



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Evolución Petrológica y Geoquímica de las
Riolitas del Domo de Pinos, Campo Volcánico de
San Luis Potosí**

Tesis que presenta

Krishia Georgina Acosta Fimbres

Para obtener el grado de

Maestra en Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:

Dr. Sanjeet Kumar Verma

San Luis Potosí, S.L.P., 05 de agosto del 2020



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Evolución Petroológica y Geoquímica de las Riolitas del Domo de Pinos, Campo Volcánico de San Luis Potosí**” presentada para obtener el Grado de Maestra en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Krishia Georgina Acosta Fimbres** y aprobada el **05 de agosto del 2020** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Sanjeet Kumar Verma

Director/Codirectores de la tesis

Dr. José Ramón Torres Hernández

Miembro del Comité Tutorial

Dr. Aaron James Martin

Miembro del Comité Tutorial

Dra. Sonia Alejandra Torres Sánchez

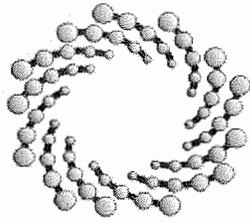
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de Geología Aplicada de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Sanjeet Kumar Verma.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología 932894 y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 060 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 5 días del mes de agosto del año 2020, se reunió a las 13:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Aaron James Martin _

Presidente

IPICYT

Dr. Sanjeet Kumar Verma _

Secretario

IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

MAESTRA EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó la C.

Krishia Georgina Acosta Fimbres

sobre la Tesis intitulada:

Evolución Petroológica y Geoquímica de las Riolitas del Domo de Pinos, Campo Volcánico de San Luis Potosí

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Sanjeet Kumar Verma _

El Jurado, después de deliberar, determinó

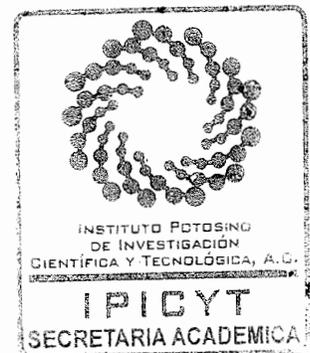
APROBARLA

Dándose por terminado el acto a las 14:20 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 5 días del mes de agosto de 2020.

Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico

Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado



Agradecimientos

Agradezco a mi director de tesis, el Dr. Sanjeet Kumar Verma, quien siempre me apoyó en búsqueda de mi progreso y superación. Por brindarme su tiempo, dedicación y conocimiento para salir adelante en este trabajo.

Mi gran agradecimiento a mi familia, que me ayudaron a sobrellevar las emociones que conlleva la realización de una investigación y de la vida en un lugar desconocido, a mi madre y mi padre, que siempre me acompañaron y resistieron diariamente, al igual que mis hermanos por sus consejos y tiempo.

Gracias por su apoyo, dedicación y cariño incondicional para lograr superarme y completar esta etapa en mi vida.

Gracias a Mariano Anguamea por acompañarme en todo este proceso y siempre apoyarme para salir adelante y superarme.

Agradezco al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica por el uso de las instalaciones y los laboratorios, entre ellos el Laboratorio Rigaku y Laboratorio de Polímeros y Compositos Nanoestructurales de la División de Materiales Avanzados; a los Laboratorios 3 y 4 (Ecología de Suelos y Ecología Experimental) de la División de Ciencias Ambientales; y al Laboratorio de Geología Aplicada perteneciente a la División de Geociencias Aplicadas.

También a la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, por permitirme el uso de las instalaciones, en especial del laboratorio de Petrografía y Mineragrafía, dentro de la Facultad de Ingeniería donde se realizaron las láminas delgadas.

Gracias al Dr. José Ramón Torres Hernández por compartir conmigo su conocimiento en campo y geología estructural.

Gracias al Dr. Aaron James Martin por su apoyo durante el desarrollo de mi tesis.

Gracias a la Dra. Sonia Alejandra Torres Sánchez por sus valiosas opiniones y su ayuda con las láminas delgadas.

Gracias a mi compañero Darío Torres Sánchez, por su tiempo, asistencia, colaboración y por compartirme sus conocimientos.

CONTENIDO

Constancia de aprobación de la tesis	ii
Créditos institucionales	iv
Acta de examen	iv
Agradecimientos	v
Lista de Tablas	viii
Lista de Figuras	ix
Anexos	xi
Resumen	xii
Abstract	xiii
1. Introducción.....	14
1.1 Proyecto de estudio.....	15
1.1.1 Localización.....	15
1.1.2 Objetivo.....	16
1.1.3 Justificación.....	16
1.1.4 Hipótesis del trabajo.....	17
1.1.5 Metodología.....	17
1.1.6 Limitaciones.....	18
2. Geología Regional–Mesa Central.....	19
2.1 Elementos estructurales de la Mesa Central.....	20
2.2 Estratigrafía de la Mesa Central.....	22
2.3 Actividad volcánica de la región sur de la Mesa Central.....	23
3. Geología Local.....	26
3.1 Campo Volcánico de San Luis Potosí.....	26
3.2 Complejo Volcánico de Pinos (CVP).....	30
3.2.1 Estratigrafía del Complejo Volcánico de Pinos.....	32
3.2 Geología de Campo-San Juan de los Herrera.....	37
4. Metodología.....	43
4.1 Geología de campo.....	43
4.2 Preparación de láminas delgadas.....	43
4.3 Preparación de muestras para análisis geoquímico.....	45
4.3.1 Elaboración de pastillas.....	46
4.3.2 Pérdida por ignición (PPI/LOI).....	47
4.4 Análisis geoquímico.....	48

4.4.1 Elementos mayores	48
4.4.2 Elementos traza y tierras raras (REE)	49
5. Análisis y Resultados	51
5.1 Análisis Petrográfico	51
5.1.1 Traquidacitas	51
5.1.2 Riolitas	52
5.2 Análisis Geoquímico	53
5.2.1 Elementos Mayores	54
5.2.2 Elementos de Tierras Raras y elementos traza	55
6 Discusión.....	58
6.1 Procedencia del Magma.....	58
6.2 Modelo de Proceso Magmático.....	59
6.3 Diagramas de Discriminación Tectónica	61
7. Conclusiones.....	63
8. Referencias Bibliográficas	65
9. Anexos	70

Lista de Tablas

- | | |
|---|----|
| 1. Tabla 1. Valores de análisis estándar, (Verma, <i>et al.</i> ,2018). | 48 |
| 2. Tabla 2. Límites de detección para elementos traza y REE. | 50 |

Lista de Figuras

- Figura 1. Representación de la Mesa Central en la República Mexicana. SMOc: Sierra Madre Occidental, SMOr: Sierra Madre Oriental, MC: Mesa Central, FVTM: Faja Volcánica Transmexicana. 15
- Figura 2. Sistemas de fallas y estructuras mayores de la Mesa Central. GA: graben de Aguascalientes, FVH: falla Villa Hidalgo, FBV: falla Buena Vista, FO: falla El Obraje, GC: graben el Cuarenta, SG: Sierra de Guanajuato, FB: falla del Bajío, DQ: depresión de la Quemada, GB: graben de Bledos, GVR: graben Villa de Reyes, GE: graben de Enramadas, GVA: graben de Villa de Arista, LS: laguna de Santiaguillo, GR: graben de Rodeo. Modificado de Nieto-Samaniego et al.,(2005); Nieto-Samaniego et al.,(2019). 22
- Figura 3. Mapa geológico de la provincia de la Mesa Central, modificado de Nieto-Samaniego et al.,2005; Torres-Sánchez et al.,2019. 25
- Figura 4. Modelo digital del Campo Volcánico San Luis Potosí, donde se muestra la localización de cada uno de los complejos que lo integran: I Ahualulco, II Villa Hidalgo, III La Repartición, IV San Miguelito, V Santa María, VI Los Pinos. Mapa basado y editado de Tristán-González et al.,(2009). 30
- Figura 5. Mapa regional del Campo Volcánico de Pinos en base a las cartas geológico-mineras del Servicio Geológico Mexicano, Pinos F14-A72 y El Obraje F14-A82. 31
- Figura 6. Columna estratigráfica de las unidades correspondientes al Complejo Volcánico de Pinos basada y edidata de Rodríguez-Ríos *et al.*,(2013). 34
- Figura 7. Mapa geológico de la zona de estudio en base a la carta geológico-minera del Servicio Geológico Mexicano El Obraje F14-A82.Modificada en base a las características estudiadas en campo. 37
- Figura 8. Aspecto general de las unidades litológicas que conforman el domo de San Juan de Los Herrera. a) Latita Portezuelo; b) Traquidacita; c y d) vitrófido de la base de la secuencia de lavas riolíticas en sus condiciones poco alterado y alterado; e) aspecto de los flujos de lava evidenciando emisiones sucesivas; f) aspecto de la riolita en fractura fresca. 40
- Figura 9. Ignimbrita Cantera que muestra en su parte basal mayor grado de erosión debido al pobre soldamiento; contiene líticos dispersos, y clastos de pómez blanca fibrosa sin colapsar. La parte superior, presenta mayor resistencia al intemperismo y erosión, pobre desarrollo de columnas, y escasos líticos dispersos englobados en una matriz con grado medio de soldamiento. Los clastos de pómez son de color gris claro. 41
- Figura 10. Columna estratigráfica de las unidades caracterizadas en campo del Complejo Volcánico de Pinos. 42
- Figura 11. (a) Pulido de las tabletas; (b) pulido de los vidrios; (c) pegado; (d) láminas finalizadas. 44
- Figura 12. Trituradora por percusión. 45
- Figura 13. Moledora de ágata. 45

Figura 14. Tomada de Villanueva-López, 2017. Partes del molde utilizado para realizar las pastillas dentro de la prensa.	46
Figura 15. Prensa.	46
Figura 16. Pastilla finalizada.	46
Figura 17. Balanza.	47
Figura 18. Crisoles.	47
Figura 19. Espectrómetro de fluorescencia de Rayos-X.	49
Figura 20. Muestras dentro del espectrómetro.	49
Figura 21. Microfotografías de láminas delgadas con nicoles cruzados tomadas con el objetivo 4X. FK: feldespato potásico; Plg: plagioclasas; Op: opacos.	52
Figura 22. Microfotografías de riolitas en lámina delgada con nicoles cruzados tomadas con el objetivo 4X. FK: feldespato potásico; Plg: plagioclasas; Qtz: cuarzo; Bt: biotita; Op: opacos.	53
Figura 23. (a) Diagramas de clasificación para rocas volcánicas. a) Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}(\%\text{adj})$ vs $\text{SiO}_2(\%\text{adj})$ (TAS; Le Maitre (1984)); (b) Diagrama A/CNK – ANK (Maniar & Piccoli, 1989).	55
Figura 24. Diagramas de elementos de tierras raras normalizados a condrita, (McDonough and Sun, 1995), de las rocas volcánicas del CVP.	57
Figura 25. Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo de las rocas volcánicas del CVP.	57
Figura 26. Diagramas de variación geoquímica de rocas volcánicas del CVP. a) Ta/Yb vs. Th/Yb.; b) Nb/Yb vs. Th/Yb. UCC – corteza continental superior; MCC – corteza continental media; LCC – corteza continental inferior; OIB – ocean island basalts; E-MORB – enriched mid-ocean-ridge basalts; N-MORB – normal mid-ocean-ridge basalts.	59
Figura 27. Diagramas de variación Ce-Ce/Yb. b) Modelo cuantitativo de fusión parcial. Abreviaturas: UCC = corteza superior; Grn = Granulitas. Valores de magmas iniciales tomados de Rudnick y Gao (2003) y Shaff et al. (1994) respectivamente. Coeficientes de partición tomados de Rollinson (1993). Arreglo mineral: 0.4 FK + 0.3 Qtz + 0.2 Bt + 0.02 Cpx (UCC) y 0.4 Plg + 0.2 Opx + 0.2 Cpx + 0.1 Amp + 0.1 Gt (Grn).	60
Figura 28. Diagramas de discriminación multi-dimensionales basados en funciones logarítmicas de elementos mayores y traza para rocas ácidas del complejo volcánico de Pinos. (Verma et al.,2013). CR+OI: continental rift+ocean island; Col: colision; IA: island arc.	62

Anexos

1. Tabla A.1 Composición modal de las rocas volcánicas del Complejo Volcánico de Pinos (CVP).	70
2. Tabla A.2 Elementos mayores de las rocas volcánicas de CVP representados en porcentajes.	71
3. Tabla A.3 Elementos traza y tierras raras, en parte por millón, de las rocas volcánicas del CVP.	75
4. Anexo A.4 Artículo “Geochemistry and petrogenesis of oligocene felsic volcanic rocks from the Pinos Volcanic Complex, Mesa Central, Mexico”, publicado en la revista Journal of South American Sciences.	79

Resumen

El Complejo Volcánico de Pinos (CVP) se localiza en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) y en la región sur de la Mesa Central (MC). El domo San Juan de los Herrera (área de estudio) está situado en la porción centro-sur del CVP, el cual incluye rocas de composición riolíticas y traquidacíticas del Oligoceno. Estas rocas volcánicas félsicas están caracterizadas por texturas porfídicas con un ensamblaje mineralógico principal de fenocristales de cuarzo, feldespatos potásico (sanidino), plagioclasa y biotita dentro de una matriz vítrea con microcristales de cuarzo. Presentan una composición peraluminosa, alta en sílice y alcalina (no peralcalina), con bajas concentraciones en los elementos de tierras raras pesadas y valores negativos en la anomalía de Eu. Están enriquecidas en litófilos de alto radio iónico (Rb, Ba, K, Th, Ce) en relación con los elementos de alta intensidad de campo (Nb, Zr, P, Ti). El modelo petrogenético de los elementos traza revela que, las rocas volcánicas félsicas son consistentes en su formación por medio de una fusión parcial de la corteza continental media/superior. Los valores bajos de Zr/Y en las rocas volcánicas félsicas sugieren que su emplazamiento se relaciona a ambientes extensionales. Los diagramas de discriminación tectónica multi-dimensionales, junto con los datos geoquímicos, corroboran la relación de un ambiente tectónico extensional para la génesis de las rocas volcánicas félsicas.

Palabras clave: Petrogénesis, Mesa Central, rocas félsicas, fusión parcial, ambiente tectónico extensional, Complejo Volcánico de Pinos.

Abstract

The Pinos Volcanic Complex (PVC) is located in the San Luis Potosí Volcanic Field (SLPV) and southern region of the Mesa Central (MC). The San Juan de los Herrera dome (study area) is situated in the central-south part of the PVC that includes Oligocene rhyolites and trachydacites. These felsic volcanic rocks are characterized by porphyritic textures with a main mineralogical arrangement of phenocrystals of quartz, potassium feldspar (sanidine), plagioclase and biotite embedded in a vitreous matrix with microcrystals of quartz. They display peraluminous, high-silica, alkaline (not peralkaline) composition, with flat heavy rare earth element concentrations and negative Eu anomalies values. They are enriched in LILEs (Rb, Ba, K, Th, Ce) relative to high field strength elements (Nb, Zr, P, Ti). The petrogenetic modelling of trace elements reveal that the felsic volcanic rocks are consistent with their formation via partial melting of the middle/upper continental crust. The low Zr/Y values for felsic volcanic rocks suggest that their emplacement follow an extensional related setting. Multi-dimensional tectonic discrimination diagrams and geochemical data indicate an extensional tectonic environment for the genesis of the felsic volcanic rocks.

Key words: Petrogenesis, Mesa Central, felsic rocks, partial melting, extensional tectonic environment, Pinos Volcanic Complex.

1. Introducción

La provincia de la Mesa Central (MC) corresponde a una meseta elevada localizada en la parte norte–central de México y se encuentra rodeada en su porción norte y este por la Sierra Madre Oriental, hacia el oeste por la Sierra Madre Occidental y al sur por la Faja Volcánica Transmexicana (Fig. 1; Nieto-Samaniego et al., 2005). El vulcanismo dentro de esta región se concentra principalmente en la porción sur de la MC. Este vulcanismo inició de manera incipiente en el Eoceno (andesitas), tuvo su paroxismo en el Oligoceno (32–27 Ma), emitiendo un enorme volumen de lavas e ignimbritas riolíticas de composición félsica y escasos derrames de basalto intercalados entre las lavas e ignimbritas; este vulcanismo es de tipo calciocalino (Labarthe-Hernández et al., 1982; Orozco-Esquivel et al., 2002; Tristán-González 2008; Tristán-González et al., 2009). El vulcanismo del Mioceno emitió lavas de basálticas a riolíticas en volúmenes discretos y muy esparcidos en la región (Tristán-González et al., 2009).

Otra etapa de vulcanismo, esencialmente máfico, ocurrió a lo largo del Plioceno-Pleistoceno, durante la cual se emitieron lavas y productos piroclásticos de composición basáltica (hidrovolcanismo), lo cual se asocia a magmatismo de tipo máfico alcalino de intraplaca (Aranda Gómez et al., 2005).

Tectónicamente la región sur de la Mesa Central (MC) ha sido afectada principalmente por distintos sistemas de fallas, en su mayoría de tipo normal, las cuales se asocian a eventos de tectónica extensional, desarrollados entre los 29 y 11 Ma (Aranda Gómez et al., 2005).

Aunque se han realizado diversos trabajos cartográficos que han resuelto de manera adecuada la estratigrafía y geología estructural de la parte sur central de la MC, sobre el vulcanismo de esta región (en específico de Pinos, Zacatecas) no se ha ahondado en el origen de los magmas, en especial, la influencia cortical y/o procesos (fusión parcial, asimilación-cristalización fraccionada). El presente trabajo realizado en la porción sureste del Complejo Volcánico de Pinos (CVP), ubicado en el estado de Zacatecas, México, tiene como objetivo determinar la posible influencia

de los procesos que dieron origen a uno de los domos más voluminosos al SE del CVP, el domo San Juan de los Herrera, por medio de análisis petrográficos y geoquímicos.

El CVP está definido de manera general como un complejo de domos riolíticos y traquíticos, construido por medio de derrames de lavas, de acuerdo con la literatura, y expuesto en las cartas geológicas como un solo paquete de rocas riolíticas sin límites ni diferencias en las litologías, por lo que no se muestran variaciones a detalle en la geología, las cuales sí se observan en campo. Por lo tanto, se requiere obtener una cartografía detallada del área que aporte contactos entre las diversas litológicas indicando a su vez las estructuras principales de la zona.



Figura 1. Representación de la Mesa Central en la República Mexicana. SMOC: Sierra Madre Occidental, SMOR: Sierra Madre Oriental, MC: Mesa Central, FVTM: Faja Volcánica Transmexicana.

1.1 Proyecto de estudio

1.1.1 Localización

El Complejo Volcánico de Pinos (CVP) comprende un área aproximada de más de 400 km². Se localiza en la porción suroeste del estado de Zacatecas y colinda al oeste con el estado de San Luis Potosí. Se encuentra ubicado entre los municipios de Pinos al norte, Ojuelos de Jalisco al sur y San Nicolás hacia el este. En sus cercanías hacia el oriente se encuentra el pueblo de San Juan de los Herrera, al poniente colinda con Cieneguilla y al sur con El Mezquite, Zacatecas.

La zona de estudio se localiza dentro del cuadrante con coordenadas -101.52° y -101.48° longitud oeste y 22.23° a 22.21° latitud norte, cubriendo un área de aproximadamente 10 km^2 . Se sitúa en las inmediaciones del pueblo San Juan de los Herrera. Ubicado a unos 10 km al este del pueblo mágico de Pinos, y a 55 km al noreste, aproximadamente, con referencia a la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P. Las rutas de acceso son por medio de la carretera federal México 49, sección Zacatecas-San Luis Potosí; recorriendo un aproximado de 90 kilómetros desde la capital de San Luis Potosí hasta el área de estudio.

1.1.2 Objetivo

El presente trabajo tiene como objetivo, proponer modelos conceptuales y cuantitativos que ayuden a explicar el origen, evolución magmática y ambiente tectónico de los productos magmáticos correspondientes a la región centro-sur del CVP.

1.1.2.1 Objetivos Particulares

- Identificar la distribución espacial de la litología del área y su relación con los elementos estructurales de la región.
- Descripción petrográfica de la litología de la zona.
- Caracterización geoquímica de las rocas.
- Evidencia y evaluación cuantitativa de los procesos magmáticos.
- Definir el ambiente tectónico del vulcanismo del área de estudio.

1.1.3 Justificación

El CVP no presenta grandes definiciones ni información de acuerdo con la bibliografía, sin embargo, se tienen algunos análisis y descripciones otorgados por Rodríguez-Ríos et al., (2013), los cuales se utilizan ampliamente como base dentro del presente trabajo. Debido a esto, es que éste estudio tiene como propósito principal determinar por medio de análisis geoquímicos y petrográficos la evaluación de los rasgos específicos que muestra el CVP a manera de crear una exposición

profunda sobre geología, litología, petrografía, geoquímica, estructural, caracterización de los flujos, magmas y eventos magmáticos involucrados para la formación de los domos correspondientes al complejo.

1.1.4 Hipótesis del trabajo

- El origen de las rocas félsicas del área de estudio se relaciona a un evento de fusión parcial cortical.
- El Complejo Volcánico de Pinos se formó dentro de un ambiente tectónico extensional.

