



IPICYT

**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA AC.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**“Geoquímica y petrogénesis del domo Cerro Reina, a través de la
localidad Tepetate, San Luis Potosí, México. Implicaciones de la
fuente de magma.”**

Tesis que presenta

Angel Emmanuel Morales Neri

Para obtener el grado de

Maestro en Geociencias Aplicadas

Director de la tesis

Dr. Sanjeet Kumar Verma

San Luis Potosí, SLP., julio del 2024

Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “Geoquímica y petrogénesis del domo Cerro Reina, a través de la localidad Tepetate, San Luis Potosí, México. Implicaciones de la fuente de magma.” presentada para obtener el Grado de Maestro(a) en Geociencias Aplicadas fue elaborada por Angel Emmanuel Morales Neri y aprobada el (día / mes / año) 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 de la tesis

Dr. Aaron Martin

Miembro del Comité Tutorial

Dra. Sonia Alejandra Torres Sánchez

Miembro del Comité Tutorial

Dr. José Ramón Torres Hernández

Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en Laboratorio de Petrología y Petrofísica de la División de Geociencias Aplicadas y el laboratorio de LINAN (Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología) del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Sanjeet Kumar Verma y asesoría del Dr. José Ramón Torres Hernández, Dra. Sonia Alejandra Torres Sánchez y Dr. José Alfredo Ramos Leal.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (1244424) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.

Página en Blanco que se va a utilizar para colocar la copia del acta de examen.

DEDICATORIA

Este trabajo lo dedico principalmente a mis padres, a mis hermanos y a mis pequeños sobrinos, por la confianza y, principalmente, el apoyo que fueron para mí durante el proceso de término de este grado académico, les agradezco por estar a lo largo del camino que tomó el proceso.

A mis padres, por su constante e incansable apoyo afectivo, moral y económico para la culminación de mis estudios de licenciatura, que me han permitido estar el día de hoy aquí.

A mi familia cercana y a todas las personas que contribuyeron de una forma u otra durante la realización y el desarrollo de este trabajo, les agradezco sinceramente por el aporte que me fue brindado.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento al Dr. Sanjeet Kumar Verma, asesor de mi trabajo de tesis de maestría, por permitir el ingreso a las instituciones, laboratorios y equipos para el análisis petrográfico y geoquímico, y olvidar su invaluable apoyo previo y durante el desarrollo de este trabajo de grado.

De igual forma quiero agradecer textualmente al Dr. Aaron James Martin, a la Dra. Sonia Torres Sánchez, al Dr. Ramón Torres Hernández y al Dr. José Alfredo Ramos Leal por formar parte del comité de trabajo. Gracias por invertir su preciado tiempo para la revisión y el aporte de sus valiosas sugerencias para la realización del presente. A la MGA Karla Rubí, por el tiempo que se tomó para introducirme al grupo de geoquímica de la DGA, así como por sus valiosos aportes para la construcción de este trabajo. A la MCA Mercedes, técnico del Laboratorio de Petrología y Petrofísica de la División de Geociencias Aplicadas, por su capacitación, verificación y consejos que brindó durante la estancia en el laboratorio.

Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología (LINAN) del IPICYT, así como al Instituto de Investigación de Zonas desérticas de la UASLP por permitirme realizar los procedimientos necesarios para las muestras de roca para el análisis de los datos geoquímicos.

CONTENIDO

Constancia de aprobación de la tesis.....	I
Créditos institucionales	II
Acta de examen	III
Dedicatorias	IV
Agradecimientos.....	V
Listas de tablas	VI
Listas de figuras	VII
Resumen.....	VIII
Abstract	IX
1. GENERALIDADES.....	1
1.1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.2. JUSTIFICACIÓN	3
1.3. OBJETIVO.....	4
1.3.1. Objetivos específicos.....	4
1.4. HIPÓTESIS	4
1.5. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	5
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	6
2.1. ANTECEDENTES.....	8
2.2. MESA CENTRAL (MC)	11
2.2.1. Estratigrafía de la Mesa Central-Sur.....	12
2.2.2. Intrusivos en la MC-Sur	13
2.2.3. Geología estructural de la MC-Sur.....	14
2.2.3.1. Sistemas de Fallas Taxco San Miguel de Allende (SFTSMA)	14
2.2.3.2. Sistema de fallas San Luis Tepehuanes (SFSLT).....	15
2.2.3.3. Graben de Villa de Reyes.....	16
2.2.4. Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP).....	16
2.3. MARCO GEOLÓGICO LOCAL.....	21
2.3.1. Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito (CVSSM).....	21
2.3.1.1. Grupo Basáltico	22
2.3.1.2. Grupo Riolítico.....	23
2.3.1.3. Grupo Ignimbrítico.....	23
2.3.2. Estratigrafía del CVSSM.....	24
2.3.2.1. Ignimbrita Santa María	24
2.3.2.2. Latita Portezuelo	25
2.3.2.3. Riolita San Miguelito.....	25

2.3.2.4. Ignimbrita Cantera	26
2.3.2.5. Ignimbrita San José.....	26
2.3.2.6. Riolita El Zapote	26
2.3.2.7. Ignimbrita Panalillo Inferior	27
2.3.2.8. Ignimbrita Panalillo Superior.....	27
2.3.2.9. Basalto Cabras	28
2.3.2.10. Riolita Rincón Reina.....	28
2.3.2.11. Conglomerado Halcones.....	28
2.3.3. Geología estructural del Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito	
29	
2.3.4. Litología del Domo Cerro Reina.....	29
2.3.4.1. Riolita San Miguelito.....	29
2.3.4.2. Riolita Rincón Reina	31
2.3.4.3. Conglomerado Halcones	31
2.3.5. Conjunto de Domos El Tepetate	31
2.3.5.1. Características del Domo Cerro Reina	32
3. METODOLOGÍA.....	35
3.1. ETAPA DE GABINETE	35
3.2. ETAPA DE CAMPO	35
3.3. ETAPA DE LABORATORIO	35
3.3.1. Petrografía	35
3.3.1.1. Preparación de las muestras para petrografía	36
3.3.1.2. Descripción en microscopio con luz polarizada de las distintas	
unidades litológicas en lámina delgada.	37
3.3.2. Geoquímica	38
3.3.2.1. Trituración y molienda	38
3.3.2.2. Pérdida por ignición (LOI).....	38
3.3.2.3. Preparación de pastillas para análisis FRX.....	40
3.3.2.4. Fluorescencia de Rayos-X (FRX).....	40
3.3.2.5. ICP-MS.....	40
4. RESULTADOS.....	42
4.1. ANÁLISIS PETROGRÁFICO	42
4.1.1. Traquita.....	43
4.1.2. Riolitas	44
4.2. ANÁLISIS GEOQUÍMICO	46
4.2.1. Elementos Mayores	47
4.2.1.1. Traquita	48
4.2.1.2. Riolita	48
4.2.1.3. Clasificación del magma: Total Alkalis-Silica (TAS)	50
4.2.1.4. Diagrama A/NK vs A/CNK	51
4.2.1.5. Diagrama K ₂ O vs SiO ₂	52
4.2.1.6. Diagramas de variación de Harker	53

4.2.1.7. Síntesis del comportamiento de los elementos mayores.....	53
4.2.2. Elementos traza y de tierras raras	55
4.2.2.1. Traquita	58
4.2.2.2. Riolita	58
4.2.2.3. Diagrama de Tierras Raras Normalizadas a Condrita	58
4.2.2.4. Diagrama Multielementos Normalizados a Manto Primitivo	60
4.2.2.5. Síntesis del comportamiento de los elementos menores y de tierras raras.	61
5. DISCUSIÓN.....	62
5.1. MINERALOGÍA PRIMARIA Y SECUNDARIA.....	62
5.2. PROCESOS DE ALTERACIÓN	63
5.3. FUENTE DEL MAGMA.....	64
5.3.1. Fusión Parcial vs Cristalización Fraccionada	66
5.3.2. Configuración Tectónica	68
5.3.2.1. Dinámica de la subducción.....	69
5.3.3. Evaluación de anomalías de Nb y Ta.....	70
5.3.4. Modelo de discriminación tectónica multidimensional	71
5.3.5. Implicaciones geodinámicas	73
5.3.6. Síntesis del análisis geoquímico.....	73
6. CONCLUSIONES.....	75
6.1. RECOMENDACIONES	75

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Reporte del análisis geoquímico de elementos mayores.....	49
Tabla 1. Reporte del análisis geoquímico de elementos menores, parte 1	56
Tabla 3. Reporte del análisis geoquímico de elementos menores, parte 2	57

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Provincias fisiográficas de México (INEGI). Se resalta la Mesa Central (centro) y el área de estudio (rectángulo amarillo).	1
Figura 2. Localización del área de estudio, se muestra una imagen satelital Landsat 9 del DCR sobrepuesta al MDE.....	5
Figura 3. Imagen de satélite mostrando la ciudad de San Luis Potosí (arriba-derecha) y el CVSSM (centro).....	7
Figura 4. Esquema de la provincia fisiográfica Mesa Centra, tomado de Nieto-Samaniego et al. (2023). Se muestran las direcciones de movimiento del Basin and Range (BR).	11
Figura 5. Sistemas de fallas y estructuras geológicas en la Mesa Central, tomado y modificado de Nieto-Samaniego et al. (2023).	15
Figura 6. Campo Volcánico de San Luis Potosí, delimitando los distintos complejos propuestos y tomado de Tristán-Hernández et al. (2017). A. Complejo Volcánico Aqualulco; B. Complejo Volcánico Pinos; C. Complejo Volcánico Villa Hidalgo; D. Complejo Volcánico La Repartición; E. Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito y F. Complejo Volcánico Santa María del Río.....	18
Figura 7. Columna estratigráfica conceptual con las unidades reportadas para el CVSSM.....	30
Figura 8. Mapa geológico general de la zona de domos El Tepetate, con ampliación al DCR.....	32
Figura 9. Vista en planta de DCR con imagen satelital Landsat 8.....	33
Figura 10. Localización de las muestras recolectadas durante la visita de reconocimiento al DCR.	36
Figura 11. Proceso de corte y triturado de las muestras.	39
Figura 12. Proceso para la obtención de las pastillas que se analizaran en el FRX.	40
Figura 13. Microfotografías de la roca clasificada como traquita en el diagrama TAS.....	43
Figura 14. Microfotografía de las muestras a) CR-5; b) CR-11 y c) CR-19.	45
Figura 15. Microfotografías de la riolita CR-20 (arriba) y la muestra especial CR-X del contacto entre el xenolito y la roca félsica.	46
Figura 16. Diagrama TAS para la clasificación de rocas volcánicas (Le Bas et al., 1986).	50
Figura 17. Diagrama A/CNK vs A/NK para la clasificación de rocas por su contenido de álcalis-alúmina (Shand, 1943).	51
Figura 18. Diagrama de SiO ₂ vs K ₂ O, el contenido de potasio es un indicador de evolución magmática Se modificó para observar las muestras con contenidos anómalos de potasio (Peccerillo y Tylor et al., 1976).	52
Figura 19. Diagramas de variación de Harker.	54
Figura 20. Diagrama de tierras raras normalizado a condrita.	59

Figura 21. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo.	60
Figura 22. Diagramas para visualizar tendencias entre Ce, Nb, Hf y Sm vs el Zr.	63
Figura 23. Diagramas de procedencia de las rocas. LCC	65
Figura 24. Diagramas para la discriminación de fusión parcial vs cristalización fraccionada.....	67
Figura 25. Diagrama para la discriminación de fuentes de fusión de la corteza superior.	68
Figura 26. Diagramas para la discriminación de ambientes tectónicos: a) elementos mayores y b) elementos menores.....	72

Resumen

En la porción sureste de la Mesa Central, se encuentran una serie de complejos volcánicos con edades entre el Eoceno y el Cuaternario, los cuales están conformados principalmente por secuencias de lavas y flujos piroclásticos, que han sido agrupados dentro del denominado Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP). Estos productos volcánicos son mayormente de composición félsica y se encuentran relacionados tanto espacial como genéticamente. Dentro del Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito y hacia su extremo occidental, se encuentra una geoforma semicircular comprendida por cinco domos riolíticos con diferentes características estructurales, geocronológicas y geoquímicas. Entre estos domos, se destaca uno con características especiales respecto a los domos circundantes.

El Domo Cerro Reina (DCR) es de tipo exógeno, cuyos flujos de lava tienen una amplia dispersión hacia el norte y oeste de donde se infiere la ubicación de su conducto fuente con estructuras concéntricas de flujo típicas de estos edificios volcánicos, y de composición riolítica. Este se encuentra formando parte de una geoforma semicircular constituida por distintos domos, ubicada en el poblado El Tepetate, Villa de Reyes, a ~5 km al SE en línea recta de la ciudad de San Luis Potosí, SLP. Se destaca una variación en la fluidez de los diversos episodios de expulsión de las lavas hacia el norte del domo, identificada por las características litológicas, estructurales y extensión de la geoforma.

En este trabajo se presenta una descripción de las características geológicas, petrográficas, geoquímicas y petrogenéticas de las rocas riolíticas que conforman al DCR.

Las rocas félsicas del DCR presentan texturas porfiríticas en una matriz vítrea, con un arreglo mineral de fenocristales de cuarzo, feldespato (sanidina), plagioclasas y biotita. El contenido de SiO_2 varía entre 68.72-75.61 wt. %; Al_2O_3 entre 13.74-20.26 wt. %; álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) con 7.51-10.91 wt. %, con un carácter fuertemente potásico K_2O entre 5.67-7.73 wt. %. Los valores de $\#Mg$ ($\#Mg = 100 \times (\text{Mg}^{2+}/\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$) oscilan los 60.89 y 88.08.

Las 22 muestras de roca son de composición félsica; 21 de ellas clasificadas como riolitas y una como traquita. Todas tienen un carácter fuertemente peraluminoso. Estas rocas presentan un enriquecimiento de elementos de tierras raras (REEs) y elementos de alta carga (HFSE), con fuertes anomalías negativas de Ba, Sr, Eu y anomalías ligeramente negativas de Ti, Ce y La.

Las características petrográficas y geoquímicas de las rocas félsicas del DCR es correspondiente a una petrogenesis asociada con fusión parcial de la corteza continental superior, con menores influencias de cristalización fraccionada.

Abstract

In the southeastern portion of the Central Mesa, there is a series of volcanic complexes dating from the Eocene to the Quaternary, primarily composed of lava sequences and pyroclastic flows, collectively referred to as the San Luis Potosí Volcanic Field (CVSLP). These volcanic products are felsic in composition and are related both spatially and genetically. Within the Sierra de San Miguelito Volcanic Complex, on its western end, lies a semicircular geological formation comprising five rhyolitic domes with different structural, geochronological, and geochemical characteristics. Among these domes is one with distinct features compared to the surrounding domes.

The Cerro Reina Dome is an exogenous type with typical concentric flow structures of these volcanic edifices, and it is rhyolitic in composition. It is notable for variations in the fluidity of different lava extrusion episodes towards the north of the dome, identified by lithological, structural characteristics, and the extent of the geological formation.

A description of the geological, petrographic, geochemical, and petrogenetic characteristics of the rhyolitic rocks that constitute the Cerro Reina Dome (DCR) is presented. The DCR is located within a semicircular geological formation made up of various domes, located in the village of El Tepetate, Villa de Reyes, approximately 5 km southeast in a straight line from the city of San Luis Potosí, SLP.

The felsic rocks of the Cerro Reina Dome exhibit porphyritic textures in a glassy matrix, with a mineral assemblage consisting of phenocrysts of quartz, feldspar (sanidine), plagioclase, and biotite. The SiO_2 content ranges from 68.72-75.61 wt. %; Al_2O_3 ranges from 13.74-20.26 wt. %; alkalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) ranges from 7.51-10.91 wt. %, with a strongly potassic nature (K_2O from 5.67-7.73 wt. %). Mg# values range from 60.89 to 88.08.

The twenty-two rock samples are felsic in composition; twenty-one of them classified as rhyolites and one as trachyte, all with a strongly peraluminous character. The DCR shows an enrichment in REEs and HFSE, with strong negative anomalies of Ba, Sr, and Eu, and slightly negative anomalies of Ti, Ce, and La.

The petrographic and geochemical characteristics of the felsic rocks of the DCR correspond to a petrogenesis related to partial melting processes, with minor influences from fractional crystallization.

1. GENERALIDADES

1.1. Introducción

El sitio de interés se localiza en el borde suroccidental del estado de San Luis Potosí (Figura 1), dentro la provincia fisiográfica conocida como Mesa Central. Esta se encuentra bordeada por tres unidades fisiográficas: 1) al norte y este, la secuencia mesozoica de sedimentos marinos plegados de la Sierra Madre Oriental (SMOr); 2) al oeste, la provincia magmático-ignimbrítica más grande a nivel mundial en facies de rocas félsicas y calcoalcalinas ricas en potasio conocida como Sierra Madre Occidental (Cameron et al., 1980; Aranda et al., 1983) y 3) al sur, la cadena volcánica activa, Franja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) (Raisz, 1961; Nieto-Samaniego et al., 2023).

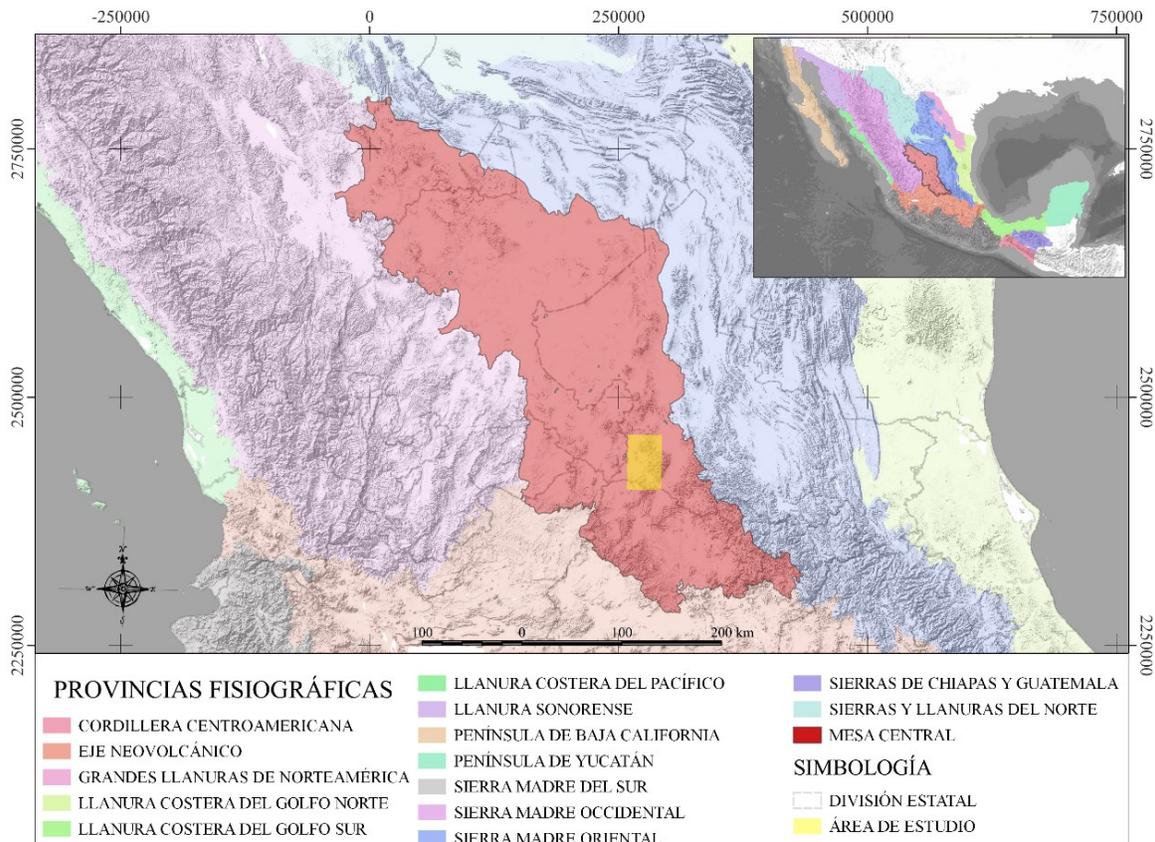


Figura 1. Provincias fisiográficas de México (INEGI). Se resalta la Mesa Central (centro) y el área de estudio (rectángulo amarillo).

