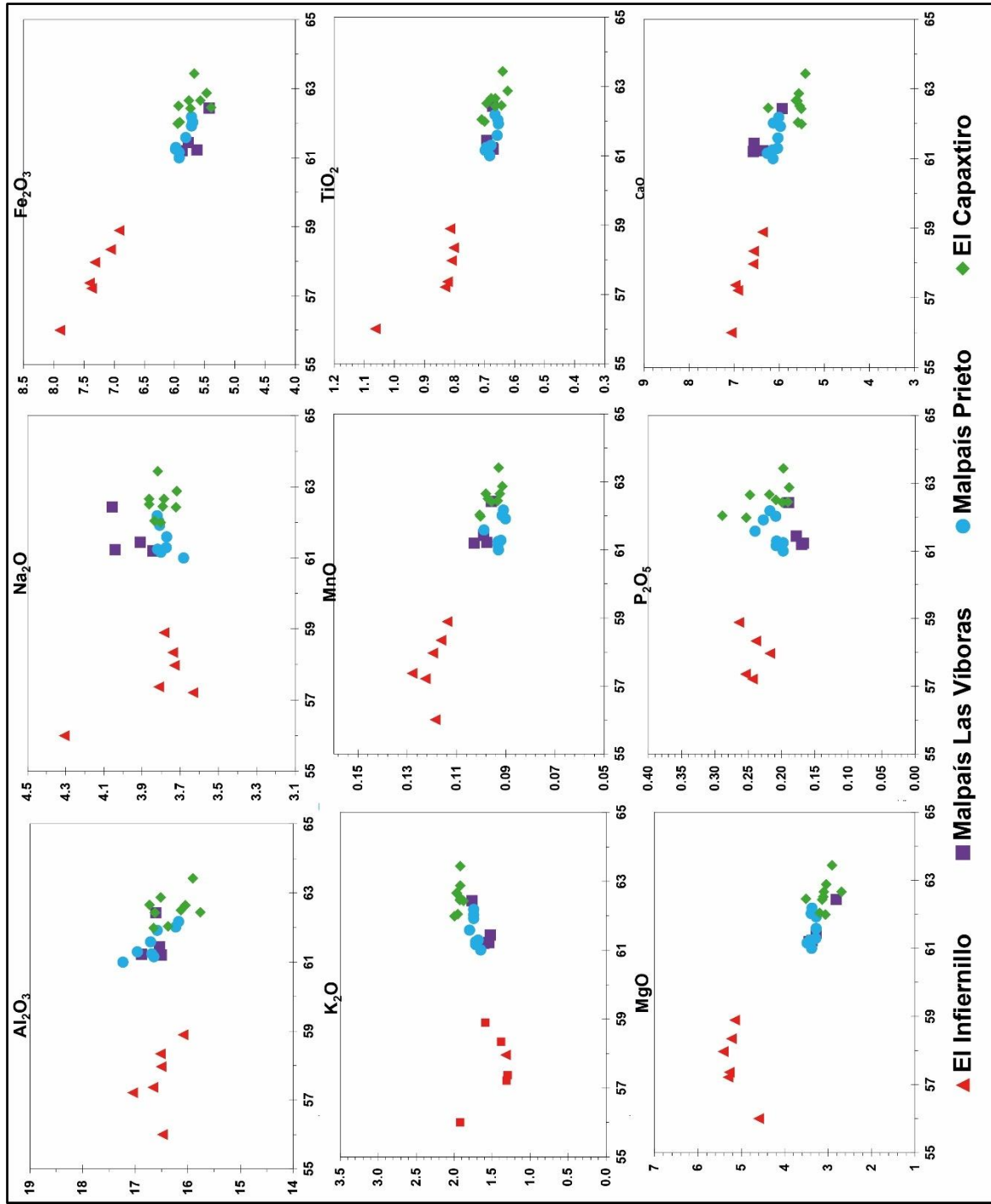


Figura 8. Diagrama de  $\text{SiO}_2$  vs álcalis total (normalizadas al 100% base anhidra) de las muestras del Malpaís de Zacapu.

Figura 9. Diagramas de Harker de las muestras analizadas. En el eje vertical se muestra el porcentaje en peso (wt.%) de los óxidos principales y en el eje horizontal el porcentaje en peso de SiO<sub>2</sub> (wt.%).



Con respecto a los demás elementos mayores, la variación de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{MnO}$  muestra pendientes negativas, claramente marcadas, al incrementar el  $\text{SiO}_2$  en todos los flujos. El contenido de  $\text{P}_2\text{O}_5$  tiene pendientes positivas conforme aumenta el  $\text{SiO}_2$  en El Infiernillo y Malpaís Las Víboras, en el Capaxtiro la tendencia es negativa al igual que en muestras del Malpaís Prieto. La variación de  $\text{MgO}$  sólo tiene pendientes positivas claras en El Infiernillo, que después se vuelve negativa, en el Malpaís Las Víboras la tendencia es negativa y en los otros dos flujos no hay una tendencia clara. El contenido de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  no presenta variaciones sustanciales en los flujos, aunque se observa un muy ligero aumento de estos óxidos conforme incrementa el contenido en  $\text{SiO}_2$  (ver anexo; Fig. 9)

Los elementos traza, los elementos de las tierras raras (REE= *Rare Earth Elements*) se normalizaron utilizando los valores para condrita propuestos por Sun y McDonough (1989). Las abundancias de los elementos litófilos de radio iónico grande (LILE= *Large Ion Lithophile Elements*) se normalizaron utilizando los valores del manto primitivo propuestos por McDonough et al. (1992). Los cuatro flujos presentan patrones similares (Fig. 10). Todos están enriquecidos en tierras raras ligeras como La, Ce, Pr, Nd y Sm. En ninguno se observan anomalías en Eu. Referente a los LILE se observan anomalías negativas de Th, Nb, Ce, Sr, Hf y anomalías positivas en Ba, K, Pb, Nd y Zr. Estos patrones son típicos de zonas de subducción (ver anexo).

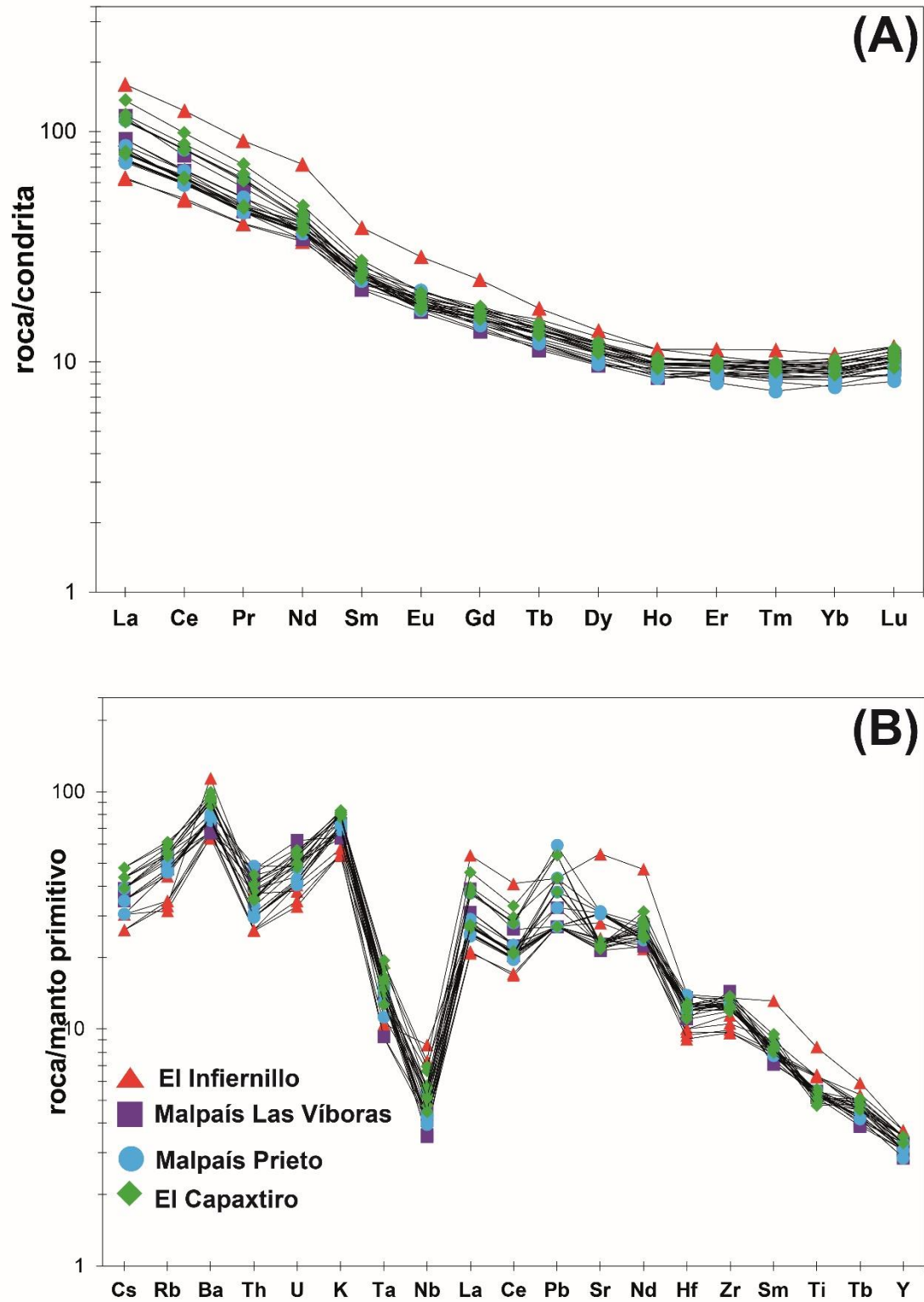


Figura 10. (A) Composiciones de REE de las muestras analizadas del Malpaís de Zacapu normalizadas con los valores de condrita (Sun y McDonough 1989). (B) Abundancias de elementos traza del Malpaís de Zacapu normalizadas con el manto primitivo (McDonough et al., 1992).

### 3.2 Petrografía

Se estudiaron (ver anexo) 6 láminas delgadas de El Infiernillo (3 de escoria y 3 de lava), 4 del Malpaís Las Víboras, 8 del Malpaís Prieto y 8 de El Capaxtiro, de estos últimos tres flujos todas las láminas fueron hechas a partir de muestras de lava. En cada una de ellas se realizaron conteo de puntos para estimar las proporciones de los minerales que contienen. Las muestras escoráceas de El Infiernillo tienen de 35 a 54 vol.% de vesículas irregulares ligeramente alargadas (2 mm), mientras que las muestras de lava tienen de 5 a 16 vol.% de vesículas que disminuyen en tamaño y abundancia hacia la parte septentrional del flujo (distal al centro de emisión). Además, la matriz de todas las muestras representa del 53 al 83 vol.% y está formada por vidrio y microlitos que no son fáciles de distinguir uno del otro. El contenido de fenocristales (tamaño mayor a 0.3 mm) varía de 3.1 a 10.7 vol.%, y las fases observadas son de olivino (Fig. 11A; <1 mm), hiperstena (0.5 mm), augita (<0.5 mm), plagioclasas (<1 mm) y ocasionalmente hornblenda (Fig. 11B; 0.5

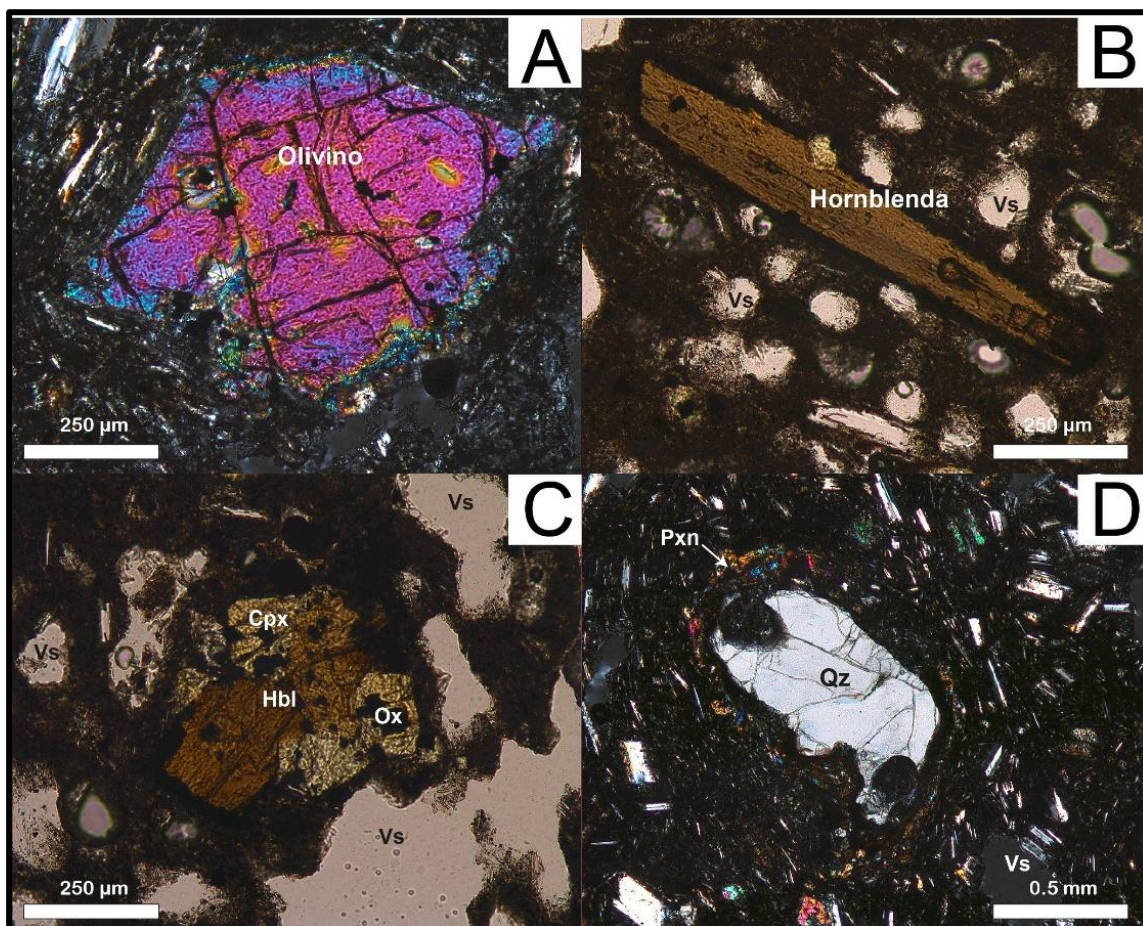


Figura 11. Microfotografías del Infiernillo (Las Vigas) **A.** Típico cristal de olivino presente en el flujo. **B.** Hornblenda en una matriz vítrea y con vesículas ligeramente redondeadas (Vs). **C.** Aglomerado de hornblenda (hbl) con augita (Cpx) y minerales opacos. **D.** Típico xenocristal de cuarzo (Qz) rodeado de piroxenos (Pxn= augita e hiperstena).

mm) opacitizada (bordes de reacción) en sectores proximales del flujo. Las plagioclasas resaltan por su tamaño y por presentar bordes de absorción, maclas polisintéticas y texturas de tamiz. Los microfenocristales (tamaño entre 0.3 y 0.03 mm) aportan entre 6 y 23 vol.% y son las mismas fases minerales ya mencionadas. Adicionalmente, se observaron cristales de cuarzo con tamaños desde 0.5 a >1 mm con bordes de piroxeno (Fig. 11D) y glomeropórfidos de anfíbol con piroxeno (Fig. 11C). El porcentaje de óxidos varía sin relación aparente entre las muestras desde 0.2 hasta 12 vol.%.

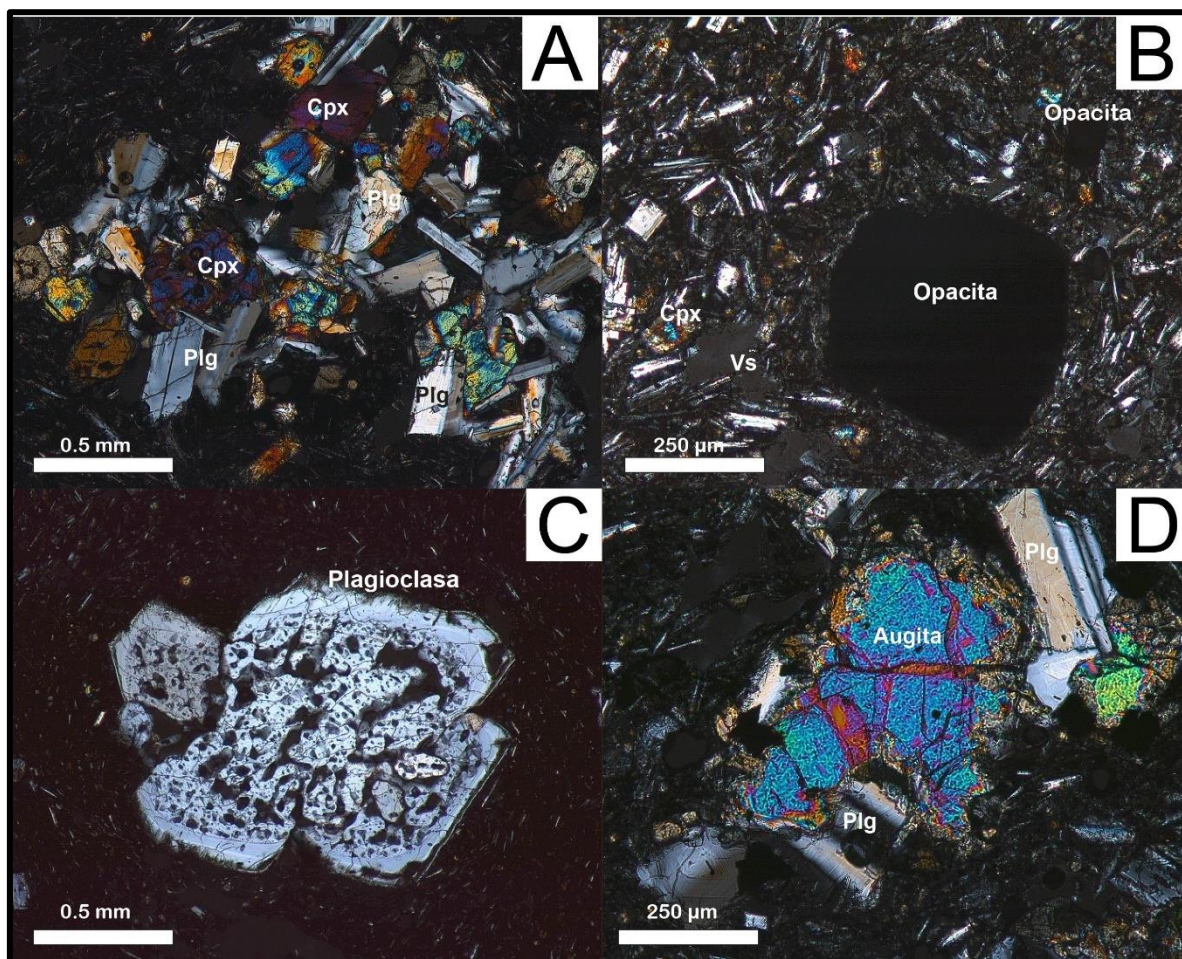


Figura 12. Microfotografías del Malpaís Las Víboras. A. Aglomerado de augita (Cpx) y plagioclasa (Plg). B. Opacita rodeada de una matriz vítrea con vesículas (Vs) irregulares y algunos microfenocristales de augita (Cpx). C. Xenocristal de plagioclasa con textura de tamiz y borde de reacción. D. Plagioclasa con crecimiento intergranular de augita.

Las muestras del Malpaís Las Víboras presentan textura porfírica con una variación entre 7 y 10 vol.% de fenocristales, entre 4 y 20 vol.% de microfenocristales, entre 64 y 85 vol.% de matriz (microlitos y vidrio) y entre 2 y 9 vol.% de óxidos. Las vesículas (hasta 11 vol.%) son irregulares con tamaños de hasta 1 mm, generalmente son microvesículas ligeramente redondeadas en las zonas oriental y occidental del flujo (zonas distales). Los fenocristales son de

hiperstena alargada (1 mm) y augita (<1 mm) que en ocasiones forman glomeropórfidos (Fig. 12A). Los microfenocristales son esas fases y plagioclasa. También se observaron opacitas sin vestigios de hornblenda (Fig. 12B), así como xenocristales de cuarzo (<2 mm) con coronas de piroxeno. Los fenocristales de plagioclasa también tienen bordes de absorción, maclas polisintéticas y texturas de tamiz (Fig. 12C), en ocasiones presentan crecimiento intergranular de augita (Fig. 12D).

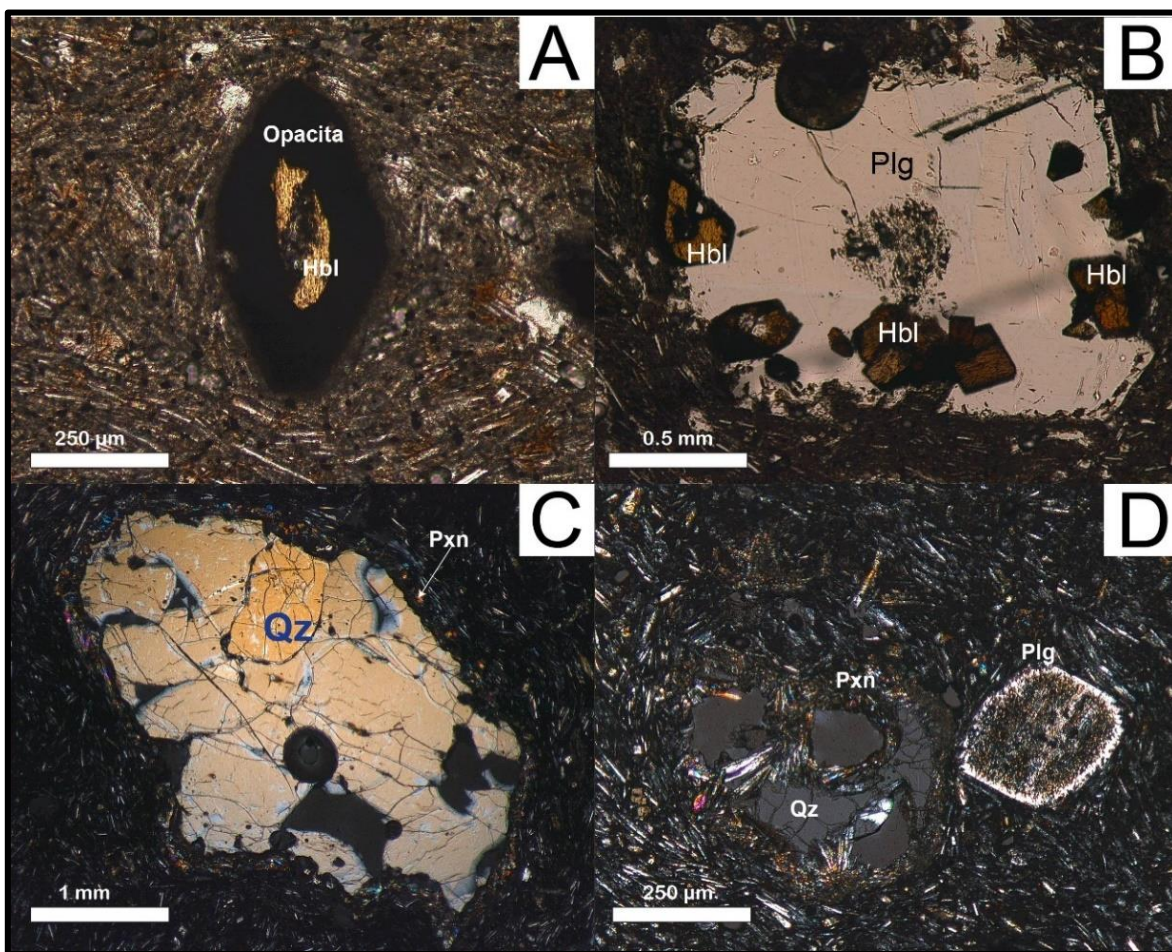


Figura 13. Microfotografías del Malpaís Prieto. **A.** Opacita con vestigios de hornblenda en el centro. **B.** Cristal de plagioclasa con borde de reacción e inclusiones de hornblenda. **C.** Xenocrystal de cuarzo con corona de augita e hiperstena. **D.** Xenocrystal de cuarzo y plagioclasa con borde de reacción y textura de tamiz. Hbl= hornblenda, Plg= plagioclasa, Qz= cuarzo, Pxn= piroxeno (augita e hiperstena).

El Malpaís Prieto está formado por lavas con texturas porfíricas con contenido variable de vesículas (de 4 a 30 vol.%), entre 0.5 y 3 vol.% de fenocristales, microfenocristales de 4 a 11 vol.%, matriz (microlitos y vidrio) entre 78 y 90 vol.% y de 2.8 a 10 vol.% de óxidos. Tanto los fenocristales como los microfenocristales son de piroxeno y plagioclasa. En la parte septentrional del flujo (proximal al punto de emisión) las muestras son más vesiculares con vesículas



irregulares (<1 mm) y la presencia de hornblendas (1 mm) es notable, aunque la gran mayoría están opacitizadas (Fig. 13A) y en algunos casos se presenta crecimiento intragranular en plagioclasas (Fig. 13B). En la parte meridional del flujo (zona distal) también hay muestras con vesículas irregulares pequeñas y menos abundantes que en la parte proximal. En la zona meridional no se observaron hornblendas. Por último, en la parte oriental del flujo, las vesículas irregulares (<1 mm) son comunes y algunas parecen estar ligeramente redondeadas. Además, en todas las muestras los cristales de plagioclasa mayores a 1 mm tienen maclas polisintéticas, bordes de absorción y texturas de tamiz, y cristales de cuarzo con bordes de piroxeno (Fig. 13C). En ocasiones ambos tipos de cristales se encuentran cercanos el uno del otro (Fig. 13D).

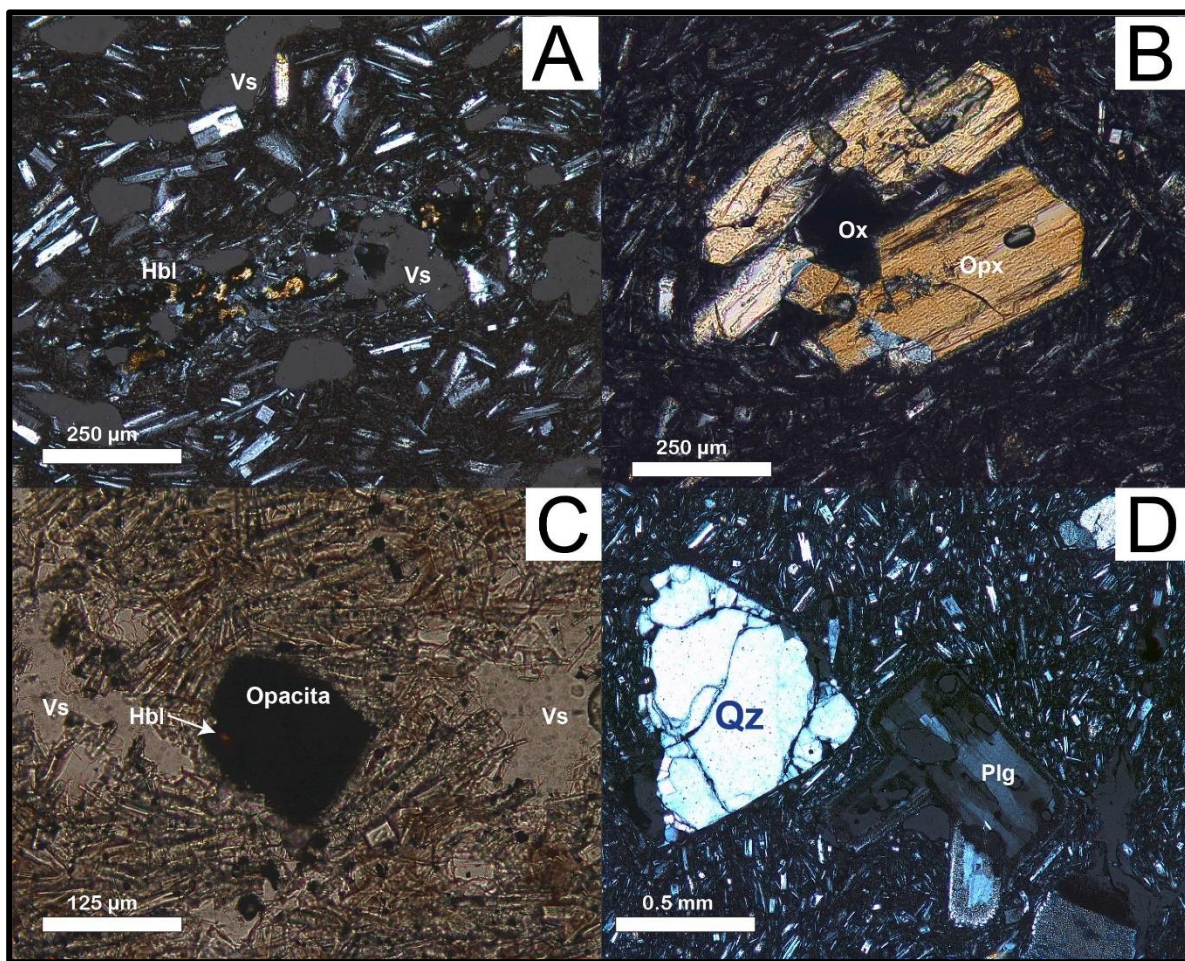


Figura 14. Microfotografías de El Capaxtiro. **A.** Se observa la matriz del flujo en la que resaltan las vesículas (Vs), cristales de plagioclasa y vestigios de una hornblenda (Hbl). **B.** Cristales de hiperstena (Opx) con una inclusión de microcristales opacos. **C.** Opacita con vestigio de hornblenda rodeada por microlitos, óxidos y vesículas. **D.** Xenocristales de cuarzo (Qz) y plagioclasa (Plg) con bordes de reacción.

Los flujos de lava que conforman a El Capaxtiro tienen textura porfirítica densa a vesicular con contenido de 2 a 6 vol.% de fenocristales, de 3 a 17 vol.% de microfenocristales, 72 a 88 vol.% de matriz (microlitos y vidrio) y de 2 a 5 vol.% de

óxidos. En todas las muestras se observaron fenocristales de hiperstena (Fig. 14B; 0.5 mm) y augita (0.5 mm) fases también presentes como microfenocristales junto con plagioclasas. Las vesículas son irregulares de hasta 1 mm en el lado más largo y mayormente son microvesículas en las zonas distales. Debido a la alta variación en el contenido de vesículas es difícil establecer una relación distancia-abundancia de ellas. La presencia de opacita es común y en ocasiones contienen vestigios de hornblenda (Fig. 14A, C). Adicionalmente, los cristales de plagioclasa (>1 mm) presentan las mismas características descritas para los otros tres flujos: bordes de absorción, maclas polisintéticas y texturas tamiz, y los cristales de cuarzo con bordes de piroxeno también son comunes en este flujo (Fig. 14D). Por último, se observaron pseudomorfos donde piroxenos reemplazaron otros cristales.

## Capítulo 4: Parámetros reológicos: temperatura y viscosidad

### 4.1 Temperaturas de los flujos de lava

Para el cálculo de las temperaturas de los flujos se utilizaron composiciones químicas de cristales de diversas fases minerales (ver anexo). Para obtener estas composiciones se requirió de un equipo EPMA (*Electron Probe Microanalyzer*), el cual fue utilizado en el laboratorio de microanálisis de la unidad Michoacán del Instituto de Geofísica de la UNAM. El EPMA identifica los rayos X producidos por cada elemento al ser bombardeado con electrones. Es decir, en el equipo se insertan láminas delgadas pulidas cubiertas con carbono activado (para dispersar los electrones) y se selecciona un punto que se irradia con electrones provenientes de un filamento de tungsteno. El EPMA tiene dos tipos de espectrómetros, uno que mide energía dispersada (EDS) y otro que mide longitud de onda dispersada (WDS). Generalmente, los EPMA tienen más de un espectrómetro WDS, ya que la longitud de onda se debe medir en cierta cantidad de tiempo; tener varios WDS permite al equipo medir simultáneamente varios elementos. Por otra parte, el EDS mide el número de rayos X emitidos en cada energía, en otras palabras, para medir cada elemento se requiere de una energía constante.

Las mediciones en el EPMA para los flujos del Malpaís de Zacapu se realizaron en tres láminas de El Infiernillo (1192, 1521 y 1013), dos láminas del Malpaís Las Víboras (1522 y 1534), cuatro láminas del Capaxtiro (1507, 1519, 1501 y 1506) y cuatro láminas del Malpaís Prieto (1517, 1509, 1513, 1503). En todas las muestras se midieron composiciones de cristales (feno y micro) de ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa, el olivino se midió en casi todos los flujos con excepción del Malpaís Prieto. Se obtienen las composiciones de óxidos mayores, considerando únicamente las que se incluyen en las fórmulas estequiométricas de cada mineral.

Posterior al análisis en el EPMA, se realizó un filtrado de datos que consistió en seleccionar los puntos con totales mayores a 98 wt.% y menores a 101 wt.% cuyas proporciones fueran consistentes con las relaciones estequiométricas. A todos los datos filtrados y normalizados al 100% se les aplicaron distintos geotermobarómetros (de acuerdo con el tipo de cristal). Los geotermobarómetros usados son el de olivino-líquido propuesto por Beattie (1993), el de dos piroxenos (Brey y Köhler, 1990), el de ortopiroxeno-líquido (Beattie, 1993) estos tres modificados por Putirka (2008), y el de clinopiroxeno-líquido propuesto por Putirka et al. (1996) y modificado por Neave y Putirka (2017).

Para casi todos los geotermobarómetros, a excepción del de los dos piroxenos, se utilizaron composiciones de roca total y líquido residual (según cada caso particular; ver tabla 1) como composición del líquido con el que cada fase cristalina está en equilibrio. Es decir, se consideró que la primera fase en cristalizar es el olivino, inmediatamente después cristaliza la plagioclasa seguida por el ortopiroxeno y finalmente el clinopiroxeno. El cálculo de la composición de líquido residual se hizo restando a la composición de roca total la composición de núcleo y borde de las fases cristalizadas multiplicadas por su porcentaje de masa. Este último se calculó multiplicando la densidad de los cristales (de la literatura, Chevrel et al., 2016b) por el porcentaje de volumen de la fase presente en la muestra (obtenido del conteo de puntos). Aunque este modelo no es 100% preciso, permite obtener una aproximación más depurada de las composiciones del líquido residual con el que los distintos minerales están en equilibrio al momento de su formación. Los resultados se muestran en el anexo.

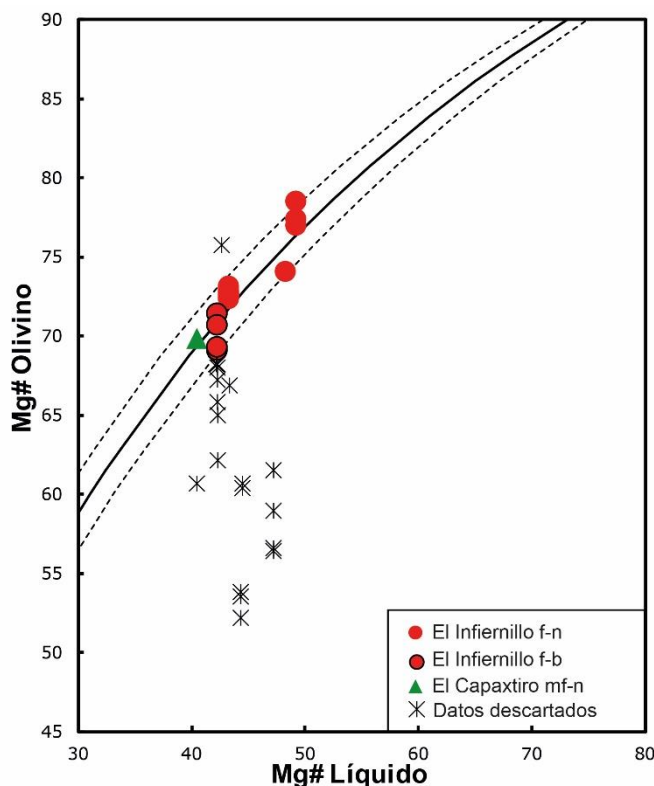


Figura 15. Diagrama de equilibrio para el olivino. Los puntos fuera de las líneas de incertidumbre (punteadas) fueron descartados. f-n = punto del núcleo de fenocristal, f-b en el borde del fenocristal y mf-n en el núcleo de un microfenocristal.

El geotermómetro olivino-líquido requiere la presión del magma, para esto se utilizó el rango propuesto por Hasenaka y Carmichael (1987) y Hasenaka (1994) que es de 8 kbar, el cual se considera máximo para magmas evolucionados de volcanes escudo que están formados por flujos de lava andesíticos y un valor mínimo de 5 kbar. Para las temperaturas iniciales, se utilizó el valor máximo de 8 kbar de presión y las composiciones del núcleo de fenocristales junto con la composición de roca total. Para las temperaturas finales se utilizó la presión de 5 kbar y la composición de los bordes de fenocristales asumiendo un equilibrio con un líquido residual (sin composición del núcleo de olivino y plagioclasa). Los resultados se sometieron a un test

de equilibrio que considera el coeficiente de intercambio (que es independiente de la temperatura) de Fe-Mg entre el olivino y el líquido dado por  $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-liq}} = 0.3 \pm 0.03$ . Este equilibrio se graficó en un diagrama de Rhodes (Rhodes et al., 1979) que se muestra en la figura 15. Los puntos fuera del equilibrio no se utilizaron en el

geotermobarómetro. La temperatura se calculó utilizando el modelo recalculado propuesto por Putirka (2008) a través de la ecuación 22. Todos los resultados tienen una incertidumbre de  $\pm 43$  °C.

