



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Historia eruptiva del volcán
San Isidro y sus alrededores.
Michoacán, México**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Alan Alfredo Márquez Salazar

DIRECTOR DE TESIS

M.C. Sergio Salinas Sánchez



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2025

Agradecimientos.

La realización de este trabajo fue posible gracias al M.C. Sergio Salinas quien compartió sus conocimientos y su pasión por aprender cada vez más. Gracias por ser un tutor tan involucrado y un maestro que se volvió un amigo muy especial con el que estoy seguro seguiremos “sobreviviendo” a nuestra curiosidad de llegar al afloramiento indicado.

Además, al Dr. Harald Böhnel y al proyecto PAPIIT AG101624 “Variación secular y excursiones geomagnéticas en México y alrededores: registros en estalagmitas y rocas volcánicas” con el que se pudieron realizar los estudios de radiocarbono para este trabajo.

Agradecimientos al Ing. Alfredo Victoria Morales por brindar las herramientas necesarias para el desarrollo de este trabajo, así como compartir sus conocimientos petrográficos en esas largas jornadas que me permitió estar en su oficina y al M.C. Gustavo Daniel Cruz Gutiérrez por su valioso trabajo en campo durante la realización de esta tesis, gracias por acompañarme en este camino amigo. También a mis sinodales, la Dra. Marie Noelle Guilbaud, la Dra. Laura Mori y el Dr. Aldo Ramos Rosique que aceptaron revisar este trabajo y por sus comentarios enriquecedores.

La finalización de este trabajo representa el final de una etapa en mi vida a la que tengo que agradecerles a las personas que me han acompañado a este punto.

Agradezco a mis padres, cuyo esfuerzo nos permitió que tuviéramos en que soñar y me dio el privilegio de dedicarme a las cosas que me motivan, ese sentimiento de acercarme a la libertad es algo que no tiene valor calculable. A mi hermana quien fue mi primera maestra y me enseñó este mundo desde su perspectiva e inspiro a su hermano menor, amo saber que cuidas de mí. También a mi esposa Raquel, gracias por siempre creer en mí, por tu amor y la maravillosa familia que me has dado y que viene. Se muy bien lo que busco y gracias a ti voy a encontrarlo.

Finalmente, a mis amigos: Santiago, por darme un lugar donde discutir ideas e incentivar me a ser mejor persona y Byron por tu valiosa amistad y apoyo, siempre estuvieron en los momentos precisos y serán parte de mi vida para siempre. También agradezco a mis amigos de la facultad, Sharon, Elena, Chelo, así como a mis hermanos de tesis Helena, Aaron, Maryann, Mauricio y Mariana con quienes compartí valiosos días de trabajo y mucho campo.

*“Mi sueño es la fina mezcla
entre la risa y el llanto
poder mantener la calma
para gritar cada tanto.
Aunque a veces no lo logre
voy a seguir intentando encontrar
el equilibrio o por lo menos
no voy a dejar de buscar”*

Nada fue en vano- Emiliano German Brancciarì Amarillo

Contenido

| | |
|--|----|
| Resumen | 1 |
| Abstract | 2 |
| Capítulo 1 | 3 |
| 1.1 Introducción..... | 3 |
| 1.2 Objetivos | 5 |
| 1.2.1 Objetivo general..... | 5 |
| 1.2.2 Objetivos particulares | 6 |
| 1.3 Justificación..... | 6 |
| 1.4 Metodología | 8 |
| 1.4.1. Mapa geológico y estructural | 8 |
| 1.4.2 Volumen y morfometría..... | 8 |
| 1.4.3 Muestreo..... | 11 |
| 1.4.4 Petrografía | 11 |
| 1.4.5 Geoquímica | 13 |
| 1.4.6 Fechamiento de ¹⁴ C..... | 13 |
| Capítulo 2 | 15 |
| 2.1 Marco geológico y tectónico | 15 |
| 2.2 Cinturón Volcánico Mexicano | 16 |
| 2.3 Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato..... | 18 |
| 2.3.1 Antecedentes geológicos y trabajos previos | 20 |
| Capítulo 3 | 23 |
| 3.1 Geología de la región de San Isidro y Lagunillas..... | 23 |
| 3.2 Estratigrafía..... | 35 |
| Capítulo 4 | 40 |
| 4.1 Petrología..... | 40 |
| 4.1.1 Volcán San Isidro..... | 40 |
| 4.1.2 Cono Lagunillas II | 49 |
| 4.1.3 Domo La Rosa de San Juan | 50 |
| 4.1.4 Domo Lagunillas | 50 |
| 4.1.5 Flujo de lava Los Puercos..... | 51 |
| 4.1.6 Basamento Lagunillas (Domo La Granja) y Cono Lagunillas I..... | 52 |
| 4.1.7 El Gallo y Yerbabuena | 54 |
| 4.2 Geoquímica..... | 55 |
| 4.2.1 Clasificación química | 55 |

| | |
|--|----|
| 4.2.2 Elementos mayores | 58 |
| 4.2.3 Elementos traza | 60 |
| Capítulo 5 | 64 |
| 5.1 Discusión..... | 64 |
| 5.1.1 Historia Eruptiva regional | 64 |
| 5.1.2 Relaciones petrogenéticas | 65 |
| Conclusiones | 75 |
| Referencias | 77 |
| ANEXOS..... | 85 |
| A. Reología, muestreo y petrografía | 85 |
| A.1. Resultados obtenidos de los parámetros reológicos del volcán San Isidro y Lagunillas II | 85 |
| A.2. Tabla de muestras y tipo de análisis realizado. | 85 |
| A.3. Análisis modal de las muestras descritas en el microscopio petrográfico. | 86 |
| Tabla A.4 Volúmenes de estructuras de la zona de estudio..... | 87 |
| B. Geoquímica..... | 88 |
| B.1 Tabla de resultados de los análisis replicados y la precisión calculada para las muestras enviadas al GeoAnalytical Laboratory of Washington State University en mayo del 2022. | 88 |
| B.2. Datos de geoquímica para las muestras del volcán San Isidro, Lagunillas II y los domos en donde se emplazan. | 89 |
| Cont..... | 90 |
| C Mapa geológico..... | 91 |
| C.1 Mapa geológico del volcán San Isidro y estructuras de los alrededores En el mapa se localizan los 25 sitios visitados y presenta una secuencia de productos efusivos emitidos por el volcán San Isidro y Lagunillas..... | 91 |
| | 91 |

Índice de Figuras

| | |
|---|----|
| Figura 1 Ubicación de la zona de estudio | 4 |
| Figura 2 Perfiles longitudinales | 9 |
| Figura 3 Mapa de localización | 12 |
| Figura 4 Contexto tectónico | 16 |
| Figura 5 Domo La Granja | 25 |
| Figura 6 Muestra de mano Cono Lagunillas I..... | 26 |
| Figura 7 Cono La Yerbabuena..... | 27 |
| Figura 8 Afloramientos de estructuras de la región de estudio..... | 29 |
| Figura 9 Domo Lagunillas e interacción con falla Huiramba..... | 30 |
| Figura 10 Afloramiento de cono San Isidro | 33 |
| Figura 11 Afloramientos de San Isidro y Cono Lagunillas II | 33 |
| Figura 12 Afloramientos de paleosuelos | 34 |
| Figura 13 Columna estratigrafica | 37 |
| Figura 14 Correlación de columnas | 39 |
| Figura 15 Muestras del volcán San Isidro | 41 |
| Figura 16 Laminas delgadas del cono San isidro..... | 42 |
| Figura 17 Lamina delgada SID-2010C..... | 42 |
| Figura 18 Texturas observadas en superficies pulidas..... | 44 |
| Figura 19 Lámina delgada de la muestra SID-2017 | 45 |
| Figura 20 Microfotografía de las muestras del flujo 1A..... | 45 |
| Figura 21 Microfotografía de muestra SID 2014..... | 47 |
| Figura 22 Texturas petrográficas Flujo 2..... | 47 |
| Figura 23 Muestra representativa del flujo 3 | 48 |
| Figura 24 Gráfica de contenido de fenocristales | 49 |
| Figura 25 Laminas delgas del volcán Lagunillas II | 50 |
| Figura 26 Laminas delgadas Domo La rosa de San Juan..... | 51 |
| Figura 27 Microfotografía de la muestra SID-2006..... | 52 |
| Figura 28 Microfotografía del flujo de lavas del volcán Los Puercos | 53 |
| Figura 29 microfotografías del Domo La Granja..... | 53 |
| Figura 30 microfotografías de El Gallo..... | 54 |
| Figura 31 Diagrama TAS | 57 |

| | |
|---|----|
| Figura 32 Diagrama de K_2O vs SiO_2 | 58 |
| Figura 33 Diagramas de elementos mayores..... | 60 |
| Figura 34 Diagramas de elementos traza | 61 |
| Figura 35 Diagrama de tierras raras | 63 |
| Figura 36 Diagrama TAS comparativa con productos del CVMG..... | 66 |
| Figura 37 Muestras representativas de los primeros flujos de lava emitidos por el volcán San Isidro | 68 |
| Figura 38 38 Microfotografía de OI. en donde se observa engolfamientos y reemplazamiento de óxidos. | 69 |
| Figura 39 Diagrama de MgO vs Rb/Sr , | 71 |
| Figura 40 Diagrama de variación de MgO vs Cr | 72 |
| Figura 41 Diagrama de Ni vs MgO de algunos volcanes del CVMG | 73 |
| Figura 42 Diagrama de Ba vs Nb (D'Orazio et al., 2004) para identificar el contexto tectónico. | 74 |

Resumen

Dentro del Cinturón Volcánico Mexicano se encuentra el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), en donde han ocurrido dos erupciones históricas (Jorullo 1759-1776, y Parícutín 1943-1952). Diversos estudios han determinado la complejidad de sus productos, composiciones y estilos eruptivos. Las rocas subalcalinas están presentes en todo el campo, pero las composiciones alcalinas son escasas. Dentro de esta región se encuentran los volcanes San Isidro y el cono Lagunillas II ubicados en el municipio de Huiramba, Michoacán; dicha porción corresponde al Agrupamiento Volcánico La Nieve, cuya actividad comenzó en el Plioceno tardío. En esta región se encuentra la falla Huiramba, la cual es clave en el ascenso del magma y erupciones de la región.

Con el propósito de reconstruir la historia eruptiva del volcán San Isidro y sus alrededores, se realizó un mapeo geológico, así como análisis petrográfico y geoquímico de sus productos. Con ello se presenta una propuesta de la historia eruptiva y petrogenética.

Se realizó una cartografía geológica (escala 1:25,000), a partir de trabajo campo, análisis petrográfico de 24 muestras y análisis geoquímico de elementos mayores para 13 muestras, así como la datación de radiocarbono de dos paleosuelos en productos del volcán San Isidro. Con el apoyo de los sistemas de información geográfica (SIG), se realizó el modelado del paleorelieve para calcular volúmenes eruptivos, viscosidad de flujos de lava, así como otros parámetros morfométricos.

Como resultado se identificaron domos, conos de escoria y flujos de lava, que definen un arreglo espacial asociado a la falla Huiramba. El volcán San Isidro hizo erupción en el Pleistoceno tardío (~21.5 o 12 ka.), aunque se tienen discrepancias en su datación. Se considera que el último evento eruptivo fue el de Lagunillas II, no obstante, pudo ocurrir a la vez del volcán San Isidro. Geoquímicamente, los productos son traquiandesitas basálticas con un patrón de enriquecimiento en elementos incompatibles (K_2O , Na_2O , LREE). Los datos muestran una evolución composicional atribuida a procesos de cristalización fraccionada, evidenciada por el incremento en el contenido de sílice y la progresiva aparición de clinopiroxeno. No obstante, se necesitan datos isotópicos que lo confirmen. Se propone que el volcanismo de la región es producto de la actividad estructural local, propiciada por la falla Huiramba, que facilitó el ascenso del magma. El volcán San Isidro representa una estructura volcánica reciente con productos asociados a procesos de cristalización fraccionada.

El presente mapeo busca ofrecer una base geológica para futuros estudios geoquímicos e isotópicos. La propuesta de historia eruptiva de la región pretende ayudar en la comprensión del vulcanismo distribuido del Pleistoceno en el CVMG.

Abstract

The Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (MGVF) is a notable part of the Mexican Volcanic Belt (MVB), because it has hosted two historic eruptions: Jorullo (1759–1776) and Parícutin (1943–1952). Numerous studies have demonstrated the complexity of magmatic products, eruptive compositions, and styles. While subalkaline rocks are widespread throughout the MGVF, alkaline compositions are comparatively rare. In this region are located the San Isidro volcano and the Lagunillas II scoria cone, both situated within the municipality of Huiramba, Michoacán. This area is part of the La Nieve Volcanic Cluster, whose volcanic activity began in the Late Pliocene. The Huiramba Fault, also located in this region, played a key role in magma ascent and in triggering eruptive events in the area.

The main objective of this work is to reconstruct the eruptive history of the San Isidro volcano and its surroundings through the geological, petrographic, and geochemical characterization of its volcanic products. A proposed eruptive history of the region and the petrogenesis of recently emitted products are presented.

To achieve this, geological mapping (1:25,000 in scale) was conducted, along with field sampling and the petrographic analysis of 24 thin-section samples and geochemical analyses were carried out on 13 rocks. Two paleosols underlying San Isidro products were dated using radiocarbon techniques. In addition, using Geographic Information Systems (GIS), a paleo-relief reconstruction was carried out, to estimate eruptive volumes, as other morphometric parameters.

As a result, lava domes, scoria cones, and lava flows were identified, which display a spatial alignment associated with the Huiramba Fault. The San Isidro volcano was dated to the Late Pleistocene (~21.5 or 12 Ka), although some discrepancies in the radiocarbon dates remain. This event may have occurred concurrently with the Lagunillas II eruption. From a geochemical perspective, the analyzed rocks correspond to basaltic trachyandesites, exhibiting enrichment in incompatible elements such as K_2O , Na_2O , and Light Rare Earth Elements (LREEs). A compositional evolution was observed in the San Isidro products, attributed to fractional crystallization, supported by increasing silica content and the progressive appearance of clinopyroxene. Nevertheless, certain enrichments may be attributed to other processes that remain unresolved due to the lack of isotopic data.

This study confirms that volcanism in the region was largely controlled by local structural activity, particularly the role of the Huiramba Fault, which facilitated magma ascent. The San Isidro volcano represents a young volcanic center with products mainly derived from fractional crystallization, although other magmatic processes cannot be ruled out. Finally, this research aims to provide a scientific basis for future geochemical and isotopic investigations through the development of an original geological map and a proposed eruptive history of the region.

Capítulo 1

1.1 Introducción

La república mexicana está inmersa en una compleja dinámica debido a la configuración de placas tectónicas que la constituyen; su dinámica provoca el vulcanismo en la región. Esto propicia la formación de diversos relieves que son de gran importancia para el desarrollo económico y social del país. Debido a lo anterior, se vuelve importante estudiar los diferentes tipos de vulcanismo que se producen.

De los tipos de vulcanismo, posiblemente el de mayor importancia para este trabajo, es el vulcanismo monogenético o distribuido (Le Corvec, 2013; Cañon-Tapia, 2016). Representan un sistema magmático de menor volumen respecto a los volcanes poligenéticos y se caracterizan por eventos eruptivos de corta duraciones dentro del rango de días a años, rara vez décadas (Connor, 1987; Valentine, 2015; Kereszturi, 2013). La importancia de este tipo de volcanes se debe a su dificultad para predecir una erupción y su ocurrencia en grupos en una región.

El estado de Michoacán, ubicado en la zona centro de México, contiene parte de la provincia fisiográfica denominada como Cinturón Volcánico Mexicano (CVM); que es la cordillera con más volcanes activos en el país (Fig. 1). Este estado de la República se considera de suma importancia debido al registro de alta actividad sísmica y volcánica (Siebe et al., 2014; Legrand et al., 2023).

En Michoacán, históricamente se han registrado sismos de gran magnitud que han afectado el centro del país (Garduño-Monroy, 1998). Estos acontecimientos son resultado de la dinámica de las placas de Cocos y Rivera, que subducen por debajo de la placa norteamericana, a lo largo de la zona de subducción denominada como la Trinchera Mesoamericana. El resultado de este ambiente tectónico es la formación del arco magmático continental CVM, formado durante el Neogeno-Cuaternario (Pardo, 1995). En el CVM se encuentra la mayoría de los volcanes activos en México, además de campos dominados por estructura monogenéticas; uno de ellos concentra más de 1,000 volcanes, en lo que se ha llamado Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG; Fig. 1) (Hasenaka 1985a y b).

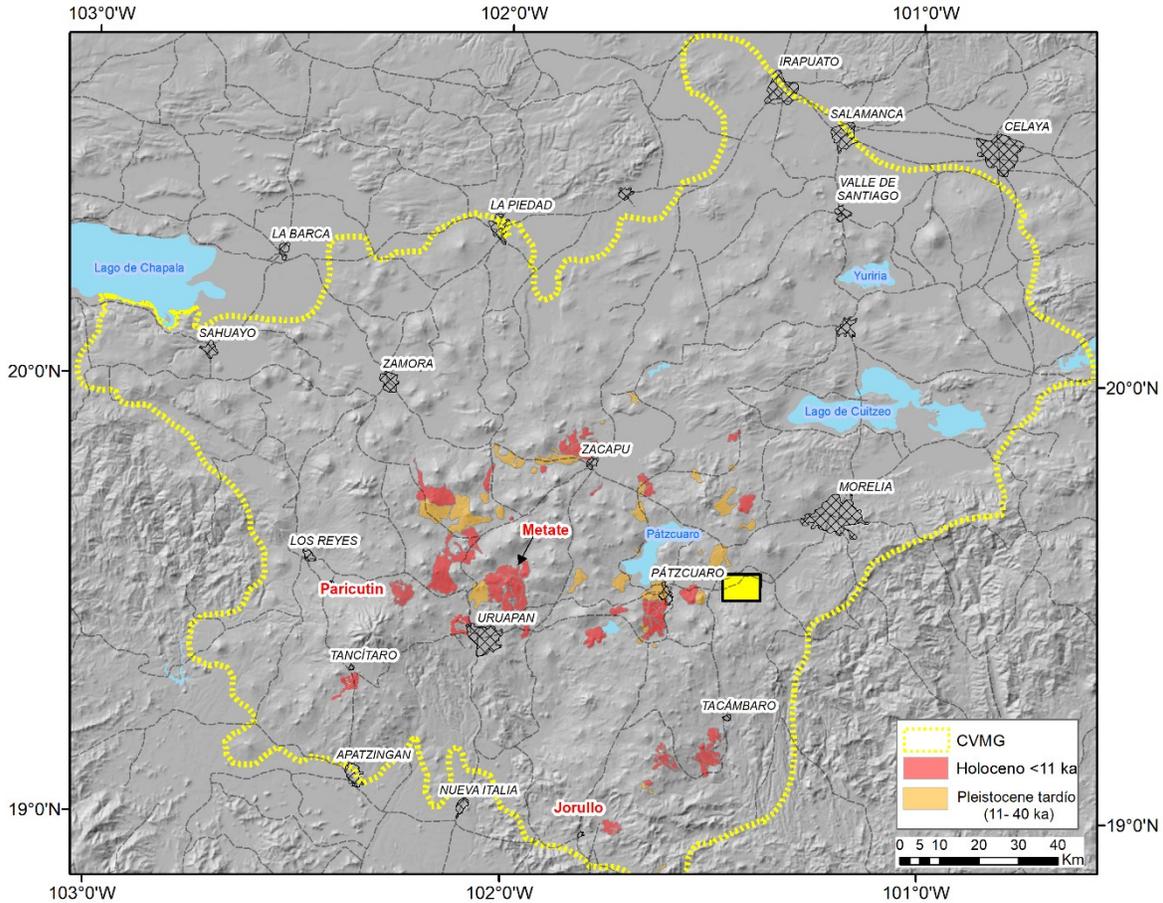


Figura 1 Ubicación de la zona de estudio (cuadro amarillo) dentro del Campo Volcanico Michoacan Guanajuato. Se muestran las principales localidades y los volcanes históricos del Parícutin y Jorullo, así como las estructuras datadas hasta el momento del Holoceno y Pleistoceno tardío (de acuerdo con Siebe et al., 2014).

Los campos volcánicos usualmente describen a un grupo de estructuras, típicamente monogenéticas o una mezcla de estas con poligenéticas, aunque los criterios de delimitación siguen siendo arbitrarios (Cañon-Tapia 2016). Generalmente los campos de volcanismo distribuido están compuestos por una alta concentración de grupos (*clusters*) de volcanes con erupciones de corta duración y bajos volúmenes, cercanos a los 0.001-0.1 km³ (Walker, 2000; Németh, 2010). Su génesis está determinada por el surgimiento de pequeños lotes de magma que definen sus características litológicas, físicas, químicas y geomorfológicas (Németh, 2010). De esta manera, los volcanes pueden emerger como centros aislados de volcanes compuestos o como campos (Connor, 1987; Kereszturi y Németh, 2013; Németh y Kereszturi, 2015; Smith y Németh, 2017).

El CVMG es el campo más grande y voluminoso de México; es considerablemente más grande que los campos monogenéticos en promedio (Hasenaka y Carmichael, 1985a;

Hasenaka, 1994). En este campo, durante los últimos 300 años, han ocurrido las dos erupciones más recientes del CVM: Jorullo (1759–1776) (Fries, 1953; Guilbaud et al., 2011) y Parícutín (1943–1952) (Luhr y Carmichael, 1985a; Luhr y Simkin 1993) (Fig. 1). Pero recientes estudios han determinado otras erupciones ocurridas en los últimos 3 mil años, como la del volcán Metate (DC 1250; Chevrel et al., 2016a), El Astillero y Pedregal (DC 700-500; Larrea et al 2019), Cicapien (DC 193 ± 62; Maghaub et al., 2019) y Malpais de Cutzaróndiro (410-320 AC; Maghaub et al., 2017).

El presente estudio se enfoca en un área al sur de la cuenca del lago de Cuitzeo, localizada en el municipio de Huiramba, Michoacán (Fig. 1). Aquí los edificios volcánicos se emplazaron cerca del sistema de fallas del Graben de Tarímbaro (Gómez-Vasconcelos et al., 2021), divergente al sistema de fallas Chapala-Acambay (Suter et al., 1991) con orientación E-W a NE-SW, en donde se presentan actualmente fallas activas de tipo lístricas de componente normal (Garduño-Monroy et al., 2009). El área de estudio tiene ocho estructuras volcánicas. Esta investigación se enfoca en el estudio del volcán San Isidro y el cono de escorias Lagunillas II, mismos que no se encuentran afectados por la falla Huiramba. La falla tiene una orientación NE-SW; lo que invita a considerar que fueron el último pulso eruptivo de la zona.

El peligro de futura actividad en este tipo de campos sigue siendo un tema importante de estudio, por lo cual, es necesario detallar cada una de las estructuras volcánicas y comprender más sobre sus características eruptivas, volúmenes emitidos, edad, duración, geoquímica, tectónica e intervalos de recurrencias (Smith y Németh, 2017; Larrea et al., 2019; Ramírez-Uribe et al., 2022). De esta manera se puede preparar y diseñar estrategias de monitoreo, que disminuyan la exposición al peligro que representa el eventual surgimiento de un nuevo volcán; esto al tener en cuenta la proximidad de los centros urbanos a esta área, como lo está de la Ciudad de Morelia (Fig. 1).

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Elaborar el estudio geológico de los volcanes San Isidro y Lagunillas II, mismo que incluye la cartografía, caracterización física (volumen emitido), petrográfica y geoquímica, así como determinar su historia eruptiva y proponer aspectos petrogenéticos.

1.2.2 Objetivos particulares

- Elaborar la cartografía geológica de la región en donde se encuentran los volcanes San Isidro y Cono Lagunillas.
- Realizar columnas estratigráficas que permitan determinar la historia eruptiva en la región.
- Calcular los volúmenes emitidos y las características morfométricas que permitan estimar los parámetros eruptivos y la duración.
- Realizar las descripciones petrográficas de los productos emitidos.
- Describir la geoquímica de los productos emitidos por el volcán San Isidro y Cono Lagunillas II.
- Diseñar una propuesta petrogenética que explique las características petrológicas y geoquímicas.

1.3 Justificación

Este trabajo es pertinente para extender los conocimientos estratigráficos, petrográficos y geoquímicos de las estructuras volcánicas que conforman el sector central del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). El estudio se llevó a cabo en la zona de Huiramba, Michoacán, donde recientemente comenzaron a realizarse estudios acerca del vulcanismo (Avellán et al., 2024).

Esta zona fue de interés, debido a que morfológicamente la falla Huiramba corta múltiples volcanes con excepción del volcán San Isidro, razón por la que se consideró como una estructura volcánica reciente. También se reconoce que los productos del volcán San Isidro cubren la traza de la falla, por lo que se buscó entender las relaciones que tiene la actividad volcánica de la región con la geología estructural de la zona (fallas locales).

Durante la última década, ha habido un aumento en los estudios que intentan entender el origen y evolución del CVMG. Actualmente las líneas de investigación tratan de explicar el origen del vulcanismo de menor volumen, así como su evolución a lo largo del tiempo, esto mediante análisis químicos y petrográficos. Respecto a las composiciones de las rocas del CVMG disponibles, se encuentran las regiones de: Tacámbaro, Jorullo, Tancítaro, Alberca de Guadalupe, Zacapu, Pátzcuaro y Norte de Morelia. En cada una de ellas se observan

similitudes de composiciones calco-alcálicas y sub-alcálicas con contenidos medios de potasio y en menor abundancia, altos contenidos de potasio (Osorio-Ocampo et al., 2018; Larrea et al., 2019; Ramírez et al., 2019; Guilbaud et al., 2019; Gómez-Vasconcelos et al., 2020).

La importancia de estas líneas de investigación ha sido determinar diferentes tipos de magma que han entrado en erupción a lo largo del tiempo. Estos nuevos datos ayudarán a mejorar la comprensión de la distribución y los intervalos de recurrencia del vulcanismo en la región.

Por otro lado, resaltan los antecedentes sísmicos de la región de Uruapan-Tancitaro-Los Reyes, de tipo enjambres. Por ejemplo, en el año 2020, durante los meses de enero y marzo, 3,294 sismos fueron localizados en esa zona (SSN, 2020). El 30 de mayo y 3 de septiembre del 2021 otro enjambre con 1,083 eventos sucedieron en la región (SSN, 2023). En ambos casos la sismicidad ocurrió a profundidades mayores de 10 km. Durante el año 2022 la actividad disminuyó. Sin embargo, el 23 de septiembre de 2022 se registró un sismo con magnitud 3.8 Mw a 5 km al noreste de Los Reyes de Salgado, Michoacán, dando lugar a un incremento notable en la sismicidad en los alrededores, región cercana a la actividad presentada el 16 de marzo de 2023 (SSN 2023). Estos episodios han ocurrido a la par de los enjambres sísmicos de 1997, 1999, 2000 y 2006 (Legrand et al., 2023). La importancia de esta actividad se ha relacionado con el movimiento del magma y su posible ascenso a la superficie, lo que daría paso a la formación de un nuevo volcán, situación que no queda descartada, esto debido a los registros históricos recientes de los nuevos volcanes que se han formado: Parícutín y Jorullo (Legrand et al., 2023).

De acuerdo con lo anterior, existe una amplia diversidad de productos volcánicos emitidos en las regiones denominadas como campos de vulcanismo monogénico o distribuido. Las magnitudes e intensidades también varían, por lo que además de reconocer la naturaleza del magma que desencadena estas erupciones, conviene tener un amplio abanico de escenarios producidos por este vulcanismo en la región. De esta forma, el mapeo es fundamental para el trabajo geológico, la toma de muestras, así como sus descripciones minerales y geoquímicas, lo que permite el desarrollo de hipótesis genéticas. Todo ello ayuda en el diagnóstico de parámetros como magnitud y alcance de los productos emitidos.

1.4 Metodología

1.4.1. Mapa geológico y estructural

A través del portal del INEGI se obtuvieron los Modelos Digitales del Terreno en formato *bil* (*band interleaved by line*), con resolución de 5 m de las cartas E14A22e y E14A22f posteriormente se unieron y obtuvieron las curvas de nivel a cada 10 metros (INEGI 2019). Con dicha información se procedió a ingresar los datos a un Sistema de Información Geográfica (SIG), en este estudio se usó la *ArcGis* y su editor de datos *ArcMap*, usamos las herramientas de modelos de sombreado del relieve y 3D. Como complemento de la investigación se obtuvieron imágenes de satélite *Sentinel 2*, descargadas de la página <https://scihub.copernicus.eu/>, así como el uso de imágenes de *Google Earth*. Con estos insumos se identificaron las características morfológicas y estructurales de la región, así como los posibles contactos entre los flujos producidos por las distintas estructuras y con ello se realizó una estimación de la estratigrafía, misma que fue validada con trabajo de campo.

1.4.2 Volumen y morfometría

Para determinar los volúmenes de los productos emitidos se utilizó un método de cálculo por sobreposición de modelos digitales de elevación a través de un SIG que consistió en la reconstrucción de curvas de nivel y extracción de volúmenes por medio de la herramienta *Surface Difference* del software *ArcMap*, a partir de reconstrucciones *TIN* (*Triangular Irregular Networks*) (Guilbaud et al., 2012; Vargas, 2019). Para ello, extraemos las curvas de nivel de cada flujo o estructura seleccionada, así tenemos 2 configuraciones de curvas diferentes: las originales y las curvas sin el flujo o estructura seleccionada (Fig. 2) Como resultado se obtienen mapas de curvas de nivel de la zona, pero sin el flujo seleccionado, posteriormente procesamos en función del mapa de curvas originales.

Para que la construcción de la paleo-topografía sea precisa, Vargas (2019) describe los criterios a seguir: no exagerar los rasgos o rugosidad del relieve, guardar una continuidad morfológica con el relieve circundante, la curva que se crea debe guardar una relación cóncava respecto a la curva original, es decir, se reconstruye la topografía por donde el flujo pueda descender y no detenerse o bifurcarse, por último, no debe exceder la topografía real. El orden de reconstrucción siempre debe ser de las curvas con menor altitud a las de mayor; en todo momento se utilizó como referencia las líneas que unen los extremos de

cada curva de nivel correspondientes a la misma altura y durante el trazado el mapa de curvas originales siempre debe estar como base para definir el trazo de estas.

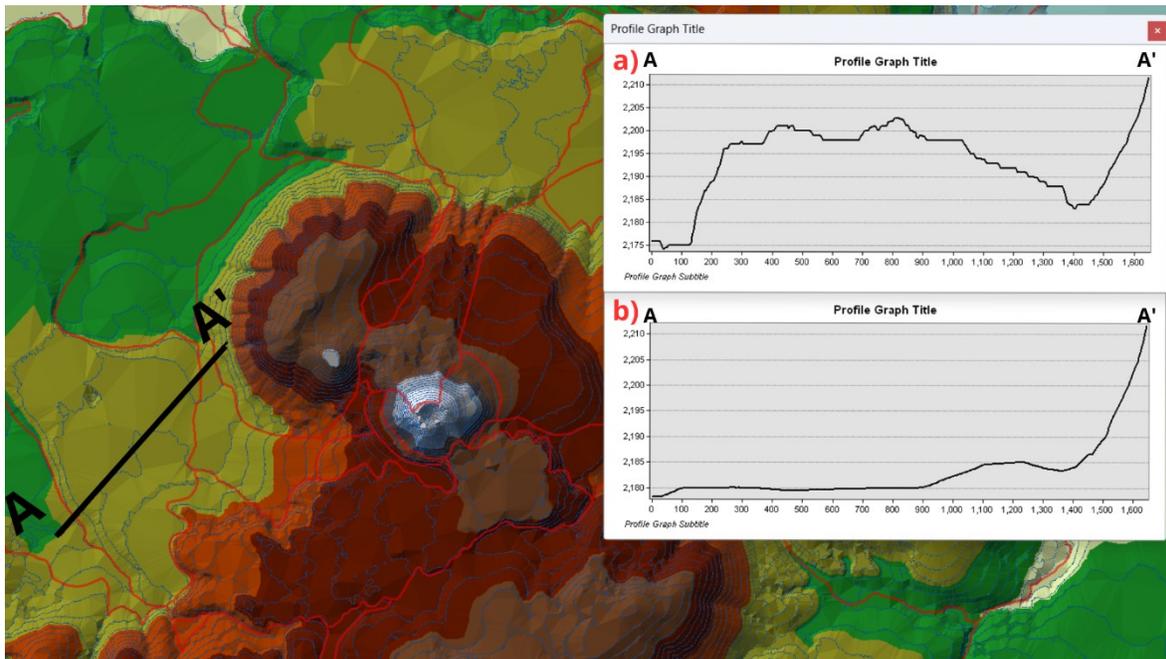


Fig. 2 Perfiles longitudinales del Flujo 1A. Grafica a) Perfil de MDE original, se muestra el relieve actual del flujo 1A (realizado con Profile Graph). Grafica b) Perfil del MDE creado sin el flujo 1A. La diferencia observada es procesada con la herramienta Surface Difference y el resultado del volumen se obtiene al comparar ambos MDE.

Para los fines de esta investigación, utilizamos en todo momento los criterios descritos y el relieve actual como referencia. Adicionalmente usamos como apoyo de la reconstrucción, los modelos creados a partir de perfiles realizados con la herramienta *Profile Graph* (Fig. 2), de esta manera fue posible determinar los espesores para cada uno de los flujos y la diferencia de altura para cada estructura.

Calculamos los parámetros de longitud, pendiente, espesor o altura (dependiendo si es cono o flujo de lava), ancho y largo de cada flujo de lava de los volcanes San Isidro y Lagunillas II. Estos datos fueron utilizados para calcular los tiempos de emplazamiento y tasas eruptivas, de acuerdo, con las fórmulas de Kilburn y Lopes (1991) y Pinkerton y Wilson (1994), modificadas por Chevrel et al. (2016b).

La pendiente por la cual avanzó cada flujo de lava fue obtenida mediante el trazo de diversos perfiles longitudinales sobre los MDE, en cada flujo de lava. En todo momento fueron evitadas las morfologías que alteran la topografía (levees y crestas). Con estos datos

obtuvimos el promedio de pendiente para cada flujo, así como de las estructuras volcánicas a las que pertenecen.

Sobre los MDE medimos el ancho (distancia entre la base de ambos *levees* como se indica en Chevrel et al., 2016) y el largo de los flujos a partir de los focos emisores hasta la zona más distal de cada uno, además extrajimos el valor promedio por estructura. Para los conos solo consideramos el ancho respecto al diámetro de la base.