El área de estudio se encuentra, además, dentro del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), compuesto por un paquete de rocas mayormente félsicas del Terciario medio que descansan discordantemente sobre rocas sedimentarias del Mesozoico y sedimentos clásticos continentales del Paleoceno-Eoceno (Labarthe et al., 1982).

La geología del sustrato sedimentario marino del Mesozoico comienza con una serie de turbiditas tipo flysch de la Formación Concepción del Oro (Ocampo-Díaz et al., 2016), anteriormente conocida como Formación Caracol, y consiste en dos miembros principales: el Miembro Tierras Blancas, una alternancia rítmica de lutita y arenisca, donde la lutita se presenta como capas delgadas e intensamente fracturadas, mientras que la arenisca varía de grano grueso a fino en estratos delgados a mediano; y el Miembro Rancho Viejo, conformado por una alternancia de conglomerado, arenisca y lutita. El conglomerado es monomítico, soportado por clastos subredondeados a redondeados de caliza packstone y wackstone, mientras que los paquetes de arenisca varían de grano medio a grueso (Ocampo-Díaz et al., 2016).

Se ha reportado contenido paleontológico de *Inoceramus labiatus* en el Miembro Tierras Blancas, acotando la edad al Turoniano tardío a Coniaciano temprano, alrededor de 93.5 Ma. Por otro lado, en el Miembro Rancho Viejo se han documentado impresiones de ammonites *Texanites* a la base y zona media, asignando una edad paleontológica de Santoniano tardío a Campaniano temprano, aproximadamente 83.5 Ma (Ocampo-Díaz et al., 2016).

Encima de la secuencia Cretácica de manera discordante, se observa una serie de rocas volcánicas félsicas que conforman el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP). En algunos sitios, a la base de la secuencia y de manera aislada en la región, afloran las primeras lavas andesíticas porfídicas de la Formación Casita Blanca, con fenocristales escasos de biotita en una matriz fina de plagioclasa-biotita (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1987). Esta andesita se encuentra intercalada en algunas zonas, por un horizonte de ignimbrita riolítica de la Ignimbrita Santa María del Oligoceno, seguidas de la Latita Portezuelos (Labarthe-Hernández

et al., 1982), Riolita San Miguelito (Labarthe-Hernández, 1978; Tristán-González, 1982), y finalmente, depositada la Ignimbrita Cantera.

1.2. Justificación

El Domo Cerro Reina presenta características geomorfológicas y mineralógicas importantes que lo distinguen de los domos riolíticos circundantes; representa, de acuerdo con su edad de 21 ± 0.3 Ma (K/Ar; Torres-Hernández, 2009) una etapa tardía, y final, del vulcanismo que generó la geoforma semicircular de domos que se observa en la región. La mayoría de los domos vecinos con edades entre los 32-27 Ma, fueron emplazados antes de la ignimbrita cantera. La literatura previa no describe el origen y naturaleza del emplazamiento aparentemente reactivado de las lavas del DCR a través del tiempo, ni el mecanismo que dio lugar a esta emisión tardía.

Las características geomorfológicas importantes se observan en los lóbulos distales del norte, donde se aprecian estructuras de derrames con un carácter de mayor fluidez en comparación con otras zonas del domo y, por tanto, su avance a partir de la fuente es limitado. Los domos de composición riolítica suelen ser típicamente muy viscosos, entre los posibles factores que pueden dar estas características a las lavas se han citado; una temperatura muy elevada al momento de su emplazamiento y/o la presencia de cantidades significativas de elementos que aportan fluidez a los magmas, como el flúor, podrían ser los responsables de las geoformas finales observadas en las unidades litológicas del área de estudio.

El análisis geoquímico de roca total en elementos mayores y traza, la petrografía en láminas delgadas, así como los datos recolectados en campo, han permitido la construcción e interpretación de distintos modelos geoquímicos cuantitativo que permitan la comprensión satisfactoria de la evolución petrogenética del DCR; motivo de este trabajo de tesis. Este modelo será construido en función de las relaciones entre la información derivada de los conjuntos de datos obtenidos a partir de los análisis petrológicos, petrográficos, geoquímicos, litológicos y estructurales.

1.3. Objetivo

Generar un modelo petrogenético para entender origen y evolución de las rocas félsicas del Domo Cerro Reina (DCR).

1.3.1. Objetivos específicos

- Revisar y modificar la cartografía basada en un mapeo a detallado a escala 1:5000 de las unidades litológicas que conforman el sitio DCR.
- Describir y caracterizar petrográficamente las unidades litográficas en la zona de estudio para la construcción de su columna estratigráfica.
- Determinar la composición geoquímica de las muestras de roca obtenidas, a través de Fluorescencia de Rayos X (FRX) para elementos mayores e ICP-MS para determinar elementos traza y elementos de tierras raras (REE).
- Elaborar un modelo petrogenético de los eventos volcánicos que generaron el emplazamiento del DCR y determinar la fuente de magma y ambiente tectónico.
- Interpretar la construcción del DCR a partir del reconocimiento y caracterización de los eventos de emisión de lava que constituyen este domo.

1.4. Hipótesis

- A. El vulcanismo félsico del Domo Cerro Reina se relaciona principalmente con un proceso de fusión parcial cortical y cristalización fraccionada.
- B. El DCR se formó dentro de un evento tectónico extensional.
- C. Las lavas que conforman al DCR fueron emitidas a partir de una cámara magmática emplazada a profundidad media de la corteza continental de la región, donde un magma calcoalcalino tuvo la oportunidad de experimentar cristalización fraccionada.

1.5. Localización del área de estudio

El área de estudio se localiza aproximadamente a 5 km en línea recta al SW de la ciudad de San Luis Potosí, por el libramiento poniente sobre la carretera federal No. 80 de San Luis Potosí-Lagos de Moreno (Figura 2).



Figura 2. Localización del área de estudio, se muestra una imagen satelital Landsat 9 del DCR sobrepuesta al MDE.

Se encuentra dentro del Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito (Figura 3) constituido por rocas de composición félsica y de carácter calcoalcalino (Labarthe et al., 1982).

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En este capítulo se describen los rasgos geológicos y fisiográficos más sobresalientes región donde se desarrolló este estudio y su similitud con regiones con configuraciones geológicas relacionadas. También se revisan las características geológicas, estratigráficas, volcanogénicas y estructurales de la provincia fisiográfica Mesa Central, especialmente en su porción Sur (MCS), así como del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), con énfasis en el Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito (CVSSM).

Hacia la Meseta de Colorado y el Rift del Río Grande, en la porción occidental de los Estados Unidos, se ha reportado la existencia de riolitas topacíferas, una de sus características sobresaliente es su enriquecimiento en flúor (Christiansen et al., 1986). También se han documentado domos riolíticos con topacios dentro del CVSLP, asociados a una tectónica extensional que ocurrió durante el Terciario medio en episodios volcánicos ricos en SiO₂ con proporciones de ~76.8-79.6 %, de carácter subalcalino y peraluminoso, con ensamblajes minerales de feldespato potásico + cuarzo + plagioclasas + biotita (Rodríguez-Ríos et al., 2007). Estas riolitas poseen también un carácter fuertemente potásico, con enriquecimiento de elementos litófilos de ion grande (LILE), empobrecimiento de Ba y Sr, además de una fuerte anomalía negativa de Eu debido al fraccionamiento de minerales compatibles.

De acuerdo con el modelo propuesto por Rodríguez-Ríos et al. (2007), las riolitas topacíferas del CVSLP tuvieron su origen a partir de la fusión parcial de una fuente granulítica residual de la corteza continental precámbrica. Los magmas máficos que migraron hacia la corteza produjeron múltiples episodios de fusión parcial, descomponiendo biotitas ricas en flúor. El ambiente tectónico extensional permitió

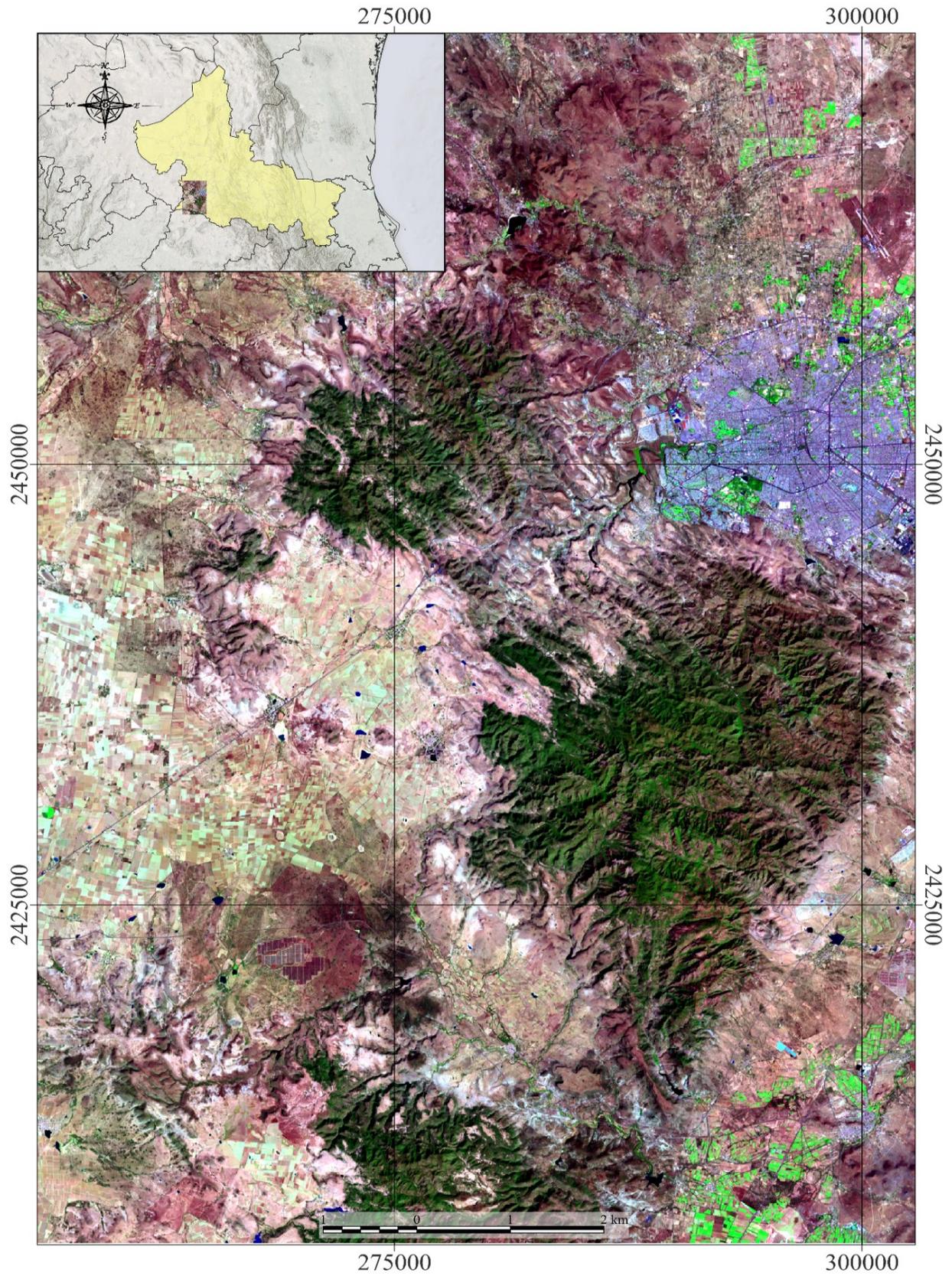


Figura 3. Imagen de satélite mostrando la ciudad de San Luis Potosí (arriba-derecha) y el CVSSM (centro).

el ascenso de estos magmas sin contaminación importante por magmas máficos contemporáneos. Posteriormente, una cristalización fraccionada dio las peculiares características geoquímicas a estas riolitas. El origen de la provincia volcánica ha sido explicado como resultado de la subducción de la placa Farallón bajo la placa norteamericana (McDowell y Clabaugh, 1979; Damon et al., 1981).

2.1. Antecedentes

Al suroeste del CVSSM se distinguen dos rasgos geomorfológicos de forma semicircular; en el menor de ellos, que se encuentra dentro del mayor, se observan una serie de domos riolíticos con mineralización principal de topacio y casiterita. Las características químicas de estos domos han sido estudiadas por diversos autores, y se presenta a continuación una recopilación de los trabajos revisados para la realización de este estudio.

Aguillón-Robles (1992) describió los domos El Gato y Cerro Silva como formados por erupciones pasivas continuas, con estructuras de foliaciones por flujo vertical en sus partes centrales, tendiendo a orientarse en sentido horizontal hacia las márgenes. Con un contenido promedio de ~75% de SiO₂, 13% de Al₂O₃, 8-9% de Na₂O+K₂O y <1% de CaO, clasificándolas como rocas riolíticas metaluminosas a ligeramente peraluminosas. Con base en esto, interpretó que en el CVSLP se formaron fosas y pilares tectónicos durante el Oligoceno, creando el sistema de fallas y fracturas por el cual ascendió magmatismo félsico. Los domos riolíticos se alinean con el patrón regional NW-SE y NE-SW, indicando que las fallas extensivas del Oligoceno fueron de gran importancia para el origen y formación del CVSLP.

Nieto-Samaniego et al. (1999) sugieren también que la tectónica extensional de la Mesa Central ocurrió antes del emplazamiento de las riolitas topacíferas, controlando así la ocurrencia de los flujos de lavas a lo largo de sistemas de fallas y fracturas en dirección promedio 45° NW. El evento que marca el comienzo de las secuencias de emplazamientos por extensión tectónica está representado por la Riolita San Miguelito, datada en 30 Ma. Este evento alcalino continuó con diversas emisiones y pausas alternadas del Mioceno al Cuaternario.

Rodríguez-Ríos et al. (2007) llevaron a cabo un análisis de las direcciones de foliaciones de flujo en el Domo Cerro Silva (DCS), en donde describiendo un patrón concéntrico correspondiente con la zona de alimentación de las lavas hacia su parte central. Por otro lado, el Domo El Gato (DEG) presentó la zona de alimentación hacia su porción suroeste. Propusieron que la Riolita San Miguelito corresponde a un episodio magmático silíceo, subcalino y peraluminoso, asociado a uno de los eventos de formación del CVSLP. Esta contiene entre 25 a 30% de fenocristales de feldespato potásico (~18.7%), cuarzo (~7.7%), plagioclasa (~2.4%) y biotita (~1.2%). Las riolitas del DEG y DCS contienen valores altos de SiO₂ que varían entre 76.8-79.6 %wt y un contenido de álcalis de 6.9 a 8.5%wt, así como un carácter fuertemente potásico. Se observa un enriquecimiento de elementos litófilos de ion grande (LILE), un empobrecimiento de elementos compatibles con feldespatos (Ba, Sr y Eu), destacando la notable anomalía negativa de Eu. Concluye que la morfología final de los domos depende principalmente de la cantidad de material extruido, de las características químicas del fluido, y, en este caso, con de la influencia del flúor en la fluidez en la mezcla magmática.

Rodríguez-Ríos et al. (2007), menciona que estas riolitas parecen haber evolucionado a partir de un proceso de fusión parcial de una fuente granulítica residual de la corteza continental precámbrica. La presencia de magmas máficos contemporáneos a través de la corteza produjo pequeñas cantidades de magmas derivados de fusión parcial de la corteza, incluyendo la descomposición de pequeñas cantidades de biotita rica en flúor, siendo el origen de la abundancia de este elemento. Un ambiente tectónico extensional permitió a la secuencia de magmas ascender desde la corteza inferior sin una contaminación importante de magmas máficos contemporáneos. La cristalización fraccionada posterior dio lugar a las peculiares características geoquímicas en los elementos traza de estas riolitas.

Torres-Hernández. (2012), complementa la información geocronológica y geoquímica de un conjunto de domos riolíticos terciarios en el CVSLP, México. Indica que hacia la porción SW del CVSSM destacan dos rasgos geomorfológicos de geometría semicircular, compuestos por una serie de domos riolíticos

emplazados, algunos con mineralización de topacio y casiterita. Se caracterizan por tener un elevado contenido promedio de SiO₂ de ~75 wt. %, 11-13 %wt de Al₂O₃, 7.5–9.0% de NaO₂ +K₂O, y bajo contenido de CaO (< 1%wt), MgO y TiO₂ menor al 0.15% wt. Reporta también que en la región circundante existen domos riolíticos que contienen cantidades de granate (almandino). Supone que los domos "El Tepetate" se emplazaron al tiempo de la formación de un cono de fracturas o "*cone sheet*", producto del empuje vertical ascendente de una cámara magmática a profundidad antes del fallamiento y basculamiento general que ocurrió en el CVSLP entre los 29 y 27 Ma. De manera sincrónica, se emplazó el miembro inferior de la Ignimbrita Panalillo; el miembro superior se emplazó después del basculamiento, a los 26.8 ± 1.3 Ma.

Torres-Hernández et al. (2014), propusieron que sobre la secuencia volcánica del CVSLP de edad Oligoceno, y después de una interrupción de ~8 Ma en el vulcanismo, esporádicos emplazamientos en el Mioceno produjeron pequeños volúmenes de lavas mayormente riolíticas, representadas por el Domo Rincón Reina (21.8 ± 0.3 Ma), la traquita Los Castillo (20.3 ± 0.5 Ma) y lavas del basalto Cabras (21.5 ± 0.5 Ma), especialmente en la parte sur del CVSLP. Aparentemente, cinco de los domos se emplazaron en un corto periodo de tiempo (32.7 ± 1 a 29.2 ± 0.8 Ma), ya que se encuentran debajo de la Ignimbrita Cantera, datada en 29 ± 1.5 Ma., El domo "El Tocho" se emplazó encima de la ignimbrita. Se reportan porciones de la Ignimbrita Panalillo, datada en 26.8 ± 1.4 Ma, sobre los domos El Gato y Cerro Silva, siendo estos los más antiguos de la zona de estudio. Su elevado contenido de flúor se considera evidencia de un evento magmático diferente, mucho más limitado que formó los domos riolíticos más grandes del CVSLP, como Cerro Grande y Cerro El Potosí.

2.2. Mesa Central (MC)

Esta provincia fisiográfica fue reconocida por primera vez por Raisz E. (1959) como una cuenca rodeada por montañas más elevadas, más alta y plana que la provincia Cuencas y Sierras, que se encuentra al norte del área de estudio. Ubicada hacia el centro de México, fue redefinida con base en criterios geomorfológicos, geológicos y estructurales en Nieto-Samaniego et al. (2005), dividiéndose en dos porciones principales: un sector norte más erosionado y de topografía suave, y un sector sur se caracterizado por contener sistemas de sierras separados por cuencas con sedimentos fluviales y lacustres (Figura 4).