1.1.5 Metodología

Se logrará por medio de una cartografía cuidadosa de las diferentes fases encontradas en campo. También con petrografía, estudiando láminas delgadas de muestras seleccionadas específicamente, y conocer las características litológicas de las rocas. Se realizaron análisis geoquímicos, desde la recolección de muestras y su preparación, hasta el procesamiento en laboratorio, con el fin de conocer la procedencia de los magmas, composición específica de las muestras, porcentajes de elementos mayores, menores, trazas y REE, para conocer, por medio de los modelos geoquímicos, dichas características evolutivas.

Logrando una composición completa de todas sus características en cuanto a los mapas de la zona, descripciones de los análisis y modelos geoquímicos, resultados e interpretaciones de las muestras estudiadas, así como sus relaciones en campo; obteniendo un estudio íntegro que brinde más información y estudios acerca de esta zona. Promoviendo una investigación detallada y específica del área analizada, con mayor cantidad de datos y muestreos, que proporcionan una literatura más completa, brindando una mejor visión general del CVP, y así poder contribuir al estudio y análisis general del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP).

1.1.6 Limitaciones

Las limitaciones en este trabajo se pueden relacionar a la cantidad de información obtenida de la literatura, en lo que se corresponde a análisis petrográficos y geoquímicos, es decir, hubo escasas referencias con las cuales comparar o relacionar la información obtenida del área de estudio fuera de los análisis geoquímicos de Rodríguez-Ríos et al., (2013). A pesar de que si hay comparación con otras áreas, como con el Complejo Volcánico de la Sierra de San Miguelito (Anexo A.4), estrictamente a lo que compete al Complejo Volcánico de Pinos hay escasas de análisis, con excepción de los anteriormente mencionados.

En cuanto a los análisis petrográficos, estos sólo representan una minúscula área y composición de la roca total que fue utilizada para la sección delgada, por lo que limita a una descripción detallada de una porción muy pequeña de la zona.

Otra limitante fue la parte económica del proyecto, ya que no se contó con suficientes recursos financieros para la realización de más análisis. En este caso, los análisis geocronológicos hubieran sido de gran ayuda para poder determinar una edad específica a las diferentes unidades de la zona.

El tiempo también fue una limitante, aunque no tan considerable, ya que se tuvo un periodo estricto para terminar el proyecto de investigación, con base a las normas y apoyo que se obtuvo.

Es importante tomar estas limitaciones en cuenta si se tiene en mente seguir con los estudios del Complejo Volcánico de Pinos, ya que pueden complementarse de gran manera con los ya existentes y los obtenidos en este proyecto.

2. Geología Regional–Mesa Central

La provincia fisiográfica de la Mesa Central (MC), se encuentra en una zona semidesértica del centro-norte de México cubriendo los estados de Chihuahua, Durango, Zacatecas, Aguascalientes, y San Luis Potosí. Esta provincia consiste en una placa con elevación aproximada de 2,000 metros sobre el nivel del mar, se localiza al sur de la provincia extensional de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*), y se caracteriza por distintos eventos de extensión y deformación, la mayoría activos durante el Cenozoico. Al ser una extensa planicie, conecta en sus inmediaciones, por medio de límites transicionales, con otras unidades (Fig. 1; Nieto-Samaniego et al., 2005). Hacia el noreste limita con la Sierra Madre Oriental, la cual corresponde a una unidad fisiográfica de 800 km de largo y de 80 a 100 km de ancho, producto de la deformación, plegamiento y levantamiento de rocas mesozoicas durante la orogenia Laramide, generando una estructura con morfología curvada y plegada, que domina la parte este de la República Mexicana. Al oeste colinda con la Sierra Madre Occidental, anteriormente mencionada. En su porción sur limita con la Faja Volcánica Transmexicana, esta corresponde a un arco volcánico formado en el margen de la Placa Norteamericana, es representado por amplias variaciones en composición química y estilos volcánicos, como volcanismo intraplaca y de subducción. Producto de la subducción de la Placa Cocos y Rivera. (Aguillón-Robles et al., 1994; Dávalos-Elizondo et al., 2016; Eguiluz-Antuñano et al., 2000; Ferrari 2000; Tristán-González et al., 2009).

Nieto-Samaniego et al., (2005) representan la corteza de la Mesa Central con un espesor entre 30–33 km, espesor menor que las provincias adyacentes, y promueve la existencia de una zona de fusión parcial a unos 34 km de profundidad por debajo de la MC que se extiende hasta los 260 km, y que gradualmente reduce la fusión parcial inicial por medio de parámetros estimados de estudios y análisis sísmicos. Por otra parte, se apoya con temperaturas de granulitización estipuladas entre 950° y 1,125°C, mientras que, las temperaturas para la exsolución de feldespatos y homogenización de plagioclasas, son un poco más bajas y varían entre los 850° y 900°C, éstas temperaturas son calculadas para xenolitos de la base de la corteza

en la parte sur de la MC (Hayob et al.,1998; Nieto-Samaniego et al.,2005). La corteza y parte superior del manto de la Mesa Central muestra una naturaleza adelgazada y elevada, delimitada por bloques de mayor espesor y hundidos. Por debajo de la corteza de la MC hay material mantélico parcialmente fundido, cuyas características están relacionadas a procesos de adición de base cortical, lo que se sugiere como el promotor del levantamiento del bloque de la MC (Nieto-Samaniego et al., 2005).

2.1 Elementos estructurales de la Mesa Central

Con base a características morfológicas y geológicas, la Mesa Central se divide en dos porciones (Fig.2; Nieto-Samaniego et al.,2005). La región norte es de mayor dimensión con altos niveles de erosión, a su vez, posee grandes cuencas continentales con relleno de sedimentos aluviales y lacustres, pero, al contrario de la región sur, esta porción es de cotas menores a los 2,000 msnm lo que la hace de menor realce, deprimida y plana. Por otra parte, la porción sur posee cotas elevadas que sobrepasan los 2,000 metros sobre el nivel del mar, siendo una región montañosa erosionada que aloja rocas volcánicas del Cenozoico.

Ambas regiones de la MC fueron afectadas por diversos sistemas de fallas extensionales (Fig. 2). Algunos de los principales sistemas de fallas que limitan a la Mesa Central son:

- **Falla del Bajío:** corresponde a una falla normal con dos segmentos principales y de mayor actividad durante el Oligoceno. El sector del lado este posee una dirección ~E-W y posee dos grupos de fallas, uno con dirección NW-SE y el otro hacia el ENE a NE. Presentan desplazamientos de entre 150 y 250 metros (salto vertical), donde el bloque hundido se encuentra dentro de una planicie de relleno aluvial, y las fallas transversales están cubiertas por el producto aluvial; en esta zona la Falla del Bajío tiene un hundimiento de unos 350 a 500 m. El segundo segmento corresponde a un bloque levantado con 80 km de longitud y predomina en él una secuencia volcanosedimentaria. Las fallas en esta porción son extensionales y de

ángulo alto, con desplazamientos de hasta 850 m., y con rellenos aluviales de hasta 1,200 m. (Nieto-Samaniego et al.,2005).

- **Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende:** éste es el límite de la parte este de la MC con la SMOr, siendo un sistema de fallas normales con dirección N-S. Aparte, este sistema posee varios lineamientos dentro de él, los cuales tienen orientación NW-SE. También es tomado como el límite paleogeográfico entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México. (Nieto-Samaniego et al.,2005).
- **Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes:** lineamiento con dirección NW-SE, limita bruscamente con secuencias volcánicas y volcanosedimentarias de la SMOcc. Este sistema también se divide en dos segmentos importantes; el primero, sector este, posee múltiples fallas normales con rumbo NW-SE formando un acomodo de tipo dominó con basculamiento y echado hacia el SW formando fosas tectónicas en algunos lugares. El segundo, sector oeste, está documentado por fallas de rumbo N-S que cortan longitudinalmente la Sierra de Salinas, formando un sistema de pilares y fosas tectónicas junto con las fallas normales características del SFSLT (Nieto-Samaniego et al., 2005; Rodríguez-León, 2012).
- **Graben de Aguascalientes:** limita en su porción occidental con la parte sur de la MC, es un graben asimétrico con una falla principal de dirección N-S con 900 m. de desplazamiento en rocas volcánicas y se extiende hasta los 150km., hasta encontrarse con el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes. (Nieto-Samaniego et al., 2005).
- **Sector Transversal de Parras de la Sierra Madre Oriental:** es un sistema montañoso con orientación E-W en la parte norte de la MC. Conformado por rocas mesozoicas plegadas de la Sierra Madre Oriental. (Nieto-Samaniego et al., 2005).

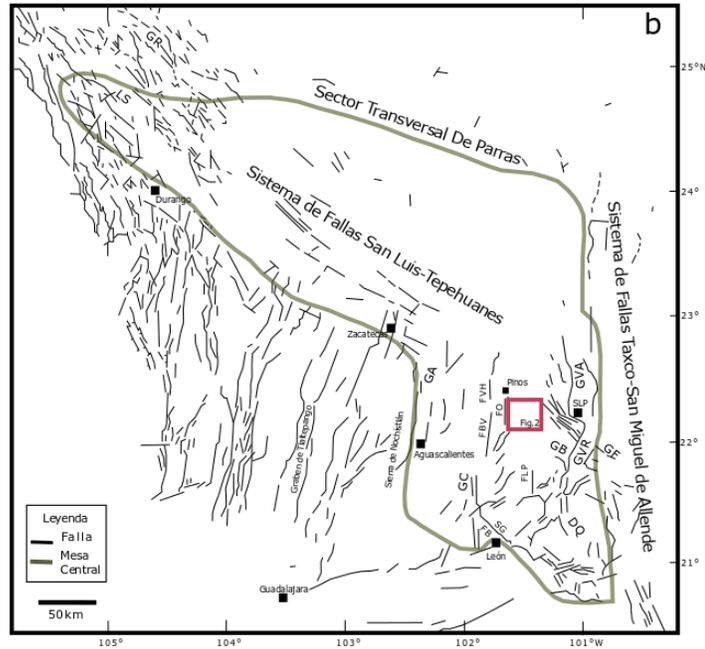


Figura 2. Sistemas de fallas y estructuras mayores de la Mesa Central. GA: graben de Aguascalientes, FVH: falla Villa Hidalgo, FBV: falla Buena Vista, FO: falla El Obraje, GC: graben de Cuarenta, SG: Sierra de Guanajuato, FB: falla del Bajío, DQ: depresión de la Quemada, GB: graben de Bledos, GVR: graben Villa de Reyes, GE: graben de Enramadas, GVA: graben de Villa de Arista, LS: laguna de Santiaguillo, GR: graben de Rodeo. Modificado de Nieto-Samaniego et al., (2005); Nieto-Samaniego et al., (2019).

2.2 Estratigrafía de la Mesa Central

La secuencia estratigráfica aflorante en la MC se extiende desde rocas del Mesozoico al Cuaternario. Las rocas Mesozoicas se dividen en tres paquetes estratigráficos separados por inconformidades. El paquete del Triásico tardío al Jurásico medio se conforma por turbiditas, junto con una secuencia de andesitas y conglomerado polimíctico. El segundo paquete, del Jurásico tardío, consiste en calizas y limolitas; y el último paquete está formado por intercalaciones de caliza, lutitas, cherts, pedernal y turbiditas siliciclásticas, del Cretácico (Aranda-Gómez et al., 2007).

El Cenozoico se ve representado por rocas continentales, sedimentarias y volcánicas que indican el cambio del medio marino a continental en la MC. El Paleoceno-Eoceno se conforma en la MC por rocas volcánicas principalmente de

composición máfica y félsica, las cuales se encuentran en afloramientos pequeños y dispersos; del mismo modo, en distintos afloramientos se observan cuerpos intrusivos del Paleoceno (Nieto-Samaniego et al., 2005). El Oligoceno se constituye primordialmente por derrames de lava de composición riolítica con variaciones composicionales a latita y dacita, que forman estructuras dómicas y forman complejos volcánicos amplios (Nieto-Samaniego et al., 2005). En cuanto al origen de los magmas de la región, Orozco-Esquivel et al., (2002) distinguió dos grupos de rocas que mostraron un origen distinto: a) una secuencia inferior con composición de andesitas a riolitas, lavas andesíticas, algunas traquitas y depósitos piroclásticos; b) secuencia superior conformada por riolitas y algunas lavas basálticas, las cuales se formaron durante la fase volcánica del emplazamiento del gran volumen de lavas riolíticas, seguido de las ignimbritas.

El Mioceno se encuentra representado especialmente por afloramientos aislados en numerosas localidades de la MC de rocas volcánicas de composición máfica y félsica (Torres-Hernández et al., 2006; Torres-Hernández, 2009). Asimismo, el Cuaternario se distingue por rocas volcánicas que afloran principalmente en pequeños conjuntos de aparatos volcánicos como conos cineríticos y *maares* de composición basáltica y andesítica (Fig. 3), (Nieto-Samaniego et al., 2005).

2.3 Actividad volcánica de la región sur de la Mesa Central

La actividad volcánica de la región sur de la Mesa Central se encuentra caracterizada principalmente por rocas Cenozoicas (Fig. 3), las cuales comprenden:

a) Rocas del Oligoceno que se caracterizan por actividad volcánica efusiva, conformado por derrames de lavas asociados a domos exógenos y distintos eventos piroclásticos. Las estructuras volcánicas dentro de este periodo comprenden grandes complejos volcánicos que representan las zonas más elevadas dentro de la MC de espesores mayores a los 400 m (p.ej. Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito, la Sierra de Guanajuato, la Sierra de Codornices, la Sierra de San Felipe). De igual manera, se presentan depósitos volcánicos de estilo explosivo que corresponden a cubiertas de rocas piroclásticas de depósitos de caída y de flujos

piroclásticos, cubriendo a los domos y derrames anteriormente mencionados (Labarthe-Hernández et al., 1982; Nieto-Samaniego et al., 1996; Nieto-Samaniego et al., 2005). El vulcanismo félsico de este periodo está relacionado a la provincia magmática de la Sierra Madre Occidental.

b) Las rocas del Mioceno se encuentran discordantes sobre los distintos eventos volcánicos del Oligoceno. Este periodo está representado por la formación de rocas de composición máfica, principalmente basaltos y afloramientos aislados de riolita (Torres-Hernández, 2009). Se localizan en distintas zonas de la MC de una manera aislada, especialmente dentro de la porción sur, centro y este. En algunas de estas zonas se presentan rocas de composición de basaltos de olivino y basalto andesíticos con xenolitos de peridotita, gneis y de otras rocas metamórficas. También en algunas áreas afloran rocas volcánicas de composición andesítica, expuestas como estructuras de derrames de lava y estratovolcanes. Las edades comprendidas para las rocas de este periodo varían desde los 10 a los 16 Ma. (Luhr et al., 1995; Nieto-Samaniego et al., 2005; Pérez-Venzor et al., 1996).

c) Las rocas del Cuaternario están caracterizadas por volcanes monogenéticos, los cuales se dividen en dos grupos: (i) aquellos que presentan xenolitos, y el grupo con ausencia de xenolitos. Los xenolitos se encuentran en lavas alcalinas, y su presencia sugiere una fusión parcial en el manto superior, también se tienen granulitas provenientes de la base de la corteza.

Las unidades y estructuras volcánicas pertenecientes a este periodo se ubican principalmente en los complejos volcánicos de Ventura-Espíritu Santo y Santo Domingo, (Aranda-Gómez et al., 2007; Labarthe-Hernández et al., 1982; Nieto-Samaniego et al., 2005).

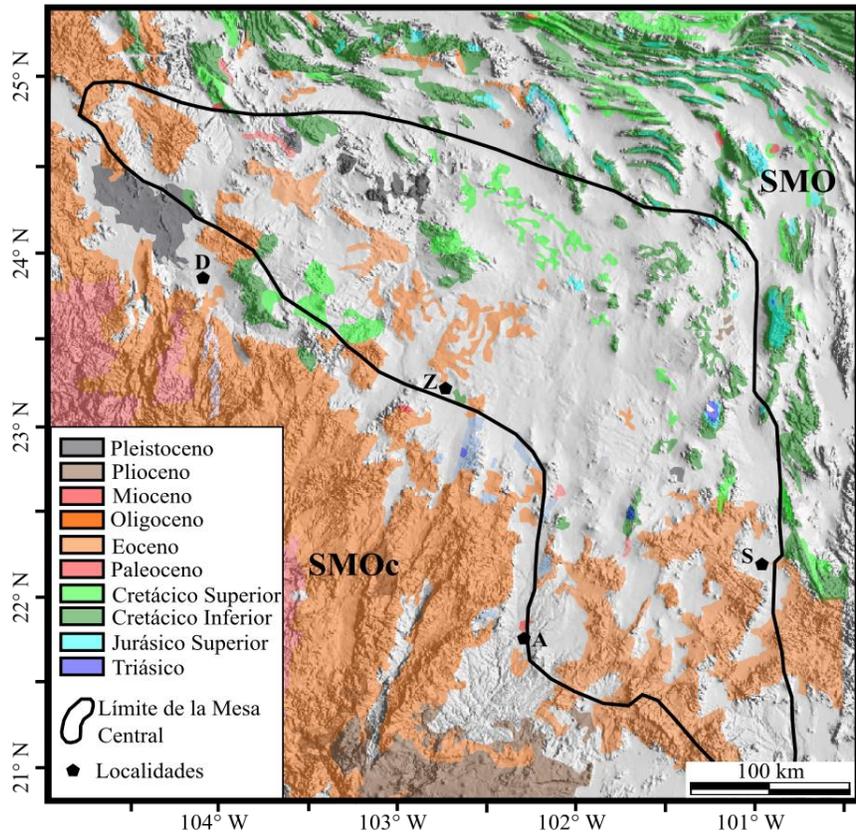


Figura 3. Mapa geológico de la provincia de la Mesa Central, modificado de Nieto-Samaniego et al., (2005) y Torres-Sánchez et al., (2019).

3. Geología Local

3.1 Campo Volcánico de San Luis Potosí

Tristán-González et al (2009) mencionan que el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), se localiza en la porción suroriental de la Mesa Central y está formado principalmente por una secuencia de lavas y flujos piroclásticos con edades que van desde el Eoceno medio hasta el Cuaternario.

En un carácter más explícito del CVSLP, este comprende facies calcoalcalinas, en su mayoría de rocas félsicas, que sobreyacen discordantemente a rocas del Mesozoico y del Paleoceno-Eoceno, cubriendo un área aproximada de 40,000 km² (Rodríguez-Ríos y Torres-Aguilera, 2009).

Tristán-González et al (2009), mencionan que el vulcanismo en el área comenzó en el Eoceno medio, con derrames de lava andesítica; posteriormente en el Oligoceno se depositaron lavas y productos piroclásticos de composición riolítica; pero el mayor volumen fue expulsado entre los 32–26 Ma, correspondiente a rocas félsicas. Fue hasta los 22–20 Ma. que el vulcanismo bimodal finalizó; esto se refiere a que basaltos y riolitas fueron expulsados en el mismo espacio y tiempo, lo que indica dos tipos diferentes de magmas, máfico y félsico, emplazados en un sistema de fallas; asociando este carácter bimodal a una tectónica distensiva presente durante el Terciario. (Rodríguez-Ríos y Torres-Aguilera, 2009).

Los dos procesos petrogenéticos principales que formaron las rocas del CVSLP, fueron la cristalización fraccionada a partir de volúmenes de magma basáltico proveniente del manto superior, que asimilaron material de la corteza granulítica (corteza inferior) y emplazados en la parte media de la corteza continuaron diferenciándose y generaron magmas riolíticos (Rodríguez-Ríos, y Torres-Aguilera, 2009). La tectónica extensional en este campo, del Terciario medio, se define por la presencia de depresiones y pilares, lo cual sucedió después de la explosión de volúmenes importantes de lavas riolíticas que formaron domos, después de los cuales el vulcanismo se hizo preferentemente explosivo emplazando ignimbritas

voluminosas, algunas de las cuales se emitieron de manera sintectónica (Torres Hernández et al., 1998; Torres Hernández et al., 2006; Torres-Hernández, 2009; Torres Hernández et al., 2012). En la misma época comenzó el volcanismo bimodal de la región. El último evento de vulcanismo, esencialmente basáltico alcalino (intraplaca) se remitió al Plioceno-Pleistoceno, (Rodríguez-Ríos y Torres-Aguilera, 2009).