Respecto a los aspectos reológicos, realizamos diferentes metodologías para calcular diferentes parámetros:

La viscosidad de los flujos de lava se obtuvo a partir de la ecuación de Jeffreys (1925) la cual describe la velocidad de un flujo newtoniano, esta fórmula fue modificada por Pinkerton y Wilson (1994) y se expresa de la siguiente manera:

$$\mu = \frac{\rho g H^4 \text{sen} \alpha}{nkLGz}$$

En donde:

ρ = densidad de flujo de lava*

α = Pendiente promedio del terreno por el que el flujo se movió

g = constante gravitacional terrestre

H = espesor del flujo

L = largo del flujo (desde su fuente)

n = factor de Jeffreys (igual a 3 para flujos con ancho mayor al espesor de acuerdo con Chevrel et al., 2016b)

k = Coeficiente de difusividad térmica ($4.2 \times 10^{-7} \frac{m^2}{s}$ para lavas en bloque, de acuerdo con Kiburn y Lopes, 1991)

Gz = numero de Grätz (300 para flujos basálticos)

*La densidad aparente de cada flujo de lava (Anexo A.1) fue obtenida mediante el *software Kware Magma del IUGS* que utiliza datos geoquímicos de la composición de roca, información de la pérdida de volátiles por ignición (LOI), además del porcentaje de fenocristales, este dato fue recopilado con el trabajo petrográfico, así como el tamaño promedio de las vesículas, ambos descritos más adelante en este capítulo.

El tiempo de emplazamiento se calculó mediante la ecuación propuesta por Kilburn y Lopes (1991) y modificada por Chevrel et al. (2016b).

$$t_{emp_m} = \frac{W_m H_m^2 \text{sen } \alpha}{nkL_m}$$

En donde:

W_m = ancho de flujo de lava

H_m = espesor del flujo

α_m = pendiente del flujo

L_m = largo del flujo

Por último, la tasa eruptiva representativa obtenida para los volcanes San Isidro y Lagunillas II (Tabla A1), fue calculada a partir de la ecuación de Pinkerton y Sparks (1977) y Pinkerton y Wilson (1994) que se describe como:

$$\tau_m = \frac{kL_m Gz}{H_m W_m}$$

1.4.3 Muestreo

El trabajo en campo consistió en la visita de cada una de las unidades encontradas en el mapeo preliminar, además se utilizaron documentos de apoyo como las cartas topográficas (INEGI, 2019; escala 1:150,000) e imagen de satélite (Fig. 3). Una vez en la zona, con los instrumentos necesarios se procedió a cotejar, corroborar y definir de manera precisa las estructuras volcánicas localizadas como fueron: domos, conos de escorias, flujos de lava y volcanes escudo. Posteriormente se realizó la descripción de 25 sitios visitados (Fig. 3), con lo que se pudo realizar el mapa geológico (escala 1:25.000) a detalle de la zona. También se obtuvo una aproximación estratigráfica, esto por métodos de superposición y análisis de contactos entre flujos y otras litologías.

1.4.4 Petrografía

Para realizar la petrografía se utilizaron muestras significativas de cada estructura, de las cuales se elaboraron láminas delgadas para el análisis en el microscopio petrográfico. Estas fueron realizadas por *Brandt Engineering and Microanalysis*. El análisis óptico se realizó con un microscopio de luz polarizada *Carl Zeiss Microscopy GmbH* en la Facultad de

Ingeniería. Con él se obtuvieron fotografías de las fases minerales más representativas, mismas que sirvieron para ilustrar las características petrográficas de las muestras.



Fig. 3 Mapa de localización con los sitios visitados, se hace la diferencia de los sitios con lámina delgada, análisis geoquímico (Anexo A2) y descripción estratigráfica.

Este análisis consistió en describir el tipo de matriz y composición mineral de la roca, así como la ocurrencia de minerales en porcentaje, tamaño promedio y texturas representativas. En total se realizaron 24 láminas delgadas que abarcan la mayoría de las estructuras de la región (Anexo A.2). Para los análisis modales se utilizó el programa *JmicroVision*, que permite estimar la proporción de las fases determinadas por el usuario. Para ello se escanearon las láminas delgadas en un escáner modelo EPSON *PERFECTION V600 Photo* a resolución de 6400 ppi con luz polarizada y luz natural. Con los escaneos se realizó un conteo de rejilla azarosa (*Random grid*) de 500 puntos, en donde se diferenciaron vesículas, matriz o masa fundamental, fenocristales (>0.3 mm) y microfenocristales (>0.03 a <0.3 mm), de las distintas especies minerales (Anexo A.3). Cabe señalar que, aunque la distinción de los minerales depende de las características ópticas, el conteo se realizó sobre un escaneado de las láminas delgadas de alta resolución (resolución de negativo fotográfico), por lo que el reconocimiento de la composición de los microlitos (<0.03 mm) fue difícil.

1.4.5 Geoquímica

Adicionalmente solicitamos el análisis geoquímico de roca total de elementos mayores y algunos elementos trazas. Enviamos 13 muestras para este análisis, con determinación de *LOI* (*loss of ignition*), así como la precisión de 19 elementos. Este estudio fue realizado por el *GeoAnalytical Laboratory de la Washington State University*, por medio del *ThermoARL Advant'XP+ Automated Sequential Wavelength Spectrometer*. Para ello las muestras fueron trituradas y molidas en superficies de carburo de tungsteno hasta alcanzar partículas finas de las cuales 3.5 gr fueron mezcladas con 7 gr de tetraborato de litio, posteriormente fueron doblemente fundidas hasta obtener vidrios que fueron cargados dentro del espectrómetro de fluorescencia de rayos X. Los análisis de las muestras enviadas fueron analizados junto con tres estándares de la USGS (AGV-2, BCR-2 y GSP-2), además de un análisis duplicado para evaluar la precisión, el cual fue con la muestra SID2006. Con base en lo anterior se obtuvieron los límites de determinación con 2-sigma para los elementos mayores y algunos elementos trazas (Anexo B.1). Para más información puede consultar Johnson et al. (1999), y Kelly (2018), o en el sitio web del *Peter Hooper GeoAnalytical Lab of Washington State University* (<https://environment.wsu.edu/facilities/geoanalytical-lab/>).

Entre las muestras analizadas, se incluyen los 3 flujos del volcán San Isidro, el flujo y cono de volcán Lagunillas II y Los Domos La Rosa de San Juan y Lagunillas (Anexo B.2). La entrega de los datos fue normalizada para los elementos mayores, pero no para los elementos traza, los cuales se normalizaron de acuerdo con algunas composiciones promedias (N-MORB, Condrita, etc.).

1.4.6 Fechamiento de 14C

Fueron colectadas dos muestras de paleosuelos (SID2012 y SID2020) directamente en contacto con los productos emitidos por el volcán San Isidro. Los análisis de radiocarbono fueron procesados en *International Chemical Analysis Inc.* (ICA). De acuerdo con ICA (<https://www.radiocdating.com/>), el procedimiento inició con un pretratamiento a base de ácido (*AO acid only*), técnica típica del protocolo aplicado a los sedimentos orgánicos. La muestra fue tamizada mecánicamente, después fue disuelta en HCl y removieron los carbonatos. La solución se vierte en un líquido neutro para posteriormente dejar secar y preparar para su combustión. Por al menos 30 minutos la muestra fue expuesta a una temperatura cercana a los 800°C, el gas obtenido fue convertido en grafito por medio de una destilación en frío y fue removido el contenido de agua. Finalmente, el residuo fue

compactado en un cátodo de aluminio para colocarlo en un magazín que fue expuesto a una fuente de iones en el acelerador de espectrometría de masas (AMS). A la par midieron muestras de control de calidad para determinar la precisión del análisis. Las edades obtenidas fueron post-procesadas para calcular la edad convencional, que posteriormente permitió calibrar a fechas calendarias por medio del programa IntCal20 (<http://calib.org/>; Stuiver y Reimer, 1993).

Capítulo 2

2.1 Marco geológico y tectónico

La geología de la república mexicana es el resultado de múltiples eventos tectónicos propiciados por su entorno geodinámico y la configuración de las placas. Esta dinámica ha formado diversos sistemas montañosos que son de gran importancia para el desarrollo económico y social del país.

México está constituido por la placa continental de Norteamérica, tiene como límites al sur la falla Motagua-Polochic, al oeste la dorsal del Mar de Cortes, que se convierte en el límite transformante que contiene a la falla de San Andrés en Estados Unidos, al norte. En el margen suroccidental se encuentra la Trinchera Mesoamericana, en donde subducen las placas oceánicas de Cocos y Rivera (Ferrari et al., 1999).

Este marco geodinámico ha emplazado una gran cantidad de magmatismo dentro del continente. Entre las provincias magmáticas más importantes se encuentra el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). El cual es un arco magmático continental formado durante el Neógeno-Cuaternario, asociado a la subducción de las placas de Cocos y Rivera (Fig. 4), por debajo de la placa norteamericana a lo largo de la zona denominada como la Trinchera Mesoamericana (Pardo y Suarez, 1995). En esta región existe la mayor concentración de volcanes en el país, la variedad de formas es muy extensa con volcanes compuestos, de tipo escudo, calderas, erupciones fisurales, domos, maares y conos de escoria (Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2018). La composición de los magmas emitidos es típicamente calco-alcalina, algunos trabajos muestran suites alcalinas (Cebriá et al., 2011; Guilbaud et al., 2019; Gómez et al., 2024).

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) está ubicado en la parte central del CVM, a una distancia de 130-200 km de la Trinchera Mesoamericana y cubre una extensa región entre la Laguna de Chapala al oeste y el estado de Querétaro al este (Hasenaka y Carmichael, 1985a; Ferrari et al., 1990) (Fig. 1). En el CVMG se ha reportado un régimen extensional con fallas normales en direcciones preferenciales E-O y NE-SO (Suter et al., 2001; Garduño-Monroy et al., 2001; Gómez-Vasconcelos et al., 2021).

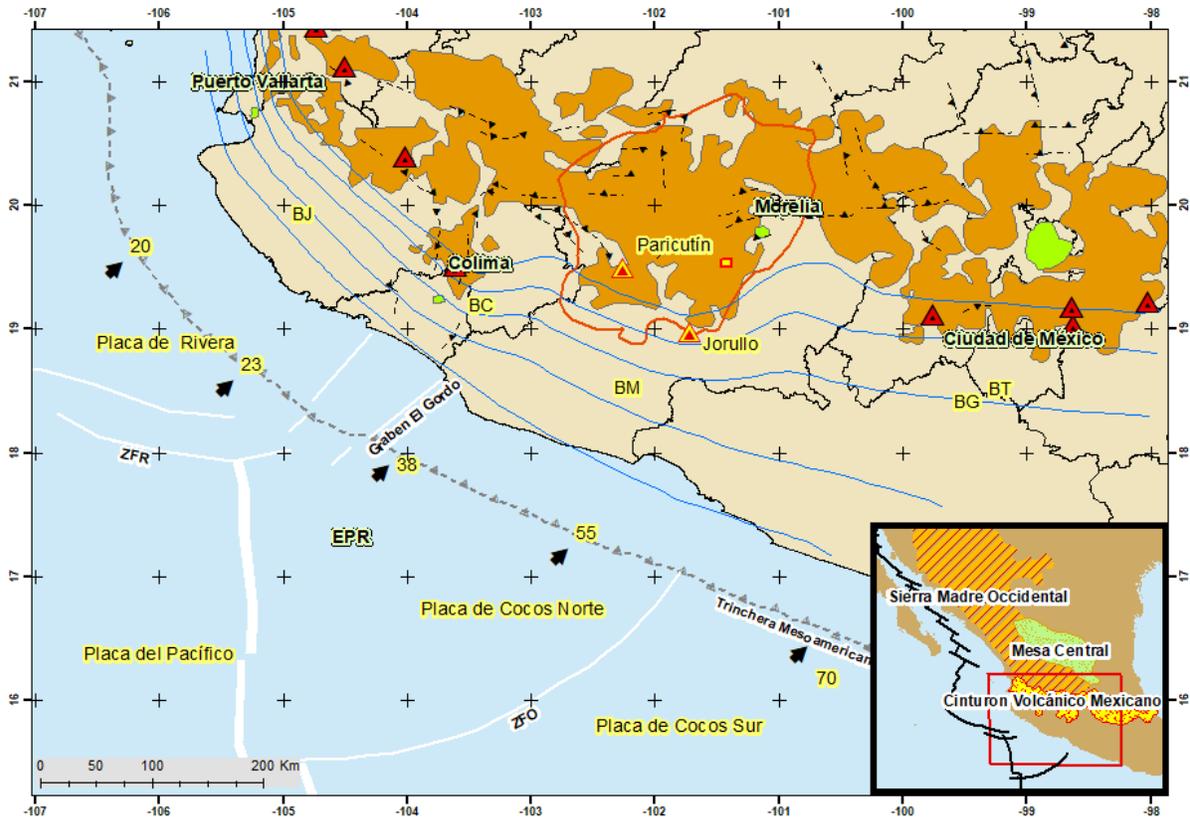


Fig. 4 Contexto tectónico. Acercamiento del sector occidental y central del CVM (marrón). Con triángulos negros se representan los volcanes activos, los triángulos rojos los históricos conos de escoria del Parícutin y Jorullo dentro del CVMG (línea roja). También se muestran las isóbatas de la subducción de las placas Cocos y Rivera (líneas azules), seguido de las Zonas de Fractura de Rivera y Orozco (ZFR y ZFO, respectivamente). BJ = Bloque Jalisco; BM = Bloque Michoacán; BC = Brecha de Colima; BT = el Anticlinal de Tzitzio. Los números cerca de las flechas a lo largo de la Trinchera Mesoamericana indican las velocidades de subducción en mm/año (tomado y editado de Mazzoldi et al., 2020). B) Se muestra el contexto geodinámico y la localización del CMV, junto con la otra gran provincia magmática de la Sierra Madre Occidental (SMO).

2.2 Cinturón Volcánico Mexicano

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), es el arco volcánico Neógeno más grande de Norteamérica, su extensión abarca la parte central del país en una franja entre las latitudes $18^{\circ} 30' N$ y $21^{\circ} 30' N$, sobre el extremo sur de la placa norteamericana (Demant, 1978; Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2012). Sigue una tendencia ONO-ESE en el sector occidental y E-O en el sector central y oriental, se dispone transversalmente en relación con la mayoría de las provincias geológicas mexicanas, con una tendencia NNO-SSE (Ortega-Gutiérrez et al., 2008), por lo que comúnmente es llamado cinturón o eje volcánico transversal (Fig. 4).

Ocupa una superficie de 160,000 km², está constituido por un aproximado de 8,000 estructuras volcánicas y cuerpos intrusivos (Siebe et al., 2014; Mazzoldi et al., 2020). El CVM tiene ~ 1200 km de largo con un ancho irregular de ~ 80 a 230 km. Su origen ha sido explicado por la subducción de las placas Cocos y Rivera debajo de la placa Norteamericana, a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Nixon, 1982; Pardo y Suárez, 1995; Gómez-Tuena et al., 2005). Muestra una configuración variable, con concentración de conos de escoria, volcanes de cono simple, complejos, volcanes tipo escudo, estructuras freatomagmáticas y mesetas volcánicas; cada una de estas variaciones ha sido explicada a partir de la tectónica regional (Johnson & Harrison, 1989; Ferrari et al., 1999; Suter et al., 1995a; Ferrari et al., 2012).

Su actividad comenzó en el Mioceno medio (~15 Ma) y actualmente sigue activo (Siebe y Macías 2006; Ferrari et al. 2012). El origen del CVM ha sido descrito en diversos modelos geodinámicos, pero la mayoría lo relaciona con la subducción, como resultado de la interacción entre las placas de Cocos y Rivera debajo de la placa de Norteamérica (Ferrari et al., 1994; Macías, 2007). Las placas oceánicas de Cocos y Rivera tienen edades de 10-25 Ma, subducen a lo largo de la Trinchera Mesoamericana a tasas variables: ~30 mm/año para Rivera y 50 a 90 mm/año para Cocos (DeMets y Traylen, 2000; DeMets 2001; Pérez-Campos et al., 2008) (Fig. 4).

Aunque es un arco complejo con diferencias isotópicas, geoquímicas, geocronológicas y tectónicas significativas, sus productos presentan una firma calco-alcalina (Gómez-Tuena et al., 2005). Por ejemplo, en el sector oriental el volcanismo intermontano de Serdán-Oriental presenta una firma sub-alcalina bimodal (basalto-riolita) (Cavazos et al., 2024); mientras que en el sector occidental la composición de las rocas muestra firmas alcalinas y sub-alcalinas (Ruiz-Mendoza et al., 2021). En este mismo sector del CVM se ha reportado la existencia de un inusual frente volcánico potásico (Lange y Carmichael, 1991). Las rocas calco-alcalinas relacionadas con la subducción, aparentemente dominan en volumen, sin embargo, existen lotes de rocas con afinidades geoquímicas de volcanismo intraplaca de altos valores de potasio y más raramente adakíticos (Gómez-Tuena et al., 2007; Ferrari et al., 2012; Guilbaud et al., 2019; Gómez-Calderón et al., 2024).

Los grandes volcanes centrales contrastan con el abundante volcanismo distribuido generalizado en todo el CVM. Algunos de estos campo de conos de escoria son el de Compostela (Ruiz-Mendoza et al., 2021), Mascota (Carmichael et al., 2006; Ownby et al., 2007), Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (MGVF) (Hasenaka y Carmichael, 1985a),

Valle de Bravo (Aguirre-Díaz et al., 2006), Chichinautzin (Del Pozzo, 1982; Siebe et al., 2004a; Arce et al., 2013), Apan-Tezontepec (García-Palomo et al., 2002; García-Tovar et al., 2015), Chiconquiaco Palma Sola (Carrasco-Núñez et al., 2005), Xalapa (Rodríguez et al., 2010) y el complejo volcánico de Los Tuxtlas (Rodríguez-Elizarrarás et al., 2023). Es en estos campos donde existe una concentración alta de volcanes monogenéticos (Hasenaka y Carmichael 1985a).

Recientemente se ha acuñado el término de volcanismo distribuido para las regiones en donde múltiples volcanes monogenéticos se han formado a lo largo de un periodo de tiempo (O'Hara et al., 2020); también hay estudios que apelan a un volcanismo polimagmático, más no poligenético (Chako-Tchamabé et al., 2020). De la misma forma, existen la propuesta de que, en los campos de volcanismo distribuido, posiblemente polimagmáticos, ocurran erupciones en grupos o "racimos", a manera de "*clusters*" (Mahgoub et al., 2017b; Larrea et al., 2019a). Estos nuevos conceptos, han sido utilizados para explicar la naturaleza y ocurrencia de los conos de escorias, maares, domos y fisuras que ocurren en una región particular, dentro de un corto periodo de tiempo y que aparentan tener una relación "cogenética" entre ellos.

2.3 Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato se ubica en la porción central de CVM a una distancia entre 130 y 200 km de la Trinchera Mesoamericana (Ferrari et al., 1990). La región abarca desde el Lago de Chapala al oeste, el sureste del estado de Querétaro y el Estado de México al este. Sus límites son: al Norte con el valle del río Lerma y al sur con la depresión del río Balsas (Fig. 1), mientras que al este limita con el anticlinal Tzitzio (Blatter y Hammersley, 2010) y al oeste con la "Brecha Volcánica" de Mazamitla (Kshirsagar et al., 2015).

Está constituido por más de 1,000 centro eruptivos de menor dimensión, de edad cuaternaria, distribuidos en cerca de 40,000 km² (Hasenaka y Carmichael, 1985a). La mayoría de las estructuras son conos de escoria o cenizas y lavas asociadas, así como escudos, domos, fisuras, maars y anillos de toba. Se estima un aproximado de 400 edificios volcánicos de tipo escudo, que varían entre pequeños y medianos (Hasenaka y Carmichael, 1985b; Hasenaka, 1994; Chevrel et al., 2016a y b; Mahgoub et al., 2017a) Sin embargo también hay reportes de al menos tres volcanes poligenéticos: Pico de Tancítaro, Patambán

y el Tecolote; de los cuales solo el primero es considerado como inactivo (Ownby et al., 2007; Siebe et al., 2014).

La alta concentración de volcanes en esta región lo coloca como uno de los campos volcánicos más grandes en el mundo, su densidad promedio de conos es de 2.5 conos/100 km² (Hasenaka y Carmichael, 1985a) En general, los conos de escoria tienen una altura promedio de 90 m, diámetro basal de 800 m, diámetro de cráter de 230 m, los flujos de lava alcanzan espesores promedio de 40 m y longitudes de más de 3 km, con un volumen medio de 0,021 km³ (Hasenaka y Carmichael, 1985a). Aunque algunos autores han clasificado como *spatter cones* o conos de aglutinados a algunos de los volcanes en la región (Gómez-Calderón et al., 2024), bajo la comprensión de que los aglutinados presentan una importante componente de soldamiento, la mayoría de las estructuras en el CVMG fueron formados por la emisión de una columna de escoria y ceniza y no por una fuente de lava o aglutinados. Un ejemplo claro de esta inconsistencia tipológica es la del volcán La Pilita, constituido por brecha de caída, escorias y cenizas de caída (Guilbaud et al 2011) y definido por Gómez-Calderón et al. (2024) como *spatter*.

Hasenaka y Carmichael (1985b) proponen que el volcanismo en esta región comenzó hace aproximadamente 3 Ma, con una tendencia del frente volcánico a migrar hacia el suroeste. También indican que, a partir de una distancia de 300 km de la trinchera hay una mayor concentración de volcanes con edades de 3 y 1 Ma y a menor distancia ~200 km hay un aumento de conos cineríticos con edades menores a 1 Ma (Hasenaka y Carmichael 1985b). En esta región es en donde se encuentran las erupciones históricas del Parícutín (Williams, 1950; Luhr y Simkin, 1993; Larrea et al., 2017) y Jorullo (Guilbaud et al., 2011).

Los productos volcánicos en su mayoría son calco-alcalinos, pero eso no restringe su variación composicional, misma que se observa partir del Plioceno superior/Plioceno inferior (Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2007). El CVMG ha sido explicado a partir de su diversidad petrológica, misma que apunta a una cuña del manto heterogénea (peridotitas empobrecidas y fluidos metasomatizadas), donde la fusión parcial es inducida por la adición de fluidos y otros componentes de la placa oceánica en subducción, misma que se propone se esté deshidratando (Rasoazanamparany et al., 2016; Larrea et al., 2019a, 2019b).

2.3.1 Antecedentes geológicos y trabajos previos

El campo volcánico Michoacán Guanajuato ganó relevancia posterior a la erupción del volcán Parícutín (1943-1952). Hasenaka y Carmichael (1985a), reportan edades y distribución de estructuras volcánicas, después publican aspectos petrológicos y geoquímicos de múltiples conos cineríticos (Hasenaka y Carmichael 1985b). De estas investigaciones se destaca la presencia de basaltos, andesitas ricas en SiO₂ y dacitas. También reportan que la mayoría de las lavas del campo son pobres en álcalis, con un dominio de las calcoalcalinas y en menor proporción los denominados productos de transición (Hasenaka y Carmichael 1985b; Guilbaud et al., 2019).

Connor en 1987 realizó un estudio de la geología estructural; aquí reconoce lineamientos de volcanes y los asocia con fallas. También reportó una mayor concentración de volcanes en la parte centro sur, a diferencia de las porciones centro oeste y sureste.

Pasquaré y colaboradores en 1991, publican mapas geológicos del CVM, incluyen el CVMG, donde reporta edades del Mioceno al Pleistoceno, para Conitzio (18 Ma) y Mesa Tzitzio (33.4 Ma), Cerro Quinceo (0.05 Ma) y Cerro Capula (0.54 Ma).

Para el 2007, se publican trabajos en la región de Tancítaro y Nueva Italia, aquí presentan datos geoquímicos, dataciones e interpretación de depósitos en el volcán Tancítaro (Ownby et al., 2007). Para el 2011 y 2012 se revisitan las regiones de La Huacana y Tacámbaro, reportan otras estructuras holocénicas y pleistocénicas, así como una alta concentración de volcanes (Guilbaud et al., 2011 y 2012). Para el 2016 y 2017, el mapeo geológico cubre la región del volcán Parícutín y sus proximidades, con trabajos que reportan datos geoquímicos, petrológicos, petrogenéticos e isotópicos, así como estudios de la reología de los productos del volcán el Metate (Chevrel et al., 2016b; Kshirsagar et al., 2016; Larrea et al., 2017).

Posteriormente Osorio-Ocampo y colaboradores (2018), publican el mapa del vulcanismo en el área de Pátzcuaro, donde reconocen erupciones ocurridas entre 3.9 Ma y 0.1 Ma, temporalidad en donde estructuras como Janitzio, Olvido y Ajuno fueron emitidas. Después, reportan un lapso de aparente ausencia de vulcanismo hasta el Pleistoceno tardío, que se reactiva en el Holoceno; durante este período, se formaron los volcanes: El Estribo y La Muela. A la par, aparecen trabajos geológicos de la región de Zacapu y cercanías de Morelia, específicamente de la Alberca de Guadalupe y del volcán Rancho Seco

(Kshirsagar et al., 2015 y 2016; Reyes-Guzmán et al., 2018; Ramírez-Uribe et al., 2019). En estos trabajos se reportan los estilos eruptivos, edades, petrología de los productos emitidos y datos geoquímicos.

En la región de estudio, Cardona (2015) en su trabajo de titulación, presenta una síntesis estratigráfica de los productos volcánicos localizados al SO de la ciudad de Morelia; parte de su trabajo fue publicado por Avellán et al. (2024). Ellos refieren el volcanismo asociado a la construcción de un complejo dómico denominado La Nieve. Revelan que el vulcanismo en esta zona inicio durante el Plioceno Tardío con el surgimiento de domos dacíticos (Santa Genoveva y Cerro Blanco, La Trampa, Unguarán y La Yerbabuena, ver Fig. 3). A ellos les siguió una serie de fases explosivas que formaron el cono de escoria de El Águila (de composición basáltica). Durante el Pleistoceno Medio, Avellán et al. (2024), reportan periodos efusivos y explosivos que dieron paso al surgimiento de los volcanes el Águila, el Remolino y los Puercos (de composición basalto andesítica a andesita); contemporáneos a estos surgieron los domos la Taza, el Burro y Guadalupe. Durante el Pleistoceno tardío la actividad dentro del área finalizó con el domo andesítico la Nieve y los conos cineríticos San Isidro y Cuanajo (Cardona 2015).

El trabajo de Cardona (2015) incluye el área de estudio. Localizada al SO de la ciudad de Morelia, esta zona se encuentra afectada por el sistema de fallas Morelia-Acambay (MAFS) con direcciones E-O y la falla Huiramba reportada ya antes por Garduño-Monroy et al. (2009). La actividad del MAFS probablemente comenzó hace unos 10 millones de años (Ma) con fallas de desplazamiento lateral izquierdo (Garduño-Monroy et al., 2009). Algunos de los segmentos de la falla Huiramba muestran evidencia de actividad geológica y sísmica durante el Pleistoceno Superior-Holoceno (Suter et al., 2001; Garduño-Monroy et al., 2009). En la actualidad sigue mostrando signos de actividad pues se reporta actividad en Maravatío 1979 (Mw = 5.3; Astiz, 1980) y Morelia 2007 (Mw = 3.5 a 3.89; Garduño-Monroy et al., 2009).

De acuerdo con múltiples autores, dichas fallas, tienen un movimiento de tipo normal con componente de deslizamiento de rumbo lateral izquierdo asociado con una deformación transtensiva (Ego y Ansan, 2002; Suter et al., 1992 y 2001). Por otro lado, Pérez-Orozco et al. (2018), reportan deformación asociada a campos de esfuerzos mínimos orientados NO-SE y máximos NE-SO en la sierra del Tzirate, lo cual reafirma lo propuesto por Ego y Ansan (2002).

Esta última orientación (NE-SO) la tiene la falla que corta el volcán El Águila y los domos la Rosa de San Juan y Lagunillas (Fig. 3 y Anexo C.1), estos últimos son las estructuras sobre las cuales se emplazan los conos de escoria San Isidro y Lagunillas II, respectivamente. El área contiene al norte, los volcanes escudo emplazados en direcciones E-O. Uno de ellos es el volcán el Águila, mismo del que reportan una edad de 0.72 Ma, mientras que el Remolino lo fechan en 0.62 Ma (Cardona 2015). Al sur se encuentran los domos la Nieve, la Trampa y la Calavera. De acuerdo con Cardona (2015), la actividad volcánica en la zona inicia durante el Plioceno tardío (< 3 Ma) y continua hasta la actualidad.

Otros estudios en el área de Morelia y el graben de Tarímbaro realizados por Avellán y colaboradores (2020), sugieren que la evolución volcánica en el área está fuertemente controlada por el tectonismo y fallas regionales. En esta zona reportan la formación de cuatro conos de escoria (Pelón, Tetillas, Jamanal y Parastaco), cuatro domos (La Cruz, Divisadero, Estadio y Tetillas), dos volcanes en escudo (Quinceo y Tetillas) y dos coladas de lava (Cuto y Cerritos) durante los últimos 7 Ma, todos ellos emplazados dentro del Graben de Tarímbaro. Cabe señalar que el mapa presentado por Cardona (2015), muestra una distribución limitada de las lavas emitidas por el volcán San Isidro al norte; mientras que el trabajo de Avellán et al. (2024), los flujos de lava fueron completados, mismos que fueron presentados con anterioridad por Márquez y Salinas (2023).

De acuerdo con Cardona (2015), la región a estudiar presenta un rango de composiciones que van de basaltos, andesitas basálticas, andesitas, dacitas y una muestra de traquiandesita basáltica; al menos 34 estructuras divididas en volcanes tipo escudo, conos cineríticos, domos y un derrame fisural, con un volumen total aproximado de 15.43 km³ emitidos en 3.8 Ma, lo que resulta en una tasa de emisión promedio de 0.053 km³/10 ka.

Capítulo 3

3.1 Geología de la región de San Isidro y Lagunillas.

En el trabajo se identificaron múltiples centros eruptivos correspondiente a domos y conos de escoria, los cuales se encuentran alineados con respecto a la falla Huiramba, con dirección SW-NE (Fig. 3). Dentro del área también se presentan los productos de otros 3 volcanes de la región, El Águila, Santa Genoveva y Los Puercos. Se realizaron láminas delgadas de la mayoría de las estructuras presentes en área (Anexo A.2) así como 13 muestras de las cuales se analizó la composición química de elementos mayores y algunas trazas. Con esta información se elaboró el mapa geológico escala 1:25,000 del volcán San Isidro y Lagunillas II (Anexo C.1). Las columnas estratigráficas fueron correlacionadas con base en la información de otros autores, principalmente Cardona (2015) y Avellán et al. (2024), así como a partir de la superposición de los productos encontrados en campo. A continuación, se describen las unidades volcánicas de las distintas estructuras que circundan al volcán San Isidro localizado al suroeste de la ciudad de Morelia, desde la más antigua a la reciente.

Basamento volcánico

Prácticamente todas las unidades mapeadas se emplazaron sobre estructuras volcánicas. Avellán et al. (2020), indican que al suroeste de Morelia, el basamento es ignimbrítico, denominado como ignimbrita Atécuaro y emplazada durante el Mioceno, aproximadamente 16.8 Ma. Gómez-Vasconcelos et al. (2015), reporta cuatro miembros o pulsos; la describe como una ignimbrita altamente soldada, masiva, con *fiammes* en la parte media y superior de la secuencia, rica en fragmentos líticos y de matriz de ceniza fina. Proponen fue emitida por la caldera Atécuaro (16.3-19.4 Ma), localizada directamente al sur de Morelia. Cabe mencionar que no se encontró ignimbrita alguna en la zona de estudio, por lo que debe esta sepultada por volcanismo más reciente en la zona.

De acuerdo con Cardona (2015), durante el Plioceno inició la emisión de domos andesíticos con hornblendas (Zoromuta y Lagunillas), pero para Avellán et al. (2024), existe registro de superposición de flujos de lavas emitidos por volcanes escudos, particularmente del escudo

Peñita, localizado al sureste de la zona de estudio. La presencia de volcanismo de tipo de escudo como pulso volcánico antiguo ha sido mencionada en otros estudios (p.e. Hasenaka y Carmichael 1985b), donde establecen que la formación de volcanes escudos ocurrió entre 3 a 1 Ma. Para el caso de la región de San Isidro, Avellán et al. (2024), reporta un par de escudos menores, Zoromuta con 3.819 Ma y la Peñita, éste último presumiblemente más antiguo. Ambos localizados al sur de la zona, pero es posible que el volcán escudo El Melón, sea más antiguo, ya que ha perdido en gran medida la típica morfología de escudo de lavas y presenta barrancos profundos. Este se localiza directamente al este de la zona de San Isidro.

Cabe señalar que el escudo Zoromuta, está constituido por una gran cantidad de focos emisores, lo que puede contradecir su naturaleza de escudo de lava y favorece la propuesta de Cardona (2015), al describirlo como un domo. Esta situación implica que parte de los productos que Avellán et al. (2024), engloba como de Zoromuta, pueden ser más antiguos a 3.819 Ma. Los productos de estos “escudos” tampoco afloran en la zona de estudio sin embargo se mencionan debido a que corresponden a la actividad volcánica fechada más antigua de la región.

Durante el mapeo preliminar, se interpretó un promontorio al norte del domo Lagunillas, como una estructura que precede al mismo domo. Se le asignó en nombre de basamento Lagunillas y de acuerdo con Cardona (2015), es un domo llamado Granja. Esta estructura es menor y se encuentra cortada por la falla Huiramba. Cardona (2015) la clasifica como una dacita de plagioclasa y anfíbol, mientras que Avellán et al. (2024), la engloba como parte del domo Lagunillas, de composición andesítica con plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. En el presente trabajo se propone que el Domo Granja es la manifestación volcánica más antigua en la cercanía del volcán San Isidro (Fig. 5), siendo más antiguo incluso que el domo Lagunillas.