Para las temperaturas por ortopiroxeno-líquido se aplicó la ecuación 28a mientras que para la presión la 29b, ambas propuestas por Putirka (2008; recalculadas a partir de los trabajos originales). Ambas ecuaciones se solucionan simultáneamente, ya que la presión y la temperatura son dependientes una de otra. La incertidumbre de resultado es de  $\pm 26$  °C y  $\pm 2.6$  kbar. El test de equilibrio se basa en el intercambio de Fe-Mg entre el ortopiroxeno y el líquido y está dado por la expresión  $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{opx-liq}} = 0.29 \pm 0.06$ , este valor es independiente de la presión y temperatura (Fig. 16).

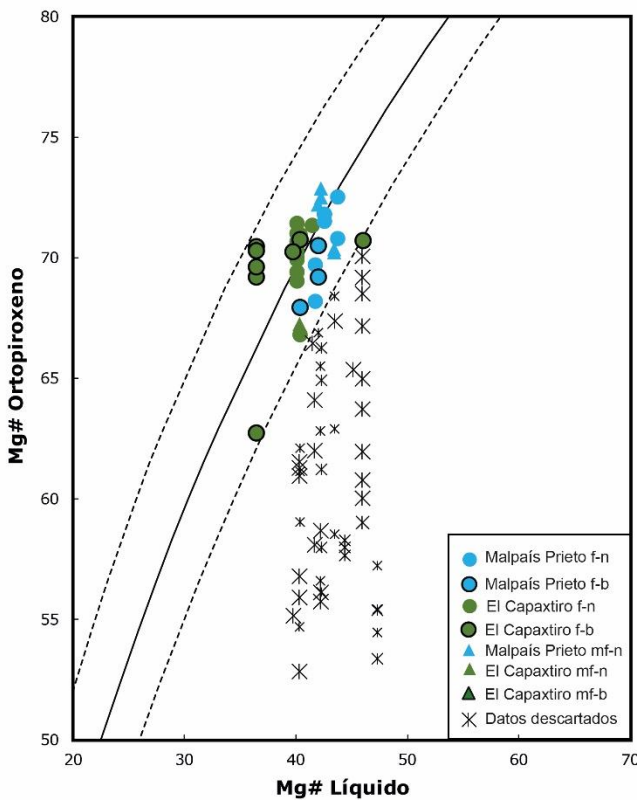


Figura 16. Prueba de equilibrio para el geotermobarómetro ortopiroxeno-líquido. Los puntos fuera de las líneas de incertidumbre (punteadas) fueron descartados. f-n = punto del núcleo, f-b en el borde del fenocristal; mf-n en el núcleo y mf-b en el borde de un microfenocristal.

$\pm 38$  °C) y la 39 para la presión (incertidumbre de  $\pm 2.8$  kbar). En este caso, las ecuaciones se resuelven simultáneamente después de varias iteraciones para encontrar la mejor solución en ambas ecuaciones. Este geotermobarómetro se aplicó en muestras con un coeficiente de intercambio  $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-opx}} = 1.09 \pm 0.14$  (Fig. 18).

La prueba de equilibrio para el geotermobarómetro clinopiroxeno-líquido está dado por la expresión  $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-liq}} = 0.28 \pm 0.08$  (Fig. 17), que es el coeficiente de intercambio entre Fe-Mg del clinopiroxeno con el líquido y tiene una pequeña dependencia con la temperatura de la roca. La temperatura se calculó con la ecuación 33 de Putirka (2008; recalculada del trabajo original) y la presión con la ecuación 1 de Neave y Putirka (2007). El rango de error para los resultados es de  $\pm 20$  °C y  $\pm 1.4$  kbar.

Por último, el geotermobarómetro de los dos piroxenos está basado en la partición de enstatita y ferrosilita entre clinopiroxeno y ortopiroxeno. Se utilizó la ecuación 37 propuesta por Putirka (2008) para la temperatura (con incertidumbre de

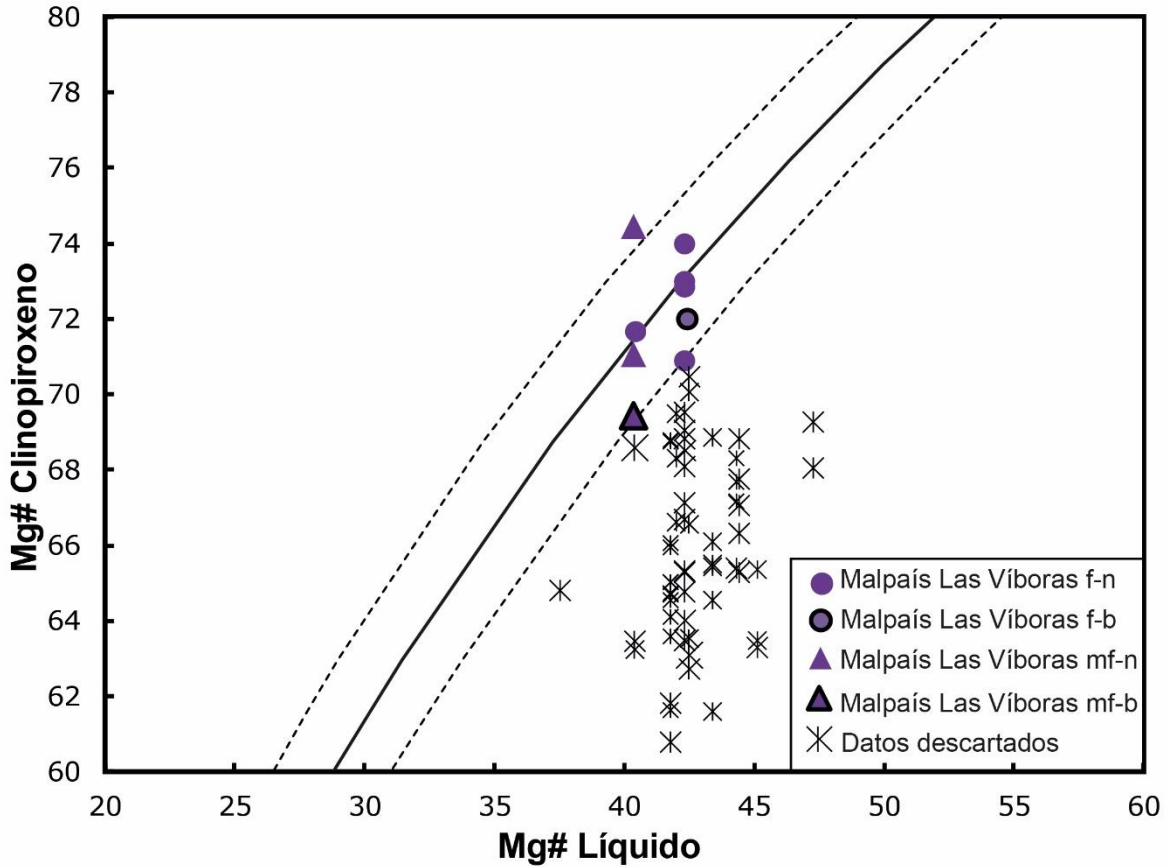


Figura 17. Prueba de equilibrio para el geotermobarómetro clinopiroxeno-líquido. Los puntos fuera de las líneas de incertidumbre fueron descartados. f-n = punto del núcleo, f-b en el borde del fenocristal; mf-n en el núcleo y mf-b en el borde de un microfenocristal.

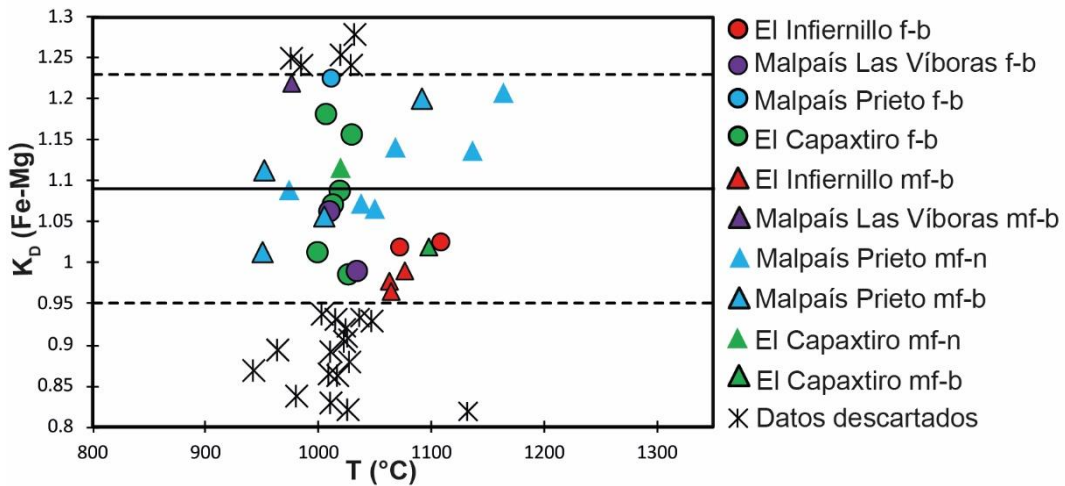


Figura 18. Representación gráfica del test de equilibrio contra las temperaturas obtenidas con el geotermobarómetro de los dos piroxenos. Los puntos fuera de las líneas de incertidumbre fueron descartados. f-n = punto del núcleo, f-b en el borde del fenocristal; mf-n en el núcleo y mf-b en el borde de un microfenocristal.

Los resultados indican que las lavas de El Infiernillo (más máficas) comenzaron a formarse a temperaturas aproximadas de  $1186 \pm 43$  °C (por olivino-líquido) correspondiente al punto más distal del primer flujo emitido (muestra 1013). Al E del flujo (muestra 1192) la temperatura es de  $1176.5 \pm 43$  °C, similar a la medida para el cono Las Vigas con una temperatura entre 1162.1 (en el núcleo; muestra 1521) y 1141.5 (en el borde)  $\pm 43$  °C. Con respecto a los datos por clinopiroxeno-ortopiroxeno, para el punto más distal se obtuvieron  $1090.5 \pm 38$  °C a  $1.4 \pm 2.8$  kbar de presión (i.e. atmosférica, en los bordes de los cristales; muestra 1013). Al E del flujo una temperatura de  $1068.7 \pm 38$  °C a  $1.5 \pm 2.8$  kbar de presión, en bordes de microfenocristales (muestra 1192). Es decir, hubo una disminución de temperatura conforme el magma fracciona fases más evolucionadas.

En el caso del Malpaís Las Víboras los datos de olivino analizados no fueron técnicamente buenos, por lo que no se pudo aplicar el geotermómetro olivino-líquido. Los datos obtenidos de ortopiroxenos no están en equilibrio con el líquido de roca total. Por lo tanto, únicamente se aplicaron los geotermómetros de clinopiroxeno-líquido y dos piroxenos. Las temperaturas más altas corresponden a núcleos de feno y microfenocristales con un promedio de  $1083 \pm 20$  °C, muy similares a la medida para los bordes ( $1084 \pm 20$  °C entre 0 y  $1.9 \pm 1.4$  kbar), a presiones entre 0.2 y  $1.2 \pm 1.4$  kbar. Se consideraron estas temperaturas como promedio ya que independientemente no había variaciones importantes (dentro del error analítico) entre fenocristales y microfenocristales, por lo que se asumió que cristalizaron bajo condiciones similares. Los resultados indican presiones cercanas a la superficie. Por el método de los dos piroxenos se obtuvieron temperaturas de  $1017.2 \pm 38$  °C para bordes de fenocristales a una presión de  $2.4 \pm 2.8$  kbar y de  $977 \pm 38$  °C y  $4.2 \pm 2.8$  kbar de presión en bordes de microfenocristales. Con el primer método no se observa una clara disminución de presión o temperatura entre bordes y núcleos, pero con el método de los dos piroxenos sí se observa una disminución en temperatura de 40 °C, aunque el error es de  $\pm 38$  °C, por lo que no podría ser tan clara esta disminución, lo mismo ocurre para los datos de presión. En este flujo las muestras analizadas corresponden a puntos distales, es decir estos datos indican temperaturas y presiones iniciales.

Flujo	Muestra	n	Olivino-líquido (Ec. 22 de Putirka, 2008)			Clinopiroxeno-Ortopiroxeno (Ec. 37 y 39 de Putirka, 2008)				
			Composición del líquido	T ( $\pm 43$ °C)	S	P (Kbar)	n	T ( $\pm 38$ °C)	S	P ( $\pm 2.8$ Kbar)
El Infiernillo	1013n	1 (f)	roca total	1186	8	2 (f)	1090.5	25.1	-1.4	0.8
El Infiernillo	1013b	9(f)	roca total	1162.1	8					
El Infiernillo	1521n	4(f)	líquido residual	1141.5	5					
El Infiernillo	1192n	2(f)	roca total	1176.5	8					
El Infiernillo	1192b					3 (mf)	1068.7	7.2	1.5	0.6
Malpaís Las Víboras	1534n					3 (f) b*	1017.2	17.2	2.4	1.9
Malpaís Las Víboras	1534b					1 (mf)	977.3		4.2	
Malpaís Las Víboras	1522n									
Malpaís Las Víboras	1522b									
Malpaís Prieto	1503n					1 (f) b*	1012		4	
Malpaís Prieto	1503b					1 (mf)	1092		7.9	
Malpaís Prieto	1513n									
Malpaís Prieto	1513b									
Malpaís Prieto	1517n					2 (mf)	1115.9	67.5	3.7	1.2
Malpaís Prieto	1517b					1 (mf)	951.5		3.6	
Malpaís Prieto	1509n					4 (mf)	1050.2	66.8	3.1	1.7
Malpaís Prieto	1509b					2 (mf)	979.1	37.5	4.1	1.8
El Capaxtiro	1501n									
El Capaxtiro	1501b					6 (f)	1017.5	11.6	3.5	1.6
El Capaxtiro	1519n									
El Capaxtiro	1519b									
El Capaxtiro	1506n					1 (mf)	1019.6		3.6	
El Capaxtiro	1506b	1 (mf)	líquido residual	1065	5	1 (mf)	1098.4		-0.4	
El Capaxtiro	1507n									
El Capaxtiro	1507b									

Tabla 1. Resultados promedio de termobarometría. T= temperatura, P= presión, S= desviación estándar, n= número de puntos analizados, f=fenocristales, mf= microfenocristales. En los números de muestra n son los puntos analizados en el núcleo de los cristales y b en los bordes. Los volcanes están ordenados según su composición química



		Ortopiroxeno-líquido (Ec. 28a y 29b de Putirka, 2008)				Clinopiroxeno-líquido (Ec. 33 de Putirka, 2008 y 1 de Neave y Putirka, 2017)			
Flujo	Muestra	n	Composición líquido	T ( $\pm 26$ °C)	S	P ( $\pm 2.6$ Kbar)	S	P ( $\pm 1.4$ Kbar)	S
Malpais Las Víboras	1534n								
Malpais Las Víboras	1534b								
Malpais Las Víboras	1522n								
Malpais Las Víboras	1522b								
Malpais Prieto	1503n	5 (f)	líquido residual	1094.5	1.9	1.6	1.8		
Malpais Prieto	1503b								
Malpais Prieto	1513n	2 (f)	líquido residual	1084.4	2.6	4.5	2.1		
Malpais Prieto	1513b	1 (f)	líquido residual	1067.4		3			
Malpais Prieto	1517n	3 (f+mf)	líquido residual	1092	4.1	4.6	0.5		
Malpais Prieto	1517b	2 (f)	líquido residual	1078.9	4.8	4	0		
Malpais Prieto	1509n	2 (mf)	líquido residual	1084.5	2.3	1.5	0.7		
Malpais Prieto	1509b	1 (mf)	líquido residual	1080		4			
El Capaxtiro	1501n	3 (f)	líquido residual	1079.5	2.6	4	1		
El Capaxtiro	1501b								
El Capaxtiro	1519n	1 (f)	líquido residual	1085.5		1			
El Capaxtiro	1519b	1 (f)	líquido residual	1080.5		4			
El Capaxtiro	1506n	3 (f)	líquido residual	1089.5	9.3	5	1		
El Capaxtiro	1506b	2 (mf)	líquido residual	1080.2	7.4	3	0		
El Capaxtiro	1507n	8 (f)	líquido residual	1091.1	3.4	4.2	1.1		
El Capaxtiro	1507b	4 (f)	líquido residual	1071.4	13.3	3.5	0.5		

Tabla 1. Continuación

Para el Malpaís Prieto las temperaturas más altas están dadas por los núcleos de fenocristales ortopiroxenos en equilibrio con líquidos residuales, posterior a la cristalización de plagioclasa. Las partes distales del flujo (muestras 1503 al W y 1513 al E) tuvieron temperaturas iniciales de  $1094 \pm 26$  °C a  $1.6 \pm 2.6$  kbar al W y de  $1084 \pm 26$  °C a  $4.5 \pm 2.6$  kbar al E. La muestra intermedia (1517) tuvo una temperatura de  $1092 \pm 26$  °C a  $4.6 \pm 2.6$  kbar, mientras al E del centro de emisión (muestra 1509) se midieron  $1084.5 \pm 26$  °C a  $1.5 \pm 2.6$  kbar, correspondiente a un microfenocristal. Las temperaturas pre-eruptivas (en los bordes; ortopiroxeno en equilibrio con un líquido residual) son de  $1067.4 \pm 26$  °C a  $3 \pm 2.6$  kbar para la zona distal oriental, de  $1078.9 \pm 26$  °C a  $4 \pm 2.6$  kbar para la parte media del flujo y  $1080 \pm 26$  °C a  $4 \pm 2.6$  kbar al E. Por último, los datos por el método de los dos piroxenos son para la parte distal occidental temperaturas de  $1012 \pm 38$  °C y presión de  $4 \pm 2.8$  kbar para bordes de fenocristales y de  $1092 \pm 38$  °C y  $7.9 \pm 2.8$  kbar para bordes de microfenocristales. Para la parte media del flujo los núcleos de microfenocristales arrojaron una temperatura de  $1115.9 \pm 38$  °C y  $3.7 \pm 2.8$  kbar de presión, y  $951.5 \pm 38$  °C y  $3.6 \pm 2.8$  kbar en los bordes. En la región proximal la temperatura de los núcleos de microfenocristales es de  $1050.2 \pm 38$  °C y  $3.7 \pm 2.8$  kbar de presión, mientras que los bordes cristalizaron a  $979 \pm 38$  °C y a  $4.1 \pm 2.8$  kbar. Para el Malpaís Prieto la temperatura es bastante homogénea a lo largo del flujo.

Finalmente, se analizaron tres flujos de El Capaxtiro que pertenecen a cada una de las secuencias de emplazamiento descritas en la siguiente sección. Todas las muestras corresponden a puntos distales de los flujos. Las muestras 1519 y 1506 pertenecen a uno de los primeros flujos en emplazarse (etapa temprana en la Fig. 22) al NE del punto principal de emisión. La muestra 1506 tiene olivino y usando el geotermómetro olivino-líquido, se obtiene una temperatura  $1065 \pm 43$  °C considerando una presión de 5 kbar. También, estos flujos (1519 y 1506) tienen temperaturas y presiones de  $1085.5 \pm 26$  °C a  $1 \pm 2.6$  kbar y  $1089.5 \pm 26$  °C a  $5 \pm 2.6$  kbar en los núcleos de ortopiroxeno en equilibrio con líquido residual y de  $1080.5 \pm 26$  °C a  $4 \pm 2.6$  kbar en el borde. Los resultados por el método de los dos piroxenos indican en los núcleos de microfenocristales temperaturas de  $1019 \pm 38$  °C a  $3.6 \pm 2.8$  kbar, mientras que los bordes cristalizaron a  $1098.4 \pm 38$  °C y  $-0.4 \pm 2.8$  bar. Los resultados para la muestra 1501 del flujo secundario (al norte del “domo” en la Fig. 22) son  $1079.5 \pm 26$  °C y  $4 \pm 2.6$  kbar para los núcleos de fenocristales de ortopiroxeno en equilibrio con el líquido residual y de  $1017.5 \pm 38$  °C a  $3.5 \pm 2.8$  kbar para bordes de fenocristales de ortopiroxenos en equilibrio con clinopiroxenos. En este caso los datos obtenidos (aunque de varios puntos) son pocos para hacer una comparación más exhaustiva y considerando los errores analíticos se puede observar que sí hay una disminución de temperatura y presión. La última muestra es la 1507 y corresponde a un flujo tardío (al occidente del domo del Capaxtiro). En este flujo sólo se tiene información de fenocristales de ortopiroxeno en equilibrio con líquido residual. Los núcleos cristalizaron a  $1091.1 \pm 26$  °C de temperatura y  $4.2 \pm 2.6$  kbar de presión. Los bordes a  $1071.4 \pm 26$  °C y a  $3.5 \pm 2.6$  kbar de presión. Considerando los errores analíticos, no hay cambios considerables en las condiciones de presión y

## Capítulo 4: Parámetros reológicos: temperatura y viscosidad

temperatura. Estos datos pueden considerarse como un valor máximo (núcleo) y un mínimo (bordes) de presión y temperatura a la que el magma cristalizó (tabla 1).

Flujo	Muestra	n	H <sub>2</sub> O wt%	S	T (°C)	P (kbar)	Composición líquido
El Infiernillo	1013n	2 (f)	0.4	0.02	1186	8	roca total
El Infiernillo	1013b	2 (f)	1.2	0.04	1090.5	0	líquido residual
El Infiernillo	1013n	2 (mf)	1.2	0.35	1090.5	0	líquido residual
El Infiernillo	1521n	3 (mf)	0.7	0.09	1141.5	5	líquido residual
El Infiernillo	1521b	3 (mf)	0.7	0.15	1141.5	5	líquido residual
El Infiernillo	1192n	1 (f)	0.6		1176.5	8	líquido residual
El Infiernillo	1192b	3 (mf)	1.7	0.09	1068.7	1.5	líquido residual
Malpaís Las Viboras	1534b	1 (f)	1.4		1082	0	líquido residual
Malpaís Las Viboras	1534n	4 (mf)	2.4	0.04	1017.2	2.4	líquido residual
Malpaís Las Viboras	1534b	4 (mf)	3.2	0.03	977.3	4.2	líquido residual
Malpaís Las Viboras	1522b	2 (f)	1.2	0.12	1086.6	1.9	líquido residual
Malpaís Las Viboras	1522n	3 (mf)	1.2	0.05	1086.6	1.9	líquido residual
Malpaís Las Viboras	1522b	3 (mf)	1.2	0.03	1082.7	1.2	líquido residual
Malpaís Prieto	1503n	1 (mf)	2.9		1012	4	líquido residual
Malpaís Prieto	1503b	3 (mf)	3.0	0.06	1012	4	líquido residual
Malpaís Prieto	1513n	2 (mf)	2.4	0.00	1067.4	3	líquido residual
Malpaís Prieto	1513b	4 (mf)	2.2	0.04	1067.4	3	líquido residual
Malpaís Prieto	1517n	1 (f)	1.6		1092	4.1	roca total
Malpaís Prieto	1517b	2 (f)	1.7	0.01	1078.9	4	líquido residual
Malpaís Prieto	1517n	3 (mf)	1.7	0.07	1080	4	líquido residual
Malpaís Prieto	1517b	2 (mf)	4.0	0.03	951.5	3.6	líquido residual
Malpaís Prieto	1509b	2 (f)	2.0	0.02	1050.2	3.1	líquido residual
Malpaís Prieto	1509n	3 (mf)	1.9	0.11	1050.2	3.1	líquido residual
Malpaís Prieto	1509b	4 (mf)	3.4	0.07	979.1	4.1	líquido residual
El Capaxtiro	1501b	3 (fn)	2.3	0.05	1017.5	3.5	líquido residual
El Capaxtiro	1501b	7 (mf)	2.4	0.06	1017.5	3.5	líquido residual
El Capaxtiro	1519n	1 (mf)	1.7		1080.5	4	líquido residual
El Capaxtiro	1519b	1 (mf)	2.0		1080.5	4	líquido residual
El Capaxtiro	1506n	2 (mf)	1.6	0.04	1080.2	3	líquido residual
El Capaxtiro	1506b	1 (mf)	2.7		1019.6	3.6	líquido residual
El Capaxtiro	1507b	2 (f +mf)	1.3	0.31	1071.4	3.5	líquido residual

Tabla 2. Porcentaje de agua en plagioclasas obtenidos con el método de Waters y Lange (2015). n=número de muestra, S= desviación estándar, T= temperatura, P=presión, f=fenocristal y mf= microfenocristal. En el número de muestra la n hace referencia a puntos medidos en el núcleo de los cristales y b al borde. Los volcanes están ordenados según su composición química

## 4.2 Viscosidad

La viscosidad es una medida de la consistencia de una sustancia. Es una expresión de la resistencia interna a la deformación de una sustancia cuando se le aplica un estrés tangencial (Cas y Wrigth, 1988). Un magma (pre-eruptivo; antes de salir a la superficie) o una lava (syn-eruptivo; durante la erupción) se constituyen de una parte líquida silicatada, de cristales suspendidos y de burbujas (exsolución de volátiles; Cas y Wright, 1988). La viscosidad de las lavas depende principalmente de la composición química (incluidos los volátiles disueltos) y de la temperatura de la parte silicatada, pero también del volumen de los cristales y de las vesículas formadas (burbujas; Cas y Wright, 1988; Giordano et al., 2008; Harris, 2013).

Para el cálculo de la viscosidad del magma asociado (parte líquida) a las lavas del Malpaís de Zacapu, se siguió la metodología propuesta por Giordano et al. (2008). Para ello se requiere obtener la temperatura de la lava y la composición de sus elementos mayores, también se necesita determinar el porcentaje en peso (wt.%) de H<sub>2</sub>O y F (flúor), ya que los pequeños cambios en ellos pueden generar variaciones grandes (factor ~10<sup>5</sup>) en la viscosidad (Giordano et al., 2008). La dependencia de la viscosidad con la temperatura es no-arrehian (no linear con 1/T) y se puede modelar con la ecuación VFT (1; VFT= Vogel, 1921; Fulcher, 1925; Tammann y Hesse, 1926):

$$\log \eta_{liq} = A + \frac{B}{T - C} \quad (1)$$

Donde  $\eta_{liq}$  es la viscosidad de la parte líquida, A es el valor de la viscosidad más baja en la temperatura límite más alta de un magma silicatado, B y C son ensambles lineales de combinaciones de óxidos de elementos mayores y términos de multiplicación cruzada, es decir, son dependientes de la composición. Este modelo tiene un error de  $\pm 0.40$  unidades log para magmas anhidros y entre  $\pm 0.25$  y  $0.35$  para magmas hidratados

En este trabajo se calcularon las viscosidades del líquido utilizando composiciones residuales sin la composición de los fenocristales y microfenocristales, las temperaturas (pre-eruptivas y syn-eruptivas) obtenidas por los diferentes geotermobarómetros (sección anterior), y el wt.% de H<sub>2</sub>O (tabla 2) calculado siguiendo la metodología propuesta por Waters y Lange (2015), el cual está basado en la reacción de equilibrio de la anortita y la albita entre los cristales de plagioclasa y el líquido magmático, que está en función de la temperatura, la presión y la composición. Así, a mayor temperatura menor wt.% de H<sub>2</sub>O necesario para modificar la composición de la plagioclasa, también la presión no tiene tanto efecto en el wt.% del H<sub>2</sub>O, debido a las magnitudes pequeñas del cambio del volumen con respecto a los cambios por temperatura. Por esta razón, se deben utilizar temperaturas calculadas por métodos ajenos al higrómetro. El cálculo de la

viscosidad se hizo para las condiciones pre-eruptivas y las syn-eruptivas. Para las pre-eruptivas se consideraron los contenidos de H<sub>2</sub>O de núcleos de cristales (fenocristales cuando fue posible) y para las syn-eruptivas un contenido de 0.1 wt.%, ya que se asume que al salir a la superficie, las lavas ya se han desgaseado en su mayoría (Chevrel et al., 2016b). El contenido de F no fue posible medirlo por cuestiones técnicas.

Para el cálculo la viscosidad se consideró la influencia de la parte sólida en la lava, aplicando la ecuación de Krieger y Dougherty (1959, ver ahí ec. 2), ajustando parámetros dados por Muller et al. (2010):

$$\eta_r = \left(1 - \frac{\phi}{\phi_m}\right)^{B\phi_m} \quad (2)$$

Donde  $\eta_r$  es la viscosidad relativa debida al contenido de cristales,  $\phi$  el volumen de cristales,  $\phi_m$  el “*maximum packing*”, es decir, la fracción de volumen debajo de la que no queda espacio libre en donde acomodar más partículas (Muller et al., 2010; Mader et al., 2013) y B el coeficiente de Einstein. Para todas las muestras se utilizaron dos familias de cristales. La primera son cristales alargados con un “*aspecto ratio*” (relación entre el largo y ancho del cristal) de 4.69 y la segunda de 1, es decir de cristales cuyo largo y ancho es el mismo (como esferas o hexágonos). De acuerdo con Muller et al. (2010) para la primera familia el  $\phi_m=0.454$  y  $B=5.39$ , mientras que para la segunda el  $\phi_m=0.641$  y  $B= 3.27$ . Los resultados de la viscosidad relativa de cristales se muestran en la tabla 3.

Finalmente, el cálculo de la viscosidad aparente de la lava es el producto de la viscosidad de la parte líquida y del efecto de cristales:

$$\eta_{lava} = \eta_r \times \eta_{liq} \quad (3)$$

Los resultados se muestran en la tabla 3.

De acuerdo con Mader et al. (2013), el contenido de vesículas puede incrementar o disminuir la viscosidad de la lava según su forma. Si las vesículas se pueden deformar (alargarse), el estrés aplicado en el fluido se distribuye durante el cambio de forma de las vesículas (cuando se alargan), por lo tanto, la viscosidad aparente de la lava será menor en comparación a una lava sin vesículas. Por otra parte, si las vesículas son redondeadas, el estrés aplicado al fluido se incorpora al rotar las vesículas. Por lo tanto, la viscosidad aparente de la lava será mayor a la de una lava sin vesículas.

Phan-Thien y Phan (1997) presentan tres ecuaciones para el cálculo de la viscosidad incluyendo, además de la parte líquida y sólida, la parte gaseosa (vesículas) en una lava según el tamaño de las vesículas con respecto al de los cristales, que se enlistan a continuación:

Para cristales con tamaño inferior al de las vesículas:

$$\eta_m = \eta_{liq} \left[ \frac{1-\phi}{1-\phi_b} \right]^{-\frac{5}{2}} (1 - \phi_b)^{-1} \quad (4)$$

Para cristales con tamaño igual al de las vesículas:

$$\eta_m = \eta_{liq} (1 - \phi - \phi_b)^{-(5\phi+2\phi_b)/2(\phi+\phi_b)} \quad (5)$$

Para cristales con tamaño mayor al de las vesículas:

$$\eta_m = \eta_{liq} \left[ \frac{1-\phi}{1-\phi_b} \right]^{-1} * (1 - \phi)^{-5/2} \quad (6)$$

Donde  $\eta_m$  es la viscosidad de la lava con las tres fases,  $\eta$  la viscosidad de la parte líquida,  $\phi$  el porcentaje de volumen de la parte sólida y  $\phi_b$  el porcentaje de vesículas. Para las lavas del Malpaís de Zacapu, se consideró el tamaño predominante de cristales y de vesículas para realizar este cálculo. Además, se aplicó únicamente a las condiciones syn-eruptivas, asumiendo que el porcentaje de vesículas observado en las láminas delgadas era el mismo al momento de la erupción, y el porcentaje de cristales utilizado corresponde a la suma de los fenocristales y microfenocristales (ver tabla 4).

La viscosidad del magma que formó a los flujos de lava se obtuvo utilizando la composición química del líquido residual (recalculado sin los fenocristales), la temperatura pre-eruptiva y el porcentaje de fenocristales. Con respecto a las viscosidades pre-eruptivas, usando las ecuaciones 1 a 3, el magma que originó las lavas de El Infiernillo tiene una viscosidad entre  $3.46 \times 10^2$  (0.40 wt.% H<sub>2</sub>O, 4.3 vol.% de fenocristales y 1186 °C) y  $7.04 \times 10^2$  Pa·s (0.60 wt.% H<sub>2</sub>O, 5.3 vol.% de fenocristales y 1176 °C), siendo el E del flujo (muestra 1192) lo más viscoso y caliente, pero con mayor contenido de cristales. Para el magma del Malpaís Las Víboras la viscosidad está entre  $1.88 \times 10^3$  (1.38 wt.% H<sub>2</sub>O, 10.3 vol.% de fenocristales y 1096 °C) y  $4.31 \times 10^3$  Pa·s (1.2 wt.% H<sub>2</sub>O, 10 vol.% de fenocristales y 1082.7°C), siendo el N distal del flujo lo más viscoso (muestra 1522). El magma que formó el flujo de lava del Malpaís Prieto tiene una viscosidad similar al de El Infiernillo debido al bajo contenido de cristales y altas temperaturas. La viscosidad más baja se calculó para el sector S del flujo (muestra 1503) con  $2.74 \times 10^2$  Pa·s (2.8 wt.% H<sub>2</sub>O, 0.5 vol.% de fenocristales y 1094 °C), mientras que la viscosidad más alta es de  $1.26 \times 10^3$  Pa·s (1.6 wt.% H<sub>2</sub>O, 2.6 vol.% de fenocristales y 1092 °C) en la región cercana al centro eruptivo (muestra 1517). Por último, El Capaxtiro tuvo un magma poco viscoso con  $7.94 \times 10^2$  Pa·s (2.3 wt.% H<sub>2</sub>O, 2 vol.% de fenocristales y 1079.5 °C; muestra 1501) y uno más viscoso con  $5.31 \times 10^3$  Pa·s (1.09 wt.% H<sub>2</sub>O, 6.1 vol.% de fenocristales y 1091 °C; muestra 1507). En general, todas las estimaciones están dentro de un orden de magnitud que varía de  $10^2$  a  $10^3$  debido a la variabilidad de la temperatura, el contenido de agua y de fenocristales (tabla 3).

Para las viscosidades de las lavas al momento de la erupción (syn-eruptivas) se consideraron la composición del líquido residual (recalculado sin las composiciones de fenocristales y de núcleos de microfenocristales), las temperaturas más bajas obtenidas por los diversos geotermobarómetros y los porcentajes de fenocristales y microfenocristales de las muestras analizadas. Las lavas de El Infiernillo tienen viscosidades entre  $3.67 \times 10^3$  Pa·s (27.6 Vol.% de cristales y 1141.5 °C) para la lava menos viscosa (muestra 1521; del cono de escoria) y  $2.77 \times 10^5$  Pa·s (25.3 vol.% de cristales y 1068.7 °C) para la más viscosa (muestra 1192). La lava del Malpaís Las Víboras tiene su mínima viscosidad con  $4.93 \times 10^5$  Pa·s (muestra 1522; 29.9 vol.% de cristales) y la máxima con  $1.86 \times 10^6$  Pa·s (muestra 1534; 20.3 vol.% de cristales). El Malpaís Prieto tiene una lava con viscosidad mínima de  $9.32 \times 10^4$  Pa·s (muestra 1513; 7.2 vol.% de cristales y 1067.4 °C) y máxima de  $3.05 \times 10^6$  Pa·s (8.8 vol.% de cristales y 951.5 °C; muestra 1517). Para las lavas del Capaxtiro, la menos viscosa tiene  $1.61 \times 10^5$  Pa·s (muestra 1507; 17.6 vol.% de cristales y 1080.5 °C) y la más viscosa con  $1.01 \times 10^6$  Pa·s (muestra 1501; 20.3 vol.% de cristales y 1017.5 °C). En general, las variaciones de viscosidad entre flujos cambian uno o dos órdenes de magnitud. Es decir, las lavas de El Infiernillo tienen órdenes de  $10^3$  a  $10^5$ . El Malpaís Las Víboras de  $10^5$  y  $10^6$ . El Malpaís Prieto de  $10^4$  a  $10^6$  y El Capaxtiro de  $10^5$  a  $10^6$  Pa·s. Todas estas viscosidades fueron calculadas sin considerar el contenido de vesículas.

Considerando el aporte de las burbujas (<35 vol.%; ver anexo), se utilizaron las ecuaciones 4 a 6 en todas las muestras. Se tomó en cuenta el porcentaje del volumen ocupado por los cristales sin normalizar (es decir, incluyendo el porcentaje de vesículas dentro del 100 vol.% total) y el de vesículas, además de la viscosidad del líquido calculada con la ecuación 1. Los resultados en general no muestran un cambio significativo (tabla 4) en las viscosidades de las lavas, comparándolas con las mencionadas anteriormente. Es decir, la variación con respecto al orden de magnitud se mantiene igual, con excepción de cuatro muestras. En la muestra 1534 del Malpaís Las Víboras en la que la viscosidad pasa de  $1.83 \times 10^6$  a  $6.45 \times 10^5$  Pa·s a pesar de que las vesículas son principalmente redondeadas, aunque de tamaño inferior al de los cristales. En la 1509 del Malpaís Prieto, pasa de  $1.47 \times 10^6$  a  $7.95 \times 10^5$  Pa·s con vesículas principalmente redondeadas y de tamaño inferior a los cristales. Para El Capaxtiro el único cambio quizás significativo se observa en la muestra 1501 donde la viscosidad disminuye de  $1.01 \times 10^6$  a  $7.24 \times 10^5$  Pa·s con vesículas alargadas y de tamaño superior al de los cristales.