EL CVSLP, se divide en seis complejos volcánicos (Fig. 4), cada uno con características geológicas y geoquímicas específicas, pero relacionados por la petrología que los representa. De acuerdo con Tristán-González et al., (2009), los campos se separaron por medio de una correlación de unidades volcánicas mediante las similitudes que poseen en litología, estratigrafía, geología estructural, análisis químicos y edades isotópicas; éstos seis complejos son:

- I. **Complejo Volcánico Ahualulco (CVA)**, posicionado en la parte norte del CVSLP, posee un basamento conformado por sedimentos tipo flysch de la Formación Caracol, lo cual produce una intercalación de lutitas y areniscas del Cretácico superior. Sobre la secuencia anterior se sitúan cuencas aisladas de sedimentos continentales, grava, limo, arcilla, del Paleoceno-Eoceno; sobreyacidas por derrames de lavas del Eoceno medio. El evento volcánico de este complejo tuvo lugar entre el Oligoceno temprano y tardío, fue de gran volumen produciendo derrames de lava y algunos flujos piroclásticos voluminosos que formaron ignimbritas. Dichos derrames produjeron cadenas de domos dacíticos y riolíticos con alineación NW-SE. Posteriormente, se tuvo una etapa eruptiva en el suroeste del complejo, constituida por lavas riolíticas y piroclastos, formando domos exógenos y diques, con cristales de granate. Por último, en el Cuaternario, se tuvieron coladas de lava basanítica que fluyeron a través de centros eruptivos. (Tristán-González et al., 2009).
- II. **Complejo Volcánico Villa Hidalgo (CVVH)**, ubicado en la parte noroeste del CVSLP, está conformado por domos y derrames de lavas, dacíticas-andesíticas y piroclastos riolíticos del Oligoceno. En este complejo se encuentran aparatos volcánicos de lavas basaníticas pertenecientes al Cuaternario, el más importante

de ellos es el maar de la Joya Honda; los volcanes tipo maar son producidos por actividad freatomagmática siendo cráteres largos de hasta 3 kilómetros, el de la Joya Honda es de aproximadamente 300 metros de profundidad y emitió una secuencia principal de brechas tobáceas. Este cráter se formó a partir de la interacción del agua subterránea con magma basáltico basanítico tipo intraplaca ascendente. El maar posee xenolitos del manto y de la base de la corteza, y se asocia a derrames de lavas máficas. (Aranda-Gómez et al., 1996; Tristán-González et al., 2009).

- III. **Complejo Volcánico La Repartición (CVR)**, se localiza en la porción más hacia el norte y un poco hacia el centro del CVSLP, compuesto por depósitos de flujos piroclásticos, lavas dacíticas y flujos de andesitas a basaltos emplazados con orientación a las fallas NW. A este campo volcánico se le atribuye una edad del Oligoceno-Mioceno. (Tristán-González et al., 2009).
- IV. **Complejo Volcánico Sierra San Miguelito (CVSSM)**, en dirección suroeste desde la capital del estado de San Luis Potosí. Está formado por derrames de lavas riolíticas que formaron domos exógenos e ignimbritas. Dichos domos también siguen las estructuras de dirección NW-SE; algunas de las estructuras son fallas normales de alto grado con la misma dirección. A esta secuencia se le adjudica una edad del Oligoceno medio y Mioceno. El mayor volumen de esta secuencia de rocas volcánicas la constituyen los domos riolíticos, los más grandes son los domos Cerro Grande, El Potosí y el Zapote. Algunos derrames discretos (poco volumen) de basaltos intercalados entre las lavas e ignimbritas le dan un carácter bimodal. Las unidades de ignimbrita presentes en el CVSSM son de alto y mediano grado de soldamiento y depósitos estratificados de flujos piroclásticos. Por último, una emisión de lavas durante el Mioceno con diversa composición, basáltica hasta riolítica, culminaron el final del periodo de actividad del Complejo Volcánico Sierra San Miguelito (Tristán-González et al., 2009).
- V. **Complejo Volcánico Santa María (CVSM)**, se localiza a una distancia de aproximadamente 30 kilómetros al SE de la ciudad de San Luis Potosí. La secuencia volcánica que la conforma abarca unidades desde el Eoceno medio a las que corresponden lavas andesíticas, pero el mayor volumen lo constituyen

lavas e ignimbritas riolíticas, y en menor volumen andesitas y traquitas del Oligoceno medio. Las rocas mencionadas anteriormente sobreyacen, sector oeste, sedimentos marinos de la Formación Caracol; y en el sector este, sobre sedimentos marinos de la plataforma Valles San Luis Potosí. De las ignimbritas, las más voluminosa es la ignimbrita Santa María, con edad del Oligoceno. Sobre estas ignimbritas descansan domos exógenos generados por lavas traquíticas y riolíticas. EL CVSM también fue afectado por las fallas con dirección NW-SE que han afectado a todos los demás complejos. Finalmente, coladas de basalto se introdujeron a lo largo de las fallas normales (Aguillón-Robles et al., 2012; Tristán-González et al., 2009).

- VI. **Complejo Volcánico de Pinos (CVP)**, el cual es el punto principal de este trabajo de investigación. De acuerdo con la literatura, son domos de composición traquítica y riolítica. El domo Barbechos es de índole traquítica, considerado como un producto de la mezcla de magmas, y se tiene documentado con una edad de 31.1 a 28.6 Ma., desde su inicio hasta la culminación del mismo. Siguientemente, domos riolíticos se emplazaron, y es lo que hoy en día conocemos como riolita San Miguelito, producidos por un evento explosivo seguidos de etapas tranquilas creadoras de derrames de lavas, este evento tuvo lugar entre los 32 y 29.1 Ma., comienzo y finalización respectivamente. Consecuentemente, derrames piroclásticos productores de ignimbritas, asociados a la tectónica extensiva, mencionada anteriormente, la cual ha afectado a toda la región con fallamientos NW-SE (Tristán-González et al., 2009).

Estas sólo son algunas particularidades a grandes rasgos del CVP, pero se expondrá con alto detalle en el siguiente apartado de geología local, donde se realizó la investigación del presente trabajo, dentro del domo perteneciente a este complejo, el cual posee rasgos traquíticos y riolíticos; estudiado por medio de análisis geoquímicos y geología de campo, estructural, estratigrafía, entre otras, para poder conocer amplia y específicamente la composición de éste y sus características principales.

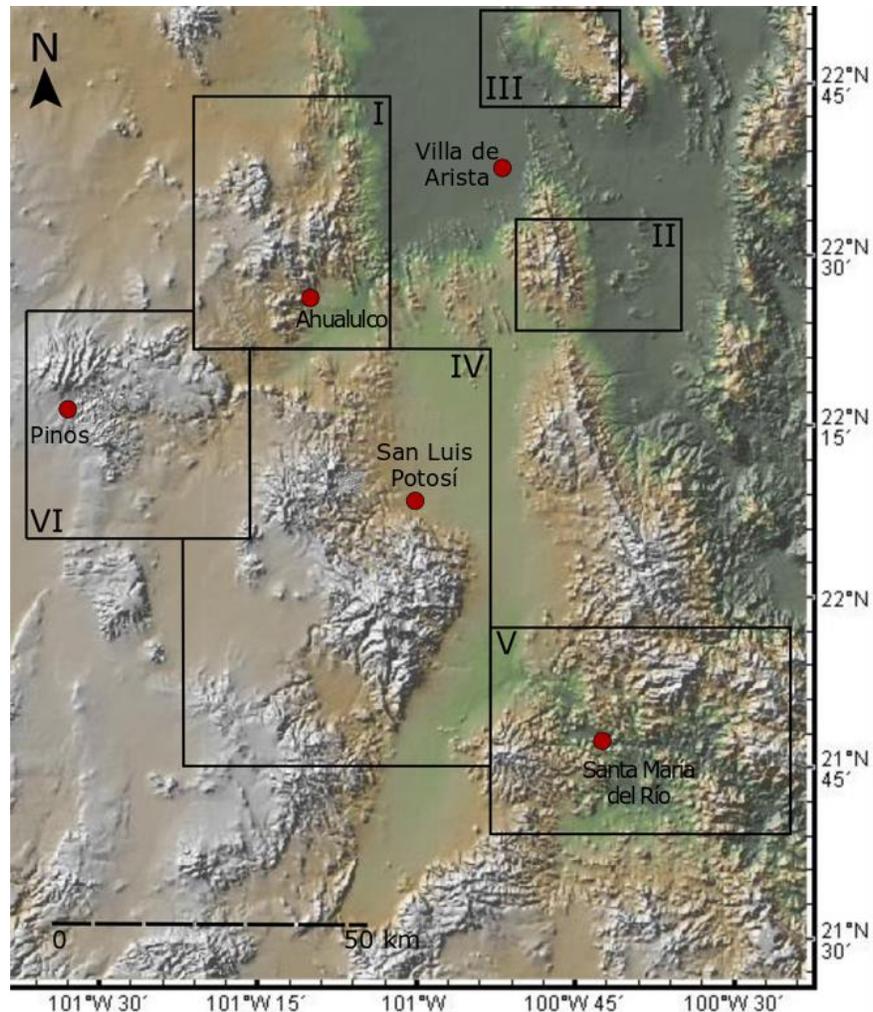


Figura 4. Modelo digital del Campo Volcánico San Luis Potosí, donde se muestra la localización de cada uno de los complejos que lo integran: I Ahualulco, II Villa Hidalgo, III La Repartición, IV San Miguelito, V Santa María, VI Los Pinos. Mapa basado y editado de Tristán-González *et al.*, (2009).

3.2 Complejo Volcánico de Pinos (CVP)

El Complejo Volcánico de Pinos (CVP; Fig. 5) se localiza en la parte central de México, dentro de la provincia fisiográfica de la Mesa Central. Forma parte del estado de Zacatecas, y es parte esencial del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP).

Rodríguez-Ríos *et al.*, (2013), define al CVP como un conjunto de tres domos de tipo poligenético: domo de Pinos, domo Santana y domo Carbonera, los cuales están compuestos por diferentes fases eruptivas, efusivas y piroclásticas sucesivas.

De acuerdo con trabajos previos (Aranda-Gómez et al., 2007; Rodríguez-Ríos et al., 2009), el CVP se ha representado como una agrupación de domos volcánicos, con erupciones de tipo explosivo, en donde tobas y brechas de material volcánico sobreyacen sedimentos marinos y continentales. Posterior a las lavas riolíticas se les emplazaron lavas de composición riolítica, en donde las lavas de abos tipos de magmas dieron lugar a la formación de domos. Las estructuras de domos en el CVP presentan fallas y fisuras, las mayores de las cuales controlaron el ascenso de los magmas. Dichos magmas fueron producto de la fusión parcial de la corteza continental, lo cual se muestra de manera general para el área del CVSLP.

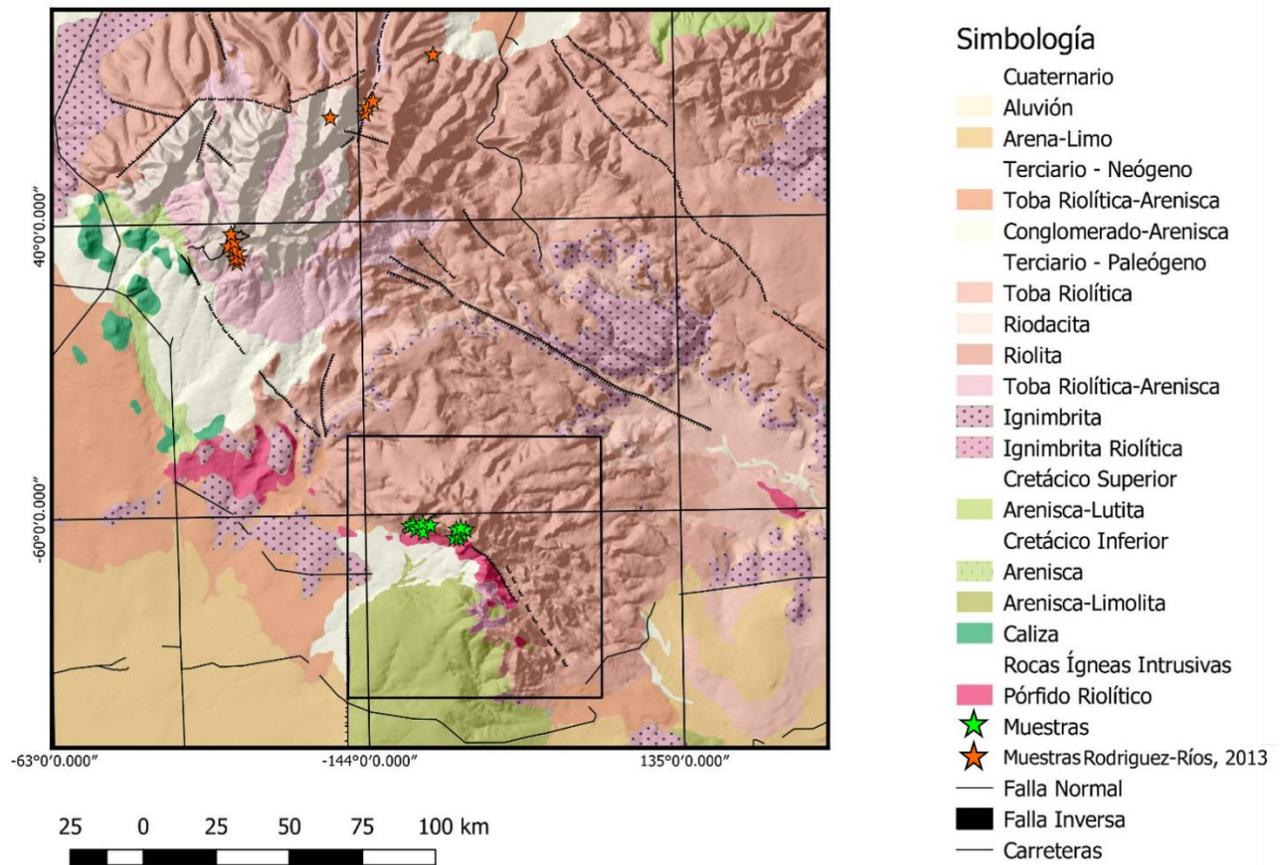


Figura 5. Mapa regional del Campo Volcánico de Pinus en base a las cartas geológico-mineras del Servicio Geológico Mexicano, Pinus F14-A72 y El Obraje F14-A82.

3.2.1 Estratigrafía del Complejo Volcánico de Pinos

En el basamento del CPV se tienen rocas de secuencias vulcano-sedimentarias que pertenecen al terreno Guerrero con edad del Mesozoico, para el Cretácico Inferior se presentan rocas carbonatadas cubiertas por la Formación Caracol, como secuencias de tipo *flysch* para el Cretácico Superior. Presentan espesores variables debido a las intercalaciones de arenisca y lutita las cuales se encuentran expuestas en algunas partes al occidente del CVP (Tristán-González et al., 1994; Tristán-González et al., 2009; Rodríguez-Ríos et al., 2013).

Mediante una discordancia angular sobre las rocas Mesozoicas (véase en la columna estratigráfica Fig. 6), se encuentran rocas sedimentarias del Eoceno denominadas como capas rojas, las cuales se caracterizan por presentar areniscas conglomeráticas bien litificadas y conglomerado polimíctico de grano grueso soportado por matriz, siendo una secuencia con más de 900 metros de espesor. Estos clastos provienen de la fuente de rocas Mesozoicas que las subyacen, y están intercalados con tobas y material piroclástico (Rodríguez-Ríos et al., 2013).

Aranda-Gómez et al. (2007) reportaron edades de 32.3 ± 1.5 Ma por el método K/Ar para las capas piroclásticas, lo cual se ubica en el Oligoceno medio, sin embargo, esta unidad se describe en la columna estratigráfica de Rodríguez-Ríos et al (2013) como Eoceno, la cual es base para las descripciones litológicas del CVP.

Sobre las capas rojas, se encuentran flujos de lavas que forman el domo de Pinos el cual es uno de los domos más grandes del CVP, siendo una estructura casi circular con una extensión de 6 km en su radio, que posee una superficie de 100 km² y una altura de 2950 msnm. Esto derrames son descritos por Rodríguez-Ríos et al., (2013), como traquita Barbechos, mientras que en distintos trabajos son denominados como riodacita Barbechos, pero en el presente estudio las nombraremos unidad Barbechos. Como se mencionó anteriormente, Rodríguez-Ríos et al., (2013), separan a la unidad Barbechos en traquita Barbechos 1 y 2, las cuales corresponden a los eventos sugeridos que originaron al Domo de Pinos.

La unidad Barbechos representa flujos de lava de composición riodacítica–traquidacítica con carácter peraluminoso, ricas en potasio, que contiene principalmente minerales de sanidino y plagioclasas, cuarzo y minerales ferromagnesianos en menor proporción (Aguillón-Robles et al., 1996; Labarthe-Hernández et al., 1993; Tristán-González et al., 2009; Rodríguez-Ríos et al., 2013). A su vez, esta unidad posee en su base vitrificados de tonalidad oscura y espesores variables, y flujos piroclásticos generalmente sin soldar y de poco espesor. (Tristán-González et al., 2009; Rodríguez-Ríos et al., 2013). Sin embargo, la edad de la unidad Barbechos aún es una incógnita, ya que distintos autores (Labarthe-Hernández et al., 1993; Gaytán-Martínez, et al., 2017) han definido la edad de esta unidad a partir del contacto entre la riolita San Miguelito (30.0 ± 1.5 Ma) y la ignimbrita Cantera (29.0 ± 1.5 Ma).

En cambio, de acuerdo con edades reportadas por Aranda-Gómez et al (2007) de 28.7 ± 0.9 Ma. Por métodos de K/Ar para traquitas del área de Pinos, se genera una discrepancia de la edad en la unidad, pero sigue confirmándose su pertenencia al Oligoceno medio. Lo mencionado anteriormente revela dos fases para los flujos de lavas, ambos de una edad similar, en los cuales se produjeron traquitas y riolitas al mismo tiempo; esto es asociado a la parte norte y oeste del complejo, indicando una mezcla de magmas que, según Aranda-Gómez et al (2007) pudo haber ocurrido dentro del conducto volcánico.

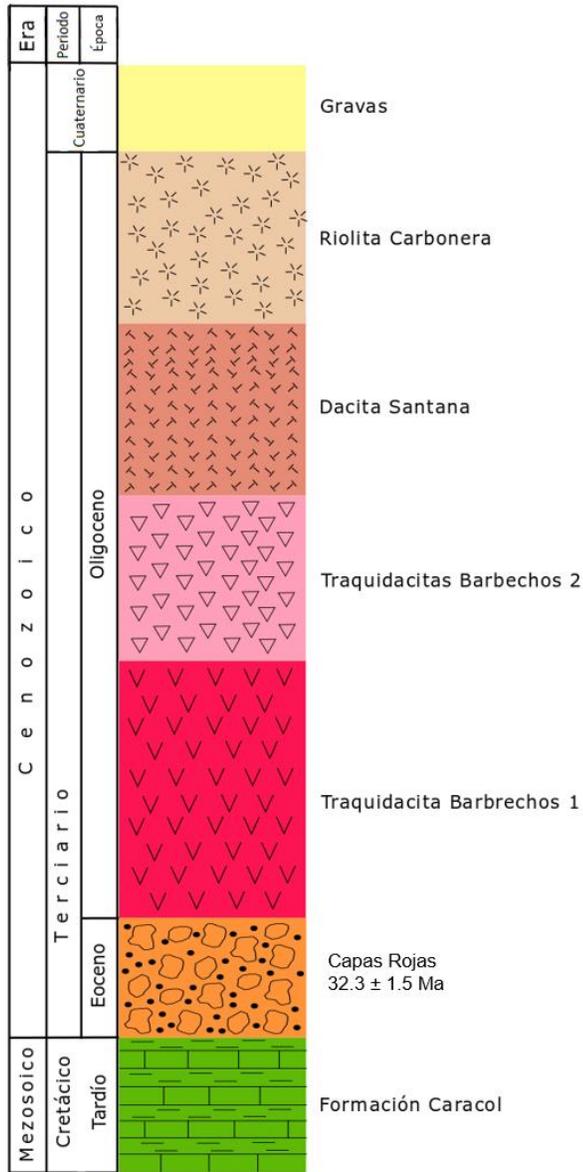


Figura 6. Columna estratigráfica de las unidades correspondientes al Complejo Volcánico de Pinos basada y editada de Rodríguez-Ríos et al (2013).

Sin embargo, sobreyaciendo a la unidad Barbechos se tiene la Ignimbrita Cantera, definida como una unidad de cuatro derrames piroclásticos de pómez y ceniza, se conforma por abundantes cristales de cuarzo, sanidino, y menor porcentaje de plagioclasas en una matriz parcialmente desvitrificada, desde bien soldados hasta sin soldar, su composición es riolítica. La Ignimbrita Cantera posee espesores

variables, pero en el Campo Volcánico de la Sierra de San Miguelito alcanza los 300 m (cortados en el pozo la Laborcilla, al sur de Villa de Arriega). En la base, y algunos de sus depósitos contiene líticos provenientes de las rocas riolíticas y del basamento pre-volcánico, como material erosionado en los conductos de emisión, (López-Loera et al., 2013; Torres-Hernández et al., 2014).

En el CVSLP la unidad volcánica más antigua es la latita Portezuelo se encuentra sobreyaciendo a las rocas Mesozoicas de la Formación Caracol. Esta unidad consiste en derrames de lavas félsicos asociados al evento de extensión del graben de Villa de Reyes. Posee espesores aproximados de 440-500 metros, siendo flujos de lava porfídica de composición riolítica; descritas con una matriz microlítica comprendida por fenocristales de sanidino, plagioclasas y cuarzo, (Aguillón-Robles et al., 2012; Tristán-González et al., 2009). Representa edades isotópicas de 30.6 ± 1.5 Ma., reportadas por Orozco-Esquivel et al (2002) por el método de K/Ar, quienes las define químicamente como una variación de dacitas a riolitas.