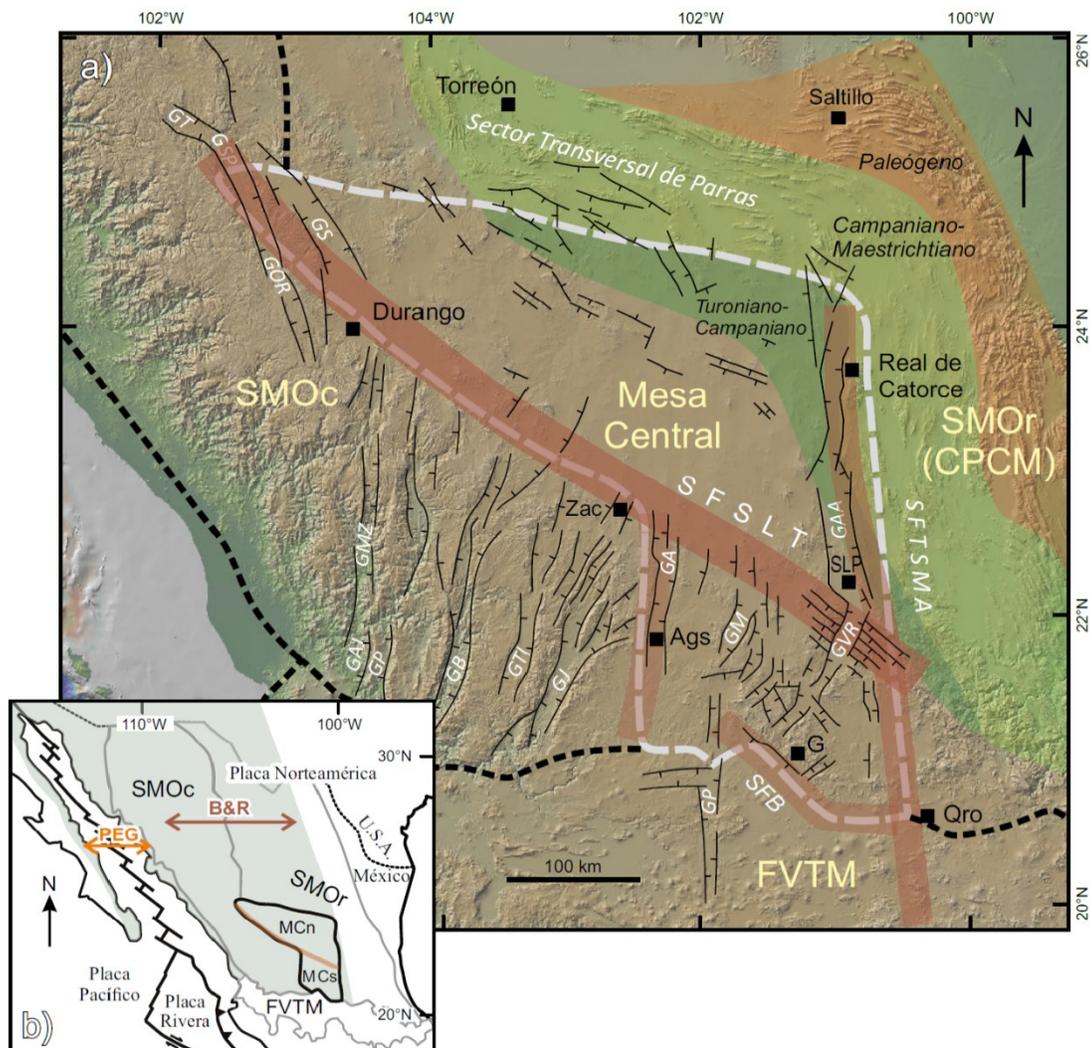


Figura 4. Esquema de la provincia fisiográfica Mesa Central, tomado de Nieto-Samaniego et al. (2023). Se muestran las direcciones de movimiento del Basin and Range (BR).

Se describe a esta provincia fisiográfica como una región elevada del terreno con cotas de 2000 msnm. Se distinguen dos zonas con morfología distinta: al norte, grandes planicies y serranías erosionadas; al sur, una morfología más abrupta con serranías limitadas por bajos topográficos con rellenos fluviales y lacustres. Nieto-Samaniego et al. (2023), organiza la estratigrafía clástica continental y volcánica del Cenozoico en seis unidades cronoestratigráficas. Los sedimentos clásticos rellenan las fosas tectónicas de edades Paleógeno con intercalación de rocas volcánicas, así como una secuencia sedimentaria que representa el largo episodio de tectónica extensional del Chattiano-Neógeno. Una discordancia regional importante registra el cambio de composición del magmatismo y estilo de deformación.

2.2.1. Estratigrafía de la Mesa Central-Sur

Las rocas cenozoicas de la MC se pueden agrupar en seis secuencias de unidades cronoestratigráficas (Nieto-Samaniego et al., 2023):

- i. Paleoceno-Eoceno: A la base se encuentran conglomerados y areniscas que cubren discordantemente a las rocas mesozoicas marinas deformadas por acortamiento, intercaladas con derrames de riolita y andesita.
- ii. Eoceno: Consiste en pequeños y uniformes afloramientos de rocas volcánicas de composiciones andesíticas y riolíticas.
- iii. Rupeliano: Las rocas del Rupeliano constan de sucesiones piroclásticas con una importante discordancia regional que marca un cambio en la tectónica regional. Las rocas del Rupeliano inferior se encuentran basculadas en dirección al NE, mientras que las rocas del Rupeliano superior aparecen cubriendo a las anteriores de forma subhorizontal.
- iv. Chattiano: Está conformado por secuencias piroclásticas subhorizontales bien distribuidas por toda la MC.
- v. Mioceno: Las rocas del Mioceno son mayormente de composición basáltico-andesítica y se encuentran intercaladas con los depósitos sedimentarios de relleno Mioceno-Cuaternarios de las fosas tectónicas. También se encuentran cubriendo las partes más altas de las sierras en sus áreas fuente.

- vi. Plioceno-Cuaternario: Representado por rocas volcánicas de composición principalmente basáltica con ocasionales afloramientos aislados al sur de la MC de rocas piroclásticas de caída de composición ácida y de edad Cuaternario.

2.2.2. Intrusivos en la MC-Sur

Los intrusivos en el Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT) se encuentran emplazados en las rocas mesozoicas con edades que van del Cretácico Tardío al Oligoceno, exhumados a partir del final del acortamiento y durante la fase extensional consecutiva. Dentro del SFSLT, se encuentran una serie de intrusivos que van desde ~85-87 Ma en La Parrilla, Durango, hasta los ~51 Ma en el Peñón Blanco, San Luis Potosí (Nieto-Samaniego et al. 2023).

Uno de los intrusivos mejor documentados son los afloramientos la granodiorita Tesorera, ubicados a ~40 km al este de Zacatecas, sobre el SFSLT. Estos fueron descritos por Tristán-González et al. (2015), donde su edad fue determinada en 73.3 ± 0.3 Ma por el método U-Pb en zircón (Cuellar-Cárdenas et al., 2012). Se describe como un cuerpo plutónico elíptico de 12 km por 9 km, de textura holocristalina de grano fino a medio. Su composición es granodiorítica con plagioclasa, cuarzo, feldespatos potásico, y con biotita-hornblenda como accesorios, y con microclina y plagioclasas que exhiben una textura antipertítica. Intrusión calizas y lutitas mesozoicas deformadas por acortamiento, así como rocas volcano-sedimentarias de pedernal, radiolarita y lavas basálticas (Tristán-González et al. (2015).

Nieto-Samaniego et al. (2020), reportaron una edad de cristalización de 72.8 ± 3.1 Ma por U-Pb en zircón y una edad de exhumación de 66.0 ± 3.1 Ma por trazas de fisión en apatito. También reportaron temperaturas de cristalización de 1.53 ± 0.2 kbar con geobarómetro de Al total en hornblenda, (Mutch et al., 2016) y una profundidad correspondiente a los 5.7 ± 0.7 km. Con estos datos, propusieron que la Granodiorita Tesorera se emplazó alrededor de los 73 Ma a una profundidad de ~5.7 km y alcanzó la superficie por exhumación a los ~63 Ma a una tasa de 0.528 km/Ma, sugiriendo que el mecanismo dominante de la exhumación fue la erosión.

2.2.3. Geología estructural de la MC-Sur.

Las principales estructuras presentes en la Mesa Central Sur son sistemas de fallas regionales, grábenes y semigrábenes (Figura 5) que estuvieron activos durante el Cenozoico, con un patrón complejo de rumbos NW-SE, NE-SW, N-S y E-W, (Nieto-Samaniego et al., 2023).

Dividiendo la MC en porciones norte y sur se encuentra al SFSLT. Al interior de la porción sur de la MC se encuentra el graben de Villa de Reyes, el semigraben Matancillas, graben El Cuarenta y el graben Ibarra. A continuación, se realiza una revisión de los elementos estructurales de interés para una mejor comprensión del área de estudio.

2.2.3.1. Sistemas de Fallas Taxco San Miguel de Allende (SFTSMA)

Es sistema de Fallas Taxco San Miguel de Allende (SFTSMA) es la única estructura con continuidad documentada de la porción norte hasta la sur, atravesando incluso la FVTM. Este sistema comienza en Real de Catorce S.L.P., y extiende hasta Taxco, Guerrero, representando el límite tectónico entre la MC y la SMOr, con una longitud de ~600 km y un ancho de ~30 km.

La cinemática y edad de actividad del SFTSMA son variables. Entre la MC y la FVTM se reporta la presencia de fallas normales cenozoicas con rumbos N-S, NNW-SSE y NNE-SSW. En contraste, al sur de la FVTM, el sistema se caracteriza por fallas cenozoicas con desplazamiento lateral (Alaníz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

En el SFTSMA-Norte, la Sierra de Catorce representa el núcleo de un anticlinal con rocas múltiplemente deformadas del Triásico-Cretácico, exhumadas alrededor de 50 Ma atrás, (U-Th-He en zircones detríticos; Gutiérrez-Navarro et al., 2021). Los planos axiales y rumbos en las estructuras mesozoicas tienen un rumbo predominante N-S, indicando una vergencia hacia el oriente (Figura 5).

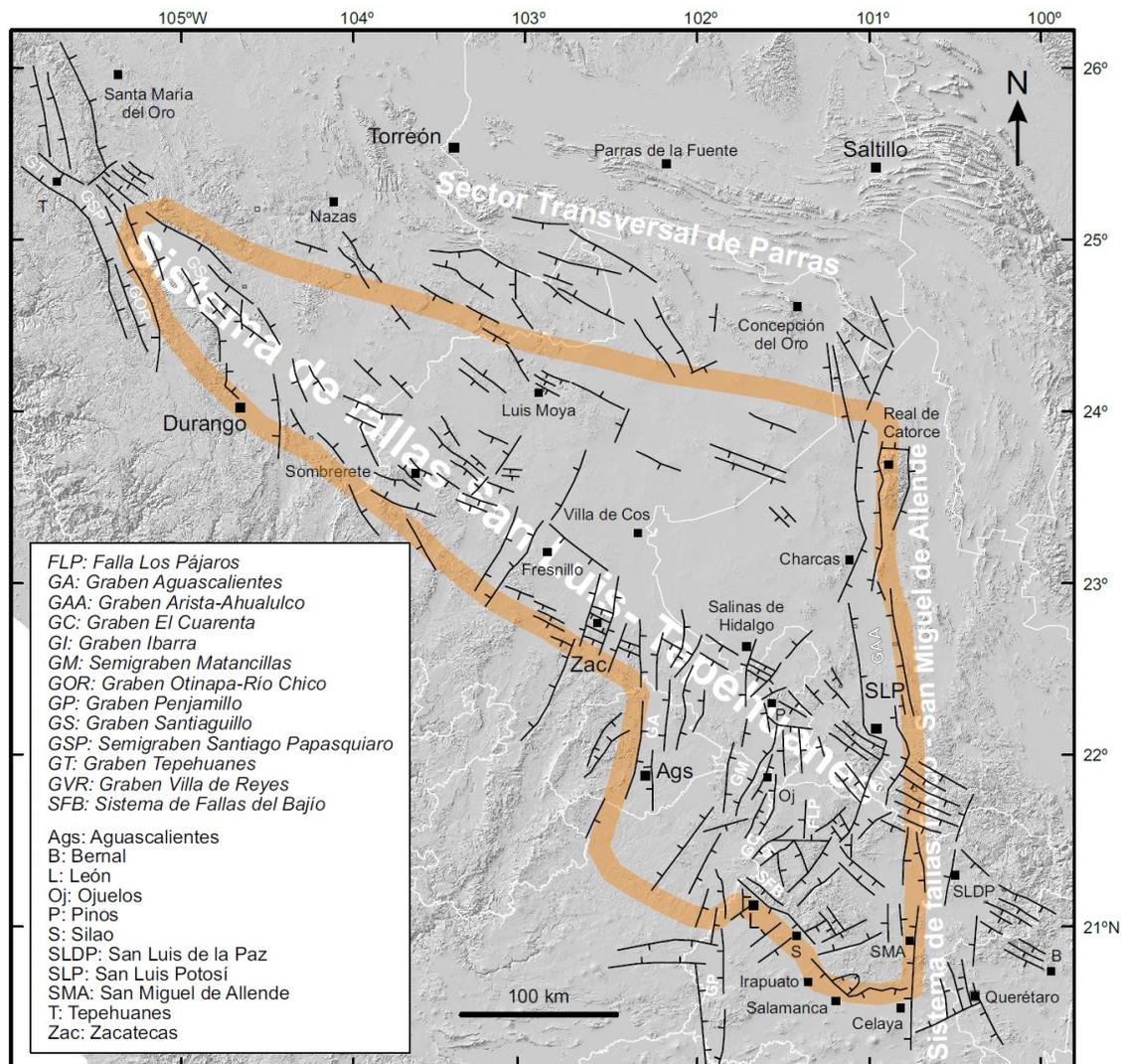


Figura 5. Sistemas de fallas y estructuras geológicas en la Mesa Central, tomado y modificado de Nieto-Samaniego et al. (2023).

2.2.3.2. Sistema de fallas San Luis Tepehuanes (SFSLT)

Descrito por Nieto-Samaniego et al. (2005), el SFSLT se extiende desde San Luis de la Paz, Guanajuato hasta Tepehuanes, Durango (Figura 5) con una posible continuidad más allá de los límites actuales, observada a través de imágenes satelitales (Figura 5). Se han documentado actividades del Eoceno al Cuaternario en distintos sectores de fallas, conformada por fallas normales con rumbo NW-SE con un ancho de ~30 km, especialmente en el área de San Luis Potosí donde se

tienen registro de dos actividades de deformación; 1) fallamiento normal rotacional estilo dominó y 2) fallas normales de ángulo alto con poca o nula rotación (Nieto-Samaniego et al., 2023).

2.2.3.3. Graben de Villa de Reyes

El sector norte del Graben de Villa de Reyes (GVR) es una fosa tectónica con aproximadamente 200 km de longitud y 10-20 km de ancho, localizada en el límite oriental de la MC (Tristán-González, 1986; Nieto-Samaniego et al., 2005). Su rumbo general es NNW y que puede seguirse por ~100 km desde la Ciudad de San Luis Potosí hasta Villa de Arista (Figura 5).

El sector sur del GVR presenta un menor grado de erosión, conservando así su expresión morfológica. Tiene un rumbo N30°E y una longitud aproximada de 110 km, desde San Luis Potosí hasta intersecar con el Sistema de fallas del Bajío, Sierra de Guanajuato (Figura 5). En los alrededores de Villa de Reyes se han determinado desplazamientos verticales de más de 700 m a partir de los rellenos sedimentarios (Ramos-Leal et al., 2007). Xu et al. (2001) propusieron que el sector norte del GVR experimentó tensión desde el Eoceno, reactivando estructuras Mesozoicas de acortamiento del orógeno mexicano.

2.2.4. Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP)

Ubicado al sureste de la Mesa Central-Sur, fue descrito y definido por Labarthe-Hernández et al. (1982) como una secuencia de lavas e ignimbritas del Terciario que actualmente cubre un área aproximada de 10,000 km². El CVSLP (Figura 6) se describe como una secuencia de lavas y flujos piroclásticos. Las lavas varían en composición de máfica a félsica, con edades comprendidas entre el Eoceno y el Cuaternario, determinadas en distintas secuencias mediante geocronología por el método K/Ar. Además, se detectaron cuatro etapas de vulcanismo separadas por

tres hiatus entre los 42-32 Ma, 27-22 Ma y 20-1.8 Ma, una evolución semejante a la de regiones características de la SMOc (Tristán-González et al., 2009).

Tristán-González et al. (2009) describen de Vulcanismo:

1. Primera etapa (Eoceno medio): Emisiones de lavas andesíticas.
2. Segunda etapa (32-28 Ma): La más voluminosa, comenzó con una actividad piroclástica menor, seguida por una prolongada efusión de dacitas y riolitas con alto contenido de sílice, formando cadenas de domos exógenos.
3. Tercera etapa (28-25 Ma) Vulcanismo félsico intermitente representado por erupciones piroclásticas de la Ignimbrita Panalillo. La riolita Panalillo se ha reportado acompañada de basaltos en algunos complejos, interpretando la actividad como bimodal, posiblemente influenciada por los conductos formados por el intenso fallamiento normal que existió entre los 28-26 Ma en esta región.
4. Cuarta etapa: Erupciones esporádicas de basaltos fisurales localizados a lo largo de sistemas de fallas en el suroeste y sur de la Sierra de San Miguelito.
5. Quinta etapa (Cuaternario): Vulcanismo de composición basanítica asociado a un vulcanismo intraplaca que se sobrepuso a algunos complejos volcánicos del CVSLP.

Tristán-González et al. (2009) asocian las etapas del vulcanismo del CVSLP a un evento de tectónica extensional, con excepción de las rocas de edad Mioceno a Plio-Cuaternarias, que presentan características alcalinas asociadas a un régimen intraplaca. Aranda-Gómez et al. (2000) coinciden en asociar el vulcanismo de naturaleza bimodal subalcalino a alcalino del Mioceno (22-20 Ma) a una tectónica de tipo extensional para la Provincia Cuencas y Sierras en su porción sur, ocurrida entre los 24 y 20 Ma.