En general, la viscosidad total de todas las lavas (cristales y líquido) estudiadas es mayor a la de la parte líquida. Sin embargo, la influencia de las burbujas en este caso no es tan grande debido a que éstas juegan un papel dependiente de su forma y tamaño y haría falta una mejor aproximación para las muestras del Malpaís de Zacapu. La viscosidad de la lava controla las características morfológicas que también se pueden utilizar para hacer aproximaciones referentes al tiempo de emplazamiento e incluso a la viscosidad

cuando no se puede conocer la temperatura eruptiva. Las viscosidades syn-eruptivas del Malpaís de Zacapu son relativamente altas, lo que se ve reflejado en sus características morfológicas, mismas que se describen en la siguiente sección.



Condiciones Pre-eruptivas		Composición normalizada de líquido residual incluyendo H <sub>2</sub> O wt.%														Parámetros por el método de Giordano et al. (2008)						
Muestra	Flujo	Vol.% f		Composición normalizada de líquido residual incluyendo H <sub>2</sub> O wt.%														Parámetros por el método de Giordano et al. (2008)				
		Esferas	Alargados	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Total	T [°C]	$\eta_{liq}$ [Pa·s]	A	B	C	$\eta_i$ [Pa·s]	$\eta_{lava}$ [Pa·s]
1013	El Infernillo	1.1	3.2	58.28	0.87	16.82	5.94	0.13	5.51	6.71	3.72	1.37	0.26	0.40	100	1186.00	2.82E+02	-4.55	7086.30	449.20	1.23	3.46E+02
1521	El Infernillo	1.4	1.7	56.86	1.09	16.94	6.01	0.12	4.26	7.07	4.43	1.98	0.55	0.70	100	1162.10	2.69E+02	-4.55	7175.10	406.70	1.14	3.08E+02
1192	El Infernillo	2.8	2.5	60.38	0.87	16.44	5.24	0.12	3.97	6.43	3.96	1.70	0.28	0.60	100	1176.50	5.62E+02	-4.55	7687.80	396.30	1.25	7.04E+02
1534	Malpais Las Viboras	0.3	10	61.66	0.77	15.58	4.88	0.11	3.63	6.55	3.60	1.64	0.20	1.38	100	1096.00	1.05E+03	-4.55	7862.20	331.00	1.80	1.88E+03
1522	Malpais Las Viboras	0.4	9.6	62.87	0.74	15.88	4.58	0.11	3.11	5.83	3.79	1.91	0.21	1.19	100	1082.70	2.45E+03	-4.55	8292.60	322.80	1.76	4.31E+03
1503	Malpais Prieto	0.5	0	60.35	0.68	16.52	4.57	0.10	3.30	6.03	3.79	1.65	0.19	2.82	100	1094.50	2.69E+02	-4.55	7586.10	280.40	1.02	2.74E+02
1513	Malpais Prieto	1.1	0	60.84	0.68	16.99	4.39	0.10	2.93	6.05	3.81	1.66	0.20	2.34	100	1084.40	5.25E+02	-4.55	7752.30	291.10	1.04	5.44E+02
1517	Malpais Prieto	1.2	1.4	62.05	0.66	16.27	4.30	0.09	3.07	6.13	3.86	1.77	0.21	1.57	100	1092.00	1.12E+03	-4.55	8021.20	310.20	1.12	1.26E+03
1509	Malpais Prieto	0.6	0.9	61.86	0.69	15.98	4.41	0.10	3.33	5.88	3.82	1.76	0.20	1.96	100	1084.50	7.94E+02	-4.55	7922.60	294.40	1.07	8.49E+02
1501	El Capaxitiro	0.6	1.4	61.97	0.68	15.54	4.11	0.10	3.32	6.16	3.71	1.96	0.20	2.25	100	1079.50	7.24E+02	-4.55	7936.60	281.40	1.10	7.94E+02
1519	El Capaxitiro	1.4	1.5	62.14	0.69	16.81	4.33	0.10	2.85	5.60	3.74	1.87	0.20	1.67	100	1085.50	1.29E+03	-4.55	8071.50	304.30	1.13	1.46E+03
1506	El Capaxitiro	1.7	2.6	62.66	0.69	16.16	4.53	0.10	2.66	5.62	3.84	1.97	0.20	1.58	100	1089.50	1.45E+03	-4.55	8201.80	299.30	1.21	1.75E+03
1507	El Capaxitiro	1.9	4.2	64.29	0.69	15.73	4.35	0.10	2.37	5.24	3.86	2.08	0.20	1.09	100	1091.10	3.98E+03	-4.55	8587.40	310.20	1.33	5.31E+03

Condiciones Syn-eruptivas		Composición normalizada de líquido residual incluyendo H <sub>2</sub> O wt.%														Parámetros por el método de Giordano et al. (2008)						
Muestra	Flujo	Vol.% f+ mf		Composición normalizada de líquido residual incluyendo H <sub>2</sub> O wt.%														Parámetros por el método de Giordano et al. (2008)				
		Esferas	Alargados	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Total	T [°C]	$\eta_{liq}$ [Pa·s]	A	B	C	$\eta_i$ [Pa·s]	$\eta_{lava}$ [Pa·s]
1013	El Infernillo	7.3	20.3	59.73	1.06	16.87	5.47	0.10	4.54	6.64	3.74	1.60	0.34	0.10	100	1090.50	9.33E+03	-4.55	7464.80	487.30	5.09	4.75E+04
1521	El Infernillo	7.1	5.4	57.47	1.14	17.12	6.07	0.11	3.95	6.73	4.56	2.15	0.61	0.10	100	1141.50	2.14E+03	-4.55	7320.10	485.30	1.71	3.67E+03
1192	El Infernillo	9.7	15.6	62.87	1.04	16.81	4.36	0.10	2.43	5.72	4.15	2.06	0.36	0.10	100	1068.70	7.41E+04	-4.55	8447.00	444.90	3.74	2.77E+05
1534	Malpais Las Viboras	2.9	17.4	63.32	0.85	15.16	5.05	0.11	3.47	6.31	3.59	1.82	0.22	0.10	100	977.00	5.50E+05	-4.55	8204.40	453.00	3.38	1.86E+06
1522	Malpais Las Viboras	3.9	26	65.91	0.90	13.95	5.14	0.12	3.05	4.44	3.76	2.38	0.27	0.10	100	1086.60	6.03E+04	-4.55	8813.70	414.80	8.18	4.93E+05
1503	Malpais Prieto	4.2	7.5	62.72	0.76	16.98	4.50	0.09	2.86	6.00	3.91	1.86	0.23	0.10	100	1012.00	2.40E+05	-4.55	8242.30	454.80	1.75	4.20E+05
1513	Malpais Prieto	5.6	1.6	62.64	0.72	17.87	4.18	0.09	2.36	6.27	3.99	1.77	0.21	0.10	100	1067.40	7.08E+04	-4.55	8306.50	456.50	1.32	9.32E+04
1517	Malpais Prieto	4.7	4.1	63.61	0.70	16.84	4.24	0.09	2.38	5.84	4.04	1.92	0.22	0.10	100	951.50	2.09E+06	-4.55	8495.00	442.90	1.46	3.05E+06
1509	Malpais Prieto	5.6	4.1	63.96	0.73	16.73	4.24	0.10	2.30	5.57	4.09	1.97	0.22	0.10	100	979.10	9.77E+05	-4.55	8583.70	437.90	1.51	1.47E+06
1501	El Capaxitiro	4.5	14.8	65.65	0.82	14.40	4.33	0.10	2.94	5.11	3.91	2.39	0.24	0.10	100	1017.50	3.47E+05	-4.55	8809.10	417.30	2.91	1.01E+06
1519	El Capaxitiro	6.7	10.9	63.17	0.71	18.19	4.03	0.09	2.15	5.40	4.00	1.92	0.24	0.10	100	1080.50	6.76E+04	-4.55	8487.60	448.80	2.38	1.61E+05
1506	El Capaxitiro	5.7	12	65.21	0.79	15.83	4.61	0.10	1.84	4.98	4.02	2.29	0.23	0.10	100	1065.00	1.41E+05	-4.55	8911.90	419.70	2.48	3.50E+05
1507	El Capaxitiro	4.3	13.8	65.96	0.69	15.22	4.17	0.10	2.33	5.01	3.96	2.25	0.20	0.10	100	1071.40	1.20E+05	-4.55	8944.80	415.90	2.68	3.22E+05

Tabla 3. Viscosidad del líquido ( $\eta_{liq}$ ) calculado siguiendo el método de Giordano et al. (2008), la viscosidad relativa a los cristales ( $\eta_r$ ) utilizando la ecuación de Krieger Dougherty (1959) y los parámetros de ajuste de la ecuación de Muller et al. (2010), así como la viscosidad de la lava ( $\eta_{lava}$ ). Los volcanes están ordenados según su composición química

Viscosidad mixta en los flujos del Malpaís de Zacapu

Muestra	Flujo	Ensamblaje f+mf	Ec. Harris (2013)	Forma	Vol.% cristales	Vol.% vesículas	$\eta_m$ [Pa*s]
1013	El Infiernillo	OI + Px + PI	6	alargadas	0.24	0.01	1.41E+04
1521	El Infiernillo	OI + Opx + PI + Hbl	5	alargadas	0.07	0.35	4.22E+03
1192	El Infiernillo	OI + Px + PI	6	alargadas	0.241	0.051	1.18E+05
1534	Malpaís Las Víboras	OI + Px + PI + Hbl	6	redondeadas	0.19	0.01	6.45E+05
1522	Malpaís Las Víboras	OI + Cpx + PI + Hbl	6	alargadas	0.26	0.115	1.14E+05
1503	Malpaís Prieto	Px + PI	6	redondeadas	0.11	0.04	1.99E+05
1513	Malpaís Prieto	Px + PI	6	alargadas	0.06	0.113	5.11E+04
1517	Malpaís Prieto	Px + PI + Hbl	6	alargadas	0.058	0.29	1.87E+06
1509	Malpaís Prieto	Px + PI + Hbl	6	redondeadas	0.084	0.127	7.95E+05
1501	El Capaxtiro	Px + PI	4	alargadas	0.192	0.01	7.24E+05
1519	El Capaxtiro	OI + Px + PI	5	alargadas	0.15	0.12	1.20E+05
1506	El Capaxtiro	OI + Px + PI	5	alargadas	0.164	0.07	2.44E+05
1507	El Capaxtiro	Px + PI + Hbl	6	alargadas	0.17	0.05	1.33E+05

Tabla 4. Viscosidad mixta ( $\eta_m$ ; tres fases) de las lavas del Malpaís de Zacapu, donde se indica el porcentaje modal de cristales (f= fenocristales y mf= microfencristales) y de vesículas, además de la forma dominante. El número de las ecuaciones corresponde a la numeración del presente trabajo. Los volcanes están ordenados según su composición química.

## Capítulo 5: Morfología

En este capítulo se realizó un estudio de las características morfológicas de los flujos que conforman al Malpaís de Zacapu, que consistió en realizar esquemas que resaltan las características superficiales principales (e.g. ogives, frentes de flujo, zonas de estrés, entre otras) y se midieron las dimensiones del flujo (espesor promedio, longitud y anchura máxima) teniendo como base la imagen LiDAR (Fig. 19) con resolución de 50 cm. Adicionalmente, se reconstruyó la cronología de los eventos eruptivos de cada volcán, que en algunos casos emitieron más de un flujo (El Infiernillo y El Capaxtiro), pero la complejidad de los eventos no fue tan fácil de descifrar a pesar de tener una herramienta de alta resolución, ya que tampoco cubre toda el área que abarca el Malpaís de Zacapu, pues el sector occidental de la

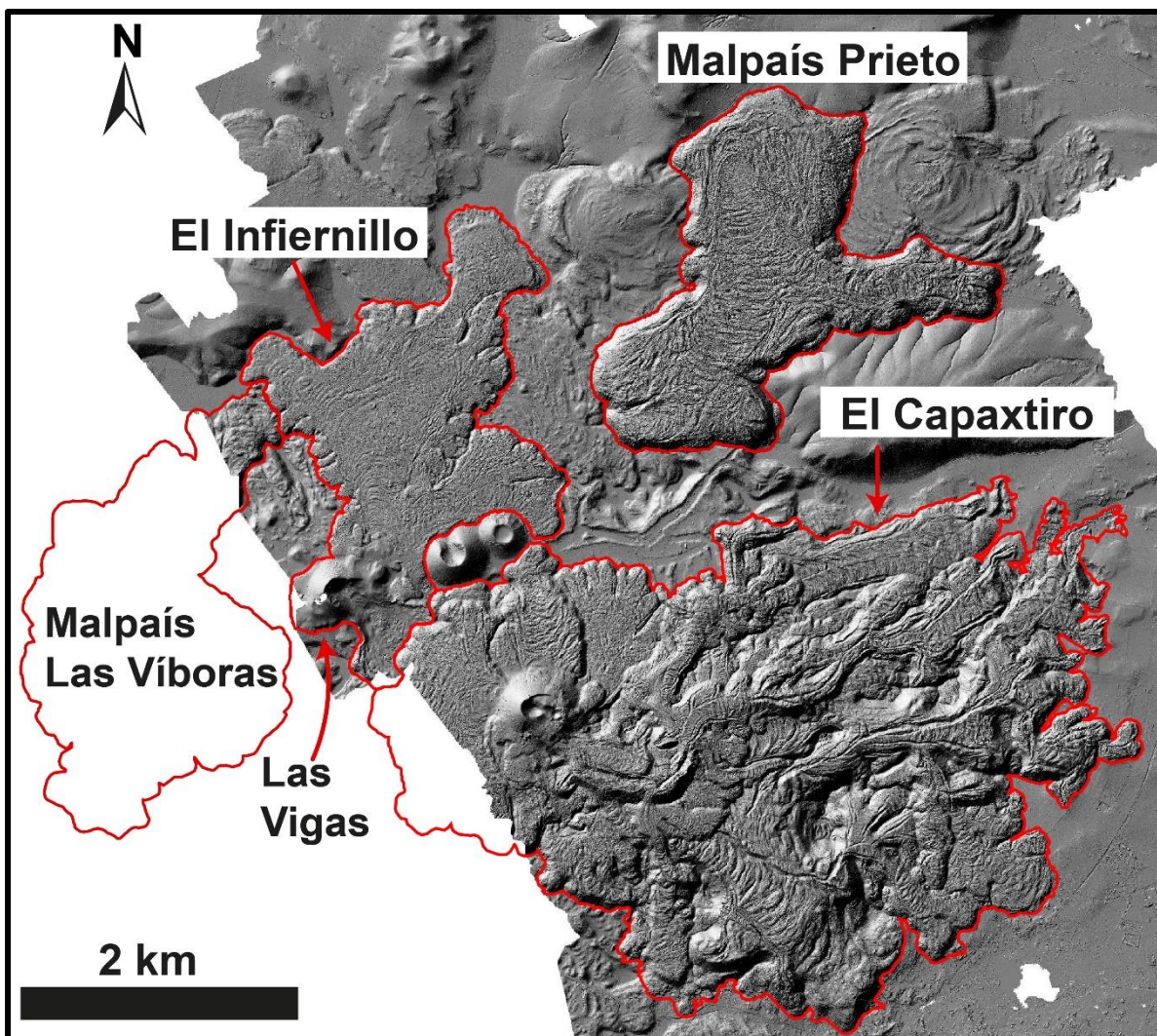


Figura 19. Imagen LiDAR del Malpaís de Zacapu, se indican los nombres de los diferentes flujos que lo conforman, así como su contorno en color rojo. También se puede apreciar que del Malpaís Las Víboras sólo se tiene imagen del frente septentrional.

imagen no incluye el área ocupada por el Malpaís Las Víboras y algunos flujos de El Capaxtiro. Sin embargo, se obtuvieron resultados relevantes para entender la dinámica de emplazamiento, que se describen a continuación.

Con el trabajo de campo realizado por Reyes-Guzmán et al. (2018) es posible conocer las relaciones estratigráficas de cada volcán. En dicho trabajo se menciona que morfológicamente El Infiernillo es el más viejo de los cuatro volcanes, cuya cubierta vegetal es más densa. Además, en la región occidental el flujo del Malpaís Las Víboras está en contacto directo con El Infiernillo, sobrepuesto a este (Fig. 20A). Es decir, el Malpaís Las Víboras fue emplazado posterior a El Infiernillo. Al este del Malpaís Las Víboras se encuentran flujos pertenecientes a El Capaxtiro que sobre yacen al flujo Malpaís Las Víboras. El Capaxtiro no está en contacto con el Malpaís Prieto, pero la nula cubierta vegetal de éste (Fig. 20D) es una característica importante de su juventud, pues El Malpaís Las Víboras tiene una cubierta vegetal densa (Fig. 20B), y algunos flujos de El Capaxtiro también (Fig. 20C). Por lo tanto, se asumió como el volcán más joven de este agrupamiento volcánico al Malpaís Prieto. Esta secuencia propuesta fue confirmada por los fechamientos por  $^{14}\text{C}$  para el Infiernillo en 3,200 años A.P. (Reyes-Guzmán et al., 2018), y los obtenidos por

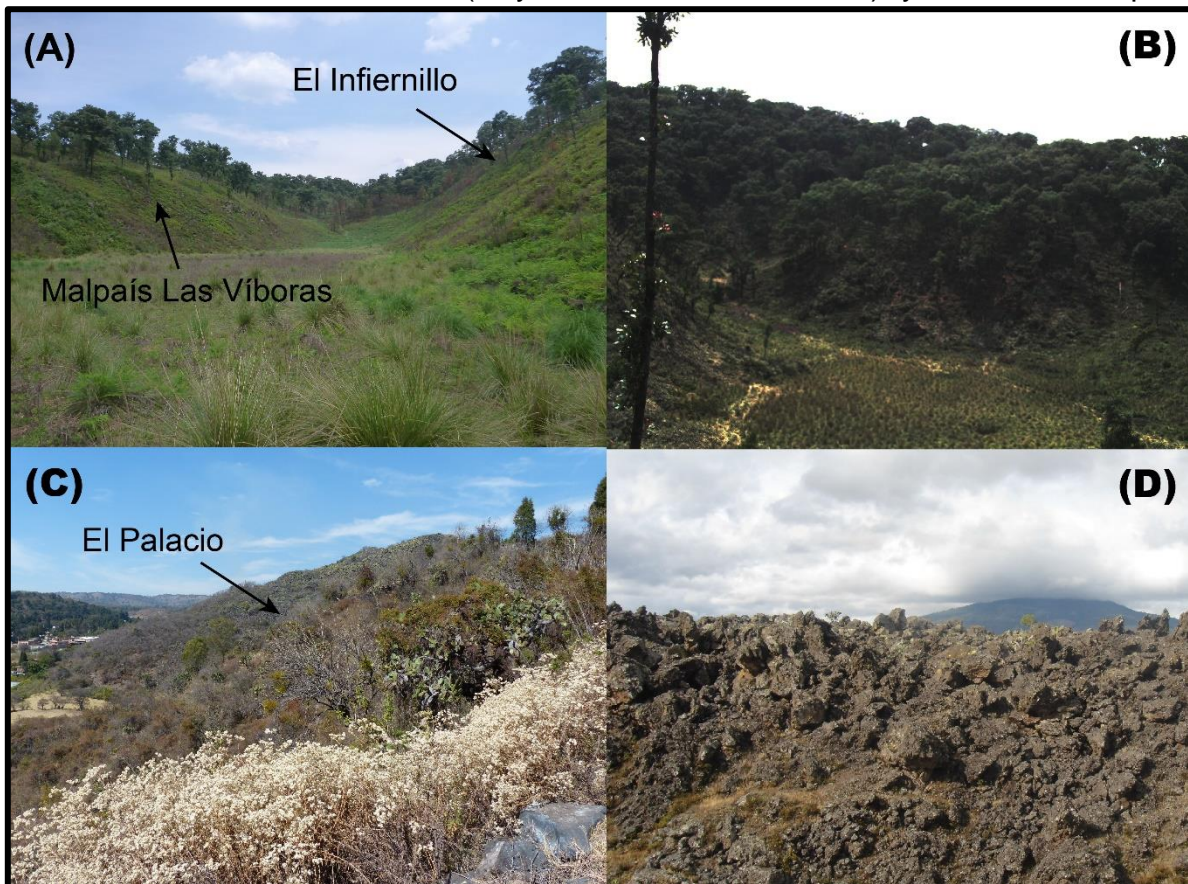


Figura 20. Fotografías de las morfologías de los flujos de lava del Malpaís de Zacapu. (A) Contacto entre el Malpaís Las Víboras y El Infiernillo. (B) Frente de flujo N del Malpaís Las Víboras. (C) Sitio arqueológico “El Palacio” sobre uno de los flujos meridionales del Capaxtiro. (D) Superficie rocosa del Malpaís Prieto.

métodos paleomagnéticos realizados por Mahgoub et al. (2018) que son para el Malpaís Las Víboras rangos de edad de 1340 a 940 a.C., para El Capaxtiro una edad entre 200 y 80 años a.C. y para el Malpaís Prieto una edad entre 830 y 960 años d.C.

Utilizando las definiciones para los diferentes tipos de flujo propuestas por MacDonald (1953), se clasificaron los flujos del Malpaís de Zacapu. Los flujos tipo 'A'ã son: El Infiernillo, El Capaxtiro, mientras que los flujos en bloques son: Malpaís Las Víboras, Malpaís Prieto y algunas unidades de El Capaxtiro. Las diferencias principales entre ellos son los espesores.

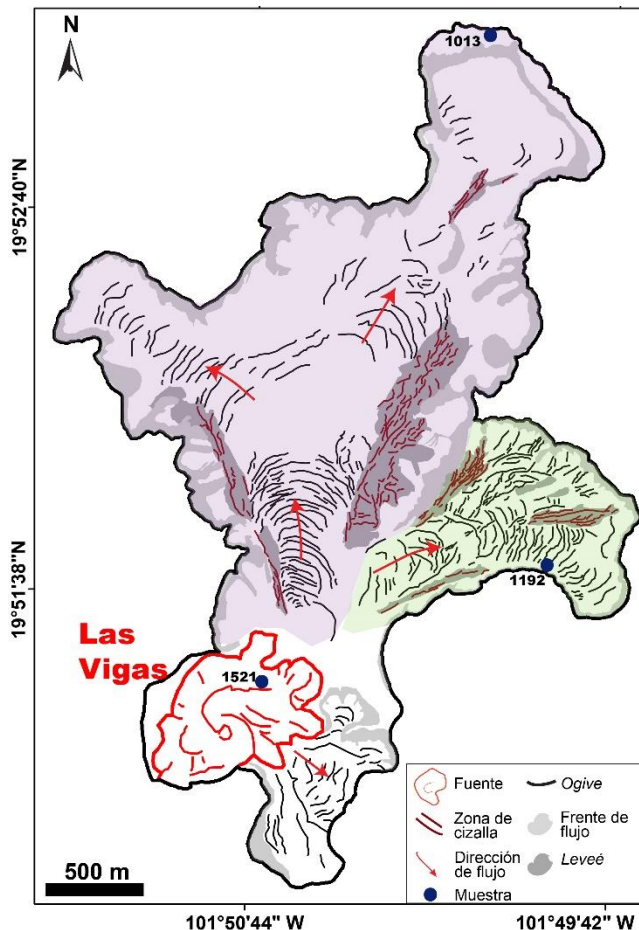


Figura 21. Diagrama que muestra las principales características morfológicas de los flujos de lava de El Infiernillo, sombreado en color morado el primer flujo emplazado, y con color verde el segundo. Las muestras sólo corresponden a las que se usaron para análisis químico de minerales.

El Infiernillo tiene un espesor promedio de 27 m en el flujo principal. En este volcán se observan claramente dos flujos (Fig. 21), uno con dirección principal hacia el norte que se desvía en dos lóbulos, uno al NW y otro al NE. El otro flujo tiene dirección ENE y una longitud menor al flujo con dirección N. Ambos flujos no emanaron directamente del cono Las Vigas, pues el punto de emisión se ubica aproximadamente a 200 m del cono de escoria. El flujo más largo (con dirección de emplazamiento NE) tiene una longitud total de ~3100 metros y una anchura mínima de 250 m y máxima de ~1000 metros, en el frente distal (al N) se observó un *breakout* que avanzó en la base del flujo generando que el frente abrupto quedara pocos metros detrás de la distancia total recorrida por el *breakout*. Este tipo de desplazamiento suele deberse a la presión interna del flujo que sigue caliente generando inflación del frente que culmina con el avance de algunos bloques de la corteza

exterior del flujo (Farquharson et al., 2015). En este flujo se observan claramente las zonas de estrés lateral formadas por el enfriamiento más rápido de los bordes

del flujo en comparación con la zona central del flujo, formando leveés poco claras, que limitan la zona de canal de flujo (Fig. 21).

Aparentemente, primero se emplazó el flujo que alcanzó ~3100 m de distancia y que formó los dos lóbulos principales, con un ancho promedio de 1034 m y al final se emplazó el flujo de longitud ~1700 m y anchura promedio de ~500 m con dirección ENE (muestra 1192). Por último, el cono Las Vigas tuvo eventos de migración de punto de emisión, prueba de esto son pseudo-conos con dirección SE-NE cubiertos parcialmente por el cono principal (Las Vigas). Además, este cono sufrió un colapso parcial hacia el SE que propició una avalancha de material piroclástico con un margen elevado bien definido. El área total ocupada por este volcán (flujos y cono) es de 5.1 km<sup>2</sup> y emitió un volumen de 0.29 km<sup>3</sup> (Reyes-Guzmán, 2017).

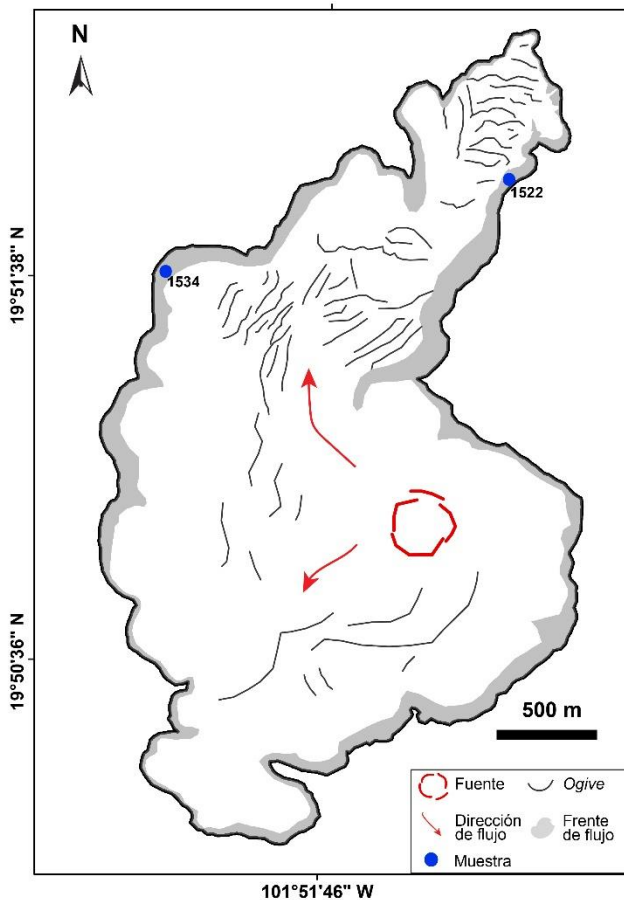


Figura 22. Diagrama que muestra las principales características morfológicas del flujo de lava Malpaís Las Víboras. Las muestras sólo corresponden a las que se usaron para análisis químico de minerales.

El siguiente volcán en emplazarse fue el Malpaís Las Víboras, cuyo flujo de lava chocó en la parte norte contra lavas de El Infiernillo (Figs. 19 y 20A). Este flujo tiene un espesor casi constante en todas las direcciones y variaciones laterales en espesor que dificultan determinar su centro de emisión. Además, no se tiene una imagen de buena resolución que ayude a resolver este enigma. Sin embargo, en este trabajo se propone como centro de emisión una región al E del flujo (Fig. 22), donde se observa el punto topográfico más alto. También se consideró a este flujo como una *coulée* de lava, debido a su gran espesor y viscosidad.

Considerando que el flujo se desplazó radialmente, pero con una dirección preferencial hacia el norte, la longitud máxima del flujo es de ~2600 metros con un espesor promedio de 100 m (similar al Malpaís Prieto). El área total es de 5.9 km<sup>2</sup> y un volumen de 0.47 km<sup>3</sup> de lava (Reyes-Guzmán, 2017). Morfológicamente, el flujo es del tipo lava en bloques (fragmentos grandes y densos, con pocas vesículas) y no se pudieron distinguir

claramente las *levées* y *ogives*. Además, la presencia de un canal de flujo marcado por contraste de alturas es visible en pocos perfiles.

Después se emplazó El Capaxtiri. Este volcán es un campo de flujos que emitió al menos 28 unidades (Fig. 23), que no se muestrearon una a una, pero si se obtuvieron muestras representativas de algunos flujos (ver Fig. 5). A pesar de contar con la imagen LiDAR de alta resolución, la delimitación de cada unidad de flujo es complicada porque éstos se emplazaron unos sobre otros y el aplastamiento pudo propiciar la formación de lóbulos y flujos tipo “*breakout*”. Además, es probable en algunos casos que un mismo flujo tuviera varios pulsos que fluyeron unos sobre otros, cada uno con propiedades físicas diferentes que se reflejaron en sus morfologías creando la ilusión de ser dos flujos. Es decir, la delimitación hecha en este trabajo se hizo observando detalladamente el contacto entre las unidades de flujo y el resultado propuesto es la figura 23. También, en el modelo de emplazamiento se propone una secuencia cronológica basada en los contactos estratigráficos observados. De los primeros flujos que se emplazaron, la gran mayoría no se observan completamente y es difícil determinar si su origen proviene de la fuente principal (que es similar a un domo pero que no tiene las características de uno) o de otro punto. Los flujos que se emplazaron posterior a éstos, tienen su propia dificultad ya que son muchos y están en contacto directo con varias unidades

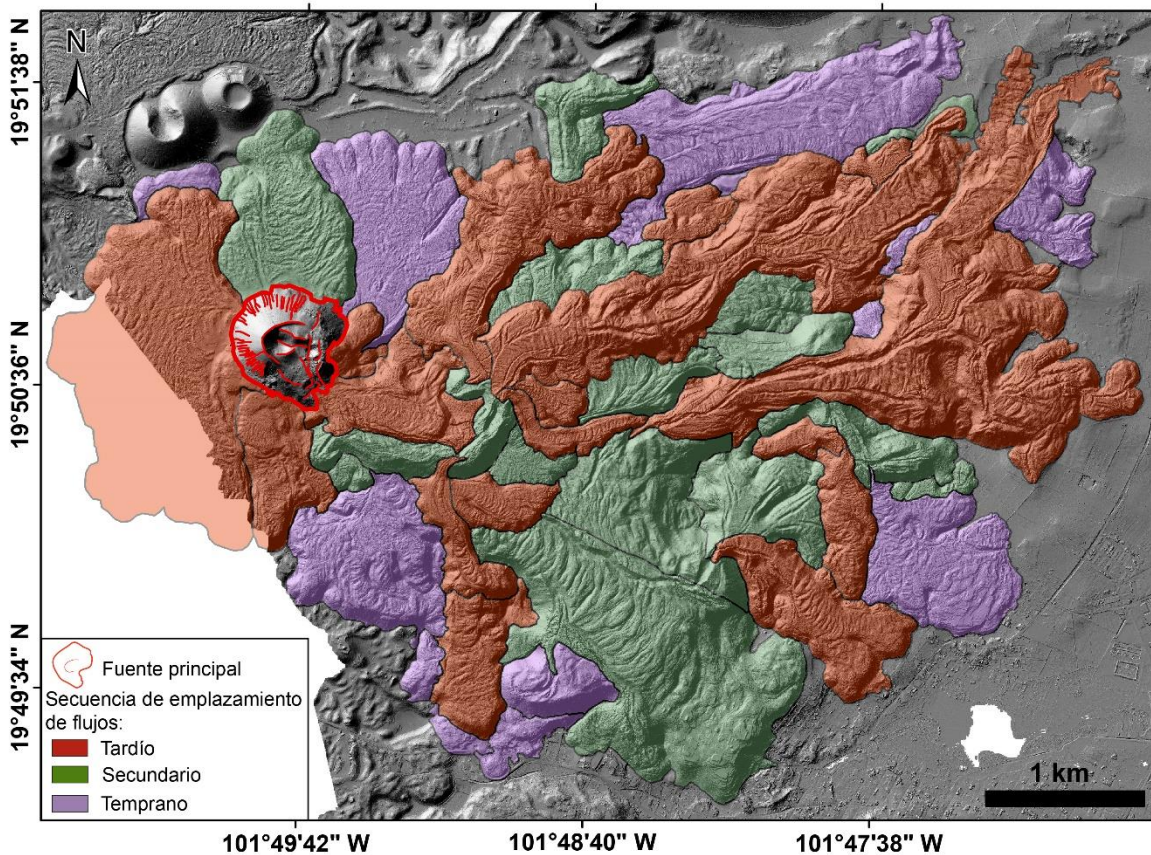


Figura 23. Mapa de los flujos de lava emitidos por El Capaxtiri coloreado con base a las relaciones estratigráficas observadas.

de la misma temporalidad, pero tampoco se observan completamente y tienen direcciones de flujo muy diversas que parecen indicar varios puntos de emisión. Finalmente, las últimas unidades (fase tardía de la erupción), se encuentran estratigráficamente encima de las dos primeras descritas y todos los flujos se observan en su totalidad. Es decir, se puede ver el punto de emisión y el frente distal del flujo, también se pueden apreciar características morfológicas (e.g. *ogives*, *leevés*, canales y lóbulos; Figs. 23 y 24).

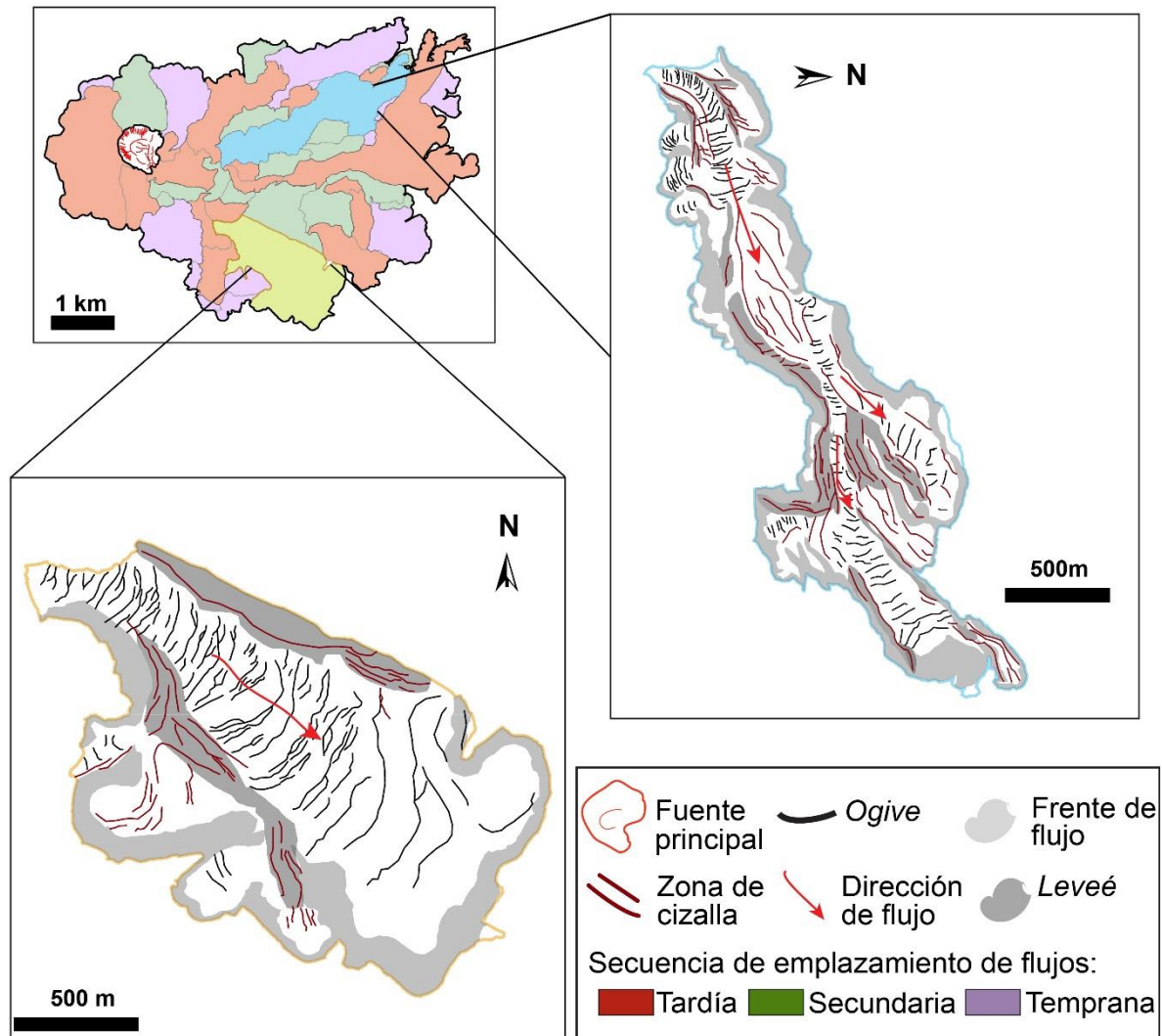


Figura 24. Diagrama que muestra las principales características morfológicas de dos flujos de lava de El Capaxtiro. En azul se muestra el flujo más largo y en amarillo uno de los flujos más anchos.