Sobre esta se emplazó la serie de lavas riolíticas que constituyen la Riolita San Miguelito de 30.0 ± 1.5 Ma (Labarthe-Hernández et al., 1982) y es la de más amplia extensión en el CVSLP. Ambas, Latita Portezuelo y Riolita San Miguelito son las principales formadoras de domos exógenos de dimensiones variables del CVSLP. La ignimbrita Cantera tiene una edad de 29.24 ± 0.32 Ma; 29.80 ± 0.26 Ma, (Suárez-Arias, 2019) y sobreyace a la riolita San Miguelito. El hecho de que en el CVP cubra a la riodacita Barbechos y en el CVSLP a la riolita San Miguelito constituye un elemento más para estimar la edad más apropiada para la riodacita Barbechos.

Sobreyaciendo a la unidad Barbechos, se emplazó la dacita Santana, la cual forma uno de los tres domos principales del CVP. Esta unidad representa la segunda etapa de formación y fase de emisión piroclástica del complejo, pero con la diferencia de que posee un volumen menor al de Domo Pinos. Su litología presenta una textura porfídica, con una afinidad calcoalcalina, además de considerarse como un domo de tipo poligenético. En su parte oriental presenta un conjunto de planos de alto ángulo con dirección NE-SW, lo cual puede interpretarse como indicador para ubicar el conducto por donde ascendieron las lavas, asociado a las fallas y fisuras con la

misma orientación. En ocasiones se tienen composiciones traquidacíticas por la conjunción de la unidad Barbechos y dacita Santana, que en general presentan carácter peraluminoso, lo que sugiere que pudieran asociarse al mismo evento magmático, del Oligoceno, (Rodríguez-Ríos et al., 2013).

Como último evento en el CVP se presenta una etapa efusiva que dio lugar a la formación de la riolita Carbonera, generando el Domo Carbonera, el cual es el de menor tamaño de los tres domos que conforman al complejo. Este domo está formado por lavas riolíticas con afinidad calcoalcalina, de textura porfídica y con abundantes fenocristales de cuarzo y sanidino. Este domo presenta en su base un vitrófido. Intercalado entre las lavas de este domo se observa un depósito de material piroclástico. Esta riolita tiene altos valores de sílice, en lo cual es similar a la riolita San Miguelito. El domo Carbonera se caracteriza por presentar planos de flujo que indican una fuente con dirección NE-SW, similar a la del Domo Santana, sugiriendo nuevamente el ascenso de magmas por medio de las fisuras y fallas existentes en la zona, lo que indica que estas fallas controlaron tectónicamente el emplazamiento en los tres domos del complejo. A este domo se le asigna una edad del Oligoceno, lo que indica contemporaneidad en los eventos volcánicos que formaron los domos, (Rodríguez-Ríos et al., 2013).

El CVP, por lo tanto, corresponde a un conjunto de domos poligenéticos formado por diversos eventos magmáticos, los cuales fueron disminuyendo su volumen a lo largo del tiempo, y al conformar las diferentes variedades de composiciones se puede definir como traquidacítico-riolítico, peraluminoso y de tipo alcalino a calcoalcalino según los análisis y estudios de Rodríguez-Ríos et al (2013). En general, el CVP se conforma por domos exógenos, donde los eventos volcánicos son principalmente de carácter efusivo, se manifestaron algunos eventos explosivos evidenciados por depósitos piroclásticos discretos, haciéndolo un complejo diferente y con características diversas a los demás constituyentes del CVSLP.

3.2 Geología de Campo-San Juan de los Herrera

La zona de estudio y de recolección de muestras se localiza en el cuadrante con coordenadas -101.52° y -101.48° longitud W y 22.23° - 22.21° latitud N, cubriendo un área aproximada de 10 km^2 , en el estado de Zacatecas, México (Fig. 7). El área de estudio se ubica a unos 10 km en dirección SE del pueblo mágico de Pinos, y aproximadamente 55 km al NW de la ciudad de San Luis Potosí. Las rutas de acceso se dan por medio de la carretera Federal México 49, sección Zacatecas-San Luis Potosí; recorriendo un aproximado de 90 kilómetros desde la ciudad de San Luis Potosí hasta el área de estudio, a la cual se accede por caminos de terracería.

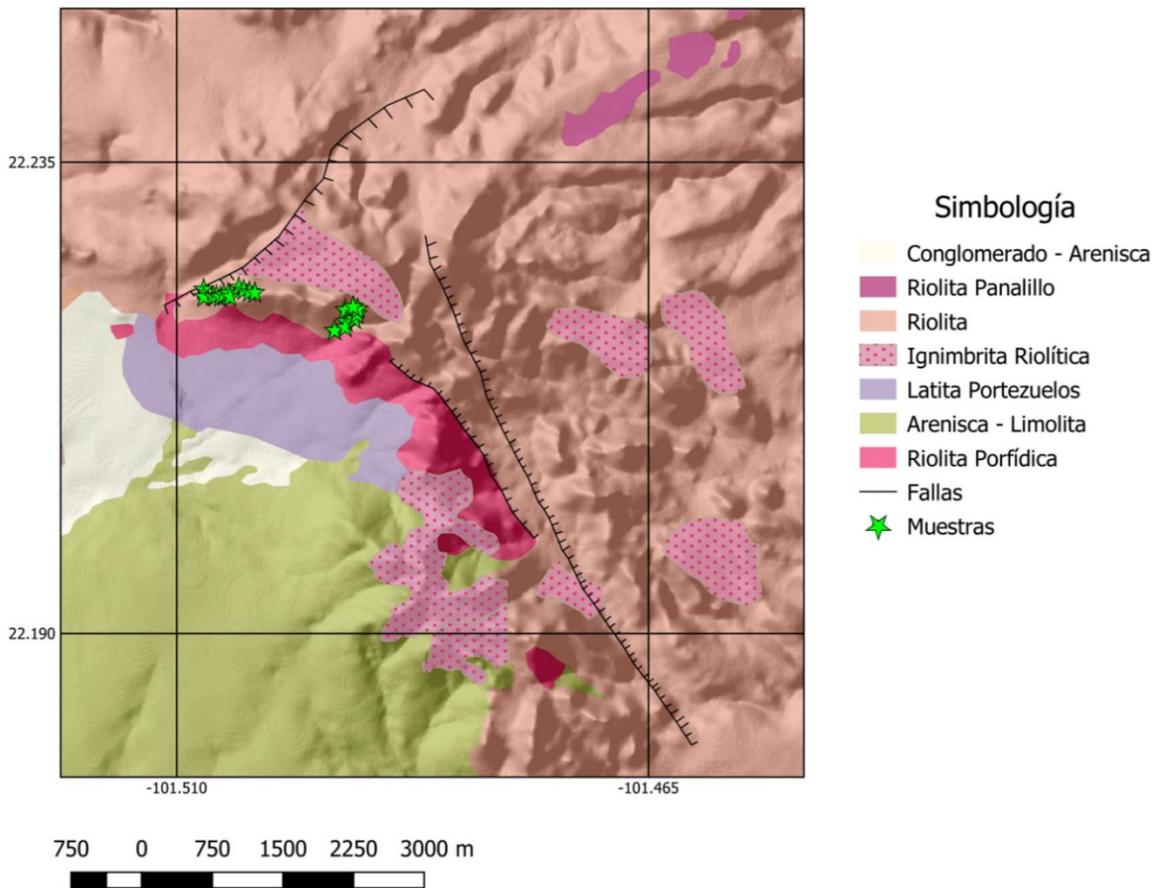


Figura 7. Mapa geológico de la zona de estudio en base a la carta geológico-minera del Servicio Geológico Mexicano El Obraje F14-A82. Modificada en base a las características estudiadas en campo.

Dentro del área de estudio se observa una estructura de falla con un rumbo de 40° NW-SE y echado de 65° al SE. A su vez, esta estructura de falla Posee una componente horizontal de 50° en dirección a favor de las manecillas del reloj lo cual puede representar el movimiento de las estrías. Esta estructura se encuentra cubierto por aluvión y material suelto.

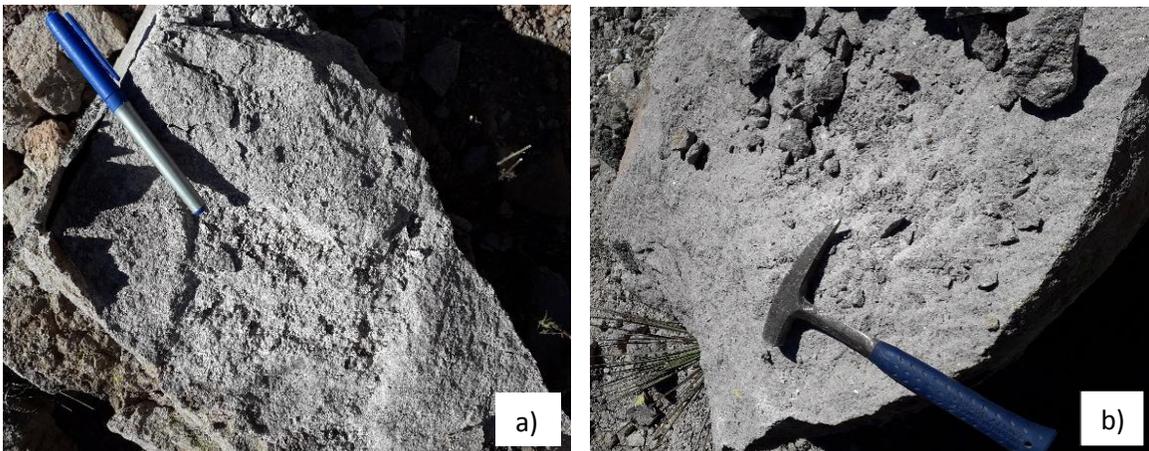
La unidad volcánica más antigua en las secciones estudiadas corresponde con la denominada Latita Portezuelo (Fig. 8a), esta unidad en roca fresca presenta coloraciones grises, y toma diversas coloraciones debido a la oxidación. Las foliaciones de flujo delinear en forma aproximada la geometría de los derrames. Sobreyaciendo a la anterior unidad, se presentan las traquidacitas, (Fig. 8b). En la base las lavas traquidacíticas que conforman el domo se observan vitrófidos, los cuales son indicadores de que esta estructura se formó por derrames sucesivos, donde el contacto del magma a alta temperatura, al fluir sobre el derrame anterior, ya frío, provoca un choque térmico que ocasiona que se forme un vidrio volcánico (obsidiana) que durante su posterior diagénesis tiene un proceso de devitrificación formando así el vitrófido. Se puede observar el cambio gradual de alteración de los vitrófidos, desde un grado incipiente a intenso, siendo muy variable en los distintos afloramientos, (Figs. 8c y 8d). Así mismo, hacia la parte más interna del derrame de lava se observa un cambio gradual en los tamaños de los cristales que varían desde 2 mm hasta 7 mm. En la cima de la unidad traquidacítica se observaron algunos frentes con estructuras de rampa y foliaciones de hasta >60° (por ejemplo 34° NE-SW y echado de 65° NW).

Sobre las traquidacitas se presentan derrames de lava de composición riolítica, con foliación de flujo muy notable. Este cambio en la composición química de las lavas refleja un tiempo de reposo en la cámara magmática y con las condiciones necesarias para que se diera un cambio químico en el carácter de las lavas.

En algunos afloramientos los flujos de lava riolíticas presentan foliación de flujo con echados cercanos a la vertical (por ejemplo, rumbos de 42° NE-SW y echados de 89° SE (Fig. 8e). En algunas secciones se presentan de forma masiva (Fig. 8f), en donde se observan franjas silicificadas de aproximadamente 10 metros de espesor.

En los afloramientos con un grado menor de alteración, se observaron minerales ferromagnesianos los cuales también presentan coloraciones rojizas debido a la oxidación. En cambio, en otros afloramientos de riolitas con un alto grado de alteración, se presentan cristales de feldespatos “*cocidos*” lo cual puede insinuarse que se debe al exceso de temperatura, que pudo ocurrir durante la diagénesis, promoviendo la fuga de calor y alteración de minerales.

En el área se observó una ignimbrita, señalando que en la estructura que se denomina Domo San Juan de los Herrera se registran eventos efusivos y explosivos, dándole al domo un carácter complejo debido a las diferentes fases que lo formaron. La ignimbrita es de carácter félsico, de soldamiento medio y contiene clastos de pómez sin colapsar a medianamente colapsados; contiene fragmentos líticos dispersos de las unidades pre-ignimbritas (Fig. 9). Esta ignimbrita puede ser correlacionada con la Ignimbrita Cantera debido a sus características, distribución y relaciones de edad, debido a que está caracterizada como un paquete de rocas que se agrupan en diferentes miembros, los cuales conforman vitrófidos o flujos de cenizas pobremente soldados, tobas sin soldar, ignimbritas con textura porfídica y eutaxítica y tobas de caída de ceniza. A pesar de esto, la ignimbrita estudiada en el área comprende una incógnita en cuanto a si se puede agrupar a la unidad de la Ignimbrita Cantera, (Suárez-Arias, 2019).



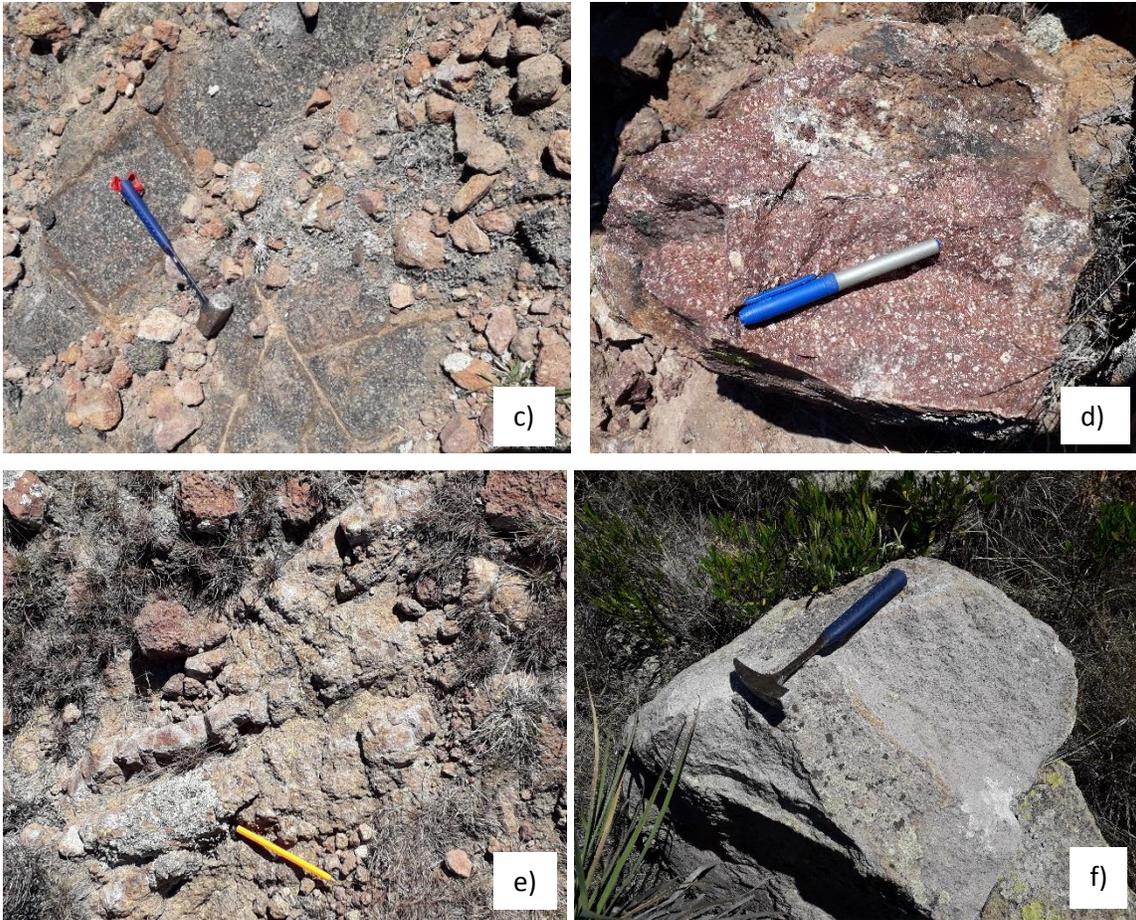


Figura 8. Aspecto general de las unidades litológicas que conforman el domo de San Juan de Los Herrera. a) Latita Portezuelo; b) Traquidacita; c y d) vitrofido de la base de la secuencia de lavas riolíticas en sus condiciones alterado y poco alterado; e) aspecto de los flujos de lava evidenciando emisiones sucesivas; f) aspecto de la riolita en fractura fresca.



Figura 9. Ignimbrita Cantera que muestra en su parte basal mayor grado de erosión debido al pobre soldamiento; contiene líticos dispersos, y clastos de pómez blanca fibrosa sin colapsar. La parte superior, presenta mayor resistencia al intemperismo y erosión, pobre desarrollo de columnas, y escasos líticos dispersos englobados en una matriz con grado medio de soldamiento. Los clastos de pómez son de color gris claro.

De manera general, en el área de estudio se presenta vulcanismo de estilo explosivo y efusivo, este último muestra fases repetitivas, mostrando características similares en cada episodio eruptivo, lo cual se deduce por la presencia de los vitrificados en la base y cima de los derrames. A partir de esto se ha construido una columna estratigráfica (Fig. 10), que difiere de la mostrada con anterioridad (Fig. 6) propuesta por Rodríguez-Ríos et al (2013), para contemplar las unidades reconocidas en campo, y caracterizarlas con mayor exactitud. En la columna todas las unidades comprenden edades del Oligoceno, a excepción del basamento, que tiene un rango de edad de 30.6 ± 1.5 Ma. hasta los 29.0 ± 1.5 Ma. (Gaytán-Martínez, et al., 2017; Orozco-Esquivel et al., 2002).

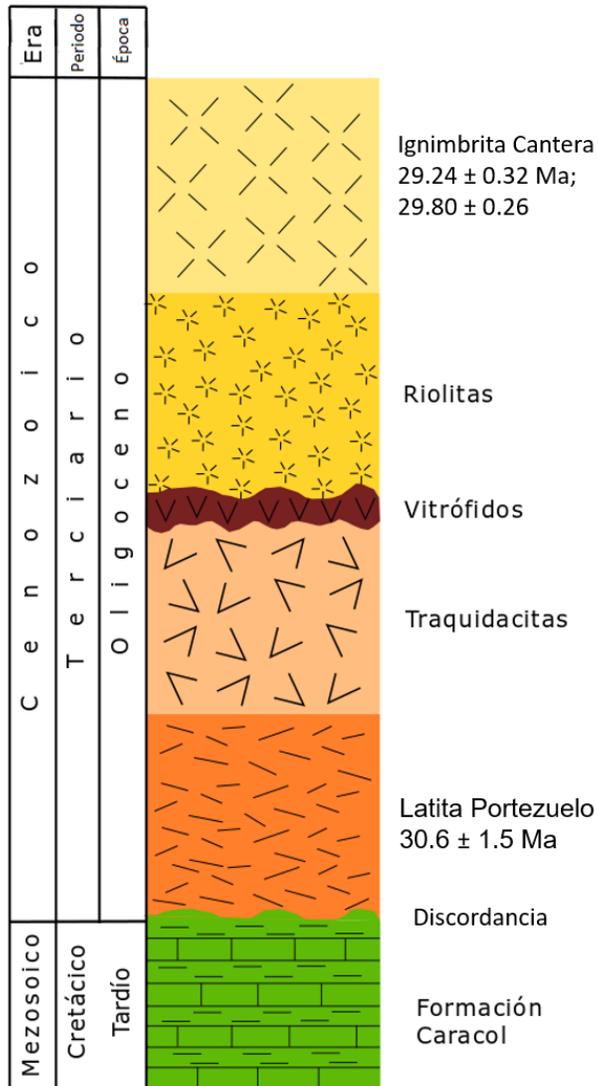


Figura 10. Columna estratigráfica de las unidades caracterizadas en campo del Complejo Volcánico de Pinos.

Las rocas del complejo volcánico presentan similitudes en su composición (dacitas a riolitas), y la presencia de ignimbritas indican eventos de vulcanismo explosivo voluminoso en la región. Por la distribución de los domos en el CVP y en especial el domo San Juan de los Herrera, se puede sugerir que las fuentes de emisión de las lavas se asocian a las fallas de orientación NW-SE de la región.

4. Metodología

4.1 Geología de campo

En el presente estudio se colectaron 20 muestras representativas del Complejo Volcánico de Pinos (CVP). Para la recolección de muestras se evitaron afloramientos que mostraran deformación, vetillas y firmas de alteración.

Los límites estratigráficos y litológicos fueron representados en un mapa a escala de 1:50, 000, (Fig. 7), marcando las características y particularidades observadas en campo, las cuales fueron posteriormente modificadas a partir de los análisis petrológicos y geoquímicos.

4.2 Preparación de láminas delgadas

Se seleccionaron 10 muestras para la realización de láminas delgadas (5 riolitas y 5 traquidacitas) base, zona intermedia y cima. Los pasos que se realizaron para la preparación de las láminas delgadas corresponden:

- Corte: Se cortaron las muestras en la cortadora de disco diamantado a un tamaño de 2.1x4.5x1.5 cm de largo y ancho, con algunas variaciones dependiendo de las rocas.
- Pulido: Las tabletas se pulieron con polvos abrasivos desde 100 hasta 1000 μm , logrando una superficie lisa y libre de imperfecciones. También se pulieron los portaobjetos con el abrasivo 1000 para obtener una superficie adherible, (Fig. 11a y 11b).
- Pegado: Posterior al secado de las muestras, se pegaron los portaobjetos a la superficie limpia de las mismas con una mezcla de 70% de resina epóxica y 30% de catalizador. Previo a esto se calentaron los ejemplares unos minutos para lograr un mejor pegado. Se mantuvieron en reposo tres días. (Fig. 11c).
- Desbaste: En la laminadora Hillquist Thin Section Machine los cubos adheridos a los portaobjetos se desbastaron hasta alcanzar los 0.03 mm aproximadamente. Posteriormente se pulió con los abrasivos 220 al 1000, controlando continuamente en el microscopio el grosor de la lámina, hasta lograr el espesor aproximado de 30 μm . (Fig. 11d).