Basándose, en la correlación de unidades volcánicas según su semejanza litológica-estructural, posición estratigráfica, análisis químicos y edades isotópicas, se dividió al CVSLP en diversos complejos volcánicos (Tristán-González et al., 2009) (Figura 6):

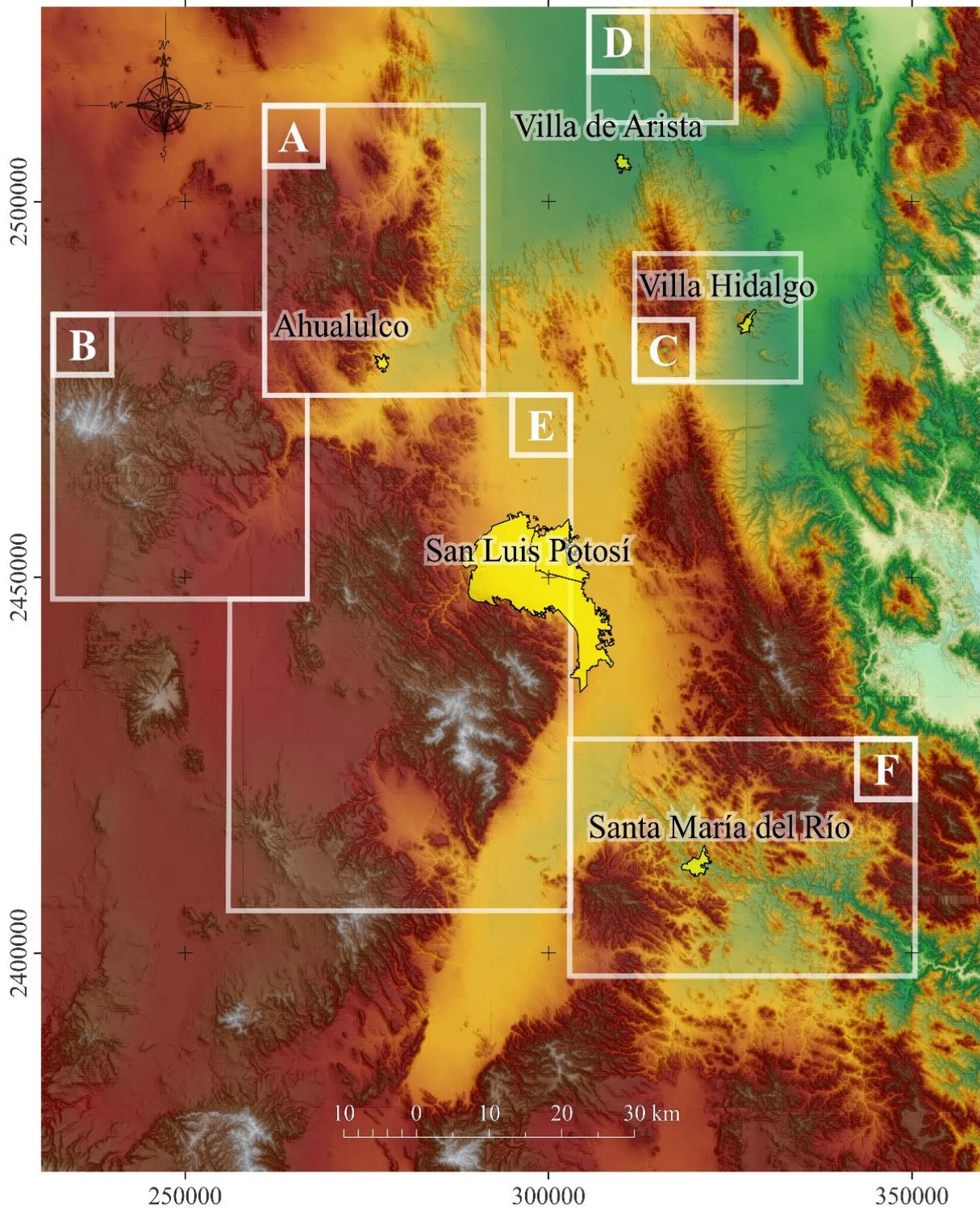


Figura 6. Campo Volcánico de San Luis Potosí, delimitando los distintos complejos propuestos y tomado de Tristán-Hernández et al. (2017). A. Complejo Volcánico Ahualulco; B. Complejo Volcánico Pinos; C. Complejo Volcánico Villa Hidalgo; D. Complejo Volcánico La Repartición; E. Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito y F. Complejo Volcánico Santa María del Río.

- i. Complejo Volcánico Ahualulco
- ii. Complejo Volcánico Pinos
- iii. Complejo Volcánico Villa Hidalgo
- iv. Complejo Volcánico La Repartición
- v. Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito

De acuerdo con la información geológica y petrogenética obtenida de diversos autores, se ha encontrado:

1. Similitudes con las riolitas con topacio estudiadas en la porción oeste de los EUA: Christiansen et al. (1980) han estudiado riolitas y encontrado similitudes en la composición con las del CVSLP, particularmente en zonas con basamentos de corteza continental de edad precámbrica que se proponen como fuente para las proporciones anómalas de flúor y elementos litófilos.
2. Presencia de una corteza inferior en el CVSLP: Aunque no ha sido definida con precisión, se sabe que existe una corteza inferior precámbrica. Se han reportado basaltos cuaternarios con xenolitos de granulitas dentro del campo volcánico Ventura-Espíritu Santo, indicando una posible corteza inferior de esta naturaleza (Davalos-Elizondo et al., 2016).

Las granulitas datadas con el método de línea isócrona de regresión en el diagrama Sm-Nd arrojaron una edad de 1248 ± 69 Ma, interpretándose como la presencia de una corteza de composición básica a intermedia de edad Proterozoico medio bajo el Estado de San Luis Potosí (Schaaf et al., 1994).

3. Riolitas con topacios vinculan a tectónica regional extensional: Estas riolitas están asociadas a un adelgazamiento de la corteza en estas zonas de extensión, donde existe un elevado flujo de calor a nivel regional y emisión de vulcanismo basáltico en grandes cantidades proveniente del manto (Smith. 1978; Schaaf et al., 1994). Esta fuente de calor es suficiente para que ocurra una posterior fusión parcial de la corteza continental adelgazada y la consecuente evolución a magmas de carácter riolítico (Hildreth, 1981).

El intervalo de 30 Ma datado en estas rocas por Aguilón-Robles et al. (1994) coincide con el pico más alto del vulcanismo del Terciario medio en la SMOc y con el periodo de extensión y flujo de calor alto por adelgazamiento de la corteza (Clark et al., 1982). La formación de los domos topacíferos de riolitas DEG y DCS no presenta evidencias de actividad explosiva, por lo que se considera que fue una erupción efusiva y continua a través de conductos únicos, la que originó estas rocas

Los datos geoquímicos reportados en Rodríguez-Ríos (2007) indican que las riolitas de este complejo de domos son altamente diferenciadas, ricas en potasio, subalcalinas, peraluminosas y enriquecidas en flúor. Además, las anomalías negativas en Eu encontradas y las temperaturas relativamente bajas durante su formación apoyan una diferenciación magmática en cámaras someras y condiciones de baja fugacidad de oxígeno.

Es probable que las riolitas se originaran de una fusión parcial de la corteza precámbrica evolucionada, a pesar de no existir afloramientos en el área, esto no es necesario, basta la aparición de xenolitos para apoyar el origen en granulitas precámbricas (1234 ± 60 Ma) en basaltos cuaternarios al oriente del CVSLP (Schaaf et al., 1994). Se interpreta que los domos riolíticos con topacio DEG y DCS se originaron principalmente por fusión parcial de una corteza precámbrica, que ocurre cuando las temperaturas son lo suficientemente altas para romper minerales hidratados como la biotita, explicando el origen del flúor y elementos litófilos.

Después, se interpretan la ocurrencia de procesos de diferenciación magmática (cristalización fraccionada) a lo largo del camino a superficie. La composición de los materiales volcánicos finales podría estar determinados por la naturaleza heterogénea de la corteza en los distintos caminos a los puntos de emisión, o a un nuevo fraccionamiento en cámaras magmáticas someras, representado por una erupción de moderados volúmenes de productos efusivos durante cortos intervalos de tiempo (Rodríguez-Ríos, 2007).

2.3. Marco Geológico Local

2.3.1. Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito (CVSSM)

Los productos volcánicos del Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito (CVSSM) están conformados por lavas e ignimbritas de edad Oligoceno medio-Mioceno. El comienzo de esta actividad volcánica está representado por las unidades Latita Portezuelos y Riolita San Miguelito, que formaron domos exógenos que siguiendo una dirección preferencial NW-SE. De manera restringida, se observan depósitos piroclásticos separando a estos flujos de lavas (Torres-Sánchez et al.,2019). Las unidades descritas dentro del CVSSM varían según los diversos autores:

Tristán-González et al. (2009), agrupa el CVSSM junto a los complejos volcánicos Ahualulco, Pinos, Villa Hidalgo, La Repartición y Santa María. Lo describe como un conjunto de unidades de lavas en domos silíceos, paquetes de ignimbritas y vulcanismo basáltico restringido. Las unidades son:

- 1) Latita Portezuelo
- 2) Riolita San Miguelito
- 3) Andesita Zapote
- 4) Ignimbrita Cantera
- 5) San José
- 6) Andesita La Placa
- 7) Andesita Cabras
- 8) Los Castillos

Gaytán-Martínez et al. (2017) incluye, de base a cima, diez unidades:

- 1) Ignimbrita Santa María (Oligoceno temprano)
- 2) Latita Portezuelo (30 ± 0.7 Ma)
- 3) Riolita San Miguelito (30 ± 1.5 Ma)
- 4) Riodacita Barbechos (Edad entre Riolita San Miguelito e Ignimbrita Cantera)
- 5) Ignimbrita Cantera (29 ± 1.5 Ma)
- 6) Riolita El Zapote (29.2 ± 0.8 Ma)

- 7) Ignimbrita Panalillo Inferior (~28 Ma)
- 8) Ignimbrita Panalillo Superior (26.8 ± 1.3 Ma)
- 9) Basalto Cabras (21.3 ± 0.3 Ma)
- 10) Traquita Los Castillo (20.5 ± 0.5 Ma).

Torres-Sánchez et al. (2019) diferencia las unidades del CVSSM en tres grupos:

- 1) Rocas volcánicas máficas (Formación Las Cabras)
- 2) Rocas volcánicas intermedias (La Placa)
- 3) Rocas volcánicas silíceas (Formaciones San Miguelito, San José, El Zapote, Cantera y Panalillo).

En Torres-Sánchez et al. (2020), se agruparon las unidades anteriormente mencionadas según tres grupos composicionales principales (Figura 7):

- 1) Grupo Basáltico
- 2) Grupo Riolítico
- 3) Grupo Ignimbrítico, como a continuación se describen.

Estos grupos composicionales reflejan la diversidad de los materiales volcánicos presentes en el CVSSM, proporcionando una visión integral de la evolución volcánica y tectónica de la región.

2.3.1.1. Grupo Basáltico

El Grupo Basáltico del CVSSM está conformado por dos unidades basálticas:

- 1) Unidad La Placa: Esta unidad se describe como flujos masivos de lavas basálticas con escasos fenocristales en una matriz vítrea. Estas lavas se encuentran intercaladas con el grupo ignimbrítico Panalillo y Cantera. El volcanismo de la unidad basáltica La Placa fue datado por el método K/Ar, obteniendo edades entre 29 a 26 Ma mediante análisis de roca total.
- 2) Unidad Basáltica Cabras: El volcanismo de esta unidad fue datado por K/Ar, obteniendo edades entre 22 a 21 Ma mediante análisis de roca total. Esta unidad

se caracterizado por una textura afanítica a porfirítica, con escasos fenocristales y vesículas en una matriz vítrea (Tristán-González et al., 2009; Aguillón-Robles et al., 2014).

2.3.1.2. Grupo Riolítico

El grupo Riolítico agrupa a las unidades San Miguelito y El Zapote. Se ha reportado una edad por K/Ar en el rango de los 33 a 21 Ma (Tristán-González et al., 2009). Estas unidades se describen como coladas de lavas asociadas a domos exógenos. En su última fase eruptiva, formaron una gruesa cubierta superior de brechas y fragmentos vítreos. Se observan mayormente fenocristales de cuarzo y sanidina en una matriz desvitrificada con textura fluidal. Se reporta un espesor en el rango de los 130-800 m (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992; Aguillón-Robles et al., 1994, 2014; Tristán-González et al., 2009).

2.3.1.3. Grupo Ignimbrítico

El grupo Ignimbrítico está conformado por tres unidades:

1. Ignimbrita San José: En contacto con las unidades San Miguelito y el Zapote del Grupo Riolítico. Consiste en flujos piroclásticos y ceniza que se observan soldadas a un grado medio. Tristán-González et al. (2009) le asigna una edad de 29 Ma basándose en sus relaciones estratigráficas.

2. Ignimbrita Cantera: Caracterizada por flujos piroclásticos de pumicita y cenizas con estructuras tipo fiames y fragmentos líticos, mostrando un alto grado de soldadura. Esta unidad fue datada por el método K/Ar en 29 Ma (Labarthe-Hernández & Jiménez-López, 1992; Tristán-González et al., 2009).

3. Ignimbrita Panalillo Superior e Inferior: Generalmente constituida por flujos piroclásticos de pumicita con una gran cantidad de fragmentos líticos, presentando un menor grado de soldadura que sus miembros subyacentes. Cubre principalmente a la Ignimbrita Cantera e intercala ocasionalmente en algunos sitios

con la Riolita San Miguelito (Tristán-González, 1986; Labarthe-Hernández and Jiménez-López, 1992; Tristán-González et al., 2009; Gaytán-Martínez et al., 2017), La unidad Cantera fue datada en 29 Ma por el método K/Ar (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992; Tristán-González et al., 2009; Gaytán-Martínez et al., 2017).

Esta unidad se caracteriza por ser flujos piroclásticos de ceniza y pómez, con fragmentos líticos y estructuras fiamme. Se sobrepone a la unidad San Miguelito y muestra un alto grado de soldadura. Los mismos autores reportan un espesor medio de 2 a 30 m.

2.3.2. Estratigrafía del CVSSM

2.3.2.1. Ignimbrita Santa María

La ignimbrita Santa María fue descrita por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980) en la cartografía de la Hoja Santa María del Río, SLP, y propuesta formalmente como unidad en Labarthe-Hernández et al. (1982). Esta unidad consiste en una roca color gris rosácea, de textura porfírica y eutaxítica, con fenocristales de cuarzo subhedral (30-40%) con 2 a 5 mm de longitud, sanidino ehedral y magnetita alterada a hematita (accesorio), todo en una matriz desvitrificada. Se observa altamente soldada con numerosos líticos colapsados de pómez alargadas, de 2 a 15 cm de longitud, dejando la impresión de su forma como huecos por intemperización (Labarthe-Hernández y Tristán-González., 1980; Labarthe-Hernández., 1982). A la base presenta un cuerpo vítrfido lenticular color negro (Benavides-Cardona, 1990; Tristán-González., 2002; López-Loera y Tristán-González., 2013). Fue clasificada como una riolita rica en potasio según la clasificación de Peccerillo y Taylor (1976).

Las edades obtenidas por el método de isotopos K/Ar son 32.5 ± 0.8 Ma y 21.3 ± 0.7 Ma (Tristán-González et al., 2009). El método U-Pb en LA-ICPMS (media ponderada) en zircones dio una edad de 30.9 ± 0.28 (Botero-Santa et al., 2020). Estas edades corresponden al Oligoceno (Rupeliano).

Los grandes volúmenes de flujos de ceniza, ocurridos consecutivamente, se emplazaron desde centros eruptivos ubicados en las fisuras de fallas extensionales, formando grandes columnas piroclásticas que se extendiéndose a grandes distancias el sitio de erupción, ubicados a unos 35 km al SE de Villa de Zaragoza (Tristán-González., 2002).

2.3.2.2. Latita Portezuelo

La Latita Portezuelo fue formalmente propuesta por Labarthe Hernández et al. (1982) como una secuencia de derrames de lavas con fenocristales de sanidino, plagioclasa tipo andesina y cuarzo secundario, además de óxidos de hierro.

2.3.2.3. Riolita San Miguelito

La Riolita San Miguelito es una secuencia de rocas volcánicas color gris claro de textura porfírica, con fenocristales de sanidina y cuarzo en una matriz desvitrificada con textura fluidal. Descrita en Labarthe-Hernández (1992) como un derrame lávico color gris claro, textura holo a microcristalina, porfírica de matriz afanítica casi desvitrificada con esferulitas, dando un aspecto moteado y con un 20% de fenocristales de 2 a 4 mm de sanidino ehedral y cuarzo subhedral a anhedral. Presenta textura fluidal y pliegues de flujo, en general con estructura columnar y algunas cavidades de cristalización en fase de vapor. Se dividió en cuatro miembros: 1) Tefra basal, 2) Brecha de desintegración, 3) Riolita desvitrificada central y 4) Caparazón (Labarthe-Hernández, 1992). Le edad determinada por el método K/Ar es de 30 ± 1.5 Ma, ubicándola en el Oligoceno Medio (Labarthe-Hernández et al., 1982; Aguillón Robles et al., 1994; Nieto-Samaniego et al., 1996). Se ha propuesto que su emplazamiento estuvo asociada a un ambiente tectónico extensivo, registrado a finales del Oligoceno temprano en la parte Central de México (Tristán-González, 1986; Aranda-Gómez et al., 1989).

Se ha propuesto que el emplazamiento de esta unidad estuvo asociado a un ambiente tectónico extensivo, registrado a finales del Oligoceno temprano en la parte Central de México

Se ha mencionado que en algunos domos se ha encontrado mineralización económica de estaño (Burt et al., 1982). Además, dado el alto contenido de flúor en estas lavas, se ha considerado la posibilidad de encontrar cantidades anómalas de uranio, litio, plata, oro y otros elementos incompatibles (Burt y Sheridan, 1981).

2.3.2.4. Ignimbrita Cantera

Los flujos piroclásticos de pómez y ceniza de la ignimbrita Cantera son de composición riolítica con abundantes cristales de cuarzo y sanidino (30-40%) y oligoclasa (<3%). Contiene líticos accidentales de riolita y arenisca del basamento pre-volcánico.

2.3.2.5. Ignimbrita San José

La ignimbrita San José es Describe como una serie de flujos piroclásticos de ceniza y pómez de composición riolítica con fenocristales de cuarzo y sanidino en matriz vitroclástica. Se encuentra mejor expuesta a la base de los domos El Zapote y Tocho se considera la fase inicial de la formación del domo El Zapote durante la apertura de los conductos que permitieron la salida de las lavas formadoras de ambos domos (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1993; 1994).

2.3.2.6. Riolita El Zapote

La Riolita El Zapote presenta lavas de notable fluidez, menos del 10% de fenocristales de cuarzo y sanidino. Los domos son muy extendidos de morfología semiplana. La roca es porfirítica de color gris claro, con textura fluidal, con fenocristales de cuarzo y sanidino en una matriz microcristalina desvitrificada con

algunos óxidos de hierro (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980a; 1980b), mesocristalina a la base y holocristalina hacia la parte media y cima. La matriz es totalmente fluidal desvitrificada y la base presenta una brecha parcialmente desvitrificada con líticos angulares de 2-50 cm. La porción superior a la brecha es masiva o con cierta tendencia columnar.

2.3.2.7. Ignimbrita Panalillo Inferior

La Ignimbrita Panalillo Inferior es un depósito piroclástico de composición riolítica, color crema a ligeramente rojiza, bien estratificada y gradada en capas de 5 a 30 cm, de grano muy fino a arenoso, incluso a conglomerados. Contiene fenocristales de sanidino, cuarzo y plagioclasa (5-15%) y abundantes líticos en una matriz de grano muy fino compuesta de esquirlas de vidrio y pómez sin deformar, del tamaño de ceniza volcánica (Labarthe-Hernández et al., 1982b).

Torres-Hernández (2009) describe la unidad como una secuencia de flujos y oleadas piroclásticas estratificadas de composición riolítica, no soldada, con algunos horizontes ligeramente soldados. Especialmente, reporta afloramientos en la base de co-ignimbritas gradadas de riolitas de 2 a 60 cm en una matriz de cenizas del tamaño de lapilli (arenas gruesas). Esta unidad se encuentra rellenando los paleobajos topográficos del Graben de Villa de Reyes (González-Naranjo et al., 2012), así como los del CVSLP (Torres-Hernández, 2009).