En este volcán únicamente se definieron las características morfológicas de dos unidades, una tardía que representa la máxima longitud medida y una secundaria que refleja la mayor anchura de flujo (Fig. 24). La longitud máxima es de 3560 metros y este mismo flujo tiene una anchura de 476 m y un espesor de 57 m ambos datos son promedios de la misma unidad. Por otra parte, el flujo secundario



tiene ~1000 de anchura (el máximo en todo El Capaxtiro) y ~2500 m de longitud. El área total de todos los flujos de El Capaxtiro es de 20.9 km<sup>2</sup> con un volumen de 3.1 km<sup>3</sup> (Reyes-Guzmán, 2017). Las unidades son flujos tipo 'A'ã y en bloques, la gran mayoría tiene *levés* claramente marcadas que delimitan la zona del canal y los frentes de flujo tienen pendientes altas. Además, presentan estructuras laterales tipo "dedos" (*toe*) y en algunos se observan lóbulos tipo "*breakout*" en las partes laterales o frontales de los flujos. En este volcán también se emplazaron flujos menos espesos (y por lo tanto poco viscosos) que sirvieron como cauce para flujos posteriores, ya que varios flujos presentan "escalones" en la parte frontal provocando que el frente del flujo posterior esté visualmente antes del borde final (que en realidad es el frente poco espeso de un flujo previo).

El último volcán en emplazarse fue El Malpaís Prieto, que corresponde a un solo flujo de lava cuya superficie es claramente visible por su nula cubierta vegetal. Este flujo se desplazó hacia el sur inicialmente como una sola unidad, pero debido al alto topográfico Mesa El Pinal se desvió formando dos lóbulos uno con dirección SW y otro hacia el E. El Malpaís Prieto se formó en un sólo pulso y sus frentes tienen pendientes abruptas. El espesor promedio es de 97 m y cubre un área de 5.7 km<sup>2</sup> con un volumen de 0.5 km<sup>3</sup> (Reyes-Guzmán, 2017), también se consideró como una *coulée* de lava por su alta viscosidad y espesor.

El flujo Malpaís Prieto es morfológicamente, el flujo más sencillo de los que conforman al Malpaís de Zacapu, y es del tipo lava en bloques con *levés* claramente marcadas que limitan un canal con 781 m de ancho y una longitud máxima de ~3500 m correspondientes al lóbulo SW. La anchura total del flujo es de ~1400 m y en él se observan *ogives* y zonas de estrés por flujo (Fig. 25). En este flujo también hay presencia de *dedos* de lava casi perpendiculares a la dirección del flujo, formados por procesos tipo *breakout*. En la parte sur se observan dos pequeñas *lenguas* las cuales, probablemente, fueron formadas debido a que el flujo dejó de estar confinado por las *levés*.

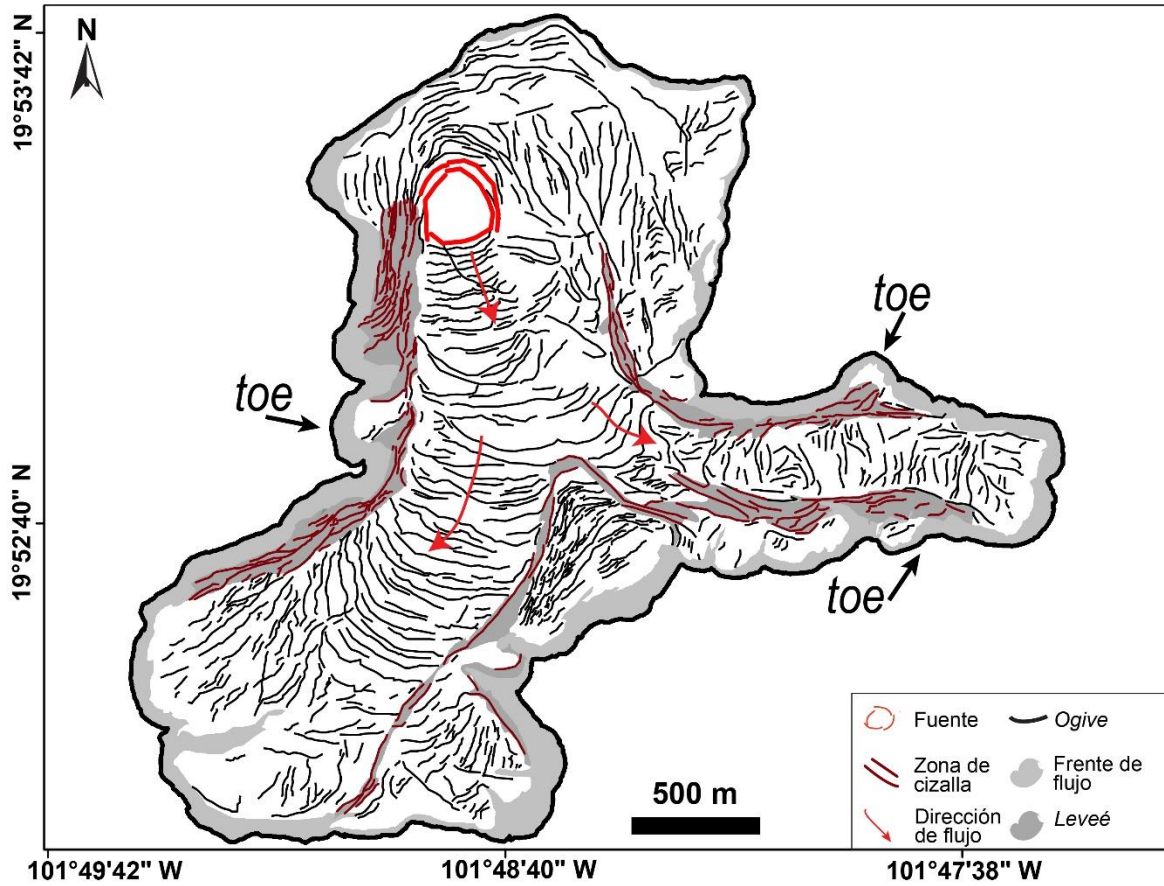


Figura 25. Diagrama que muestra las principales características morfológicas del flujo de lava Malpaís Prieto. Las muestras sólo corresponden a las que se usaron para análisis químico de minerales.

## Capítulo 6: Tiempo de emplazamiento y propiedades reológicas (estimadas por características morfológicas)

En 1939 Nichols propuso utilizar la ecuación de Jeffreys (1925) para calcular la viscosidad de un flujo de lava a partir de sus dimensiones morfológicas, considerando que se comportan como fluidos newtonianos, aunque los flujos de lava se comportan en realidad como flujos tipo Bingham. Entonces, Hulme (1974) propuso calcular también el *yield strength* del flujo considerando las dimensiones morfológicas. Estos trabajos fueron confirmados y modificados a través de experimentos con materiales de reologías conocidas (e.g. Fink y Griffiths, 1992; Gregg y Fink 1996). Finalmente, trabajos hechos por Hulme (1974), Pinkerton y Wilson (1994) y Moore et al. (1978) relacionaron las dimensiones morfológicas y las condiciones de viscosidad y *yield strength* con las que el flujo fue emplazado. Continuando con la exploración de las dimensiones morfológicas, Kilburn y Lopes (1991) propusieron una ecuación para el cálculo del tiempo de emplazamiento que considera que la superficie del flujo pierde calor por radiación y conducción, lo que provoca que el interior del flujo avance como un fluido laminar y uniforme tipo newtoniano, con tasas de deformación bajas. Es importante recordar que la reología de los flujos cambiará con respecto a la disminución de temperatura principalmente, y con la composición química, parámetros que determinan fuertemente la viscosidad, misma que permite el avance del flujo de material magmático. Flujos poco viscosos se emplazarán más rápido que los flujos más viscosos (considerando volúmenes similares; Walker, 1973; Hulme, 1974; Cas and Wright, 1988; Kilburn y Lopes, 1991; Kilburn, 2010).

Así, las ecuaciones tomadas de esos trabajos y utilizadas aquí para el cálculo de viscosidad, *yield strength*, tasa de efusión, velocidad de avance y tiempo de emplazamiento son:

$$Q = \frac{G_z k L W}{H} \quad (7)$$

Donde Q es la tasa de efusión en m<sup>3</sup>/s, k es la difusividad térmica (=4.21×10<sup>-7</sup> m/s<sup>2</sup>; Kilburn y Lopes, 1991), L la longitud máxima, W el ancho y H el espesor promedio del flujo, G<sub>z</sub> es el número de Grätz que indica que la transferencia de calor está dominada por la conducción y está definido como G<sub>z</sub>= (μH<sup>2</sup>)/(kL) (Pinkerton y Sparks, 1976; Hulme y Fielder, 1977). Pinkerton y Sparks (1976) y Pinkerton y Wilson (1994) observaron que el límite de enfriamiento en flujos basálticos del Etna y Hawaii dejaban de avanzar en el límite de enfriamiento, cuando G<sub>z</sub> tenía un valor crítico debajo de 300. Por lo tanto, si asumimos que este valor también puede ser aplicado en flujos andesíticos (e.g. Chevrel et al., 2016b) entonces se puede calcular la tasa de efusión (ec. 7) y la velocidad del flujo con la siguiente ecuación:

$$\mu = \frac{Q}{wH} \quad (8)$$

Donde  $\mu$  es la velocidad promedio (m/s).

Considerando que el flujo es laminar y regular con comportamiento newtoniano, la ecuación de Jeffreys (1925), posteriormente modificada para ser aplicada en lavas por Nichols (1939) permite calcular la viscosidad del flujo entero:

$$\eta = \frac{\rho g H^2 \text{sen} \alpha}{3\mu} \quad (9)$$

Donde  $n$  es la viscosidad total del flujo (Pa·s),  $\rho$  la densidad de la lava ( $2600 \pm 100$  kg/m<sup>3</sup>),  $g$  la aceleración gravitacional ( $9.81$  m/s<sup>2</sup>),  $\alpha$  la pendiente y 3 una constante para flujos cuyo ancho es mayor que el espesor.

Considerando un comportamiento tipo Bingham, el *yield strength* del flujo (Pa) puede estimarse a partir de su espesor como:

$$\tau = \rho g H \text{sen} \alpha \quad (10)$$

Y de acuerdo con Hulme (1974) los flujos canalizados tienen un *yield strength* ( $\tau_c$ , Pa) estimados considerando el espesor del flujo ( $W$ ) y del canal ( $w_c$ ) delimitado por las levées:

$$\tau_c = \rho g (W - w_c) \text{sen}^2 \alpha \quad (11)$$

Wilson y Head (1983), apoyándose en la teoría de Hulme, relacionaron la viscosidad aparente del flujo dentro del canal con la tasa de efusión y el *yield strength*:

$$\eta = \frac{w_c^3 \tau_c \text{sen}^2 \alpha}{24Q} \quad (12)$$

La duración del emplazamiento de los flujos puede ser aproximada a través de dos métodos: 1) considerando el número de Grätz (ec. 13) y 2) por la ecuación 14, que fue propuesta por Kilburn y Lopes (1991).

$$t_{Gz} = \frac{H^2}{G_z k} \quad (13)$$

$$t_{kL} = \frac{W_m H^2 \text{sen} \alpha}{nkL_m} \quad (14)$$

## Capítulo 6: Tiempo de emplazamiento y propiedades reológicas (estimadas por características morfológicas)

Donde  $n$  es una constante igual a 3, el subíndice  $m$  indica anchuras y longitudes máximas.

El método de Kilburn y Lopes (1991) considera que el flujo de lava tiene un comportamiento newtoniano que controla las dimensiones finales, independientemente de la tasa de efusión, de las propiedades intrínsecas del flujo (viscosidad y densidad) e incluso de la gravedad (e.g. Carrasco-Núñez, 1997).

En la ecuación 14, los valores de longitud, espesor, ancho y pendiente son valores promedio (10 valores promediados por parámetro y por flujo de lava) de las unidades de flujo principales de cada volcán. Es decir, se promediaron los valores del flujo más largo de El Infiernillo (Fig. 26), El Malpaís Las Víboras (Fig. 27) y de El Capaxtiro (se consideró el flujo al E, Fig. 28) y del Malpaís Prieto se consideró el lóbulo con dirección SW (Fig. 29). Para El Infiernillo únicamente se consideró la

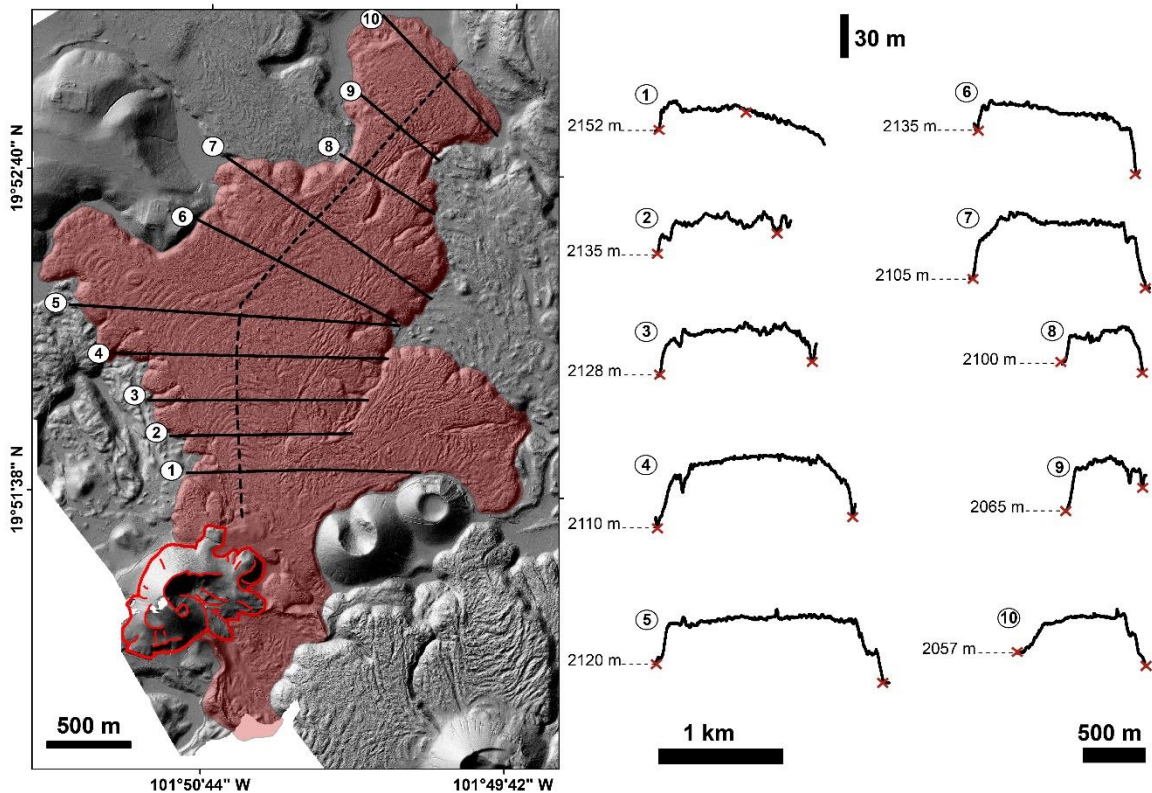


Figura 26. Perfiles de elevación perpendiculares a la dirección de emplazamiento (línea punteada) del principal flujo de lava de El Infiernillo

región central del flujo principal para los valores de ancho del flujo, pues la reducción del ancho al norte del flujo incrementaba drásticamente los errores en los cálculos. Estas variaciones morfológicas pueden crear valores mínimos y máximos bastante extremos entre sí, arrojando tiempos de emplazamiento poco acertados con lo observado en erupciones históricas. Por esta razón se considera el valor promedio como representativo, pues tiende a reducir los errores tanto de medición humana

## Capítulo 6: Tiempo de emplazamiento y propiedades reológicas (estimadas por características morfológicas)

como las variaciones morfológicas propias del flujo. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 5.

Todos los flujos del Malpaís de Zacapu tienen viscosidades aparentes, según la ecuación 9, con órdenes de magnitud entre  $3.7 \times 10^8$  y  $1.12 \times 10^{11}$  Pa·s, siendo El Infiernillo el de menor viscosidad ( $3.7 \times 10^8$  Pa·s) que coincide con su composición más máfica que el resto (ver anexo; Fig. 8). El flujo más viscoso es el Malpaís Las Víboras con  $1.12 \times 10^{11}$  Pa·s, mientras que los flujos El Capaxtiro y El Malpaís Prieto tienen viscosidades de  $1.45 \times 10^{10}$  y  $5 \times 10^{10}$  Pa·s respectivamente. La viscosidad por el método de Hulme (ecuación 5) se calculó únicamente para El Capaxtiro ya que éste método es para flujos canalizados donde  $w_c/(W-w_c) < 1$ , condición que sólo se cumple para el flujo del Capaxtiro. Con este método la viscosidad calculada es de  $1.9 \times 10^{11}$  Pa·s. Para el valor de *yield strength*, (aplicando la ecuación 10), el *yield strength* del Malpaís Las Víboras y El Capaxtiro están en el mismo orden de

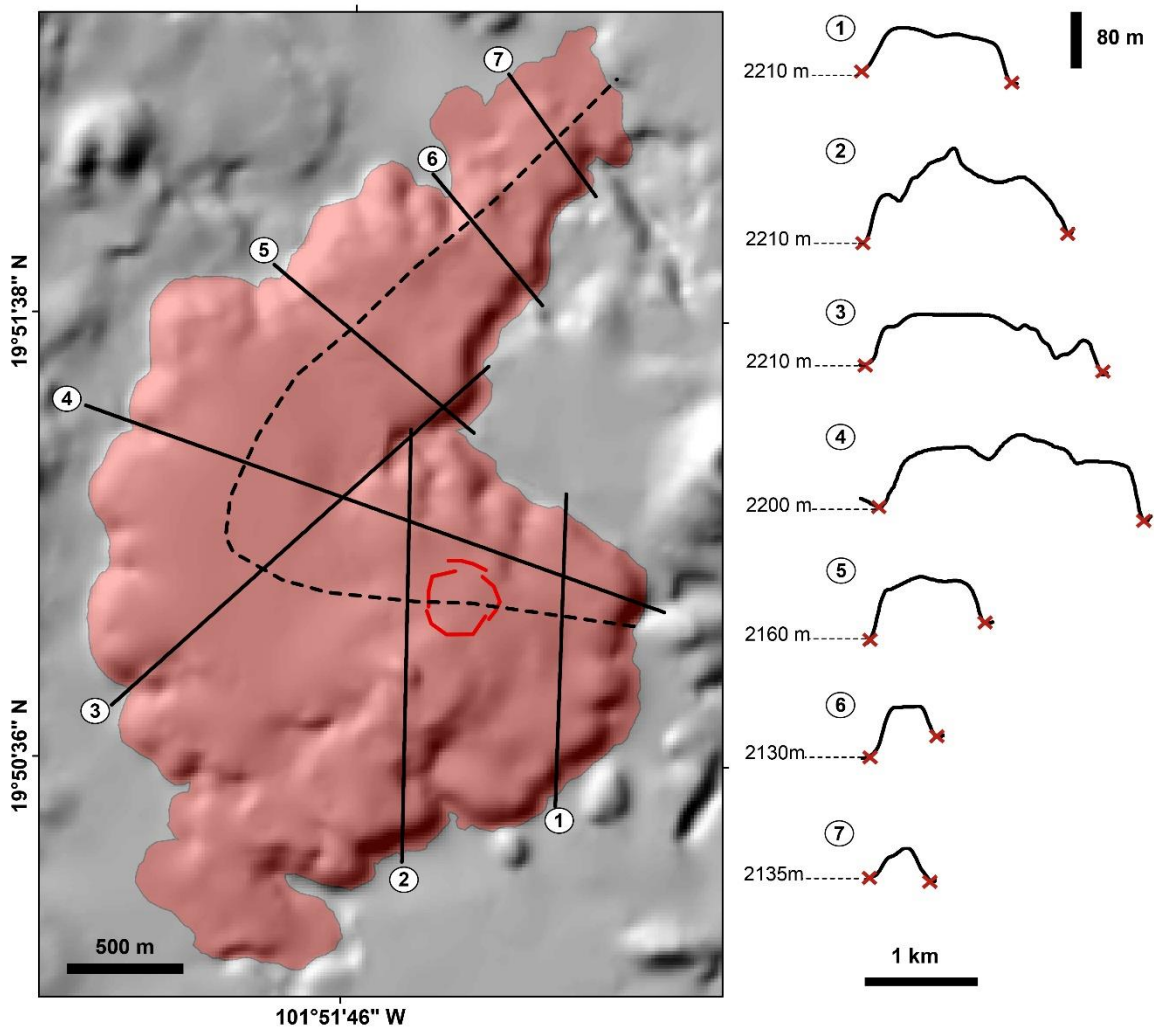


Figura 27. Perfiles de elevación perpendiculares a la dirección de flujo (línea punteada) del Malpaís Las Víboras.

## Capítulo 6: Tiempo de emplazamiento y propiedades reológicas (estimadas por características morfológicas)

magnitud ( $1.1 \times 10^5$  y  $1.03 \times 10^5$  Pa, respectivamente), mientras que el de El Infiernillo y El Malpaís Prieto son similares entre ellos, pero un orden de magnitud debajo de los dos primeros ( $2.2 \times 10^4$  y  $7 \times 10^4$  Pa). Con la ecuación 11 únicamente se pudo calcular para El Capaxtiro, obteniendo un *yield strength* de  $2.3 \times 10^6$  Pa.

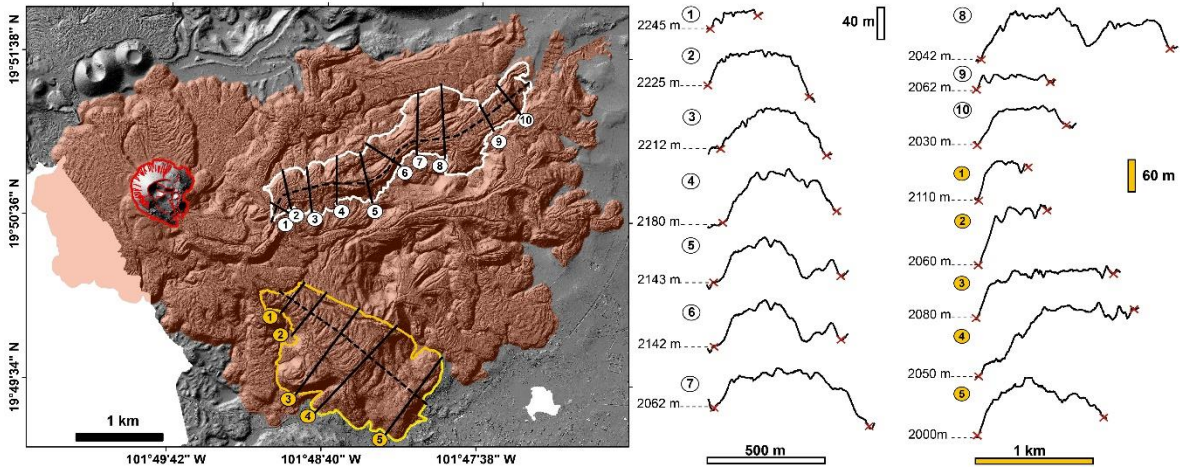


Figura 28. Perfiles de elevación de los dos flujos principales de El Capaxtiro. En blanco el más largo y en amarillo uno de los más anchos.

Con respecto a la tasa de efusión (ec. 7), el flujo El Infiernillo es el que tiene la tasa más alta con  $14.2 \text{ m}^3/\text{s}$ , esto es esperado debido a su composición más máfica, a pesar de que este método no contempla las propiedades intrínsecas del magma, la morfología refleja estas propiedades. El flujo con la tasa de efusión más baja es El Capaxtiro con una emisión de  $3.7 \text{ m}^3/\text{s}$  que también coincide con la mayor evolución geoquímica del flujo, es decir, al ser más evolucionado químicamente, se esperaría una tasa de efusión más baja que para magmas más máficos (e.g. El Infiernillo). De las dos coladas de lava restantes, el Malpaís Las Víboras tiene una tasa de efusión de  $5.5 \text{ m}^3/\text{s}$  y el Malpaís Prieto de  $6.2 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Considerando las tasas de efusión, el espesor y la anchura del flujo se puede calcular la velocidad del flujo (ecuación 8). Esta velocidad está relacionada directamente con la tasa de efusión, por lo tanto, El Infiernillo presenta la mayor velocidad con  $46 \text{ m/día}$ , mientras que El Capaxtiro tuvo una velocidad aproximada de  $11.7 \text{ m/día}$ , el Malpaís Prieto de  $4 \text{ m/día}$  y el más lento fue Malpaís Las Víboras con una velocidad de  $3 \text{ m/día}$ . Los errores asociados a estas tasas de efusión se pueden ver en la tabla 5.

El tiempo de emplazamiento de cada flujo fue calculado utilizando las ecuaciones 13 y 14. Los resultados de la ecuación 13 son 67 días de duración para El Infiernillo, 2.5 años para el Malpaís Las Víboras, 297 días para El Capaxtiro (flujo al N) y 2.3 años para El Malpaís Prieto. Usando la aproximación de Kilburn y Lopes (1991; ecuación 14), el tiempo es de 67 días para El Infiernillo, 7 años para el Malpaís Las Víboras, 290 días para El Capaxtiro y 2.8 años para El Malpaís Prieto.

## Capítulo 6: Tiempo de emplazamiento y propiedades reológicas (estimadas por características morfológicas)

Estos tiempos son considerando únicamente un lóbulo (o un flujo en el caso de El Capaxtiro) de cada volcán por lo que los datos deben considerarse como valores mínimos. La diferencia del tiempo de emplazamiento estimado por cada método no es tan grande, a excepción del Malpaís Las Víboras donde el tiempo usando la ecuación 14 es mucho mayor al de la ecuación 13. El promedio mínimo de cada volcán es de 73 días para El Infiernillo (0.2 años), 4.7 años para el Malpaís Las Víboras, 0.8 años (=292 días) para El Capaxtiro (únicamente el flujo delimitado en blanco en la Fig. 28) y de 2.5 años para el Malpaís Prieto.

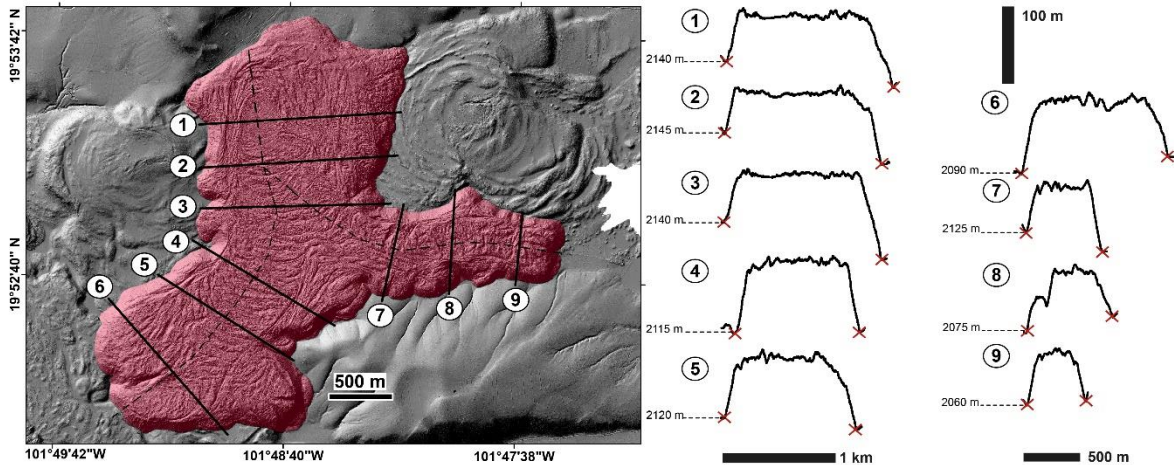


Figura 29. Perfiles de elevación perpendiculares a la dirección de flujo (línea punteada) de El Malpaís Prieto

Para conocer el tiempo de emplazamiento de toda la erupción, se puede dividir el volumen total entre la tasa de efusión volumétrica (ec. 7). Con este método El Infiernillo se emplazó en un periodo de 6.5 años, formando los tres flujos descritos en la sección 3.3. El Malpaís Las Víboras tardó al menos 3 años en formarse, que resulta menor al promedio de los resultados de las ecuaciones 13 y 14, debido a la gran diferencia de resultados individuales. Sin embargo, por su alta viscosidad y su gran longitud máxima y ancho de flujo, el tiempo promedio podría ser una mejor aproximación de la duración de su emplazamiento. El siguiente volcán en formarse fue El Capaxtiro, donde el promedio de emplazamiento para el flujo utilizado como modelo fue de 0.8 años, mientras que el tiempo total (para las 28 unidades delimitadas) es de 27 años. Finalmente, el Malpaís Prieto se formó en su totalidad en ~2.6 años. Este tiempo es muy similar al obtenido considerando la longitud máxima que corresponde a la del lóbulo SW, por lo que se puede asumir que la formación del lóbulo dirección ENE fue contemporánea al avance al SW (Fig. 29). Todos estos tiempos se podrían usar como valores mínimos ya que no consideran la disminución de velocidad debida al enfriamiento de la lava. Los errores asociados se pueden observar en la tabla 5.



## Capítulo 6: Tiempo de emplazamiento y propiedades reológicas (estimadas por características morfológicas)

<b>Constantes físicas</b>				
Densidad (kg/m <sup>3</sup> )	2600±100			
Aceleración gravitacional $g$ [m/s <sup>2</sup> ]	9.81			
Número de Grätz $G_z$ [-]	300			
Difusividad térmica $k$ [m <sup>2</sup> /s]	4.21E-07			
<b>Flujo de lava</b>				
<b>Promedio de las dimensiones del flujo principal</b>				
Longitud [m]	3111 ± 75	2587 ± 305	3478 ± 63	3422 ± 195
Ancho del flujo [m]	978 ± 255	1681 ± 214	476 ± 36	1401 ± 41
Ancho del canal [m]	509 ± 133		192 ± 15	781 ± 22
Espesor [m]	27 ± 5	100 ± 20	57 ± 9	97 ± 7
Pendiente [°]	1.8 ± 0.05	2.5 ± 0.2	4.1 ± 0.1	1.7 ± 0.1
<b>Área total [m<sup>2</sup>]</b>	5.16E+06	5.90E+06	2.13E+07	5.66E+06
<b>Volumen total (area*espesor) [m<sup>3</sup>]</b>	1.39E+08	5.90E+08	1.22E+09	5.49E+08
<i>Aspect ratio (A/H)*</i>	33.2	54.8	15.3	29.9
<b>Parámetros reológicos por el método <math>G_z</math></b>				
Viscosidad aparente por la ecuación de Jeffreys [Pa s]	3.68E+08	1.12E+11	1.45E+10	5.05E+10
% error				
Viscosidad aparente por el modelo de Hulme [Pa s]			1.85E+11	
% error			31%	
<i>Yield strength</i> [Pa]	2.20E+04	1.10E+05	1.03E+05	7.17E+04
% error	16%	47%	14%	>100 %
<i>Yield strength</i> por el modelo de Hulme [Pa]			2.32E+06	
% error			5%	
Tasa de efusión [m <sup>3</sup> /s]	14.2	5.5	3.7	6.2
% error	32%	24%	18%	8%
Velocidad [m/día]	46.6	2.8	11.7	4.0
% error	46%	34%	26%	12%
$t_{G_z}$ [días]	66.8	916.4	297.7	862.2
% error	38%	40%	33%	15%
Aproximación por el método Kilburn and Lopes (1991)				
$t_{KL}$ [días]	67.2	2560.5	289.3	1023.7
% error	29%	16%	9%	13%
<b>Promedio</b>				
Duración [años]	<b>0.2</b>	<b>4.7</b>	<b>0.8</b>	<b>2.5</b>
% error	<1 %	66%	2%	12%
<b>Duración de la erupción completa [años]</b>	<b>6.5</b>	<b>2.7</b>	<b>27</b>	<b>2.6</b>
% error	32%	35%	19%	12%

Tabla 5. Parámetros morfométricos, viscosidad, yield strength y duración de emplazamiento de los flujos del Malpaís de Zacapu calculados por aproximaciones morfológicas. Volcanes ordenados cronológicamente según su formación.

## Capítulo 7: Discusión

Los cuatro volcanes que conforman al Malpaís de Zacapu tienen una historia eruptiva compleja, misma que fue la interrogante principal de esta tesis. Después de analizar la geoquímica y petrografía del Malpaís de Zacapu se pudo abordar una línea de investigación que combinó diferentes métodos con el fin de aclarar dicha historia y dinámica eruptiva para aportar información nueva y relevante. Los métodos fueron petrológicos (temperaturas y viscosidades) así como morfológicos (tiempo de emplazamiento y viscosidad), cuyos resultados se trataron en capítulos anteriores y se discuten a continuación.

### 7.1 Características del magma

Los cuatro flujos del Malpaís de Zacapu muestran una variación composicional del vulcanismo que varía de andesita basáltica (El Infiernillo) a dacita (El Capaxtiro). Sin embargo, las muestras analizadas para cada flujo no muestran variaciones composicionales mayores al 3 wt.%. Los resultados muestran que el flujo El Infiernillo es el menos evolucionado ( $\text{SiO}_2 = 56.4$  a  $58.6$  wt.%), mientras que los otros tres tienen composiciones entre  $\text{SiO}_2 = 61.1$  y  $62.4$  wt.% para el Malpaís Las Víboras, entre  $61.5$  y  $62.7$  wt.% para el Malpaís Prieto y entre  $61.1$  y  $64.1$  wt.% para El Capaxtiro. Con respecto a los demás elementos mayores, las tendencias tanto negativas como positivas son más claras en las muestras de El Infiernillo. Esto se puede explicar por medio de un proceso de cristalización del olivino, fase mineral observada en todas las muestras provenientes de sus flujos, mientras que en los demás volcanes quizás la cristalización fraccionada no sea un proceso de diferenciación magmática tan dominante como en el caso de El Infiernillo.

En general, todos los flujos analizados tienen tanto clinopiroxenos (augita) como ortopiroxenos (hiperstena). Sin embargo, El Infiernillo tiene mayor proporción de augita que de hiperstena, para El Malpaís Las Víboras predomina la augita sobre la hiperstena. Para el Malpaís Prieto la relación es invertida, es decir, domina la hiperstena sobre la augita. En flujo El Capaxtiro es dominante la hiperstena, aunque también hay cristales de augita. En general, los flujos de El Infiernillo y Malpaís Las Víboras contienen más clinopiroxenos, mientras que para los flujos El Malpaís Prieto y El Capaxtiro los ortopiroxenos son más abundantes. Además, los dos primeros volcanes tienen fenocristales de olivino con contenido de forsterita mayor a  $\text{Fo}_{80}$ . El Capaxtiro contiene olivinos en menor proporción, aunque con contenidos mayores a  $\text{Fo}_{73}$  (ver anexo).

Con respecto a los elementos trazas, los REE tienen un patrón y concentración muy similares para los cuatro volcanes. Los patrones de los LILE son también similares, y muestran los patrones típicos de ambientes de subducción, con anomalías positivas en el Ba, K, La y Pb, y anomalías negativas en Th, Nb y Hf. Aunque ninguno muestra anomalías en el Eu.

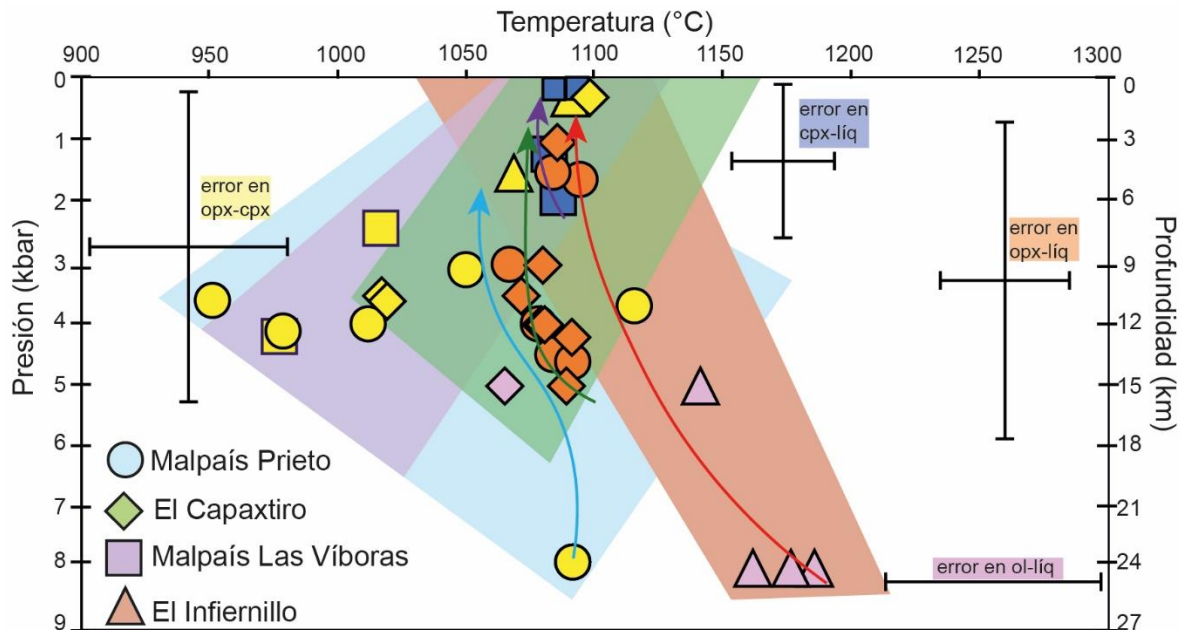


Figura 30. Esquema de los resultados de la geotermobarometría aplicada a cristales en equilibrio. En color lila están los obtenidos por el método de olivino-líquido, en anaranjado los del método ortopiroxeno-líquido, en azul marino los del método clinopiroxeno-líquido y en amarillo los obtenidos por el método de los dos piroxenos. También se muestran las barras de error asociado. Además, se indican los campos de distribución de datos para cada volcán: En color rosa El Infiernillo, en lila el Malpaís Las víboras, en verde El Capaxtiro, y en azul cielo El Malpaís Prieto.