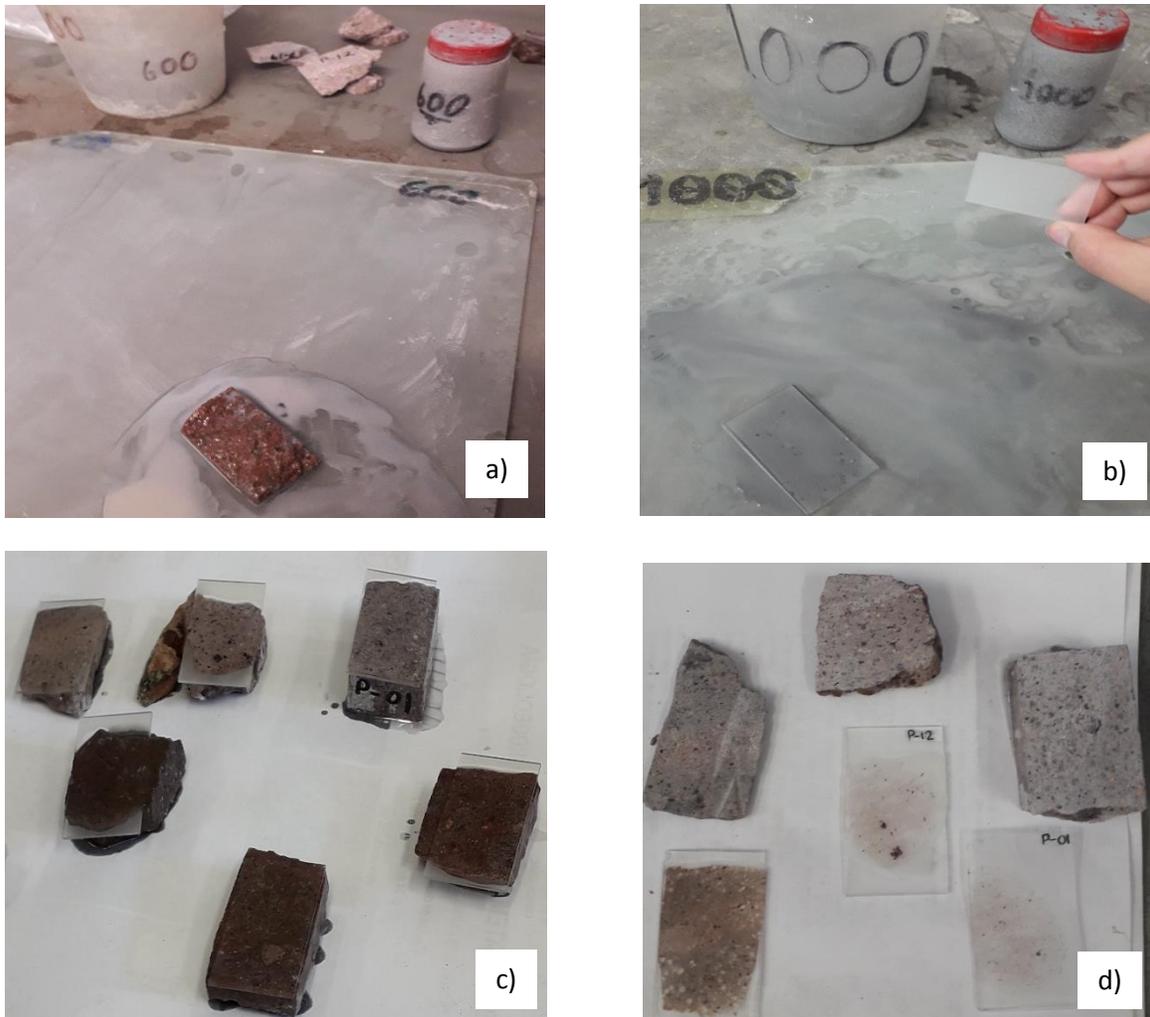


Figura 11. (a) Pulido de las tabletas; (b) pulido de los vidrios; (c) pegado; (d) láminas finalizadas.

La mineralogía se determinó con base a las características reportadas en literatura especializada (Heinrich, 1970; Higgins, 2006; McKenzie et al., 1982; Philpotts, 1989; Vernon, 2018).

La composición modal de los diferentes minerales se estableció por medio de un conteo de aproximadamente 600 a 1000 puntos/muestra. Se utilizó un semi-contador PELCON ajustado a un microscopio petrográfico Leica.

Las láminas delgadas se realizaron en el Laboratorio de Petrografía y Minerografía, dentro de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Se analizaron en el microscopio petrográfico Nikon de la División de Geociencias

Aplicadas en el Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT).

4.3 Preparación de muestras para análisis geoquímico

Un total de 20 ejemplares fueron seleccionados para la elaboración de análisis geoquímicos. Las muestras fueron trituradas en una trituradora por percusión (Fig. 12) en donde se obtuvieron fragmentos de roca de tamaños entre 0.5-0.8 mm y en cantidades de 100-250 g.

Una vez trituradas las muestras se colocaron en un molino mono planetario de ágata con esferas, marca Pulverisette 6 Classic Fritsch (Fig. 13) para llevar a cabo su pulverización. Las muestras se dejaron en el molino de ágata cerca de 20 minutos logrando generar un polvo de roca con un tamaño aproximado de 75-38 μm (malla 200-400). Se obtuvieron aproximadamente 25-30 g de polvo de roca, el cual fue colocado en recipientes limpios y estériles para evitar su contaminación, estos se marcaron con los respectivos nombres de cada muestra. Los procedimientos de triturar y moler se realizaron en el Laboratorio de Geología Aplicada perteneciente a la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT).

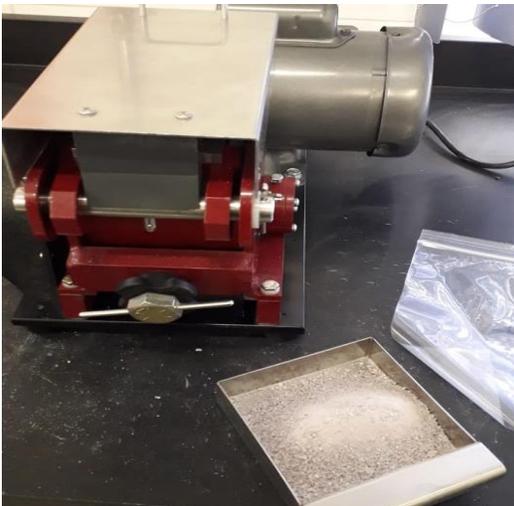


Figura 12. Trituradora por percusión.



Figura 13. Moledora de ágata.

4.3.1 Elaboración de pastillas

El polvo de las muestras se utilizó para la elaboración de pastillas prensadas con el fin de obtener los elementos mayores por medio de Fluorescencia de Rayos X. Estas pastillas se realizaron a partir de 3.5 g de muestra junto con 3 g de cera (N,N'-ethylene bis(stearamide) beads), polvo aglutinante, al tener la mezcla homogénea de todas las muestras, se llevaron al Laboratorio de Polímeros y Compositos Nanoestructurales de la División de Materiales Avanzados del IPICT, donde se utilizó la prensa y un molde especial. (Fig. 14 y 15).

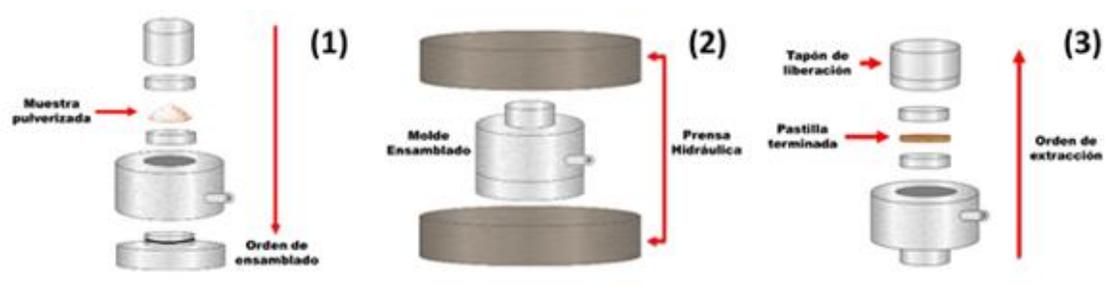


Figura 14. Tomada de Villanueva-López, 2017. Partes del molde utilizado para realizar las pastillas dentro de la prensa.

Los 6.5 g se colocaron entre las placas y el molde de la prensa, sometiéndose a una presión de 18 – 19 toneladas durante 40 segundos a 1 minuto. Al liberar la presión se obtuvieron las pastillas y se colocaron en bolsas limpias y etiquetadas (Fig. 16).



Figura 15. Prensa.



Figura 16. Pastilla finalizada.

4.3.2 Pérdida por ignición (PPI/LOI)

La pérdida por ignición (PPI/LOI) se obtuvo a partir del calentamiento de aproximadamente 1 g de polvo de muestra para eliminar humedad y volátiles. Las muestras se dispusieron durante 2 horas a una temperatura de 950°C en una mufla marca Cole-Parmer StableTemp, la cual alcanza una temperatura máxima de 1100°C en un aproximado de 25 minutos, mientras que su temperatura mínima es de 100°C. La evaluación final es calculada por medio de la diferencia de los valores del peso tomado en la balanza Sartorius (Fig. 17) del crisol con muestra antes de ser calentada y el peso del crisol con muestra después de someterse a los 950°C junto con el peso del crisol (Fig. 18). Es importante mencionar que para todas las mediciones tomadas con la balanza Sartorius se tiene un error de 0.0001 gramos.

Las mediciones de los polvos se llevaron a cabo en el Laboratorio 4 de Ecología Experimental correspondiente a la División de Ciencias Ambientales del IPICYT; mientras que la mufla pertenece al Laboratorio 3 de Ecología de Suelos perteneciente a la misma división.



Figura 17. Balanza.

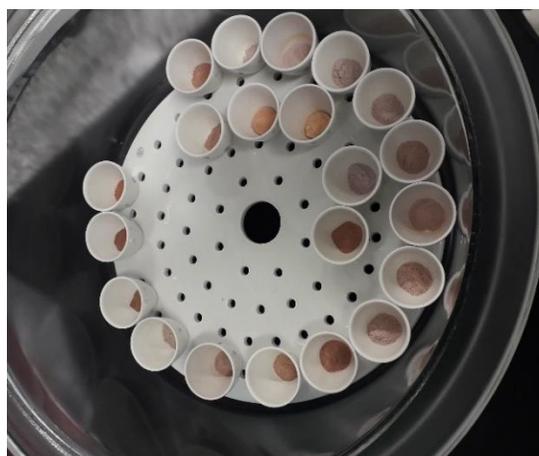


Figura 18. Crisoles.

4.4 Análisis geoquímico

4.4.1 Elementos mayores

Los elementos mayores se obtuvieron por medio de un análisis en el espectrómetro de fluorescencia de rayos-X, el cual es marca Rigaku modelo ZSX Primus II (Fig. 19), ubicado en el Laboratorio Rigaku, correspondiente a la División de Materiales Avanzados del IPICYT.

El espectrómetro se utilizó para la obtención de los elementos mayores y menores de las muestras. El equipo se encuentra calibrado de acuerdo con modelos de regresión lineal ordinaria y de incertidumbre ponderada de mínimos cuadrados con base a materiales de referencia geoquímicos. De acuerdo con Verma, et al (2018), se utilizaron 59 muestras para tener la menor cantidad de incertidumbre para las concentraciones de los elementos mayores, y aplicando a los modelos anteriores intensidades de fluorescencia de rayos-X netas corregidas por deriva y la corrección de los efectos de matriz. Este procedimiento después se aplicó a varias muestras (granito, tonalita y bentonita), para que fueran comparadas con su literatura. Dando la pauta y características para la calibración del equipo en laboratorio.

Verma et al (2018), establecen que por medio de la calibración con el método de regresión lineal de incertidumbre ponderada de mínimos cuadrados se obtiene una precisión o incertidumbre menor al 1% para los elementos mayores analizados. Aunado a esto, se anexan dos muestras de Verma et al (2018), que exponen los análisis estándar de los valores de concentraciones calculados con el método de regresión lineal de incertidumbre ponderada de mínimos cuadrados. Tabla 1.

Tabla 1. Valores de análisis estándar, (Verma et al.,2018).

Roca		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
ATTI	\bar{x}	62.30	0.4951	9.666	4.402	0.02416	6.17	2.144	0.058	0.7781	0.7828
	u_{99}	2.23	0.0143	0.321	0.235	0.00269	0.52	0.076	0.065	0.0366	0.0125
CSB1	\bar{x}	52.76	0.1343	24.40	3.564	0.01398	1.604	1.105	2.123	0.4337	0.0357
	u_{99}	2.04	0.0130	0.48	0.233	0.00268	0.398	0.075	0.083	0.0361	0.0057

Al comprender el funcionamiento y calibración del equipo, se prosigue a utilizarlo con las muestras del presente trabajo; primero se analiza una sola pastilla corroborando que la calibración del equipo tenga los parámetros adecuados.

Al terminar la muestra de prueba analizada y confirmar la calibración, 20 minutos aproximadamente, se inició el procedimiento con las demás pastillas. Conservando siempre una metodología ordenada, con el acomodo y enumeración de las mismas, (Fig. 20).

Las pastillas estuvieron alrededor de 40 minutos dentro del espectrómetro. El análisis arroja valores de los elementos mayores y menores, los cuales tienen que ser ajustados y normalizados para su procesamiento.



Figura 19. Espectrómetro de fluorescencia de Rayos-X.



Figura 20. Muestras dentro del espectrómetro.

4.4.2 Elementos traza y tierras raras (REE)

Los elementos traza y tierras raras de las muestras del Complejo Volcánico de Pinos, fueron determinadas en ALS Chemex Laboratories (Vancouver, Canadá)

usando el método ME-MS81, que consta en una fusión de borato de litio. Las concentraciones de elementos traza fueron obtenidos a partir del instrumento ICP-MS, el cual proporciona un enfoque cuantitativo, con una precisión analítica basada en los materiales de referencia SY-2 y OREAS146. A continuación, se muestra una tabla (Tabla 2) donde se representan los límites de detección para los elementos traza y tierras raras (REE) que utiliza el laboratorio ALS Chemex.

Tabla 2. Límites de detección para elementos traza y REE.

Ba	0.5-10,000	Pr	0.02-10,000
Ce	0.1-10,000	Rb	0.2-10,000
Cr	10-10,000	Sm	0.03-1,000
Cs	0.01-10,000	Sn	1-10,000
Dy	0.05-1,000	Sr	0.1-10,000
Er	0.03-1,000	Ta	0.1-2,500
Eu	0.02-1,000	Tb	0.01-1,000
Ga	0.01-1,000	Th	0.05-1,000
Gd	0.05-1,000	Tm	0.01-1,000
Hf	0.1-10,000	U	0.05-1,000
Ho	0.01-1,000	V	5-10,000
La	0.1-10,000	W	1-10,000
Lu	0.01-1,000	Y	0.1-10,000
Nb	0.1-2,500	Yb	0.03-1,000
Nd	0.1-10,000	Zr	2-10,000

5. Análisis y Resultados

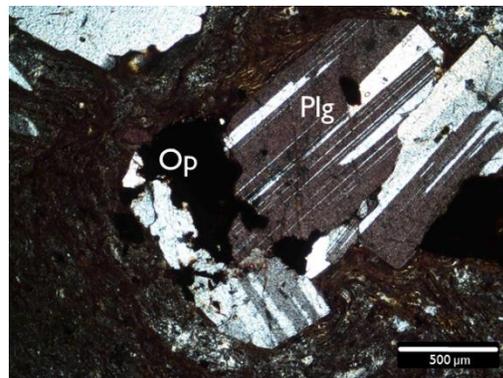
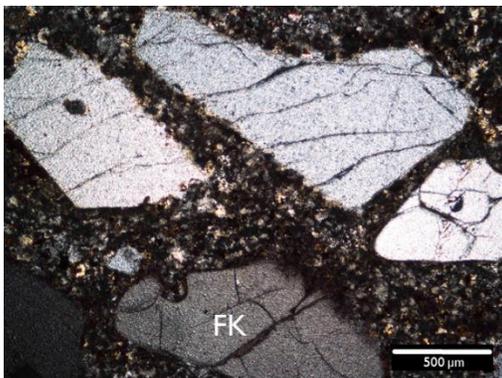
5.1 Análisis Petrográfico

Para este análisis se describieron 11 láminas delgadas (6 traquidacitas y 5 riolitas), con el fin de conocer la composición, estructuras y texturas principales en las rocas volcánicas del CVP. A su vez, se elaboró un conteo modal de las rocas volcánicas del CVP, el cual se reporta en la Tabla A.1 en la sección de Anexos.

5.1.1 Traquidacitas

Este grupo se caracteriza por presentar rocas con bajo grado de alteración (oxidación y desintegración), lo cual aporta tonalidades de color café y rojizas. De igual forma este grupo posee texturas porfídicas con microcristales de cuarzo y minerales opacos incrustados en una matriz vítrea (Tabla A.1).

Las rocas traquidácicas presentan un arreglo mineral (Tabla A.1) constituido por fenocristales de feldespato potásico subhedrales, representado por sanidino, el cual constituyen un porcentaje del 12–36% con tamaños aproximados de 1 mm y altamente fracturados; plagioclasas euhedrales a subhedrales (0.9–13%) de un tamaño de diámetro de 0.5 a 1 mm con maclas polisintéticas; a su vez se presenta cuarzo xenomorfo (~9%); biotita euhedrales a subhedrales (~5%) con un tamaño de 0.5–2 mm y minerales opacos (2–8%), (Fig. 21).



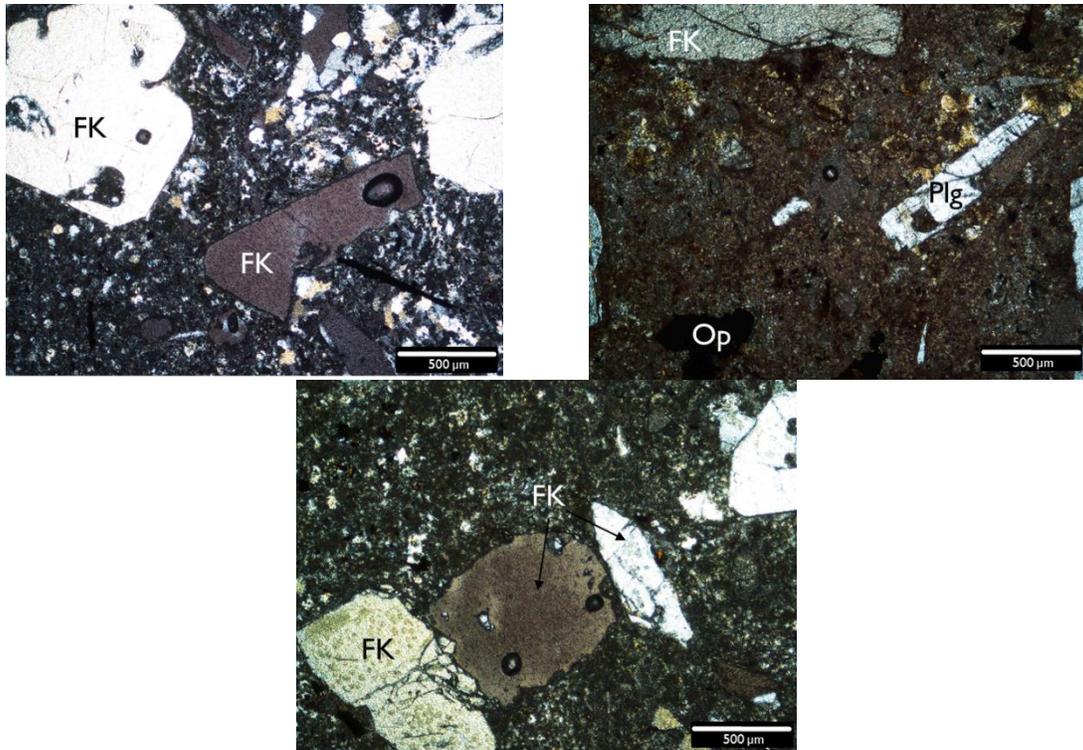


Figura 21. Microfotografías de láminas delgadas con nicóles cruzados tomadas con el objetivo 4X. FK: feldespato potásico; Plg: plagioclasas; Op: opacos.

5.1.2 Riolitas

Conjunto de rocas representado por tonalidades rojizas y en algunas zonas grisáceas, con alteración (oxidación) y textura porfídica. Contienen microcristales de cuarzo y minerales opacos dentro de una matriz vítrea (Tabla A. 1.).