2.3.2.8. Ignimbrita Panalillo Superior

Flujos piroclásticos de pómez y ceniza fuertemente soldados, con menos del 10 % de fenocristales de cuarzo y sanidino y ~2% de oligoclasa en matriz vitroclástica. Presenta la distribución espacial más amplia de todas las unidades del CVSLP, abarcando más de 5000 km² (Torres-Hernández et al., 2014). Esta unidad litoestratigráfica del Oligoceno se distribuye en la porción SE de la Mesa Central de México, cubriendo un área de ~15,000 km² en el área del CVSLP. Caracterizada paleomagnética e isotópicamente, se determinaron paleopolos virtuales para la

Ignimbrita Panalillo Superior, combinándose con otros datos paleomagnéticos publicados con anterioridad de rocas con edad similar en este campo volcánico. Se obtuvo un paleopolo global de 72.1° - 165° E para el CVSLP. Para acotar la edad del emplazamiento de la Ignimbrita Panalillo Superior, se emplearon fechamientos isotópicos de Ar_{40}/Ar_{39} por la técnica de fusión laser de cristales individuales de sanidino y cuatro por K/Ar en concentrados de sanidino; este análisis sugiere que la unidad Panalillo Superior está conformada por al menos dos unidades de flujo con direcciones paleomagnéticas e isotópicas diferentes entre sí (González-Naranjo, 2012).

2.3.2.9. Basalto Cabras

Derrames de lava aislados con textura hipocristalina inequigranular, microporfirítica con egrina, augita y diópsido en la matriz (Labarthe-Hernández et al., 1982). El olivino está fuertemente alterado y la roca se clasifica como alcalina a ligeramente alcalina, definida como traquiandesita basáltica shoshonítica (Torres-Aguilera, 2009). Estos derrames se encuentran en discordancia erosional y separadas más de 5 millones de años de los depósitos anteriores.

2.3.2.10. Riolita Rincón Reina

Lavas riolíticas con una notable foliación de flujo, que contiene alrededor del 10% de fenocristales de cuarzo y sanidino. También presentan xenolitos aislados de basalto (Rodríguez-Ríos y Torres-Aguilera, 2009).

2.3.2.11. Conglomerado Halcones

Conglomerado polimíctico, en discordancia erosional y angular, con clastos y terrígenos de las unidades subyacentes presentes en el CVSLP, incluyendo bloques de hasta 60 cm (Torres-Hernández, 2009). Esta soportado por la matriz y, en algunos sitios, se observa clasto a clasto.

2.3.3. Geología estructural del Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito

Es un área relativamente elevada en la porción sur de la Mesa Central, caracterizada por geoformas volcánicas alargadas y domo en secuencias espaciales lineales, típicas de sitios con fallas normales de gran longitud (Xu et al., 2008). A grandes rasgos, está conformada por los sistemas de fallas San Luis Potosí, Escalerillas, Cabras, Carranco, Villa Aldama y el Graben de Bledos.

2.3.4. Litología del Domo Cerro Reina

2.3.4.1. Riolita San Miguelito

En términos generales, es una secuencia de rocas volcánicas de color gris claro de textura porfírica, con fenocristales de sanidina y cuarzo en una matriz desvitrificada con textura fluidal (Figura 7). Labarthe-Hernández (1992) la describe como un derrame lávico color gris claro, textura holo a microcristalina, porfírica de matriz afanítica casi desvitrificada con esferulitas, dando un aspecto moteado, y un 20% de fenocristales de 2 a 4 mm de sanidino ehedral y cuarzo subhedral a anhedral en las mismas dimensiones y proporciones. También presenta magnetita diseminada en la matriz, parcialmente alterada a hematita.

Muestra una textura fluidal y pliegues de flujo., En general, tiene una estructura columnar con algunas cavidades de cristalización en fase de vapor. Fue dividida en cuatro miembros: 1) Tefra basal, 2) Brecha de desintegración, 3) Riolita desvitrificada central y 4) Caparazón (Labarthe-Hernández, 1992).

Labarthe-Hernández et al. (1982), Aguillón Robles et al. (1994) y Torres-Hernández et al. (2014), determinaron una edad de 30 ± 1.5 Ma por el método K/Ar, colocándola en el Oligoceno Medio. Se ha propuesto que el emplazamiento de esta unidad estuvo asociado a un ambiente tectónico extensivo, registrado a finales del Oligoceno temprano en la parte Central de México (Tristán-González 1986; Aranda-Gómez et al., 1989).

Se ha mencionado que en algunos domos se ha encontrado mineralización económica de estaño (Burt et al., 1982). Además, dado el alto contenido de flúor en estas lavas, se ha considerado la posibilidad de encontrar cantidades anómalas de uranio, litio, plata, oro y otros elementos incompatibles (Burt y Sheridan, 1987).

C E N O Z O I C O	NEÓGENO	MIOCENO	Riolita Rincón Reina	(c) 21.10 ± 0.30 Ma	Lavas con fuerte foliación de flujo, fenocristales de sanidina y cuarzo. Se observan xenolitos basálticos hacia la zona fuente.	
			Aquitaniense	Basalto Cabras	(a) 22.21 ± 0.29 Ma (b) 21.93 ± 0.59 Ma	Lavas masivas porfíricas con texturas de flujo.
			Ignimbrita Panalillo	(a) 31.05 ± 0.37 Ma (b) 29.50 ± 2.30 Ma	Ignimbritas soldadas en bajo grado, con pomex del tamaño de cenizas y líticos abundantes.	
	OLIGOCENO	PALEÓGENO	CHATIANO	Basalto La Placa	(a) 30.13 ± 0.42 Ma (b) 30.47 ± 0.99 Ma	Basalto masivo con textura porfírica.
				Ignimbrita Cantera	(a) 32.10 ± 0.38 Ma (b) 32.50 ± 0.39 Ma	Ignimbritas altamente soldadas con presencia de <i>fiammes</i> , abundantes fenocristales y pobre en líticos.
				Riolita El Zapote	(a) 33.48 ± 0.43 Ma (b) 33.40 ± 0.68 Ma	Riolita masiva rosada con escasos fenocristales.
	OLIGOCENO	PALEÓGENO	RUPELIANO	Ignimbrita San José	(a) 33.95 ± 0.44 Ma (b) 34.09 ± 0.48 Ma	Ignimbrita de composición riolítica, medianamente soldada.
				Riolita San Miguelito	(a) 33.17 ± 0.67 Ma (b) 34.80 ± 5.30 Ma	Riolita masiva de color rosa claro, rica en fenocristales.

Figura 7. Columna estratigráfica conceptual con las unidades reportadas para el CVSSM.

2.3.4.2. Riolita Rincón Reina

Lavas riolíticas con foliación de flujo notable, que contine alrededor del 10% de fenocristales de cuarzo y sanidino (Torres-Hernández et al., 2014). Presenta xenolitos aislados de basalto (Rodríguez-Ríos y Torres-Aguilera, 2009). Esta unidad se ha agregado a la columna estratigráfica modificada de Torres-Sánchez et al. (2020) para este trabajo (Figura 7).

2.3.4.3. Conglomerado Halcones

Conglomerado polimíctico, en discordancia erosional y angular, con clastos y terrígenos de las unidades subyacentes presentes en el CVSLP, incluyendo bloques de hasta 60 cm (Torres-Hernández, 2014). Soportado por la matriz, en algunos sitios se observa clasto a clasto.

2.3.5. Conjunto de Domos El Tepetate

Hacia la región suroccidental del CVSSM, se encuentran un par de geoformas semicirculares, una mayor y otra menor contenida en la primera geoforma (Figura 2-8), aparentemente delineadas por un grupo de domos de composición mayormente riolítica.

El DCR, se encuentra en la porción sur de la geoforma semicircular menor cubriendo un área aproximada de km². Es de forma semicircular con un diámetro aproximado de 2.5 km y es el segundo menor en tamaño de los cinco domos que aquí se encuentran (Figura 8).

En el área de estudio se identificaron las unidades litológicas correspondientes a la Riolita San Miguelito y la Riolita Rincón Reina.

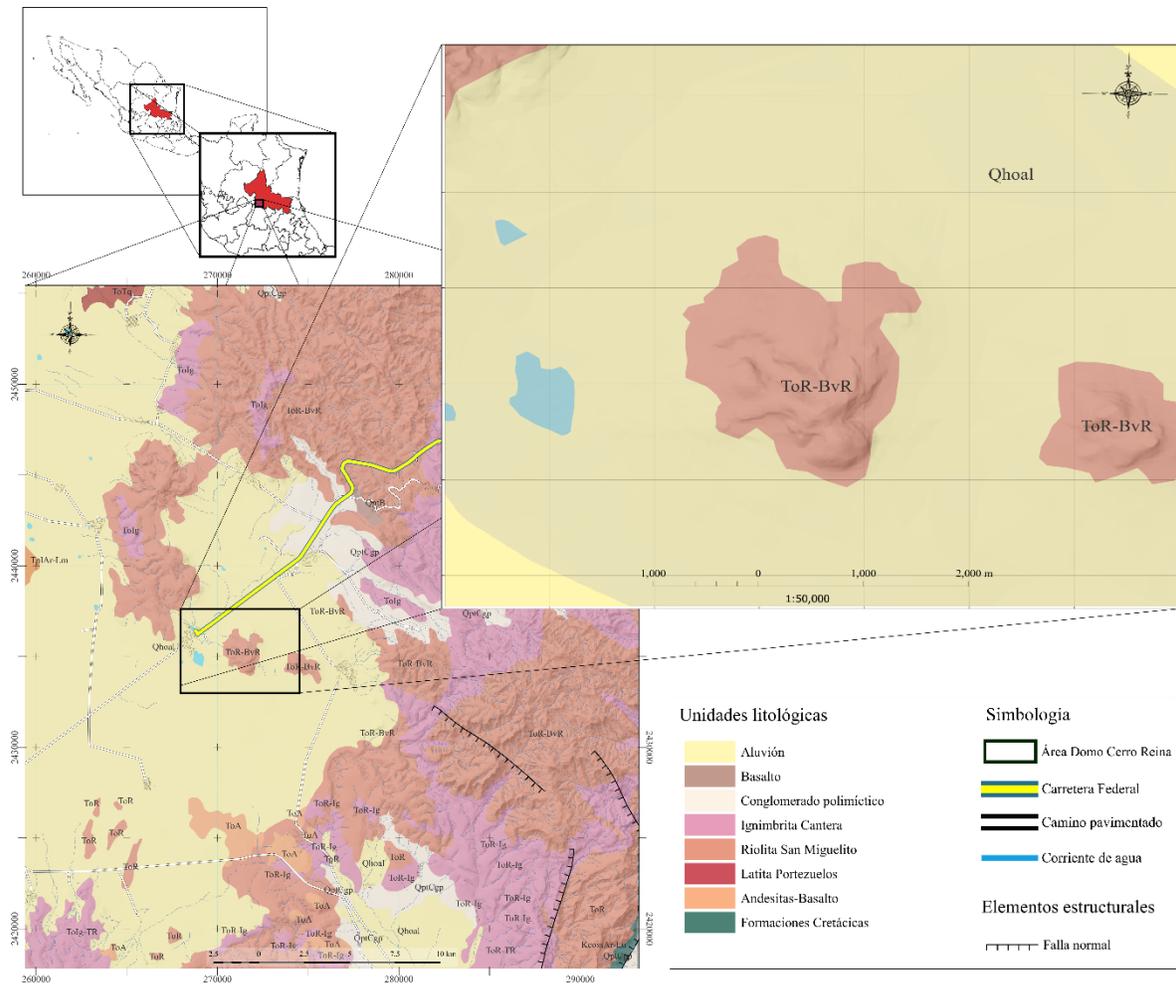


Figura 8. Mapa geológico general de la zona de domos El Tepetate, con ampliación al DCR.

2.3.5.1. Características del Domo Cerro Reina

En el DCR, la cubierta vítrea ya fue casi totalmente erosionada. Durante la campaña de campo, se ubicó una zona de vitrificado relacionada con el conducto alimentador del DCR, que presenta una foliación de flujo vertical y lavas totalmente desvitrificadas. Las lavas del DCR indican que el emplazamiento comenzó con la formación de una pequeña estructura semiesférica de lava, que progresivamente fue creciendo por la inyección del magma a través de la fuente (Figura 9).



Figura 9. Vista en planta de DCR con imagen satelital Landsat 8.

En la parte exterior de la estructura, debió formarse un caparazón de vidrio. Conforme crecía el volcán, se formó una autobrecha, en parte por la presión interna del magma que tendía a distender al caparazón, relativamente frágil, y en parte por la deformación causada por el movimiento pendiente abajo de la lava. Aparentemente, la cubierta superior ya fue erosionada en las dos estructuras estudiadas, ya que no se encontraron vestigios del caparazón vítreo. La porción inferior de la brecha posiblemente se encuentra sepultada bajo los mismos derrames de lava y/o cubierta por depósitos de talud en las márgenes del complejo de domos (Figura 8). La forma actual de los domos vecinos (Domo El Gato, Domo Cerro Silva) se debe, en parte, a la morfología inicial de las estructuras, que se relaciona con la velocidad de aporte de la lava y a sus características reológicas, las cuales están función de su composición, temperatura y contenido de volátiles.

Además, la topografía de la superficie sobre la que se formaron los domos también debió influir en su forma. Por último, la erosión modificó la estructura inicial, hasta darles su forma actual.

3. METODOLOGÍA

3.1. Etapa de gabinete

Se realizó una consulta y revisión de antecedentes bibliográficos a través de artículos de investigación, tesis académicas, folletos técnicos y libros especializados. Además, se obtención capas de información geográfica en formatos tanto vectorial como ráster de diversas plataformas digitales, tales como el Servicio Geológico Mexicano (SGM), el Instituto Nacional de Estadística y Geográfica (INEGI), la Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO), y las imágenes satelitales Landsat-9 (USGS). Toda esta información se utilizó para la elaboración de la cartografía de apoyo previa a la primera visita de campo, incluyendo: 1) mapa de acceso con una imagen satelital de base; 2) un modelo digital de elevación del terreno; 3) un mapa geológico y, 4) una carta gravimétrica.

3.2. Etapa de campo

Se realizó una visita al área de estudio para llevar a cabo una identificación detallada de las unidades litológicas. Se llevó a cabo un muestreo representativo y sistemático de los niveles de flujos presentes en el DCR, obteniendo lo necesario para realizar estudio petrográfico, de microsonda electrónica y de análisis para químicos de elementos mayores, traza y elementos de tierras raras (Figura 10).

3.3. Etapa de laboratorio

3.3.1. Petrografía

La preparación de las secciones delgadas de roca se llevó a cabo en el Laboratorio de petrografía de la División de Geociencias Aplicadas (DGA) del IPICYT. A continuación, se describen brevemente los procedimientos realizados.

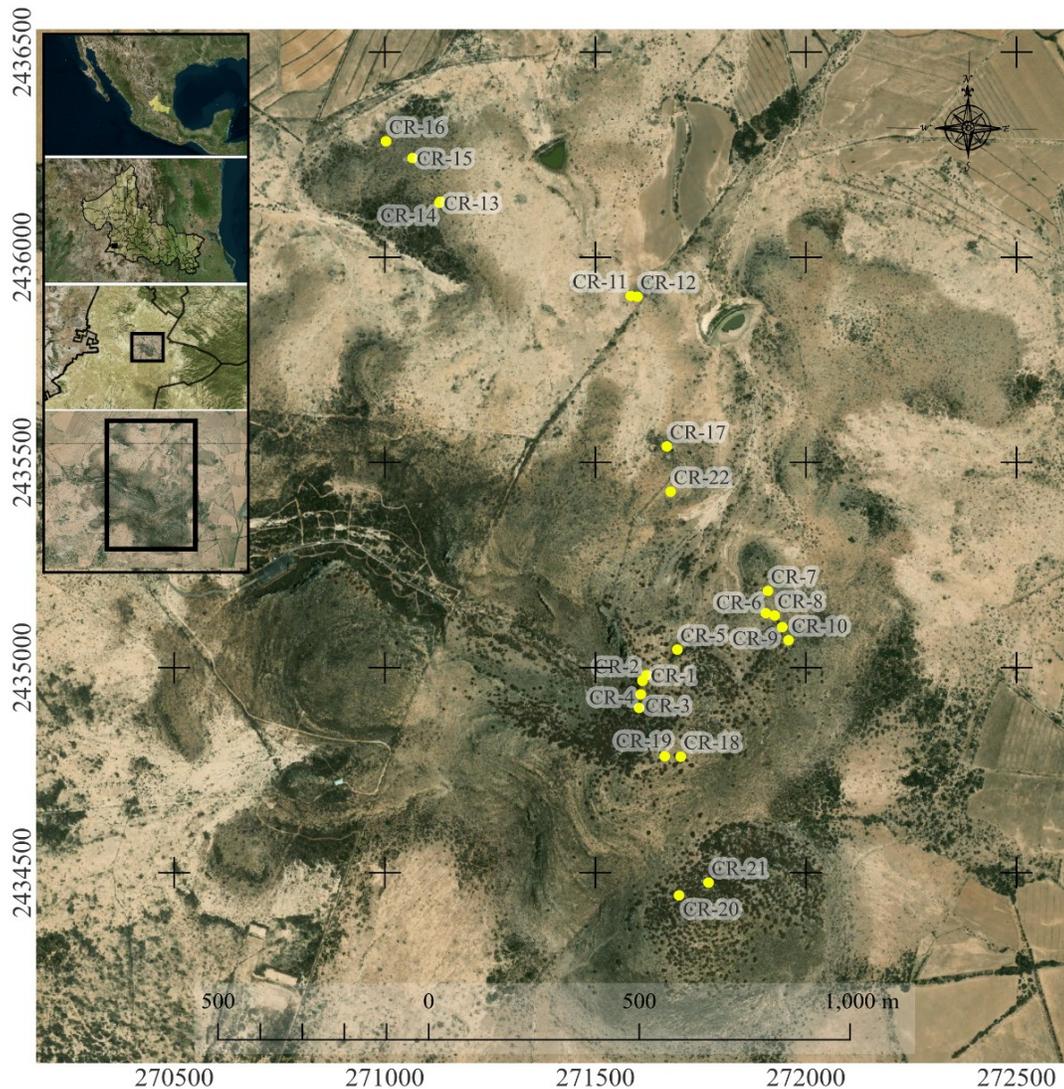


Figura 10. Localización de las muestras recolectadas durante la visita de reconocimiento al DCR.

3.3.1.1. Preparación de las muestras para petrografía

El procedimiento que se llevó a cabo para la elaboración de las secciones delgadas fue el siguiente:

1. Cortar del fragmento de la roca: Se cortó el fragmento de la roca con una sierra de disco diamantado para obtener prismas rectangulares de 4x2x3 cm.
2. Pulido Inicial: Se pulió la cara seleccionada con un disco metálico utilizando agua y polvo abrasivo de carburo de silicio de una granulometría de 200 μm .

3. Pulido Adicional: La nueva superficie se pulió en placas de vidrio mezclando agua y polvo abrasivo de distinta granulometría (400, 600, 800 y 1000 μm).

4. Pegado: La superficie previamente pulida se pegó un portaobjetos de vidrio con un agente cementante incoloro e isótropo.

5. Corte Final: Una vez pegado el cubo de roca en el portaobjetos se corta hasta obtener un espesor deseado de ~ 1 mm.

6. Pulido Final: Finalmente, la sección obtenida se pulió con polvo abrasivo hasta conseguir un espesor de entre 25-30 μm , verificando recurrentemente los colores de interferencia en la lámina delgada contra los colores de minerales base y/o índices presentes, como el cuarzo o plagioclasas, o a partir del índice de Michel-Levy.

3.3.1.2. Descripción en microscopio con luz polarizada de las distintas unidades litológicas en lámina delgada.

La petrografía al microscopio polarizado consistió en la descripción de 5 láminas delgadas, realizado en la Facultad de ingeniería, Área Ciencias de la Tierra, UASLP. El conteo de puntos generalmente consistirá en 700 puntos para las rocas volcánicas con el fin de obtener un porcentaje mineral modal válido y, con ello, su clasificación por asociación mineral dominante (Dorado, 2015).