La figura 30 muestra el amplio rango de presión y temperatura de las lavas de cada volcán. El flujo El Infiernillo presenta las temperaturas más altas (~1150 °C) mientras que El Malpaís Prieto y el Capaxtiro las más bajas (<1100 °C) tanto pre-eruptivas como syn-eruptivas. Las presiones más altas corresponden a cristales de olivino de El Infiernillo que se tomaron de la literatura (Hasenaka y Carmichael, 1987; Hasenaka, 1994), y una muestra del Malpaís Prieto utilizando el geotermobarómetro de los dos piroxenos. La mayoría de los resultados muestran presiones inferiores a los 5 kbar con temperaturas más altas a esas presiones, lo que podría sugerir la existencia de un reservorio magmático cortical que se localiza al menos a 15 km de profundidad. Se puede proponer también una zona de acumulación temporal del magma ascendente entre los 7 y 10 km, donde comenzaron a cristalizar los piroxenos. A esta profundidad también es posible que se fraccionara la hornblenda (en el caso de los flujos El Infiernillo y Malpaís Prieto) y ocurrieran otros procesos de diferenciación magmática como la cristalización fraccionada y la mezcla de magmas, que incidieron en la evolución de la composición química de los magmas hasta obtener las composiciones intermedias

que se observan en la superficie. Por último, las condiciones inmediatamente previas a la erupción corresponden a las presiones entre 2 y 0 kbar. A estas presiones la temperatura no tiene su mínimo (de acuerdo a los cálculos), es decir, las temperaturas más bajas (<1000 °C) calculadas corresponden a ~5 kbar de presión. Sin embargo, considerando el error del método, estas temperaturas fueron consideradas como las temperaturas que prevalecieron durante el emplazamiento de las lavas. Por lo tanto, las temperaturas más altas (>1000 °C) se consideraron como correspondientes a las condiciones pre-eruptivas, y las menores a 1000 °C como temperaturas syn-eruptivas y de enfriamiento durante el emplazamiento. Para estas últimas, se observó una disminución conforme al aumento de SiO<sub>2</sub> (Fig. 31), con excepción de las muestras con temperaturas inferiores a 1000 °C (ZAC-1509,-1517 y -1539), esto puede deberse a que ya corresponden propiamente al enfriamiento durante el emplazamiento de la lava y no a condiciones syn-eruptivas, por lo que no hay una tendencia propia de disminución calórica por aumento de SiO<sub>2</sub> en condiciones de enfriamiento durante el emplazamiento. En general, las temperaturas obtenidas (para los flujos Malpaís Las Víboras, El Capaxtiro y Malpaís Prieto) coinciden con el rango esperado para lavas andesíticas según Cas y Wright (1988) y son comparables con las reportadas para las lavas del volcán escudo El Metate por Chevrel et al. (2016b), que se localiza a ~50 km al N de Zacapu.

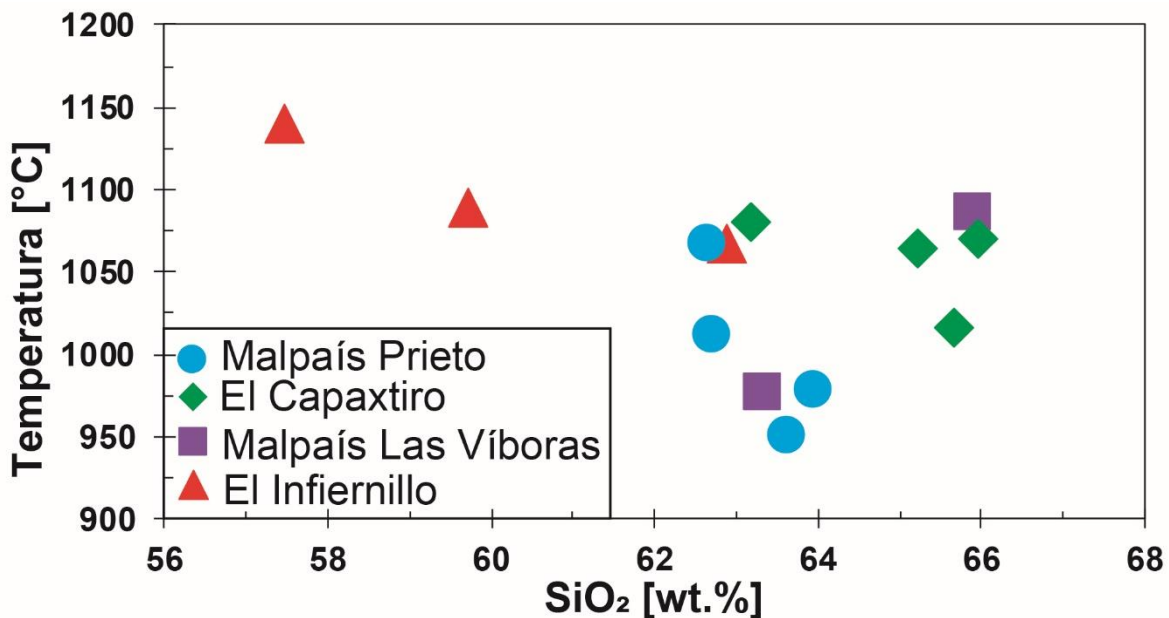


Figura 31. Temperaturas en condiciones syn-eruptivas comparadas con el contenido de SiO<sub>2</sub> en líquido residual recalculado restando la composición química mineral de fenocristales y microfenocristales en las muestras.

## 7.2 Dinámica eruptiva

Los flujos del Malpaís de Zacapu fueron formados a partir de dos etapas principales. La primera corresponde a un proceso de desgasificación del magma, y la segunda, a la emisión del magma parcialmente desgasificado. La desgasificación pudo ocurrir durante la erupción y/o previamente. A continuación, se propone la dinámica eruptiva para cada uno de los cuatro volcanes.

El primer volcán en formarse fue El Infiernillo, el cual fue fechado por radiocarbono en 3,200 años A.P. (~cal 1525-1420 a.C., Reyes-Guzmán et al., 2018) emitiendo un magma rico en gas (hasta 50 vol.% de vesículas en muestras escoráceas) de composición andesita basáltica con altas temperaturas y bajas viscosidades, con asociación mineral de olivino y plagioclasa, principalmente, que corresponde a la parte distal (norte) de su primer flujo de lava (muestra 1013) y en el cono de escoria Las Vigas (muestras 1022 y 1521). Este volcán tuvo una fase inicial estromboliana que formó al cono de escoria Las Vigas. Con ayuda de la imagen LIDAR (Fig. 19) se pudieron apreciar varias irregularidades morfológicas alrededor de este cono que corresponden a vestigios de pequeños conos formados y destruidos durante la erupción alrededor del cono principal de Las Vigas. Esta fase estromboliana desgasificó el magma formando también el flujo de lava emplazado hacia el NE. Finalmente, se emitió un magma con hornblendas. Es probable que el ascenso de esta porción del magma tuviera una velocidad menor, ya que las hornblendas tienen bordes de opacita (lo cual indica su inestabilidad a bajas presiones), es decir, el magma residual tenía suficiente presión (debida a los volátiles disueltos) para ascender, pero no la suficiente para hacerlo con rapidez y continuar con una fase estromboliana (Fig. 33). Además, los productos de este volcán presentan cristales de cuarzo con bordes de piroxeno, que quizás fueron incorporados al magma del basamento local poco tiempo antes de su erupción y comenzaron a absorberse en el líquido magmático.

El siguiente volcán en formarse fue el flujo de lava Malpaís Las Víboras, fechado por Mahgoub et al. (2018) entre los años 1340-940 a.C. A diferencia del Infiernillo, sus productos son bastante homogéneos y no muestran signos importantes de evolución magmática. De las cuatro muestras analizadas, únicamente la muestra 1534 (al NW) contiene olivino, indicando una componente más máfica. La muestra 1522, que es la más distal a la fuente, no contiene olivino y químicamente es la más evolucionada ( $\text{SiO}_2 = 62.4 \text{ wt.}\%$ ). En las dos restantes (cercanas a la fuente) la asociación mineral es de ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa. Con respecto a la velocidad de ascenso del magma, como casi no se observan olivinos forsteríticos y tampoco hornblendas (ambos se reabsorben en el magma a bajas presiones), se puede considerar que éste debió ser relativamente lento. Además, la ausencia de un cono de escoria y depósitos de ceniza indica que la erupción fue puramente efusiva, es decir pobre en gas. Por lo tanto, una gran parte de la desgasificación del magma debió ocurrir previamente a la erupción, en

un reservorio somero o durante el ascenso del magma, que debió ser suficientemente lento para permitir una desgasificación importante (Fig. 33). Adicionalmente, la alta viscosidad de la lava ( $\sim 10^3$  Pa·s pre-eruptiva y  $\sim 10^6$  Pa·s syn-eruptiva) es un indicio de que la desgasificación fue en gran parte anterior a su emisión en la superficie. Los xenocristales de cuarzo parcialmente reabsorbidos con coronas de piroxeno, deben tener un origen muy somero y haber sido incorporados poco antes de su erupción, ya que debido al ascenso lento se hubieran reabsorbido completamente, si hubiesen sido incorporados anteriormente a grandes profundidades.

Entre los años 200 y 80 a.C., ocurrió la erupción efusiva de El Capaxtiro, que emitió aproximadamente 28 unidades de flujo de lava. Las rocas menos evolucionadas químicamente pertenecen a las dos primeras etapas de emisión de lavas (temprana y secundaria en la Fig. 23) y presentan olivino, piroxeno (Opx y Cpx) y plagioclasa. Además, la muestra 1518 (distal al E, lava temprana) es una de las más evolucionadas, aunque químicamente la variación en SiO<sub>2</sub> es menor al 1 wt.%, comparada con las muestras anteriores, pero su asociación mineral ya no contiene olivino, sólo piroxenos, plagioclasa y ocasionalmente hornblenda opacitada. La muestra más evolucionada es la 1507 y está al oeste del cono, y pertenece a uno de los últimos flujos en emplazarse. Nuevamente, la presencia del cuarzo en todas las muestras puede ser un indicador de incipiente asimilación de basamento local somero. La presencia de hornblendas (o sus residuos en forma de opacita) es escasa. Adicionalmente, se puede proponer que la desgasificación del magma ocurrió tanto previa como simultáneamente a la erupción, porque no se encontró ceniza que indicara una fase estromboliana de desgasificación intensa, pero en cambio sí se observa un cono de salpicadura en forma cómica de material magmático aglutinado producto de una fragmentación de material, que fue suficientemente débil para formar fragmentos de tamaño bloque, pero no suficientemente violenta para producir cenizas (Fig. 33). Observando la distribución de los flujos, es posible proponer que la migración del centro eruptivo haya sido hacia el este, y que los primeros flujos se emitieran hacia al oeste del cono, seguido de la formación del cono, y al final se emitieran hacia al este (Fig. 23). Es posible que la formación de nuevos flujos aportara el volumen suficiente para producir “*breakouts*” en los flujos emplazados anteriormente, cuyo interior aún estaba fluido y rodeado de caparazones poco gruesos. Al SE del Capaxtiro, en los frentes de flujo cercanos a la carretera a Zacapu, se observaron sedimentos lacustres localizados altitudinalmente más altos que los de la ciénega (Fig. 32). Es probable que estos fueran levantados ( $\sim 30$  m) y sobreyacidos por los flujos de lava provenientes del Capaxtiro, debido a paquetes magmáticos atrapados en las inmediaciones inferiores de los depósitos lacustres, ya que la diferencia de densidad (así como otros factores adicionales) pudo interrumpir el ascenso de los lotes magmáticos a la superficie a través de la corteza.



*Figura 32. Sedimentos lacustres debajo de un flujo de lava del Capaxtiro. Localización al SE del volcán. El espesor de los sedimentos es de ~5 metros.*

Por último, el Malpaís Prieto formado alrededor del año 900 d.C. (Mahgoub et al., 2018) comprende de un flujo de lava sin indicios de actividad explosiva (aglutinamientos de magma, escoria o ceniza). Al igual que Las Víboras, también se emplazó en un solo pulso (Fig. 33). Las partes distales (muestras 1503, 1502, 1513 y 1512) son las menos evolucionadas químicamente y contienen una asociación mineral de piroxeno con plagioclasa, mientras que las partes cercanas a la fuente (1517, 1514 y 1509) son las más evolucionadas químicamente y su ensamblaje mineral es de piroxeno, plagioclasa y hornblenda con bordes de opacita. El borde de opacita sugiere un ascenso magmático relativamente lento, por lo que la desgasificación del magma ocurrió en gran medida previo a la erupción (Fig. 33). En este flujo también se observaron xenocristales de cuarzo con coronas de piroxeno, que igualmente parecen tener su origen en la asimilación de fragmentos del basamento local somero.

En general se puede observar un patrón en el Malpaís de Zacapu, que inicia con la erupción de magmas máficos (andesita basáltica) más calientes, menos viscosos y ricos en gas, que cambia a lo largo del tiempo hacia la emisión de

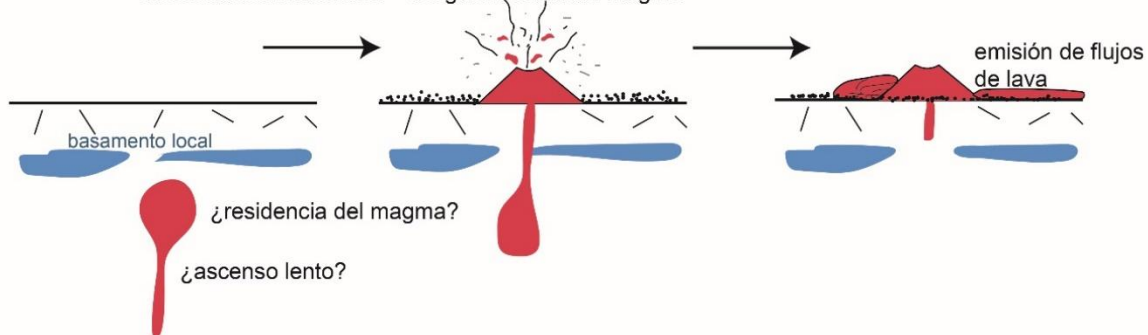
magmas más silícicos (dacitas), más fríos y viscosos, y desgasificados. Es decir, primeramente, se forma el cono de Las Vigas (andesita basáltica) con una desgasificación syn-eruptiva intensa (estilo eruptivo estromboliano violento) que forma depósitos de escoria y ceniza. Esta fase inicial explosiva de la erupción se torna efusiva y se emiten dos flujos de lava andesíticos que formaron al flujo El Infiernillo. Después de un periodo de reposo (~400 años), se emitió un lote de magma muy desgasificado que dio origen a la colada de lava muy viscosa (~100 m de espesor) El Malpaís Las Víboras. Posteriormente, tras otro periodo de reposo, pero más prolongado (~800 años), ocurre la erupción más voluminosa (andesita/dacita), parcialmente desgasificada previamente) que formó un cono de material aglutinado y un vasto y complejo campo de flujos (El Capaxtiro). Finalmente, luego de un tercer periodo de reposo prolongado (~1000 años) se emitió un lote de magma dacítico casi desgasificado que produjo el pequeño flujo de lava viscoso de El Malpaís Prieto. Desde entonces (~900 d.C.) la zona ha estado en reposo.



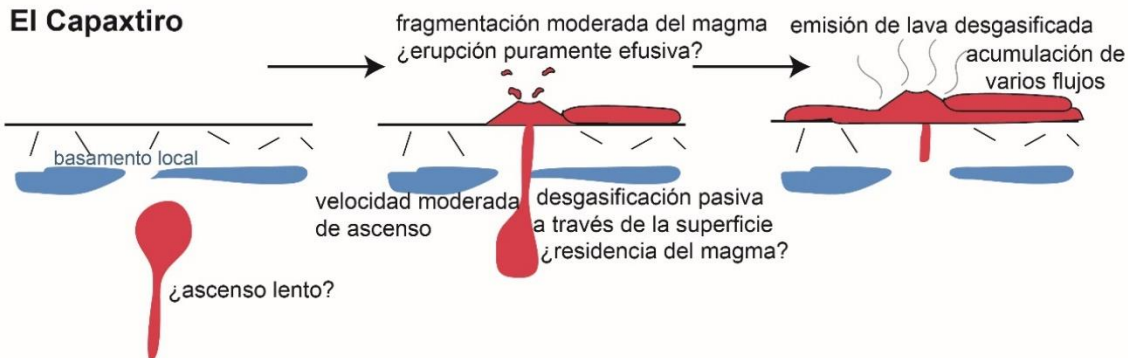
### Modelo eruptivo del Malpaís de Zacapu

#### El Infiernillo

actividad estromboliana = desgasificación del magma



#### El Capaxtiro



#### Malpaís Las Víboras y Malpaís Prieto

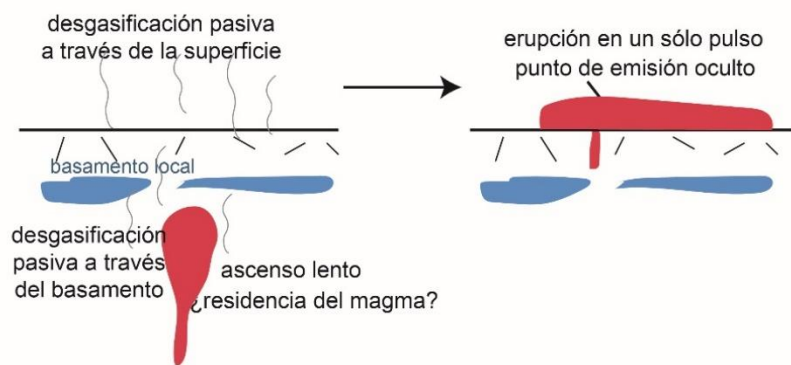


Figura 33. Diagrama de la dinámica eruptiva de los volcanes que conforman al Malpaís de Zacapu. Se muestran en orden de mayor a menor fragmentación del magma.

### 7.3 Tiempo de emplazamiento y reología de los flujos

Como se describió en capítulos anteriores, los flujos del Malpaís de Zacapu son principalmente andesíticos/dacíticos con viscosidades altas ( $\sim 10^{10}$  Pa·s) calculadas usando la aproximación de Jeffreys (1925), que asume un comportamiento reológico newtoniano. Por lo anterior, estos valores representan aproximaciones que no consideran las heterogeneidades de la lava (contenido y forma de cristales y vesículas). Estos valores son comparables con los reportados por Harris y Rowland (2015) para flujos andesíticos y también tienen viscosidades similares a la de los flujos del cercano volcán El Metate (Chevrel et al., 2016b), que tienen características morfológicas y geoquímicas semejantes. La excepción la representan las lavas de El Infiernillo, cuyas viscosidades son de dos órdenes de magnitud menores ( $10^8$  Pa·s), lo cual se explica por su composición más máfica (andesitas basálticas) y se ve reflejado en su morfología con espesores de flujo menores ( $\sim 27$  metros) y longitudes cercanas a los 3 km.

El *yield strength* de todos los flujos está dentro del rango de los reportados para flujos andesíticos, como los flujos del Metate (Chevrel et al., 2016b) con órdenes de magnitud entre  $10^4$  y  $10^5$  Pa. Estos valores se ven reflejados en los espesores de los flujos (Fig. 34). En el caso de El Infiernillo se obtuvo un *yield strength* de  $2.2 \times 10^4$  Pa con un espesor de 27 m, mientras que para el Malpaís Las Víboras y El Capaxtiro el *yield strength* es de  $10^5$  Pa. Aunque ambos, Las Víboras y El Capaxtiro tienen un *yield strength* similar, el primero tiene un espesor promedio de 100 m, mientras que el segundo uno de sólo de 57 m (considerando el flujo modelo, representativo para todo el campo de lavas). El Malpaís Prieto tiene un *yield strength* de  $10^4$  Pa y un espesor de 97 m, que podría parecer bajo comparado con el del Malpaís Las Víboras. Empero, la incertidumbre del valor obtenido para el

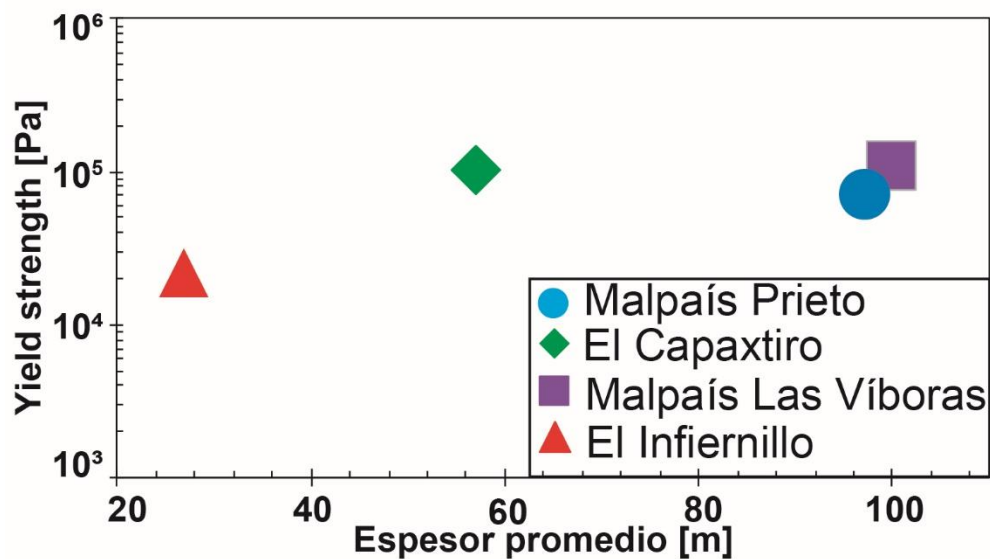


Figura 34. Gráfica del *yield strength* contra el espesor de los flujos, calculado por métodos morfológicos.

Malpaís Prieto es mayor al 100%. A pesar de la falta de precisión, este valor puede considerarse como mínimo y representa una primera aproximación.

Comparando estos valores con los obtenidos con los métodos petrológicos, las viscosidades calculadas con métodos morfológicos arrojan valores más altos (Fig. 35). Las aproximaciones petrológicas arrojaron resultados de viscosidad aparente syn-eruptiva de  $10^3$  a  $10^6$  siendo más bajas en las lavas de El Infiernillo y más altas en las del Malpaís Las Víboras y Malpaís Prieto (Fig. 35). Comparando estos resultados con los obtenidos para las lavas del Metate (con composiciones similares reportados por Chevrel et al., 2016b) son de tres a un orden de magnitud más bajas en el Malpaís de Zacapu. Esto se debe a que las lavas estudiadas en este trabajo tienen un menor porcentaje de fenocristales y temperaturas más altas para las condiciones syn-eruptivas que las del Metate, ya que las viscosidades de la parte líquida están dentro del mismo orden ( $10^3$  a  $10^6$  Pa·s). Comparando las condiciones pre-eruptivas, las viscosidades aparentes están en el mismo rango con respecto a los valores reportados para el Metate (Chevrel et al., 2016b). Además, en este trabajo se calcularon las viscosidades totales considerando también el porcentaje de vesículas, y no se observaron variaciones considerables en los órdenes de magnitud con respecto a la viscosidad aparente (líquido + cristales) de las condiciones syn-eruptivas. Esto puede deberse al porcentaje y tamaño de vesículas, que como se mencionó anteriormente, puede aumentar o reducir la viscosidad aparente (Mader et al., 2013) y se requeriría de mayor análisis de vesículas (forma y porcentaje modal según el tamaño y forma) para calcular la viscosidad total con mayor precisión.

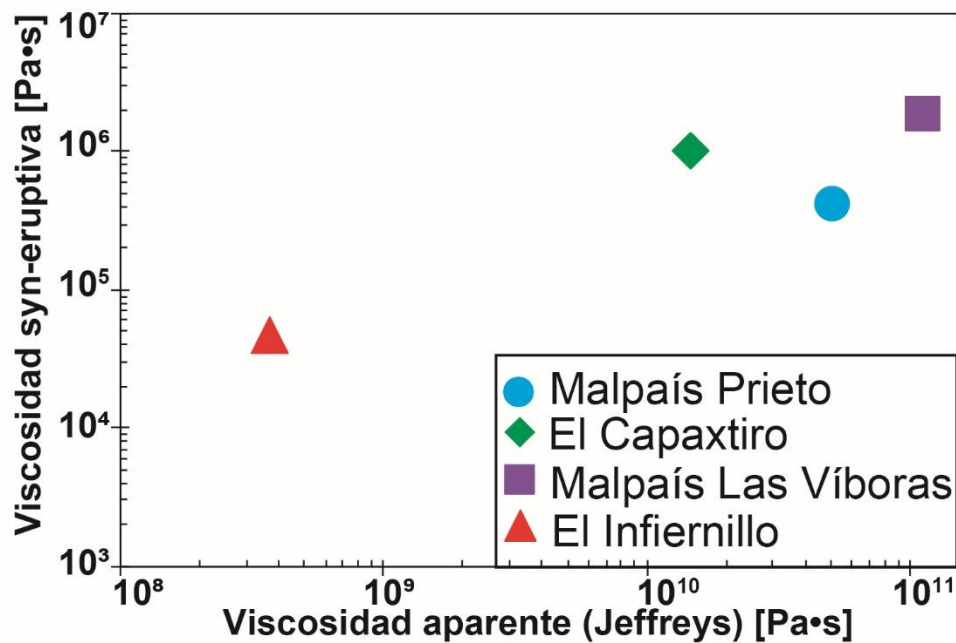


Figura 35. Grafica comparativa entre la viscosidad por métodos petrológicos contra la obtenida por métodos morfológicos.

Además, no se observaron variaciones significativas en las morfologías de los flujos, lo que sugiere que el emplazamiento de las lavas fue muy homogéneo. Sin embargo, ya se ha estipulado en diversos trabajos (e.g. Kilburn y Lopes, 1991; Giordano et al., 2008; Harris y Rowland, 2015 etc.) que la viscosidad aumenta con el enfriamiento, con el contenido de cristales, y la composición química (Figs. 36, 37 y 38), disminuyendo la velocidad de emplazamiento del flujo sobre la superficie. Este aumento de la viscosidad se puede apreciar con mayor claridad en el Malpaís Prieto, donde las muestras más distales (1503 y 1513) tienen viscosidades aparentes (en condiciones syn-eruptivas) con órdenes de magnitud de  $10^5$ , mientras que las muestras proximales (las últimas en emitirse; 1517 y 1509) tienen viscosidades de  $10^6$  Pa·s. También en el caso del Infiernillo se observó un aumento de viscosidad de la muestra 1013 (andesita basáltica) con una viscosidad de  $10^4$  Pa·s en comparación con la muestra 1192 (andesita) con  $10^5$  Pa·s (Fig. 37). Las muestras con mayor viscosidad en ambos volcanes, tienen temperaturas syn-eruptivas menores, lo que podría parecer contradictorio a primera vista, pero tienen menor contenido de cristales lo que disminuye la viscosidad aparente (Figs. 36 y 38). El Malpaís Las Víboras también tiene una variación de un orden de magnitud entre las dos muestras analizadas. La temperatura de enfriamiento en la muestra 1534 es de  $977$  °C y en la muestra 1522 de  $1086$  °C, pero también la primera tiene menor contenido de cristales (Fig. 38). En el caso de El Capaxtiro ocurre algo similar con la muestra 1519 que es la que presenta mayor temperatura, pero menor contenido de cristales, disminuyendo la viscosidad aparente (Figs. 36 y 38). La influencia del porcentaje de cristales sobre la viscosidad es determinante, ya que se

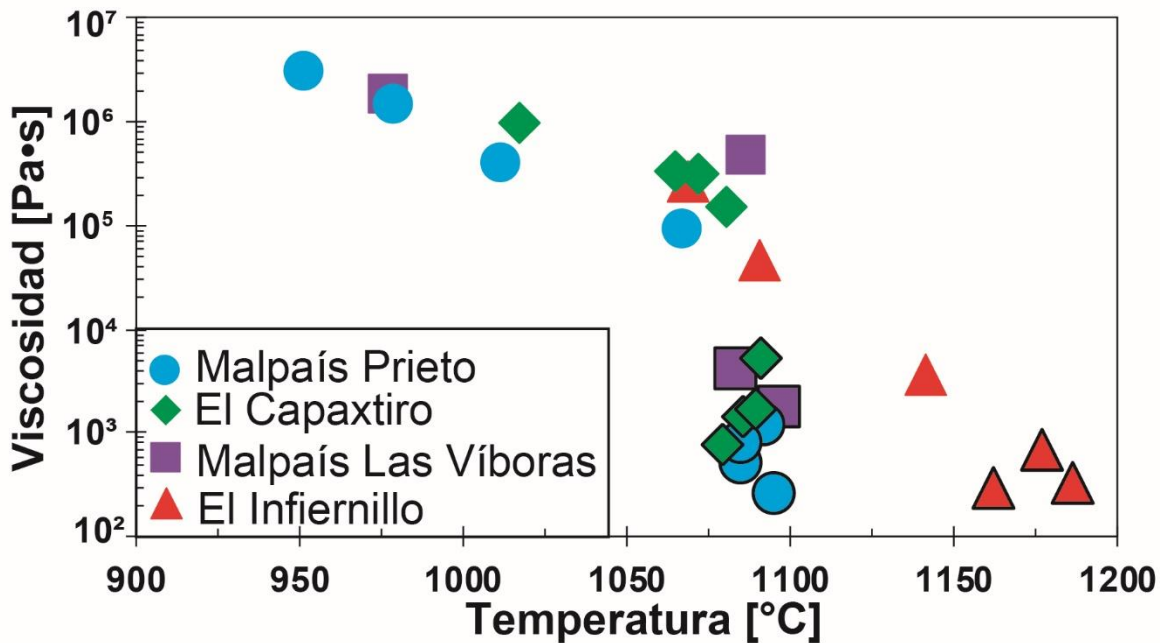


Figura 36. Viscosidad aparente de las lavas de los volcanes del Malpaís de Zacapu en condiciones pre-eruptiva (símbolos con borde negro) y syn-eruptivas (símbolos sin borde) cotejadas con la temperatura.

observa en este trabajo, que a pesar de tener muestras con temperaturas similares si el porcentaje de cristales es diferente, la viscosidad aparente varía hasta en dos órdenes de magnitud. Es decir, cuanto más cristalinizada está la lava, más viscosa se vuelve, aunque tenga una temperatura elevada (Fig. 36 y 38).

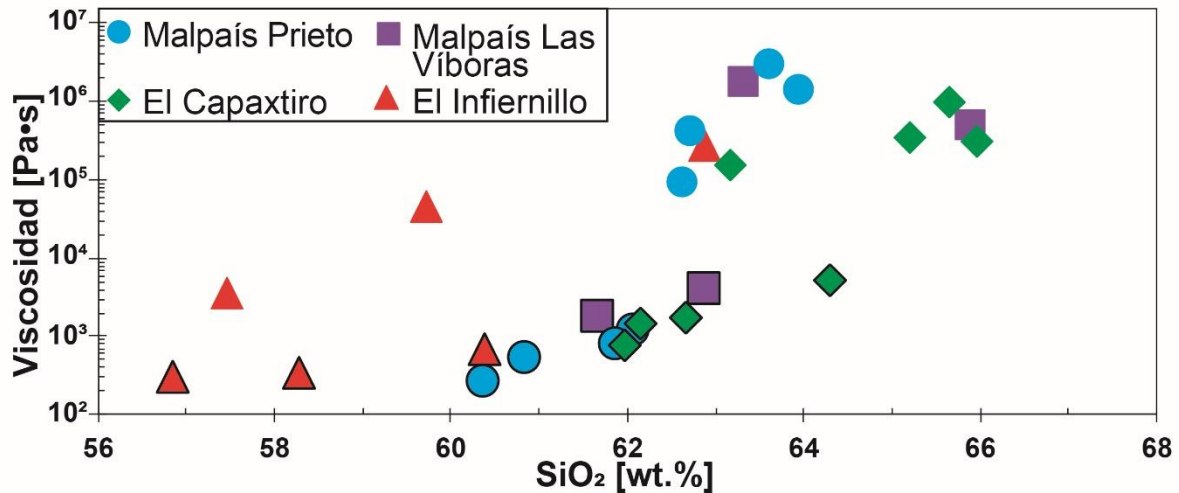


Figura 37. Viscosidad cotejada contra el contenido de cristales de las lavas de los volcanes del Malpaís de Zacapu, en condiciones pre-eruptivas (símbolos con borde negro) y syn-eruptivas (símbolos sin borde).

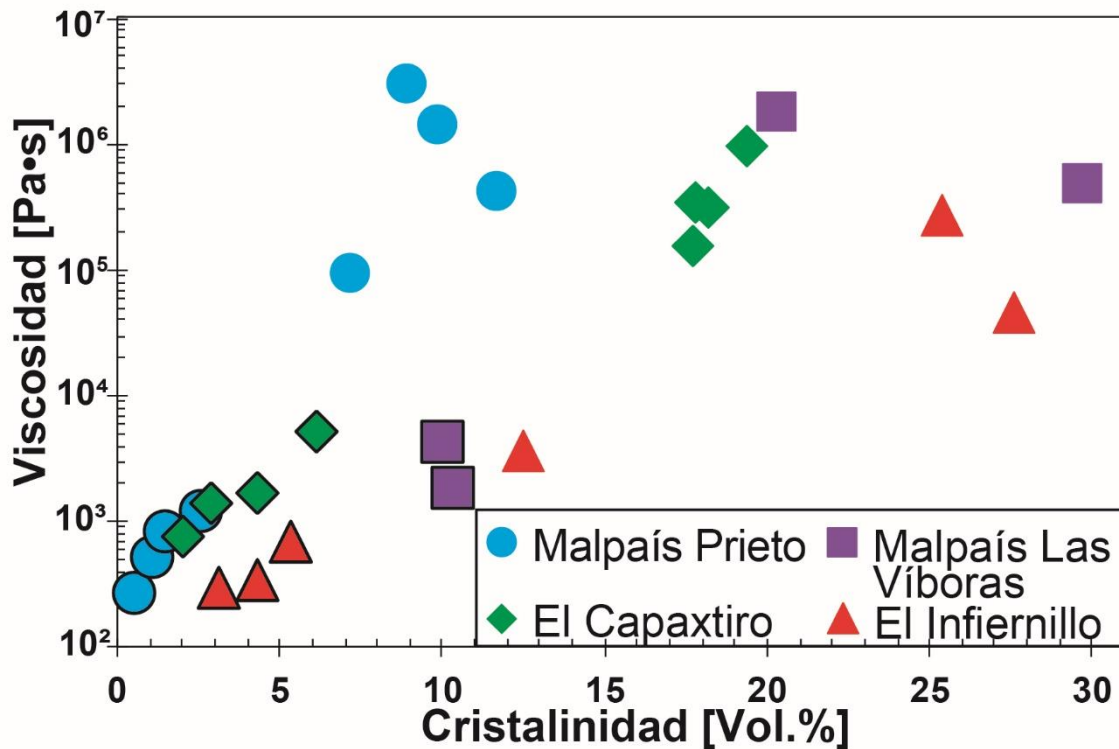


Figura 38. Viscosidad aparente de las lavas de los volcanes del Malpaís de Zacapu cotejada con el contenido de SiO<sub>2</sub> en condiciones pre-eruptivas (símbolos con borde negro) y syn-eruptivas (símbolos sin borde).

Los tiempos de emplazamiento calculados utilizando el método de Kilburn y Lopes (1991) y Grätz (Pinkerton y Sparks, 1976; Pinkerton y Wilson, 1994) son valores mínimos para el emplazamiento de las lavas, pero consideran el desplazamiento post-enfriamiento observado en algunos flujos (e.g. Cordón Caulle, Chile; Tuffen et al., 2013). Por lo tanto, El Infiernillo tardó al menos 6.5 años en emitir su volumen de  $0.13 \text{ km}^3$ , El Malpaís Las Víboras 4.7 años y un volumen de  $0.59 \text{ km}^3$ , El Capaxtiro 27 años y un volumen de  $1.22 \text{ km}^3$  y El Malpaís Prieto 2.5 años en emitir  $0.54 \text{ km}^3$  (Fig. 39). Es importante mencionar que los volúmenes calculados en este trabajo difieren muy poco de los reportados originalmente por Reyes-Guzmán et al. (2018) para casi todos los volcanes del área con excepción de El Capaxtiro. En este trabajo, se consideró un espesor promedio para las lavas de este volcán de 57 metros que corresponden únicamente al flujo modelo utilizado para obtener las características morfológicas. Sin embargo, este campo de flujos muestra una sobreposición de unidades de lava y, por lo tanto, si se trazan perfiles de elevación sobre los flujos que lo conforman y se mide el espesor con respecto al nivel de superficie circundante al volcán el espesor promedio es de 150 metros, y el volumen sería de  $3.13 \text{ km}^3$ , como se reporta en Reyes-Guzmán et al. (2018). Adicionalmente, si se utilizara dicho volumen y espesor promedio el tiempo de emplazamiento no cambiaría significativamente.

A excepción de El Capaxtiro, los volúmenes emitidos por los demás flujos son menores a los emitidos por El Parícutin ( $\sim 1.7 \text{ km}^3$  de lava; Larrea et al., 2017) que tardaron nueve años en emplazarse. El Capaxtiro emitió un volumen mayor ( $\sim 3.5 \text{ km}^3$ ), o al menos, emitió un mayor número de unidades de lava (si se considera el volumen calculado de  $1.22 \text{ km}^3$ ) y lo hizo por pulsos tardando al menos 27 años. Es decir, El Capaxtiro emitió poco más del doble que el volumen del Parícutin y tardó poco más del doble de tiempo en formarse. Los tiempos de emplazamiento estimados para los flujos del Malpaís de Zacapu no parecen tan alejados de los observados directamente en otros casos históricos. Por ejemplo, El Jorullo emitió  $0.36 \text{ km}^3$  de lava en 15 años (Rowland et al., 2009), los flujos del cono Collier en Oregon, Estados Unidos tienen un volumen de  $0.17 \text{ km}^3$  y se emplazaron en 9 meses y el flujo Lonquimay en Chile tiene un volumen de  $0.23 \text{ km}^3$  y se formó en 11 meses (Fig. 39), estos dos últimos también tienen composiciones intermedias ( $\text{SiO}_2=57\text{-}60 \text{ wt.}\%$ ; Deardorff y Cashman, 2012). Todos los volúmenes reportados son valores totales, es decir, no están recalculados a volúmenes de roca densa equivalente. Es decir, un mayor volumen de magma requiere mayor tiempo de emplazamiento, aunque la tasa de emisión de magma juega un papel importante.