Cono Lagunillas I

Al continuar con el registro temporal de los productos emitidos en la zona de estudio, Cardona (2015) y Avellán et al. (2024), reportan los productos de la “Lava Lagunillas”. Localizado al suroeste del volcán escudo El Águila y directamente al norte del cono de escoria San Isidro (Anexo C.1). En el recorrido de campo, se pudo recorrer el domo Lagunillas y se encontraron al menos 4 estructuras. El Domo Granja (Fig. 5), localizado al norte del domo Lagunillas, es la estructura más antigua, el Cono Lagunillas I, localizado

directamente al sur del domo (Anexo C.1), le sigue en antigüedad. De acuerdo con Cardona (2015) y Avellán et al. (2024), reportan una muestra que fue fechada por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que arrojó una edad de $2,977\pm 47$ ka. Las coordenadas del sitio que reporta Cardona (2015) para esta muestra, dan exactamente en la estructura que aquí denominamos Cono Lagunillas I y de la cual se colectó la muestra SID2015. Morfológicamente y con evidencia en campo, resulta claro que el Domo Lagunillas se emplazó sobre este cono, ya que uno de los flujos lo engolfa (Anexo C.1). Esto indicaría que el Cono Lagunillas I, tiene una edad de 2.9 Ma y debido a que los productos son tan distintos petrográficamente al Domo Granja y el Domo Lagunillas (ver Cap. 4), serían estructuras diferentes.



Figura 5 Domo La Granja, basamento volcánico y afallado de la región del volcán San Isidro.

El Cono Lagunillas I es un cono de escorias antiguo que se encuentra estratigráficamente por debajo de los flujos del Domo Lagunillas además de presentar una morfología más erosionada que refleja la meteorización de la roca, que presenta una matriz saturada de minerales oxidados (tonos pardos y rojizos) (Fig. 6). De este cono se describe una muestra de mano correspondiente a una bomba volcánica encontrada en la brecha de caída. La

roca presenta una matriz vítrea, es de color gris oscuro, altamente vesicular, con microfenocristales de olivino y plagioclasas y alto contenido de iddingsitas. Las vesículas son redondeadas y algunas casi esféricas, lo que podría indicar una baja viscosidad, por ende, bajo contenido de SiO_2 en su composición. Aunque no se realizó geoquímica de esta estructura, Cardona (2015) la clasifica a partir de su contenido mineral como Basalto. No se reconoce que este cono haya emitido flujos de lava.



Fig. 6 Fotografía de una muestra de mano del sitio SID-20215, del antiguo Cono Lagunillas I. Nótese el relleno de vesículas y su forma circular (largo de la muestra de 12 cm).

Flujos de lava Santa Genoveva

De acuerdo con la secuencia temporal de Cardona (2015) y Avellán et al. (2024), en la región ocurrieron las erupciones de los domos Divisadero, Trampa y Santa Genoveva, al este, sureste y suroeste del cono San Isidro, respectivamente. De todos ellos, solo el Domo Santa Genoveva aflora parcialmente en el mapa (Anexo C.1), en la localidad que lleva el mismo nombre. Cardona (2015) indica que lo compone 5 domos, constituidos por dacita de plagioclasa con anfíbol. Ocupa un área de 13.5 km^2 y reporta un volumen aproximado de 0.5 km^3 (Cardona 2015). La edad por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que reporta es de $1.88 \pm 0.02 \text{ Ma}$. Aunque morfológicamente, los domos Genoveva muestran un espesor importante, se encuentran altamente disecados por los ríos que descienden de la estructura. En la base presenta flujos

de lava de espesores menores, mismos que podrían encontrarse debajo de los flujos del volcán San Isidro (Anexo C.1).

La Yerbabuena

De acuerdo con Cardona (2015), al Este del cono San Isidro, se encuentra el complejo La Yerbabuena; constituido por cuatro estructuras, domo Yerbabuena, El Gallo, Santa Rosa de San Juan y Potrerillos. Con un volumen reportado de 0.15 km^3 y un área de 3.2 km^2 aproximadamente. En el presente trabajo se describen de forma separada cada estructura y solo Los Potrerillos y Santa Rosa de San Juan se consideran domos, en cambio La Yerbabuena y El Gallo son considerados conos de escorias con flujos de lava en su alrededor.

De los productos emitidos por la Yerbabuena encontrados en campo, se observaron flujos de lava que se movilizaron hacia el este y noreste (Anexo C.1). La muestra colectada se localiza en la ladera oeste del cono (SID2009, Anexo C.1), es una roca de matriz vítrea, de color café claro, microvesiculada, con fenocristales de plagioclasa, piroxenos y hornblendas. De acuerdo con Cardona (2015), la roca es una dacita cuya edad es de $1.6 \pm 0.06 \text{ Ma}$, pero no se tiene dato de geoquímica. Esta estructura presenta un grueso suelo en sus laderas, así como una morfología más afín a un cono de escoria (Fig. 7).



Fig. 7 Cono La Yerbabuena, se muestra la profunda meteorización en sus flancos.

El Gallo

Se encuentra al norte de La Yerbabuena, morfológicamente sus productos están sepultados parcialmente por los emitidos por La Yerbabuena, cubre un área aproximada de 3.8 km² y su volumen es de 0.16 km³ (Cardona, 2015). Se presume que sus productos al norte se encuentran cubiertos parcialmente por el Domo Lagunillas. En campo se observaron brechas de caída de escoria en las laderas del cono. La roca presenta una matriz vítrea, de color gris clara, microvesiculada y con microfenocristales de piroxenos y plagioclasas hay presencia de bandeamiento y alineación de las vesículas. Presenta varios flujos, emitidos al sur y este, con uno menor al sur y cubierto por un lóbulo de lava del Domo Lagunillas.

Domo Potrerillos.

Se encuentra 5 km al sureste de Huiramba, cubre una superficie de 1.7 km² aproximadamente, con un volumen de 0.05 km³ (Cardona 2015). Los derrames de lava tienen una composición dacítica y en presenta morfología en bloques con diámetros de hasta 2 m, aunque se encuentran muy alterados (Cardona 2015). Se localiza al suroeste de La Yerbabuena (Fig. 8e) y presumiblemente sus productos fueron sepultados parcialmente este volcán. De acuerdo con esto, el presente trabajo propone que el Domo Potrerillos puede tener una temporalidad entre el Cono Lagunillas I (2.9 Ma) y los flujos de los domos Genoveva (1.8 Ma). Esto simplemente por superposición de productos, pero puede ser más antiguo a 1.6 Ma (edad de La Yerbabuena, de acuerdo con Cardona, 2015). En el trabajo de Avellán et al. (2024), esta estructura forma parte de las estribaciones del Cerro Blanco, el cual indican, con un fechamiento de ⁴⁰Ar/³⁹Ar, lo datan en 1,471±34 ka, pero el sitio de la muestra no es de este domo, es de un flujo al oeste. Por lo anterior, en el presente trabajo se considera al Domo Potrerillos más antiguo que La Yerbabuena, es decir, >1.6 Ma.

Tanto Cardona (2015), como Avellán et al. (2024), reportan la formación de domos al suroeste del cono San Isidro: domo Unguarán con 1,468±14 ka localizado sobre los flujos de Genoveva; Zimbicho con 1,337±30 ka al sur de Genoveva; El Burro con 699± 8 ka, localizado al oeste de Zimbicho, todos ellos no aparecen en el mapa de este trabajo.

Flujos de lava de El Águila

Los productos del escudo El Águila, fechadas en 720± 8 ka, se localizan al norte del domo Lagunillas (Cardona, 2015). El escudo del Águila, de acuerdo con Cardona (2015), contiene cuatro focos emisores cuya cima tiene una altura de 3.080 msnm y cubre aproximadamente

un área de 45 km² y un volumen de 2.5 km³ (Fig. 8a). Los flujos de lava alcanzan distancias de hasta 8 km; el escudo de lavas se encuentra cortado por la Falla Huiramba (Fig. 8c y 9), con orientación NNE-SSO (misma que generan estructuras en forma de graben -Garduño-Monroy et al., 2001). De acuerdo con una datación de ⁴⁰Ar/³⁹Ar, tomada en uno de los focos emisores, es de edad pleistocénica.

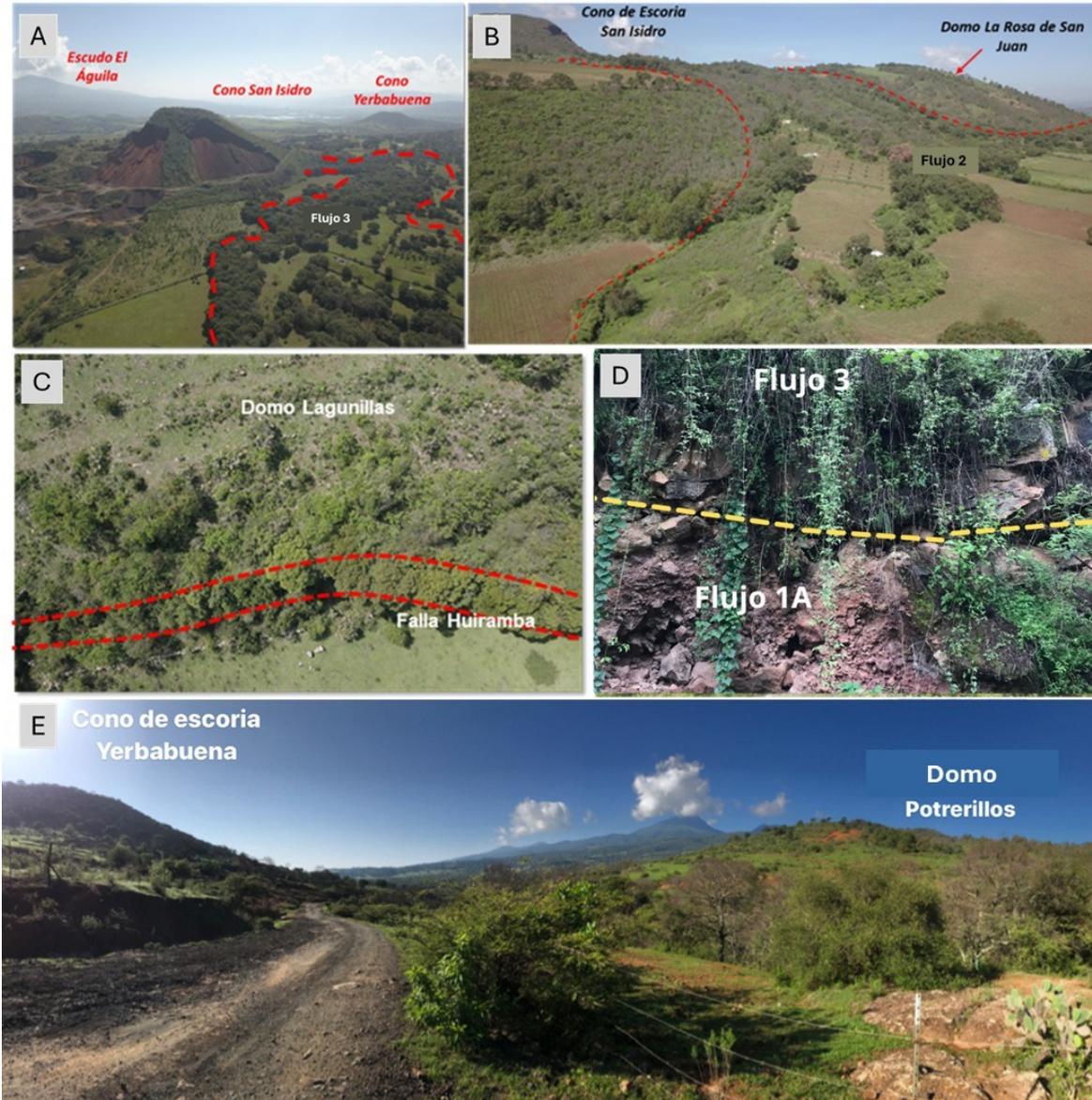


Fig. 8 A) Vista aérea del volcán San Isidro desde su cara suroeste, al fondo se aprecia el antiguo cono de La Yerbabuena (der.) y el escudo El Águila (izq.). b) Vista del sector norte de Volcán San Isidro se muestra Flujo 3 y su emplazamiento sobre Domo La Rosa de San Juan. C) Vista en planta de la falla Huiramba en el sector norte del domo Lagunillas (líneas intermitentes muestran el espejo de falla). D) Vista del contacto entre el Flujo 1 y Flujo 3 de Volcán San Isidro. E) Vista de los volcanes Yerbabuena y Potrerillos.

Aunque aparentemente su actividad inicio hace 1 ± 0.13 Ma, su última actividad de acuerdo con Cardona (2015) ocurrió hace 0.62 ± 0.02 Ma con la fase El Remolino, como un escudo de lava al este del Águila separado por la falla Huiramba. Aunque no visitado en el trabajo de campo, Cardona (2015) reporta un incipiente desarrollo de suelo (90 cm) en las lavas emitidas.

Domo Lagunillas

Ubicado al suroeste del volcán El Águila, el domo Lagunillas tiene un área aproximada de 7.3 km^2 (Cardona 2015) y un volumen aproximado de 0.33 km^3 . Este domo se encuentra cortado por la falla Huiramba (Fig. 9). En superficie tiene una morfología de lava en bloques (Fig. 8c). El domo presenta al menos tres lóbulos que descienden desde el punto central, localizado al oeste de la falla Huiramba (Anexo C.1). La roca colectada presenta una matriz vítrea de color gris clara, microvesiculada y con fenocristales de piroxenos (de hasta 2 mm de largo), hornblendas (4 mm) y abundantes microfenocristales de plagioclasas.



Fig. 9 Domo Lagunillas. Se muestra el basamento levantado por la Falla Huiramba.

En el trabajo de Cardona (2015) determinan una edad de 2.97 ± 0.05 Ma para el domo Lagunillas, sin embargo como se indicó en el apartado anterior, el sitio de muestreo donde reporta la toma de la muestra pertenece al Cono Lagunillas I. Por ello, de acuerdo con la composición, similitud de apariencia y permanencia de rasgos primarios, así como el incipiente desarrollo de suelo, en este trabajo se considera que el domo Lagunillas es más

reciente al volcán El Gallo y Yerbabuena (1.6 Ma) y posiblemente coetáneo al Domo La Rosa de San Juan, pero más antiguo que los productos del volcán Los Puercos (0.37 Ma), esto debido a que uno de los flujos de lava de Los Puercos rodea al Domo La Rosa de San Juan y cubre parcialmente al volcán El Gallo. Como se mencionó anteriormente, el Domo Lagunillas, cubre parcialmente al Domo Granja al norte y al Cono Lagunillas I, al sur; el primero desplazado por la falla Huiramba y el segundo al oeste de la misma discontinuidad.

Domo La Rosa de San Juan

Ubicado al sureste del poblado de Huiramba tiene aproximadamente un volumen de 0.19 km³. Esta estructura es el basamento del volcán San Isidro, por lo que se encuentra cubierto parcialmente por la ceniza de caída y sus flujos de lava (Fig. 8b). Al este, también se presume (por la diferencia en la apariencia de los productos), se encuentra parcialmente sepultado por unos flujos de lava, posiblemente emitidos por la estructura denominada como Los Puercos (Anexo C.1). Esta propuesta también aparece en el mapa geológico de Morelia, publicado por Robles y Corona (2024).

La roca colectada presenta diferencias con respecto a la muestra descrita por Cardona (2015). Aquí se colectó una roca al oeste del domo principal, de matriz vítrea, de color gris claro, con fenocristales de piroxenos, feldespatos y plagioclasas. Debido a que la Falla Huiramba tiene una dirección clara hacia el cono San Isidro, su traza presenta una amplia cubierta de ceniza; pero el domo muestra un pequeño desplazamiento por la falla Huiramba de 100 m al noreste (Anexo C.1). En el trabajo de Avellán et al. (2024), el Domo La Rosa de San Juan forma parte del complejo Yerbabuena, pero morfológicamente este domo presenta frentes mejor conservados que los presentes en El Gallo y La Yerbabuena (1.6 Ma), razón por la cual consideramos que es coetáneo a el Domo Lagunillas y más antiguo que Los Puercos (0.37 Ma).

Flujos de lava Los Puercos

Al sur de la zona de estudio, entre el domo Los Potrerillos y los flujos de Santa Genoveva, se encuentran otros flujos de lava. De acuerdo con Cardona (2015) y Avellán et al. (2024), estos flujos provienen del cono Los Puercos, se extienden hasta 10.5 km. Aunque los límites de los flujos no fue posible distinguirlos claramente. De acuerdo con Cardona (2015), sus productos se clasifican como andesita basáltica y reporta una edad aproximada de 0.37 ± 0.02 Ma en una muestra colectada en el flujo emitido al noreste del cono emisor. En el presente trabajo se colectó una muestra color gris claro de textura afanítica con

fenocristales de olivino y piroxeno, con microfenocristales de plagioclasa en una matriz vítrea de color gris claro.

San Isidro

El volcán San Isidro es un cono de escoria emplazado sobre el domo La Rosa de San Juan, al oeste de los volcanes La Yerbabuena y El Gallo. Se encuentra modelado por actividad antrópica, ya que se ha extraído una buena parte del edificio (Fig. 8a). El edificio está constituido por ceniza y escoria de caída, con brecha de caída y zonas ricas en bombas y aglutinados (Fig. 10 y 11A). La secuencia de depósitos de caída presenta bloques de color gris oscuro, rojo y pardos, los espesores de las capas tienen 40 a 120 cm, se encuentra soportado clasto-clasto, en algunos estratos se observan tamaños de lapilli y bloques (Fig. 11A). También presenta bombas volcánicas con forma de coliflor dentro de la brecha de caída, en cuya muestra de mano presenta una matriz vítrea, color gris obscuro, altamente vesicular con fenocristales de olivinos y plagioclasas. Cardona (2015) encontró un paleosuelo por debajo del depósito de caída de ceniza del volcán San Isidro, el cual fue datado por el método de ^{14}C arrojando una edad de $21,490 \pm 90$ años. El sitio que indica Cardona (2015) y publica Avellán et al. (2024), se encuentra directamente dentro del banco de material, por lo que aparenta ser un dato fidedigno sin embargo se desconoce el sitio de extracción de muestra. En el presente trabajo se encontró un sitio en donde el depósito de caída de ceniza, con dispersión al E, aprox. a 1.2 km del cráter con un espesor de ~60 cm, aquí aflora un paleosuelo limo-arcilloso de color café claro (Fig. 12A). La edad que arrojó este sitio dista de la publicada por Avellán et al. (2024), por cerca de 16 mil años, con una edad de ^{14}C calibrada con 2σ de 14,700-14,290 BC (Tabla 1). La variación temporal es considerable.

En el presente trabajo se reconoce que el volcán San Isidro emitió tres flujos de lavas (Fig 8 a, b y d); los primeros flujos 1A y 1B alcanzaron entre 4 y 7 km de distancia a partir del cono; el flujo 2 avanzó por 3.2 km, mientras que el flujo 3 recorrió 2.7 km (Tabla 2). Todos estos flujos presentan variaciones de espesor que van de 22 a 38 m (Tabla 2).

La morfología es de tipo *rubbly* o clástica, en bloques poco brechados o aglutinados. Los flujos de lava presentan una matriz vítrea, de color gris obscuro, son altamente vesicular, con abundantes microfenocristales de olivino y plagioclasas y piroxenos, cubren un área aproximada de 6 km². En total emitió 0.22 km³ de los cuales 0.21 km³ corresponden solo a los flujos de lava (Anexo A.4). Se plantea una secuencia de flujos que inició con los distales,

aparentemente de la base del cono San Isidro, se emitieron dos flujos uno al norte y otro al sureste. No se superponen entre ellos, pero el flujo 1B (norte) al tener el espesor menor, podría ser el primer flujo emitido.



Fig. 10 Fotografía de la parte superior de la brecha de caída de escoria del volcán San Isidro.

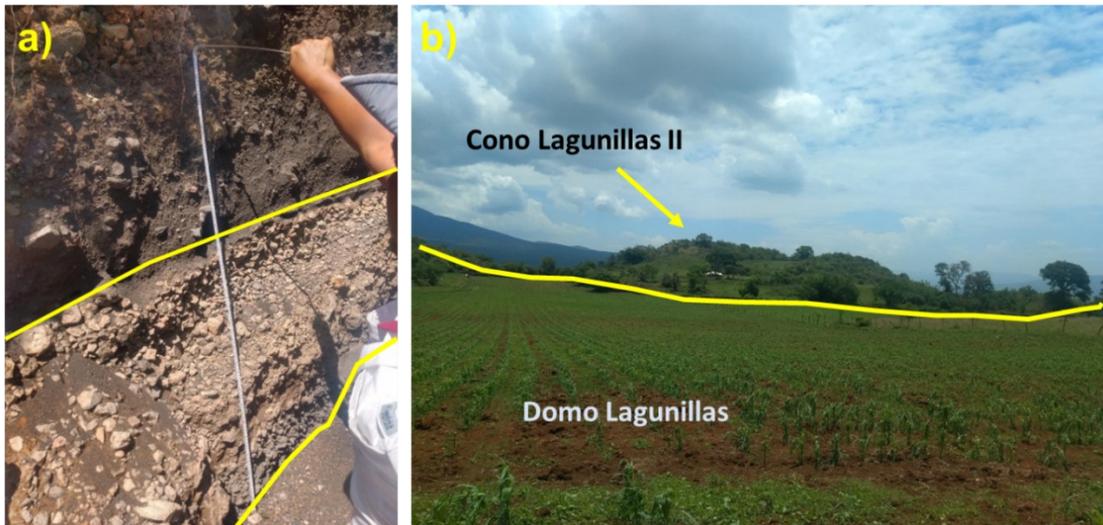


Fig. 11 A) Depósitos de caída en corte realizado para la extracción de materiales en el cono San Isidro. B) Foto panorámica del cono lagunillas II, la superficie cultivada corresponde al domo Lagunillas. Vista desde el suroeste.

Cardona (2015), delimita parcialmente dos flujos de lava, mientras que Avellán et al. (2024), configura aproximadamente los mismos límites presentes aquí, aunque hay diferencias ya que ellos describen solo dos unidades de flujo. Además, respecto a su composición, solo reportan una muestra del cono. En cambio, Robles y Corona (2024), integran los flujos de la misma forma que este trabajo define como flujo 1A y 1B, pertenecientes al volcán Los Puercos y deja a los flujos 2 y 3 como pertenecientes a San Isidro.



Fig. 12 A) Sitio SID-2012, en donde aflora el paleosuelo debajo de la caída de ceniza presumiblemente del volcán San Isidro. B) Flujo de lava al sur del volcán San Isidro, emplazado sobre un depósito de caída (zona entre línea intermitente amarilla y roja) y un paleosuelo café.

Tabla 1 Fechamiento de radiocarbono

| Muestra (ID laboratorio) | Lat (N) | Long (W) | Edad convencional | Edad calibrada |
|---------------------------------|----------------|-----------------|--------------------------|-------------------------------|
| SID2012 (9728) | 19°31.24' | 101°25.155' | 13,610 ± 60 BP | Cal 14,700 – 14,290 BC |
| SID2020 (9729) | 19°30.441' | 101°26.562' | 2780 ± 30 BP | Cal 1010 – 830 BC |

Muestras de paleosuelos, con un pretratamiento de AO (solo ácidos) típico para sedimentos orgánicos. Edad convencional BP = Antes del presente (1950 AD). Cal = Edad calibrada a partir de IntCal20.

Debajo del flujo 3, al sur del cono San Isidro, se encontró un afloramiento en donde se observa el flujo de lava por encima de unos 30 cm de ceniza de caída y delgadas oleadas piroclásticas en contacto con un paleosuelo café y ligeramente blanquecino (Fig. 12B). El resultado de ^{14}C es sustancialmente diferente al anterior (Tabla 1) y más aún a la edad obtenida por Avellán et al. (2024).

Tabla 2 Datos morfométricos de los flujos de lava y conos San Isidro y Lagunillas

| Centro | Cono / Flujo | Espesor (m) | Espesor promedio (m) | Ancho (m) | Ancho promedio (m) | Largo (m) | Largo promedio (m) | Pendiente en grados | Pendiente promedio (grados) |
|---------------|--------------|-------------|----------------------|-----------|--------------------|-----------|--------------------|---------------------|-----------------------------|
| San Isidro | Cono | 107.60 | 30.94 | 339.00 | 936 | | 3455.40 | 31.00 | 5.63 |
| | Flujo 1A | 30.60 | | 986.00 | | 6951.00 | | 4.00 | |
| | Flujo 1B | 22.80 | | 1078.00 | | 4378.00 | | 8.00 | |
| | Flujo 2 | 32.20 | | 980.00 | | 3211.00 | | 6.50 | |
| | Flujo 3 | 38.16 | | 701.00 | | 2737.00 | | 4.00 | |
| Lagunillas II | Cono | 15.10 | 16 | 250.00 | 339 | | 2030.00 | 10.00 | 9.75 |
| | Flujo | 16.10 | | 339.00 | | 2030.00 | | 9.50 | |

Cono Lagunillas II

Al norte del cono de escoria San Isidro, en el flanco oriental de la falla de Huiramba, se emplazó el pequeño cono de escoria llamado en este trabajo como Lagunillas II. Este cono emitió un flujo de lava que recorrió 1,8 km de longitud, avanzó sobre el domo de Lagunillas (Fig 11b) hasta derramarse por el frente Este e inundar el sitio en donde hoy se encuentra el pueblo de Ojo de Agua de Pastores (Anexo C.1). Presenta un suelo poco desarrollado y no está afectado por la falla Huiramba. Se considera como la última manifestación volcánica en la zona, aunque es posible que sea coetáneo al volcán San Isidro (Pleistoceno tardío) (Fig. 11b). Las muestras colectadas de esta estructura presentan una matriz vítrea, de color gris clara, microvesiculada, con fenocristales de plagioclasa y olivinos. Tanto Cardona (2015), como Avellán et al. (2024), no lo muestran en sus respectivos trabajos, pero Robles y Corona (2024), lo tiene muy bien delimitado.

3.2 Estratigrafía

Como se mostró en el apartado de antecedentes geológicos, el trabajo inédito de Cardona (2015) contiene una gran cantidad de dataciones de la región, por lo tanto, a partir de las observaciones realizadas en campo y el mapeo actual se presenta la siguiente propuesta.

De acuerdo con la datación de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida por Cardona (2015), el Cono Lagunillas I tendría una edad de 2.98 ± 0.47 Ma. Esta edad puede ser correlacionable con el Basamento Lagunillas (o Domo La Granja), localizado al extremo norte del Domo Lagunillas (Anexo C.1), aquí considerado más antiguo, esto solo por la diferencia de composición (Cono Lagunillas I menos evolucionado que Domo La Granja), además de que presenta un mayor levantamiento por la falla Huiramba (Fig. 8C). Aun así, ambas estructuras deben superponerse a la ignimbrita Atécuaro (Fig. 13).

Es posible que la erupción de Santa Genoveva (Fig. 3 y Anexo C.1), al sur del área de estudio, con una edad por medio de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 1.9 ± 0.22 Ma (Cardona, 2015), sea la siguiente manifestación volcánica en el área. Esto indicaría que durante el Pleistoceno tardío se activaría la Falla Huiramba (Fig. 13).

Al sureste del Cono Lagunillas I ocurre la erupción del domo Potrerillos, posteriormente se emplaza el cono El Gallo junto con sus flujos de lava, para culminar con el volcán Yerbabuena. Estas erupciones son posteriores a la formación del volcán Santa Genoveva. De acuerdo con Cardona (2015), el volcán la Yerbabuena tiene una edad de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 1.6 ± 0.62 Ma (Fig. 8E y 13). Con esta edad, y al revisar la morfología de los volcanes, así como la superposición de las estructuras, se propone que el domo La Rosa de San Juan sea más reciente a La Yerbabuena (1.6 Ma), pero más antiguo a los flujos de lava del de El Águila (0.72 Ma), aunque no existe una clara superposición de los productos de estas estructuras. De acuerdo con Robles y Corona (2024), el domo La Rosa de San Juan puede correlacionarse con los flujos de lava del volcán Santa Genoveva. El emplazamiento del volcán escudo de El Águila (al noreste de la zona), de acuerdo con Cardona (2015) y Gómez-Vasconcelos et al. (2015), ocurrió entre 0.72 ± 0.08 Ma y 0.6 ± 0.02 Ma. Uno de los aspectos más evidentes del escudo El Águila, es que se encuentra disecado por la traza al norte de la falla Huiramba. Esta falla forma parte de un sistema de fallas con orientación NNE-SSW, dispuesta de forma oblicua al sistema de fallas del *Basin and Range* (Avellán et al., 2024), que cruza todo el país.

De acuerdo con las interpretaciones morfológicas de la falla Huiramba, las últimas estructuras afectadas fueron El Águila y el Domo Lagunillas y posiblemente el domo La Rosa de San Juan, que fue cubierto por los productos del volcán San Isidro. Los domos no han sido fechados, pero de acuerdo con la evidencia de corte que tiene la falla con el volcán El Águila, ambos domos tendrían una edad menor a los 0.6 ± 0.08 Ma. Pero el rango temporal puede ampliarse si consideramos la edad del volcán La Yerbabuena, es decir, los

domos Lagunillas y La Rosa de San Juan, pudieron emplazarse entre 1.6 y 0.6 Ma; por otro lado, si consideramos que los flujos de lava de Los Puercos lo cubren parcialmente, los domos no pueden ser más recientes de 0.37 Ma (Fig. 13).

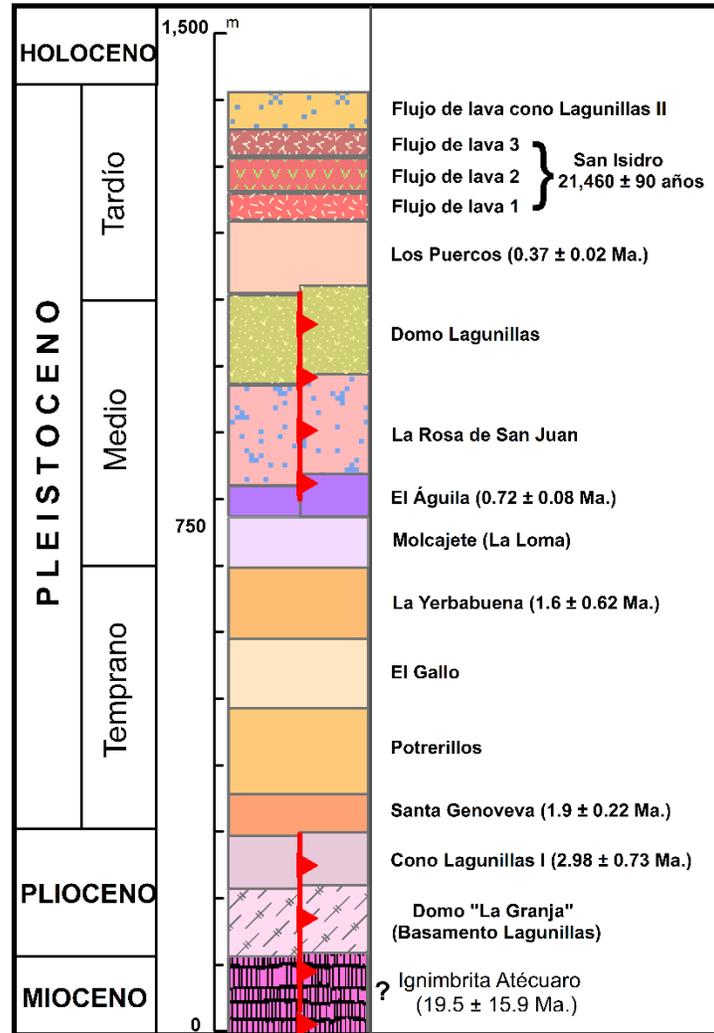


Fig. 13 Columna estratigráfica compuesta y sintetizada. Representa la historia eruptiva de la región muestra una sobreposición de productos, A) Los productos del volcán San Isidro (sobre el domo San Juan de la Rosa) B) Cono Lagunillas II (sobre el domo del Lagunillas).

De acuerdo con Avellán et al. (2024), coetáneo al volcán Los Puercos, se emplazó el domo La Taza, directamente al oeste. Reportan una edad de 365 ± 18 ka para este volcán. Otros volcanes emplazados recientemente, son el domo Guadalupe, directamente ESE del volcán San Isidro, cercano al escudo El Melón, con una edad de 136 ± 61 ka y el domo La Nieve emplazado al SE de Los Puercos y fechado en 88 ± 36 ka, ambos fechados por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. A su vez reportan al domo "Alberca", directamente al sur de la Nieve, con una edad de 45.8 ± 0.012 ka, esto a partir de edades modelo con $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ en zircones. Al

noroeste de la zona de estudio, se encuentra un voluminoso (0.64 km^3) volcán que emitió seis flujos de lava de composición andesítica, datado por Ramírez-Urbe et al. (2019), por ^{14}C en $27,845 \pm 445/425$ años AP, conocido como el Rancho Seco. Dentro del rango temporal del Pleistoceno medio y tardío, de acuerdo con Ramírez Uribe et al. (2019), se formó la estructura el Molcajete (referido en su trabajo como La Loma), aunque no presenta fechamiento.

Ninguno de los productos y volcanes anteriores interactúan directamente con la Falla Huiramba, pero se encuentran alineados en la misma dirección (NE-SO) de la falla. Esta alineación sugiere un control estructural en el emplazamiento del volcán, posiblemente relacionado con estructuras tectónicas extensionales de la región.

Posteriormente, ocurre la erupción del volcán San Isidro. Sus productos cubren la traza de la Falla Huiramba. Este volcán, de acuerdo con Cardona (2015), tiene una edad de ^{14}C de $21,460 \pm 90$ años AP. Aquí se propone que el volcán San Isidro es coetáneo al evento que formó al volcán Lagunillas II (Fig. 14), esto con la base de que posiblemente la activación de la falla Huiramba pudo estar relacionada con la erupción del San Isidro. Aunque se reconoce que esto puede ser una especulación ya que no se tienen dataciones o relación de sobreposición con la falla.

De acuerdo con los resultados de C^{14} presentados en este trabajo, los sitios de colecta fueron adecuados, en ambos afloran paleosuelos, pero los resultados no son correlacionables con el fechamiento de Cardona (2015), publicado por Avellán et al. (2024). Existe la posibilidad de que el volcán San Isidro se haya formado hace $12,750\text{-}12,340$ años BP (edad calibrada) (Tabla 1). Otras opciones son que el sitio de colecta haya sido sepultado por retrabajo de la ceniza, ocurrido tiempo posterior de la erupción; esta hipótesis es difícil considerarla, debido a que en el sitio se observaron laminaciones de ceniza de caída, no había material redondeado, tampoco era heterolitológico, así como no presenta un soporte de matriz (Fig. 12A y Tabla 1).