El procedimiento para el análisis y conteo de puntos de las secciones delgadas es el siguiente:

1. Diseño de las dimensiones de la malla para el conteo de puntos de acuerdo con el tamaño de grano de la muestra (Dorado, 2015).
2. Descripción de los componentes minerales de la muestra, así como sus rasgos texturales y microestructurales.
3. Conteo y registro de los minerales modales, secundarios y matriz con un microscopio petrográfico Leica y un contador manual Leica adaptado.

3.3.2. Geoquímica

La selección de las muestras, el triturado y la molienda para los posteriores análisis geoquímicos se realizaron en el laboratorio de petrografía de la División de Geociencias Aplicadas del IPICYT.

3.3.2.1. Trituración y molienda

Se seleccionan las porciones más frescas de la roca, evitando las zonas de alteración que pudieran reducir la calidad del análisis geoquímico. En una trituradora Baldor Reliancer, se fragmenta la roca al tamaño de gravas de 0.5 mm a 1 cm de diámetro hasta obtener aproximadamente 300 gramos de muestra (Figura 11). La molienda se realizó en un molino Pulverisette 6 de ágata Fritsch, a 250 revoluciones durante 45 minutos, hasta alcanzar un tamaño de arcilla (~75-35 μm) o un tacto de talco (Figura 11).

3.3.2.2. Pérdida por ignición (LOI)

La pérdida por ignición o “*Loss on ignition*” (LOI), es la medida en peso porcentual obtenida por la pérdida del contenido de humedad y el material volátil contenido en los poros de la muestra al ser calentada en un horno. Para ello, se pesaron 3.5 gramos de muestra en una balanza analítica Sartorius con un error de ± 0.0001 gramos, y se calentaron las muestras en una mufla a 105°C durante 24 horas. Las muestras se dejaron enfriar durante dos horas adicionales y se repitió el pesado. Así se calcula la pérdida de agua:

$$\text{H}_2\text{O} = \left(\frac{\text{WS} - \text{DW}_{105^{\circ}\text{C}}}{\text{WS}} \right) \times 100$$

donde WS es el peso de la muestra secada al aire, y $\text{DW}_{105^{\circ}\text{C}}$ es el peso seco al ser calentada 105°C durante 24 horas. Posteriormente, se colocó 1 gramo de muestra en crisoles de porcelana y se llevaron nuevamente a la mufla a 950°C por dos horas. Las muestras se dejaron enfriar en un desecador por 2 horas para tomar la última

medición del peso de las muestras, lo que permitió comparar los volátiles perdidos entre la primera medición y la última medición. Así se calculó la pérdida por ignición a 950°C:

$$LOI_{950} = \left(\frac{DW_{105} - DW_{950}}{WS} \right) \times 100$$

donde LOI es el porcentaje de pérdida por ignición en 950°C y DW es el peso de la muestra después de ser calentada a 950°C.

El LOI es una métrica de confiable para la estimación del grado de alteración de una roca, con un valor de tolerancia menor al 3% para rocas volcánicas; valores mayores indican que la roca está alterada.



Figura 11. Proceso de corte y triturado de las muestras.

3.3.2.3. Preparación de pastillas para análisis FRX

Se pesaron 3 gr de muestra que fueron bien mezclados con 3 gramos de cera aglutinante (N, N'-Ethylene bis steramide) para posteriormente comprimirse en una prensa hidráulica a una presión de 177 kN o 18 toneladas durante 60 segundos (Figura 12).



Figura 12. Proceso para la obtención de las pastillas que se analizarán en el FRX.

3.3.2.4. Fluorescencia de Rayos-X (FRX)

La composición de elementos mayores se determinó a partir de Fluorescencia de rayos X (FRX) en el laboratorio LINAN (Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología), IPICYT. Se analizaron las pastillas con cera aglutinante o pellets correspondientes a cada una de las muestras, siguiendo los procedimientos y condiciones propuestas en Verma et al. (2018).

3.3.2.5. ICP-MS

Los elementos traza y de tierras raras (REEs) fueron medidos en el Instituto de Investigación de Zonas Desérticas de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, México, utilizando Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS) con el modelo iCAP de Thermo Scientific. Los procedimientos geoquímicos se realizaron siguientes consideraciones: se colocaron 100 mg de

cada muestra de roca pulverizada en un vaso de teflón de 50 mL, disolviéndolas en 10 mL de HF (aq.) al 48%. Esta solución se dejó evaporar hasta reducir el volumen a aproximadamente 1 mL. Posteriormente, se añaden 10 mL de HNO₃(aq.) ultrapuro (68%) y se dejó evaporar completamente, repitiendo este para eliminar completamente la sílice. Finalmente, se añadieron 10 mL de HCl (aq.) y se dejó evaporar nuevamente. El residuo de la digestión se trasladó a tubos Falcon de 50 mL para obtener resultados precisos en la medición de los elementos traza y REEs mediante ICP-MS (Verma et al., 2023).

4. RESULTADOS

En este apartado se presentan los resultados del análisis petrológico, petrográfico, mineralógico y de geoquímica de roca realizados en las muestras del DCR. Se llevaron a cabo campañas de campo dividiendo y abarcando el área de estudio en cuatro cuadrantes: NE, SE, SW y NW (Figura 10). Se realizó una descripción de la litología, texturas y estructuras sobresalientes de la geoforma ígnea.

Las unidades descritas en el área de estudio se clasificaron como rocas ígneas extrusivas de composición riolítica, con una textura porfídica predominante en los derrames de carácter efusivo. También se identificaron rocas de composición riolítica con texturas y estructuras típicas de rocas volcánicas explosivas, algunas con líticos volcánicos ligeramente soldados, clasificándola como una ignimbrita riolítica. Finalmente, una de las muestras se encontró en el campo de las traquidacitas.

4.1. Análisis petrográfico

Para el presente análisis, se describieron 6 láminas delgadas correspondientes a una selección de muestras que presentaron texturas petrológicas y resultados geoquímicos de interés o con características especiales. Se describió la composición mineral modal, las microestructuras y microtexturas principales de interés petrogenético de las láminas delgadas de las muestras CR-1 (Figura 13), CR-5, CR-11, CR-19, CR-20 (Figura 14) y una lámina delgada especial CR-X (Figura 15), justo en la interfaz entre el xenolito y la roca félsica del DCR. Esto se llevó a cabo a través de la descripción petrográfica a microscopio y un conteo modal de los minerales y características observadas en las rocas ígneas, detallado en la sección de Anexos.

De acuerdo con el análisis petrográfico de forma general se observaron: 1) Texturas porfídica y porfídica vítrea; 2) Matriz microcristalina de cuarzo con pequeños cristales de $Fk + Qz + Pl + Op \pm Bt$; 4) Textura de flujo en fenocristales; y un ensamblaje mineral de $Fk + Qz \pm Pl$, además de cantidades menores de óxidos y

minerales opacos, a continuación, se describen a detalle cada una de las litologías estudiadas:

4.1.1. Traquita

La muestra CR-01 corresponde a una traquita según la clasificación TAS (Le Bas et al., 1986) con una matriz microcristalina compuesta principalmente de cuarzo y feldespato potásico, mostrando texturas porfídicas con tendencia fluidal (Figura 13).

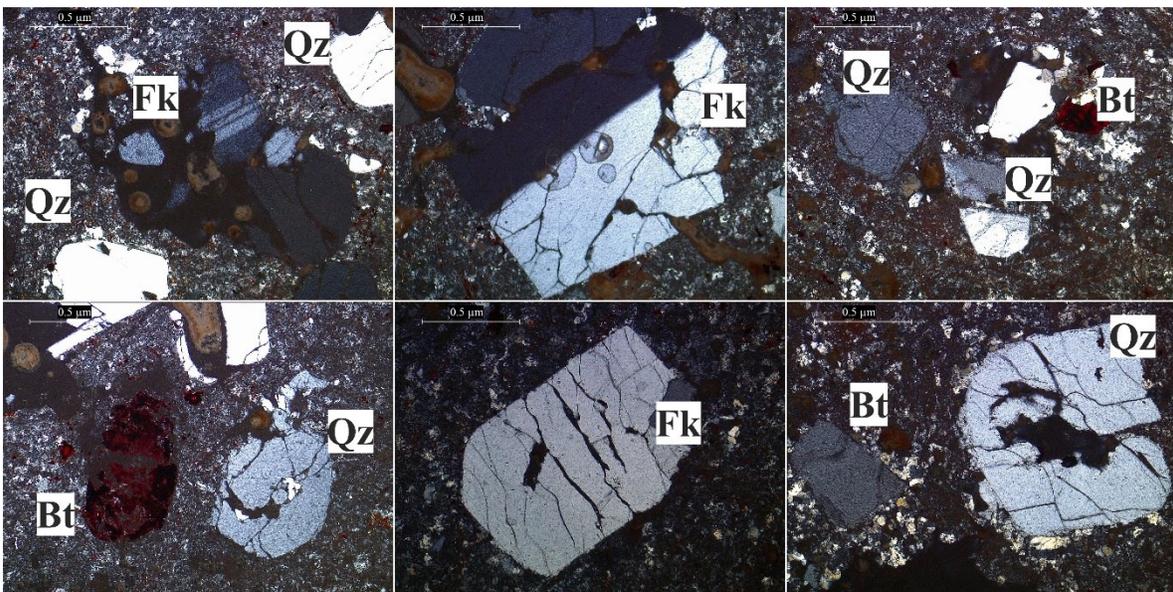


Figura 13. Microfotografías de la roca clasificada como traquita en el diagrama TAS.

El arreglo mineral se compone de:

- Feldespato potásico: Constituye cristales de aproximadamente 5 mm en su eje mayor. Estos cristales son subhedrales y presentan alteraciones a sericita en algunas zonas.
- Plagioclasas: Miden alrededor de ~2.5 mm, variando de subhedrales a anhedrales, y presentan maclas simples, polisintéticas y combinadas
- Cuarzo: Los cristales son subhedrales a anhedrales, alcanzando hasta 5 mm de longitud en su eje mayor. Se observan abundante engolfamiento, así como texturas de rápido enfriamiento, como contracción y bordes minerales.

- Biotita: Se encontraron cristales de aproximadamente 1 mm, anhedrales a subhedrales, muy oxidadas y alteradas a sericita.
- Minerales opacos y óxidos de hierro: Abundantes en la muestra.

4.1.2. Riolitas

Las muestras CR-02 a CR-22, corresponden a riolitas según la clasificación TAS (Le Bas et al., 1986), están localizadas desde la zona lobular hacia el área fuente del domo, presentan una textura porfírica con una matriz microcristalina compuesta principalmente de cuarzo (Figura 14). El arreglo mineral se compone de:

- Feldespato potásico (sanidina): Los cristales tiene un hábito tabular, variando de ehedrales a subhedrales, con tamaños entre los 0.5 mm y 5mm.
- Cuarzo: Los cristales son subhedrales, con tamaños de 0.5 mm – 1mm, Presentan texturas de contracción y flujo asociado a un rápido enfriamiento del flujo volcánico, desmezcla entre cuarzo y feldespato potásico, y recristalización-desvitrificación.
- Plagioclasa: Se encuentra en menores cantidades, de hábito tabular anhedral.
- Biotita: Se encontraron algunos cristales de aproximadamente 1 mm, anhedrales a subhedrales, muy oxidadas y alteradas a sericita.
- Minerales opacos y óxidos de hierro: Abundantes en la muestra.

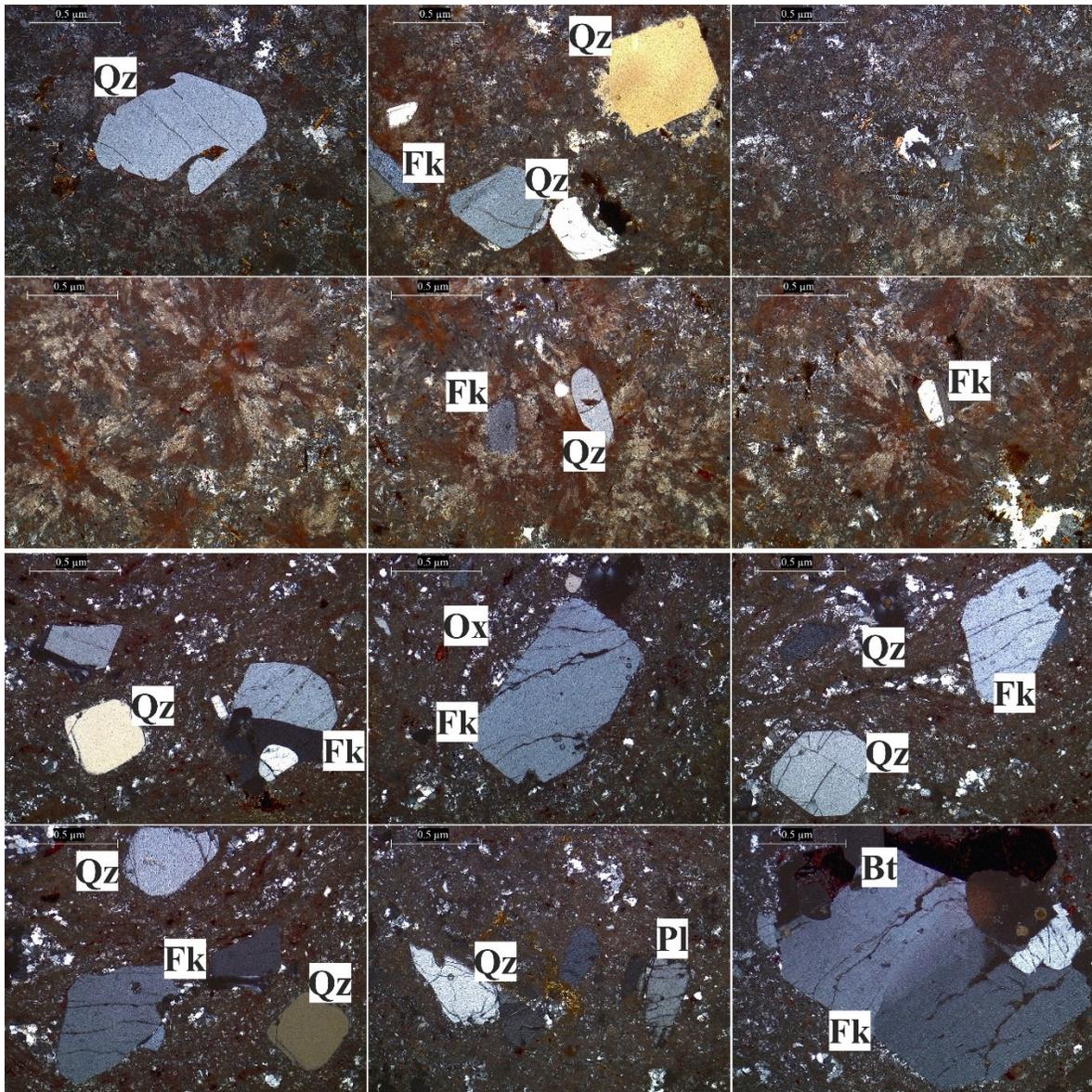


Figura 14. Microfotografía de las muestras a) CR-5; b) CR-11 y c) CR-19.

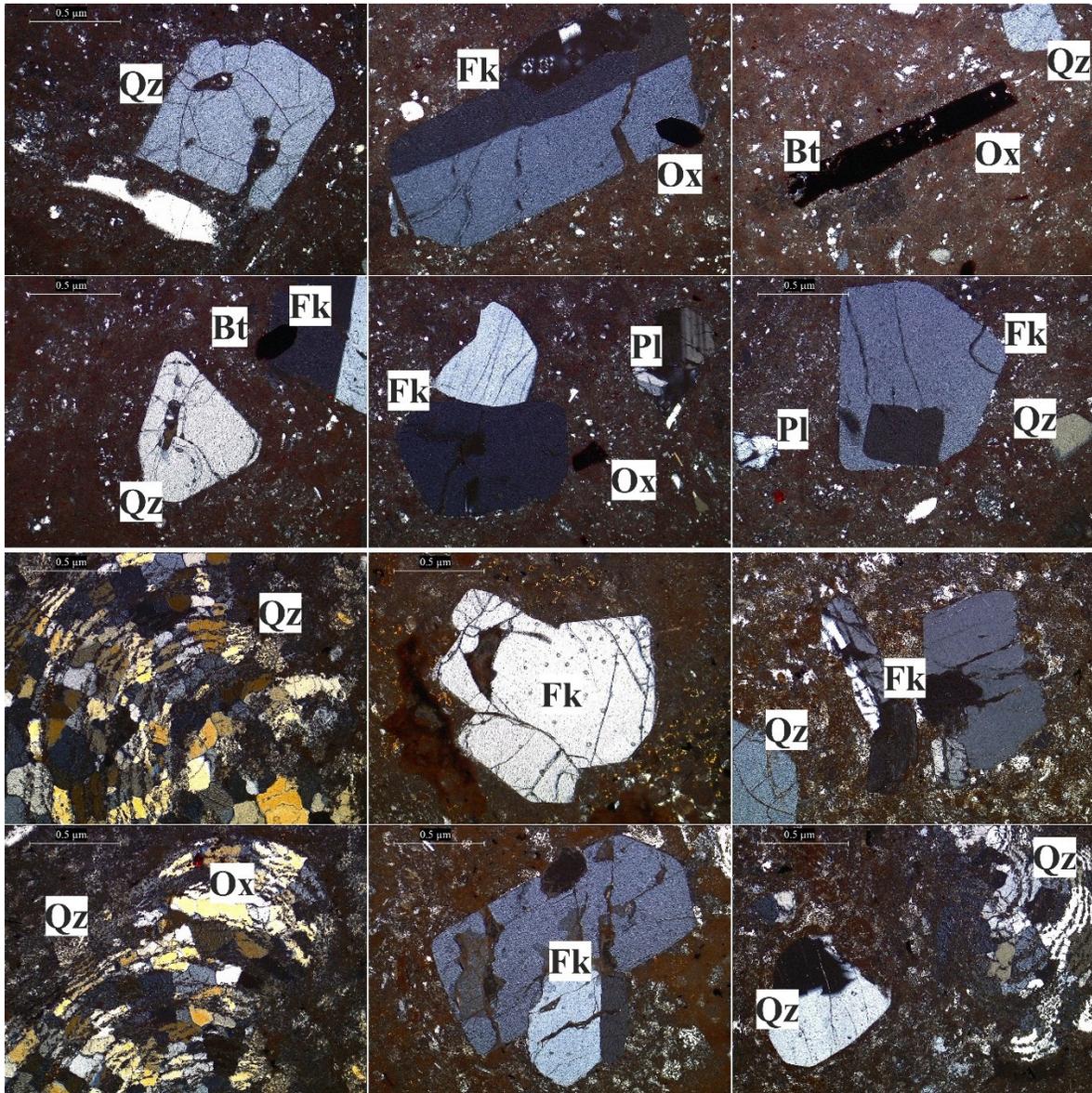


Figura 15. Microfotografías de la riolita CR-20 (arriba) y la muestra especial CR-X del contacto entre el xenolito y la roca félsica.

4.2. Análisis geoquímico

Se realizó una revisión de las características y comportamientos de los elementos que conforman las rocas ígneas del DCR. La geoquímica de elementos mayores traza y tierras raras en sistemas magmáticos nos permite entender los procesos que

ha formado la Tierra, así como el origen de estos según las características composicionales.