En el Parícutin la tasa de emisión más alta observada fue de  $14 \text{ m}^3/\text{s}$  (Larrea et al., 2017), en los flujos del cono Collier entre  $14$  y  $18 \text{ m}^3/\text{s}$ , en el flujo Lonquimay entre  $10$  y  $80 \text{ m}^3/\text{s}$  (Deardorff y Cashman, 2012) y para el Jorullo de  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  (Rowland et al., 2009). En el Malpaís de Zacapu se calcularon tasas de emisión entre  $3$  y  $14 \text{ m}^3/\text{s}$ . La tasa de emisión más alta fue la de El Infiernillo con  $14.2 \text{ m}^3/\text{s}$  similar a la del Parícutin. La tasa del Malpaís Las Víboras fue de  $5.5 \text{ m}^3/\text{s}$ , la del El Capaxtiro de  $3.7 \text{ m}^3/\text{s}$  y la del Malpaís Prieto de  $6.2 \text{ m}^3/\text{s}$ , todos estos valores son inferiores a

los del Paricutin, Collier y Lonquimay, aunque la composición química es similar a la de los volcanes Collier y Lonquimay, pero el contenido de cristales es mayor en los flujos del Malpaís de Zacapu, por lo tanto la tasa de emisión resultó más alta. Es decir, para los flujos del Malpaís de Zacapu se obtuvieron tasas de emisión que están de acorde con su composición, viscosidad y morfología (e.g. espesor, longitud, ancho).

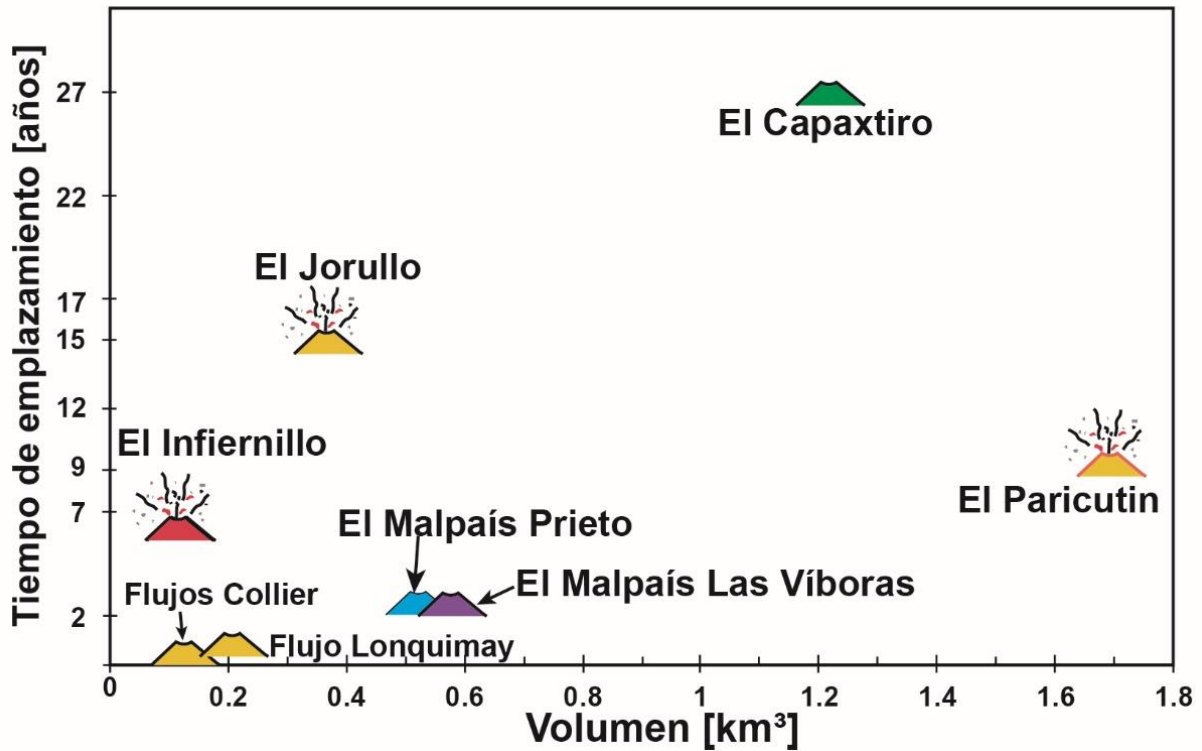


Figura 39. Representación gráfica del tiempo de emplazamiento de los volcanes del Malpaís de Zacapu con respecto a su volumen emitido. Como comparación se muestran los datos históricos de El Jorullo y El Paricutin (Rowland et al., 2009 y Larrea et al., 2017) así como los reportados para los flujos del cono Collier en Oregón, y el flujo Lonquimay en Chile (Deardorff y Cashman, 2012).

## 7.4 Implicaciones arqueológicas

La aparición de polen de maíz (*Zea mays*) en sedimentos lacustres del lago de Pátzcuaro inició alrededor del año 1650 a.C. (Watts y Bradbury, 1982) sugiriendo la presencia de actividad humana permanente (agricultores) en la región. Al norte de la cuenca de Zacapu, en la vertiente del Lerma, se fecharon las primeras muestras de actividad humana que comenzaron en los años 5024±157 años A.P. correspondientes a desmontes ligeros (Darras, 1998), mientras que en la región de Zacapu los primeros desmontes comenzaron alrededor de años 4000-3600 a.C. (Darras, 1998) y en los sedimentos del antiguo lago de Zacapu se observó una mayor evidencia antropogénica posterior al año 2000 a.C. (~2019-1660 a.C.) señalizada por desmonte y tala de los bosques aledaños, además, de la presencia de un tepalcate, guijarros exógenos y un cuchillo de roca probablemente usada para cortar distintas plantas (Pétrequin, 1994). Es decir, la ocupación humana alrededor de la cuenca de Zacapu comenzó poco antes de la erupción de El Infiernillo (1470 a.C.; Reyes-Guzmán et al., 2018.). En esa época el lago de Zacapu ocupaba un área aproximada de 260 km<sup>2</sup> y una profundidad máxima de 30 m con una descarga natural al norte (Siebe et al., 2012). Las condiciones del lago aportaron recursos naturales importantes (peces, plantas, agua, etc.) para permitir que grupos nómadas se asentaran y formaran pequeñas comunidades agrícolas que prosperaron y continuaron de esta manera por ~3000 años hasta que posteriormente se unificaron para formar el imperio Tarasca (Pétrequin, 1994; De Alcalá, 2000).

Los estudios arqueológicos realizados alrededor de la cuenca lacustre de Zacapu (e.g. Michelet 1992; Michelet et al., 1989; Pétrequin, 1994; Darras, 1998) han revelado cuatro fases y dos interfases principales de ocupación humana que se resume a continuación tomando como referencia principal el estudio coordinado por Darras (1998): La primera fase de ocupación es conocida como Loma Alta y está limitada de los años 100 a.C. a 550 d.C., durante esta fase sólo estaban ocupadas las Lomas (actual poblado de Cantabria perteneciente al municipio de Zacapu), que corresponden a las zonas altas próximas al antiguo lago de Zacapu (zonas topográficamente más altas que la ribera del lago). Después ocurre la interfase Jarácuaro (550-600 d.C.) caracterizada por ocupación en las orillas de la ciénega principalmente, pero también aparece un sitio al sur de la cuenca ocupado hasta el año 900 d.C., las Lomas siguen con ocupación. La Fase Lupe (600-850 d.C.) es la siguiente con una ocupación similar a la fase anterior, es decir, en la región de las Lomas y al sur de la cuenca (actual poblado Naranja). La interfase La Joya (850-900 d.C.) muestra una ocupación más intensa, es decir, hay un aumento poblacional en la región. Sin embargo, el sitio principal sigue siendo al sur de la cuenca, mientras que la región de las Lomas comienza a ser abandonado. También durante la fase Lupe y la interfase La Joya se comenzaron a construir pirámides y canchas de juego de pelota que constituyen una novedad, lo que podría indicar que antiguos



pobladores y otros nuevos grupos se mezclaron. La fase Palacio (900-1200 d.C.) marca el inicio de la ocupación de la región aledaña a los malpaíses, es decir, ocurre sobre los flujos Las Milpillas (localizados entre el Infiernillo y El Malpaís Prieto). Conforme esta ocupación creció, la de las Lomas decreció. También el sitio al sur de Zacapu fue reemplazado por el sitio Palacio (localizado sobre un flujo del Capaxtiro) como centro principal. La última fase es Milpillas (1200-1450 d.C.) y está caracterizada por la urbanización del malpaís de Zacapu (flujo de lava El Infiernillo y Malpaís Prieto) con un estimado de ~15000 habitantes. Sin embargo, después de 2-6 generaciones es probable que gran parte de la población migrara hacia al sur y/o a Pátzcuaro, dicho movimiento fue brusco pero organizado ya que está marcado por la presencia de fogones “matados y limpiados” y por una escasez de material que sugieren un acto controlado de movilización.

Considerando las fechas arqueológicas, la región de Zacapu estuvo ocupada en las Lomas (orillas de la ciénega) durante toda la fase volcánica activa de la zona. Es decir, se observó que el registro arqueológico inicia justo después de la erupción del Capaxtiro (~140 a.C.; Mahgoub et al., 2018) en las orillas de la ciénega y se mantiene constante hasta el año 850 d.C. cuando comienza el abandono de los sitios de las Lomas que coincide con el nacimiento del flujo de lava Malpaís Prieto (900 d.C.; Mahgoub et al., 2018). Es probable que los precursores de la erupción, tales como temblores e incluso cambios temporales en el suelo o inclusive en las aguas occidentales someras del lago, producidos por la desgasificación del magma a través de la superficie fungieran como advertencia a los pobladores quienes decidieron reubicarse previniendo un peligro inminente. Razones que los movilizaron, pero no lo alejaron tanto de su fuente principal de recursos. También es posible que al comenzar la erupción efusiva del Malpaís Prieto el miedo que los impulsó a reubicarse disminuyera y alentándolos a mantenerse en la periferia de la zona afectada (sitios Las Milpillas). Es altamente probable que atestiguaran toda la erupción y se mantuvieran alejados de la zona por las altas temperaturas de la lava recién emplazada, situación que cambió ~300 años después, cuando la población aumentó y urbanizó al Malpaís Prieto y al Infiernillo. Se ha propuesto, aunque no se ha comprobado, que el aumento de la población pudo deberse a un nuevo arribo población proveniente del norte, que quizás migró debido a la erupción del volcán escudo El Metate (localizado a ~50 km de Zacapu) incorporando gente con técnicas de caza y construcción contratantes con las habilidades de la gente local de Zacapu (Chevrel et al., 2016a, b).

El estudio arqueológico detallado de la imagen LiDAR (Fig. 19) ha revelado no sólo una alta densidad poblacional sobre los flujos de lava El Infiernillo, El Capaxtiro y el Malpaís Prieto, sino también se identificaron puntos de extracción de material lítico para su utilización como herramientas de corte y percusión (e.g. Michelet, 1998; Migeon, 1998; Forest, 2014; Pereira et al., 2017; Darras et al., 2017). Todo parece indicar que los *Uacúsechas* estaban bien adaptados para vivir y moldear el entorno rocoso a su favor. Además, se puede pensar que estaban en cierta manera “acostumbrados” a la actividad volcánica y que inclusive podrían

haber llegado a comprender las dinámicas eruptivas. Esto se puede asumir porque a pesar de que había erupciones presuntamente frecuentes, ellos repoblaron áreas afectadas previamente por una erupción (e.g. la erupción del Malpaís Prieto que cubrió un área de 5.6 km<sup>2</sup>).

En Zacapu, los estudios referentes a la extracción de material lítico para producir herramientas, así como el estudio detallado de la producción y distribución de metates obtenidos del volcán homónimo se están realizando en la actualidad. Sin embargo, el aporte vulcanológico (dinámica eruptiva, petrografía, morfología, tiempo de emplazamiento, etc.) brinda información relevante para comprender mejor por qué los *Uacúsechas* tuvieron un auge poblacional sobre un terreno rocoso, que actualmente no es habitado o utilizado. Por ejemplo, los tiempos de emplazamiento para los flujos del Malpaís de Zacapu son inferiores a 30 años, siendo el de mayor duración El Capaxtiro con ~28 años de periodo de emplazamiento. Los demás flujos tienen un tiempo de emplazamiento menor a 10 años, y con un periodo de recurrencia entre erupción de casi 1000 años. Por lo tanto, una generación pudo presenciar una erupción en su hogar y volver más adelante dejando un conocimiento empírico sobre esta actividad a sus sucesores. Sumando a esto, el tipo de actividad dominante en el Malpaís de Zacapu es de carácter efusivo, por lo que las zonas de cultivo cercanas al lago pudieron no verse afectadas por productos volcánicos, dejando una fuente de alimento para la población durante la erupción. Aunque habría que considerar las zonas de incendios por difusión de calor inicial de la lava, éstas no debieran ser mayores a las que cubren los flujos de lava actualmente (~38 km<sup>2</sup> en total). Así, mientras una erupción efusiva ocurría, los habitantes pudieron desplazarse localmente a sitios más seguros y regresar una vez finalizada la actividad volcánica. Aunque dicha actividad produjo un cambio drástico de paisaje, también pudo ser vista como una ventaja estratégica. Los nuevos flujos de lava suponen un alto topográfico (de al menos 50 metros) sobre una planicie lacustre, lo cual permite visualizar el horizonte y prevenir la llegada de enemigos o para simplemente proteger a la población. Otra ventaja, es el tipo de flujos de lava producidos. Al ser flujos A'a' y lavas en bloques, el trabajo requerido para obtener material de construcción para las viviendas y templos es menor, puesto que estaban sobre el material ya fracturado que fungió como materia prima para cimientos de casas, templos, muros, caminos, entre otros. Sin embargo, no sólo utilizaron las rocas propias del flujo de lava sobre el que se asentaron, también transportaron material más fino, como sedimentos, para suavizar la superficie y caminar con mayor comodidad, pero transportar este tipo de material es más fácil que transportar rocas. Éstas pudieran ser algunas de las razones por las cuales decidieron asentarse sobre flujos de lava rocosos, que hoy en día parecen poco atractivos para vivir.

Aunque se está trabajando para resolver las interrogantes relacionadas al arribo y adaptación de los *Uacúsechas* ante los entornos moldeados por volcanes jóvenes del CVMG, se requiere seguir estudiando multidisciplinariamente la región. Principalmente el mapeo geológico detallado puede aportar información referente a

las edades eruptivas que en conjunto con los estudios arqueológicos pueden generar rutas de migración e intercambio. Además, conocer el tiempo que tarda un flujo de lava en emplazarse (o cualquier otro tipo de volcán en formarse) es importante para comprender la respuesta de los habitantes ante estos fenómenos. Así mismo, la recurrencia de fenómenos volcánicos pudo brindarles conocimientos que por una parte les dio la experiencia para no temer demasiado acercarse a un volcán recién formando, y, por otra parte, obtuvieron pericia para reducir el impacto de una erupción sobre la población, permitiéndoles desarrollar toda su civilización en un entorno volcánico activo.

## Capítulo 8: Conclusión

El Malpaís de Zacapu corresponde realmente a cuatro volcanes de composición principalmente andesítica, mismos que se formaron durante un periodo que abarca aproximadamente 2350 años, desde 1525-1420 a.C. hasta 900 d.C. en donde cada volcán está formado por al menos un flujo de lava. El estudio detallado (trabajo de campo y de laboratorio, mencionado en capítulos anteriores) de cada uno de ellos permitió definir la complejidad morfológica y eruptiva que los caracteriza y dio origen. Los resultados de este estudio revelan que a excepción del flujo El Infiernillo que tuvo una fase explosiva de baja magnitud, correspondiente a una erupción tipo estromboliana que formó el cono de escoria Las Vigas, los otros tres volcanes fueron totalmente efusivos produciendo coladas de lava. El más complejo fue, sin duda alguna, El Capaxtiro con al menos 28 unidades de flujo que cubrieron un área de 21.3 km<sup>2</sup>. En total el Malpaís de Zacapu cubre un área aproximada de 38 km<sup>2</sup> con un volumen de 4.4 km<sup>3</sup>.

Aunque los magmas en esta región tienen su fuente en el manto superior a profundidades mayores a 50 km, el estudio petrográfico y la aplicación de geotermobarómetros reveló que en el caso particular del Malpaís de Zacapu, los magmas en su ascenso por la corteza quedaron estacionados primeramente a 15 km de profundidad y que después pudo haber un segundo periodo de acumulación entre los 10 y 7 km de profundidad donde ocurrieron distintos procesos de diferenciación magmática que permitieron la evolución geoquímica del magma original (cuya composición se desconoce al momento, pero que probablemente fue basáltica) hacia las composiciones intermedias (andesitas/dacitas) emplazadas en superficie. También, la presencia de cristales de cuarzo con bordes de piroxenos o los pseudomorfos de piroxeno pueden ser indicadores de asimilación o incorporación parcial del basamento local, que pudo ocurrir en profundidades someras (cercanas a la superficie). Los bordes de opacita observados en casi todos los cristales de hornblenda sugieren que el ascenso magmático fue relativamente lento, promoviendo la desgasificación del magma generando así erupciones puramente efusivas con viscosidades variables, pero dentro de los rangos esperados para las temperaturas y composiciones de los flujos estudiados.

La morfología homogénea observada en el Malpaís Las Víboras y Malpaís Prieto sugiere que la erupción que formó a cada uno ocurrió en un solo pulso, contrario a lo observado en El Infiernillo y en El Capaxtiro, donde hay una variación morfológica en cada uno de sus flujos (espesor, ancho de flujo y tipo de flujo) debido probablemente a cambios en las tasas de emisión y en la composición química. Sin embargo, los tiempos de emplazamiento calculados con métodos morfológicos sirven como primeras aproximaciones para considerar el impacto de erupciones monogenéticas efusivas (o de baja explosividad) en tiempos prehispánicos y futuros sobre poblaciones asentadas en zonas volcánicas activas.

Adicionalmente, aún permanecen interrogantes referentes a la formación de agrupamientos volcánicos (*clusters*) temporales y espaciales, tales como el Malpaís de Zacapu, donde no se tiene un modelo de generación y diferenciación magmática, así como un modelo de desgasificación de magma, que permita entender mejor la génesis de dichos agrupamientos para reducir su impacto sobre poblaciones asentadas en zonas aledañas. Ya que conociendo dichos procesos de generación, diferenciación y ascenso de magma (desgasificación) es posible reducir las probabilidades eruptivas, es decir, si la erupción será explosiva o efusiva, y de que tipo, por ejemplo, explosiva de bajo grado tipo El Infiernillo o meramente efusiva tipo Malpaís Prieto, o tipo El Capaxtiro, donde el volumen de magma emitido juega un papel importante en el área de impacto.

En el CVMG el impacto de erupciones sobre poblaciones se observó claramente cuando el volcán Jorullo y el Parícutín hicieron erupción quemando cultivos, destruyendo viviendas e incluso sepultando pueblos (Wilcox, 1954; Alonso-Núñez y Marín-Tello, 2009), mientras que con los estudios realizados por Chevrel et al. (2016a, 2016b) y Larrea et al. (2019) se puede inferir que erupciones anteriores también tuvieron un impacto en las poblaciones prehispánicas tanto que los antiguos tarascos adoptaron como deidad principal a *Caricaueri*, dios del fuego (De Alcalá, 2000). Por otro lado, es importante considerar que las erupciones del Malpaís de Zacapu fueron posteriores a las fechas de aparición de polen de *Zea mays* reportadas por Watts y Bradbury (1982) en el lago de Pátzcuaro, que indican asentamientos poblacionales en la región del CVMG. Es decir, cuando se inició la formación del Malpaís de Zacapu (hace 3,200 años) en la región ya existían pobladores que pudieron observar directamente la actividad volcánica y verse afectados por ella. Los resultados de este trabajo, proporcionan información útil para entender el impacto que tuvieron las erupciones entre las personas que han habitado la región y cómo se adaptaron a un entorno rocoso y de actividad volcánica, aprovechándolas a su favor para la construcción de viviendas y utensilios líticos que promovieron la formación de unos de los imperios más grandes en México antes de la conquista española, el imperio tarasco.

## Referencias

- Alonso-Núñez, M.C., Marín-Tello, M.I., 2009. Impacto social y económico de la erupción del volcán Jorullo, Michoacán, 1759. *Rev. Estu. Hist.* 49, 53-78.
- Arnauld, C., Carot, P., Fauvet-Berthelot, M.F., 1993. Arqueología de las Lomas en la Cuenca Lacustre de Zacapu, Michoacán, México. Cuadernos de Estudios Michoacanos 5. Centro de Estudios Mexicanos y Centramericanos, México, 13-17.
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, N., 1992. K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geof. Inter.* 31, 467-473.
- Beattie, P., 1993. Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 115, 103-111.
- Blatter, D.L., Hammersley, L., 2010. Impact of the Orozco Fracture Zone on the central Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 197 (1-4), 67-84.
- Bradbury, J.P., 2000. Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, Mexico for the past 48,000 years: impacts of climate and man. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 163, 69-95.
- Brey, G.P., Köhler, T., 1990. Geothermobarometry in four-phase Iherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.* 31, 1353-1378.
- Carrasco-Núñez, G., 1997. Lava Flow growth inferred from morphometric parameters: A case study of Citlaltepétl volcano, Mexico. *Geol. Mag.* 134 (2), 151-162.
- Caricchi, L., Burlini, L., Ulmer, P., Gerya, T., Vassalli, M., Papale, P., 2007. Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 264, 401-419.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1988. *Volcanic successions: modern and ancient.* Allen and Unwin, 532 pp.
- Cashman, K.V., Soule, S.A., Mackey, B.H., Deligne, N.I., Deardorff, N.D., Dietterich, H.R., 2013. How lava flows: New insights from applications of LiDAR technologies to lava flow studies. *Geosph.* 9, 6, 1664-1680.
- Chevrel, M.O., Guilbaud, M.N., Siebe, C., 2016b. The AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): Magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bull. Volcanol.* 78 (4), 1-32.
- Chevrel, M.O., Siebe C, Guilbaud, M.N., Salinas S., 2016a. The AD 1250 El Metate shield volcano (Michoacán): Mexico's most voluminous Holocene eruption and its significance for archeology and hazards. *The Holocene* 26 (3), 471-488.
- Darras, V., 1998. *Génesis, culturas y espacios en Michoacán.* Centro de estudios centroamericanos, México. 142 pp.

- Darras, V., Mireles, C., Siebe, C., Quezada, O., Castañeda, A., Reyes-Guzmán, N., 2017. The other stone. Dacite quarries and workshops in the prehispanic Tarascan Territory, Michoacán, Mexico. *J. Archeol. Sci. Rep.* 12, 219–231.
- De Alcalá, F.J., 2000 [1541]. Relación de Michoacán, o, relación de las ceremonias y rictos y población y gobernación de los indios de la Provincia de Mechuacán. (Introductory study and edition by Moisés Franco Mendoza). El Colegio de Michoacán, Zamora. 128 pp.
- Deardorff, N.D., Cashman, K.V., 2012. Emplacement conditions of the c. 1,600-year BP Collier Cone lava flow, Oregon: a LiDAR investigation. *Bull. Volcanol.* 74, 2051-2066.
- Deligne, N.I., Conrey, R.M., Cashman, K.V., Champion, D.E., Amidon, W.H., 2016. Holocene volcanism of the upper McKenzie River catchment, central Oregon Cascades, USA. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 128 (11-12), 1618-1635.
- Demant, A., 1992. Marco geológico regional de la laguna de Zacapu, Michoacán, México. In: Demant A, Labat JN, Michelet D, Tricart J (eds) *El Proyecto Michoacán 1983–1987. Medio Ambiente e Introducción a los Trabajos Arqueológicos*. CEMCA, México, D.F. Collection Etudes Mésoaméricaines II-11, p. 53–72.
- Dietterich, H. R., Downs, D.T., Stelten, M.E., Zahran, H., 2018. Reconstructing lava flow emplacement histories with rheological and morphological analyses: the Harrat Rahat volcanic field, Kingdom of Saudi Arabi. *Bull. Volcanol.* 80, 1-23.
- Farquharson, J.I., James, M.R., Tuffen, H., 2015. Examining rhyolite lava flow dynamics through photo-based 3D reconstructions of the 2011-2012 lava flow field at Cordón-Caulle, Chile. *J. Volcanol. Geotherm.* 304, 335-348.
- Favalli, M., Fornaciai, A., Mazzarini, F., Harris, A., Neri, M., Behncke, B., Pareschi, M.T., Tarquini, S., Boschi, E., 2010. Evolution of an active lava flow field using a multi-temporal LIDAR acquisition. *J. Geophys. Res.*, 115, B11203.
- Fink, J.H., Griffiths, R.W., 1992. A laboratory analog study of the morphology of lava flows extruded from point and line sources. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 54,19–32.
- Fisher, C.T., 2005. Demographic and landscape change in the lake Pátzcuaro basin, Mexico: abandoning the garden. *Amer. Anthropol.* 107 (1), 87-95.
- Forest, M., 2014. *Approches spatio-archéologiques de la structure sociale des sites urbains du Malpaís de Zacapu*. Tesis de doctorado, Université de Paris 1-Panthéon/Sobornne, Paris.
- Fulcher, G.S., 1925. Analysis of recent measurements of the viscosity of glasses. *J. Am. Ceram. Soc.* 8, 339-355.
- Garduño-Monroy, V.H., Pérez-López, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua. M.A., Szykaruk, E., Hernández-Madrugal, V.M., Medina-Vega, V.H., García-Estrada, G., Carranza, O., López-Granados, E., Mora-Chaparro, J.C., 2009. Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofis. Int.* 48, 3, 319-335.

- Giordano, D., Russell, J.K., Dingwell, D.B., 2008. Viscosity of magmatic liquids: a model. *Earth Planet Sc. Lett.* 271, 123–134.
- Gómez-Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S., Ortega-Gutiérrez, F., 2007. Geochemical evidence for slab melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt: *J. Petrol.* 48, 537-562.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. Volumen conmemorativo del centenario. *Temas Selectos de la Geología Mexicana. Bol. Soc. Geol. Mex.*, 57, 3, 227-283.
- Gregg, T.K.P., Fink, J.H., 1996. Quantification of extraterrestrial lava flow effusion rates through laboratory simulations. *J. Geophys. Res.* 101, 16891–16900.
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Paruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bull. Volcanol.* 74 (5), 1187-1211.
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V.H., Le Corvec, N., 2011. Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 201, 97-112.
- Harris, A.J.L., 2013. Lava flows. En: Fagents, S.A., Gregg, T.K.P., Lopes, R.M.C. (eds), *Modeling volcanic processes: The physics and mathematics of volcanism*, Cambridge University Press, 85-106.
- Harris, A.J.L., Favalli, M., Steffke, A., Fornaciai, A., Boschi., 2010. A relation between lava discharge rate, thermal insulation, and flow area set using lidar data. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L20308.
- Harris, A.J.L., Rowland, S.K., 2015. Lava flows and rheology. En: Sigurdsson H, Houghton BF, McNutt SR, Rymer H, Stix J (eds), *Encyclopedia of volcanoes*, 2nd edn. Academic Press, London, 321-341.
- Hasenaka, T., 1994. Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 63, 13-31.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985a. A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, central Mexico. *Geof. Intern.* 24, 4, 577-607.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985b. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 25, 105-124.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1987. The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: Petrology and chemistry. *J. Petrol.* 28, 241-269.
- Hulme, G., 1974. The interpretation of lava flow morphology. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 39, 361–383



- Hulme, G., Fielder, G., 1977. Effusion rates and rheology of Lunar lavas. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. S-A* 285, 1327.
- Jeffreys, H., 1925. The flow of water in an inclined channel of rectangular section. *Philosophical Magazine*, series 6, 49 (293), 793-807.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990. Neotectonics in Central Mexico. *Phys Earth Planet Inter* 64 (2-4), 187-210.
- Johnson, E.R., Wallace, P.J., Granados, H.D., Manea, V.C., Kent, A.J., Bindeman, I.N., Donegan, C.S., 2009. Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath central Mexico: insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models. *J. Petrol.* 50 (9), 1729-1764.
- Kilburn, C.R.J., Lopes, R., 1991. General patterns of flow field growth: Aa and blocky lavas. *J. Geophys. Res.* 96(B12), 19, 721-19,732.
- Kilburn., C., 2010 Lava flows and flow field. En: Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. y Stix, J., (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, CA, 291-306.
- Krieger, I.M., Dougherty, T.J., 1959. A mechanism for non-Newtonian flow in suspensions of rigid spheres. *T. Soc. Rheol.* 3, 137-152.
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., 2015. Late Pleistocene Alberca de Guadalupe maar volcano (Zacapu basin, Michoacán): Stratigraphy, tectonic setting, and paleohydrogeological environment. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 304, 214-236.
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., 2016. Geological and environmental controls on the change of eruptive style (phreatomagmatic to Strombolian-effusive) of Late Pleistocene El Caracol tuff cone and its comparison with adjacent volcanoes around the Zacapu basin (Michoacán, México). *J. Volcanol. Geoth. Res.* 318, 114-133.
- Larrea, P., Salinas, S., Widom, E., Siebe, C., Abbitt, R.J.F., 2017. Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: the historical case of Paricutin (Michoacán, Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 348, 36–48.
- Larrea, P., Widom, E., Siebe, C., Salinas, S., Kuentz, D., 2019a. A re-interpretation of the petrogenesis of Paricutin volcano: Distinguishing crustal contamination from mantle heterogeneity. *Chem. Geol.* 504, 66-82.
- Larrea, P., Siebe, C., Juárez-Arriaga, E., Salinas, S., Ibarra, H., Böhnel, H., 2019b. The ~AD 500-700 (Late Classic) El Astillero and El Pedregal volcanoes (Michoacán, Mexico): a new monogenetic cluster in the making? *Bull. Volcanol.* 81(10), 59.
- Le Bas., M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali– silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745-750.
- Lozano-García, M.S., Xelhuantzi-López, M.S., 1997. Some problems in the Late Quaternary pollen records of central Mexico: basins of Mexico and Zacapu. *Quat. Int.* 43/44, 117-123.

- Lozano-García, S., Torres-Rodríguez, E., Ortega, B., Vázquez, G., Caballero, M., 2013. Ecosystem responses to climate and disturbances in western central Mexico during the late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 370, 184-195.
- MacDonald, G.A., 1953. Pahoehoe, 'a' a and block lava. *Am. J. Sci.* 251, 169-191.
- Macías, J.L., 2005. Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Bol. Soc. Geol. Mex., Volumen conmemorativo del centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana* 57 (3), 379-424.
- Mader, H.M., Llewellyn, E.W., Muller., S.P., 2013. The rheology of two-phase magmas: A review and analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 257, 135-158.
- Mahgoub, A.N., Böhnel, H., Siebe, C., Chevrel, M.O., 2017a. Paleomagnetic study of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico) confirms its monogenetic nature and young age (~1250 CE). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 336, 209-218.
- Mahgoub, A.N., Böhnel, H., Siebe, C., Salinas, S., Guilbaud, M.N., 2017b. Paleomagnetically inferred ages of a cluster of Holocene monogenetic eruptions in the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México): implications for volcanic hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 347, 360-370.
- Mahgoub, A.N., Reyes-Guzmán, N., Böhnel, H., Siebe, C., Pereira, G., Dorison, A., 2018. Paleomagnetic constraints on the ages of the Holocene Malpaís de Zacapu lava flow eruptions, Michoacán (Mexico): implications for archeology and volcanic hazards. *Holocene.* 8 (2), 220-245.
- Mazzarini, F., Pareschi, M.T., Favalli, M., Isola, I., Tarquini, S., Boschi, E., 2007. Lava flow identification and aging by means of lidar intensity: Mount Etna case. *J. Geophys. Res.* 112, B02201.
- McBirney, A.R., Taylor, H.P., Armstrong, R.L., 1987. Parícutin re-examined; a classic example of crustal assimilation in calcalkaline magma. *Contr. Mineral. Petrol.* 95, 113-137.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E., Hofmann, A.W., 1992. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and moon and the evolution of the Earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 56 (3), 1001-1012.
- Metcalf, S.E., 1992. Changing environments of the Zacapu Basin, central Mexico: a diatom-based history spanning the last 30,000 years. *Oxford: School of Geography and Earth Resources* 4, 1-38.
- Metcalf, S.E., 1995. Holocene environmental change in the Zacapu basin, Mexico: a diatom-based record. *The Holocene.* 5 (2), 196-208.
- Metcalf, S.E., 1997. Paleolimnological record of the climate change in México-frustrating past, promising future? *Quat. Int.* 43,111–116.
- Metcalf, S.E., Davies, S.J., Braisby, J.D., Leng, M.J., Newton, A.J., Terrett, N.L., O'Hara, S.L., 2007. Long and short-term change in the Pátzcuaro Basin, central Mexico. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 247, 272–295.

- Metcalfe, S-E., Harrison, S.P., 1984. Cambio ambiental del Cuaternario Tardío en depósitos lacustres en la cuenca de Zacapu, Michoacán. Reconstrucción preliminar. Bol. Instit. Geograf. 14, 127-151.
- Michelet, D., 1992. El Centro-Norte de Michoacán: características generales de su estudio regional. En: El Proyecto Michoacán 1983-1987. Medio ambiente e introducción a los trabajos arqueológicos. CEMCA, México, 9-52.
- Michelet, D., 1998. Topografía y prospección sistemática de los grandes asentamientos del Malpaís de Zacapu: claves para un acercamiento a las realidades sociopolíticas. En: Darras, V., (ed) Génesis, culturas y espacio en Michoacán. CEMCA, México, 47-49.
- Michelet, D., Arnould, M.C., Fauvet-Berthelot, M.F., 1989. El Proyecto del CEMCA en Michoacán. Etapa I; un balance. TRANCE 16:70-87.
- Michelet, D., Pereira, G., Migeon, G., 2005. La llegada de los Uacúsechas a la región de Zacapu, Michoacán: Datos arqueológicos y discusión. Centre National de la Recherche Scientifique, 17 pp.
- Migeon, G., 1998. El poblamiento del Malpaís de Zacapu y de sus alrededores del Clásico al Posclásico. En: Darras, V., (ed) Génesis, culturas y espacio en Michoacán. CEMCA, México, 36-45.
- Moore, H.J., Arthur, D.W.G., Schaber, G.G., 1978. Yield strengths of flows on the Earth, Mars, and Moon. In: Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th, pp. 3351–3378.
- Mueller, S., Llewellyn, E.W., Mader, H.M., 2010. The rheology of suspensions of solid particles. Trans. R. Soc. Lond. S-A 466, 1201–1228.
- Murphy, G.P., 1982. The chronology, piroclastic stratigraphy, and petrology of the Valle de Santiago Maar Field, Central Mexico. Tesis de maestría. University of California, Berkeley, 1-61.
- Neave, D., Putirka, D., 2017. A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic Rift Zones. *Americ. Mineral.* 102 (4), 777-794
- Németh, K., 2010. Monogenetic volcanic fields: origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. En: Canón-Tapia, E., Szakács, A. (eds) What is a Volcano? *Geol. Soc. Amer. Spe. Pap.* 470, 43-66.
- Newton, A.J., Metcalfe, S.E., Davies, S.J., Cook, G., Barker, P., Telford, J., 2005. Late Quaternary volcanic records from lakes of Michoacán, central Mexico. *Quaternary Science Reviews* 24, 1-2, 91-104.
- Nichols, R.L., 1939. Viscosity of lava. *J. Geol.* 47, 290-302.
- Noriega, E., Noriega, A., 1923. La desecación de la ciénega de Zacapu y las leyes agrarias. Caso especial, único en el país. México, s/p.
- O'Hara, S.I., Street-Perrott, F.A., Burt, T.P., 1993. Accelerated soil erosion around a Mexican highland lake caused by pre-Hispanic agriculture. *Nature*, 362, 48-51.