Otra opción es que la ceniza sea de una erupción más reciente. En este sentido, la única erupción claramente más reciente, cercana a San Isidro, es la del cono Lagunillas II. En contra de esta hipótesis es que el cono se encuentra a 3 km de distancia y no hay un claro depósito de caída de ceniza cerca de este volcán. El sitio SID2020, en donde la superposición de los productos encontrados, no hay duda alguna, pertenecen al volcán San

Isidro (Anexo C.1) dio una edad todavía más reciente (Tabla1), por lo que el sitio debemos considerarlo contaminado, a falta de otra explicación (Fig. 12B).

El fechamiento presentado es cercano al tiempo de formación del volcán El Melón (13,312-14,527 BP, Ramírez et al., 2019), emplazado al noroeste del escudo El Águila. Este volcán se dispone a lo largo de una alineación similar a la que tiene la Falla Huiramba, aunque localizado más al oeste. No hay superposición, ni depósito que demuestre que el cono de escoria El Melón fue el último emplazado en la región, pero sin un fechamiento del cono Lagunillas II, queda la posibilidad de que sea coetáneo.

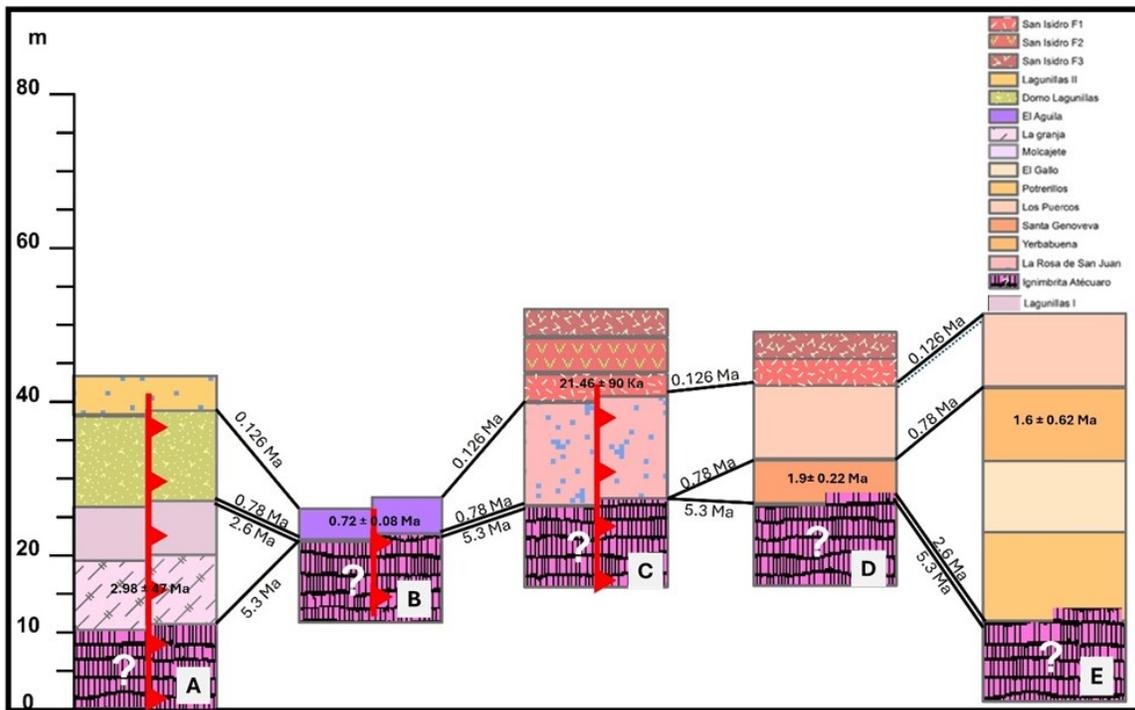


Fig. 14 Correlación de columnas estratigráficas de acuerdo con la sobreposición de productos reportados. A) Esta columna contiene a los productos que ocurrieron en la porción correspondiente a Lagunillas. B) Porción correspondiente al Molcajete, la cual forma parte de la actividad de la región. C) Columna correspondiente a la porción circundante al cono San Isidro. D) Productos asociados a la porción sureste de la zona de estudio donde se idealizo la superposición de los flujos de lava de acuerdo con su ocurrencia cronológica. E) Columna de la porción suroeste de la zona de estudio que representa la ocurrencia cronológica de los productos volcánicos de las diferentes estructuras de esa área.

Capítulo 4

4.1 Petrología

Se obtuvieron 25 muestras de roca de flujos de lava, domos y conos de escoria colectados durante la visita a campo (Anexo C.1). Las muestras colectadas se analizaron bajo microscopio petrográfico. En este capítulo se describen las texturas, patrones y proporciones (Anexo A.2) mediante la metodología descrita en el apartado 1.4. A continuación, se describen las láminas en superficies pulidas de cada fase eruptiva muestreada. Se inicia con los productos del volcán San Isidro, después las de Lagunillas II, para continuar con el volcanismo que los antecede. Se utilizan las abreviaturas propuestas por Whitney y Evans (2010), para las distintas especies minerales.

4.1.1 Volcán San Isidro

Se tienen doce láminas delgadas, dos de las últimas fases explosivas que formaron el cono y 10 de las distintas unidades de flujos encontradas (Anexo A.1). De estas, las muestras SID-2010B y C fueron colectadas del cono, mientras que las muestras SID-2018, 2021 fueron del flujo 1A, las muestras SID-2017, 2019 y 2023 fueron del flujo 1B, le siguen las muestras SID-2014, 2024 y 2025 pertenecientes al flujo 2 y termina con las muestras SID-2011 y 2020 del flujo 3.

Las rocas del volcán San Isidro, en muestra de mano, presentan texturas porfídicas con cristales de olivino, piroxenos y plagioclasa; la matriz se observa altamente vesiculada, aunque varía de vítrea a cristalina de acuerdo con la secuencia de emplazamiento de los productos (esta secuencia fue propuesta a partir de aspectos morfológicos, observación de superposición de flujos en campo, características macroscópicas y finalmente geoquímicas). Las especies minerales encontradas en las láminas delgadas como fenocristales (>0.3 mm) son olivino (Ol), ortopiroxeno (Opx) y clinopiroxeno (Cpx). El resto del volumen de la roca se reparte entre vesículas y matriz. La matriz está compuesta principalmente por microfenocristales (0.03 a 0.3 mm) de plagioclasa (Pl), piroxenos (Px), vidrio y en menor cantidad microlitos (<0.03 mm) posiblemente de Plg, Ol y Px.

A continuación, se describen las características petrográficas de volcán y después se mencionan las de cada unidad de flujo emitido, desde el primero hasta, la última fase efusiva.

Cono San Isidro

Se recolectó una colección de muestra de la fase explosiva en las faldas del volcán (Fig. 8a), las bombas volcánicas con forma de coliflor son comunes en la etapa final de la erupción, dentro de la brecha de caída (Fig. 10 y 15). Se observa en la roca una matriz vítrea, de color gris oscuro, altamente vesicular con fenocristales de Ol. Al microscopio se observa una roca con un 54 % de vesículas con morfologías redondas y alargadas, las de mayor tamaño son ligeramente menos redondas en relación con las de menor tamaño. También contiene fenocristales euhedrales de 0.3 mm- 2 mm en tamaño, de Ol (6.5 %) (Fig. 16), Opx (0.6%) y Cpx (0.6%). Estos fenocristales están inmersos en una matriz vítrea (16.8 %), con abundantes microfenocristales de Pl (41.9 %) y posibles trazas de Px y Ol (21.3 %) (Anexo A.3).



Fig. 15 Muestras de los distintos tipos de bombas que arrojó el volcán San Isidro en las últimas etapas explosivas. Nótese la matriz vítrea rica en olivinos al interior de la roca (der.), mientras que la forma de coliflor se observa en la roca de la izq.

También se colectó un bloque accidental dentro de la brecha de caída de escoria del cono San Isidro la roca tiene una matriz vítrea, es color gris, con abundantes iddingsitas (Fig. 17). Al microscopio se observa una roca ligeramente vesiculada (12.63 %), con abundantes fenocristales de Ol 2.1% (muchos totalmente iddingsitizados), en una matriz compuesta de vidrio (28.1%) saturada de Pl como microlitos y microfenocristales (39.84%).

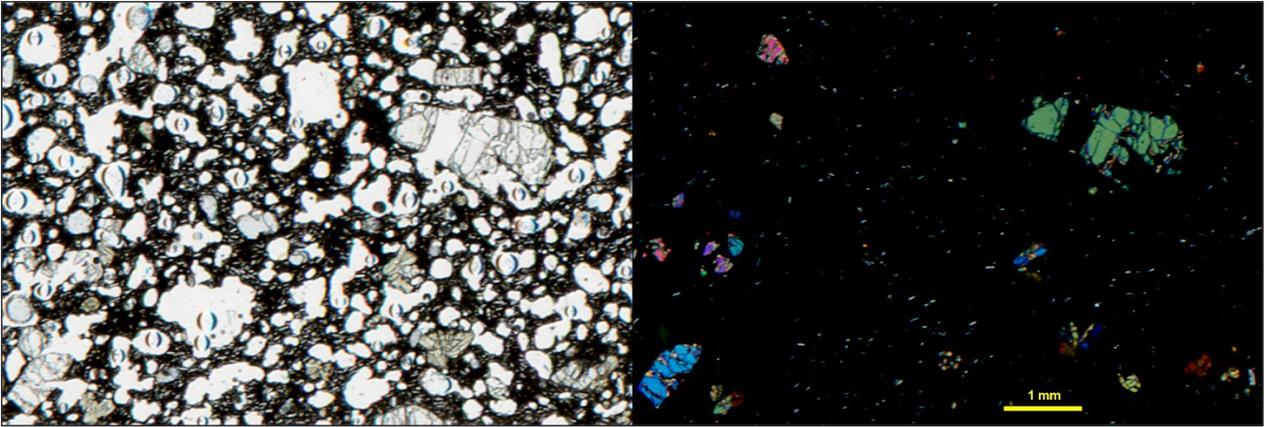


Fig. 16 Escaneo de lámina delgada (LN, izq., NC, der) de la muestra SID2010B se muestra la abundancia de vesículas y el tamaño de los olivinos.

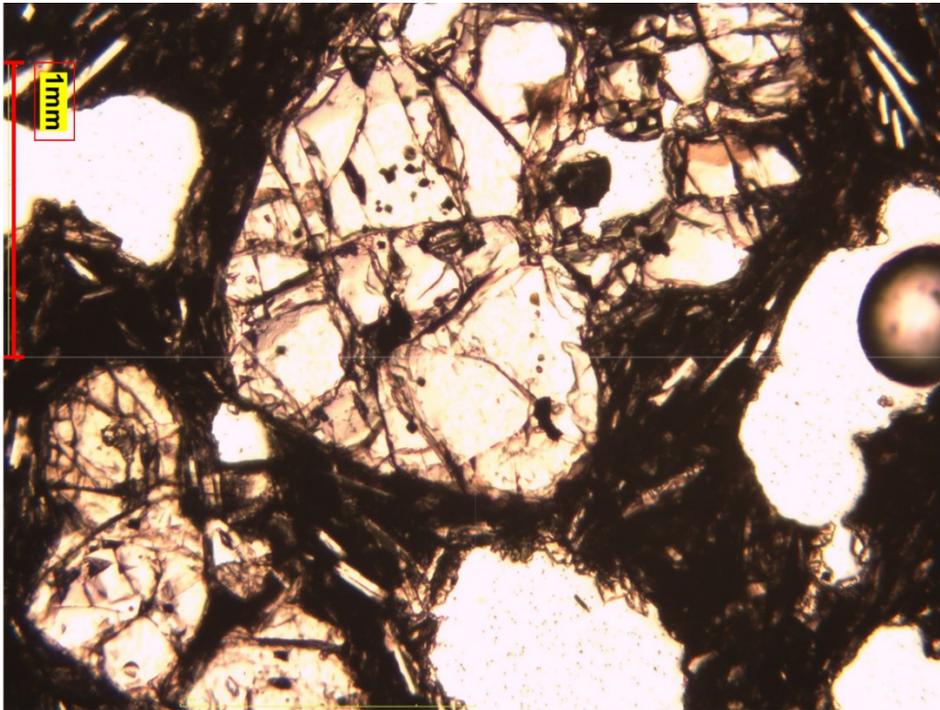


Fig. 17 Lamina delgada SID-2010C de la muestra SID-2010C, se observan cristales de olivino con bordes de iddingsita, a su vez se observan óxidos (Hematita) dentro de los Ol. Nótese las vesículas de formas irregulares que van de subredondeadas a elongadas.

Flujos San Isidro

Las coladas de San Isidro tienen una textura porfírica con fenocristales de Ol, Px, Pl y abundantes microfenocristales de Pl en una matriz con vesículas de formas irregulares que van desde 0.3 mm hasta 1.5 cm, todo ello en muestras de mano. Se decidió hacer la colección de muestras de acuerdo con las características morfológicas y su estratigrafía en

función de los primeros flujos emitidos a los últimos, de esta manera se determinó una propuesta de secuencia eruptiva de la fase efusiva.

Flujo 1A y 1B

Las muestras del flujo de lava 1B, presentan una matriz vítrea, color gris claro, microvesicular, con fenocristales de Ol, Pl y en menor cantidad Px, además de microfenocristales de Pl.

La muestra SID-2017 corresponde a la parte media del Flujo 1 que alcanzó al Domo Lagunillas al norte del volcán San Isidro. Presenta una matriz de textura traquítica con una proporción de vidrio del 11 %, abundantes microfenocristales de Pl (41.9 %) y Px posiblemente Opx (20 %); la cantidad de Ol como microfenocristal es menor (2.5 %). Los fenocristales se presentan libres, euhedrales y como glomerocristales de Ol con un 5.6 %, contiene Opx en una proporción de 1.9 % y Cpx en 0.8 % (Anexo A.3). En algunos Ol se observan texturas poiquilíticas y bordes de iddingsita (posiblemente por alteración deutérica o de baja temperatura -Streck, 2008). Los Opx son de tamaños de 2-3 mm, presentan bordes de descomposición (Fig. 18b). La mayoría de las vesículas se presentan de formas alargadas de hasta 2 cm, aunque también hay micro vesículas redondeadas. En algunas vesículas (9.2%) se observa un relleno con forma amigdaloidal, posiblemente Zeolita. Un aspecto interesante es la presencia de Ol como fenocristales con bordes de iddingsita junto con Ol sin evidencia clara de alteración (Fig. 19).

La lámina delgada SID-2023 correspondiente a la parte distal del flujo 1B, presenta una matriz hipocristalina con vidrio (20%), abundantes microfenocristales de Pl (34.1 %), y menores de Opx (10.1 %), Cpx (4 %) y Ol (3.6 %). Las vesículas tienen un porcentaje en volumen de lámina de 11.9 %. El contenido de fenocristales es principalmente de Ol en un 8.9 %, sus tamaños van de 0.3 mm-1 cm. Los Ol se presentan fracturados y en algunas zonas aparecen concavidades subedrales (Fig 18c), otros fenocristales presentes son Opx (2.8 %) y Cpx (1.8 %), también hay presencia de óxidos que corresponden a 2.8 %.

La muestra SID-2019 pertenece a la parte distal del flujo 1B, se observa una matriz vítrea de textura hialopílica (vidrio 12.6%), con microfenocristales de Pl (29.7 %) y en menor cantidad de Cpx y Ol. Presenta fenocristales, a menudo en grupos glomeroporfíricos de Ol (10.7%), estos muestran engolfamientos (Fig. 18a). Le siguen en abundancia los Opx (3.2%) y Cpx (1.8%), el resto del volumen de roca lo componen vesículas (38.5 %) y minerales opacos (2.2 %).

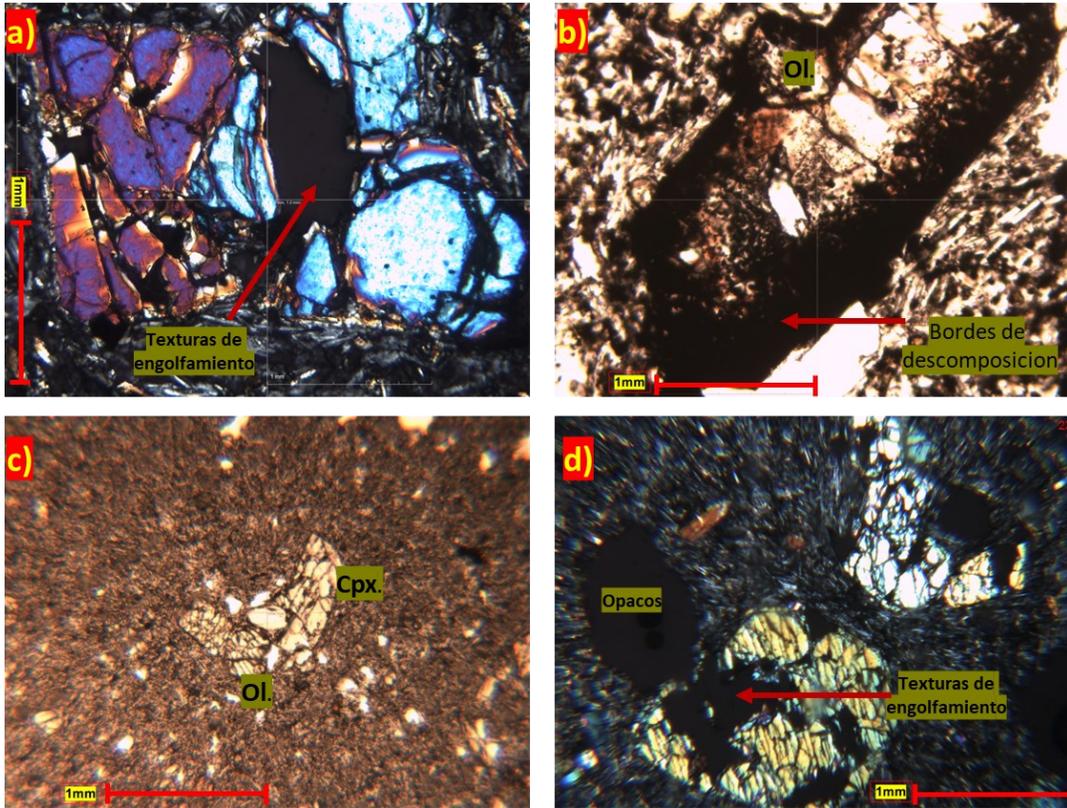


Fig. 18 A) Glomeroporfido de Olivinos >1mm en muestra SID-2019 inmerso en matriz microcristalina de plagioclasas se observa disolución de los olivinos en forma de engolfamiento. B) Cristal de Opx de 2.5 mm aproximadamente con bordes de descomposición, mismo proceso afecta al Ol con el que hace contacto. C) Glomeroporfido en SID 2023 de Ol y Cpx inmerso en matriz hipocristalina de vidrio y Pl. D) Cristales de olivino con evidencias de disolución y remplazamiento de minerales por óxidos.

Los Ol presentan bordes de iddingsita (Fig. 19). Los Ol se encuentran en su mayoría como conglomerados o glomeroporfidos (Fig. 18c), compuestos de Opx, Cpx y Ol, también se observan algunos fenocristales de Pl con zonación oscilante y minerales opacos de colores amarillo-rojizo en una matriz de vidrio de textura traquítica.

Del flujo 1A se recolectaron las muestras SID-2018 (distal) y SID-2021 (parte media), este es el lóbulo que se desplazó hacia el Sur del volcán San Isidro, para posteriormente engolfar el domo La Rosa de San Juan y casi alcanzar el flujo 1B (Anexo C.1). La muestra SID2018 (Fig. 20) pertenece a la parte distal del flujo 1A tiene una matriz hipocristalina (53.4%), con microfenocristales de Pl en un 27.4 %, y una proporción de vidrio de 21.9%, además de casi 3 % de Opx. Las vesículas constituyen el 34.6 % de volumen y sus morfologías van de alargadas a irregulares, con tamaños que varían de 0.3 mm- 2.5 cm. Los fenocristales se muestran como glomeroporfidos (Fig 20a) y están compuestos de Ol (8.3%), Opx (2.2%) y

Cpx (1.6%). El OI aparece en ocasiones con una disolución intensa, presenta formas irregulares, con texturas de reabsorción en forma de “engolfamientos” (Fig. 20b y c).

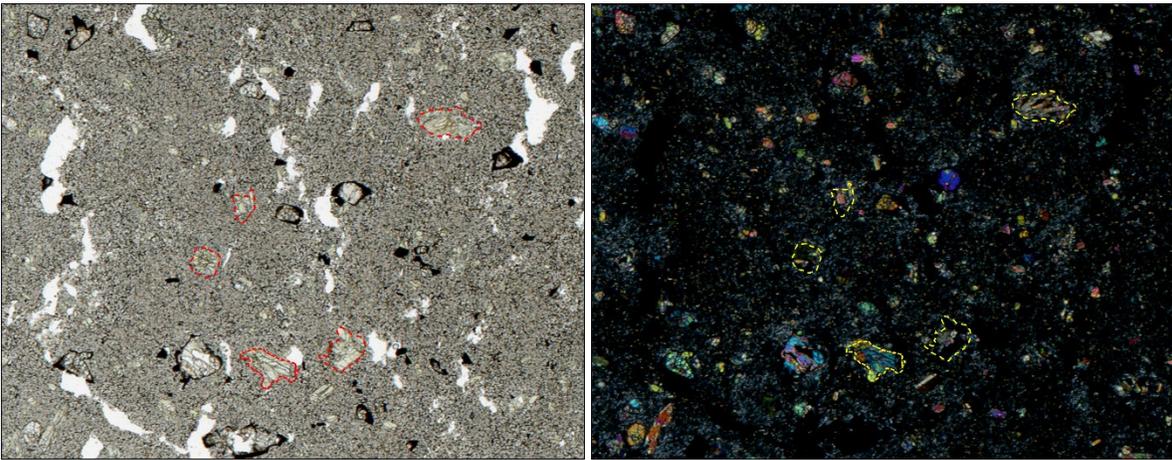


Fig. 19 Lámina delgada de la muestra SID-2017 (luz natural izq. y luz polarizada der.), se muestran OI con bordes iddingsitizados junto con OI no alterados (líneas intermitente roja y amarilla).

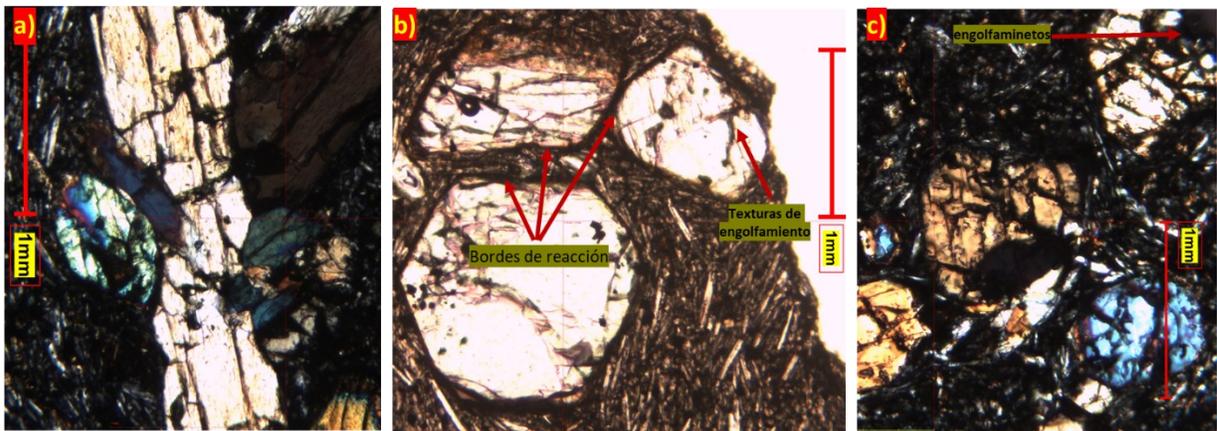


Fig. 20 Microfotografía de las muestras del flujo 1a. a) Se observan glomeroporfidos de OI, Opx y Cpx. en matriz vítrea con cristales de plagioclasa en la muestra SID2018. b) Superficie con luz natural, que muestra una matriz de textura traquítica, hipocristalina con fenocristales de OI, presentan bordes de reacción y concavidades irregulares (muestra SID-2018). c) Glomerocrystal de OI y Opx (muestra SID2021), algunos cristales presentan engolfamientos típicos de texturas de reabsorción.

La lámina delgada SID-2021, presenta una alta vesicularidad con más del 40 %, en una matriz halocristalina, con una proporción de matriz del 94 % (microfenocristales + vidrio, normalizado sin vesículas). Los microfenocristales más abundantes son de PI con un 28.3 %, seguidos de OI, Opx y Cpx (>1%). Se observan fenocristales, presentes como glomerocristales de 1-2 mm (Fig. 20c), con el OI como el más abundante, con una proporción de 9.7 %, le siguen los Opx (2 %), Cpx (1.6 %). Los piroxenos comúnmente tienen tamaños superiores al 1 mm.

De los flujos de lava 1, la muestra más vítrea se encuentra en la parte media del flujo más largo; la fase más abundante en las muestras fueron los microfenocristales de Pl, pero fueron escasos como fenocristales; la muestra con mayor contenido de Pl se encuentra en la parte media del flujo emitido al norte (posiblemente el primero emitido de los dos). La muestra con mayor contenido de Ol y Opx como fenocristales fue la más distal del lóbulo emplazado al norte, finalmente la carga de Opx fue mayor a la de Cpx en todas las muestras. El contenido de Ol y vidrio hace suponer que la muestra distal del lóbulo norte es la menos evolucionada, esto puede afirmarse más adelante (apartado 4.2 Geoquímica).

Flujo 2

La muestra de mano de flujo de lava presenta una matriz vítrea de color gris, con abundantes fenocristales de Ol y microfenocristales de Pl. La superficie pulida de la muestra SID-2014 (Fig. 21) pertenece a la parte media del flujo 2, se observa una matriz microcristalina compuesta de microfenocristales de Pl (40.8 %), Opx (24.8 %) y Ol (3.5 %), en un vidrio (6.6 %) vesiculado. Es la muestra con mayor contenido de Opx como microfenocristal. Las vesículas ocupan el 10.6 % en volumen, tienen formas irregulares y alargadas y varían desde 0.3 mm- 2 cm en tamaño. Los fenocristales presentes varían entre Ol (9.3%) subhédricos a redondeados de diferentes tamaños entre 0.3-1 mm, también contiene Opx (3.2%) y Cpx (1.2%) que varían en forma (euhédricos a subhédricos) y tamaños de hasta 1 mm (Fig. 21).

Las láminas delgadas SID 2024 y SID 2025 corresponden a la parte media del flujo 2, contienen una matriz cristalina con abundantes microfenocristales de Pl, Cpx y vidrio (Anexo A.3). La muestra SID-2024 presenta un ligero aumento en la cantidad de Cpx (2.8 %) como fenocristales (en comparación con las muestras anteriores), los tamaños son <1 mm. El contenido de Opx es similar (2.4 %). Al igual que en las muestras del flujo 1, muchos de los minerales se encuentran como glomeroporfidos de Ol y Px (Fig. 22a). Los fenocristales aparecen aglutinados dentro de una matriz de texturas traquítica (Fig. 22a y b).

La diferencia más notoria entre estas dos muestras (al considera que se encuentran cerca la una de la otra), es el contenido de Opx, como microfenocristal ausente en la muestra SID-2024, pero pobre como fenocristal (0.4 %) en la muestra SID-2025. Esta última, aunque con matriz hipocristalina, tiene una sustancial proporción de microfenocristales (58.5 %).

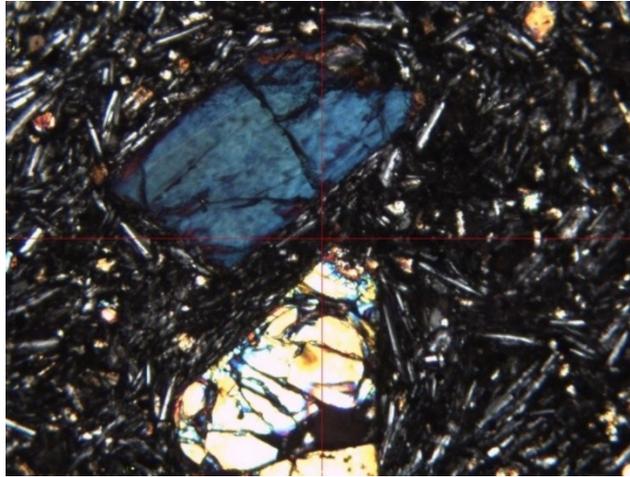


Fig. 21 Microfotografía de muestra SID 2014. Se observan cristales de Ol en la parte inferior con un alto fracturamiento y Opx dentro de matriz traquítica rica en Pl y posiblemente de Opx.

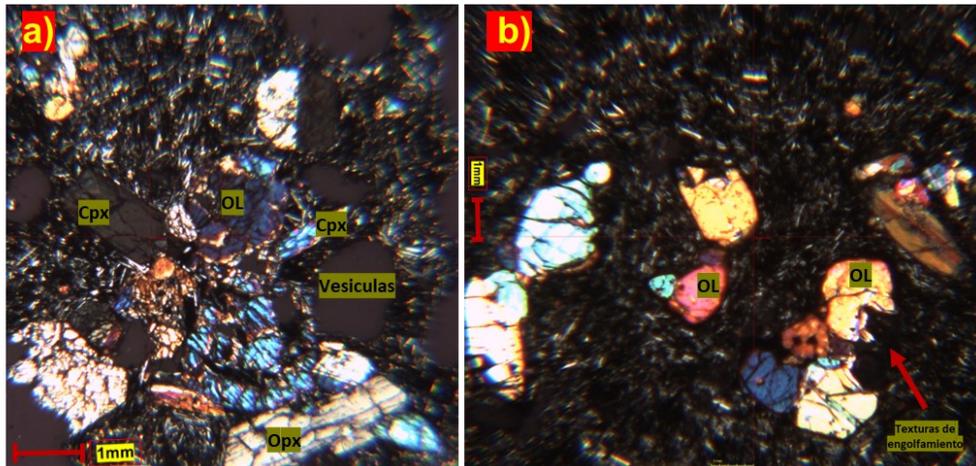


Fig. 22 Texturas petrográficas Flujo 2. A) Glomerocrystal de Cpx, Ol y Px en matriz hipocristalina de plagioclasas y vidrio correspondiente a sitio de muestreo SID2024 B) Glomerocrystal de Ol y Cpx correspondiente a sitio de muestreo SID2025 en los cristales de Olivino hay presencia de reabsorción cóncava y profunda, también se observa la matriz con textura traquítica.

Flujo 3

Aquí se plantea que el flujo 3 es el último emitido, se colectaron dos muestras, una en la parte distal del flujo que corresponde a la muestra SID2020; al analizarla en el microscopio se pudo observar una matriz hipocristalina, con una proporción de vidrio del 20 %, con microfenocristales de Pl (32.2%) Cpx y Ol, en menor cantidad (Anexo A.3). Tiene una vesicularidad de 17.4 % en volumen y fenocristales de Cpx (5.9%) de 2 a 10 mm, Opx (3 %) de 1 a 3 mm y Ol (12.2%) de 1 mm, al igual que las muestras anteriores, estos se encuentran euhedrales y como glomeroporfidos (Fig. 23). Se observaron también minerales accesorios de color rojo y redondeados y presencia de óxidos correspondientes al 0.6 %.

Cerca del cono se obtuvo la muestra SID-2011, en la que se observan fenocristales de Ol (5.8 %), Opx (2 %), Cpx (2.4 %) y Pl (1.4 %) de 0.3-0.5 mm; la matriz está compuesta en su mayoría de microfenocristales de Pl (41.5%), Opx (10.6 %), Ol (9.4 %) y vidrio (18.5%). Tiene un 8.5% de vesículas, se presentan de forma redondeada e irregular, también contiene óxidos como fenocristales.

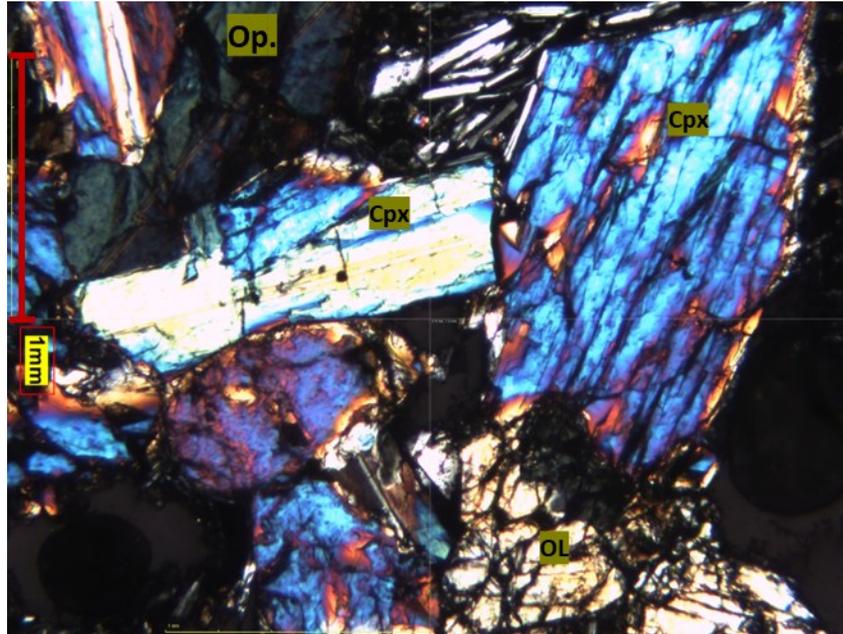


Fig. 23 Muestra representativa del flujo 3. Se observan glomerocristal de Cpx, Ol y Opx. El Cpx se observan de mayor tamaño respecto a los demás. Microfotografía con luz polarizada.

Se obtuvo el análisis químico para cada producto emitido y se estableció un orden en su descripción, de menor contenido de SiO₂ (SID-2017 con 53.17 %) al de mayor (SID-2011 con 55.17 %). Al comparar el contenido de microfenocristales, la Pl es la especie más abundante con valores que van de 41.9 % (para el SID-2017 Flujo 1B) a 27.09 % (para el SID-2024 Flujo 2). El Ol como microfenocristal no siempre es la fase que le sigue en abundancia, existen variaciones con el Opx que resulta más abundante, pero no se cuantifico en todas las muestras (SID-2019, 2024 y 2020 no se obtuvo conteo). En total la matriz microcristalina presenta valores de 43 hasta 84 % (sin normalizar vesículas). Respecto al contenido de fenocristales, en todas las muestras el Ol es la especie más abundante con valores que van de los 12.2 a 5.2 % (Fig. 24). Los Opx siguen en abundancia, pero se observa que hay un cambio en la proporción para el último flujo, tanto el flujo 1B y 1A hay una ligera tendencia positiva o mantenimiento de las proporciones de Ol, Opx y Cpx, pero en el flujo 2 el comportamiento del Opx disminuye y el Cpx es más abundante, mientras que el Ol tiene una disminución intermedia (Fig. 24). En el flujo 3 la

tendencia se mantiene, aunque la diferencia de abundancia entre los tres minerales se reduce en la muestra proximal.