Los datos geoquímicos de las rocas que conforman la estructura del DCR fueron analizadas a través de software especializado; SINCLAS (Verma et al., 2002) para el cálculo de la norma CIPW, así como STATISTICA 10.0 y Python para el procesamiento y visualización de datos geoquímicos, obteniendo los siguientes resultados:

- a. Diagrama TAS (Total Alkalis-Silica): Utilizado para la clasificación de rocas ígnea volcánicas, con basado en el contenido de álcalis en la roca contra el contenido de sílice (Le Bas et al., 1986; Le Maitre et al., 1989).
- b. Norma CIPW (Cross Iddings Pirrson Washington): Calculada para minerales normativos presentes en las rocas.
- c. Diagramas de tierras raras normalizadas a condrita (Chondrite-normalized REEs): Basado en los valores de McDonough and Sun (1995), estos diagramas ayudan a entender la distribución de las tierras raras en las rocas.
- d. Diagrama de elementos traza normalizados a manto primitivo (Primitive mantle-normalized): También basado en McDonough and Sun (1995), este diagrama se utiliza para analizar la concentración de elementos traza en relación con un manto primitivo.

4.2.1.Elementos Mayores

Se reportan diez elementos para el análisis químico tradicional, enlistados como óxidos SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , Ca_2O , Na_2O , K_2O y P_2O_5 . La geoquímica de elementos mayores permite clasificar las rocas, construir diagramas de variación que ilustran las interrelaciones geoquímicas entre elementos, e inferir procesos geológicos. Además, se pueden realizar diagramas de fases que comparan las composiciones de las muestras contra límites experimentales bajo condiciones específicas, permitiendo hacer inferencias sobre las condiciones del fundido y la subsecuente historia de cristalización del fundido (Rollinson, 1993).

El diagrama TAS para la clasificación de rocas volcánicas (Le Maitre et al., 1989) puede ser inapropiado para rocas ricas en potasio y rocas altamente magnesianas. También debe evitar su uso en rocas volcánicas intemperizadas, alteradas o metamorfoseadas, ya que su contenido de álcalis se encontrará movilizado. Las rocas con signos de cristalización fraccionada también deberían ser evitadas. Los análisis son recalculados al 100% en una base libre de CO₂-H₂O. Este diagrama permite discriminar entre los dos grupos de series magmáticas: las series alcalinas y subalcalinas (toleíticas).

La norma CIPW, se basa enteramente en cálculos químicos normativos (Cross et al., 1903). La química de la roca es convertida a proporciones molares, dividiendo el peso porcentual (%) de los óxidos por su peso molecular.

4.2.1.1. Traquita

La muestra (CR-01) fue recolectada hacia las periferias del DCR, con intervalos composicionales en sus elementos mayores de SiO₂ = 68.72 %; TiO₂ = 0.18 %; Al₂O₃ = 20.26 %; Fe₂O₃ = 0.08%; FeO = 0.16 %; MnO = 0.04 %; MgO = 0.15 %; CaO = 0.61 %; Na₂O = 1.85 %; K₂O = 7.73 %; P₂O₅ = 0.22 %.

El valor en el contenido de álcalis de la traquita es Na₂O + K₂O = 9.57 %. Los valores CIPW normalizados reportan Q = 27.65 %; Or = 45.94 %; Ab = 15.72 %; An = 1.62 %; C = 8.32 %; Hy_(Mg) = 0.37%. Los valores de Mt = 0.12 %; Il = 0.34 %; Ap = 0.51 % y Mg# = 88.08 %.

4.2.1.2. Riolita

Las rocas clasificadas como riolitas del DCR reportaron rangos de SiO₂ = 70.93 - 75.56 %; TiO₂ = 0.18-0.21 %; Al₂O₃ = 13.74-18.40%; Fe₂O₃ = 0.28-0.46 %; FeO = 0.56-0.92 %; MnO = 0.01-0.04 %; MgO = 0.15-0.18 %; CaO = 0.23-0.58 %; Na₂O = 2.40-3.18%; K₂O = 5.67-7.21%; P₂O₅ = 0.04-0.16 %.

Tabla 2. Reporte del análisis geoquímico de elementos mayores.

Muestra	CR-01	CR-02	CR-03	CR-04	CR-05	CR-06	CR-07	CR-08	CR-09	CR-10	CR-11
Tipo de roca	Riolita										
Coordenadas	271622	271612	271608	271604	271695	271905	271910	271926	271944	271959	271584
UTM	2434982	2434968	2434935	2434902	2435044	2435133	2435187	2435127	2435099	2435067	2435906
SiO ₂	68.72	72.96	73.45	70.93	73.86	73.32	71.95	73.52	71.63	73.08	71.47
TiO ₂	0.18	0.20	0.20	0.21	0.21	0.20	0.19	0.20	0.20	0.21	0.19
Al ₂ O ₃	20.26	16.29	15.57	17.90	15.23	15.68	16.75	15.42	17.32	15.83	16.88
Fe ₂ O ₃	0.08	0.38	0.42	0.29	0.46	0.39	0.30	0.37	0.33	0.34	0.28
FeO	0.16	0.75	0.84	0.58	0.92	0.79	0.61	0.75	0.65	0.68	0.56
MnO	0.04	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	0.15	0.17	0.17	0.18	0.18	0.17	0.16	0.17	0.17	0.18	0.16
CaO	0.61	0.47	0.43	0.50	0.40	0.35	0.44	0.33	0.35	0.45	0.31
Na ₂ O	1.85	2.64	2.91	2.40	2.93	3.12	2.92	3.18	2.76	2.55	2.83
K ₂ O	7.73	6.04	5.90	6.83	5.76	5.90	6.58	5.99	6.44	6.52	7.21
P ₂ O ₃	0.22	0.08	0.07	0.16	0.04	0.05	0.07	0.05	0.14	0.14	0.10
LOI	2.11	1.63	1.64	1.67	1.50	1.40	1.40	1.10	1.71	1.37	0.63
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Norma CIPW											
Q	27.49	33.10	32.56	29.69	33.34	31.32	28.51	30.90	30.08	32.14	26.57
OR	45.67	35.67	34.85	40.34	34.03	34.84	38.90	35.41	38.04	38.55	42.63
AB	15.63	22.38	24.64	20.34	24.76	26.44	24.72	26.92	23.32	21.61	23.91
AN	1.61	1.79	1.64	1.46	1.68	1.46	1.74	1.33	0.82	1.31	0.88
C	8.27	4.75	3.80	6.02	3.56	3.63	4.19	3.21	5.52	4.09	4.10
HY	0.37	1.18	1.34	0.96	1.45	1.25	0.98	1.19	1.05	1.09	0.91

Muestra	CR-12	CR-13	CR-14	CR-15	CR-16	CR-17	CR-18	CR-19	CR-20	CR-21	CR-22
Tipo de roca	Riolita										
Coordenadas	271600	271130	271132	271066	271003	271670	271703	271665	271699	271691	271679
UTM	2435904	2436133	2436136	2436242	2436283	2435539	2434783	2434784	2434445	2434476	2435429
SiO ₂	75.61	71.21	73.35	73.83	73.12	72.38	72.05	72.89	75.49	71.26	74.11
TiO ₂	0.18	0.20	0.19	0.19	0.20	0.19	0.20	0.21	0.21	0.19	0.19
Al ₂ O ₃	13.77	16.72	15.10	15.37	15.42	16.40	16.66	16.05	13.74	18.40	15.01
Fe ₂ O ₃	0.30	0.34	0.33	0.32	0.40	0.35	0.34	0.44	0.40	0.29	0.34
FeO	0.60	0.67	0.66	0.65	0.80	0.70	0.68	0.88	0.79	0.58	0.67
MnO	0.01	0.04	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.04	0.02
MgO	0.15	0.17	0.16	0.16	0.17	0.16	0.17	0.18	0.18	0.16	0.16
CaO	0.49	0.45	0.36	0.39	0.32	0.23	0.58	0.49	0.45	0.42	0.27
Na ₂ O	2.58	3.10	3.09	2.74	2.95	2.68	2.66	2.83	3.00	2.55	2.86
K ₂ O	6.22	7.02	6.64	6.25	6.54	6.82	6.56	5.96	5.67	6.01	6.30
P ₂ O ₃	0.08	0.09	0.08	0.09	0.07	0.08	0.09	0.06	0.04	0.10	0.06
LOI	0.98	0.66	0.72	0.65	0.61	0.84	1.20	1.61	1.35	2.04	2.00
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Norma CIPW											
Q	35.53	25.01	28.90	32.83	29.84	29.85	29.91	32.08	34.87	32.29	32.40
OR	36.76	41.46	39.23	36.93	38.62	40.33	38.79	35.22	33.48	35.53	37.22
QB	21.80	26.27	26.15	23.22	24.97	22.67	22.48	23.92	25.40	21.56	24.20
QN	1.87	1.67	1.24	1.38	1.09	0.61	2.31	2.02	1.93	1.46	0.98
C	2.12	3.41	2.38	3.58	3.09	4.38	4.33	4.21	1.97	7.16	3.13
HY	0.96	1.11	1.07	1.03	1.26	1.11	1.09	1.37	1.28	0.98	1.08

El contenido de álcalis reporta un valor promedio de 8.75 %, con un intervalo $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.07\text{-}10.40\%$. Los valores CIPW normalizados se establecen en $\text{Q} = 25.00\text{-}35.53\%$; $\text{Or} = 33.41\text{-}42.67\%$; $\text{Ab} = 20.38\text{-}26.88\%$; $\text{An} = 0.61\text{-}2.31\%$; $\text{C} = 1.96\text{-}7.16\%$; $\text{Hy}_{(\text{Mg})} = 0.37\text{-}0.45\%$ y $\text{Hy}_{(\text{Fe})} = 0.51\text{-}1.00\%$. Los valores de $\text{Mt} = 0.41\text{-}0.66\%$; $\text{Il} = 0.34\text{-}0.40\%$; $\text{Ap} = 0.10\text{-}0.37\%$ y $\text{Mg\#} = 60.89\text{-}71.06\%$.

4.2.1.3. Clasificación del magma: Total Alkalís-Silica (TAS)

Los elementos mayores obtenidos a partir de FRX fueron ajustados y graficados en el software STATISTICA sobre el diagrama TAS (Figura 16) (Total Alkalís vs Silica, Le Bas et al., 1986). La composición de las rocas en su mayoría es riolítica, con 21 muestras ubicadas en este campo TAS, a excepción de una muestra tomada a las periferias, en los lóbulos externos del domo, que corresponde a una traquita. Cabe mencionar que, según la clasificación obtenida por el software STATISTICA y

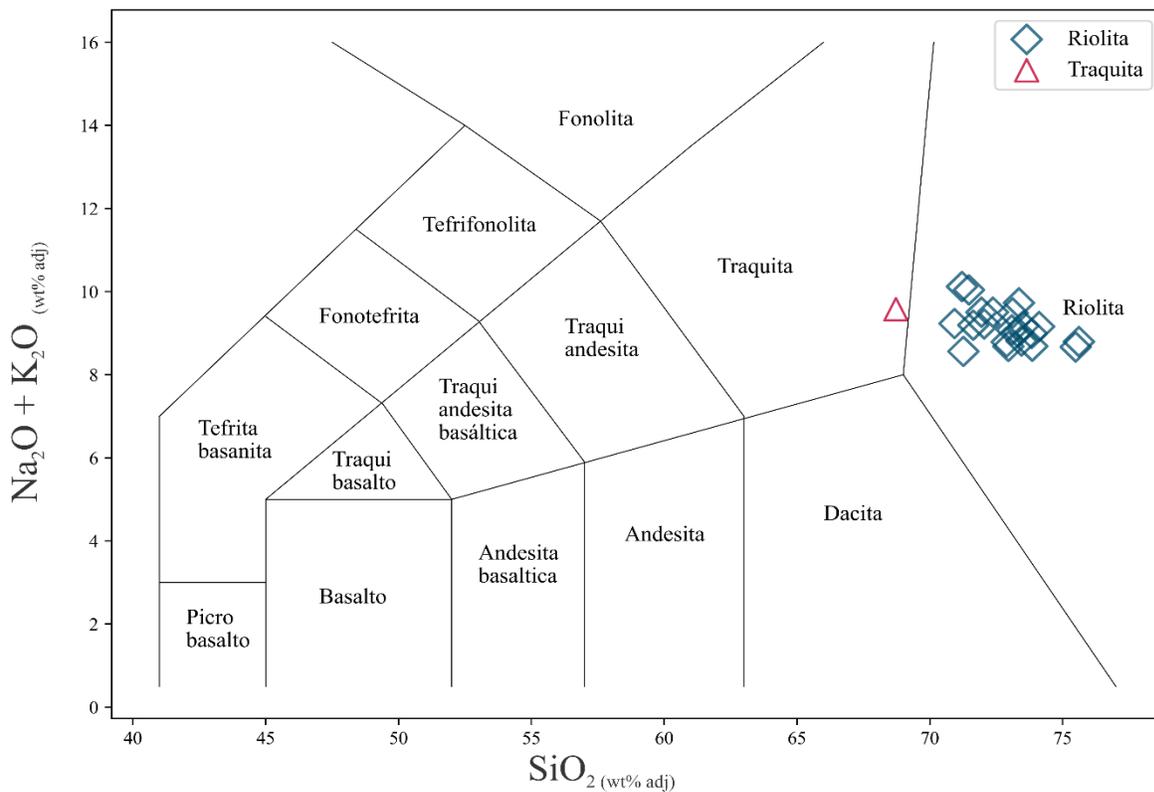


Figura 16. Diagrama TAS para la clasificación de rocas volcánicas (Le Bas et al., 1986).

siguiendo la metodología de Verma et al. (2002), la traquita fue clasificada como una traquidacita.

4.2.1.4. Diagrama A/NK vs A/CNK

El diagrama compara la razón molar de las relaciones entre Al_2O_3 , Ca_2O , Na_2O , K_2O en un índice de saturación de alúmina (Figura 17) para clasificar las rocas plutónicas y volcánicas como peraluminosas, metaluminosas o peralcalinas, utilizando el índice de saturación de alúmina ($\text{A/CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3 / [\text{Ca}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$) vs. el índice de saturación de álcalis ($\text{A/NK} = \text{Al}_2\text{O}_3 / [\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$) (Shand, 1943).

Esta clasificación proporciona los primeros indicios del ambiente tectónico en el que se formaron las rocas. Las rocas peraluminosas son características de ambientes compresionales, mientras que las rocas peralcalinas son típicas de ambientes

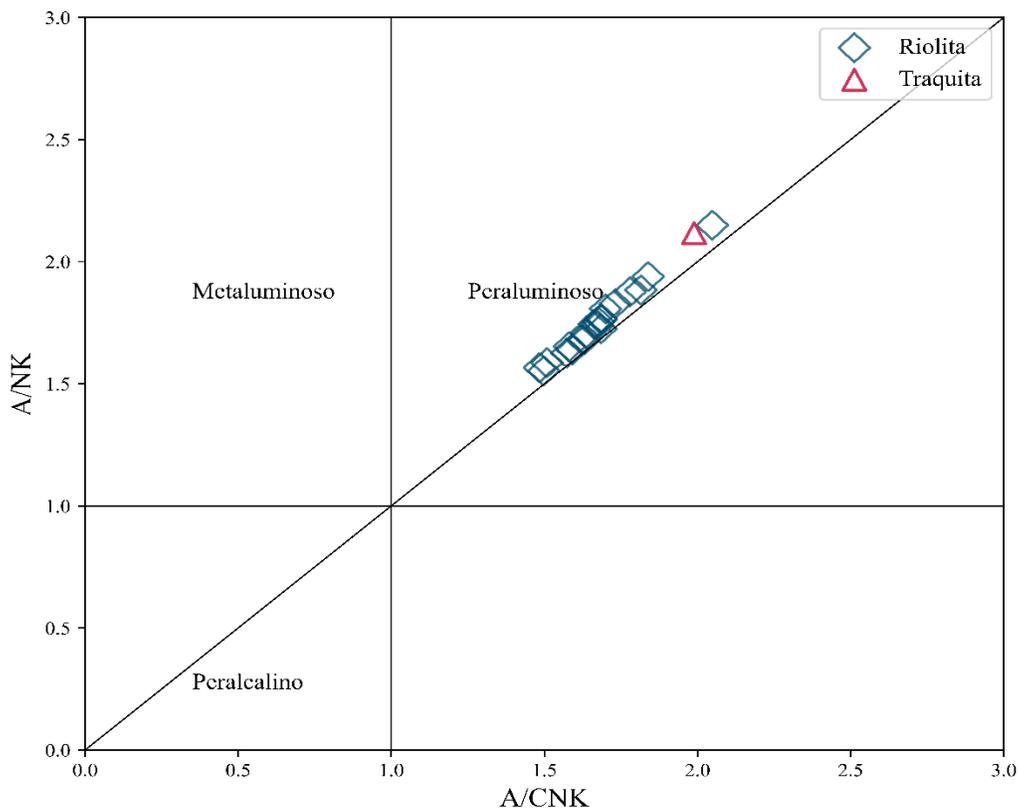


Figura 17. Diagrama A/CNK vs A/NK para la clasificación de rocas por su contenido de álcalis-alúmina (Shand, 1943).

extensionales. Finalmente, las rocas metaluminosas pueden provenir de ambas configuraciones (Petro et al., 1979).

Las rocas félsicas que conforman al DCR tienen una relación A/NK de ~ 1.7 , y A/CNK de ~ 1.8 , clasificándose como totalmente peraluminosas. Las rocas recolectadas en las periferias de DCR muestran una tendencia más peraluminosa (Figura 17), Esta afinidad que se asocia a rocas con firmas geoquímicas de tectónica compresional (Petro et al., 1979), lo cual coincide con el volcanismo de tipo intraplaca reportado en distintas regiones de la SMOc para el Cenozoico medio.

4.2.1.5. Diagrama K_2O vs SiO_2

Para clasificar las riolitas respecto a su contenido en potasio molar, se utilizó el diagrama K_2O vs SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976) (Figura 18), como medida de la

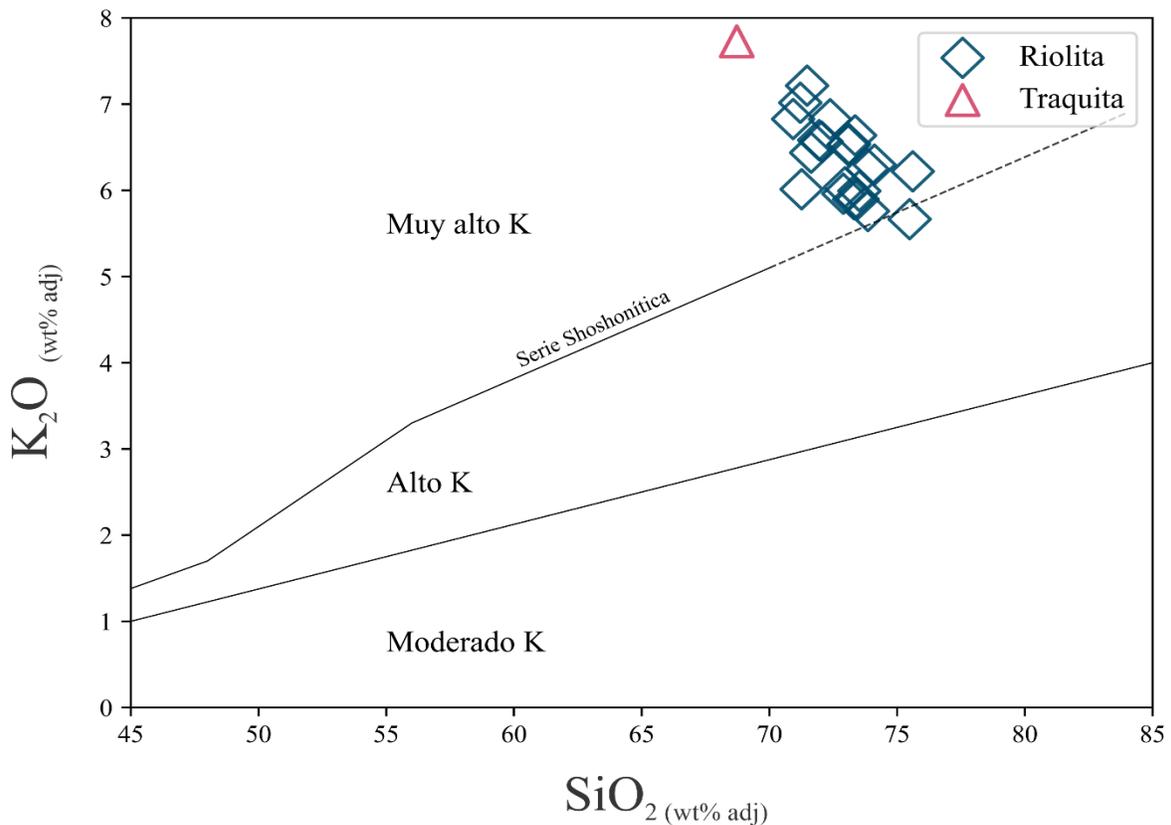


Figura 18. Diagrama de SiO_2 vs K_2O , el contenido de potasio es un indicador de evolución magmática. Se modificó para observar las muestras con contenidos anómalos de potasio (Peccerillo y Taylor et al., 1976).

evolución magmática en las rocas del DCR, relacionada a procesos de diferenciación magmática.