- Ordóñez, E., 1943. The new volcano of Paricutin. *Inst. Latin American Studies, University of Texas*, 62-78.
- Ortega, B., Caballero, M., Lozano, S., Israde, I., Vilaclara, G., 2002. 52,000 years of environmental history in Zacapu basin, Michoacan, México: the magnetic record. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 202, 663-675.
- Ortega, B., Vázquez, G., Caballero, M., Israde, I., Lozano-García, S., Schaaf, P., Torres, E., 2010. Late Pleistocene: Holocene record of environmental changes in Lake Zirahuén. Central Mexico. *J Paleolimnol.* 44, 645-760.
- Osorio-Ocampo, S., Macías, J.L., Pola, A., Cardona-Melchor, S., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Layer, P.W., García-Sánchez, M.P., Benowitz., 2018. The eruptive history of the Pátzcuaro lake area in the Michoacán Guanajuato Volcanic Field, central México: Field mapping, C-14 and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Volcanol. Geoth. Res.* 538, 307-328
- Ownby, S., Delgado-Granados, H., Lange, R.A., Hall, C., 2007. Volcán Tancítaro, Michoacán, Mexico,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  constraints on its history of sector collapse. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 161, 1-14.
- Phan-Thien, D.W., Pham, D.C., 1997. Differential multiphase models for polydispersed suspensions and particulate solids. *J. Non-Newto. Flu. Mechan.* 72, 305-318.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100 (B7), 12357-12373.
- Pereira, G., 2005. The utilization of grooved human bones: A reanalysis of artificially modified human bones excavated by Carl Lumholtz at Zacapu, Michoacán, Mexico. *Latin American Antiquity* 16 (3), 293-312.
- Pereira, G., Forest, M., Jadot E., 2017. Ephemeral cities? The longevity of the Postclassic Tarascan urban sites of Zacapu Malpaís and its consequences on the migration process. En Arnauld, M.C., Beekman, C., Pereira G. (eds), *Ancient Mesoamerican Cities: Populations on the Move*. University Press of Colorado. Boulder.
- Peterson, D.W., Tilling, R.I., 1980. Transition of basaltic lava from pahoehoe to 'a' a, Kilauea, Hawaii: field observations and key factors. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 7, 271-293.
- Pétrequin, P., 1994, 8000 años de la cuenca de Zacapu. *Centre de Etudes Mexicaines et Centroamericaines, Mexico. Cuadernos de Estudios Michoacanos* 6, 144 pp
- Pinkerton, H., Sparks, R.S.J., 1976. The 1975 sub-terminal lavas, Mount Etna: a case history of the formation of a compound lava field. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 1, 167-182.
- Pinkerton, H., Wilson, L., 1994. Factors controlling the lengths of channel fed lava flows. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 56, 108-120.
- Pollard, H.P., 1993. *Tariacuri's Legacy: The prehispanic Tarascan State*. University of Oklahoma Press, Norman, Oklahoma, 266 pp.

- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Walker, D., 1996. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.* 123, 92-108.
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Rev. Mineral. Geochem.* 69, 61-120.
- Ramírez-Urbe, I., Siebe, C., Salinas, S., Guilbaud, M.N., Layer, P., Benowitz, J., 2019.  $^{14}\text{C}$  and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  radiometric dating and geologic setting of young lavas of Rancho Seco and Mazcuta volcanoes hosting archaeological sites at the margins of the Pátzcuaro and Zacapu lake basins (central Michoacán, Mexico). *J. Volcanol. Geoth. Res.* 388, 1-22.
- Rasoazanamparany, C., Widom, E., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Spicuzza, M.J., Valley, J.W., Valdez, G., Salinas, S., 2016. Temporal and compositional evolution of Jorullo volcano, Mexico: Implications for magmatic processes associated with a monogenetic eruption. *Chem. Geol.* 434, 62-80.
- Reyes-Guzmán, N., 2017. Geología volcánica de la región occidental de la cuenca lacustre de Zacapu, Michoacán y su importancia para la arqueología. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, México 113 pp.
- Reyes-Guzmán, N., Siebe, C., Chevrel, M.O., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Layer, P., 2018. Geology and radiometric dating of Quaternary monogenetic volcanism in the western Zacapu lacustrine basin (Michoacán, México): implications for archeology and future hazard evaluations. *Bull. Volcanol.* 80(2), 18.
- Rhodes, J.M., Dungan, M.A., Blanchard, D.P., Long, P.E., 1979. Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22°N on the mid-Atlantic ridge. *Tectonophys.* 55, 35-61.
- Rowland, S.K., Jurado-Chichay, Z., Ernst, G., Walker, G.P.L., 2009. Pyroclastic deposits and lava flows from the 1759-1774 eruption of El Jorullo, México: aspects of 'violent Strombolian' activity and comparison with Parícutin. En: Thordarson, t., Self, S., Larsen, G., Rowland, S.K., Hoskuldsson, A., (eds) *Studies in Volcanology: The legacy of George Walker. Special Publications of IAVCEI*, 2, 105-128. Geological Society, London.
- Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Chedeville-Monzo, C., 2012. Eruption of Alberca de los Espinos tuff cone causes transgresión of Zacapu lake ca. 25,000 yr BP in Michoacán, Mexico. En: Arentsen, K., Nemeth, K., Smid, E. (eds), *Abstract volume of the Fourth International Maar Conference. A Multidisciplinary Congress on Monogenetic Volcanism, Auckland, New Zealand (20-24 Feb. 2012).* Geoscience Society of New Zeland Miscellaneous Publication 131A, 74-75.
- Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Kshirsagar, P., Chevrel, M.O., De la Fuente, J.R., Hernández-Jiménez, A., Godínez, L., 2014. Monogenetic volcanism of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field: Maar craters of the Zacapu basin and domes, shields, and scoria cones of the Tarascan highlands (Paracho-Parícutin region). *Field Guide, Pre-meeting Fieldtrip (Nov. 13-17) for the 5th International Maar Conference (5IMC-IAVCEI), Querétaro, México*, 33 p.

- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. London Spe. Publ. 42, 313-346.
- Tammann, G., Hesse, W., 1926. Die Abhängigkeit der Viskosität von der Temperatur bei unterkühlten flüssigkeiten. *Z. Anorg. Allg. Chem.* 156, 245-257.
- Tuffen, H., James, M.R., Castro, J.M., Shipper, C.I., 2013. Exceptional mobility of an advancing rhyolitic obsidian flow at Cordón Caulle volcano in Chile. *Nature Communication*, 4, 2709.
- Valentine, G.A., Connor, C.B., 2015. Basaltic volcanic fields. In: Sigurdsson H, Houghton BF, McNutt SR, Rymer H, Stix J (eds) *Encyclopedia of volcanoes*, 2nd edn. Academic, Press, London, pp 423-439
- Valentine, G.A., Gregg, T.K.P., 2008. Continental basaltic volcanoes-Processes and problems. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 177, 857-873.
- Vogel, D.H., 1921. Temperaturabhängigkeitsgesetz der Viskosität von Flüssigkeiten. *Phys. Z.* 22, 645-646.
- Walker, G.P.L., 1973. Lengths of lava flows. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* 274, 107-118.
- Walker, G.P.L., 1993, Basaltic-volcano systems, En Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., and Nearly, C.R., eds., *Magmatic Processes and Plate Tectonics*: Geol. Soc. London Spe. Publ. 76, 3-38.
- Walker, G.P.L., 2000. Basaltic Volcanoes and Volcanic Systems. En: Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. y Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, CA: 283-289.
- Waters, L.E., Lange, R.A., 2015. An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites. *Amer. Mineral.* 100, 2172-2184.
- Watts, W.A., Bradbury, J.P., 1982. Paleoecological studies at Lake Patzcuaro on the west-central Mexican Plateau and at Chalco in the Basin of Mexico. *Quat. Res.* 17 (1), 56-70.
- Wilcox, R.E., 1954. Petrology of Paricutin Volcano, Mexico. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 965C, 281-353.
- Wilmoth, R.A., Walker, G.P.L., 1993. P-type and S-type pahoehoe: a study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 55, 129-142.
- Wilson, L., Head, J.W., 1983. A comparison of volcanic eruption processes on Earth, Moon, Mars, Io and Venus. *Nature*, 302, 663-669.

## Anexo

**Análisis químicos de elementos mayores (Wt.%) y traza (ppm) de las muestras del Malpaís de Zacapu.**

Volcán			El Infiernillo	El Infiernillo	El Infiernillo	El Infiernillo	El Infiernillo	El Infiernillo
No. Muestra			1013	1022	1521	1192	1526-C	1523
Tipo de Roca			andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita
Latitud (N)			19°53'10.0"	19°51'17.50"	19°51'24"	19°51'41.3"	19°51'16.7"	19°52'04"
Longitud (W)			101°50'03.8"	101°50'58.9"	101°50'42.0"	101° 49' 51.5"	101°51'01.2"	101°51'01.7"
Altura snm (m)			2075	2223	2216	2151	2205	2116
	Limite de detección	Método de análisis						
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0.01	FUS-ICP	56.35	56.42	56.55	57.88	58.56	58.65
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.01	FUS-ICP	16.79	16.39	16.65	15.82	16.68	16.61
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(T)</b>	0.01	FUS-ICP	7.27	7.29	7.98	6.8	7.4	7.1
<b>MnO</b>	0.001	FUS-ICP	0.121	0.126	0.12	0.112	0.121	0.117
<b>MgO</b>	0.01	FUS-ICP	5.23	5.19	4.65	5.07	5.48	5.26
<b>CaO</b>	0.01	FUS-ICP	6.81	6.86	7.13	6.26	6.64	6.6
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.01	FUS-ICP	3.58	3.75	4.35	3.72	3.77	3.76
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.01	FUS-ICP	1.29	1.27	1.94	1.56	1.33	1.39
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.001	FUS-ICP	0.819	0.81	1.075	0.802	0.818	0.808
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.01	FUS-ICP	0.24	0.25	0.54	0.26	0.22	0.24
<b>LOI</b>		FUS-ICP	0.41	-0.04	-0.03	0.58	-0.04	0.37
<b>Total</b>	0.01	FUS-ICP	98.91	98.32	101	98.86	101	100.9
<b>S</b>	0.001	TD-ICP	0.002	0.003	0.004	0.003	0.006	0.005
<b>Sc</b>	0.01	INAA	20	19.2	17.8	16.8	18.6	18.2
<b>V</b>	5	FUS-ICP	144	146	157	138	142	143
<b>Cr</b>	0.5	INAA	173	178	95.4	152	200	186
<b>Co</b>	0.1	INAA	27.2	26.7	25	23.4	22.8	24.8
<b>Ni</b>	1	TD-ICP	98	93	62	94	106	100
<b>Cu</b>	1	TD-ICP	32	30	44	31	36	34
<b>Zn</b>	1	MULT INAA / TD-ICP	72	71	96	69	67	71
<b>Ga</b>	1	FUS-MS	17	22	20	19	17	18
<b>Ge</b>	0.5	FUS-MS	1.5	1.3	1.5	1.4	1.4	1.4
<b>Br</b>	0.5	INAA	< 0.5	1.4	< 0.5	1.1	< 0.5	< 0.5
<b>Rb</b>	1	FUS-MS	20	22	21	28	21	22
<b>Sr</b>	2	FUS-ICP	503	505	1153	592	509	505
<b>Y</b>	1	FUS-ICP	15	17	17	16	16	16
<b>Zr</b>	1	FUS-ICP	111	118	151	128	108	108
<b>Nb</b>	0.2	FUS-MS	5.7	11.7	10	6.9	5.5	5.2
<b>Sn</b>	1	FUS-MS	< 1	1	1	1	1	1
<b>Sb</b>	0.1	INAA	< 0.1	< 0.1	0.5	< 0.1	< 0.1	< 0.1
<b>Cs</b>	0.1	FUS-MS	0.7	0.6	0.6	0.8	0.6	0.7
<b>Ba</b>	1	FUS-ICP	450	444	799	539	472	480
<b>La</b>	0.05	FUS-MS	22	18.9	38.1	19	15	14.8
<b>Ce</b>	0.05	FUS-MS	41.7	39.4	75.1	38.5	30.8	31.4
<b>Pr</b>	0.01	FUS-MS	4.94	4.67	8.7	4.32	3.77	3.79
<b>Nd</b>	0.05	FUS-MS	17.3	18	33.6	17.1	15.5	16
<b>Sm</b>	0.01	FUS-MS	3.58	3.98	5.84	3.38	3.39	3.5
<b>Eu</b>	0.005	FUS-MS	1.08	1.19	1.66	1.05	1.11	1.13
<b>Gd</b>	0.01	FUS-MS	3.32	3.46	4.67	3.09	3.17	3.41
<b>Tb</b>	0.01	FUS-MS	0.53	0.57	0.64	0.52	0.49	0.51
<b>Dy</b>	0.01	FUS-MS	3.04	3.26	3.48	2.91	2.99	2.94
<b>Ho</b>	0.01	FUS-MS	0.58	0.64	0.64	0.59	0.55	0.59
<b>Er</b>	0.01	FUS-MS	1.68	1.88	1.75	1.67	1.59	1.66
<b>Tm</b>	0.005	FUS-MS	0.257	0.287	0.254	0.248	0.253	0.248
<b>Yb</b>	0.01	FUS-MS	1.75	1.84	1.58	1.68	1.61	1.66
<b>Lu</b>	0.002	FUS-MS	0.292	0.292	0.265	0.28	0.25	0.262
<b>Hf</b>	0.1	FUS-MS	2.9	3.1	4.3	3.1	3	2.8
<b>Ta</b>	0.01	FUS-MS	0.38	0.43	0.78	0.54	0.56	0.56
<b>Th</b>	0.05	FUS-MS	2.18	3.12	3.26	3.25	2.2	2.2
<b>U</b>	0.01	FUS-MS	0.69	0.8	0.92	1.04	0.73	0.85

## Análisis químicos de elementos mayores (Wt.%) y traza (ppm), continuación

Volcán No. Muestra	Las Víboras	Las Víboras	Las Víboras	Las Víboras	Malpaís Prieto	Malpaís Prieto	Malpaís Prieto
	1527	1534	1055	1522	1011	1502	1512
Tipo de Roca	andesita lava-m	andesita lava-m	andesita lava-m	andesita lava-d	andesita lava-p	andesita lava-d	andesita lava-d
Latitud (N)	19°51'07.7"	19°51'38.9"	19°50'52.5"	19°51'55."	19°53'35.8"	19°52'02"	19°52'56.9"
Longitud (W)	101°51'08.3"	101°52'14.5"	101°52'23.0"	101°51'15.8"	101°48'44.3"	101°48'36.2"	101°47'35.2"
Altura snm (m)	2206	1996	2239	2163	2224	2063	2083
SiO <sub>2</sub>	61.15	61.91	61.95	62.46	61.56	61.6	61.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.5	16.67	17.09	16.62	16.71	16.77	17.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	5.88	5.82	5.7	5.43	5.82	5.97	5.99
MnO	0.103	0.1	0.099	0.096	0.099	0.094	0.094
MgO	3.44	3.31	3.42	2.82	3.28	3.52	3.42
CaO	6.57	6.61	6.43	5.94	6.03	6.31	6.2
Na <sub>2</sub> O	3.84	3.94	4.09	4.06	3.77	3.83	3.72
K <sub>2</sub> O	1.61	1.54	1.56	1.77	1.8	1.73	1.67
TiO <sub>2</sub>	0.672	0.699	0.684	0.674	0.659	0.704	0.69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.18	0.17	0.19	0.24	0.21	0.2
LOI	0.67	-0.08	-0.22	0.8	0.02	0.15	-0.12
Total	100.6	100.7	100.97	100.9	99.99	100.9	100.9
S	0.004	0.003	0.003	0.004	0.003	0.002	0.001
Sc	17.1	16.8	16.4	14.3	14.4	13.9	14.3
V	124	127	126	115	112	115	112
Cr	80.1	74.4	61.6	34.3	88.8	85.3	93.8
Co	17.7	15.9	14.8	13.2	18	15	19.2
Ni	24	19	19	14	38	40	38
Cu	14	19	21	29	25	27	25
Zn	56	57	58	59	74	60	62
Ga	17	17	16	17	18	18	18
Ge	1.4	1.5	1.1	1.5	1.5	1.5	1.5
Br	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	2.5	< 0.5	< 0.5
Rb	30	30	33	35	35	30	29
Sr	451	465	468	481	657	647	661
Y	14	13	15	14	14	14	15
Zr	145	146	162	150	148	140	139
Nb	4.8	4.9	6.2	5.6	7.5	7.2	5.4
Sn	1	< 1	1	1	1	1	1
Sb	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	0.4
Cs	0.8	0.8	0.9	0.9	0.9	0.8	0.8
Ba	468	479	473	509	562	538	528
La	20.1	19.9	27.6	22	26.5	17.4	17.7
Ce	37.6	37.3	48.1	41.2	51.3	36	36.2
Pr	4.27	4.27	5.45	4.55	5.95	4.31	4.24
Nd	15.9	16.9	19.2	18.6	19.6	16.9	17.4
Sm	3.15	3.19	3.48	3.32	3.7	3.46	3.55
Eu	0.952	1.03	0.982	1.09	1.08	0.987	1.01
Gd	2.79	3	2.82	2.94	3.16	3.05	3.13
Tb	0.43	0.45	0.44	0.42	0.5	0.46	0.45
Dy	2.48	2.59	2.51	2.45	2.82	2.65	2.53
Ho	0.48	0.49	0.5	0.53	0.54	0.52	0.5
Er	1.47	1.44	1.49	1.56	1.54	1.49	1.47
Tm	0.243	0.219	0.227	0.23	0.233	0.221	0.218
Yb	1.51	1.48	1.55	1.59	1.54	1.46	1.46
Lu	0.256	0.241	0.264	0.233	0.246	0.22	0.218
Hf	3.8	3.7	3.4	4.2	3.8	3.9	3.8
Ta	0.61	0.55	0.38	0.61	0.46	0.58	0.6
Th	3.5	3.39	3.96	3.83	4.09	2.49	2.51
U	1.09	1.07	1.31	1.21	1.01	0.86	0.87



## Análisis químicos de elementos mayores (Wt.%) y traza (ppm), continuación

Volcán	Malpaís	Malpaís	Malpaís	Malpaís	Malpaís	Malpaís	Malpaís
No. Muestra	Prieto	Prieto	Prieto	Prieto	Prieto	Capaxtiro	Capaxtiro
	1503	1513	1517	1514	1509	1018	1501
<b>Tipo de Roca</b>	andesita lava-d	andesita lava-d	andesita lava-p	andesita lava-m	andesita lava-m	andesita lava-d	andesita lava-m
<b>Latitud (N)</b>	19°52'13.3"	19°53'04.1"	19°53'16.3"	19°53'46.1"	19°53'39.2"	19°49'22.7"	19°51'30.3"
<b>Longitud (W)</b>	101°49'26.4"	101°47'50.8"	101°49'01.2"	101°48'40"	101°48'08.2"	101°48'55.4"	101°49'41.1"
<b>Altura snm (m)</b>	2106	2085	2171	2166	2111	2060	2116
<b>SiO<sub>2</sub></b>	61.73	61.88	62.29	62.42	62.79	61.13	62.27
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16.82	17.13	16.31	16.72	16.34	16.42	15.72
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(T)</b>	6.04	6.04	5.73	5.77	5.78	5.87	5.38
<b>MnO</b>	0.094	0.093	0.092	0.091	0.092	0.099	0.093
<b>MgO</b>	3.44	3.32	3.41	3.31	3.41	3.02	3.5
<b>CaO</b>	6.2	6.1	6.16	6.02	6.07	5.42	6.22
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.85	3.81	3.83	3.84	3.86	3.75	3.78
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1.73	1.7	1.75	1.76	1.76	1.97	1.92
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.7	0.686	0.659	0.66	0.672	0.691	0.642
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.2	0.21	0.21	0.23	0.22	0.25	0.19
<b>LOI</b>	0.12	-0.13	0.25	-0.06	-0.1	-0.06	1.21
<b>Total</b>	100.9	100.8	100.7	100.8	100.9	98.56	100.9
<b>S</b>	0.002	0.007	0.004	0.002	0.001	0.004	0.009
<b>Sc</b>	14.3	14.2	14.1	14	14.5	13.9	13
<b>V</b>	114	112	111	111	114	108	103
<b>Cr</b>	80	79.2	68.8	75	79.1	78.4	90.3
<b>Co</b>	14	17.1	18.8	15.5	15.7	16.8	14.6
<b>Ni</b>	39	38	39	43	43	43	36
<b>Cu</b>	26	25	24	23	25	23	22
<b>Zn</b>	58	63	60	60	56	71	64
<b>Ga</b>	20	19	18	18	18	18	17
<b>Ge</b>	1.5	1.3	1.2	1.4	1.5	1.4	1.2
<b>Br</b>	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1.1	< 0.5
<b>Rb</b>	32	30	29	30	29	38	34
<b>Sr</b>	642	659	656	651	651	471	458
<b>Y</b>	14	14	14	14	13	16	15
<b>Zr</b>	139	142	141	141	143	149	135
<b>Nb</b>	7.3	5.8	5.5	5.5	6	9.1	9.5
<b>Sn</b>	1	1	1	1	1	1	1
<b>Sb</b>	< 0.1	0.5	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1
<b>Cs</b>	0.9	0.8	0.7	0.8	0.7	1.1	0.9
<b>Ba</b>	539	535	536	541	547	669	634
<b>La</b>	20.6	18	17.9	17.7	17.8	28	18.9
<b>Ce</b>	41.4	36.7	36.6	36.8	36.3	54.1	38
<b>Pr</b>	4.91	4.32	4.28	4.44	4.23	6.24	4.42
<b>Nd</b>	18.9	17.6	17	17.5	17	20.7	17.4
<b>Sm</b>	3.79	3.54	3.45	3.43	3.62	4.04	3.52
<b>Eu</b>	1.18	1.01	0.999	0.975	1	1.09	1.07
<b>Gd</b>	3.42	3.25	2.97	3.19	3.2	3.47	3.35
<b>Tb</b>	0.52	0.49	0.47	0.46	0.45	0.54	0.49
<b>Dy</b>	3.03	2.76	2.77	2.64	2.48	3.01	2.79
<b>Ho</b>	0.56	0.5	0.51	0.52	0.48	0.58	0.56
<b>Er</b>	1.61	1.47	1.34	1.47	1.45	1.66	1.58
<b>Tm</b>	0.237	0.215	0.19	0.225	0.208	0.254	0.23
<b>Yb</b>	1.54	1.42	1.35	1.45	1.32	1.7	1.51
<b>Lu</b>	0.253	0.241	0.224	0.238	0.206	0.277	0.235
<b>Hf</b>	4.3	3.9	3.7	3.9	3.7	3.9	4
<b>Ta</b>	0.63	0.61	0.59	0.59	0.53	0.58	0.74
<b>Th</b>	2.77	2.58	2.49	2.58	2.49	3.47	3
<b>U</b>	1	0.9	0.89	0.9	0.85	1.15	1.12

## Análisis químicos de elementos mayores (Wt.%) y traza (ppm), continuación

Volcán No. Muestra	Capaxtiro 1020	Capaxtiro 1519	Capaxtiro 1506	Capaxtiro 1019	Capaxtiro 1518	Capaxtiro 1024	Capaxtiro 1507
<b>Tipo de Roca</b>	andesita lava-d	andesita lava-d	andesita lava-d	dacita lava-dome	dacita lava-d	dacita lava-d	dacita lava-m
<b>Latitud (N)</b>	19°50'04.0"	19°51'42.9"	19°51'54.3"	19°50'38.3"	19°51'05"	19°49'16.8"	19°50'46.3"
<b>Longitud (W)</b>	101° 49'43.5"	101°47'53.1"	101°47'25.4"	101°49'49.1"	101°47'04.2"	101°47'45.6"	101°50'36.3"
<b>Altura snm (m)</b>	2160	2304	2018	2317	2026	1986	2182
<b>SiO<sub>2</sub></b>	62.27	62.54	62.96	63.08	63.23	63.25	64.13
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16.44	16.66	16.25	16.84	16.61	16.2	16.08
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(T)</b>	5.94	5.75	5.98	5.61	5.5	5.82	5.74
<b>MnO</b>	0.101	0.096	0.098	0.093	0.092	0.099	0.094
<b>MgO</b>	3.21	3.14	3.13	2.71	3.06	3.13	2.94
<b>CaO</b>	5.6	5.52	5.58	5.66	5.59	5.64	5.47
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.85	3.73	3.89	3.81	3.74	3.9	3.86
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1.96	1.88	1.93	1.98	1.93	1.98	1.94
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.712	0.666	0.698	0.669	0.627	0.685	0.647
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.29	0.2	0.21	0.22	0.19	0.25	0.2
<b>LOI</b>	0.06	0.27	-0.04	0.02	0.28	-0.08	-0.16
<b>Total</b>	100.43	100.5	100.7	100.69	100.9	100.9	100.9
<b>S</b>	0.003	0.004	0.005	0.003	0.003	0.003	0.005
<b>Sc</b>	14.3	13.9	13.8	13.9	14	14.6	13
<b>V</b>	112	109	110	111	106	111	104
<b>Cr</b>	94.2	69.6	89.6	67.8	61.1	83.8	76.8
<b>Co</b>	17.3	18.8	17.3	14.9	13.6	16.7	14.1
<b>Ni</b>	45	38	42	28	33	45	35
<b>Cu</b>	22	20	23	21	20	23	20
<b>Zn</b>	71	61	61	70	59	69	59
<b>Ga</b>	16	17	17	17	17	18	17
<b>Ge</b>	1.4	1.5	1.4	1.4	1.4	1.5	1.4
<b>Br</b>	1.4	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1.5	< 0.5
<b>Rb</b>	35	34	34	37	35	39	35
<b>Sr</b>	491	483	498	485	482	475	470
<b>Y</b>	15	16	15	16	16	16	15
<b>Zr</b>	140	133	136	153	135	154	138
<b>Nb</b>	7.9	6.5	7.7	7.2	6.1	7.7	7
<b>Sn</b>	1	1	1	1	1	1	1
<b>Sb</b>	0.3	< 0.1	0.6	0.1	< 0.1	0.3	0.6
<b>Cs</b>	1	1	1	1	0.9	1.1	1
<b>Ba</b>	659	625	633	695	645	613	651
<b>La</b>	26.7	19	19.1	26.2	19.1	32.4	19.4
<b>Ce</b>	51.4	38.3	38.8	51	38.6	60.5	38.4
<b>Pr</b>	5.86	4.5	4.42	5.8	4.52	6.85	4.51
<b>Nd</b>	19.9	18.9	18	19.4	17.5	22.3	17.2
<b>Sm</b>	3.69	3.75	3.7	3.78	3.62	4.21	3.68
<b>Eu</b>	1.05	1.11	1.01	1.02	0.978	1.16	1.01
<b>Gd</b>	3.24	3.43	3.38	3.15	3.23	3.58	3.56
<b>Tb</b>	0.5	0.54	0.52	0.49	0.5	0.55	0.52
<b>Dy</b>	2.86	3.07	2.97	2.77	2.78	3.09	2.86
<b>Ho</b>	0.55	0.56	0.55	0.55	0.53	0.59	0.56
<b>Er</b>	1.57	1.6	1.6	1.59	1.56	1.68	1.63
<b>Tm</b>	0.239	0.237	0.243	0.241	0.245	0.255	0.239
<b>Yb</b>	1.58	1.49	1.71	1.64	1.6	1.76	1.71
<b>Lu</b>	0.25	0.252	0.263	0.269	0.259	0.287	0.259
<b>Hf</b>	3.5	3.4	3.7	3.9	3.7	3.9	3.9
<b>Ta</b>	0.58	0.68	0.8	0.52	0.64	0.61	0.66
<b>Th</b>	3.74	2.97	2.95	3.2	2.94	3.4	2.96
<b>U</b>	1.04	1.17	1.13	1.01	1.05	1.19	1.13

Análisis mineralógicos modales (%) de las muestras del Malpais de Zacapu. Fnc = fenocristales (>0.3 mm), Mfc = microfenocristales (0.3 mm-0.03 mm), Mz= matriz (vidrio+microlitos) Ox = óxidos, Vs = vesículas. Opx = ortopiroxeno (hiperstena), Cpx = clinopiroxeno (augita), Pxn = augita+hiperstena, Ol = olivino, Hbl = hornblenda/opacita, Plg = plagioclasa, Qz = cuarzo. Los datos fueron normalizados sin vesículas.

Volcán	El Infernillo	El Infernillo	El Infernillo	El Infernillo	El Infernillo	Malpais Las Víboras	Malpais Las Víboras	Malpais Las Víboras	Malpais Las Víboras
Muestra	1013	1022	1521	1192	1526-C	1527	1534	1055	1522
Tipo de muestra	lava	lava	escoria	lava	bomba	lava	lava	lava	lava
Latitud (N)	19°53'10.0"	19°51'17.50"	19°51'24"	19°51'41.3"	19°51'16.7"	19°51'07.7"	19°51'38.9"	19°50'52.5"	19°51'55."
Longitud (W)	101°50'03.8"	101°50'58.9"	101°50'42.0"	101° 49' 51.5"	101°51'01.2"	101°51'01.7"	101°52'14.5"	101°52'23.0"	101°51'15.8"
Altitud snm (m)	2075	2223	2216	2151	2205	2206	1996	2239	2163
Tipo de roca	andesita basáltica	andesita basáltica	andesita basáltica	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita
Fnc	Ol 0.6	2.9	0.6	2.5	2.7	0.0	0.1	0.0	0.0
	Opx 0.2	0.2	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.2
	Cpx 0.3	0.9	0.8	0.2	0.5	0.0	0.1	0.0	0.0
	Plg 3.2	6.8	0.0	2.5	2.7	7.0	9.7	10.1	9.4
	Hbl 0.0	0.0	1.7	0.0	0.0	0.0	0.3	0.2	0.2
	Qz 1.8	0.0	1.7	1.5	2.4	0.3	0.6	0.8	1.5
Mfc	Ol 3.6	0.0	0.3	2.8	1.3	0.0	0.3	0.0	0.0
	Opx 1.0	1.5	1.5	0.3	0.6	0.9	0.8	2.1	0.7
	Cpx 1.6	2.6	3.9	3.8	1.4	2.2	1.5	3.6	2.8
	Plg 17.1	8.3	3.7	13.1	4.4	1.7	7.4	3.7	16.4
	Mz 59.6	76.5	73.8	63.8	83.4	85.3	69.8	75.4	63.5
Ox	11.1	0.2	12.0	9.4	0.8	2.6	9.3	4.1	5.3
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Vs	10	54.4	35.2	5.1	36.2	6.2	1	1.6	11.5
Total sin VS	90	45.6	64.8	94.9	63.8	93.8	99	98.4	88.5

Análisis mineralógicos modales (%) de las muestras del Malpaís de Zacapu. Continuación

Volcán	Malpaís Prieto	Malpaís Prieto	Malpaís Prieto	Malpaís Prieto	Malpaís Prieto	Malpaís Prieto	Malpaís Prieto	Malpaís Prieto	Malpaís Prieto
Muestra	1011	1502	1512	1503	1513	1517	1514	1509	1509
Tipo de muestra	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava
Latitud (N)	19°53'35.8"	19°52'02"	19°52'56.9"	19°52'13.3"	19°53'04.1"	19°53'16.3"	19°53'46.1"	19°53'39.2"	19°53'39.2"
Longitud (W)	101°48'44.3"	101°48'36.2"	101°47'35.2"	101°49'26.4"	101°47'50.8"	101°49'01.2"	101°48'40"	101°48'08.2"	101°48'08.2"
Altitud snm (m)	2224	2063	2083	2106	2085	2171	2166	2111	2111
Tipo de roca	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita
Fnc	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	0.0	0.0	0.4	0.2	1.1	1.1	0.1	0.3	0.3
	0.0	0.0	0.2	0.3	0.0	0.1	0.0	0.3	0.3
	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	0.6	0.7	0.7
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	1.0	0.2	0.2
	0.7	0.4	0.3	0.2	0.7	1.0	0.6	0.2	0.2
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	1.6	1.5	2.0	1.7	2.5	0.7	1.2	2.3	2.3
	2.4	2.5	2.4	2.0	2.0	2.8	2.1	2.7	2.7
	0.5	1.8	0.9	7.5	1.6	2.7	3.1	3.2	3.2
	90.4	90.6	88.7	78.0	84.7	79.5	87.8	82.1	82.1
	2.8	3.2	5.1	10.1	7.4	10.6	3.3	7.8	7.8
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Vs	7.9	5.5	8.3	4	11.3	29.2	19.4	12.7	12.7
Total sin VS	92.1	94.5	91.7	96	88.7	70.8	80.6	87.3	87.3

## Análisis mineralógicos modales (%) de las muestras del Malpaís de Zacapu. Continuación

Volcán	Capaxtiro	Capaxtiro	Capaxtiro	Capaxtiro	Capaxtiro	Capaxtiro	Capaxtiro	Capaxtiro	Capaxtiro
Muestra	1018	1501	1020	1519	1506	1019	1518	1507	
Tipo de muestra	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava
Latitud (N)	19°49'22.7"	19°51'30.3"	19°50'04.0"	19°51'42.9"	19°51'54.3"	19°50'38.3"	19°51'05"	19°50'46.3"	
Longitud (W)	101°48'55.4"	101°49'41.1"	101°49'43.5"	101°47'53.1"	101°47'25.4"	101°49'49.1"	101°47'04.2"	101°50'36.3"	
Altitud snm (m)	2060	2116	2160	2304	2018	2317	2026	2182	
Tipo de roca	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	dacita	dacita	dacita	
<b>Fnc</b>									
OI	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0
Opx	0.1	0.6	0.2	1.1	1.6	0.4	0.4	1.9	1.9
Cpx	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.4	0.1	0.0	0.0
Plg	2.1	1.4	2.5	1.4	2.6	1.1	2.1	4.0	4.0
Hbl	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2
Qz	2.6	1.9	1.9	1.0	2.5	0.6	1.2	2.2	2.2
<b>Mfc</b>									
OI	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Opx	1.1	1.9	1.6	1.4	2.6	1.9	1.2	1.7	1.7
Cpx	0.3	2.0	1.5	3.6	1.4	0.6	1.2	0.7	0.7
Plg	2.2	13.4	1.0	9.4	9.4	10.1	1.7	9.6	9.6
Mz	88.4	72.9	88.1	74.7	74.0	82.1	88.5	74.6	74.6
Ox	3.1	5.8	3.1	6.6	5.7	2.8	3.8	5.0	5.0
<b>Total</b>	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
<b>Vs</b>	2.2	1	2.2	12	7.7	9.9	4.5	5.4	
<b>Total sin VS</b>	97.8	99	98.2	88	92.3	90.1	95.3	94.6	

Composiciones químicas promedio de los cristales de olivino analizados. n= número de puntos, f-n= en el núcleo de fenocristales, f-b= en el borde de fenocristales, mf-n= en el núcleo de microfenocristales, mf-b= en el borde de microfenocristales, stdev= desviación estándar.

Volcán	n	Muestra	SiO <sub>2</sub>	stdev	MgO	stdev	FeO	stdev	NiO	stdev	MnO	stdev	Total
El Infiernillo	(1)f-n	1013	41.26	-	44.39	-	15.51	-	0.41	-	0.29	-	101.94
	(1)f-b	1013	38.70	-	36.69	-	23.01	-	0.06	-	-0.10	-	98.36
	(2)mf-n	1013	37.83	0.36	34.08	0.11	26.05	0.35	0.23	0.08	0.91	0.75	99.12
	(10) f-n	1521	38.85	0.52	43.12	0.29	16.67	0.67	0.27	0.39	0.26	0.15	99.18
	(12) f-b	1521	38.35	2.53	41.00	3.24	19.13	1.87	0.12	0.18	0.34	0.59	98.93
	(3) f-n	1192	39.16	0.28	45.96	0.41	13.22	0.97	0.51	0.04	0.07	0.34	98.91
Malpaís Las Víboras	(3) f-b	1192	38.03	0.27	35.69	1.07	25.55	1.14	0.27	0.06	0.48	0.05	100.02
	(2) mf-n	1192	36.90	0.26	32.66	1.52	28.88	1.31	0.32	0.06	0.62	0.15	99.39
	(1) f-b	1534	36.68	-	40.61	-	21.70	-	0.47	-	0.77	-	99.46
El Capaxtiro	(1) mf-n	1506	39.21	-	42.07	-	18.19	-	0.25	-	0.26	-	99.97
	(1) mf-b	1506	46.8	-	31.58	-	20.217	-	0.076	-	0.444	-	99.117

Composiciones químicas promedio de los cristales de ortopiroxeno analizados. n= número de puntos, f-n= en el núcleo de fenocristales, f-b= en el borde de fenocristales, mf-n= en el núcleo de microfenocristales, mf-b= en el borde de microfenocristales. s. tdev= desviación estándar.

Volcán	n	muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	stdév	Total
El Infernillo	(1) f-b	1013	52.81	0.37	0.84	17.53	0.50	23.45	3.33	0.15	-	99.58
	(2) mf-n	1013	53.38	0.98	3.42	17.10	0.53	20.89	2.84	0.93	1.26	100.44
	(3) mf-b	1013	52.60	0.06	0.79	18.22	0.30	21.75	3.77	2.12	0.02	99.84
	(1) mf-n	1192	53.23	0.40	0.94	17.56	0.08	24.22	2.23	0.10	0.06	99.25
	(3) mf-b	1522	52.20	-	1.99	22.23	0.62	18.49	2.38	0.19	-	99.84
	(6) f-b	1534	53.29	0.47	1.55	16.25	0.93	25.16	1.58	0.07	0.06	96.73
Malpais Las Viboras	(1) mf-n	1534	52.88	1.33	2.04	17.38	0.41	24.14	1.89	0.31	0.14	99.59
	(3) f-n	1534	51.80	-	1.84	19.09	0.67	24.14	0.99	-	-	100.06
	(3) f-n	1503	55.29	0.35	1.51	11.66	0.13	29.60	1.57	0.12	0.03	100.15
	(2) f-b	1503	52.41	0.48	2.59	17.87	0.71	24.11	1.97	0.62	0.02	99.08
	(4) mf-n	1503	54.20	1.91	1.77	15.23	4.48	27.29	1.15	0.62	0.02	99.12
	(3) mf-b	1503	52.81	0.37	0.02	15.87	1.82	25.51	1.98	0.08	0.10	99.22
Malpais Prieto	(5) f-n	1513	53.36	0.61	2.29	14.90	0.41	26.89	1.26	0.06	0.02	100.11
	(6) f-b	1513	52.62	0.87	2.44	16.61	0.38	25.13	1.55	0.30	0.05	99.60
	(2) f-n	1517	53.94	0.65	2.85	11.52	0.51	29.14	1.53	0.12	0.03	99.63
	(2) f-b	1517	54.13	0.16	2.62	12.38	0.49	28.72	1.29	0.10	0.00	99.53
	(1) mf-n	1517	53.93	-	2.86	11.34	-	29.49	1.89	-	0.03	100.12
	(1) mf-b	1517	54.02	-	2.50	13.89	-	28.10	1.32	-	0.04	99.00
El Capaxiro	(3) mf-n	1509	54.92	1.11	1.40	12.75	0.28	28.83	1.47	0.01	0.01	99.50
	(3) mf-b	1509	53.26	0.95	2.65	15.44	0.39	26.54	1.52	0.09	0.03	99.56
	(2) f-n	1501	54.07	0.55	2.65	12.44	0.38	29.04	1.47	0.33	0.01	98.98
	(1) f-b	1501	52.21	1.96	2.52	14.29	2.77	26.19	3.22	5.47	0.05	98.52
	(2) f-n	1519	53.92	1.19	2.15	12.86	1.35	28.55	1.44	0.17	0.05	99.27
	(2) f-b	1519	53.35	0.71	1.78	15.69	0.38	26.19	1.43	0.03	0.07	98.73
	(3) f-n	1506	53.96	0.45	2.73	12.66	1.10	28.93	1.25	0.11	0.03	99.59
	(1) mf-n	1506	54.45	-	2.03	15.57	4.89	26.76	1.41	0.09	0.03	100.32
	(2) mf-b	1506	52.36	0.93	1.22	20.37	1.84	22.05	1.85	0.23	0.04	99.08
	(8) f-n	1507	54.14	0.43	2.10	12.18	0.36	28.77	1.35	0.10	0.02	98.28
(5) f-b	1507	54.07	0.57	2.05	13.01	1.42	28.27	1.33	1.33	0.11	0.03	98.10
	(1) mf-b	1507	44.24	3.20	2.08	30.82	0.52	16.79	1.47	-	-	100.07

Composiciones químicas promedio de los cristales de clinopiroxeno analizados. n= número de puntos, f-n= en el núcleo de fenocristales, fb= en el borde de fenocristales, mf-n= en el núcleo de microfocristales, mf-b= en el borde de microfocristales, stdev= desviación estándar.