Éstas rocas riolíticas muestran un arreglo mineral conformado por fenocristales de feldespato potásico subhedrales, sanidino, constituido por un porcentaje del 8.8–36.4% con tamaños aproximados de 0.1–1 mm y abundantes fracturas; plagioclasas subhedrales (1–27%) con tamaños de 0.08–0.6 mm con maclas polisintéticas; también presenta cuarzo amorfo en menor porcentaje 0.2–4.8%; biotita euhedral a subhedral (~10%) y minerales opacos (0.7–12%). Estas rocas presentaron los porcentajes más altos en contenido de plagioclasas y biotitas (Fig. 22).

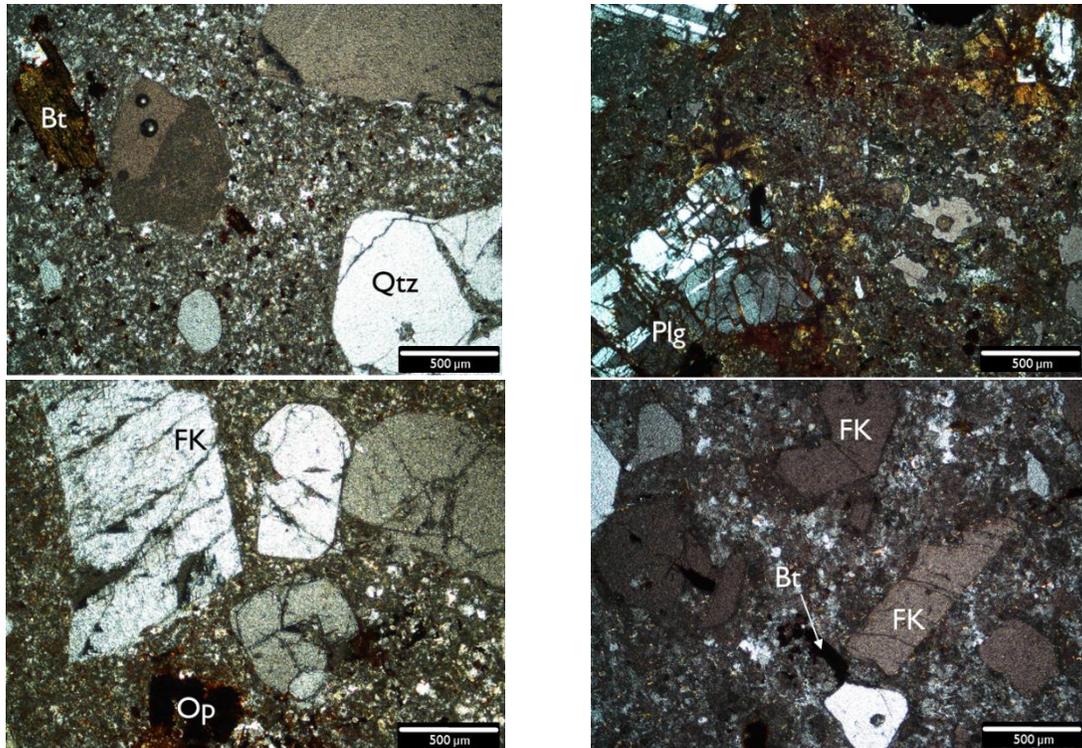


Figura 22. Microfotografías de riolitas en lámina delgada con nicols cruzados tomadas con el objetivo 4X. FK: feldespato potásico; Plg: plagioclasas; Qtz: cuarzo; Bt: biotita; Op: opacos.

5.2 Análisis Geoquímico

Se realizó en base a diferentes diagramas, con el fin de conocer la clasificación, procedencia y variación geoquímica de las rocas volcánicas del Complejo Volcánico de Pinos.

La información analítica se capturó en el paquete comercial StatSoft Inc versión 8 (STATISTICA 8), este archivo se utilizó para procesar los datos en el programa IgRoCS (Verma y Rivera, 2013): (a) reajustar los datos a 100% en una base seca, fijando la relación Fe_2O_3/FeO de acuerdo al tipo de roca (Middlemost, 1989); (b) calcular la norma CIPW; (c) asignar una clasificación a cada grupo de roca de acuerdo al diagrama de clasificación TAS (Le Bas et al., 1986). La información de los datos se reporta en la Tabla A.2 en la sección de anexos.

Por otra parte, los elementos de tierras raras y traza se utilizaron para la realización de diagramas normalizados a condrita y a manto primitivo respectivamente. Los

valores de ajustes para cada uno de estos diagramas se tomaron de McDonough y Sun (1995). La información de estos elementos se encuentra reportada en la Tabla A.3 en la sección de anexos.

5.2.1 Elementos Mayores

Las rocas del CVP presentan composiciones traquidacíticas y riolíticas, como una afinidad peraluminosa (Fig. 23), lo cual indica que las muestras contienen mayor cantidad de alumina, relacionado al alto contenido de feldespato potásico.

Las rocas traquidacíticas muestran un intervalo de composición de $(\text{SiO}_2)_{\text{adj}} = 64.19\text{--}68.69\%$ m/m, $(\text{TiO}_2)_{\text{adj}} = 0.073\text{--}0.292\%$ m/m, $(\text{MgO})_{\text{adj}} = 0.038\text{--}0.150\%$ m/m, #Mg= 5–20, $\text{FeO}^{\text{t}}/\text{MgO} = 10.53\text{--}47.94$, ANK= 27.68–31.74, y A/CNK= 29.24–32.94. De igual forma, las rocas traquidacíticas presentan una composición normativa de Hy+Qz con Ab= 9.97–17.23%, An= 0.80–7.20%, Or= 40.05–50.89, Hy= 0.54–1.97 y Qz= 19.35–31.75%.

Por otra parte las rocas riolíticas presentan están constituidas por $(\text{SiO}_2)_{\text{adj}} = 70.08\text{--}78.63\%$ m/m, $(\text{TiO}_2)_{\text{adj}} = 0.046\text{--}0.15\%$ m/m, $(\text{MgO})_{\text{adj}} = 0.018\text{--}0.187\%$ m/m, #Mg= 4–29, $\text{FeO}^{\text{t}}/\text{MgO} = 6.425\text{--}62.520$, ANK= 20.30–28.55, y A/CNK= 20.61–29.15. Comprendidas por una constitución normativa de Hy+Qz con Ab= 10.083–23.863%, An= 0.72–6.01%, Or= 34.51–45.54, Hy= 0.55–1.55 y Qz= 28.24–38.65%.

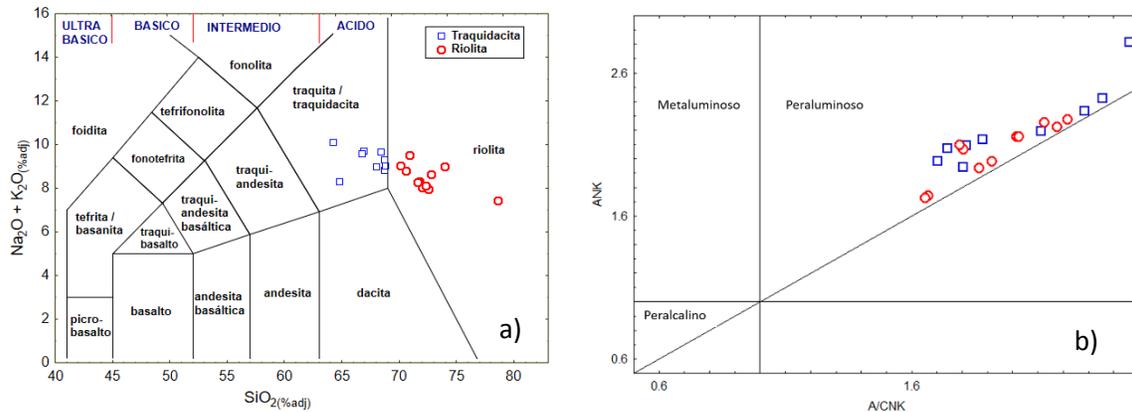


Figura 23. (a) Diagramas de clasificación para rocas volcánicas. a) Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} (\% \text{adj})$ vs $\text{SiO}_2 (\% \text{adj})$ (TAS; Le Maitre (1984)); (b) Diagrama A/CNK – ANK (Maniar y Piccoli, 1989).

5.2.2 Elementos de Tierras Raras y elementos traza

Las rocas traquidacíticas del CVP exponen tendencias de enriquecimiento en tierras raras ligeras que va decreciendo hacia las tierras raras pesadas, el cual a su vez tienden a la horizontal (Fig. 24). De igual forma, se presentan anomalías negativas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.024\text{--}0.028$; (Tabla A.3) pronunciadas, con excepción a 8 muestras que manifiestan anomalías de Eu menores ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.419\text{--}0.519$; Tabla A.3). Dichas anomalías indican un fraccionamiento de plagioclasas/feldespatos, lo cual se ve más pronunciado en sólo tres de las muestras, lo que indica mayor fraccionamiento.

El enriquecimiento de tierras raras ligeras con respecto a tierras raras pesadas puede ser evaluado por medio de la relación $(\text{La}/\text{Yb})_N$. Para las rocas traquidacíticas del CVP se tienen relaciones de $(\text{La}/\text{Yb})_N = 6.97\text{--}26.10$. A su vez, se presentan relaciones de $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ de 0.075 a 2.070.

Las rocas riolíticas del complejo representan preferencias de enriquecimiento en tierras raras ligeras que va decreciendo hacia las tierras raras pesadas, muy parecido a las traquidacitas, que también tienden a la horizontal (Fig. 24). Del mismo modo tienen anomalías negativas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.005\text{--}0.039$ pronunciadas, con excepción a dos muestras que manifiestan anomalías de Eu menores ($\text{Eu}/\text{Eu}^* =$

0.485–0.563). Estas anomalías prueban un fraccionamiento de plagioclasas/feldespatos.

En cuanto al enriquecimiento de tierras raras ligeras con respecto a tierras raras pesadas se calcula respecto a la relación $(La/Yb)_N$. Para las rocas riolíticas se muestran relaciones de $(La/Yb)_N = 4.29–14.67$. en cuanto a las relaciones de $(Gd/Yb)_N$ éstas van de 0.009 a 0.080.

Los diagramas multi-elementos normalizados a manto primitivo de las rocas traquidacíticas del CVP (Fig. 25) muestran patrones de enriquecimiento en elementos incompatibles el cual va disminuyendo hacia los elementos más compatibles con tendencia a la horizontal. Se tienen anomalías de Nb ($Nb/Nb^* = 0.161–0.947$; Tabla A.3) y Ti ($Ti/Ti^* = 0.017–0.597$; Tabla A.3), como también enriquecimiento en elementos litófilos de alto radio iónico (LILEs; Rb, Ba, K, Th, Ce) y empobrecimiento en elementos de alta intensidad de campo (HFSE; Nb, Zr, P, Ti)

En otra instancia, las rocas riolíticas del CVP presentan patrones de enriquecimiento en elementos incompatibles el cual disminuye hacia los elementos más compatibles y de igual forma se va haciendo cada vez más horizontal (Fig. 25). Las anomalías presentes son de Nb ($Nb/Nb^* = 0.208–2.265$; Tabla A.3), ($Ti/Ti^* = 0.010–0.050$; Tabla A.3), y presentan patrones similares en LILEs y HFSE. En cuanto a la anomalía negativa de Nb no tan pronunciada suele ser un indicador de que las muestras no pertenecen ni están relacionadas a un ambiente de subducción, lo cual aplica para ambos grupos de rocas.

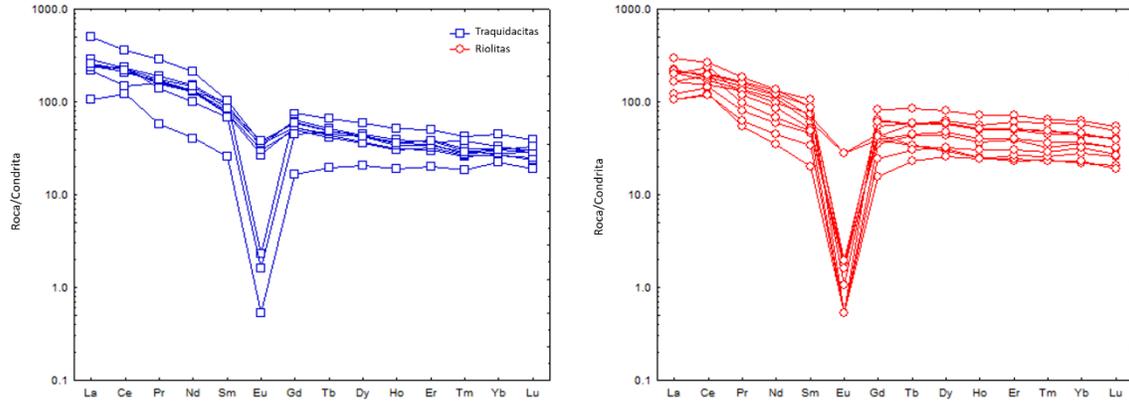


Figura 24. Diagramas de elementos de tierras raras normalizados a condrita, (McDonough and Sun, 1995), de las rocas volcánicas del CVP.

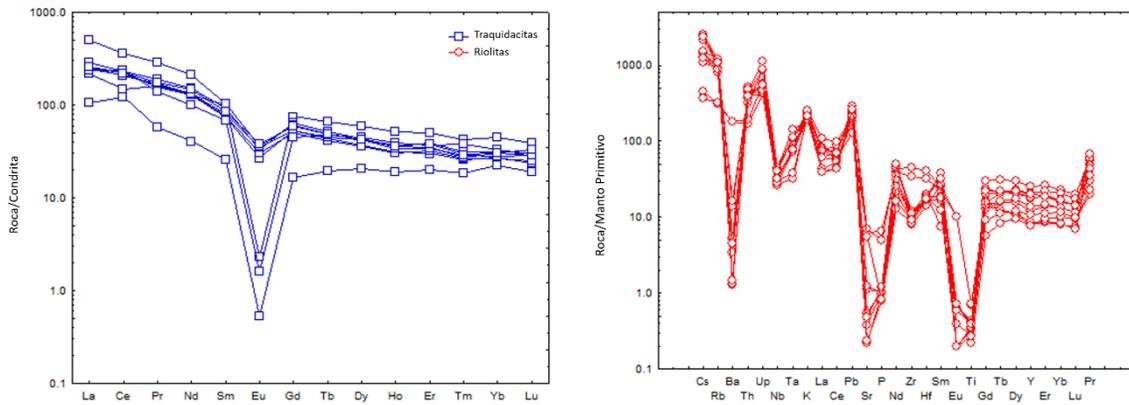


Figura 25. Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo de las rocas volcánicas del CVP.

6 Discusión

6.1 Procedencia del Magma

Para explicar la génesis de los magmas del Complejo Volcánico de Pinos (CVP) se examinaron distintos esquemas, entre ellos, diagramas de variación de relaciones de elementos traza incompatibles con compatibles. De igual forma, para poder conocer en que niveles de la corteza o del manto se relacionan se utilizaron los valores promedios de corteza propuestos por Rudnick y Gao (2003) y los valores del manto de Sun y McDonough (1989).

Las rocas riolíticas de la región centro-sur del CVP muestran una tendencia hacia la corteza continental media con excepción de algunas muestras que se acercan a las concentraciones de la corteza continental superior en los diagramas de (Ta/Yb) vs (Th/Yb) y (Nb/Yb) vs (Th/Yb). Por el contrario, las rocas de composición traquidacítica se encuentran dispersas entre las concentraciones de la corteza continental superior y media (Fig. 26).

El trabajo propuesto por Rodríguez-Ríos et al. (2013) describe solamente las características geológicas y geoquímicas del noroeste del CVP, pero no presenta un contexto relacionado a la procedencia de los magmas que indique algún nivel específico de la corteza o del manto para su generación. Por lo tanto, los resultados observados en la Fig. 26 proveen información inicial para la explicación de una posible fuente de las rocas volcánicas félsicas de la región centro-sur (domo San Juan de los Herrera) del CVP.

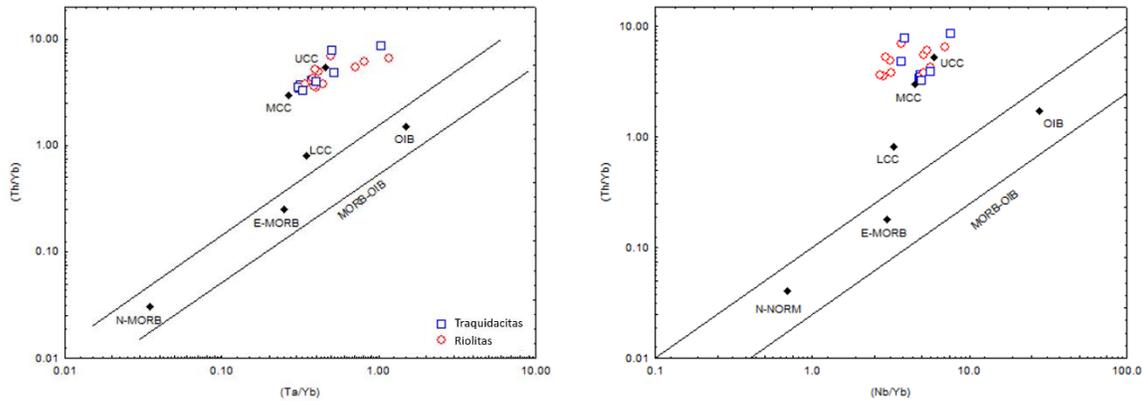


Figura 26. Diagramas de variación geoquímica de rocas volcánicas del CVP. a) Ta/Yb vs. Th/Yb.; b) Nb/Yb vs. Th/Yb. UCC – corteza continental superior; MCC – corteza continental media; LCC – corteza continental inferior; OIB – ocean island basalts; E-MORB – enriched mid-ocean-ridge basalts; N-MORB – normal mid-ocean-ridge basalts.

Estos nuevos resultados son comparables con áreas aledañas del CVP como lo es el Complejo Volcánico de la Sierra de San Miguelito (CVSSM). Recientemente, Torres-Sánchez et al. (2019) propuso un modelo petrogenético cuantitativo el cual define que las rocas félsicas del CVSSM se generaron por fusión cortical de la corteza superior, esto a su vez puede ser comparable con las rocas félsicas del CVP, debido a la cercanía y similitud con las rocas félsicas del CVSSM especialmente con la unidad San Miguelito.

6.2 Modelo de Proceso Magmático

Para comprender el estilo del proceso magmático que sucedió durante la génesis de las rocas félsicas del CVP, se elaboró un diagrama de variación de Ce-Ce/Yb (Fig. 27), el cual indica la tendencia de un proceso de fusión parcial o bien de una cristalización fraccionada. Las rocas tanto traquidacíticas como riolíticas del CVP se muestran y concentran en una tendencia de fusión parcial.

A partir de esto se elaboró un modelo cuantitativo para elaborar la representación de un proceso de fusión parcial para las rocas félsicas del CVP aplicando las ecuaciones de fusión parcial batch melting reportadas por Zou (2007).

La ecuación utilizada está representada por:

$$C_L \frac{C_0}{F + D(1 - F)}$$

- Donde C_L indica la concentración de la masa fundida en equilibrio con las múltiples fases sólidas.
- D corresponde al coeficiente de partición total, el cual se obtiene por medio de la sumatoria de la multiplicación del arreglo modal por cada coeficiente de partición de elementos dentro de la composición mineral.
- F es el grado de fusión parcial total de la mezcla, mientras que.
- C_0 representa la composición del magma inicial.

El modelo se realizó utilizando los valores para el magma inicial de la corteza superior tomados de Rudnick y Gao (2003) y los valores de magma inicial relacionados a las granulitas se tomaron de Shaff et al (1994). Referente a los coeficientes de partición, éstos se obtuvieron de Rollinson (1993); mientras que el arreglo mineral utilizado fue: 0.4 FK + 0.3 Qtz + 0.2 Bt + 0.02 Cpx (UCC) y 0.4 Plg + 0.2 Opx + 0.2 Cpx + 0.1 Amp + 0.1 Gt (Grn).

Concretando los resultados del modelo cuantitativo de fusión parcial, $Y-Dy/Yb$, se observa que las rocas pertenecen en su mayoría a una fusión parcial del 20-40% de la corteza superior.

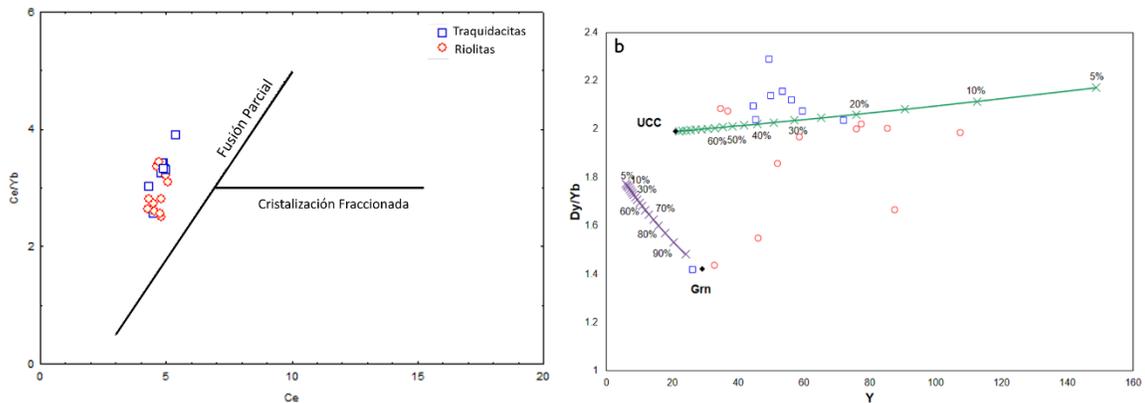


Figura 27. Diagramas de variación Ce-Ce/Yb. b) Modelo cuantitativo de fusión parcial. Abreviaturas: UCC = corteza superior; Grn = Granulitas. Valores de magmas iniciales tomados de Rudnick y Gao (2003) y Shaff et al. (1994) respectivamente. Coeficientes de partición tomados de Rollinson (1993). Arreglo mineral: 0.4 FK + 0.3 Qtz + 0.2 Bt + 0.02 Cpx (UCC) y 0.4 Plg + 0.2 Opx + 0.2 Cpx + 0.1 Amp + 0.1 Gt (Grn).