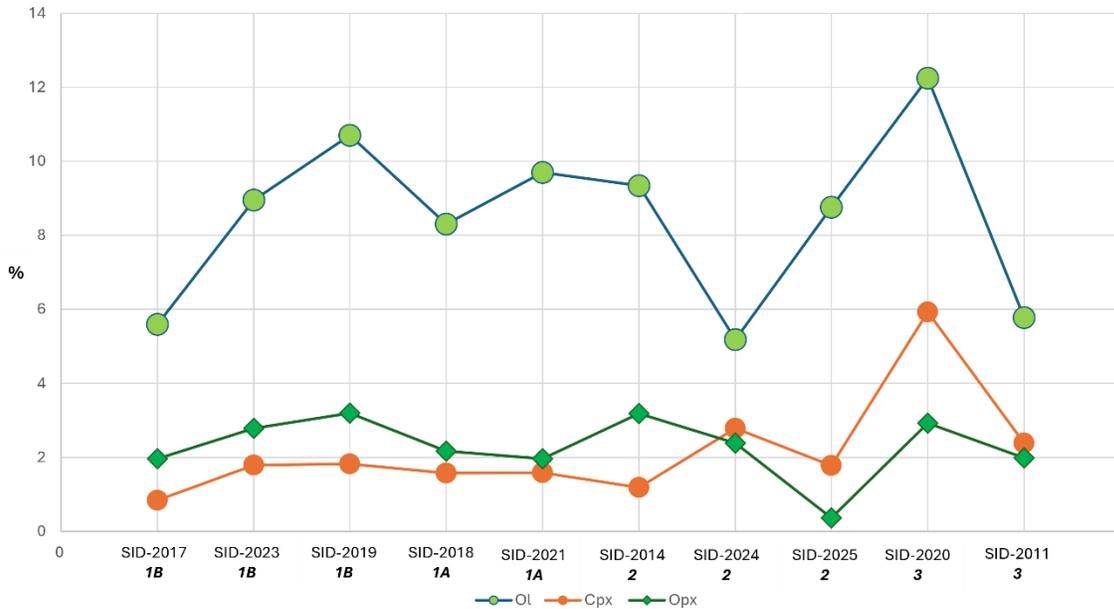


Fig. 24 Gráfica de contenido de fenocristales de Ol, Cpx y Opx para las muestras de las lavas del volcán San Isidro (orden con base en su proporción de SiO_2 de menos a mayor).

4.1.2 Cono Lagunillas II

Cono Lagunillas II

Solo se colectó una muestra del cono y una de la lava de Lagunillas II. De estas la que tiene menor contenido de SiO_2 es la del flujo de lava, en cambio la bomba colectada en el cono tiene 0.5 más SiO_2 . La muestra colectada en la base del pequeño cono de escoria y bombas volcánicas (SID-2004), es una roca altamente vesiculada con más del 68 %, de matriz vítrea de color gris, con fenocristales de Pl y Ol. Al microscopio se observó una textura hipocristalina con abundantes fenocristales de Ol (14.6 %), de 1-2.5 mm de tamaño, los Opx (2.8%) alcanzan los 1-2 mm de tamaño.

Flujo Lagunillas II

La lava del cono Lagunillas II (SID-2007) tienen una menor proporción de vesículas con solo el 13.6 %, pero mantiene al Ol como la fase dominante. Las vesículas son irregulares y redondeadas de hasta 3 mm de tamaño. Algunos fenocristales de Ol presentan bordes de reacción (Iddingsita). La proporción de Ol en la lava es menor que en la muestra del cono, con solo 11.3 %, le siguen el Opx con 2.4 % y el Cpx con 1.2 % (Fig. 25), estos

minerales se presentan euhedrales y fracturados. Todo ellos en una matriz hipocristalina, rica en PI de tamaños de microfenocristales y microlitos (con un 40.2 %).

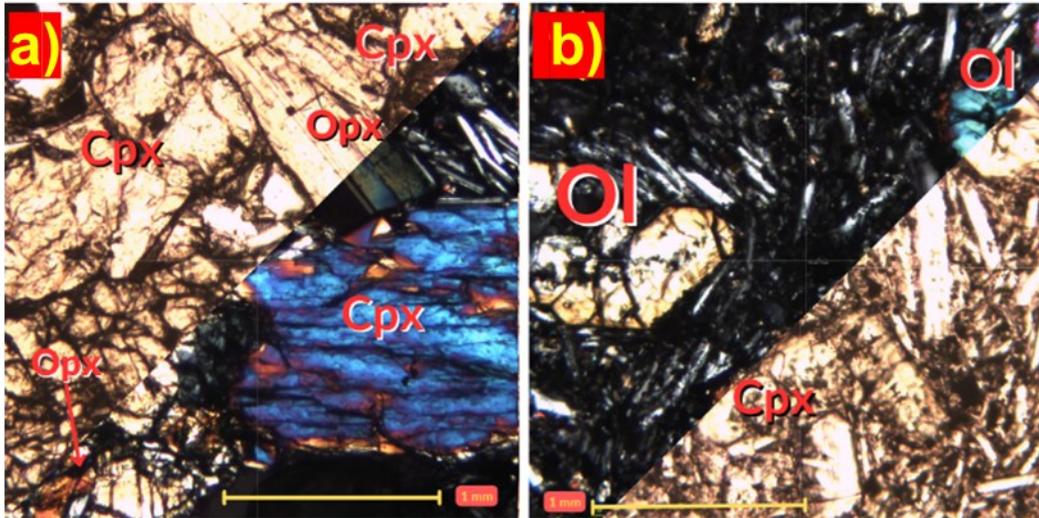


Fig. 25 Laminas delgas del volcán Lagunillas II. A) Muestra del Cono Lagunillas II se observan Ol y Cpx (con luz natural y polarizada). B) Muestra de lava de volcán Lagunillas II se observan minerales de Ol y Cpx en una matriz rica en Pl.

4.1.3 Domo La Rosa de San Juan

Se colectó una muestra del frente del domo de lava, en su ladera occidental (SID-2022). Es una roca de matriz vítrea, con abundantes fenocristales de Pl y anfíboles, de hasta 5 mm de largo. En el microscopio petrográfico se observaron fenocristales de feldespatos potásicos (25.3%), de 2 mm a 3 mm, algunos núcleos muestran un claro zoneamiento y remanentes, además de recubrimiento (Fig. 26), también contiene Pl (12.6 %), Cpx (6.6 %) de 0.5mm-1.8mm y Anfíboles (8.6%) de 2mm - 3.5 mm, estos se encuentran remplazados por minerales opacos (Fig 27b) los cuales también contiene bordes de Cpx. La matriz es cristalina principalmente con microfenocristales de Pl y vidrio en menor cantidad. Tiene aproximadamente el 5% de vesículas. Muchos de los anfíboles se encuentran opacitados.

4.1.4 Domo Lagunillas

Se recolectaron diferentes muestras del domo Lagunillas, esto debido a que se siguió la traza de la falla que lo corta y se reconocían rocas con sutiles variaciones (SID-2003, 2005, 2006 y 2016). Las muestras del domo presentan una matriz vítrea, de color gris claro, microvesiculada y con fenocristales de Px (de hasta 2 mm de largo), hornblendas (Hbl 4 mm) y abundantes microfenocristales de Pl. Al microscopio se observa una matriz

microcristalina con fenocristales de Pl (60%) y Hbl (25%) de entre 1mm a 2 mm (Fig. 27), hay intercrecimiento de cristales y presencia de Opx (10%), Cpx (5%) y feldespatos (5%), las oxihorblendas (15%) tienen hasta 2 mm de tamaño.

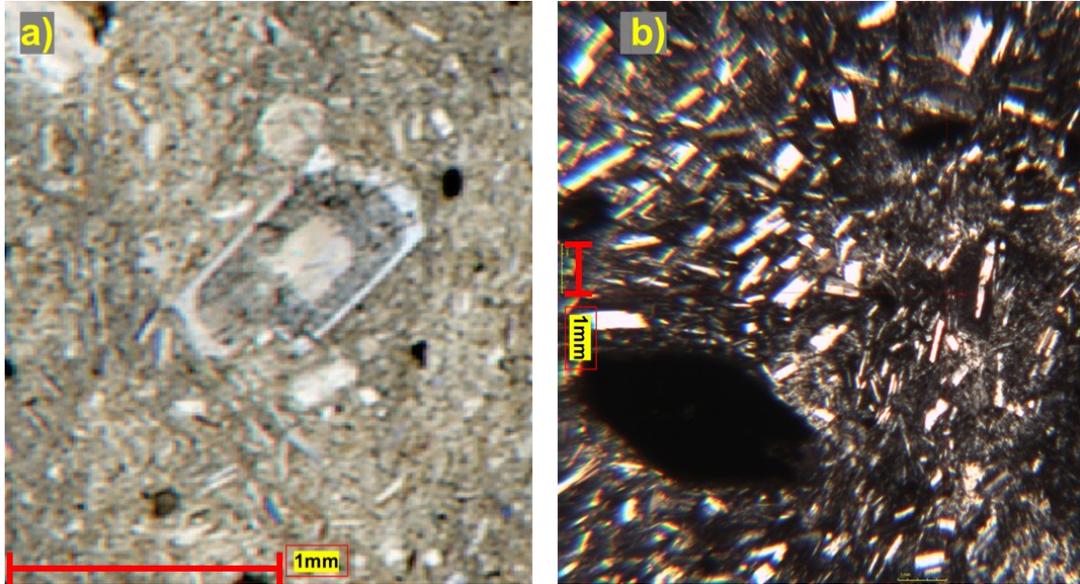


Fig. 26 Laminas delgadas Domo La rosa de San Juan. A) Se observa feldespato con zonación inmerso en una matriz microcristalina de Pl, con textura traquítica y presencia de minerales opacos. B) Cristal de posible Cpx, completamente remplazado por óxidos.

También se analizó una muestra obtenida cerca de la falla la cual muestra una matriz con textura porfídica, de color gris claro y microvesiculada, con fenocristales de Pl, Hbl y abundantes microfenocristales de posiblemente Px anhedrales. La roca presenta xenocristales de Qz de hasta 2 cm.

4.1.5 Flujo de lava Los Puercos

Entre la estructura denominada como El Gallo y el Domo La Rosa de San Juan, se encontró una roca con una cubierta de suelo notoria y que se observó diferente a las estructuras mencionadas. La muestra SID-2013, fue descrita en campo como una roca de matriz vítrea de color gris claro, con vesículas de formas alargadas e irregulares, de > 2 cm de tamaño (Fig. 28). En microscopio petrográfico se observó una matriz hipocristalina con abundantes microfenocristales y microlitos de Pl, con textura traquítica. El contenido de fenocristales muestra una roca rica en Ol (6.35 %), con Opx (3.4 %) y menor cantidad de Cpx (1.2 %), todos ellos euhedrales y ligeramente fracturados (Fig. 28). La matriz es predominantemente cristalina con un 69.1 %, con la Pl como el microfenocristal dominante (con 44.9 %). Es de llamar la atención la ausencia de iddingsitas y coronas de oxidación.

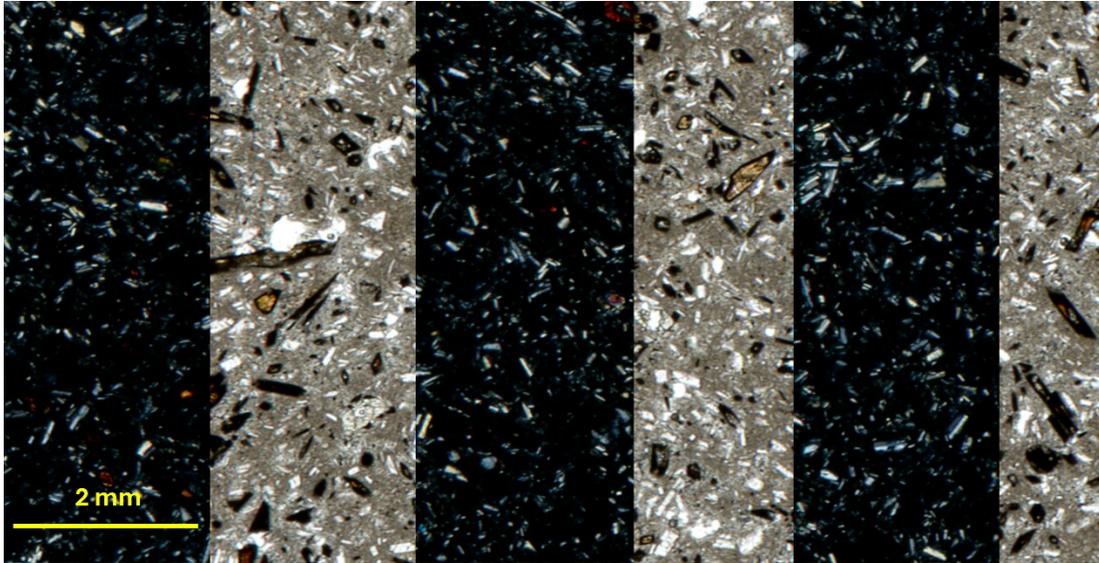


Fig. 27 Microfotografía de la muestra SID-2006 del domo Lagunillas. Se muestra los bordes de opacita en las Hbl, así como algunos Cpx en una matriz rica en Pl (la alternancia de luz polarizada y natural fue a propósito).

4.1.6 Basamento Lagunillas (Domo La Granja) y Cono Lagunillas I

Las rocas que se reconocieron como basamento del Domo Lagunillas fueron el relicto llamado La Granja al norte del domo y el cono Lagunillas I al sur de este. La muestra de La Granja (SID-2001) se obtuvo del escarpe que corta la loma por la falla Huiramba. La roca tiene matriz vítrea, de textura traquítica color gris rojiza, microvesiculada y microcristalina con microfenocristales de Pl, Cpx y feldespatos potásicos. Al microscopio se observa una matriz vítrea con cristales de Pl (34.3%) y abundantes fenocristales subhedrales y anhedrales de oxyhornblenda (17%) y feldespatos (9%) de hasta 3 mm (Fig. 29a), maclados y zonados.

Al sur del domo Lagunillas se encontró un cono de escorias con un alto grado de intemperización, por lo que no conserva su morfología original, circundante a esta estructura se pudo extraer una muestra (SID-2015), descrita como una bomba volcánica dentro de una brecha de caída. La roca presenta una matriz vítrea, de color gris oscuro, altamente vesicular, con microfenocristales de Ol de color rojizos y Pl. En lámina delgada se observa una matriz vítrea (20 %) con abundantes microfenocristales de Pl (38.7%), Ol (2.5%) y Opx. (3.6%) en menor proporción. Los fenocristales representan el 20% en volumen de la muestra y varían de 0.3mm-1.5 mm en tamaños. En su mayoría son cristales

de Iddingsita que son característicos por sus bordes de reacción, seguidos de Opx y Pl (Fig. 29b), esta muestra tiene la mayor proporción de minerales opacos (8.8 %), solo con la excepción del lítico accidental y denso dentro de la brecha de caída del cono San Isidro (Anexo A.3).

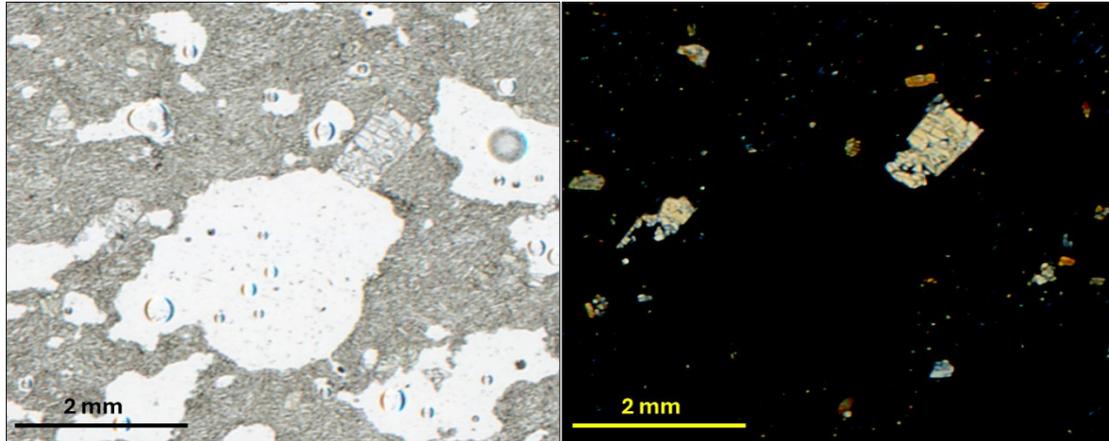


Fig. 28 Microfotografía del flujo de lavas del volcán Los Puercos (SID-2013), nótese las dimensiones de las vesículas (izq.) y los minerales de Cpx (der.).

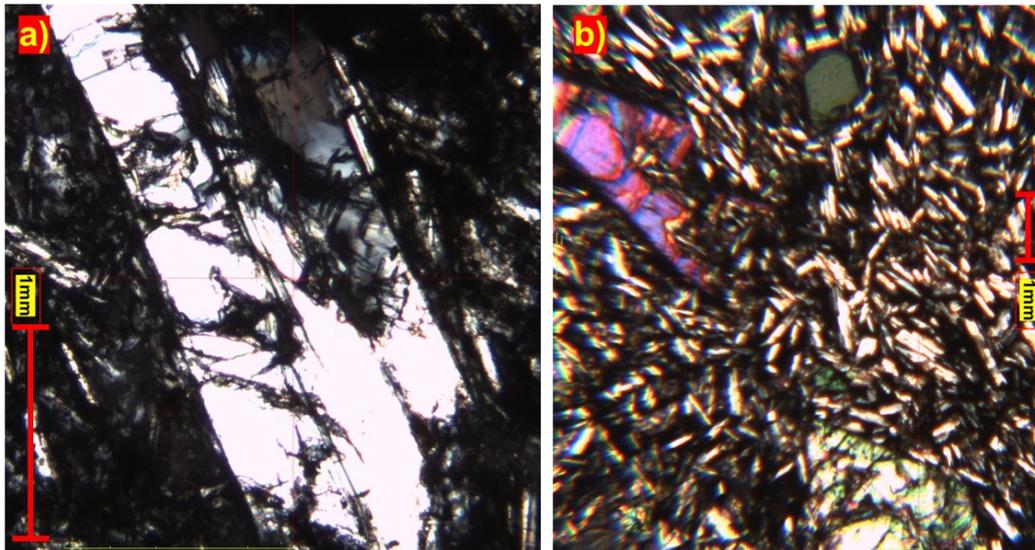


Fig. 29 Microfotografías del Domo La Granja. A) Foto de muestra SID-2001 perteneciente al Domo La Granja (basamento de lagunillas) se observa fenocristal de Feldspato maclado rodeado de una matriz vítrea con microfenocristales de Pl. B) Lámina delgada de Cono Lagunillas I donde se observa la matriz cristalina de microfenocristales de Pl y fenocristales de Ol y Opx con bordes de Iddingsita.

4.1.7 El Gallo y Yerbabuena

En los volcanes El Gallo y La Yerbabuena se obtuvieron muestras en la brecha de caída del cono y un flujo de lava con una potente corteza de meteorización, respectivamente. La muestra del volcán El Gallo (SID-2008) presenta una matriz vítrea, de color gris clara, microvesiculada, con microfenocristales de Px y Pl (Fig. 30A).

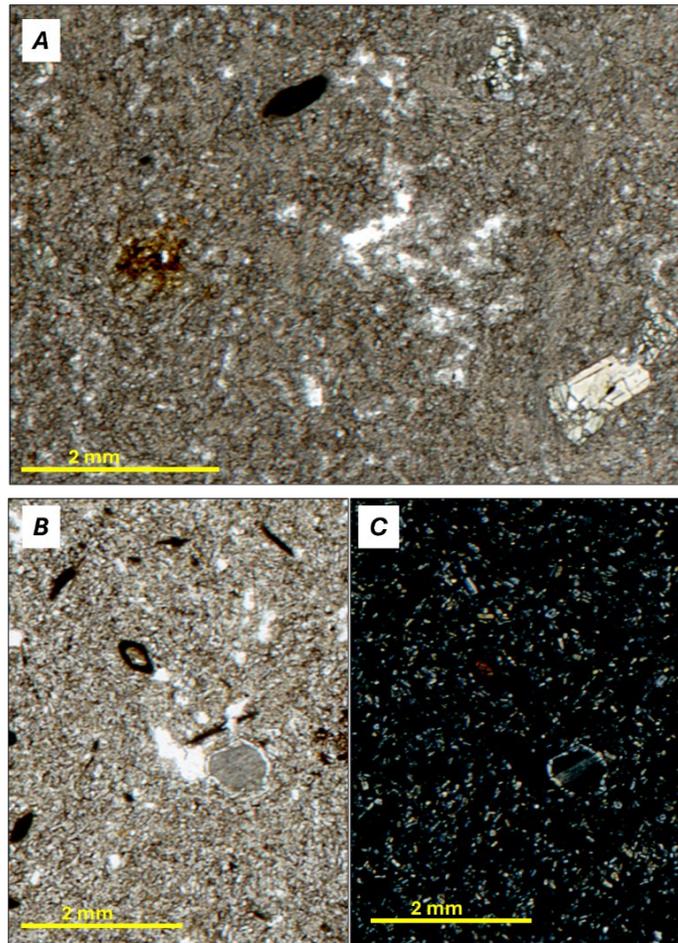


Fig. 30 A) Microfotografía de la muestra de El Gallo (luz natural), nótese la matriz alterada, así como el glomeroporfido de Pl y Opx, en la esquina inferior izquierda. B) Microfotografía de la muestra de la Yerbabuena (luz natural), que muestra los anfíboles con sus bordes de opacita, también se muestra un borde de crecimiento en un feldespato. C) Microfotografía de B con luz polarizada, se observa la abundancia de microfenocristales en la matriz.

Presenta bandeamiento con vesículas alargadas y fenocristales que fueron remplazados por efecto de la meteorización. En el microscopio se observa una matriz hipocristalina vítrea y alterada (42 %) con microcristales de Pl. (24.6%), Opx. (3.1 y Ol. (0.9 %). Los fenocristales varían desde los 0.3mm-1.3mm principalmente de oxyhorblenda (11.2%) subhedrales y de

0.5mm-2mm y presencia de minerales opacos (6.3%) y también están presentes en bordes de minerales de Ol y Opx.

En la Yerbabuena la muestra obtenida pertenece al flujo de lava, la roca presenta una matriz vítrea, de color café claro, microvesiculada, con fenocristales de Pl, Px y Hbl. En el microscopio se observa una matriz hipocristalina con textura de tamiz de Pl, Cpx y Vidrio (38.7 %). La Pl también se presenta como fenocristales euhedrales de 0.3 mm- 1.2 mm, hay presencia de minerales opacos que bordean a los fenocristales de Pl, Cpx (1.4%) y anfíboles (10.2 %) (Fig. 30B). La corrosión también está presente remplazando minerales por óxidos o dejando huecos que a simple vista podrían confundirse con vesículas (Fig. 30C).

4.2 Geoquímica

De las 13 muestras analizadas de la región del volcán San Isidro, se determinaron concentraciones de elementos mayores y algunos elementos trazas (Anexo B.2). Con estos datos se corrieron distintas clasificaciones e interpretaron las relaciones bivariantes y multivariantes comunes para este volcanismo, además se compararon con datos reportados en la literatura del Noreste de Morelia (Avellán et al., 2020; Gómez-Vasconcelos et al., 2020), Zacapu (Reyes Guzmán et al., 2018), Tacámbaro (Guibauld et al., 2012), Pátzcuaro (Osorio Ocampo et al., 2018), Rancho Seco (Ramírez et al., 2019), Paricutín (Cabriá et al., 2011), El Astillero y El Pedregal (Larrea et al., 2019), Jorullo (Guibauld et al., 2011), Tancítaro (Ownby et al., 2011) y el Complejo volcánico El Águila y los domos La Taza, las Nieves y el Burro (Cardona 2015 y Avellán et al., 2024).

4.2.1 Clasificación química

Se utilizó la clasificación TAS de Le Bas et al. (1986), para los análisis obtenidos de las rocas del volcán san Isidro, Lagunillas II y los domos La Rosa de San Juan y Lagunillas (Fig. 31). Los resultados de roca total (*whole-rock* %) normalizados fueron graficados con base en las concentraciones de SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. Las muestras caen en los campos de traquiandesita basáltica, andesita y dacita (Fig. 31). La mayoría de las rocas se encuentran dentro de la serie sub-alcalina.

Los domos presentan diferentes composiciones en comparación con el volcán San Isidro y el cono Lagunillas II. Su composición cae en el campo de las dacitas para el domo La Rosa

de San Juan (SID-2022) y andesita para el domo Lagunillas (SID-2006) con variaciones en SiO_2 de 64.8-59.9 % y de 6.2-6.1 % para $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, respectivamente (Fig. 31).

La selección de muestras para los análisis geoquímicos del volcán San Isidro, tuvo como base el mapa geológico (Anexo C.1), donde se reconocieron tres unidades de flujo de lava, de acuerdo con su secuencia de emplazamiento propuesta. De forma elemental, se tienen los flujos 1A y B como los primeros emitidos, seguido del flujo 2 y 3, para finalizar con los productos piroclásticos que conforman al cono.

Estos análisis arrojaron que los flujos del volcán San Isidro inician con un bajo contenido de SiO_2 con 53.1-53.9 % (flujo 1B, muestras SID-2017 y SID-2019, respectivamente), y 53.3 % (flujo 1A, muestra SID-2018) (Fig. 31). El Flujo2 (muestra SID 2024) tiene un contenido de 54.2% y en el flujo 3 de 54.8 % (SID-2020) en SiO_2 . Finalmente, las muestras más cercanas al cono muestran un aumento en el contenido de SiO_2 con 54.9 % (SID 2010), solo por debajo de la muestra que pertenece al flujo 3, con 55.2 % (SID-2011). Tanto el cono como el flujo 3 corresponden a los productos finales y reflejan un aumento de ~2% en la cantidad de sílice respecto a los primeros productos eruptivos. Respecto al contenido de álcalis, los valores se encuentran entre 5.9 % (SID-2017) y 5.7 % (SID-2019) en la parte distal del flujo 1B y en el flujo 3 (SID-2011) cercano al cono, así como en la bomba colectada en el cono que presenta menor contenido de álcalis (5.6%).

Por otro lado, el flujo del volcán Lagunillas II así como el cono tienen composiciones similares en cuanto al contenido de SiO_2 respecto a los flujos finales del volcán San Isidro. También se clasifican como traquiandesita basáltica (Anexo B.2). Las muestras obtenidas arrojaron que el cono Lagunillas II (55.2 % de SiO_2) tiene un ligero incremento en la cantidad de sílice respecto a su flujo de lava emitido (54.6% de SiO_2), aunque se requieren más datos para corroborar esta interpretación (Fig. 31).

El diagrama de TAS (Fig. 31) muestra una ligera tendencia negativa en el contenido de álcalis, conforme se incrementa el contenido de SiO_2 en el volcán San Isidro. Esto puede estar relacionado con la evolución de la erupción, es decir, inició emitiendo rocas con menor contenido de SiO_2 que se incrementó en los últimos productos emitidos (Flujo 3 y bomba en el cono) mientras que el contenido de álcalis disminuyó. Este comportamiento es un tanto peculiar, ya que en la mayoría de las erupciones en conos de escoria el incremento de SiO_2 es común conforme se emiten sus productos a lo largo del tiempo (Larrea et al., 2019).

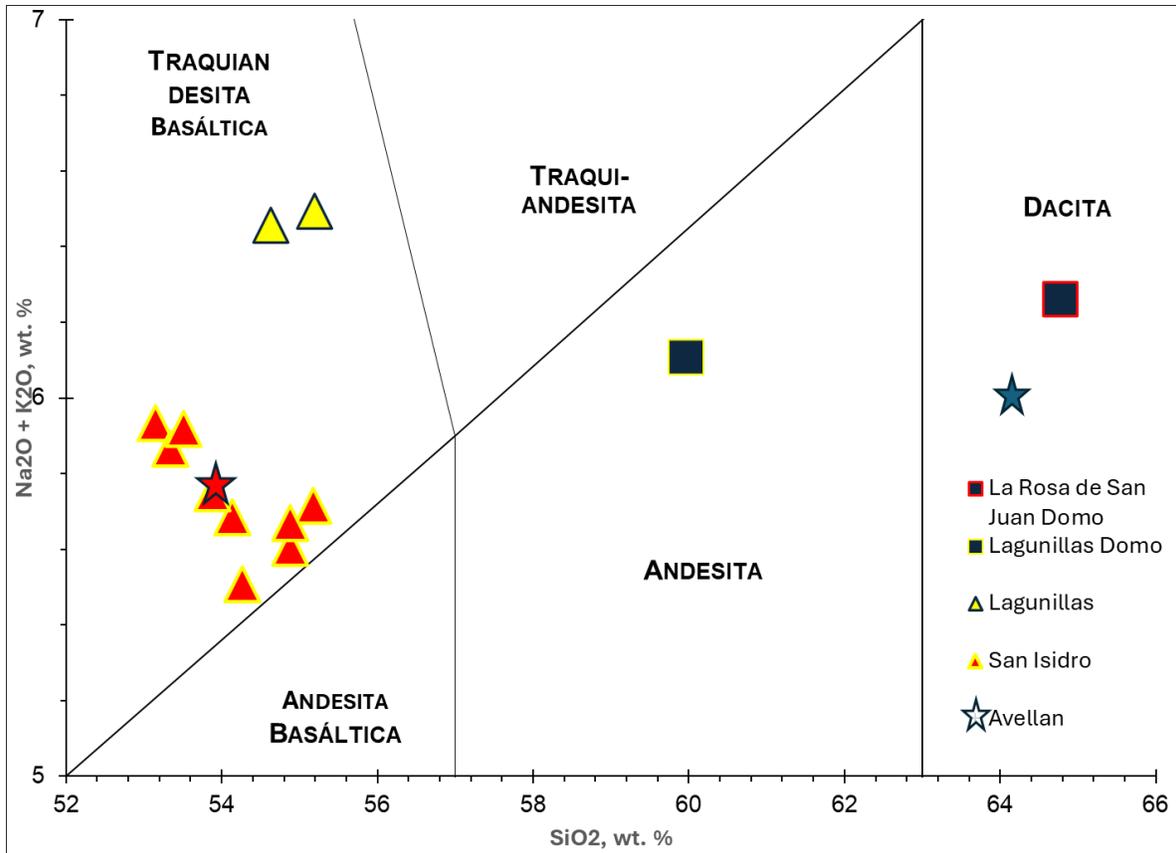


Fig. 31 Diagrama TAS (Total álcalis vs sílice, Le Bas et al., 1986) para las muestras del volcán San Isidro, Lagunillas II, y los domos La Rosa de San Juan y Lagunillas. Las estrellas son datos de Avellan et al. (2024), para el volcán San Isidro (roja) y domo La Granja (azul, aunque ellos lo reportan para Lagunillas).

El cono de escoria Lagunillas II, muestra una tendencia similar en el contenido de SiO₂, pero contraria en cuanto al álcalis (Fig. 31). Aquí el cono tiene la mayor cantidad de SiO₂ y álcalis (55.19 % y 6.49 %, respectivamente). Mientras que el flujo tiene una ligera disminución (54.6 % y 6.45 %), dos veces menor al límite de detección del análisis para el SiO₂, pero imperceptible para álcalis. Al comparar al cono Lagunillas II con el volcán San Isidro, se tiene una diferencia de ~0.6 % más de álcalis (quince veces mayor al límite de detección). Este comportamiento de los datos es común en el volcanismo, un ejemplo de incremento de álcalis y SiO₂ durante la erupción lo muestra el volcán Parícutin (Larrea et al., 2017). Aunque es importante indicar que la tendencia es inconclusa si se utilizan solo dos muestras.

La relación de K₂O respecto al SiO₂ (en peso%) muestra altos valores de K₂O para la lava de Lagunillas II, misma que se encuentra cerca del rango de las shoshonitas (Fig. 32). En cambio, los productos del volcán San Isidro, aunque marginalmente dentro del campo de

alto en K, tiene valores comparables a los que tienen los domos Lagunillas y Rosa de San Juan (Fig. 32). Los domos por su contenido en SiO_2 , se encuentran dentro del campo de medio K.