Volcán	n	muestra	SiO <sub>2</sub>	stdev	TiO <sub>2</sub>	stdev	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	stdev	FeO	stdev	MnO	stdev	MgO	stdev	CaO	stdev	Na <sub>2</sub> O	stdev	Total
El Infiernillo	(2) f-n	1013	51.03	1.13	0.61	0.12	2.90	0.92	7.19	0.06	0.17	0.03	15.74	0.49	20.44	0.30	0.29	0.00	99.32
	(2) f-b	1013	50.38	1.33	0.92	0.11	2.40	1.38	12.22	0.29	0.48	0.03	15.98	0.33	15.79	1.21	0.34	0.13	98.37
	(1) f-n	1521	50.59	1.20	0.81	0.25	3.63	1.00	7.48	0.50	0.18	0.06	15.40	1.04	20.89	1.04	0.35	0.06	98.19
	(1) f-b	1521	49.67	1.19	0.98	0.21	4.34	1.04	7.80	0.46	0.20	0.05	14.66	0.75	21.28	0.48	0.40	0.04	98.70
	(5) mf-b	1521	52.84	4.23	1.02	0.61	9.23	8.19	8.26	3.86	0.32	0.22	11.12	6.15	13.43	6.30	2.16	2.17	99.36
	(6) f-n	1192	51.91	1.25	0.52	0.29	2.20	1.36	8.45	1.19	0.24	0.16	16.15	0.90	19.12	1.81	0.33	0.06	98.92
Malpais Las Víboras	(5) f-b	1192	50.66	1.74	0.83	0.40	3.06	1.32	8.68	1.54	0.30	0.07	15.63	1.01	19.46	1.14	0.31	0.03	98.93
	(3) mf-b	1192	50.83	0.53	0.77	0.11	2.54	1.29	10.07	1.79	0.34	0.05	15.79	0.53	18.52	1.51	0.33	0.05	99.22
	(8) f-n	1534	50.72	1.97	0.79	0.22	4.41	1.42	8.09	2.19	0.23	0.10	15.32	1.92	18.78	2.00	0.37	0.24	98.19
	(8) f-b	1534	54.93	7.06	0.52	0.36	12.93	11.13	4.95	3.36	0.16	0.13	8.44	7.60	14.50	6.28	2.51	2.78	98.88
	(3) mf-n	1534	51.91	3.46	0.49	0.36	11.82	12.80	5.46	4.05	0.13	0.11	10.24	8.74	16.18	6.09	2.07	3.02	98.94
	(2) mf-b	1534	51.23	1.45	0.70	0.02	2.80	1.53	10.79	2.79	0.30	0.19	14.24	1.20	18.78	1.33	0.35	0.03	99.40
Malpais Prieto	(1) f-n	1522	52.83	-	0.28	-	1.81	-	6.84	-	0.09	-	19.46	-	17.35	-	0.22	-	98.93
	(1) f-b	1522	48.29	-	1.27	-	5.77	-	8.34	-	0.31	-	14.35	-	19.76	-	0.37	-	98.29
	(3) mf-n	1522	50.65	1.93	0.71	0.35	4.21	1.74	7.08	1.23	0.22	0.01	16.31	2.11	19.43	1.47	0.27	0.10	99.31
	(2) mf-b	1522	50.02	0.39	0.90	0.05	5.10	0.29	6.97	0.23	0.11	0.02	15.50	0.11	19.66	0.64	0.34	0.03	98.71
	(1) f-b	1503	53.42	-	0.78	-	1.86	-	12.34	-	0.30	-	12.89	-	17.85	-	0.61	-	98.45
	(4) mf-b	1503	53.14	1.51	0.74	0.34	3.60	1.68	14.75	2.85	0.42	0.09	13.77	3.78	12.17	6.50	0.95	0.53	99.59
El Capaxtiro	(2) mf-n	1517	52.63	0.19	0.37	0.09	2.27	1.05	8.86	1.51	0.21	0.02	19.56	2.57	15.18	4.74	0.19	0.03	99.24
	(1) mf-b	1517	50.55	-	0.84	-	3.96	-	7.64	-	0.16	-	15.25	-	21.43	-	0.24	-	99.11
	(3) mf-n	1509	50.73	1.20	0.87	0.34	4.66	1.80	8.25	1.10	0.18	0.02	16.21	1.45	18.11	3.34	0.30	0.04	100.41
	(3) mf-b	1509	51.25	0.79	0.62	0.09	3.22	1.16	8.52	1.09	0.24	0.09	15.34	0.29	20.28	1.18	0.25	0.03	101.20
	(1) f-n	1501	48.05	-	0.82	-	4.37	-	9.78	-	0.28	-	16.86	-	18.51	-	0.28	-	98.36
	(2) f-b	1501	49.38	2.20	0.70	0.00	4.06	0.43	8.78	0.57	0.26	0.03	15.87	0.10	20.03	0.48	0.31	0.03	98.50
El Capaxtiro	(1) mf-n	1519	52.10	-	0.73	-	1.28	-	12.00	-	0.32	-	14.34	-	18.16	-	0.32	-	99.27
	(1) mf-b	1519	52.46	-	0.63	-	2.98	-	13.92	-	0.51	-	14.53	-	13.65	-	0.43	-	100.06
	(1) f-b	1506	50.30	-	0.91	-	3.76	-	11.12	-	0.38	-	14.15	-	19.47	-	0.33	-	99.32
	(1) mf-n	1506	50.88	-	0.78	-	3.64	-	8.45	-	0.29	-	15.55	-	19.75	-	0.26	-	98.88
	(1) mf-b	1506	51.29	-	0.55	-	3.27	-	16.08	-	0.31	-	19.06	-	10.55	-	0.10	-	98.61
	(2) mf-n	1507	66.58	2.77	0.58	0.32	16.78	4.48	3.27	3.15	0.12	0.13	0.94	1.22	4.47	0.16	4.47	1.98	100.05
(2) mf-b	1507	60.98	0.42	0.23	0.04	23.95	0.07	1.11	0.08	0.06	0.01	0.12	0.09	7.23	0.10	5.69	0.26	99.54	



Composiciones químicas promedio de los cristales de plagioclasa analizados. n= número de puntos, f-n= en el núcleo de fenocristales, f-b= en el borde de fenocristales, mt-n= en el núcleo de microfenocristales, mt-b= en el borde de microfenocristales, stdev= desviación estándar.

Volcán	n	muestra	SiO <sub>2</sub>	stdev	TiO <sub>2</sub>	stdev	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	stdev	FeOt	stdev	MgO	stdev	CaO	stdev	Na <sub>2</sub> O	stdev	K <sub>2</sub> O	stdev	Total
El Infiernillo	2 (f-n)	1013	52.12	0.45	0.04	0.02	30.81	0.46	0.70	0.11	0.09	0.09	12.84	0.51	3.75	0.10	0.15	0.05	101.00
	1 (f-b)	1013	53.77	-	0.08	-	29.24	-	0.94	-	0.09	-	11.52	-	4.54	-	0.26	-	100.52
	3 (mt-f-n)	1013	59.34	6.19	0.28	0.32	24.86	5.37	1.26	0.09	0.28	0.07	8.13	3.50	5.25	0.42	0.96	1.06	101.08
	1 (mt-f-b)	1013	57.79	-	0.16	-	26.54	-	1.43	-	0.07	-	9.03	-	5.77	-	0.58	-	101.38
	5 (mt-f-n)	1521	56.96	3.05	0.22	0.22	26.55	2.68	1.24	0.46	0.15	0.05	8.93	2.60	5.32	0.94	0.79	0.55	101.09
	4 (mt-f-b)	1521	57.86	4.53	0.46	0.47	25.22	5.13	1.77	0.09	0.17	0.09	8.17	3.84	5.13	0.76	1.41	1.54	100.69
	2 (f-n)	1192	51.31	1.38	0.02	0.01	31.33	1.20	0.59	0.06	0.14	0.01	13.31	0.96	3.57	0.49	0.11	0.00	101.76
	1 (f-b)	1192	58.73	-	0.11	-	26.06	-	0.89	-	0.07	-	7.96	-	6.36	-	0.59	-	101.50
	2 (mt-f-n)	1192	56.74	2.58	0.17	0.14	24.39	5.77	2.40	1.96	1.09	1.41	8.62	2.68	5.36	0.54	0.64	0.41	101.23
	4 (mt-f-b)	1192	55.92	3.98	0.14	0.15	27.18	4.23	1.03	0.35	0.24	0.31	10.07	2.75	4.87	0.78	0.64	0.66	101.09
Malpais Las Viboras	3 (f-n)	1534	60.24	1.07	0.01	0.01	26.01	0.65	0.16	0.02	0.02	0.01	6.78	0.70	6.90	0.33	0.44	0.12	101.19
	6 (f-b)	1534	58.12	2.49	0.02	0.02	27.13	1.25	0.30	0.23	0.03	0.03	8.37	1.64	6.32	1.00	0.38	0.13	101.32
	5 (mt-f-n)	1534	57.53	4.96	0.06	0.04	27.23	2.95	0.86	0.07	0.07	0.07	9.32	2.54	5.48	0.54	0.42	0.31	100.68
	5 (mt-f-b)	1534	57.72	6.80	0.10	0.08	26.65	4.65	0.88	0.05	0.18	0.05	9.23	3.35	4.97	0.34	0.64	0.81	100.75
	1 (f-n)	1522	59.89	-	0.01	-	26.41	-	0.16	-	0.00	-	7.19	-	6.88	-	0.40	-	101.02
	2 (f-b)	1522	58.70	2.32	0.05	0.04	26.74	1.19	0.50	0.42	0.03	0.02	8.26	1.74	6.27	1.08	0.40	0.01	101.32
	3 (mt-f-n)	1522	55.67	0.90	0.04	0.02	28.66	0.42	0.69	0.29	0.04	0.02	10.53	0.60	5.14	0.51	0.24	0.06	100.90
	4 (mt-f-b)	1522	57.95	3.27	0.07	0.07	26.63	3.68	0.83	0.51	0.16	0.25	8.75	2.34	5.72	0.57	0.41	0.27	101.01
	3 (mt-f-n)	1503	59.60	3.87	0.15	0.10	25.79	2.60	0.89	0.05	0.05	0.05	7.98	1.76	5.85	0.21	0.77	0.49	99.03
	3 (mt-f-b)	1503	55.77	1.04	0.05	0.00	28.62	0.98	0.90	0.11	0.06	0.01	10.45	0.93	5.24	0.55	0.28	0.06	100.69
Malpais Prieto	3 (mt-f-n)	1513	56.16	2.01	0.07	0.02	28.57	1.71	0.94	0.05	0.06	0.01	10.25	1.75	5.39	0.85	0.32	0.11	101.84
	4 (mt-f-b)	1513	56.74	0.83	0.05	0.01	27.97	0.67	0.92	0.04	0.06	0.01	9.71	0.72	5.71	0.19	0.33	0.02	99.59
	2 (f-n)	1517	51.72	1.55	0.02	0.00	32.07	1.26	0.39	0.26	0.04	0.04	13.25	1.40	3.59	0.81	0.15	0.06	100.27
	3 (f-b)	1517	50.80	2.43	0.02	0.02	32.24	1.92	0.60	0.05	0.08	0.02	14.01	1.76	3.23	1.03	0.12	0.09	100.38
	3 (mt-f-n)	1517	56.98	1.29	0.07	0.01	27.61	1.07	0.95	0.10	0.21	0.21	9.62	1.03	5.27	0.59	0.38	0.04	99.85
	3 (mt-f-b)	1517	60.22	9.38	0.28	0.40	25.05	8.24	1.10	0.47	0.08	0.02	8.39	5.29	4.42	0.59	1.16	1.62	100.14
	2 (f-n)	1509	51.14	0.61	0.01	0.01	32.09	0.93	0.49	0.07	0.05	0.01	13.81	1.17	3.33	0.27	0.11	0.02	99.36
	4 (f-b)	1509	52.96	1.32	0.03	0.02	30.91	1.01	0.61	0.19	0.07	0.02	12.35	0.86	4.22	0.55	0.18	0.05	100.57
	3 (mt-f-n)	1509	56.14	2.38	0.06	0.02	28.24	1.59	0.84	0.06	0.05	0.01	9.89	1.53	5.37	0.81	0.32	0.08	101.48
	4 (mt-f-b)	1509	54.15	1.49	0.05	0.02	29.57	1.03	0.82	0.08	0.05	0.02	11.32	1.09	4.78	0.58	0.27	0.10	101.12
El Capaxitro	2 (f-n)	1501	49.54	-	0.02	-	33.08	-	0.55	-	0.06	-	14.78	-	2.96	-	0.13	-	101.12
	3 (f-b)	1501	56.10	2.19	0.02	0.02	28.77	0.49	0.52	0.22	0.05	0.02	10.37	0.77	5.20	0.53	0.30	0.04	100.44
	6 (mt-f-n)	1501	53.60	0.81	0.04	0.01	29.78	0.70	0.77	0.11	0.08	0.03	11.80	0.48	4.37	0.29	0.25	0.04	100.16
	5 (mt-f-b)	1501	55.22	2.58	0.08	0.07	28.55	1.92	0.86	0.07	0.07	0.05	10.88	1.45	4.71	0.33	0.38	0.27	101.18
	1 (f-n)	1519	74.38	-	0.40	-	12.33	-	2.74	-	0.43	-	1.10	-	3.30	-	4.35	-	100.97
	1 (f-b)	1519	60.36	-	0.01	-	25.66	-	0.27	-	0.01	-	7.32	-	6.42	-	0.64	-	100.23
	3 (mt-f-n)	1519	69.04	8.18	0.69	0.52	16.85	7.86	2.17	1.16	0.22	0.14	3.31	3.86	4.22	1.89	2.87	1.99	100.93
	4 (mt-f-b)	1519	60.86	9.19	0.32	0.41	24.05	7.96	1.40	0.97	0.14	0.12	7.95	5.10	4.52	1.16	1.35	1.55	100.94
	1 (f-n)	1506	64.22	-	-0.01	-	23.88	-	0.07	-	0.00	-	4.43	-	8.10	-	0.79	-	100.32
	1 (f-b)	1506	52.45	-	0.02	-	31.05	-	0.60	-	0.04	-	12.94	-	3.80	-	0.22	-	100.19
El Capaxitro	3 (mt-f-n)	1506	54.85	0.44	0.06	0.00	29.48	0.32	0.86	0.08	0.07	0.01	11.41	0.39	4.80	0.35	0.31	0.02	100.38
	6 (mt-f-b)	1506	67.13	10.30	0.63	0.35	14.59	8.53	4.63	8.30	3.16	7.59	3.36	4.04	3.30	1.69	2.80	2.18	100.75
	2 (f-n)	1507	53.40	0.03	0.03	0.03	29.55	0.42	0.42	0.04	0.04	0.04	11.72	0.04	4.45	0.18	0.18	0.18	99.78
	4 (f-b)	1507	56.34	3.96	0.01	0.02	27.99	2.65	0.37	0.17	0.03	0.04	9.65	3.06	5.63	1.67	0.35	0.20	100.10
	6 (mt-f-n)	1507	59.53	10.30	0.25	0.34	24.87	7.98	0.95	0.36	0.09	0.03	8.78	5.30	4.01	0.66	1.36	1.85	100.96
	4 (mt-f-b)	1507	62.25	9.21	0.35	0.34	22.57	7.39	1.61	1.03	0.32	0.49	7.23	4.73	4.23	0.51	1.58	1.48	100.65

## Composiciones de líquido residual normalizado después de la cristalización del núcleo de fenocristales de olivino

Volcán	Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total
El Infiernillo	1013	58.2	0.8	17.3	5.8	0.1	5.4	7.0	3.7	1.3	0.2	100.00
	1521	57.2	1.1	16.9	6.1	0.1	4.4	7.2	4.4	2.0	0.5	100.00
Malpaís Las Víboras	1192	60.48	0.86	16.88	5.16	0.12	3.92	6.68	3.97	1.66	0.28	100.00
	1534	62.27	0.70	16.77	4.49	0.10	3.33	6.65	3.96	1.55	0.18	100.00
Malpaís Prieto	1522	63.22	0.68	16.82	4.22	0.10	2.85	6.01	4.11	1.79	0.19	100.00
	1503	62.1	0.7	16.9	4.7	0.1	3.5	6.2	3.9	1.7	0.2	100.00
	1513	62.1	0.7	17.2	4.7	0.1	3.3	6.1	3.8	1.7	0.2	100.00
	1517	62.8	0.7	16.5	4.4	0.1	3.4	6.2	3.9	1.8	0.2	100.00
	1509	63.0	0.7	16.4	4.5	0.1	3.4	6.1	3.9	1.8	0.2	100.00
El Capaxtiro	1501	63.25	0.65	15.97	4.18	0.09	3.55	6.32	3.84	1.95	0.19	100.00
	1519	63.26	0.67	16.85	4.49	0.10	3.18	5.58	3.77	1.90	0.20	100.00
	1506	63.37	0.70	16.36	4.63	0.10	3.15	5.62	3.92	1.94	0.21	100.00
	1507	64.28	0.65	16.12	4.42	0.09	2.95	5.48	3.87	1.94	0.20	100.00

## Composiciones de líquido residual normalizado después de la cristalización del núcleo de fenocristales de olivino y plagioclasa

Volcán	Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total
El Infiernillo	1013	58.5	0.9	16.8	6.0	0.1	5.6	6.8	3.7	1.4	0.3	100.00
	1521	57.2	1.1	16.9	6.1	0.1	4.4	7.2	4.4	2.0	0.5	100.00
Malpaís Las Víboras	1192	60.7	0.9	16.5	5.3	0.1	4.0	6.5	4.0	1.7	0.3	100.00
	1534	62.5	0.8	15.8	4.9	0.1	3.7	6.6	3.7	1.7	0.2	100.00
Malpaís Prieto	1522	63.6	0.8	15.9	4.6	0.1	3.1	5.9	3.8	1.9	0.2	100.00
	1503	62.1	0.7	16.9	4.7	0.1	3.5	6.2	3.9	1.7	0.2	100.00
	1513	62.1	0.7	17.2	4.7	0.1	3.3	6.1	3.8	1.7	0.2	100.00
	1517	62.9	0.7	16.4	4.5	0.1	3.5	6.2	3.9	1.8	0.2	100.00
	1509	63.1	0.7	16.3	4.5	0.1	3.4	6	3.9	1.8	0.2	100.00
El Capaxtiro	1501	63.3	0.7	15.8	4.2	0.1	3.6	6.3	3.8	2	0.2	100.00
	1519	63.1	0.7	16.9	4.5	0.1	3.2	5.6	3.8	1.9	0.2	100.00
	1506	63.40	0.70	16.20	4.80	0.10	3.20	5.70	3.80	2.00	0.20	100.00
	1507	64.7	0.7	15.6	4.6	0.1	3.1	5.2	3.8	2	0.2	100.00

**Composiciones de líquido residual normalizado después de la cristalización del núcleo de fenocristales de olivino, plagioclasa y ortopiroxeno.**

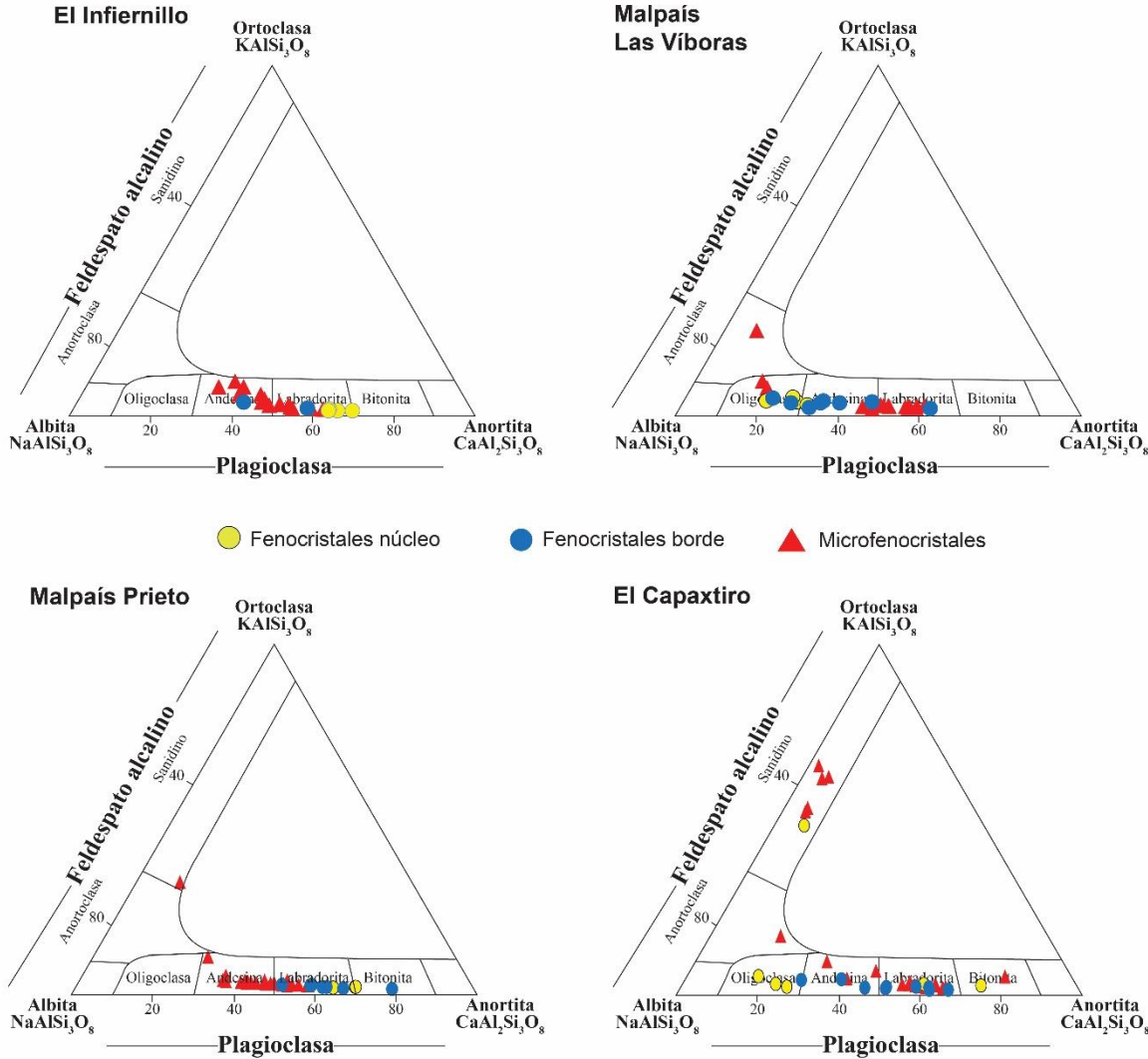
Volcán	Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total
El Infernillo	1013	58.5	0.9	16.8	6.0	0.1	5.6	6.8	3.7	1.4	0.3	100.00
	1521	57.2	1.1	16.9	6.1	0.1	4.4	7.2	4.4	2.0	0.5	100.00
	1192	60.7	0.9	16.5	5.3	0.1	4.0	6.5	4.0	1.7	0.3	100.00
Malpais Las Víboras	1534	62.5	0.8	15.8	4.9	0.1	3.7	6.6	3.7	1.7	0.2	100.00
	1522	63.6	0.8	15.9	4.6	0.1	3.1	5.9	3.8	1.9	0.2	100.00
	1503	62.1	0.7	17	4.7	0.1	3.4	6.2	3.9	1.7	0.2	100.00
Malpais Prieto	1513	62.3	0.7	17.4	4.5	0.1	3	6.2	3.9	1.7	0.2	100.00
	1517	63.0	0.7	16.5	4.4	0.1	3.1	6.2	3.9	1.8	0.2	100.00
	1509	63.1	0.7	16.3	4.5	0.1	3.4	6	3.9	1.8	0.2	100.00
El Capaxtiro	1501	63.4	0.7	15.9	4.2	0.1	3.4	6.3	3.8	2	0.2	100.00
	1519	63.2	0.7	17.1	4.4	0.1	2.9	5.7	3.8	1.9	0.2	100.00
	1506	63.6	0.7	16.4	4.6	0.1	2.7	5.7	3.9	2	0.2	100.00
1507	65	0.7	15.9	4.4	0.1	2.4	5.3	3.9	2.1	0.2	100.00	

**Composiciones de líquido residual normalizado después de la cristalización del núcleo de fenocristales de olivino, plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno.**

Volcán	Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total
El Infernillo	1013	58.5	0.9	16.9	6.0	0.1	5.5	6.7	3.7	1.4	0.3	100.00
	1521	57.3	1.1	17.1	6.1	0.1	4.3	7.1	4.5	2.0	0.6	100.00
	1192	60.7	0.9	16.5	5.3	0.1	4.0	6.5	4.0	1.7	0.3	100.00
Malpais Las Víboras	1534	62.5	0.8	15.8	4.9	0.1	3.7	6.6	3.7	1.7	0.2	100.00
	1522	63.6	0.8	15.9	4.6	0.1	3.1	5.9	3.8	1.9	0.2	100.00
	1503	62.1	0.7	17	4.7	0.1	3.4	6.2	3.9	1.7	0.2	100.00
Malpais Prieto	1513	62.3	0.7	17.4	4.5	0.1	3	6.2	3.9	1.7	0.2	100.00
	1517	63.0	0.7	16.5	4.4	0.1	3.1	6.2	3.9	1.8	0.2	100.00
	1509	63.1	0.7	16.3	4.5	0.1	3.4	6	3.9	1.8	0.2	100.00
El Capaxtiro	1501	63.4	0.7	15.9	4.2	0.1	3.4	6.3	3.8	2	0.2	100.00
	1519	63.2	0.7	17.1	4.4	0.1	2.9	5.7	3.8	1.9	0.2	100.00
	1506	63.6	0.7	16.4	4.6	0.1	2.7	5.7	3.9	2	0.2	100.00
1507	65	0.7	15.9	4.4	0.1	2.4	5.3	3.9	2.1	0.2	100.00	

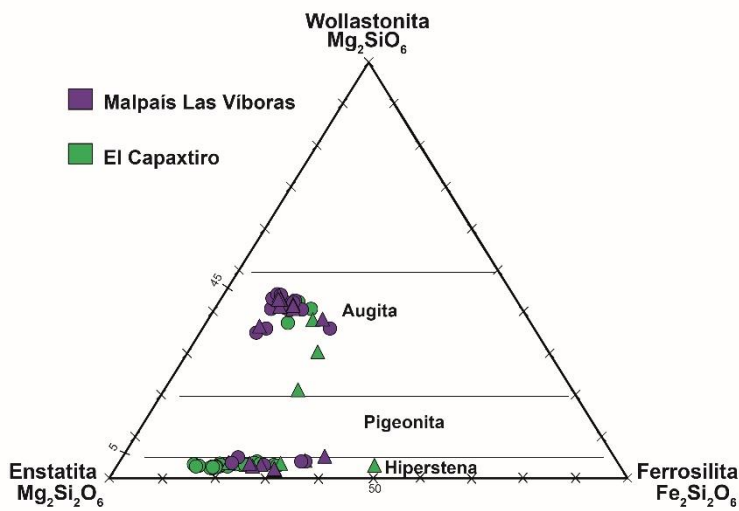
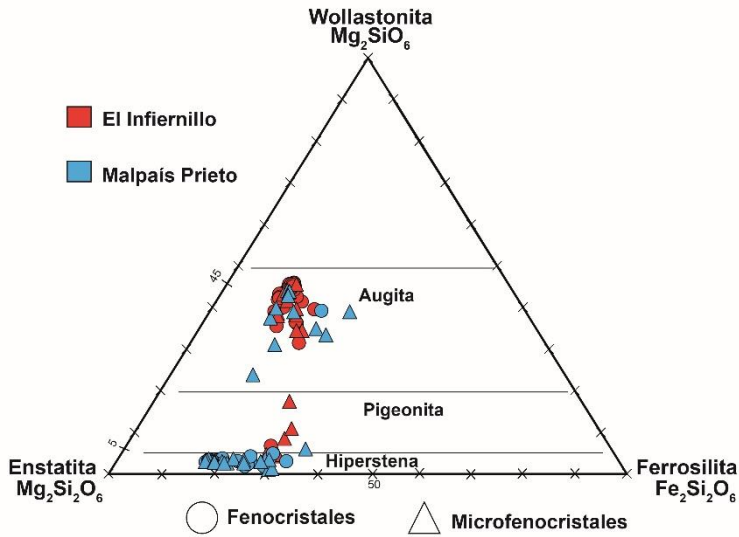
Representación gráfica de las composiciones químicas minerales analizadas en los flujos de lava del Malpaís de Zacapu.

Feldespatos



Representación gráfica de las composiciones químicas minerales analizadas en los flujos de lava del Malpaís de Zacapu.

### Piroxenos



## Ecuaciones utilizadas para los geotermobarómetros

Ecuación 22 tomada de Putirka, 2008 para el cálculo de la temperatura usando el método olivino-líquido:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \{15294.6 + 1318.8P(\text{GPa}) + 2.4834[P(\text{GPa})]^2\} / \{8.048 + 2.8352 \ln D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}} + 2.097 \ln[1.5(C_{\text{NM}}^{\text{L}})] + 2.575 \ln[3(C_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})] - 1.41NF + 0.222\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}} + 0.5P(\text{GPa})\} \quad (22)$$

Ecuación 28a y 29b para el cálculo de temperaturas y presiones utilizando el método ortopiroxeno-líquido modificado por Putirka, 2008.

$$\frac{10^4}{T(^{\circ}\text{C})} = 4.07 - 0.329[P(\text{GPa})] + 0.12[\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}}] \quad (28a)$$

$$+ 0.567 \ln \left[ \frac{X_{\text{Fm}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}}}{(X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2 (X_{\text{FeO}}^{\text{liq}} + X_{\text{MnO}}^{\text{liq}} + X_{\text{MgO}}^{\text{liq}})^2} \right] - 3.06[X_{\text{MgO}}^{\text{liq}}] - 6.17[X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}}] + 1.89[\text{Mg} \#^{\text{liq}}] + 2.57[X_{\text{Fe}}^{\text{opx}}]$$

$$P(\text{kbar}) = 1.788 + 0.0375T(^{\circ}\text{C}) + 1.295 \times 10^{-3}T(^{\circ}\text{C}) \ln \left[ \frac{X_{\text{FmAl}_2\text{SiO}_6}^{\text{opx}}}{X_{\text{FmO}}^{\text{liq}} (X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}})^2 X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}} \right] - 33.42(X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}}) + 9.795(\text{Mg} \#^{\text{liq}}) + 36.08(X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} + X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}}) + 0.784(\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}}) - 26.2(X_{\text{Si}}^{\text{opx}}) + 14.21(X_{\text{Fe}}^{\text{opx}}) \quad (29b)$$

Ecuación 33 para el cálculo de temperaturas utilizando el método clinopiroxeno-líquido modificado por Putirka, 2008 y ecuación 1 propuesta por Neave y Putirka (2017)

$$\frac{10^4}{T(\text{K})} = 7.53 - 0.14 \ln \left( \frac{X_{\text{Jd}}^{\text{cpx}} X_{\text{CaO}}^{\text{liq}} X_{\text{Fm}}^{\text{liq}}}{X_{\text{DiHd}}^{\text{cpx}} X_{\text{Na}}^{\text{liq}} X_{\text{Al}}^{\text{liq}}} \right) + 0.07(\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}}) - 14.9(X_{\text{CaO}}^{\text{liq}} X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}) - 0.08 \ln(X_{\text{TiO}_2}^{\text{liq}}) - 3.62(X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} + X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}}) - 1.1(\text{Mg} \#^{\text{liq}}) - 0.18 \ln(X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}}) - 0.027P(\text{kbar}) \quad (33)$$

$$P(\text{kbar}) = -26.27 + 39.16 \frac{T(\text{K})}{10^4} \ln \left[ \frac{X_{\text{Jd}}^{\text{cpx}}}{X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}} (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2} \right] - 4.22 \ln(X_{\text{DiHd}}^{\text{cpx}}) + 78.43 X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}} + 393.81 (X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}})^2 \quad (1)$$

*Ecuación 37 y 39 para el cálculo de temperaturas y presiones utilizando el método de los dos piroxenos modificado por Putirka, 2008*

$$\frac{10^4}{T(^{\circ}\text{C})} = 13.4 - 3.4 \ln \left( \frac{X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}}}{X_{\text{EnFs}}^{\text{opx}}} \right) + 5.59 \ln(X_{\text{Mg}}^{\text{cpx}}) - 8.8 (Mg\#^{\text{cpx}}) \quad (37)$$

$$+ 23.85 (X_{\text{Mn}}^{\text{opx}}) + 6.48 (X_{\text{FmAl}_2\text{SiO}_6}^{\text{opx}}) - 2.38 (X_{\text{Di}}^{\text{cpx}}) - 0.044 P(\text{kbar})$$

$$P(\text{kbar}) = -94.25 + 0.045 T(^{\circ}\text{C}) + 187.7 (X_{\text{Al(VI)}}^{\text{opx}}) + 246.8 (X_{\text{Fm}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}}) \quad (39)$$

$$- 212.5 (X_{\text{En}}^{\text{opx}}) + 127.5 (a_{\text{En}}^{\text{opx}}) - \frac{1.66}{K_f} - 69.4 (X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}}) - 133.9 (a_{\text{Di}}^{\text{cpx}})$$

**Ecuaciones para el cálculo de incertidumbres de las ecuaciones 7 a 14 de este trabajo**

$$(7) \quad \Delta Q = \sqrt{(G_z k)^2 * \left[ \left( \frac{W}{H} \Delta L \right)^2 + \left( \frac{L}{H} \Delta W \right)^2 + \left( \frac{LW}{H^2} \Delta H \right)^2 \right]}$$

$$(8) \quad \Delta \mu = \sqrt{\left( \frac{1}{w} \right)^2 * \left[ \left( \frac{\Delta Q}{H} \right)^2 + \left( \frac{Q}{wH} \Delta w \right)^2 + \left( \frac{Q}{H^2} \Delta H \right)^2 \right]}$$

(9)

$$\Delta \eta = \sqrt{\left( \frac{g}{3\mu} \right)^2 * \left[ (H^2 \text{sen} \alpha \Delta \rho)^2 + (2H \rho \text{sen} \alpha \Delta H)^2 + (\rho H^2 \text{cos} \alpha \Delta \alpha)^2 + \left( \frac{\rho H^2 \text{sen} \alpha \Delta \mu}{\mu} \right)^2 \right]}$$

$$(10) \quad \Delta \tau = \sqrt{g^2 * \left[ (H \text{sen} \alpha \Delta \rho)^2 + (\rho \text{sen} \alpha \Delta H)^2 + (\rho H \text{cos} \alpha \Delta \alpha)^2 \right]}$$

(11)

$$\Delta \tau_c = \sqrt{g^2 * \left[ ((W - 2w_c) \text{sen}^2 \alpha \Delta \rho)^2 + (\rho \text{sen}^2 \alpha \Delta W)^2 + (2\rho H \text{sen}^2 \alpha \Delta w_c)^2 + (2\rho (W - 2w_c) \text{sen} \alpha \text{cos} \alpha \Delta \alpha)^2 \right]}$$

(12)

$$\Delta\eta = \sqrt{\frac{1}{24Q} * [(3w_c \tau_c \text{sen}^2 \alpha \Delta w_c)^2 + (w_c^3 \text{sen}^2 \alpha \Delta \tau_c)^2 + (2w_c^3 \tau_c \text{sen} \alpha \cos \alpha \Delta \alpha)^2 + \left(\frac{w_c \tau_c \text{sen}^2 \alpha}{Q} \Delta Q\right)^2]}$$

$$(13) \quad \Delta t_{Gz} = \sqrt{\left(\frac{1}{G_z k}\right)^2 * (2H \Delta H)^2}$$

(14)

$$\Delta t_{kl} = \sqrt{\frac{1}{3kL_m} * [(H^2 \text{sen} \alpha \Delta W_m)^2 + (2W_m H \text{sen} \alpha \Delta H)^2 + (W_m H^2 \cos \alpha \Delta \alpha)^2 + \left(\frac{W_m H^2 \text{sen} \alpha}{L_m} \Delta L_m\right)^2]}$$