Los diagramas anteriores de procedencia del magma y procesos magmáticos, junto con la información mencionada, afirman y apoyan la primera hipótesis de este trabajo, la cual indica que las rocas félsicas del área de estudio se relacionan a un evento de fusión parcial cortical, que ahora se puede asociar a la corteza continental superior.

6.3 Diagramas de Discriminación Tectónica

Diagramas de discriminación tectónica multi-dimensional han sido utilizados para inferir el ambiente tectónico de las rocas félsicas del CVP, ya que los diagramas de discriminación tectónica bivariados y ternarios convencionales muestran un trabajo insatisfactorio, esto según Verma (2010).

La falla radica en los siguientes criterios: (a) uso de base de datos limitadas para la construcción de estas; (b) el problema de sumas constantes variables no atendidas en diagramas antiguos; (c) límites de campos tectónicos elaborados al arreglo del ojo. Todos estos problemas han sido discutidos y resueltos en soluciones multidimensionales propuestas por Armstrong-Altrin (2015); Verma y Armstrong-Altrin (2016); Verma et al. (2012); Verma et al. (2013); Verma et al. (2015); Verma (2019).

Se proponen diagramas multidimensionales aplicables a rocas félsicas (Verma et al., 2013) para conocer el ambiente tectónico correspondiente a las rocas volcánicas del área de estudio. Estos diagramas se encuentran basados en relaciones de elementos mayores con elementos traza. En ambos esquemas (Fig. 28) las rocas riolíticas y traquidacíticas caen en los apartados de rift continental, lo cual indica un ambiente tectónico de tipo extensional, para la generación de las rocas félsicas del CVP.

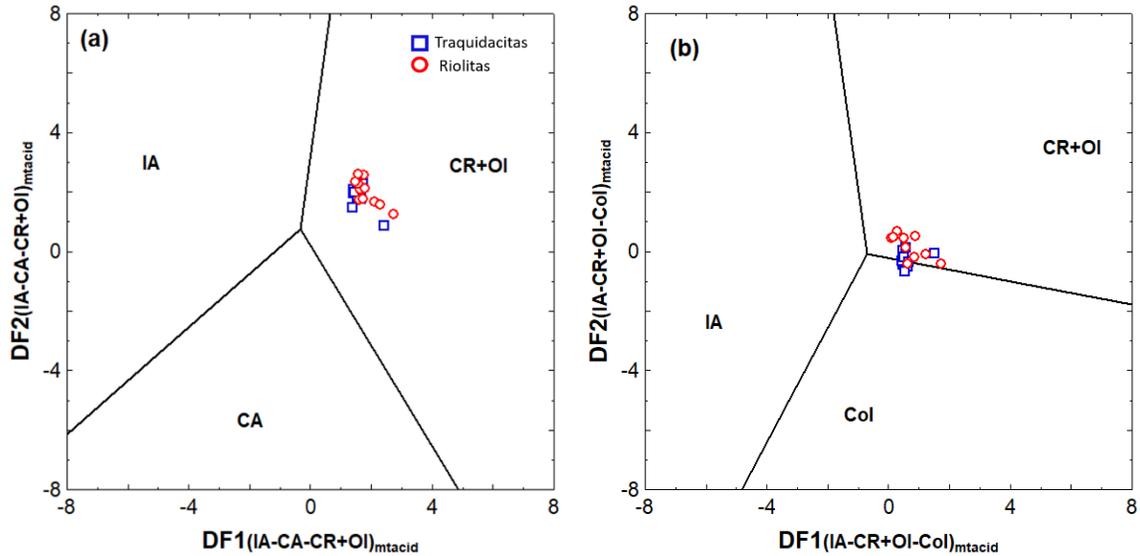


Figura 28. Diagramas de discriminación multi-dimensionales basados en funciones logarítmicas de elementos mayores y traza para rocas ácidas del complejo volcánico de Pinos. (Verma et al., 2013). CR+OI: continental rift+ocean island; Col: colision; IA: island arc.

De acuerdo con la segunda hipótesis mencionada en el presente trabajo, se sugiere que el Complejo Volcánico de Pinos se formó dentro de un ambiente tectónico extensional, la cual ahora es aprobada y ratificada por medio de los diagramas de discriminación tectónica anteriormente mostrados, que confirman que el área de estudio pertenece a los apartados de rift continental que en este caso está asociado a un ambiente de tipo extensional.

7. Conclusiones

El principal aporte de realizar un estudio petrográfico y geoquímico en la porción centro-sur del Complejo Volcánico de Pinos (CVP), domo San Juan de los Herrera, es complementa la información geológica y estructural conocida, y a su vez generar un modelo sobre los procesos magmáticos de la región. Se puede concluir que el domo San Juan de los Herrera corresponde a un domo de tipo poligenético comprendido por diversos y consecutivos eventos efusivos y explosivos, generado por secuencias de rocas félsicas que dieron lugar a su formación. Las composiciones principales se adjudican a traquidacitas y riolitas, con una composición mineralógica principal de feldespato potásico, plagioclasas, cuarzo, biotita y minerales opacos.

Esta composición mineral se presenta petrográficamente como una textura porfídica, en una matriz vítrea con cuarzo microcristalino y minerales opacos, donde los fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa presentan fracturas, y la roca en general muestra alteración.

Referente a los análisis geoquímicos, estos proveen información sobre el carácter de las muestras, las cuales presentan una afinidad peraluminosa, la cual se respalda por el alto contenido en feldespato potásico observado en la petrografía. Referente al contenido de lantánidos, para ambos grupos de rocas, se tiene una mayor concentración hacia las tierras raras ligeras, disminuyendo en hacia las tierras raras pesadas. Mostrando una anomalía de Eu, que indica la presencia de un fraccionamiento de plagioclasa, lo cual se observa con el gran porcentaje de cristalización de estas. Para las traquidacitas la anomalía de Eu se presenta en pocos ejemplares, mientras que en las riolitas se observa una mayor pronunciación de ésta.

En cuanto a los elementos trazas, para los dos grupos de rocas, se tiene un comportamiento similar, con una concentración menor para los elementos compatibles la cual va ascendiendo hacia los incompatibles. Se tiene algunas anomalías, entre ellas la de Ba y Sr, las cuales soportan la formación de feldespato

potásico y plagioclasas debido a que sustituyen al K y al Ca, respectivamente. También están presentes las anomalías de P y Ti, que indican la fraccionación de óxidos de Fe y Ti.

La procedencia del magma se asocia a la corteza continental superior, caracterizado por un proceso principal referido a la fusión parcial, el cual fungió principalmente para la generación de las rocas. Por lo tanto, se evaluó que las rocas provienen de una fusión parcial del 20 al 40% de la corteza continental superior.

Este fenómeno, se asoció a un ambiente de tipo rift continental, el cual en este caso está relacionado a la extensión del terreno, promovido por sistemas de fallas en su mayoría con dirección NW–SE, respaldado por la ausencia de la anomalía de Nb, la cual al estar ausente descarta la posibilidad de una formación ligada a un ambiente de subducción.

Por lo tanto, la información generada en el domo San Juan de los Herrera perteneciente al Complejo Volcánico de Pinos provee contribuciones petrogenéticas que ayudan a entender el origen y evolución de magmas félsicos en la región sur de la Mesa Central. De igual forma, la generación de un modelo totalmente de rocas félsicas es algo complicado, así que para una mayor comprensión petrogenética y de los modelos tectónicos, se requiere el estudio de otros tipos de rocas, como de rocas volcánicas máficas, por lo que se recomienda generar nuevos trabajos que amplíen el área de estudio, tomando en cuenta otras regiones volcánicas, como a su vez, distintas metodologías y con ello enriquecer los análisis y técnicas.

8. Referencias Bibliográficas

- Aguillón–Robles, A., Aranda–Gómez, J.J., Solorio–Munguía, J.G., 1994. Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno Medio en el sur del estado de San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11, 24–42.
- Aguillón–Robles, A., Rodríguez–Ríos, R., Leroy, J.L., Aranda–Gómez, J.J., Marín–Solís, J.D., 1996. Geología y características geoquímicas del Centro Volcánico de Pinos, Zac. Instituto Nacional de Geoquímica, 3–8.
- Aguillón–Robles, A., Tristán–González, M., López–Doncel, R.A., García–Arreola, M.E., Almaguer–Rodríguez, J.L., Maury, R.C., 2012. Trace elements geochemistry and origin of volcanic units from the San Luis Potosí and Río Santa María volcanic fields, Mexico: the bearing of ICP-QMS data. *Geofísica Internacional*, 51–3, 293–308.
- Aranda–Gómez, J.J., Luhr, J.F., 1996. Origin of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74, 1–18.
- Aranda–Gómez, J.J., Molina–Garza, R., McDowell, F. W., Vassallo–Morales, L. F., Ortega–Rivera, M. A., Solorio–Munguía, J. G., Aguillón–Robles, A., 2007. The relationship between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 216–233.
- Armstrong–Altrin, J.S., 2015. Evaluation of two multi–dimensional discrimination diagrams from beach and deep sea sediments from the Gulf of Mexico and their application to Precambrian clastic sedimentary rocks. *International Geology Review*, 57, 1446–1461.
- Dávalos–Elizondo, M.G., Aranda–Gómez, J.J., Levresse, G., Cervantes de la Cruz, K.E., 2016. Química mineral y geoquímica de xenolitos del manto del campo volcánico Santo Domingo, San Luis Potosí: evidencias de procesos metasomáticos del manto bajo porciones de la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33, 81–104.
- Eguiluz–Antuñano, S., Aranda–García, M., Marett, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1–26.
- Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 84–92.
- Gaytán–Martínez, R., Noyola–Medrano, C., Rojas–Beltrán, M.A., 2017. Análisis espectral y petrográfico del Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito, S.L.P. México. *Serie Correlación Geológica*, 33, 51–62.

- Hayob, J.L., Essene, E.J., Ruiz, J., Ortega–Gutiérrez, F., Aranda–Gómez, J.J., 1989. Young high–temperature granulites from the base of the crust in central Mexico. *Nature*, 342, 265–268.
- Heinrich, E.W.N., 1970. Identificación microscópica de los minerales. URMO, Bilbao, España, 456.
- Higgins, M. D., 2006. Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press.
- Labarthe–Hernández, G., Tristán–González, M., Aranda–Gómez, J.J., 1982. Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central de estado de San Luis Potosí. Folleto Técnico No. 85. 1–209.
- Labarthe–Hernández, G., Jiménez–López, L.S., 1993. Geología del domo Cerro Grande, Sierra de San Miguelito, S.L.P. Folleto Técnico No. 117, 1–22.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745–750.
- Le Maitre, R., 1984. A proposal by the IUGS Subcomision on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Science*, 31, 243–255.
- López–Loera, H., Tristán–González, M., 2013. Geología y magnetometría aérea del Graben de Villa de Reyes, San Luis Potosí, Mesa Central de México: implicaciones tectónicas y geohidrológicas. *Boletín de la sociedad Geológica Mexicana*, 65, 137–156.
- Luhr, J.F., Pier, J.G., Aranda–Gomez, J.J., Podosek, F.A., 1995. Crustal contamination in early Basin–and–Range hawaiites of the Los Encinos Volcanic Field, central Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118, 321–339.
- McKenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C., 1982. Atlas of igneous rocks and their textures, Harlow: Longman, 12.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635–643.
- McDonough, W.F., Sun, S., 1995. The composition of Earth. *Chemical Geology*, 120, 223–253.
- Middlemost, E.A., 1989. Iron Oxidation Ratios, Norms and the Classification of Volcanic Rocks. *Chemical Geology*, 77, 19–26.
- Nieto–Samaniego, Á.F., Macías–Romo C., Alaniz–Álvarez, S.A., 1996. Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de

- la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13, 117–122.
- Nieto–Samaniego, A.F., Alaniz–Álvarez, S.A., Camprubí í Cano, A., 2005. La Mesa Central de México: estratigráfica, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 3, 285–318.
- Nieto–Samaniego, A.F., Olmos–Moya, M.J.P., Levresse, G., Alaniz–Álvarez, S.A., Abdullin, F., pilar–Martínez, A., Xu, S., 2019. Thermochronology and exhumation rates of granitic intrusions at Mesa Central, Mexico. *International Geology Review*, 1938–2839.
- Orozco–Esquivel, M.T., Nieto–Samaniego, Á.F., Alaniz–Álvarez, S.A., 2002. Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 37–56.
- Pérez–Venzor, J.A., Aranda–Gómez, J.J., McDowell, F., Solorio–Munguía, J.G., 1996. Geología del volcán Palo Huérano, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13, 174–183.
- Philpotts, A.R., 1989. *Petrography of igneous and metamorphic rocks*. Prentice–Hall, New Jersey, 178.
- Rodríguez–León, L., 2012. Evolución geológica del Campo Volcánico Salinas–Villa de Ramos. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Posgrado en Geología Aplicada, tesis de maestría, 80.
- Rodríguez–Ríos, R., Torres–Aguilera, J.M., 2009. Evolución petrológica y geoquímica del vulcanismo bimodal oligocénico en el campo volcánico de San Luis Potosí (México). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 658–673.
- Rodríguez–Ríos, R., Tristán–González, M., Aguillón–Robles, A., 2013. Estructura y geoquímica de un grupo de domos dacíticos del norponiente del campo volcánico de San Luis Potosí, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65, 109–122.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using of Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, New York.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. *Treatise Geochem.* 3, 659.
- Shaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994. Composition and Sm–Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite–facies xenolith suite. *Chemical Geology*, 118, 63–84.
- Suárez–Arias, A.M., 2019. Edad, cinemática y fases de actividad del semigraben de Matancillas, Ojuelos, Jal., México. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 109.

- Sun, S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. *Geologica Society*, 42, 313–345.
- Torres–Hernández, J. R., Labarthe–Hernández, G., Aguillón–Robles, A., Gómez–Anguiano, M., Mata–Segura J.L., 2006. The pyroclastic dikes of the Tertiary San Luis Potosí volcanic field: Implications on the emplacement of Panalillo ignimbrite. *Geofísica Internacional*, 45, 243–253.
- Torres–Hernández, J.R., 2009. Origen y emplazamiento de las ignimbritas Cantera y Panalillo del Campo Volcánico de San Luis Potosí. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de La Tierra, tesis doctoral, 204.
- Torres–Hernández, J.R., Siebe–Grabach, C., Aguillón.Robles, A., Rodríguez–Ríos, R., 2014. Geocronología y características geoquímicas de un conjunto de domos riolíticos terciarios en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, México. *Boletín de la sociedad Geológica Mexicana*, 66, 183–197.
- Torres–Sánchez, D., Verma, S.K., Verma, S.P., Velasco–Tapia, F., Torres–Hernández, J.R., 2019. Petrogenetic and tectonic implications of Oligocene–Miocene volcanic rocks from the Sierra de San Miguelito complex, central Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102311.
- Tristán–González, M., Torres–Hernández, J.R., 1994. Geología de la sierra de Charcas, estado de San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11, 117–138.
- Tristán–González, M., Aguillón–Robles, A., Barboza–Gudiño, J.R., Torres–Hernández, J.R., Bellon, H., López–Doncel, R.A., Rodríguez–Ríos, R., Labarthe–Hernández, G., 2009. Geocronología y distribución espacial del Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61, 287–303.
- Verma, S.P., 2010. Statistical evaluation of bivariate, ternary and discriminant function tectonomagmatic discrimination diagrams. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19, 185–238.
- Verma, S.P., 2015. Present state of knowledge and new geochemical constraints on the central part of the Mexican Volcanic Belt and comparison with the Central American Volcanic Arc in terms of near and far trench magmas. *Turk. J. Earth Sci.* 24, 399–1460.
- Verma, S.P., Rivera–Gómez, M.A., 2013. Computer programs for the classification and nomenclature of igneous rocks, 36, 115–124.
- Verma, S.P., Armstrong–Altrin, J.S., 2016. Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings. *Sedimentary Geology*, 332, 1–12.

- Verma, S.K., Pandarinath, K., Verma, S.P., 2012. Statistical evaluation of tectonomagmatic discrimination diagrams for granitic rocks and proposal of new discriminant function-based multi-dimensional diagrams for acid rocks. *International Geology Review*, 54, 325–347.
- Verma, S.P., Pandarinath, K., Verma, S.K., Agrawal, S., 2013. Fifteen new discriminant-function-based multi-dimensional robust diagrams for acid rocks and their application to Precambrian rocks. *Lithos* 168, 113–123 169.
- Verma, S.P., Verma, S.K., Rivera-Gómez, M.A., Torres-Sánchez, D., Díaz-González, L., Amezcua-Valdez, A., Rivera-Escoto, B.A., Rosales-Rivera, M., Armstrong-Altrin, J.S., López-Loera, H., Velasco-Tapia, F., Pandarinath, K., 2018. Statistically coherent calibration of X-ray fluorescence spectrometry for major elements in rocks and minerals. *Journal of Spectroscopy*. 1–13.
- Verma, S.P., Rosales-Rivera, M., Rivera-Gómez, M.A., Verma, S.K., 2019. Comparison of matrix-effect corrections for ordinary and uncertainty weighted linear regressions and determination of major element mean concentrations and total uncertainties of sixty-two international geochemical reference materials from wavelength-dispersive. X-ray fluorescence spectrometry. *Colloquium Spectroscopicum Internationale XLI O.XR.1*, p. 180, Mexico City, June 9–14, 2019.
- Vernon, R.H., 2018. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Macquarie University.
- Villanueva-López, D.E.A., 2017. Calibración del equipo de fluorescencia de Rayos-X (FRX). Instituto Tecnológico de Ciudad Madero, Departamento de Gestión Tecnológica y Vinculación, Reporte de Practicas, 31.
- Zou, H., 2007. *Quantitative Geochemistry*. Imperial College Press, London.

9. Anexos

Tabla A.1 Composición modal de las rocas volcánicas del Complejo Volcánico de Pinos (CVP).

Muestra	Roca	Lat (N)°	Long (W)°	Textura	Mineralogía					
					FK	Plag	Qzt	Bt	Op	Mtz
P-01	Traquidacita	22.222722	-101.5075	Porfídica	33	3.2	8.8	4.9	2.1	47.9
P-04	Traquidacita	22.22225	-101.506139	Porfídica	11.9	25	5.7	0	8.2	49.3
P-05	Traquidacita	22.22225	-101.505611	Porfídica	26.6	13.1	0	0	8.0	52.3
P-06	Riolita	22.222389	-101.505167	Porfídica	8.8	21.7	2.2	0	12.2	55.2
P-12	Riolita	22.220278	-101.493028	Porfídica	35.7	1.0	0.2	3.9	3.3	55.9
P-15	Riolita	22.220944	-101.492972	Porfídica	36.4	1.6	4.8	4.2	5.5	47.5
P-16	Traquidacita	22.221028	-101.493306	Porfídica	36.0	0.9	1.8	2.5	2.1	56.7
P-17	Riolita	22.220889	-101.493917	Porfídica	24.8	2.6	4.9	10.0	0.7	56.9
P-18	Traquidacita	22.219556	-101.493889	Porfídica	34.2	1.9	3.7	3.8	3.1	53.2

Representación modal en porcentajes (%) de las rocas volcánicas del CVP. Mineralogía: FK: feldespato potásico; Plag: plagioclasas; Qzt: cuarzo; Bt: biotita; Op: opacos; Mtz: matriz.

Tabla A.2 Elementos mayores de las rocas volcánicas de CVP representados porcentajes.