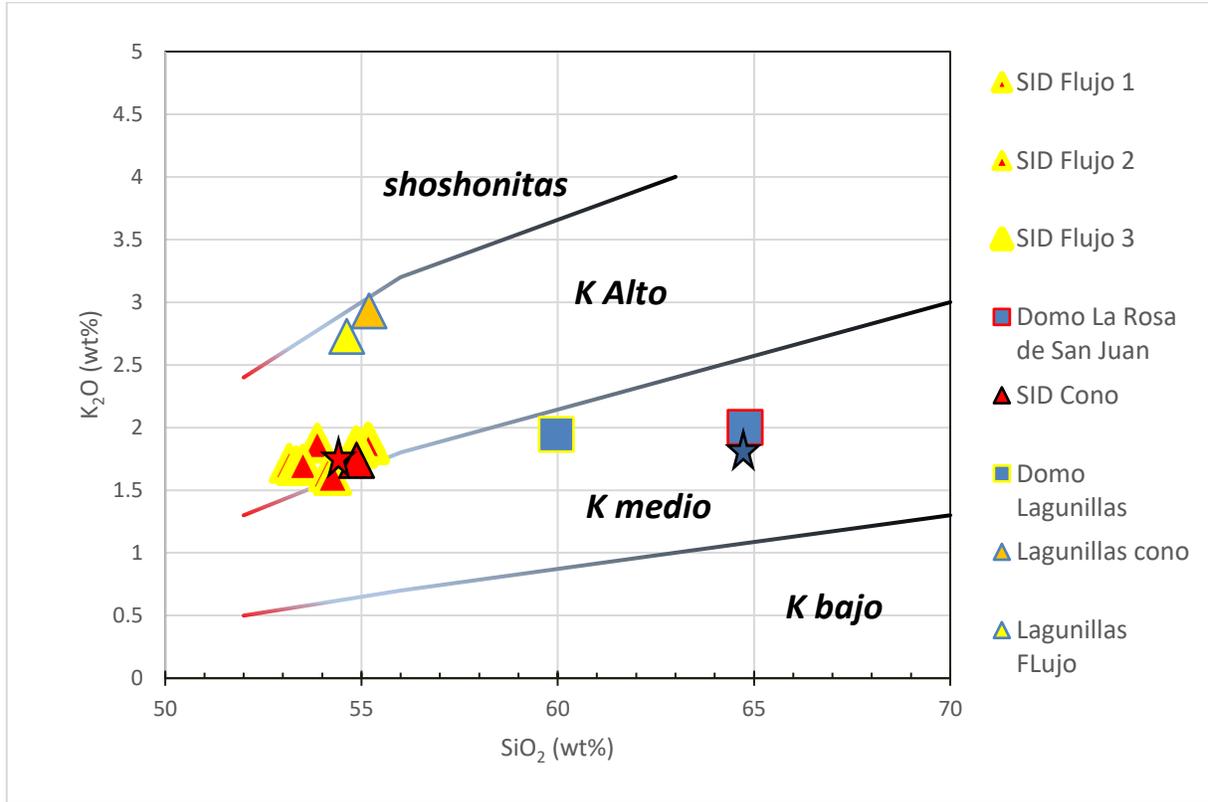


Fig. 32 Diagrama de K_2O vs SiO_2 (Pecerillo y Taylor, 1976) que determina la serie potásica de las muestras. Las estrellas son datos de Avellán et al. (2024), para el volcán San Isidro (roja) y domo La Granja (azul, aunque ellos lo reportan para Lagunillas).

4.2.2 Elementos mayores

Como se observó en el diagrama de TAS, la composición química de los productos del volcán San Isidro presentan ligeras variaciones a lo largo de la secuencia eruptiva. Todos los productos del volcán San Isidro y Lagunillas II se clasifican como traquiandesita basáltica. Se decidió utilizar al MgO (% en peso) como índice de diferenciación, debido a que es el elemento con el mayor rango composicional. Las rocas del cono Lagunillas II, contiene la menor cantidad de MgO con 5.7 % en peso (con un límite de determinación de 0.07% en peso, Anexo B.1). En cambio, el flujo 1B contiene 8.4 % en peso y el flujo 3 tiene 6.6 % en peso, lo que indica un decremento durante la erupción (Fig. 33).

El contenido de FeO (total) muestra que los primeros productos emitidos tienen contenidos de 7.5 % en peso, mientras que el último flujo registra 6.8 %. Los resultados de contenido de MgO vs TiO₂ muestran una tendencia lineal que concentra los valores de lava del cono Lagunillas II con 1 % en peso y la bomba del cono de San isidro con 0.9 % en peso (Fig. 33). Los productos colectados en los domos cercanos tienen valores de TiO₂ menores.

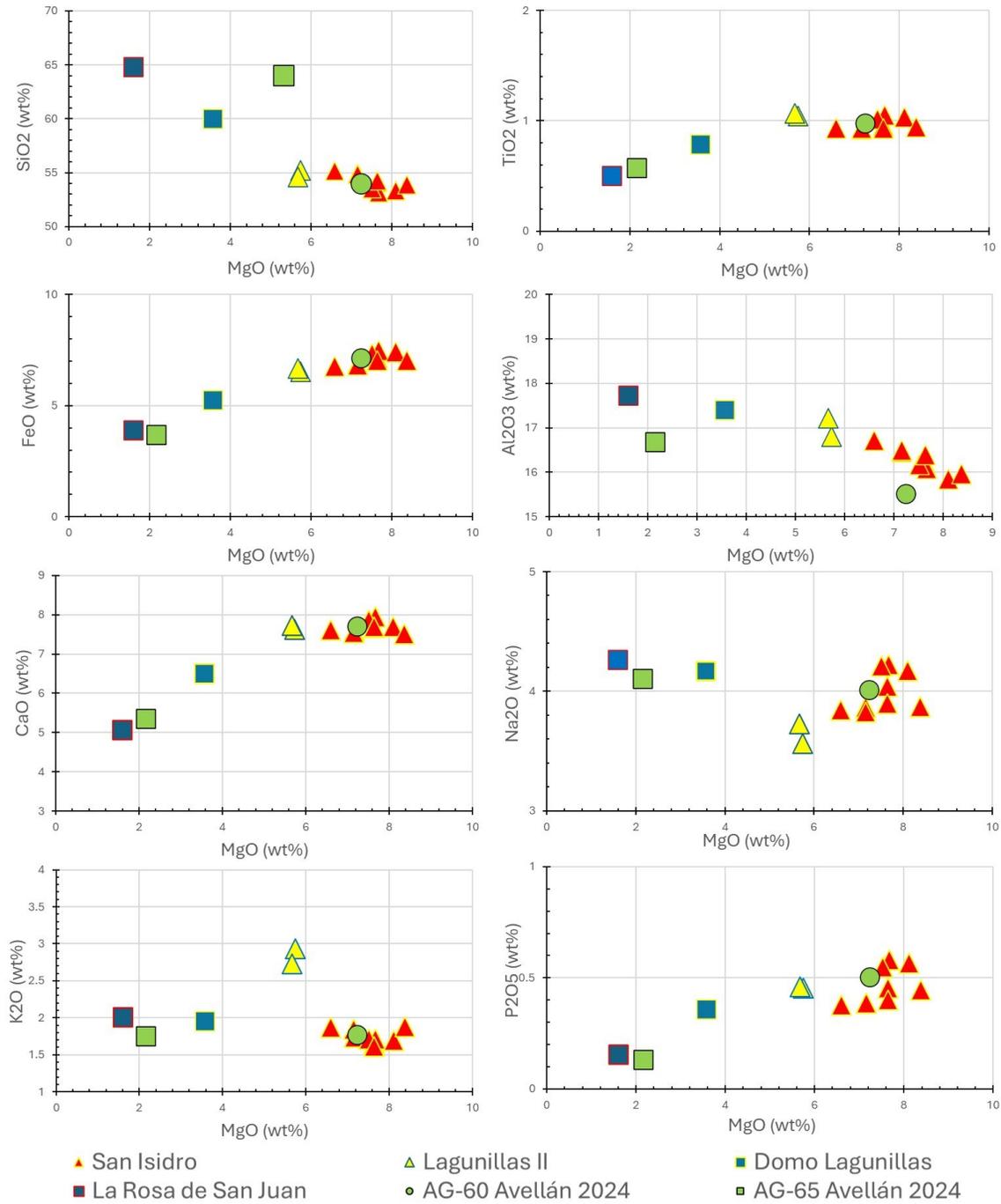


Fig. 33 Diagramas bivariantes de elementos mayores en función con el contenido de MgO para los productos del volcán San Isidro y sus alrededores, junto con los datos de Avellán et al. (2024) para el cono San Isidro y Domo La Granja.

El diagrama bivariado de Al_2O_3 vs MgO muestra una tendencia negativa. Aunque el rango de % en peso de Al_2O_3 para las muestras colectadas solo sea de 1.9 %, el volcán San Isidro mantiene la variación de acuerdo con la evolución de la erupción, con el mayor contenido de este óxido en la muestra perteneciente al flujo 3 (16.7 % wt.) y el menor para el flujo 1A (15.8 % wt.) (Fig. 33). Los productos colectados del cono Lagunillas II se encuentran entre los extremos del domo dacítico y las traquiandesitas del cono San Isidro.

El CaO, MnO vs MgO muestran comportamientos casi invariantes, aunque parezca que se tiene un incremento de ambos óxidos en función del MgO, se puede observar que los productos traquiandesíticos basálticos, se estancan entre los valores de 7.9 y 7.5 % en peso para el CaO (Fig. 33) y entre 0.12 y 0.11 % en peso para el MnO. La relación del contenido de MgO con el Na_2O muestra un agrupamiento de los datos, entre un rango de valores que va de 4.3 % (wt.) para el domo La Rosa de San Juan y el cono Lagunillas con 3.56 % (wt.). De nuevo el cono Lagunillas contiene la menor cantidad de Na_2O . Para el caso del P_2O_5 vs MgO se aprecia una tendencia negativa de los productos del volcán San Isidro y Lagunillas II con una disminución de este óxido conforme se incrementa la cantidad de MgO (Fig. 33), aun así, el rango de % en peso es bajo con valores que van de 0.6 % para el flujo 1B y 0.4 % para el flujo 3 (Anexo B.2).

4.2.3 Elementos traza

Se elaboraron diagramas bivariantes de los siguientes elementos traza: Sc, Cr, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd, Pb, Th y U. De manera general se observa variaciones en el contenido de algunos elementos traza para los productos del volcán San Isidro, en la mayoría de los elementos existe una disminución en relación con los primeros productos emitidos (Fig. 34). Los elementos trazas con mayor contenido en los primeros productos emitidos fueron La (38.5), Ce (72.6 ppm), Sr (674.8), Nd (35.7) y Nb (10.5) y menores para los últimos productos emitidos (La 25.6; Ce 50.4; Sr 553.4; Nd 25.2; Nb 7.1 ppm).

Los elementos compatibles como el Ni (203 ppm) y Cr (400 ppm), también muestran la tendencia descrita, aunque presentan las mayores concentraciones (solo por debajo del Ba) y diferencias (Ni 78.2 ppm; Cr 218) de 125.3 ppm y 182.1 ppm, entre el primer flujo de lava y el último, respectivamente.

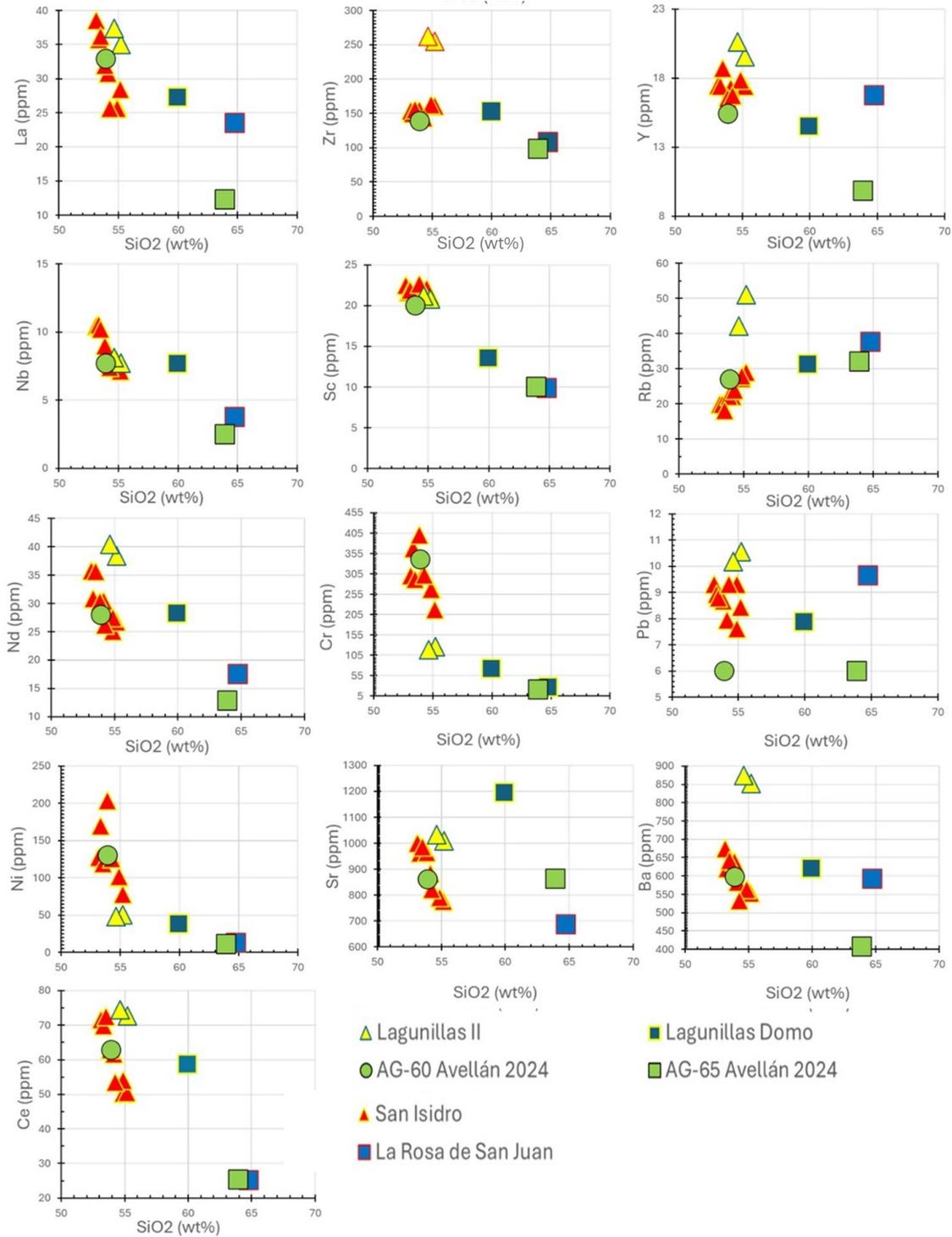


Fig. 34 Diagramas de elementos traza con base en SiO₂ (% en peso). En cuadro y círculo verdes se colocaron las muestras del domo La Granja (AG-65) y volcán San Isidro (AG-60) (publicadas por Avellán et al., 2024) (se muestran aquellos con variaciones por encima del límite de determinación -Anexo B.1).

Otros elementos que presentan un comportamiento compatible son Ba, Sr, Ce, La y Nb. Como ocurre en otros volcanes (Kshirsagar et al., 2016; Guilbaud et al., 2019), el elemento traza que tiene un comportamiento invertido (de acuerdo con los productos del volcán San Isidro) es el Rb, aquí los primeros productos se encuentran empobrecidos (18.2 ppm), mientras que los últimos tiene valores mayores (28.9 ppm), lo que se espera para un elemento incompatible. El Ba tiene una tendencia negativa (mayor contenido al inicio de la erupción), pero aquí el flujo 2 tiene el menor contenido y no el flujo 3 (Fig. 34). El Pb muestra un comportamiento irregular, aunque presenta una tendencia positiva el flujo 3, junto con el cono, pero aquí los valores extremos se encuentran dentro del rango de determinación (7.6 y 9.3 ppm). Los elementos trazas sin una tendencia clara en los productos del volcán San Isidro, son el Y, Sc y Zr, se agrupan con diferencias menores en su contenido (Y 2.4, Sc 1.8, y Zr 19 ppm de variación entre sus extremos).

Los productos del cono Lagunillas II muestra mayores valores en Ce, Zr, Y, Rb, Nd, Pb, Sr y Ba, en comparación con los del volcán San Isidro (Fig. 34). Presenta menores valores en Ni y Cr. Para el domo La Rosa de San Juan, los elementos traza más empobrecidos son Ni, Sr, Nd, Nb, La y Ce. En cambio, para Rb y Pb, los contenidos son parecidos a los del cono Lagunillas II. Siguiendo con el domo La Rosa de San Juan, para el Ba, Y y U, los contenidos son similares a los del volcán San Isidro. El domo Lagunillas muestra empobrecimiento en Ni, Cr, Sc y enriquecimiento en Sr y U. Un punto a notar es que el domo Lagunillas coincide en rango de valores en Th, Nb con el cono Lagunillas II, aunque es ligeramente pobre en Ni y Cr.

Cabe señalar, que el domo dacítico de la Rosa de San Juan tiene los valores más bajos de la región para los elementos traza de Sr, Nd, La, Nb, Cr, Sc, Ce, Ni y Zr (ppm), así como el más alto en Th. Por otro lado, el domo andesítico de Lagunillas tiene los valores más altos de Sr y U (ppm). Un aspecto importante es la tendencia negativa presente en Ni, Cr, Nb, La y Nd, cuando se consideran todas las estructuras; aunque temporal y posiblemente petrogenéticamente distintos, los últimos productos de los conos (Lagunillas II y San Isidro) tiene la mayor concentración y los domos (La Rosa de San Juan y Lagunillas, así como La Granja) la menor.

El diagrama multi-elemental normalizado con los valores de N-MORB (*“normal type”*) propuestos por Sun y McDonough (1989) (excluyendo a V, Sc, Cu, Zn, Cr, Ni y Ga) (Fig. 35) de las rocas del volcán San Isidro y sus alrededores, muestra algunas variaciones al respecto con los análisis químicos previos. Como es de esperar, los valores más altos

correspondientes a elementos LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) como Rb, Ba y Pb. El elemento traza con mayor variación es el U, esta variación es marcada sobre todo en las lavas del volcán San Isidro que presenta una anomalía negativa. Los valores más afines corresponden a elementos incompatibles como Y, Zr y Nb, aunque este último presenta una anomalía positiva en los flujos de lava correspondientes al volcán San Isidro (Fig. 35).

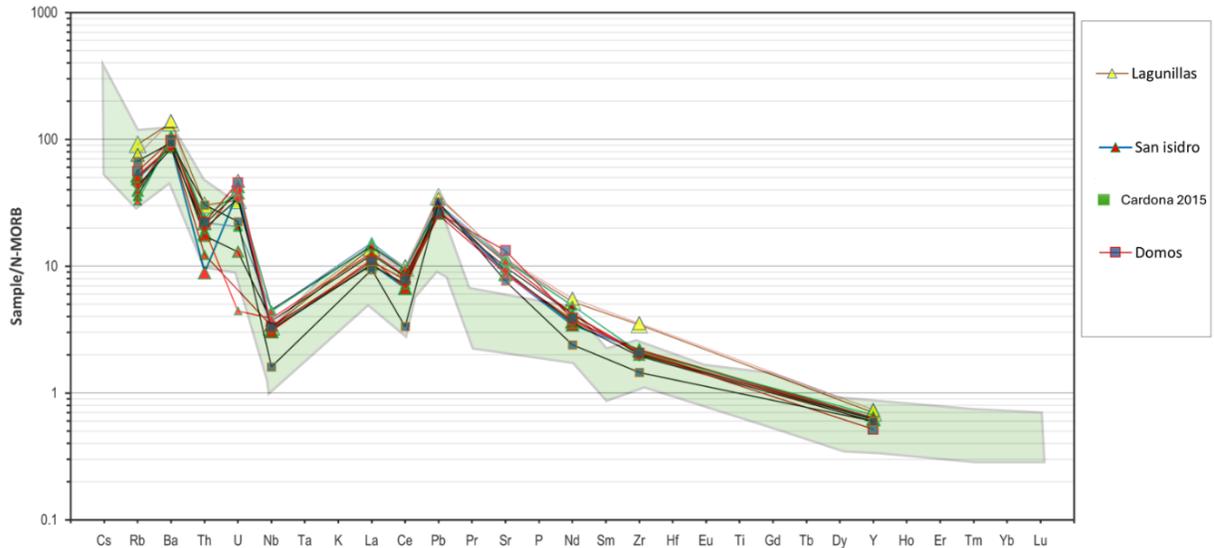


Fig. 35 Diagrama multi-elemental (ppm), de las tierras raras disponibles, normalizados con los valores de N-MORB (Sun and McDonough, 1989).

Dentro del diagrama de multi-elementos se observa que las rocas reportadas en los alrededores de la zona de trabajo, publicados por Cardona (2015), muestran un empobrecimiento (en Sr, Ba, Nb, Zr y Nd) en relación con los productos de Lagunillas II y algunos del volcán San Isidro. Esto puede deberse a que muchos de los volcanes cercanos tienen composiciones más evolucionadas, como andesita y dacita. Por lo anterior, los resultados del domo La Rosa de San Juan y Lagunillas, se encuentran en el rango de valores obtenidos por Cardona (2015); pero Lagunillas II está enriquecido comparado con los valores de N-MORB, en Zr, Nd, Sr, Pb, Ce, La, Nb y Ba.

Capítulo 5

5.1 Discusión

5.1.1 Historia Eruptiva regional

El volcán San Isidro y Lagunillas II se formaron dentro del *Cluster* Volcánico la Nieve (CVN), el cual está formado por múltiples episodios eruptivos a través de una larga historia de actividad magmática que inició durante el Plioceno tardío. El área se localiza a ~280 km de la zona de subducción. El vulcanismo en la zona de estudio comenzó con la generación del domo La Granja ubicado al Sureste del poblado Lagunillas, cuyos productos presentan evidencias petrográficas claras de desequilibrio (texturas de tamiz e intercrecimiento de cristales en Pl, así como cristales zoneados). Posteriormente surgen otras estructuras volcánicas en esta área como lo son el cono Lagunillas I y el domo Lagunillas, estas estructuras guardan una relación espacial y estratigráficamente pueden ser coetáneas a la actividad de la Falla Huiramba. Misma que puede estar asociada con la activación del sistema de fallas regional, lo que permitió el ascenso de diferentes lotes de magma en la zona.

Los estudios previos de Cardona (2015) y Avellán et al. (2024) aportan edades y volúmenes útiles para contextualizar las estructuras volcánicas del área de Huiramba. Sin embargo, la asignación de la edad de 2.98 ± 0.47 Ma al domo Lagunillas podría corresponder en realidad al cono Lagunillas I, lo que sugiere una posible sobreestimación del volumen total atribuido. Este tipo de ambigüedad destaca la necesidad de más dataciones directas para diferenciar entre unidades superpuestas. La secuencia eruptiva reportada (Santa Genoveva, Yerbabuena, El Gallo, Potrerillos) refleja una transición desde un vulcanismo dacítico a uno más máfico y de menor volumen, como San Isidro.

Posteriormente se presenta un periodo de aparente inactividad hasta el Pleistoceno tardío, cuando la activación de la falla Huiramba produce la erupción estromboliana del volcán San Isidro emplazando un depósito de caída que se acumuló en los alrededores y formó el cono de escorias, así como emitió 3 flujos de lava de composición traquiandesítica basáltica.

Diversos estudios han demostrado que la actividad tectónica local desempeña un papel clave en el emplazamiento estructuras dentro del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato

(CVMG). En particular, la falla Huiramba, de orientación NE-SW, ha sido identificada como una estructura activa con desplazamiento transtensional, lo cual genera zonas de debilidad cortical que favorecen la intrusión y ascenso magmático (Gómez-Vasconcelos et al., 2020; Avellán et al., 2024).

El volcán San Isidro se localiza directamente sobre esta traza y su posición coincide con un alineamiento de otras estructuras volcánicas recientes, por lo que se puede asumir que el vulcanismo del área está sometido a un control estructural. La apertura de fracturas y la disminución de la presión litostática inducidas por el movimiento de esta falla habrían permitido el ascenso de lotes magmáticos, culminando en una erupción estromboliana de baja explosividad que de acuerdo con Avellan et al. (2024), la erupción del volcán San Isidro ocurrió hace 21.49 ± 90 ka. En el presente trabajo la edad del volcán San Isidro muestra una inconsistencia, ya que uno de los fechamientos de C^{14} arrojó una edad calibrada de 14,700 – 14,290 BC. De manera coetánea o posterior a la erupción de San Isidro ocurre la erupción del cono Lagunillas II, siendo éste la última manifestación volcánica.

Este comportamiento es consistente con modelos de vulcanismo controlado tectónicamente, en los cuales las fallas activas actúan como conductos preferenciales para diques y magmas en regiones de arco continental (Gudmundsson, 2020).

Como se ha mencionado anteriormente, la actividad ocurrida en el CVN está controlada por la tectónica regional. Esta ha facilitado el ascenso del magma, actuando como conducto estructural en un entorno donde ya había condiciones magmáticas favorables, además de ser en un área donde el espesor de la corteza se considera tiene 35-38 km (Urrutia-Fucugauchi y Flores Ruiz 1996) y donde la falla Huiramba ha creado un régimen de tensión transtensiva; situación que Avellán et al. (2024) y Cardona (2015) les ha permitido proponer que propicia el atrapamiento de lotes de magma en la corteza superior. Por lo que con esta evidencia es posible considerar que la ocurrencia del vulcanismo asociado al volcán San Isidro y Lagunillas II sea producto de la activación de la falla Huiramba, misma que afectó al domo Lagunillas y probablemente al domo La Rosa de San Juan durante ese periodo de activación.

5.1.2 Relaciones petrogenéticas

Las rocas analizadas para este trabajo fueron comparadas con otros trabajos del CVMG (Fig. 36). El diagrama de TAS (Le Bas et al., 1986) muestra afinidad con los datos obtenidos

en la región del volcán Paricutín (Cebriá et al., 2011). También se relacionan con las composiciones reportadas para la región de Tacámbaro (Guilbaud et al., 2012), aunque éstas tienen una gran amplitud, ya que se extiende desde el campo de las dacitas hasta los basaltos, pero muestran productos que posteriormente denominan como de transición y alcalinos (Guilbaud et al., 2019); campos en donde caen los análisis del volcán San Isidro y Lagunillas II, respectivamente.

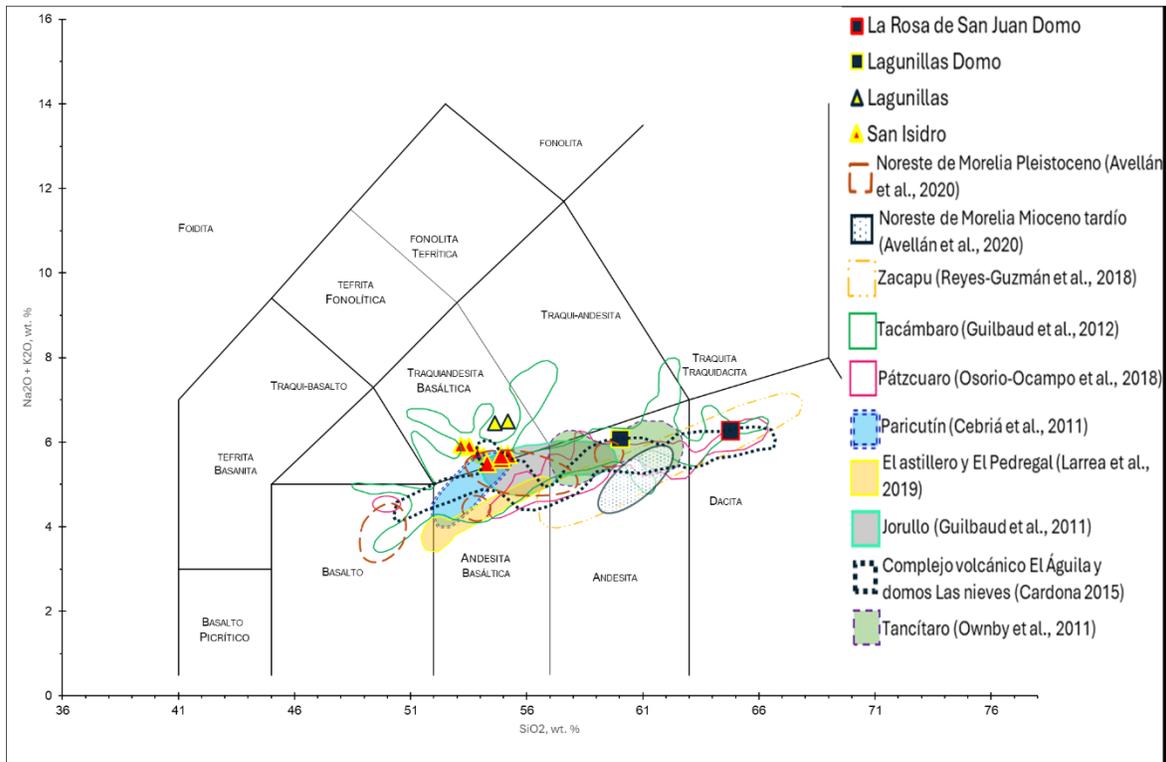


Figura 36 Diagrama TAS comparativa con productos del CVMG. Los datos mostrados pertenecen al Noreste de Morelia (Avellán et al., 2020), Zacapu (Reyes Guzmán et al., 2018, Tacámbaro (Guilbaud et al., 2012), Pátzcuaro (Osorio Ocampo et al., 2018) Paricutín (Cebriá et al., 2011) El Astillero y El Pedregal (Larrea et al., 2019a), Jorullo (Guilbaud et al., 2011) Tancitaro (Ownby et al., 2011) y el Complejo volcánico El Águila y los domos La taza, Las Nieves y el Burro (Cardona 2015).

Al continuar la comparación de los resultados, podemos apreciar que los primeros flujos emitidos por el volcán San Isidro guardan una relación con las rocas estudiadas en trabajos de Paricutín y Jorullo, en cuanto a la composición y la cantidad de SiO_2 y K_2O (Fig. 32 y 36), sin embargo, los últimos flujos de San Isidro son coincidentes con las rocas de Tacámbaro. Por otra parte, los flujos del volcán Lagunillas II muestran diferencias significativas con el resto de los trabajos publicados, ya que muestran un aumento

significativo en la cantidad de K_2O , cuyos valores se acercan a la línea correspondiente a las shoshonitas, pero siguen dentro de las traquiandesitas basálticas de alto K (Fig. 32).

Los domos La Rosa de San Juan y Lagunillas son más evolucionados que San Isidro y Lagunillas II, tienen una composición andesítica y dacítica. Estos domos guardan una relación con las estructuras circundantes, mismas que varían en composición desde basaltos, andesitas basálticas, dacitas y abundantes andesitas que, en mayoría pertenecen a los eventos eruptivos ocurridos durante el Pleistoceno tardío.

Los primeros flujos de lava avanzaron cerca de 7 km para el 1A y 4.5 km para el 1B, con 0.1 y 0.05 km^3 de volumen (Anexo A.4), con estos datos la tasa eruptiva calculada fue de 2.72 a $1.17 \times 10^{-2} m^3/s$ respectivamente. Alrededor del domo La Rosa de San Juan, dichos flujos presentan la mayor cantidad de vesículas y menor cantidad de sílice respecto a los últimos flujos emitidos. Presentan características petrográficas en donde sobresalen los bordes de corrosión y engolfamientos en OI y PI que pueden ser propiciadas por procesos de desequilibrio en las temperaturas del magma o deshidratación del magma producto de la descompresión (Fig. 37).

El flujo de lava 2, alcanzó 3.2 km de distancia de la base del cono (Tabla 2), con un volumen aprox. 0.028 km^3 y una tasa eruptiva estimada de $1.33 \times 10^{-2} m^3/s$ (Anexo A.1), su contenido de SiO_2 y K_2O aumentó con respecto al flujo de lava 1 (Anexo B.2). Se observa un aumento en la cantidad de Cpx (Fig. 243) o en mayor tamaño respecto al flujo 1; sin embargo, hay muestras en donde es mayor la presencia de Opx. El incremento de Px puede ser favorecido por procesos de cristalización fraccionada durante el ascenso o la erupción (al considerar los microlitos).

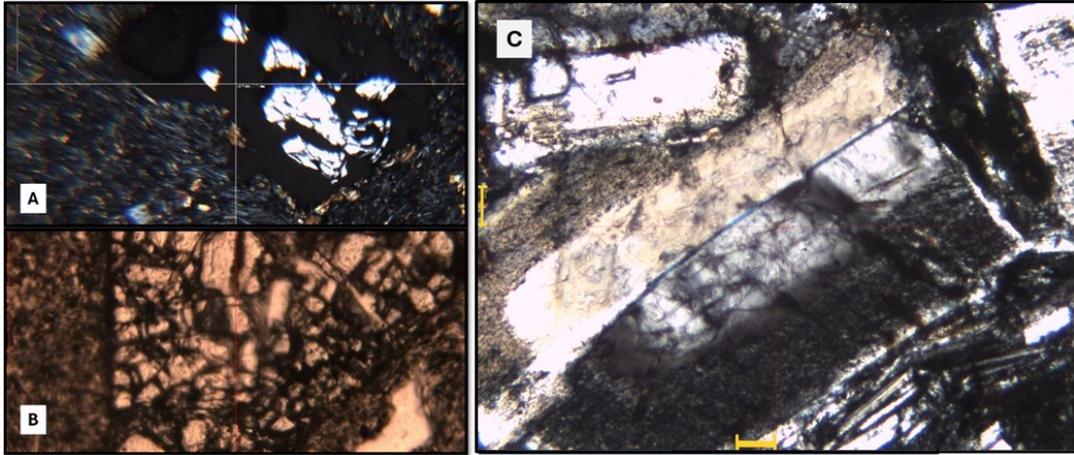


Fig. 37 Muestras representativas de los primeros flujos de lava emitidos por el volcán San Isidro. A) Cristales de Opx corroído con bordes suaves de alteración e intercrecimiento de cristales (muestra SID 2023). B) Cristal de Pl (SID-2017), con intercrecimiento de olivino y bordes corroídos de opacita. C) Plagioclasa zoneada (SID-2023).

Al sur del cono se emplazó el flujo de lava 3, con una distancia recorrida de 2.73 km, un volumen estimado de 0.01 km^3 (Anexo A.4), es el flujo con una mayor viscosidad respecto a los demás (Anexo A.1), pero su tasa eruptiva no es la menor ya que arrojó un valor de $1.33 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}$, aun así, su grado de vesicularidad (Anexo A.3) disminuyó. Este fenómeno se ve reflejada en su composición, donde se observa un aumento $\sim 2\%$ en su contenido de SiO_2 , mayor al flujo de lava 1. La relación entre Opx y Cpx se intercambia, con un ligero incremento en la cantidad de Cpx y una matriz de composición vítrea. A lo largo de los flujos se mantiene un elevado contenido de Ol y los golfos de disolución se observan también en todos los flujos (Fig. 38).

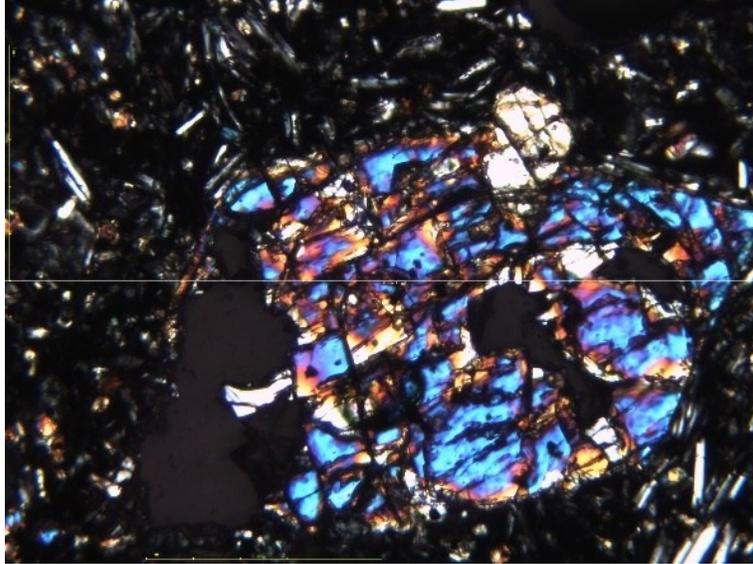


Fig. 1 Microfotografía de la muestra SID-2011, se muestra un OI con engolfamiento y reemplazamiento de óxidos. La muestra pertenece al último flujo de lava emitido por el volcán San Isidro.

A lo largo de esta erupción se observa que la relación $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ disminuye respecto a los primeros flujos de lava, también existe una disminución importante en Ce, U, Th, Ni, Ba, Cu conforme aumenta la cantidad de SiO_2 . En el trabajo de Avellán et al. (2024), reportan anomalías negativas de Ce que podría sugerir influencia de sedimentos y fluidos de la placa de subducción.

Al norte de San Isidro se formó el cono de escorias Lagunillas II, emplazado sobre el Domo Lagunillas; dicho cono emitió un flujo de lava de composición traquiandesítica, el cual reporta el mayor contenido de $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ de la región, aunque con una proporción de SiO_2 similar el último flujo de lava emitido por el volcán San Isidro (Fig. 31 y 36). La longitud del flujo de lava es de 2.03 km, con un espesor promedio de 16 m y un ancho promedio de 340 m (Tabla 2). Su viscosidad es parecida a la del último flujo de San Isidro, con 3.95×10^5 Pa*s, y la tasa eruptiva calculada fue de $1.21 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}$.

Estos episodios eruptivos ocurren a lo largo de la falla Huiramba y tiene una amplia relación química y petrográfica. Por lo que es posible que ocurrieran simultáneamente, como resultado del ascenso de lotes de magma coetáneos. Su dinámica de emplazamiento pudo ser obstaculizada por la estructura geológica regional como ya se ha mencionado. De esta manera pudo propiciar la cristalización fraccionada, la cual se ve reflejada en el cambio químico y petrográfico reportado.

Las traquiandesitas basálticas se han sugerido pueden originarse a partir de la fusión parcial del manto litosférico. La propuesta para que se genere este magma es debido a la incorporación de fluidos liberados de la placa subducida, lo que reduce el punto de fusión y facilita su fusión parcial, o de lo contrario la placa subducida puede sumarse al manto y provocar su fusión parcial, esto generaría una heterogeneidad del manto litosférico junto con magmas adakíticos (p. e., Tatsumi et al., 1986; Peacock, 1990; Rollinson, 1993).

También existen diferentes procesos que pueden explicar el enriquecimiento en K_2O , el más común es la asimilación cortical (p. e., Sen, 2013). Este proceso puede verse reflejado en cambios en los patrones de REE, los que generan diferentes grados de asimilación debido a la adición de nuevo material (Singer et al., 1995). El enriquecimiento en LILE y disminución de HFSE en las muestras podrían estar asociados a la inclusión de fluidos relacionados con la subducción, aunado a los bajos contenidos de Pb, Nb y U.

La presencia de bordes de reacción reportada en la región, p.e., en el Cúmulo (cluster) Volcánico de la Nieve (CVN) con la presencia de anfíboles con bordes de reacción (Avellán et al., 2024); posiblemente esté asociada con la deshidratación del magma. Otras evidencias que pueden estar asociadas son la zonación en Pl, texturas de tamiz y Ol con golfos de corrosión, características que comparten con las rocas analizadas en los domos de La Rosa de San Juan y Lagunillas, que presentan bordes de reacción de opacita en anfíboles (Cardona, 2015). También es posible observar golfos de corrosión en Ol, Opx y Cpx corroídos del cono de escorias de San Isidro y sus lavas, características similares a las reportadas en conos de escoria analizados en el trabajo de Cardona (2015), donde asumen procesos de deshidratación del magma.

El comportamiento generalizado de los elementos traza con relación al incremento de SiO_2 puede apuntar a proceso de cristalización fraccionada como mecanismo de evolución del magma. En este sentido se realizaron diagramas de variación entre elementos traza y relaciones entre ellos (Fig. 39). La disminución en la proporción de MgO en las muestras del volcán San Isidro, así como una invariante relación entre un elemento incompatible (Rb) vs su contraparte compatible (Sr), se ha interpretado como evidencia del proceso de cristalización fraccionada en contra parte con la asimilación cortical (Fig. 39).

Por otro lado, aunque la menor proporción del MgO y la relación de Rb/Sr sea ligeramente mayor a los productos del volcán San Isidro, la cristalización fraccionada sigue siendo importante en el cono Lagunillas II, es posible que la menor duración en su erupción no la

haya permitido de forma marcada. Situación, debatible pero posible, en el volcán San Isidro (Fig. 39).

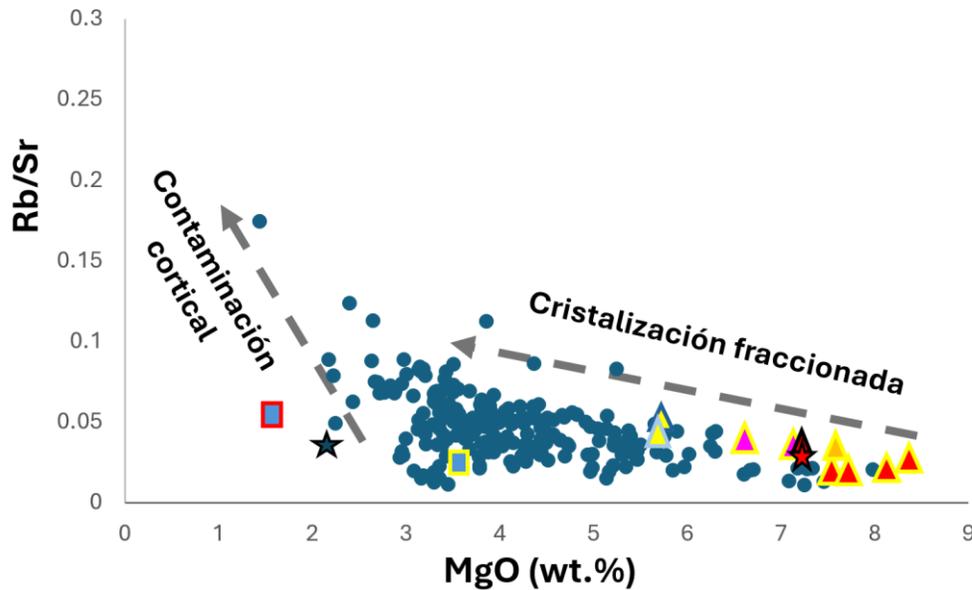


Fig. 38 Diagrama de MgO vs Rb/Sr, en donde se colocaron las muestras de Kshirsagar et al. (2016), Ramírez-Uribe et al. (2019) y Avellán et al. (2024), puntos azules. (Estrella roja, muestra AG-60 San Isidro; Estrella azul, AG-65 La Granja).

De acuerdo con la cristalización fraccionada, el Cr puede ser removido del fundido en fases ricas de MgO, esto puede ocurrir en las rocas del volcán San Isidro debido a la cantidad de óxidos encontrados y a la disminución de MgO y Cr en las rocas conforme avanzó la erupción (Fig. 40). La disminución de Cr puede ocurrir al integrarse en la fase sólida dentro de magnetitas y espinelas, como inclusiones en los Ol y Px. La fuerte tendencia negativa puede indicar un fraccionamiento marcado durante el ascenso del magma.

Otro diagrama que puede ayudar a confirmar el fraccionamiento del magma es el que nos permite observar la variación de Ni (ppm) con respecto al contenido de MgO (%wt.) (Toro et al., 2025) (Fig. 41). La variación de Ni en las muestras del volcán San Isidro muestran una marcada disminución de acuerdo con la secuencia eruptiva, los últimos productos emitidos tienen los valores menores de Ni, en cambio los primeros mayor proporción de MgO. Esto puede interpretarse como una inclusión del Ni en el Ol por efecto de cristalización durante la erupción o la emisión de magma en una cámara zoneada.

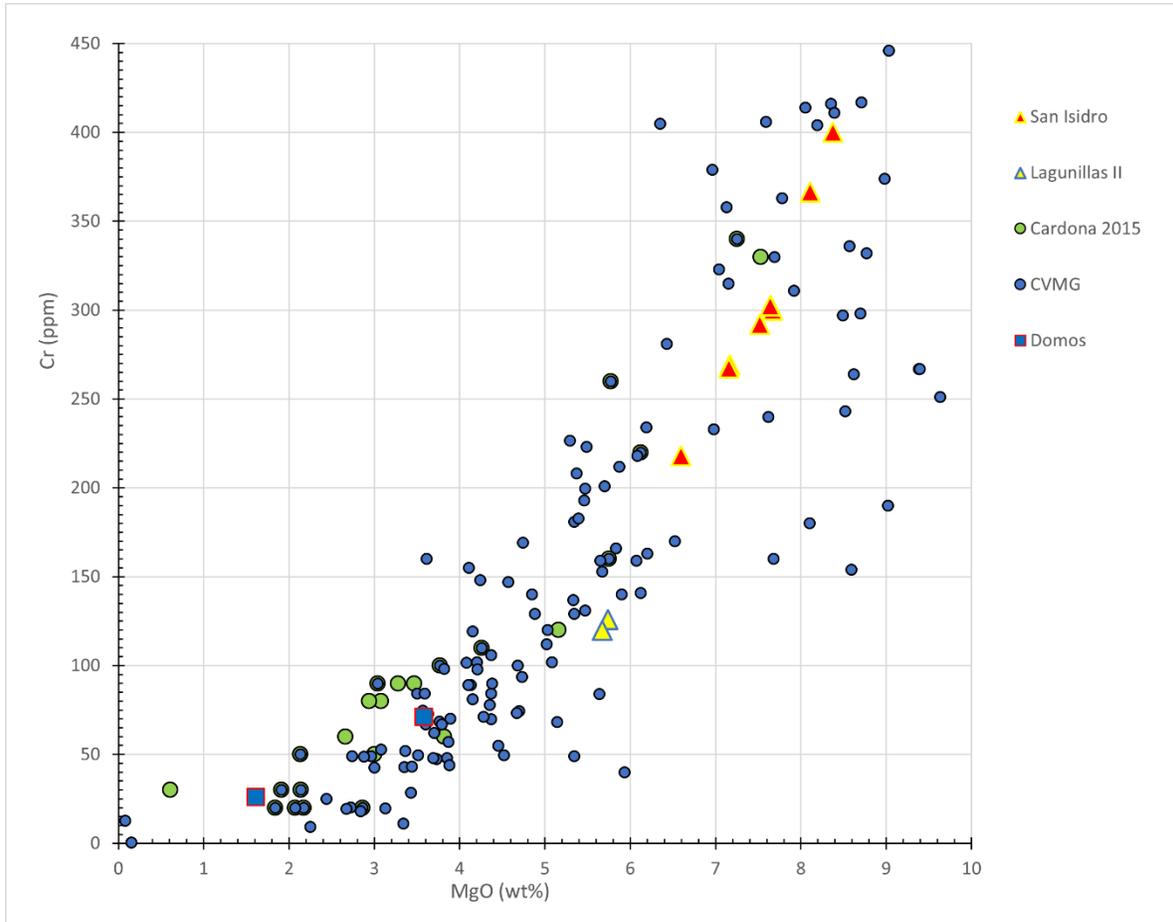


Fig. 39 Diagrama de variación de MgO vs Cr en las rocas cercanas a la zona de estudio (las muestras de CVMG corresponden a los trabajos de Gómez-Vasconcelos et al., 2020, Ramírez-Urbe et al., 2019 y Kshirsagar et al. 2015).

El trabajo de Avellán et al. (2024), sobre el CVN reconoce una tendencia de enriquecimiento en elementos incompatibles (Cs, Rb, Ba, K, Pb y Sr), así como en tierras raras ligeras, en comparación con tierras raras pesadas que se encuentran empobrecidas en su muestreo. Las rocas del CVN están enriquecidas en elementos litófilos, situación típica en volcanismo proveniente de arcos volcánicos continentales producto de la subducción (Avellán et al., 2024). Similar al resultado que arrojo el diagrama de Ba vs Nb (D'Orazio et al., 2004) para identificar el contexto tectónico con la química obtenida para la zona de estudio (Figura 42).

Estas observaciones confirman una afinidad subalcalina para el CVMG y los productos emitidos en el CVN con rocas con tendencias calcoalcalinas y series de K medio a alto. El claro enriquecimiento en K_2O y los ligeros cambios en el patrón de tierras raras, ha sido explicado por procesos de fraccionamiento por cristalización y posiblemente asimilación

cortical por Avellán et al. (2024), esto bajo evidencia de xenolitos y xenocristales que reportan en algunas de las muestras de domos.

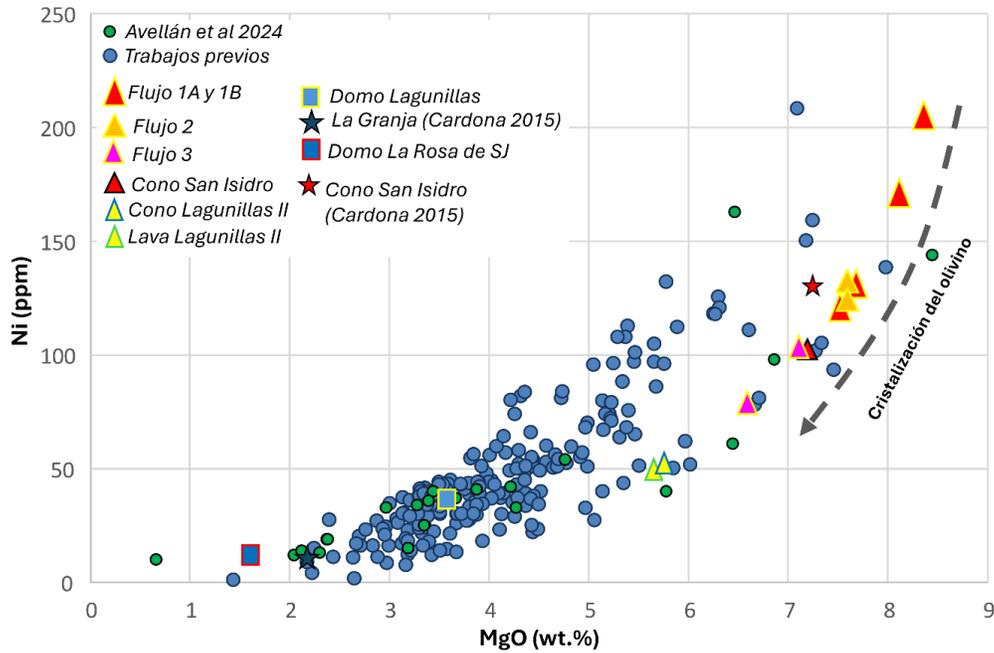


Figura 40 Diagrama de Ni vs MgO de algunos volcanes del CVMG cercanos a San Isidro (Trabajos previos: Gómez-Vasconcelos et al., 2020; Larrea et al., 2019; Ramírez-Urbe et al., 2019 y Kshirsagar et al. 2015; Cebriá et al., 2011).

Al comparar los datos del volcán San Isidro con otros en el CVMG, la tendencia de aumento en proporción de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) de acuerdo con el incremento en SiO_2 , se mantiene, por lo que no es un fenómeno nuevo (Fig. 36). Este tipo de comportamiento se ha reportado en la sierra del Tzirate en basaltos andesíticos y traquiandesitas, donde se observa aumento del contenido de SiO_2 , así como incrementa la relación de K_2O y Rb, aunque en esta sierra la tendencia se atribuye a procesos de asimilación y diferenciación del magma (Pérez-Orozco et al., 2018). En cambio, este mismo comportamiento se explica en el Parícutín (con datos isotópicos) como resultado de una fuente de manto heterogénea que presenta cristalización fraccionada y recargas de lotes de magma, pero sin asimilación cortical significativa (Larrea et al., 2019). Incluso proponen que el magma que originó al Parícutín es un fundido del manto metasomatizado derivado de la subducción, con una afinidad similar a la reportada para el tipo NMEP (*Northern Mexican Extensional Province type mantle* -Luhr et al., 2006). Situación que también replican para el área de Tacámbaro, en donde a partir de datos isotópicos y perfiles de elementos traza proponen que los magmas son resultado de un fundido derivado de una fuente mantélica empobrecida

(similar a la NMEP) mezclada con fluidos y sedimentos producto de la subducción y corteza oceánica alterada (Guilbaud et al., 2019).

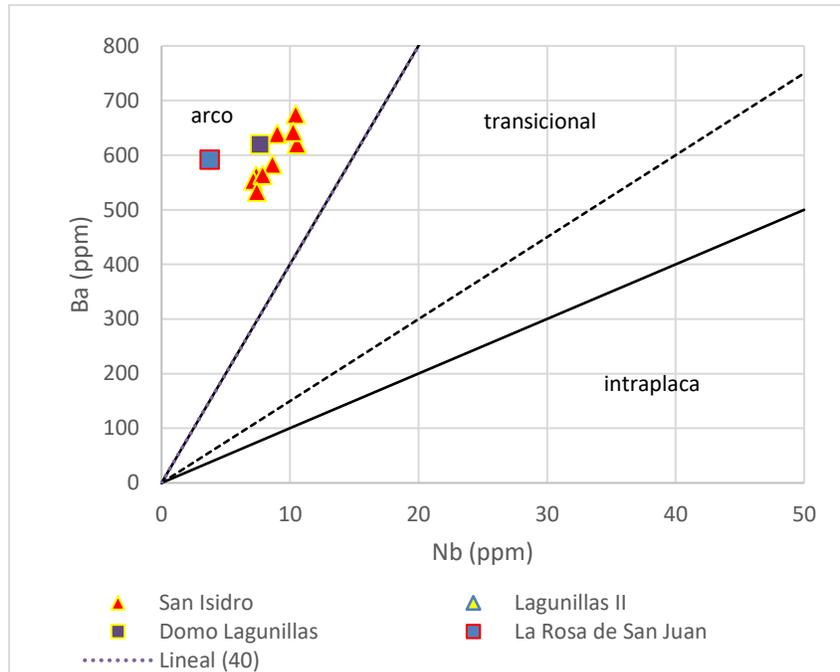


Fig. 41 Diagrama de Ba vs Nb (D'Orazio et al., 2004) para identificar el contexto tectónico. Los productos del volcán San Isidro (aumento de K_2O y SiO_2) podrían ser explicados a partir de una combinación de grados variables de recarga de magma máfico (evidencias de descompresión e inyección de fluidos en los minerales) y cristalización fraccionada de magmas derivados de un manto heterogéneo modificado por subducción (Rasoazanamparany et al. 2016; Larrea et al. 2019b; Larrea 2021; Larrea 2023).

La ausencia de xenolitos y xenocristales en las muestras colectadas, junto con las tendencias de cambio en elementos mayores, trazas, así como las evidencias de deshidratación de magma y fraccionamiento de cristalización en Ol y Px, apunta a inclinarse más por una fuente mantélica mezclada con fluidos o parcialmente metasomatizada. Para poder asegurar esta hipótesis, datos isotópicos de Rb-Sr, Pb y Re-Os serían necesarios. Finalmente se requieren otros fechamientos para determinar la edad de las erupciones de San Isidro y Lagunillas II.

Conclusiones

El volcán San Isidro, es un cono de escoria que presentó tres fases efusivas, sus primeros flujos de lava se dividieron en 1A y 1B. Estos flujos fueron emitidos de la base del cono con dirección norte y sur, alcanzaron cerca de 7 km de distancia y un volumen de 0.17 km³. Son flujos de composición traquiandesita basáltica y tienen un contenido mineral de Ol-Pl-Opx-Cpx-Ox. Se estima tardaron > 5 meses en emplazarse. El segundo flujo cubrió parcialmente al flujo 1B y avanzó por cerca de 3.2 km. El volumen calculado fue de 0.03 km³, con la misma composición que los flujos 1, aunque con un ligero incremento en el contenido de SiO₂, su contenido mineral inicia un cambio en la proporción de Cpx sobre el Opx y se estima tardo en emplazarse > 10 meses. El flujo 3 emitido desde la base sur del cono, alcanzó una distancia de 2.7 km, con un volumen de 0.011 km³, también muestra un incremento en la proporción de SiO₂, su contenido mineral es similar a los flujos 1, pero mantiene el incremento de Cpx respecto al Opx, se estima tuvo un tiempo de emplazamiento de 7 meses aprox. El tiempo máximo de la erupción es de ~ 2 años (22 meses). Los resultados morfométricos apuntan a volúmenes reducidos (0.01–0.1 km³), distancias recorridas que van de 2.7 a 7 km y tasas eruptivas bajas de 1.17 a 2.72 × 10⁻² m³/s. Valores típicos de un estilo eruptivo efusivo de baja energía. Existe la posibilidad de que el volcán San Isidro se haya formado hace de 14,700-14,290 años BC, de acuerdo con los datos presentados en este trabajo. Sin embargo, no son correlacionables con los datos preexistentes, por lo que se requieren más fechamientos para poder determinar su temporalidad.

A lo largo de la erupción del volcán San Isidro, sus productos muestran un aumento en la proporción de SiO₂ y K₂O, así como en las relaciones Rb/Sr y MgO vs Ni, y Cr vs MgO. También presentan un enriquecimiento en elementos litófilos o incompatibles (Cs, Rb, Ba, K, Pb, Sr) y empobrecimiento en tierras raras pesadas. Las características petrográficas descritas arrojan texturas de corrosión, tamiz, bordes de reacción en minerales, golfos de corrosión y resorciones; procesos que se asocian a disequilibrios asociados con deshidratación y descompresión del magma

Al noroeste del volcán San Isidro se encuentra el cono Lagunillas II que consta de un solo evento efusivo. El cono Lagunillas II, tiene un flujo que avanzó 2 km al este, con un volumen de 0.0071 km³. Sus productos se clasifican como traquiandesitas basálticas de alto K y

tienen un contenido mineral OI-PI-Opx-Cpx-Ox. Se estima que la erupción tuvo una duración de 2 meses.

Los resultados anteriores podría indicar una fuente magmática más enriquecida en potasio, o una evolución diferenciada. Se propone un modelo en donde los procesos de cristalización fraccionada de OI y Px (debido a las tendencias descritas en las rocas y geoquímicas de elementos mayores y algunas trazas), expliquen las variaciones presentes en los productos del volcán San Isidro. Aunque es necesario recopilar más datos de elementos traza y análisis isotópicos para poder asegurar de forma concluyente esta propuesta.

El mapa geológico confeccionado muestra diferentes productos volcánicos emplazados a lo largo de la falla Huiramba de una orientación NNE-SSO. El volcán San Isidro se encuentra directamente sobre la traza de la falla, pero no tiene evidencia de desplazamiento, por lo que posiblemente sea resultado de su último período de activación.

Contrario a los trabajos previos, el domo La Granja y el Cono Lagunillas I que sobreyace a la formación del Domo Lagunillas son dos estructuras independientes no reportadas con anterioridad. El presente trabajo propone que la formación del domo La Rosa de San Juan acompañado de los conos Gallo, Yerbabuena y el domo Potrerillos ocurrieron después de ellos.

El estudio del volcán San Isidro y Lagunillas II es un ejemplo de la diversidad petrológica que presenta el CVMG la cual ha sido asociada a una cuña del manto heterogénea (peridotitas empobrecidas y fluidos metasomatizadas), donde la fusión parcial es inducida por la adición de fluidos y otros componentes de la placa oceánica en subducción, misma que se propone se está deshidratando.

La ausencia de análisis isotópicos (Sr–Nd–Pb–Hf) y uso de otros como trazadores, limitó la certeza de la historia petrogenética de los magmas extruidos en la zona. El estudio se enfocó principalmente en dos estructuras, dejando potencial para análisis más extensos en el Grupo Volcánico La Nieve.

Finalmente, este trabajo pretende contribuir a la comprensión que se tiene acerca del vulcanismo distribuido tardío en el CVMG, donde se destaca la interacción de diferentes procesos magmáticos internos, así como las relaciones estructurales de la región.

Referencias

- Aguirre-Díaz, G., Jaimes-Viera, C., Nieto Obregon, J., (2006). The Valle de Bravo Volcanic Field: Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt. 10.1130/2006.2402(06).
- Arce J.L., Layer P.W., Morales-Casique E., Benowitz J.A., Rangel E., Escolero O., (2013). New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and whole-rock chemistry, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 266, 34-49, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.09.004>.
- Astiz, L.M., (1980). Sismicidad en Acambay, Estado de México. El temblor del 22 de febrero de 1979. BS tesis. UNAM, Ciudad de México, 130.
- Avellán D.R., Cisneros-Máximo G., Macías J.L., Gómez-Vasconcelos M.G., Layer, P.W., Sosa-Ceballos G., Robles-Camacho J., (2020). Eruptive chronology of monogenetic volcanoes northwestern of Morelia – Insights into volcano-tectonic interactions in the central-eastern Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 100, 102554. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102554>.
- Avellán, D.R., Cardona-Melchor, S., Gómez-Vasconcelos, M.G., Macías, J.L., Layer, P.W., Sosa-Ceballos, G., Ruíz, M.-C., Benowitz, J., Cisneros-Máximo, G., Murcia, H., Pertón, M., Reyes-Agustín, G., García-Tenorio, F., (2024). The Nieve volcanic cluster: A Pliocene-Pleistocene lava dome cluster in the Michoacán-Guanajuato volcanic field (México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 450: 108091. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2024.108091>
- Blatter, D.L., Hammersley, L., (2010). Impact of the Orozco Fracture Zone on the central Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 197, 67–84.
- Cañon-Tapia, E., (2016). Reappraisal of the significance of volcanic fields. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 310: 26-38.
- Cardona Melchor, S., (2015). Estudio volcanológico del Complejo volcánico El Águila y los domos La Taza-La Nieve-El Burro, centro-norte de Michoacán. Tesis de maestría: Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. 121 pp.
- Carmichael, I. S. E., H. M. Frey, R. A. Lange, C. M. Hall. (2006). The Pleistocene cinder cones surrounding Volcan Colima, Mexico re-visited: Eruption ages and volumes, oxidation states, and sulfur content, *Bull. Volcanol.*, 68, 407–419, doi :[10.1007/s00445-005-0015-8](https://doi.org/10.1007/s00445-005-0015-8).
- Carrasco-Núñez, G., Richter, K., Chesley, J., Siebert, L., Aranda-Gómez, J.G., (2005). Contemporaneous eruption of cal-alkaline and alkaline lavas in a continental arc (Eastern Mexican Volcanic Belt): Chemically heterogeneous but isotopically homogeneous source *Contrib. Mineral. Petrol.*, 150 (2005), 423-440
- Cebriá, J.M., Martiny, B.M., López-Ruiz, J., Morán-Zenteno, D.J., 2011. The Parícutin calc-alkaline lavas: New geochemical and petrogenetic modelling constraints on the crustal assimilation process. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 201: 113–125. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.11.011>
- Chako-Tchamabé, B., Carrasco-Núñez, G., Gontíe Dedzo, M., Kshirsagar, P., Asaah, A.N.E., (2020). Geochemical characterization of Alchichica maar volcano, Serdán-oriental Basin, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Insights on polymagmatic evolution at monogenetic volcanic clusters. *Journal of South American Earth Science* 104: 102889.
- Chevrel, M. O., Guilbaud, M.-N. & Siebe, C., (2016). The ~AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bulletin of Volcanology*, 78(4).

- 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.
- Connor, C.B., (1987). Structure of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 33:191–200. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(87\)90061-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(87)90061-8).
- Demant, A., (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 2 (2), 172–187.
- Demant, A., (1992). Marco geológico regional de la laguna de Zacapu, Michoacán, México. In: Demant, A., Labat, J.N., Michelet, D., Tricart, J. (Eds.), *l Proyecto Michoacán 1983–1987. Medio Ambiente e Introducción a los Trabajos Arqueológicos*. CEMCA, México. Collection Etudes Mésoaméricaines II-11. , pp. 53–72
- DeMets, C., (2001). A new estimate for present-day Cocos–Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters* 28, 4043–4046. <http://dx.doi.org/10.1029/2001GL013518>.
- DeMets, C., Traylen, S., (2000). Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American and the mantle. *Tectonophysics* 318, 119–159. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00309-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00309-1)
- DeMets, C., R. Gordon, D. Argus, and R. Stein (1994), Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale and estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191 – 2194.
- Ego, F., Ansan, V., (2002). Why is the central Trans-Mexican volcanic belt (102–99 W) in transtensive deformation? *Tectonophysics* 359 (1), 189–208.
- Ferrari, L., (2004). Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology* 32, 77–80.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquàre, G., Tibaldi, A., (1994). Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico: Oligocene to present. *Geofísica Internacional* 33, 97–105.
- Ferrari, L., Lopez-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., (1999). Space–time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico. From the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt. *Geology* 27, 303–306.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M., (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522–523, 122–149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Tibaldi, A., (1990). Plio-Quaternary tectonics of the central Mexican Volcanic Belt and some constraints on its rifting mode. *Geof. Int.* 29, 5–18.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic–Zacoalco rift revised. In: Aguirre-Díaz, G., Delgado-Granados, H., Stock, J. (Eds.), *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 334, pp. 42–64.
- Fries C (1953) Volumes and weights of pyroclastic material, lava, and water erupted by Parícutin Volcano, Michoacán, Mexico. *Trans Am Geophys Union* 34:603–616.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., & Mora, J. C. (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41(2), 133–150. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2002.41.2.282>
- García-Tovar, G. P. Martínez-Serrano, R. G., Solé, J., Correa-Tello, J. C., Núñez-Castillo, E. Y., Guillou, H., & Monroy-Rodríguez, E. (2015). Geología, geocronología y geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del campo volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32, 100–122.
- Garduño-Monroy, V.H., Pérez-López, R., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Pascua, M.A., Szykaruk, E., Hernández-Madrigal, V.M., García-Zepeda, M.L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, 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, 319–335.
- Garduño-Monroy, V. H., Arreygue-Rocha, E., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Torres, G., (2001). Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18 (1), 37-54
- Garduño-Monroy, V.H., Arreygue-R., E., Chiesa, S., Israde-A., I., Rodríguez-T., G.M., y Ayala, G.M., (1998). Las fallas geológicas y sísmicas de la Ciudad de Morelia y su influencia en la planificación del territorio: *Ingeniería Civil*, v. 1, núm. 5 p. 3-12.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., & Straub, S.M., (2018). Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-Science Reviews*, 183, 153–181.
- Gómez-Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S.M., Ortega-Gutiérrez, F., (2007). Geochemical evidence for slab meeting in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology* 48, 537–562.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 57 (3), 227–283.
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Avellán, D.R., Soria-Caballero, D., Macías, J.L., Velázquez-Bucio, M.M., Jiménez-Haro, A., Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., Ávila-Olivera, J.A., Figueroa-Soto, Á.G., Cisneros-Máximo, G., Cardona-Melchor, S., (2021). Geomorphic characterization of faults as earthquake sources in the Cuitzeo Lake basin, Central México. *J. South American Earth Science*, 109: 103196.
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Garduño-Monroy, V.H., Macías, J.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., (2015). The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 301: 128-147.
- Gómez-Vasconcelos, M. G., Macías, J., Avellán, D. R., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V., Cisneros, G., Layer, P., Benowitz, J., López-Loera, H., López, F., Perton, M., (2020). The control of preexisting faults on the distribution, morphology, and volume of monogenetic volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. *GSA Bulletin*. 132. 10.1130/B35397.1. <https://doi.org/10.1130/b35397.1>
- Gudmundsson, A. (2020). *Volcanotectonics: Understanding the structure, deformation and dynamics of volcanoes*. Cambridge University Press.
- Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Rasoazanamparany, C., Widom, E., Salinas, S., Castro Govea, R., (2019). Petrographic, geochemical and isotopic (Sr-Nd-Pb-Os) study of Plio-Quaternary volcanics and the Tertiary basement in the Jorullo-Tacámbaro area, Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico. *Journal of Petrology* 60, 2317-2338.
- Guilbaud, MN., Siebe, C., Layer, P., & Salinas, S., 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 74(5), 1187–1211. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0594-0>
- Guilbaud, MN., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V.H., Le Corvec, N., (2011). Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo volcano region, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201, 97-112.
- Hasenaka, T., (1994). Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 63, 13–31, [http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90016-7](http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(94)90016-7).
- Hasenaka, T., & Carmichael, ISE., (1985a). A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, central Mexico. In *Geofísica Internacional* (Vol. 24, Issue 4, pp. 577–607).