Muestra	P-01	P-02	P-03	P-04	P-05	P-06	P-07	P-08	P-09	P-10
Roca	Traquidacita	Traquidacita	Traquidacita	Traquidacita	Traquidacita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita
Long. (W)	-101.5075	-101.507556	-101.506278	-101.506139	-101.505611	-101.505167	-101.505	-101.504111	-101.503667	-101.503056
Lat. (N)	22.222722	22.222278	22.222222	22.22225	22.22225	22.222389	22.222222	22.222889	22.222806	22.222639
<i>Elementos mayores (% en peso)</i>										
SiO ₂	66.624	66.683	66.554	65.591	65.218	69.806	70.143	65.487	72.885	76.988
TiO ₂	0.088	0.213	0.237	0.218	0.210	0.147	0.152	0.067	0.085	0.059
Al ₂ O ₃	19.859	18.366	18.288	18.937	19.635	16.722	16.395	18.213	15.449	12.579
Fe ₂ O ₃ [†]	0.950	2.008	2.255	2.084	1.801	1.266	1.572	0.618	0.858	0.671
MnO	0.018	0.039	0.039	0.039	0.031	0.020	0.025	0.021	0.020	0.016
MgO	0.072	0.038	0.044	0.044	0.030	0.018	0.028	0.026	0.032	0.018
CaO	0.349	0.718	1.671	1.584	1.443	1.172	1.320	0.567	0.385	0.307
Na ₂ O	1.653	1.188	1.995	1.785	1.554	1.223	1.536	1.265	1.658	1.167
K ₂ O	7.400	8.264	6.836	7.753	7.817	6.869	6.298	7.202	7.222	6.130
P ₂ O ₅	0.031	0.184	0.188	0.191	0.112	0.140	0.105	0.021	0.022	0.022
LOI	1.906	1.302	1.021	0.915	1.111	1.437	1.351	4.166	0.647	1.076
Sum	98.950	99.004	99.128	99.140	98.962	98.820	98.924	97.652	99.264	99.034
(SiO ₂) _{adj}	68.700	68.348	67.947	66.874	66.735	71.746	71.968	70.082	73.951	78.630
(TiO ₂) _{adj}	0.091	0.218	0.242	0.222	0.215	0.151	0.156	0.071	0.087	0.061
(Al ₂ O ₃) _{adj}	20.477	18.824	18.670	19.307	20.092	17.187	16.822	19.491	15.675	12.847
(Fe ₂ O ₃ [†]) _{adj}	0.304	0.639	0.714	0.659	0.572	0.404	0.500	0.205	0.270	0.213
(FeO) _{adj}	0.608	1.277	1.429	1.319	1.144	0.808	1.001	0.410	0.540	0.425
(MnO) _{adj}	0.019	0.040	0.040	0.040	0.032	0.021	0.026	0.022	0.020	0.016
(MgO) _{adj}	0.075	0.039	0.045	0.045	0.030	0.019	0.028	0.028	0.032	0.019
(CaO) _{adj}	0.360	0.736	1.706	1.615	1.477	1.204	1.354	0.607	0.391	0.313
(Na ₂ O) _{adj}	1.704	1.218	2.037	1.820	1.590	1.257	1.576	1.353	1.683	1.192
(K ₂ O) _{adj}	7.630	8.471	6.979	7.905	7.999	7.060	6.461	7.707	7.328	6.261
(P ₂ O ₅) _{adj}	0.032	0.189	0.192	0.194	0.115	0.144	0.108	0.022	0.023	0.023
Q	28.454	27.045	25.431	22.335	23.379	34.782	34.878	31.204	34.995	46.858
Or	45.092	50.059	41.243	46.715	47.272	41.723	38.185	45.546	43.305	37.000
Ab	14.419	10.305	17.235	15.397	13.455	10.638	13.334	11.451	14.237	10.083

An	1.573	2.419	7.208	6.742	6.579	5.036	6.016	2.866	1.792	1.404
C	8.838	6.765	5.124	5.286	6.406	5.630	5.031	7.872	4.319	3.595
Hy-Mg	0.186	0.096	0.112	0.112	0.075	0.047	0.070	0.069	0.081	0.047
Hy-Fe	0.749	1.532	1.707	1.585	1.332	0.938	1.216	0.507	0.664	0.535
Mt	0.441	0.926	1.036	0.956	0.829	0.585	0.726	0.297	0.392	0.308
Il	0.173	0.415	0.459	0.421	0.408	0.287	0.295	0.136	0.164	0.115
Ap	0.075	0.438	0.445	0.450	0.265	0.333	0.249	0.052	0.052	0.053
Mg#	17.974	5.115	5.310	5.706	4.504	3.970	4.797	10.729	9.680	7.321
FeO ^t /MgO	11.795	47.947	46.090	42.709	54.804	62.521	51.291	21.504	24.116	32.718

Tabla A.2 Continuación de la tabla de valores reportados para elementos mayores de las rocas volcánicas del CVP.

Muestra	P-11	P-12	P-13	P-14	P-15	P-16	P-17	P-18	P-19	P-20
Roca	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Traquidacita	Riolita	Traquidacita	Traquidacita	Traquidacita
Long. (°W)	22.222639	22.220278	22.220694	22.220861	22.220944	22.221028	22.220889	22.219556	22.219333	22.218917
Lat. (°N)	-101.502722	-101.49302	-101.492889	-101.492944	-101.492972	-101.493306	-101.493917	-101.493889	-101.493972	-101.494972
<i>Elementos mayores (% en peso)</i>										
SiO ₂	69.907	70.481	70.002	71.562	68.428	66.702	69.400	67.249	61.939	62.457
TiO ₂	0.075	0.090	0.084	0.046	0.083	0.073	0.056	0.072	0.279	0.227
Al ₂ O ₃	18.140	17.530	16.907	16.847	18.950	20.854	18.072	20.585	22.399	20.983
Fe ₂ O ₃ [†]	0.950	2.008	2.255	2.084	1.801	1.266	1.572	0.618	0.858	0.671
MnO	0.020	0.015	0.025	0.022	0.014	0.016	0.019	0.018	0.012	0.069
MgO	0.020	0.062	0.181	0.078	0.044	0.038	0.082	0.047	0.144	0.068
CaO	0.317	0.188	0.503	0.272	0.175	0.248	0.474	0.188	1.148	1.328
Na ₂ O	2.592	1.302	2.119	2.773	1.152	1.145	1.763	1.492	1.471	1.451
K ₂ O	6.800	6.416	5.727	5.743	7.378	7.455	6.259	7.333	6.480	8.379
P ₂ O ₅	0.021	0.022	0.022	0.017	0.025	0.041	0.018	0.022	0.153	0.222
LOI	0.569	1.895	2.284	0.920	1.755	1.539	1.902	1.229	2.802	1.475
Sum	99.283	99.084	99.147	99.312	98.795	98.706	98.883	99.053	98.517	98.917
(SiO ₂) _{adj}	70.858	72.575	72.336	72.785	70.555	68.676	71.603	68.784	64.791	64.199
(TiO ₂) _{adj}	0.076	0.093	0.087	0.047	0.085	0.075	0.058	0.074	0.292	0.233
(Al ₂ O ₃) _{adj}	18.387	18.051	17.471	17.134	19.539	21.471	18.646	21.054	23.430	21.568
(Fe ₂ O ₃ [†]) _{adj}	0.259	0.346	0.415	0.326	0.253	0.190	0.268	0.260	0.548	0.720
(FeO) _{adj}	0.518	0.692	0.829	0.652	0.507	0.381	0.537	0.519	1.097	1.441
(MnO) _{adj}	0.020	0.015	0.026	0.022	0.014	0.016	0.020	0.018	0.012	0.071
(MgO) _{adj}	0.020	0.063	0.187	0.079	0.046	0.039	0.084	0.048	0.151	0.070
(CaO) _{adj}	0.321	0.194	0.520	0.276	0.180	0.255	0.489	0.193	1.200	1.365
(Na ₂ O) _{adj}	2.627	1.341	2.190	2.820	1.188	1.178	1.819	1.526	1.539	1.492
(K ₂ O) _{adj}	6.892	6.607	5.918	5.841	7.607	7.676	6.457	7.500	6.779	8.612
(P ₂ O ₅) _{adj}	0.021	0.023	0.022	0.017	0.026	0.042	0.018	0.023	0.161	0.228
Q	28.246	38.653	35.125	32.958	33.874	31.755	34.864	30.487	27.050	19.355
Or	40.730	39.043	34.973	34.518	44.956	45.360	38.161	44.323	40.060	50.896
Ab	22.230	11.346	18.529	23.864	10.051	9.971	15.394	12.913	13.022	12.625

An	1.455	0.813	2.435	1.259	0.725	0.991	2.307	0.806	4.906	5.282
C	6.072	8.396	6.570	5.711	9.085	10.861	7.818	10.130	11.763	7.855
Hy-Mg	0.050	0.158	0.466	0.197	0.113	0.098	0.210	0.120	0.376	0.174
Hy-Fe	0.649	0.859	1.084	0.892	0.607	0.447	0.705	0.651	1.102	1.796
Mt	0.376	0.502	0.601	0.473	0.367	0.276	0.389	0.377	0.795	1.044
Il	0.145	0.176	0.165	0.089	0.162	0.143	0.110	0.140	0.555	0.442
Ap	0.049	0.053	0.052	0.040	0.060	0.097	0.042	0.053	0.372	0.529
Mg#	6.444	14.055	28.685	17.780	13.800	15.510	21.868	14.237	19.695	7.975
FeO ^{II} /MgO	37.526	15.804	6.425	11.951	16.143	14.079	9.234	15.568	10.538	29.822

Tabla A.3 Elementos traza y tierras raras, en parte por millón, de las rocas volcánicas del Complejo Volcánico de Pinos.

Muestra	P-01	P-02	P-03	P-04	P-05	P-06	P-07	P-08	P-09	P-10
Roca	Traquidacita	Traquidacita	Traquidacita	Traquidacita	Traquidacita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita
Long. (°W)	-101.5075	-101.507556	-101.506278	-101.506139	-101.505611	-101.505167	-101.505	-101.504111	-101.503667	-101.503056
Lat. (°N)	22.222722	22.222278	22.222222	22.22225	22.22225	22.222389	22.222222	22.222889	22.222806	22.222639
<i>Elementos traza (ppm)</i>										
Ba	17.3	1155	1235	1360	1315	1185	1190	8.4	33.7	22.3
Co		2	2	3	3	2	1	1		
Cr	10	10		10	10		10			
Cs	21.7	5.39	16.1	8.74	6.15	9.38	7.72	53	30.7	30.4
Cu	3	5	6	7	6	5	6	3	2	2
Ga	30.3	22.7	27.8	26.3	26.8	22.5	23.2	32.4	28.2	23.5
Hf	4.9	11.3	13.8	11.5	12.6	9.1	11.4	5.3	5.4	4
Li	170	40	30	30	40	30	40	30	150	130
Nb	26.4	21.3	24.5	24.1	23.6	18.2	20.7	28.3	22.5	19
Ni	2	2	2	3	2		2			
Pb	31	23	25	29	26	19	44	35	34	27
Rb	643	233	221	212	212	185.5	191	691	551	483
Sc	9	9	10	10	10	7	7	9	8	6
Sr	11.3	102	162	157.5	149.5	124.5	137.5	21.9	10.4	7.5
Ta	3.7	1.4	1.6	1.6	1.5	1.2	1.4	4	3	2.7
Th	34.6	15.15	18.35	17	16.8	13.4	15.5	35.4	35.2	25.2
U	11.1	6.96	13.3	8.4	7.9	8.61	11.6	22.7	17.5	18.25
V	8	14	16	21	14	10	13			
Y	72.1	45.4	56.2	44.5	50	34.7	36.8	107.5	76	77.4
Zn	85	67	98	92	81	55	78	96	63	59
Zr	101	452	531	466	517	358	469	104	125	83
<i>Elementos de tierras raras (ppm)</i>										
La	51	58.9	68.3	58.2	61.1	48.7	53.7	49	51.5	39.5
Ce	91.7	135.5	141	129	125.5	103	113.5	122.5	120.5	94.2
Pr	15.1	14.65	17.7	15.15	15.6	12.65	13.9	15.35	14.95	12.2
Nd	59.1	58.5	70	60.5	60.4	49.2	53.7	60	55.9	44.8
Sm	14.9	11.05	13.65	11.3	11.9	8.99	10.35	15.55	13.1	10.8

Eu	0.13	1.51	1.87	1.7	1.95	1.58	1.57	0.03	0.1	0.06
Gd	14.9	10.65	12.85	9.92	10.55	7.77	8.96	16.55	12.8	10.8
Tb	2.38	1.57	1.86	1.5	1.63	1.21	1.23	3.06	2.1	2.12
Dy	14.55	9.03	10.65	8.86	10.35	7.36	7.59	19.85	14.45	14.1
Ho	2.82	1.69	1.95	1.68	1.96	1.36	1.37	3.92	2.71	2.74
Er	7.96	4.8	6.16	5.13	5.52	3.69	3.9	11.5	8.11	8.02
Tm	1.04	0.64	0.78	0.65	0.67	0.59	0.57	1.57	1.11	1.2
Yb	7.14	4.43	5.02	4.23	4.84	3.53	3.66	10	7.22	6.98
Lu	0.95	0.59	0.74	0.62	0.71	0.51	0.47	1.35	0.98	0.98

Tabla A.3 Continuación de la tabla de elementos traza y tierras raras, en parte por millón, de las rocas volcánicas del Complejo Volcánico de Pinos.

Muestra	P-11	P-12	P-13	P-14	P-15	P-16	P-17	P-18	P-19	P-20
Roca	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Tracquidacita	Riolita	Tracquidacita	Tracquidacita	Tracquidacita
Long. (°W)	22.222639	22.220278	22.220694	22.220861	22.220944	22.221028	22.220889	22.219556	22.219333	22.218917
Lat. (°N)	-101.502722	-101.493028	-101.492889	-101.492944	-101.492972	-101.493306	-101.493917	-101.493889	-101.493972	-101.494972
<i>Elementos traza (ppm)</i>										
Ba	8.6	35.5	89.4	9.7	29.3	37.5	107	13.2	1870	1480
Co	1					1	1		1	3
Cr							10	10	10	20
Cs	27.2	22.9	44.9	32.4	25.9	22.1	49.4	28.4	6.68	5.17
Cu	1	2	5	4	2	2	5	2	2	6
Ga	33.2	29.1	31.6	34.5	29.3	27.2	30.6	31.2	26.5	26.7
Hf	4.7	5.1	5.5	5.6	5.3	5.5	5	4.8	14.2	13.5
Li	150	150	220	250	150	150	220	180	50	50
Nb	29.5	21.8	29.2	31.2	21.6	20.8	27.8	27.4	25.8	24.3
Ni						1			2	3
Pb	37	30	36	34	32	34	39	34	26	27
Rb	638	550	633	727	542	503	654	650	222	220
Sc	9	8	10	10	8	8	9	9	11	11
Sr	4.3	11	24.2	4.6	9.5	11.6	111	6.2	311	158.5
Ta	4.1	2.9	4.1	5.2	2.9	2.7	4.2	3.7	1.8	1.6
Th	31.6	40.9	34.8	29.1	38.3	41.8	31.4	30.7	17.8	15.9
U	8.7	8.86	11.15	11.75	9.54	8.01	11.15	7.68	5.28	7
V	7					7			13	14
Y	51.9	58.5	87.5	32.8	85.3	59.6	46	26.2	49.3	53.4
Zn	82	89	103	92	92	65	105	82	91	103
Zr	94	114	109	86	117	134	95	98	571	540
<i>Elementos de tierras raras (ppm)</i>										
La	28.6	47.9	39.4	25.1	69.9	55.7	25.3	24.9	118	61.6
Ce	88.9	147	119	74.2	163.5	145	71.8	73.9	223	135.5

Pr	7.5	10.85	8.96	5.05	17.35	12.8	5.77	5.32	26.5	16.3
Nd	27	39.3	31.2	15.8	62	46.4	20.3	18.6	96.3	66.9
Sm	6.79	7.68	7.19	3	13	10	5.02	3.85	15.15	12.4
Eu	0.03	0.1	0.09	0.03	0.11	0.09	0.03	0.03	2.03	2.11
Gd	7	7.8	8.51	3.12	12	9.04	4.9	3.33	12	11.7
Tb	1.56	1.62	2.06	0.83	2.15	1.71	1.09	0.7	1.78	1.75
Dy	10.7	11.55	15.3	6.39	14.7	11.1	7.98	5.07	10.35	10.55
Ho	1.99	2.19	3.09	1.33	2.8	2.13	1.68	1.04	1.85	1.99
Er	6.19	6.44	9.73	4.2	8.29	5.93	4.91	3.25	5.4	6.02
Tm	0.8	0.9	1.45	0.64	1.2	0.93	0.71	0.46	0.71	0.72
Yb	5.76	5.87	9.18	4.45	7.34	5.35	5.15	3.57	4.52	4.89
Lu	0.78	0.79	1.19	0.63	0.97	0.73	0.66	0.47	0.71	0.81

Anexo A.4 Artículo “Geochemistry and petrogenesis of oligocene felsic volcanic rocks from the Pinos Volcanic Complex, Mesa Central, Mexico”, publicado en la revista Journal of South American Sciences.

Verma, S.K, Acosta-Fimbres, K.G., Torres–Sánchez, D., Torres-Hernández, J.R., Torres–Sánchez, S.A., López-Loera, Héctor., 2020. Geochemistry and petrogenesis of oligocene felsic volcanic rocks from the Pinos Volcanic Complex, Mesa Central, Mexico”, publicado en la revista Journal of South American Sciences. Journal of South American Earth Sciences, 102, 14.

Journal of South American Earth Sciences 102 (2020) 102704



Geochemistry and petrogenesis of oligocene felsic volcanic rocks from the Pinos Volcanic Complex, Mesa Central, Mexico

Sanjeet K. Verma^{a,*}, Krishnia G. Acosta Fimbres^b, Darío Torres-Sánchez^b, José R. Torres Hernández^c, Sonia A. Torres-Sánchez^d, Héctor López-Loera^a

^a División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT), Camino a la Presa San José 2055, San Luis Potosí, 78216, Mexico

^b Posgrado de la División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT), Camino a la Presa San José 2055, San Luis Potosí, 78216, Mexico

^c Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Manuel Nava No. 5. Zona Universitaria, 78240, San Luis Potosí, S.L.P., Mexico

^d Facultad de Ingeniería, Área de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Manuel Nava No. 5. Zona Universitaria, 78240, San Luis Potosí, S.L.P., Mexico

ARTICLE INFO

Keywords:
Petrogenesis
Felsic volcanism
Geochemistry
Tectonic setting
Mesa central
Mexico

ABSTRACT

The Pinos Volcanic Complex (PVC) is located in the San Luis Potosi Volcanic Field (SLPV) and southern region of the Mesa Central that includes Oligocene rhyolites and trachydacites. These felsic volcanic rocks are characterized by porphyritic textures with a main mineralogical arrangement of phenocrysts of quartz, potassium feldspar (sanidine), plagioclase and biotite embedded in a vitreous matrix with microcrystals of quartz. They display peraluminous, high-silica, alkaline (not peralkaline) composition, with flat heavy rare earth element concentrations and negative Eu anomalies values. They are enriched in large-ion lithophile elements (LILEs; Rb, Ba, K, Th, Ce) relative to highfield-strength elements (HfSE; Nb, Zr, P, Ti). Trace element ratios trend highlights variable degree of partial melting rather than the role of fractional crystallization. The petrogenetic modelling of trace elements reveal that the felsic volcanic rocks are consistent with their formation via partial melting of the middle/upper continental crust. Multi-dimensional tectonic discriminant diagrams and magmatic model indicate an extensional tectonic environment for the genesis of the felsic volcanic rocks.

1. Introduction

The Mesa Central province (MC) is mainly located at the central–northern Mexico and is bounded to the N and E by the Sierra Madre Oriental (SMO) and toward the W by the Sierra Madre Occidental (SMO); Fig. 1a; Nieto-Samaniego et al., 2007). The MC has been defined as an elevated plateau and is divided into two main regions. In the southern region, the topography is higher than 2000 masl (metres above sea level) whereas the northern region displays below 2000 masl. In addition, it provides a geological record from the Mesozoic to Quaternary (Nieto-Samaniego et al., 2007).

The activity of major fault systems during the Cenozoic explains that northern region is characterized by advance stage of erosion with alluvial–lacustrine basins, which shows low magmatic evidence from the Oligocene and Quaternary ages and southern region that is mainly covered by Paleogene–Neogene volcanic rocks with normal faults

(Nieto-Samaniego et al., 1996, 1999, 2007).

The main volcanic activity of the MC is concentrated at the southern region (Fig. 1b). Previous studies of Cenozoic volcanic rocks at the southern region of the MC suggest that the occurrence of partial melting and fractional crystallization processes for the formation of the continental crust in an extensional setting originated the felsic rocks in this region (Orozco-Esquivel et al., 2002; Aguillón-Robles et al., 2014; Sieck et al., 2019; Torres-Sánchez et al., 2019). Nevertheless, there are still areas where petrological and geochemical characteristics of the felsic volcanic rocks is still poorly constrained and that is the case of the Pinos Volcanic Complex (PVC).

The PVC is located at the east part of the southern region of the MC, near the Zacatecas and San Luis Potosi cities that is mainly composed of Oligocene felsic volcanic rocks (Aranda-Gómez et al., 2007; Tristán-González et al., 2009). Previous studies performed in the PVC have focused mainly on its geology, geochemistry and mineralization of the

* Corresponding author.

E-mail addresses: sanjeet.verma@ipicyt.edu.mx, sanjeet_vrm@yahoo.com (S.K. Verma), krishnia.acosta@ipicyt.edu.mx (K.G. Acosta Fimbres), dario.torres@ipicyt.edu.mx (D. Torres-Sánchez), jrtorres@uaslp.mx (J.R. Torres Hernández), sonia.torres@uaslp.mx (S.A. Torres-Sánchez).

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102704>

Received 10 February 2020; Received in revised form 9 June 2020; Accepted 14 June 2020

Available online 20 June 2020

0895-9811/© 2020 Elsevier Ltd. All rights reserved.