- Hasenaka, Toshiaki, & Carmichael, ISE. (1985b). The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1–2), 105–124. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90007-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90007-1)
- INEGI. (2019) .Conjunto de datos vectoriales de información topográfica escala 1:15 000, SNIEG. Información de Interés Nacional.
- Jeffreys, H. (1925). The flow of water in an inclined channel of rectangular section. The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, 49(293), 793-807.
- Johnson C.A., Harrison C.G.A, (1989) Tectonics and volcanism in Central Mexico: A landsat thematic mapper perspective, Remote Sensing of Environment, Volume 28,1989,Pages 273-286,ISSN 0034-4257, [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(89\)90119-3](https://doi.org/10.1016/0034-4257(89)90119-3).
- Johnson, D., Hooper, P. & Conrey, R. (1999). XRF Analysis of Rocks and Minerals for Major and Trace Elements on a Single Low Dilution Li-tetraborate Fused Bead. *Advances in X-Ray Analysis*, 41I, 843–867.
- Kelly, D.S., (2018). Analysis of geological materials by low dilution fusion at the Peter Hooper Geoanalytical Lab. Master Thesis, Washington State University, 104 pp.
- Kereszturi, G., Németh, K., (2013). Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. *Updat. Volcanol. New Adv. Underst. Volcan. Syst.*:3–88 <https://doi.org/10.5772/51387>.
- Kereszturi, G., Németh, K., Cronin, S.J., Agustín-Flores, J., Smith, I.E.M., Lindsay, J., (2013). A model for calculating eruptive volumes for monogenetic volcano-s - implication for the Quaternary Auckland Volcanic Field, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 266:16–33. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.09.003>.
- Kilburn, C. R., & Lopes, R. M. (1991). General patterns of flow field growth: Aa and blocky lavas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B12), 19721-19732.
- 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.03.015>
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., (2015). Late Pleistocene Alberca de Guadalupe maar volcano (Zacapu basin, Michoacán): Stratigraphy, tectonic setting, and paleo-hydrogeological environment. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 304, 214–236.
- Lange, R., y Carmichael, I.S.E., (1991), A potassic volcanic front in western Mexico—lamprophyric and related lavas of San Sebastian: *Geological Society of America Bulletin*, 103, p. 928-940
- Larrea P, Widom E., Siebe C., Salinas S., Kuentz D., (2023), Deciphering the sources and processes feeding young monogenetic volcanoes from the Michoacán Guanajuato Volcanic Field (Mexico): A study case of El Astillero and El Pedregal, *Lithos*, Volumes 456–457,
- Larrea, P., Albert, H., Ubide, T., Costa, F., Colás, V., Widom, E., Siebe, C., (2021). From explosive vent opening to effusive outpouring: mineral constraints on magma dynamics and timescales at Parícutin monogenetic volcano. *J. Petrol.* 62 (4), egaal12.
- Larrea, P., Widom, E., Siebe, C., Salinas, S., Kuentz, D., (2019b). A re-interpretation of the petrogenesis of Parícutin volcano: Distinguishing crustal contamination from mantle heterogeneity. *Chemical Geology* 504; 66-82.
- Larrea, P., Siebe, C., Juárez-Arriaga, E., Salinas, S., Ibarra, H., & Böhnel, H., (2019a) The ~ AD 500–700 (Late Classic) El Astillero and El Pedregal volcanoes (Michoacán, Mexico): a new monogenetic cluster in the making? *Bulletin of Volcanology*, 81(10). <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1318-5>

- Le Corvec, N. S. (2013). Spatial distribution and alignments of volcanic centers: clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews*, 124, 96-114. doi: 10.1016/j.earscirev.2013.05.005
- Le Bas, M. L., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B. & IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Legrand, D., Pertou, M., Macías, J.L., Siebe, C., Pacheco, J., Chacón, F., Lermo, J., Quintanar, L., Cisneros, G., (2023). Repeated seismic swarms near Parícutin volcano: precursors to the birth of a new monogenetic volcano in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, México? *Bulletin of Volcanology* 85: 30.
- Luhr, J.F., Kimberly, P., Siebert, L., Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Kysar Mattiotti, G., (2006). México's Quaternary volcanic rocks: insights from the MEXPET petrological and geochemical database. *Geological Society of America: Special Paper* 402, 1-44.
- Luhr JF, Simkin T (1993) Parícutin, the volcano born in a cornfield. *Geoscience Press, Phoenix*, p 427.
- Luhr, J.F.S., Nelson A., Allen J.F., Carmichael I.S.E, (1985). Active rifting in southwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading ridge jump. *Geology*, 13, 54-57.
- Luhr, J.F., Carmichael, I. S. E. (1981) The Colima volcanic complex, Mexico: Part II. Late-quaternary cinder cones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76 (2) 127-147. doi:10.1007/bf00371954
- Macías, J. L., (2007). Geology and eruptive history of some active volcanoes of México, in Alaniz-Álvarez, S. A. and Á. F. Nieto-Samaniego, editors, *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper* 422, p. 183–232.
- Mahgoub, A.N., Böhnell, 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. Geoth. Res.* 336, 209–218.
- Martin del Pozzo, A.L. (1982). Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. *Bulletin Volcanologique* 45, 9-24
- Mazzoldi A.; V Garduño-Monroy; Gómez Cortés J.; Guevara Alday J., (2020). Geophysics for geothermal exploration. Directional-derivatives-based computational filters applied to geomagnetic data at Lake Cuitzeo, México. *Geofísica internacional*, vol. 59, núm. 2, págs. 105-135.
- Németh, K., Kereszturi, G., (2015). Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *Int. J. Earth Sci.* 104:2131–2146. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1243-6>.
- Németh, K. (2010). Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. In: Cañón-Tapia, E., Szakács, A., (Eds.), *What Is a Volcano?: Geological Society of America Special Paper* 470: 43-66.
- Nixon, G., (1982), The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and seismicity and structure of subducted ocean lithosphere: *Geological Society of American Bulletin*, 93, 514-523.
- O'Hara, D., Karlstrom, L., Wamsey, D.W., (2020). Time-evolving surface and subsurface signatures of Quaternary volcanism in the Cascades arc. *Geology* 48: 1088-1093.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías Herrera, M., Dávalos Elizondo, M.G., (2008). On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 25, 346–364.
- Osorio-Ocampo S., Macias J.L., Pola A., Cardona-Melchor S., Sosa-Ceballos G., Garduno-Monroy V.H., Layer P.W., ..., Benowitz J. (2018) The eruptive history of the Pátzcuaro Lake area in the Michoacán Guanajuato Volcanic Field, central México: Field mapping, C-14 and 40Ar/39Ar geochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, 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
- Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100: 12357–12373. <https://doi.org/10.1029/95JB00919>.
- Pasquare, G., Forcella, F., Tibaldi, A., Vezzoli, L., and Zanchi, A., (1986). Structural behaviour of a continental volcanic arc: the Mexican Volcanic Belt. In: F.C. Wezel (Editor), *The Origin of Arcs, Developments in Geotectonics Series*, 21: 509–527
- Pasquare, G., Ferrari, L., Garduño Monroy, V.H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., (1991). Geologic map of the central Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán, Mexico. University of Milano, Geological Society of America, Map and Chart Series MCH072.
- Peacock, S. M. (1990) Fluid processes in subduction zones. *Science* 248, 329–337.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R., (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., Gurnis, M., (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters* 35, L18303. doi:10.1029/2008GL035127
- Pérez-Orozco, J.D., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Avellán, D.R., (2018). Felsic-intermediate magmatism and brittle deformation in Sierra del Tzirate (Michoacán-Guanajuato Volcanic Field). *J. S. Am. Earth Sci.* 85, 81–96. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.04.021>.
- 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. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(2), 167-182.
- Pinkerton, H., & Wilson, L. (1994). Factors controlling the lengths of channel-fed lava flows. *Bulletin of Volcanology*, 56(2), 108-120.
- Ramírez-Uribe, I., Siebe, C., Chevrel, M.O., Ferres, D., Salinas, S., (2022). The late Holocene Nealtican lava-flow field, Popocatepetl volcano, central Mexico: Emplacement dynamics and future hazards. *GSA Bulletin* 134(11/12): 2745-2766.
- Ramírez-Uribe, I., Siebe, C., Salinas, S., Guilbaud, M.-N., Layer, P., Benowitz, J., (2019). ^{14}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). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 388, 106674.
- 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., Siebe C., Oryaëlle Chevrel M., Pereira G, Nasser A., (2018). Holocene volcanic eruptions of the Malpaís de Zacapu and its pre-Hispanic settlement history. *Ancient Mesoamerica*, 2023, first view, pp.1-16. 10.1017/S095653612100050X.
- Robles Pereznegrón, M., Corona-Chávez, P., (2024). Mapa geológico, morfoestructural y de tipología volcánica de la región de Morelia. *Terra digitalis* 8(1), 1-21. <https://doi.org/10.22201/igg.25940694e.2024.1.111>
- Rodríguez S.R, Morales-Barrera W., Layer P., González-Mercado E., (2010). A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa region, eastern Trans-Mexican volcanic belt: geology, distribution and morphology of the volcanic vents, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 197, 149-166, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.003>
- Rollinson, H. R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical, New York, 352 pp.

- Rudnick, R.L., Gao, S., (2003). The composition of the continental crust. In Rudnick, Holland, Turekian, (Eds.), *Treatise on Geochemistry - The Crust*. Elsevier, 1-64.
- Sen, G., (2013). *Petrology: Principles and practice*. Springer Science & Business Media.
- Servicio Sismológico Nacional (2020). IGEF - UNAM, México Reporte especial, Servicio Sismológico Nacional, 30 de enero de 2020
- Servicio Sismológico Nacional (2023) IGEF - UNAM, México Reporte especial: Sismos del 15 al 21 de marzo de 2023, Michoacán (M4.6) Página 4 de 9
- Siebe C., Guilbaud MN., Salinas S., Kshirsagar P., Chevrel MO., de la Fuente JR., Hernández JA., 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-Paricutin region). *Pre-Meeting Fieldtrip (November 13-17) Prior to the 5th International Maar Conference (SIMC-IAVCEI), Querétaro, Mexico, M, 55*.
- Siebe, C., & Macías, J. L. (2006). Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 402, 253.
- Singer, B.S., Dungan, M.A., & Layne, G.D., (1995). Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. *American Mineralogist*, 80(7-8), 776-798. doi: 10.2138/am-1995-7-819
- Smith I.E.M., Németh K. (2017) Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. *Geol Soc Lond Spec Publ* 446:1–28
- Stuvier, M., Reimer, P.J., (1993). *Calib* rev. 8. *Radiocarbon*, 35, 215-230. (<http://calib.org/calib/>)
- Sun, S.-S., McDonough, W.F., (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publication No. 42, 313-345.
- Suter, M., Martínez, M.L., Legorreta, O.Q., Martínez, M.C., (2001). Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* 113 (6), 693–703
- Suter, M., Carrillo-Martinez M., Lopez-Martinez, M. and E. Farrar, (1995b). The Aljibes half-graben—Acti83xtensionión at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.* 107(6), 627-641.
- Suter, M., Quintero-Leogorrote, O. and M. Lopez-Martinez, (1995a). The Acambay graben: active intra-arc extensión in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonics*, 14, 1245-1262;
- Suter, M., Quintero, O., Johnson, C.A., (1992). Active faults and state of stress in the central part of the trans-Mexican volcanic belt. The Venta del Bravo Fault. *J. Geophys. Res.* 97, 11983–11994.
- Suter, M., (1991). State of stress and active deformation in Mexico and the western Central America. In Slemmons, Engdahl, Zoback and Blackwell eds., *Neotectonics of North America*. Boulder, CO. Geological Society of America Decade Map Volume, 401-421.
- Tatsumi, Y., Hamilton, DL y Neswitt, RW (1986) Características químicas de la fase fluida liberada de una litosfera subducida y origen de magmas de arco: evidencia de experimentos de alta presión y rocas naturales. *J. Volcanol. Geotermia. Res.* 29, 293 309.
- Toro, A., Murcia, H., Sánchez-Torres, L., (2025). Magmatic evolution of basaltic rear-arc monogenetic volcanism in southern Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 462, 108312. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2025.108312>
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J.H., (1996). Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in Central Mexi
- Valentine, G.A., Connor, C.B., (2015). Basaltic volcanic fields. *The Encyclopedia of Volcanoes*: pp. 423–439

- Vargas Paredes, M., (2019). Mapa de peligros por flujo de lava en el volcán Pico de Orizaba: Futuros escenarios de amenaza. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de filosofía y letras.
- Walker, G.P.L., (2000). Basaltic volcanoes and volcanic systems. In: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.). Encyclopedia of Volcanoes, first ed. Academic Press, San Diego, pp. 283 -290.
- Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist, 95: 185-187.
- Williams, H.(1950). Volcanoes of the Parícutin region. U.S.Geological Survey Bulletin. 969B: p165-279.

ANEXOS

A. Reología, muestreo y petrografía

A.1. Resultados obtenidos de los parámetros reológicos del volcán San Isidro y Lagunillas II

| Estructuras volcánicas | Flujo de lava | Densidad | Densidad por estructura | Viscosidad flujo de lava (Pa·s) | Viscosidad p/estructura (Pa·s) | Tiempo de emplaz. (a m d) | Tiempo de emplaz. por centro (a m d) | Tasa eruptiva (m^3/s) | Tasa eruptiva por centro |
|------------------------|---------------|----------|-------------------------|---------------------------------|--------------------------------|---------------------------|--------------------------------------|---------------------------|--------------------------|
| San Isidro | Cono | 2.787 | 2.81675 | - | 5.46E+08 | - | 15m 6d | - | 2.77556E-05 |
| | Flujo 1A | 2.826 | | 6.45E+05 | | 2m 25d | | 2.72E-02 | |
| | Flujo 1B | 2.826 | | 6.30E+05 | | 5m 13 | | 1.17E-02 | |
| | Flujo 2 | 2.849 | | 2.80E+06 | | 10m 29d | | 1.33E-02 | |
| | Flujo 3 | 2.805 | | 3.93E+06 | | 7m 28 d | | 1.88E-02 | |
| Lagunillas II | Cono | 2.788 | 2.788 | - | 2.06E+07 | - | 1m 24d | - | 2.77556E-05 |
| | Flujo | 2.788 | | 3.95E+05 | | 2m 5d | | 1.21E-02 | |

A.2. Tabla de muestras y tipo de análisis realizado.

| Muestra | Volcán | Tipo | Lat. | Long. | L/D | G |
|------------------|--------------------------|---|--------------|---------------|-----|---|
| SID-2001 | Domo Lagunillas | Basamento de Domo Lagunillas. Banco de Material | 19°33'25.77" | 101°24'07.60" | x | |
| SID-2003 | Domo Lagunillas | Parte distal del Domo Lagunillas Falla | 19°33'17.42" | 101°24'10.63" | x | |
| SID-2004 | Cono lagunillas II | Cono de escorias Lagunillas II. | 19°32'46.2" | 101°24'28.64" | x | x |
| SID-2005 | Domo Lagunillas | Parte central del domo Lagunillas | 19°32'49.14" | 101°24'43.65" | x | |
| SID-2006 | Domo Lagunillas | Domo Lagunillas. | 19°32'53.72" | 101°24'47.26" | x | x |
| SID-2007 | Cono lagunillas II | Lava (distal) | 19°32'50.14" | 101°23'41.65" | x | x |
| SID-2008 | Volcán El Gallo | Cono de escoria de El Gallo. | 19°32'07.41" | 101°24'19.85" | x | |
| SID-2009 | Volcán Yerbabuena | Cono de la Yerbabuena. | 19°30'55.7" | 101°24'37.7" | x | |
| SID-2010B | Cono San Isidro | Cono de escoria San Isidro. | 19°31'8.13" | 101°25'36.8" | x | x |
| SID-2010C | Cono San Isidro | Cono de escoria San Isidro. | 19°31'8.13" | 101°25'36.8" | x | |
| SID-2011 | San isidro | Flujo 3 San Isidro | 19°30'50.9" | 101°25'55.43" | x | x |
| SID-2012B | San isidro | Suelo | 19°31'14.43" | 101°25'09.28" | x | |
| SID-2013 | Los Puercos | Flujo de lava distal | 19°31'21.93" | 101°24'52.37" | x | |
| SID-2014 | San isidro | Flujo 2 San Isidro | 19°32'10" | 101°25'12.3" | x | x |
| SID-2015 | Cono Lagunillas I | Cono de escoria Lagunillas I. | 19°32'36.6" | 101°25'8.24" | x | |
| SID-2016 | Domo lagunillas | Base del domo | 19°32'38.4" | 101°25'35.8" | x | |
| SID-2017 | San isidro | Flujo 1B San Isidro | 19°32'35.9" | 101°25'34.5" | x | x |
| SID-2018 | San isidro | Flujo 1A San Isidro | 19°32'33.19" | 101°26'57.44" | x | x |
| SID-2019 | San isidro | Flujo 1B San Isidro | 19°32'32.19" | 101°26'33.3" | x | x |
| SID-2020 | San isidro | Flujo 3 San Isidro (distal) | 19°30'26.46" | 101°26'33.70" | x | x |
| SID-2021 | San isidro | Flujo 1A San Isidro (central) | 19°31'6.10" | 101°27'1.9" | x | |
| SID-2022 | Domo La Rosa de San Juan | La Rosa de San Juan (base) | 19°31'28" | 101°26'40.2" | x | x |
| SID-2023 | San isidro | Flujo 1B San Isidro (distal) | 19°32'39.98" | 101°25'59.54" | x | x |
| SID-2024 | San isidro | Flujo 2 San Isidro | 19°32'1.8" | 101°25'21.4" | x | x |
| SID-2025 | Lava San Isidro | Flujo 2 San Isidro | 19°32'4.2" | 101°25'25.1" | x | |

A.3. Análisis modal de las muestras descritas en el microscopio petrográfico.

| Muestra | Volcan | Tipo | Matriz % | | | | | | Fenocristales % | | | | | | | | Vesículas (%) |
|------------------|---------------------|---|----------|------|-------|------|----------|--------------|-----------------|------|------|------|------|------|------|------|---------------|
| | | | pl | ol | Opx | cpx | vidrio % | total | Ol | pl | cpx | opx | Fdk | Anf | OP | tot | |
| SID-2001 | Domo Lagunillas | Basamento de Domo Lagunillas. Banco de Material | 34.32 | 0 | 6.77 | 0 | 30 | 41.09 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8.35 | 16.2 | 0 | 24.6 | 4.32 |
| SID-2003 | Domo Lagunillas | Parte distal del Domo Lagunillas Falla | 35 | 0 | 0 | 0 | 0 | 35 | 0 | 35.8 | 0 | 0 | 7.6 | 14.6 | 0 | 58 | 7 |
| SID-2004 | Cono Lagunillas II | Cono de escorias Lagunillas II | 11.42 | 2.32 | 0 | 0 | 0 | 13.74 | 14.6 | 0 | 0 | 2.76 | 0 | 0 | 0 | 17.3 | 68.93 |
| SID-2005 | Domo Lagunillas | Parte central del domo Lagunillas | 16.53 | 0 | 0 | 1 | 0 | 17.53 | 0 | 46 | 1.79 | 0.2 | 2.79 | 18.7 | 0 | 69.5 | 12.94 |
| SID-2006 | Domo Lagunillas | Domo Lagunillas | 29.93 | 0 | 0 | 1.32 | 0 | 31.25 | 0 | 31.5 | 3.6 | 0 | 6.94 | 12.9 | 0 | 55 | 13.8 |
| SID-2007 | Cono Lagunillas II | Lava (distal) | 40.2 | 3.97 | 2.35 | 0 | 24.89 | 46.52 | 11.4 | 0 | 1.2 | 2.39 | 0 | 0 | 0 | 14.9 | 13.65 |
| SID-2008 | Volcán El Gallo | Bloque escoráceo | 24.6 | 0.86 | 3.44 | 0 | 41.96 | 28.9 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 11.2 | 6.3 | 17.5 | 11.24 |
| SID-2009 | Volcan Yerbabuena | Cono de la Yerbabuena | 14.83 | 0.82 | 0 | 0.58 | 38.67 | 16.23 | 0 | 15.2 | 1.42 | 0 | 0 | 10.2 | 4.98 | 31.9 | 13.24 |
| SID-2010B | Cono San Isidro | Cono de escoria San Isidro | 12.94 | 2.27 | 0 | 6.15 | 16.83 | 21.36 | 6.46 | 0 | 0.65 | 0.65 | 0 | 0 | 0 | 7.76 | 54.05 |
| SID-2010C | Cono San Isidro | Cono de escoria San Isidro | 39.84 | 1.2 | 0.46 | 0 | 28.1 | 41.5 | 2.1 | 0 | 0 | 0.78 | 0 | 0 | 14.9 | 17.8 | 12.63 |
| SID-2011 | San isidro | Flujo 3 San Isidro | 41.47 | 9.36 | 10.56 | 0 | 18.53 | 61.39 | 5.78 | 1.39 | 2.39 | 1.99 | 0 | 0 | 0 | 11.6 | 8.53 |
| SID-2012B | San isidro | Suelo | n.d | n.d | n.d | n.d. | n.d | n.d | n.d | n.d. | n.d | n.d | n.d | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| SID-2013 | Los Puercos | Flujo de lava distal | 44.84 | 3.97 | 0 | 12.3 | 1.98 | 61.11 | 6.35 | 0.2 | 1.39 | 3.37 | 0 | 0 | 0 | 11.3 | 25.6 |
| SID-2014 | San isidro | Flujo 2 San Isidro | 40.76 | 3.5 | 24.85 | 0 | 6.56 | 69.11 | 9.34 | 0 | 1.19 | 3.18 | 0 | 0 | 0 | 13.7 | 10.62 |
| SID-2015 | Cono Lagunillas I | Cono de escoria Lagunillas I | 38.67 | 2.46 | 3.6 | 0 | 20.3 | 44.73 | 0 | 0 | 4.32 | 6.2 | 0 | 0 | 8.76 | 19.3 | 15.69 |
| SID-2016 | Domo lagunillas | Base del domo | 27.42 | 0 | 0 | 3.8 | 0 | 31.22 | 0 | 23.7 | 7.68 | 2.3 | 5.89 | 8.26 | 6.74 | 54.6 | 14.23 |
| SID-2017 | San isidro | Flujo 1B San Isidro (central) | 41.9 | 2.51 | 20 | 0 | 11 | 64.41 | 5.59 | 0 | 0.84 | 1.96 | 0 | 0 | 6.98 | 15.4 | 9.22 |
| SID-2018 | San isidro | Flujo 1A San Isidro | 27.47 | 1 | 2.96 | 0 | 21.94 | 31.43 | 8.3 | 0 | 1.58 | 2.17 | 0 | 0 | 0 | 12.1 | 34.58 |
| SID-2019 | San isidro | Flujo 1B San Isidro | 29.7 | 0.4 | 0 | 0.8 | 12.58 | 30.9 | 10.7 | 0 | 1.82 | 3.2 | 0 | 0 | 2.24 | 18 | 38.56 |
| SID-2020 | San isidro | Flujo 3 San Isidro (distal) | 32.25 | 4.15 | 0 | 4.5 | 20 | 40.9 | 12.3 | 0 | 5.93 | 2.93 | 0 | 0 | 0.6 | 21.7 | 17.39 |
| SID-2021 | San isidro | Flujo 1A San Isidro | 18.6 | 0.5 | 0.45 | 1.6 | 25.3 | 21.15 | 9.7 | 0 | 1.59 | 1.96 | 0 | 0 | 0 | 13.3 | 40.3 |
| SID-2022 | La Rosa de San Juan | La rosa de San Juan (base) | 17.29 | 0 | 0 | 0 | 15.2 | 17.29 | 0 | 12.6 | 6.63 | 0 | 25.3 | 8.59 | 9.63 | 62.7 | 4.8 |
| SID-2023 | San isidro | Flujo 1B San Isidro (distal) | 34.08 | 3.58 | 10.12 | 4 | 20 | 51.78 | 8.95 | 0 | 1.79 | 2.78 | 0 | 0 | 2.77 | 16.3 | 11.93 |
| SID-2024 | San isidro | Flujo 2 San Isidro | 27.09 | 6.58 | 0 | 9.96 | 0 | 43.63 | 5.18 | 0 | 2.79 | 2.39 | 0 | 0 | 0 | 10.4 | 46.01 |
| SID-2025 | Lava San Isidro | Flujo 2 San Isidro | 35 | 3.95 | 4.35 | 15.2 | 25.6 | 58.5 | 8.76 | 0 | 1.78 | 0.36 | 0 | 0 | 0 | 10.9 | 5 |

Tabla A.4 Volúmenes de estructuras de la zona de estudio

| Volcán | Estructura | Volumen km ³ | Volumen total por Volcán |
|---------------------|--------------|-------------------------|--------------------------|
| San Isidro | Cono | 0.01298 | 0.223335 |
| | Flujo 1A | 0.114034 | |
| | Flujo 1B | 0.057187 | |
| | Flujo 2 | 0.028254 | |
| | Flujo 3 | 0.010878 | |
| Lagunillas II | Cono | 0.005932 | 0.013014 |
| | Flujo | 0.007082 | |
| Lagunillas I | Cono | 0.004751 | |
| Lagunillas | Domo | 0.33881 | |
| La Rosa de San Juan | Domo | 0.194528 | |
| El Gallo | Cono | 0.160183 | |
| Yerbabuena | Cono | 0.149036 | |
| | TOTAL | 1.08366 | |

B. Geoquímica

B.1 Tabla de resultados de los análisis replicados y la precisión calculada para las muestras enviadas al GeoAnalytical Laboratory of Washington State University en mayo del 2022.

| WSU XRF precisión, límites de determinación (2-sigma) | | | | |
|---|---------|----------|-------------------------------------|-----------------------------|
| | SID2006 | SID2006* | Variación de Réplica R ² | Variación de la Réplica LOD |
| <i>Elementos mayores (W.% sin normalizar)</i> | | | | |
| SiO ₂ | 59.52 | 59.45 | 0.99975 | 0.26 |
| TiO ₂ | 0.776 | 0.776 | 0.99996 | 0.012 |
| Al ₂ O ₃ | 17.26 | 17.24 | 0.99995 | 0.097 |
| FeO (T) | 5.20 | 5.22 | 0.99977 | 0.14 |
| MnO | 0.088 | 0.088 | 0.99983 | 0.002 |
| MgO | 3.55 | 3.54 | 0.99999 | 0.073 |
| CaO | 6.44 | 6.44 | 0.99995 | 0.061 |
| Na ₂ O | 4.13 | 4.14 | 0.99992 | 0.029 |
| K ₂ O | 1.93 | 1.93 | 0.99999 | 0.010 |
| P ₂ O ₅ | 0.354 | 0.353 | 0.99997 | 0.003 |
| <i>Elementos traza (ppm)</i> | | | | |
| Ni | 37 | 37 | 0.99999 | 3.0 |
| Cr | 71 | 69 | 0.99998 | 2.9 |
| Sc | 13 | 14 | 0.99821 | 1.4 |
| V | 119 | 119 | 0.99982 | 4.1 |
| Ba | 620 | 622 | 0.99990 | 8.7 |
| Rb | 31 | 32 | 0.99983 | 1.1 |
| Sr | 1193 | 1201 | 0.99996 | 4.3 |
| Zr | 152 | 154 | 0.99951 | 5.7 |
| Y | 14 | 16 | 0.99824 | 1.7 |
| Nb | 7.7 | 7.5 | 0.99806 | 0.9 |
| Ga | 21 | 20 | 0.99328 | 1.5 |
| Cu | 23 | 22 | 0.99953 | 3.6 |
| Zn | 83 | 82 | 0.99936 | 2.4 |
| Pb | 8 | 8 | 0.98448 | 1.7 |
| La | 27 | 29 | 0.99494 | 3.5 |
| Ce | 59 | 57 | 0.99778 | 4.7 |
| Th | 3 | 3 | 0.97234 | 1.5 |
| Nd | 28 | 27 | 0.99548 | 3.1 |
| U | 2 | 1 | 0.36680 | 1.7 |

*Duplicado calculado con el mismo polvo.

B.2. Datos de geoquímica para las muestras del volcán San Isidro, Lagunillas II y los domos en donde se emplazan.

| Muestra | SID-2004 | SID-2006 | SID-2007 | SID-2010B | SID-2011 | SID-2014 | SID-2017 | SID-2018 | SID-2019 |
|---|--------------------------|---------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|
| Lat | 19°32'46.2" | 19°32'53.72" | 19°32'50.14" | 19°31'8.13" | 19°30'50.9" | 19°32'10" | 19°32'35.9" | 19°32'33.19" | 19°32'32.19" |
| Long | 101°24'28.64" | 101°24'47.26" | 101°23'41.65" | 101°25'36.8" | 101°25'55.43" | 101°25'12.3" | 101°25'34.5" | 101°26'57.44" | 101°26'33.3" |
| Alt. msnm | 2234. | 2242 | 2073 | 2339 | 2340.62 | 2182 | 2147 | 2139.5 | 2120.6 |
| Comp. | Traquiandesita Basáltica | Andesita | Traquiandesita Basáltica |
| Elementos mayores (normalizados al 100% en peso) | | | | | | | | | |
| SiO₂ | 55.19 | 59.97 | 54.63 | 54.88 | 55.17 | 54.13 | 53.15 | 53.34 | 53.88 |
| TiO₂ | 1.04 | 0.78 | 1.07 | 0.93 | 0.93 | 0.96 | 1.05 | 1.03 | 0.94 |
| Al₂O₃ | 16.81 | 17.39 | 17.22 | 16.47 | 16.72 | 16.19 | 16.07 | 15.85 | 15.96 |
| FeO* | 6.53 | 5.24 | 6.67 | 6.88 | 6.77 | 7.14 | 7.47 | 7.43 | 7.03 |
| MnO | 0.11 | 0.09 | 0.11 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.11 |
| MgO | 5.74 | 3.58 | 5.67 | 7.16 | 6.60 | 7.64 | 7.67 | 8.11 | 8.37 |
| CaO | 7.62 | 6.49 | 7.72 | 7.58 | 7.60 | 7.68 | 7.95 | 7.70 | 7.51 |
| Na₂O | 3.56 | 4.16 | 3.73 | 3.87 | 3.84 | 4.04 | 4.22 | 4.17 | 3.87 |
| K₂O | 2.93 | 1.95 | 2.73 | 1.74 | 1.87 | 1.65 | 1.71 | 1.69 | 1.88 |
| P₂O₅ | 0.45 | 0.36 | 0.46 | 0.39 | 0.38 | 0.45 | 0.58 | 0.57 | 0.45 |
| Total | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |
| Elementos traza (ppm) | | | | | | | | | |
| Ni | 51 | 37 | 48 | 101 | 78 | 131 | 128 | 169 | 203 |
| Cr | 126 | 71 | 120 | 269 | 218 | 303 | 300 | 367 | 400 |
| Sc | 21 | 13 | 21 | 21 | 21 | 21 | 22 | 22 | 21 |
| V | 179 | 119 | 184 | 168 | 168 | 167 | 165 | 174 | 165 |
| Ba | 852 | 620 | 874 | 563 | 553 | 583 | 675 | 620 | 639 |
| Rb | 51 | 31 | 42 | 27 | 29 | 22 | 20 | 20 | 22 |
| Sr | 1010 | 1193 | 1034 | 789 | 777 | 885 | 1001 | 962 | 966 |
| Zr | 256 | 152 | 262 | 162 | 161 | 148 | 153 | 150 | 155 |
| Y | 20 | 14 | 21 | 18 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 |
| Nb | 7.7 | 7.7 | 8.1 | 7.4 | 7.1 | 8.6 | 10.4 | 10.5 | 9.0 |
| Ga | 20 | 21 | 20 | 19 | 20 | 20 | 20 | 20 | 19 |
| Cu | 48 | 23 | 35 | 44 | 45 | 44 | 56 | 49 | 34 |
| Zn | 88 | 83 | 87 | 90 | 88 | 101 | 116 | 118 | 99 |
| Pb | 11 | 8 | 10 | 9 | 8 | 8 | 9 | 9 | 9 |
| La | 35 | 27 | 37 | 26 | 28 | 31 | 39 | 36 | 32 |
| Ce | 73 | 59 | 74 | 50 | 50 | 62 | 72 | 70 | 63 |
| Th | 4 | 3 | 3 | 1 | 2 | 2 | 3 | 3 | 2 |
| Nd | 38 | 28 | 41 | 25 | 27 | 30 | 36 | 31 | 30 |
| U | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 | 1 | 2 | 0 |
| sum tr. | 2890 | 2514 | 2925 | 2391 | 2300 | 2583 | 2844 | 2848 | 2886 |
| in % | 0.29 | 0.25 | 0.29 | 0.24 | 0.23 | 0.26 | 0.28 | 0.28 | 0.29 |
| sum m+tr | 99.23 | 99.51 | 99.96 | 99.45 | 99.54 | 99.74 | 99.73 | 99.93 | 100.06 |
| M+Toxides | 99.29 | 99.56 | 100.02 | 99.51 | 99.60 | 99.80 | 99.80 | 100.00 | 100.13 |
| w/LOI | 99.78 | 99.97 | 100.00 | 99.89 | 99.78 | 99.73 | 99.93 | 99.95 | 100.02 |
| if Fe₃⁺ | 100.50 | 100.55 | 100.74 | 100.65 | 100.52 | 100.52 | 100.76 | 100.77 | 100.80 |

Cont...

| Muestra | SID-2020 | SID-2022 | SID-2023 | SID-2024 |
|---|-----------------------------|--------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Lat | 19°30'26.46" | 19°31'28" | 19°32'39.98" | 19°32'1.8" |
| Long | 101°26'33.70" | 101°26'40.2" | 101°25'59.54" | 101°25'21.4" |
| Alt. msnm | 2263 | 2187.9 | 2161.3 | 2195.05 |
| Comp. | Traquiandesita Basáltica | Dacita | Traquiandesita Basáltica | Traquiandesita Basáltica |
| Elementos mayores (normalizados al 100% en peso) | | | | |
| SiO ₂ | 54.87 | 64.78 | 53.51 | 54.26 |
| TiO ₂ | 0.93 | 0.50 | 1.01 | 0.93 |
| Al ₂ O ₃ | 16.49 | 17.72 | 16.17 | 16.39 |
| FeO* | 6.82 | 3.87 | 7.34 | 7.04 |
| MnO | 0.12 | 0.06 | 0.12 | 0.12 |
| MgO | 7.16 | 1.61 | 7.52 | 7.64 |
| CaO | 7.55 | 5.05 | 7.86 | 7.70 |
| Na ₂ O | 3.83 | 4.26 | 4.21 | 3.90 |
| K ₂ O | 1.84 | 2.00 | 1.71 | 1.61 |
| P ₂ O ₅ | 0.39 | 0.15 | 0.55 | 0.40 |
| Total | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |
| Elementos traza (ppm) | | | | |
| Ni | 102 | 12 | 119 | 126 |
| Cr | 267 | 26 | 292 | 302 |
| Sc | 22 | 10 | 22 | 23 |
| V | 170 | 80 | 174 | 167 |
| Ba | 564 | 592 | 642 | 533 |
| Rb | 28 | 38 | 18 | 24 |
| Sr | 791 | 686 | 985 | 823 |
| Zr | 162 | 108 | 156 | 144 |
| Y | 18 | 17 | 19 | 17 |
| Nb | 7.9 | 3.8 | 10.2 | 7.4 |
| Ga | 19 | 18 | 20 | 19 |
| Cu | 39 | 9 | 40 | 49 |
| Zn | 90 | 78 | 111 | 95 |
| Pb | 8 | 10 | 9 | 9 |
| La | 26 | 23 | 36 | 26 |
| Ce | 54 | 25 | 73 | 54 |
| Th | 1 | 4 | 3 | 2 |
| Nd | 28 | 18 | 36 | 26 |
| U | 0 | 1 | 2 | 2 |
| sum tr. | 2397 | 1757 | 2767 | 2447 |
| in % | 0.24 | 0.18 | 0.28 | 0.24 |
| sum m+tr | 99.88 | 99.06 | 100.09 | 99.79 |
| M+Toxides | 99.94 | 99.10 | 100.15 | 99.85 |
| w/LOI | 100.06 | 99.90 | 100.02 | 99.95 |
| if Fe ³⁺ | 100.81 | 100.33 | 100.83 | 100.73 |

Mapa geológico del volcán San Isidro y sus alrededores