Las rocas del DCR se clasificaron como riolitas con un contenido muy alto en potasio. El peso porcentual de K_2O se encuentra el rango de 5.67 - 7.73 %, con valor promedio de 6.40 %. Se aprecia que, a mayor contenido de K_2O , menor cantidad de SiO_2 .

4.2.1.6. Diagramas de variación de Harker

Los diagramas de variación de Harker permiten identificar correlaciones negativas con respecto al contenido de sílice para los óxidos, excepto para el sodio y el potasio, que muestran correlaciones positivas (Figura 19).

Al graficar los óxidos de Al_2O_3 , CaO , MgO y K_2O contra el contenido de sílice de las rocas del DCR, con valor promedio de 72.74 %, se aprecia una afinidad hacia rocas muy félsicas. Las tendencias negativas en los diagramas de SiO_2 contra K_2O , CaO , Al_2O_3 y MgO reflejan una evolución magmática muy avanzada (Figura 19).

Se aprecia un empobrecimiento de TiO_2 y P_2O_5 asociado a diferenciación magmática (cristalización fraccionada) e incremento en el contenido de sílice, además, que el diagrama de TiO_2 muestra una tendencia ligeramente positiva.

4.2.1.7. Síntesis del comportamiento de los elementos mayores

El contenido de SiO_2 en las rocas del DCR está en el intervalo 68.71-75.56 %, lo que indica una evolución magmática avanzada. El contenido de TiO_2 y P_2O_5 es muy bajo, mostrando una marcada anomalía negativa en el diagrama de multielementos normalizado a manto primitivo, lo cual se atribuye a procesos de diferenciación magmática.

Se observa un enriquecimiento de álcalis totales acompañando al elevado contenido de SiO_2 . Esto se explica por la influencia de procesos de cristalización fraccionada, donde la cristalización temprana de minerales ferromagnesianos y

plagioclasas cálcicas retira estos elementos del magma, dejando un residuo enriquecido en sílice y álcalis.

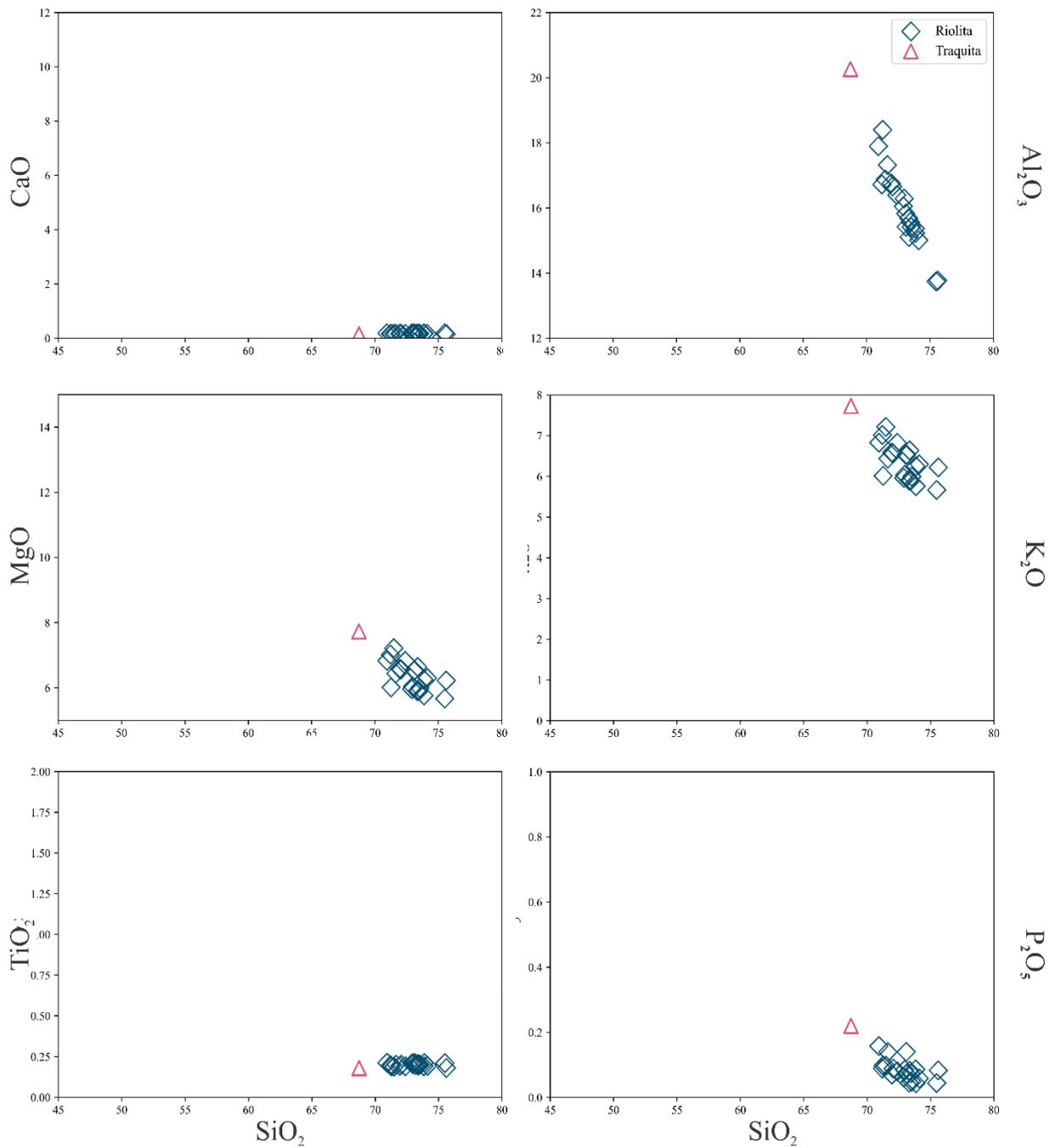


Figura 19. Diagramas de variación de Harker.

El enriquecimiento de K_2O y Na_2O se debe a la cristalización de feldespatos potásicos (microclina y otrosa), y la cristalización fraccionada de plagioclasas que varían de cálcico a sódicas durante las últimas etapas del enfriamiento de un magma.

Considerando la compleja evolución tectónica reportada para el área de estudio, se propone que las características de las rocas félsicas del DCR se deben a la influencia de dos ambientes tectónicos principales: primero, la tectónica extensional del centro de México durante el Oligoceno; y segundo, una tectónica compresional asociada al volcanismo intraplaca por subducción de la placa del Pacífico Mexicano.

4.2.2. Elementos traza y de tierras raras

Se analiza el contenido de elementos litófilos de ion grande (Large Ion Lithophile Elements, LILE) como el Rb, Cs, Sr y Ba. Estos elementos conforman la fracción de iones con tamaños lo suficientemente grandes para no entrar en las redes cristalinas de los minerales, acumulándose en la fase fundida fluida durante la fusión y en el líquido residual durante el proceso de cristalización. Por ello, se les denomina elementos incompatibles y, por tanto, son abundantes en la corteza, acumulándose de las numerosas fusiones parciales del manto a lo largo de su historia.

Además, se analizan elementos de alto potencial iónico (High Field Strength Elements, HFSE) como el Zr, Hf, Nb, Ta. Estos elementos se caracterizan por tener una elevada carga iónica y un radio iónico relativamente pequeño que podría sustituir a otros elementos de las redes cristalinas en minerales magmáticos tempranos. Sin embargo, la elevada carga iónica que poseen rompe el balance de cargas, por lo que no sustituyen significativamente. El Hf y Zr son moderadamente incompatibles, mientras que el Nb y Ta se clasifican como altamente incompatibles.

Tabla 3. Reporte del análisis geoquímico de elementos menores, parte 1.

Muestra	CR-01	CR-02	CR-03	CR-04	CR-05	CR-06	CR-07	CR-08	CR-09	CR-10	CR-11
Roca (TAS)	Traquita	Riolita									
Coordenadas	271622	271612	271608	271604	271695	271905	271910	271926	271944	271959	271584
UTM	2434982	2434968	2434935	2434902	2435044	2435133	2435187	2435127	2435099	2435067	2435906
La	4.124	12.503	7.539	45.023	3.906	2.498	3.018	2.679	24.723	24.020	3.022
Ce	16.902	26.020	17.098	97.503	13.438	13.428	11.192	16.824	28.999	54.423	7.052
Pr	1.214	3.158	1.626	14.477	0.728	0.436	0.540	0.468	11.243	8.136	0.597
Nd	4.911	12.574	5.295	66.944	2.373	1.277	1.687	1.365	53.019	37.505	1.784
Sm	1.939	4.771	2.358	21.931	0.810	0.717	0.758	0.639	17.912	13.068	0.716
Eu	0.145	0.299	0.319	0.555	0.147	0.138	0.135	0.141	0.317	0.321	0.156
Gd	2.070	5.572	2.960	29.486	0.892	1.071	0.955	0.796	19.163	17.268	0.758
Tb	0.481	1.335	0.786	5.438	0.232	0.344	0.282	0.245	3.241	3.282	0.218
Dy	2.927	9.547	4.989	33.682	1.333	2.405	1.793	1.500	18.766	20.607	1.092
Ho	0.613	2.056	1.156	7.071	0.314	0.549	0.401	0.343	3.744	4.360	0.264
Er	1.793	5.841	3.465	19.997	0.904	1.659	1.162	0.992	10.259	12.339	0.696
Tm	0.380	1.121	0.800	3.130	0.239	0.373	0.280	0.262	1.512	1.922	0.229
Yb	2.147	6.685	4.306	17.503	1.163	1.992	1.393	1.255	8.602	10.713	0.864
Lu	0.367	0.992	0.791	2.499	0.223	0.338	0.253	0.238	1.288	1.729	0.205
Ba	44.733	37.342	11.422	31.967	3.440	2.923	11.896	4.543	7.089	8.299	10.001
Be	2.187	3.575	5.187	5.338	2.437	2.555	2.411	2.221	2.006	1.938	2.664
Co	0.168	0.307	0.282	0.763	0.122	0.150	0.122	0.146	0.160	0.298	0.165
Cr	8.735	2.431	2.579	2.860	1.301	1.344	1.294	1.155	1.101	2.427	2.653
Cs	1.798	4.537	5.451	4.228	1.973	2.184	2.222	2.371	2.212	2.064	1.609
Cu	4.204	12.316	21.162	10.303	12.765	8.860	4.605	10.368	3.411	5.571	16.462
Ga	9.437	21.528	28.115	25.246	11.604	11.193	10.339	10.617	11.385	11.359	10.789
Hf	1.918	4.673	5.012	3.176	1.830	1.481	2.127	1.476	1.592	1.460	2.626
Li	13.481	26.321	48.173	32.883	15.363	17.059	15.777	13.941	12.862	11.656	14.409
Mn	11.058	28.688	29.860	72.635	28.660	35.538	34.270	33.084	29.634	31.292	23.208
Nb	34.552	79.389	104.756	70.489	41.504	37.423	30.492	40.489	32.792	27.721	39.946
Ni	1.952	13.301	0.066	0.103	0.585	0.261	1.642	0.831	0.459	0.103	0.721
Pb	18.286	70.548	82.817	58.805	44.656	40.361	26.232	35.633	26.556	30.644	55.327
Rb	86.507	202.332	266.745	202.435	103.789	104.558	100.656	104.657	97.153	93.575	114.861
Sb	0.268	0.887	0.963	0.836	0.652	0.552	0.433	0.578	0.596	0.512	0.931
Sc	0.194	0.567	0.427	1.183	0.199	0.259	0.255	0.176	0.292	0.493	0.109
Sr	6.881	7.320	7.608	7.137	2.021	1.958	3.172	1.893	2.140	2.685	1.886
Ta	48.521	118.806	159.894	103.953	47.373	38.015	31.792	54.456	44.748	36.768	63.761
Th	13.991	30.019	28.683	33.229	13.512	16.321	12.249	12.598	21.527	16.207	10.903
Ti	0.486	0.927	0.988	1.008	0.523	0.473	0.457	0.469	0.486	0.459	0.697
U	2.267	6.329	7.894	6.182	2.170	1.887	1.711	1.357	2.614	2.929	2.271
V	1.323	2.487	2.792	5.344	1.171	2.131	1.907	1.589	2.299	2.689	1.742
Y	10.973	38.764	22.895	163.396	5.986	10.892	7.517	6.153	74.459	99.856	4.857
Zn	27.606	128.292	97.203	63.401	36.695	22.636	18.917	18.155	18.784	22.577	38.461
Zr	21.438	53.674	51.911	44.365	20.219	16.721	20.817	16.066	18.403	18.412	27.842
(La/Yb) _{cn}	1.305	1.271	1.189	1.747	2.281	0.852	1.472	1.450	1.953	1.523	2.378
(La/Sm) _{cn}	1.328	1.637	1.996	1.282	3.011	2.177	2.487	2.619	0.862	1.148	2.636
(Gd/Yb) _{cn}	0.780	0.674	0.556	1.363	0.621	0.435	0.555	0.513	1.802	1.304	0.710
(La/Yb) _{pm}	1.307	1.273	1.192	1.751	2.285	0.853	1.474	1.452	1.956	1.526	2.382
(La/Sm) _{pm}	1.333	1.642	2.003	1.286	3.021	2.184	2.496	2.628	0.865	1.152	2.645
(Gd/Yb) _{pm}	0.782	0.676	0.557	1.366	0.622	0.436	0.556	0.514	1.806	1.307	0.712
(Eu/Eu*) _{pm}	0.220	0.176	0.368	0.067	0.526	0.480	0.485	0.603	0.052	0.065	0.641
(Nb/Nb*) _{pm}	7.676	9.289	22.885	2.769	18.504	25.422	13.783	24.516	2.441	2.112	18.874
(Ta/Ta*) _{pm}	199.573	257.359	646.678	75.603	391.004	478.093	266.050	610.461	61.664	51.857	557.736

Tabla 4. Reporte del análisis geoquímico de elementos menores, parte 2

Muestra	CR-12	CR-13	CR-14	CR-15	CR-16	CR-17	CR-18	CR-19	CR-20	CR-21	CR-22
Roca (TAS)	Riolita										
Coordenadas	271600	271130	271132	271066	271003	271670	271703	271665	271699	271691	271679
UTM	2435904	2436133	2436136	2436242	2436283	2435539	2434783	2434784	2434445	2434476	2435429
La	4.782	18.204	6.732	4.878	3.874	2.688	4.868	2.861	3.407	2.859	3.252
Ce	12.548	32.736	17.146	10.874	13.630	6.343	10.003	6.799	9.035	7.098	7.688
Pr	1.429	4.127	1.693	1.339	1.116	0.484	1.245	0.755	0.956	0.494	0.665
Nd	5.941	14.544	6.528	5.405	4.322	1.307	4.960	3.084	4.013	1.286	1.973
Sm	2.349	3.723	2.587	2.322	2.047	0.569	2.181	1.825	2.168	0.727	0.901
Eu	0.151	0.267	0.202	0.176	0.204	0.184	0.219	0.200	0.237	0.225	0.241
Gd	2.749	3.878	2.992	2.888	2.545	0.577	2.581	2.619	2.716	0.904	0.921
Tb	0.635	0.870	0.751	0.677	0.661	0.193	0.662	0.717	0.719	0.313	0.287
Dy	4.253	5.063	4.653	4.159	4.214	0.843	4.215	4.757	4.571	1.668	1.362
Ho	0.905	1.078	1.025	0.891	0.930	0.224	0.980	1.045	1.056	0.417	0.342
Er	2.702	3.315	2.954	2.694	2.682	0.571	2.861	3.032	3.090	1.140	0.883
Tm	0.502	0.588	0.585	0.528	0.580	0.241	0.644	0.631	0.646	0.372	0.328
Yb	2.765	2.972	2.953	2.632	2.956	0.830	3.703	3.393	3.164	1.447	1.170
Lu	0.464	0.530	0.516	0.482	0.535	0.220	0.684	0.610	0.583	0.339	0.299
Ba	123.955	41.219	14.776	5.397	3.445	3.720	8.192	8.966	7.461	82.741	4.269
Be	1.634	2.576	2.247	1.941	1.885	2.329	1.625	1.218	1.428	1.656	2.036
Co	0.158	0.647	0.228	0.161	0.168	0.239	0.240	0.223	0.270	0.220	0.241
Cr	1.876	1.835	1.667	2.085	1.973	16.507	16.993	14.200	17.973	7.264	5.976
Cs	1.512	1.530	1.458	1.322	1.506	1.750	2.320	5.581	2.127	2.250	1.407
Cu	2.260	0.386	0.483	0.982	0.789	5.613	5.446	5.074	5.568	2.581	1.673
Ga	7.849	10.715	9.677	9.341	9.997	10.027	8.825	8.291	9.346	9.205	9.620
Hf	2.509	2.738	2.323	2.880	3.010	2.642	2.314	1.975	3.483	3.369	2.302
Li	5.912	12.832	12.513	8.164	9.866	12.154	9.873	4.639	7.733	9.595	11.700
Mn	18.205	52.779	28.082	16.645	22.159	21.471	10.527	12.369	8.482	11.623	25.561
Nb	29.237	34.298	31.123	35.204	38.282	38.510	32.584	30.532	25.192	34.787	34.400
Ni	0.421	0.911	1.270	1.283	1.517	2.049	2.264	1.886	2.459	0.398	0.668
Pb	20.219	23.076	19.021	20.181	21.752	21.480	19.789	20.745	21.032	20.765	19.766
Rb	76.932	100.009	96.479	90.930	100.085	106.271	85.617	80.651	93.363	94.799	104.313
Sb	0.397	0.389	0.408	0.447	0.448	0.430	0.396	0.379	0.501	0.496	0.469
Sc	0.152	0.213	0.148	0.115	0.156	0.089	0.169	0.198	0.180	0.139	0.059
Sr	5.216	2.581	2.621	1.700	1.172	1.334	3.120	3.038	2.807	4.307	1.847
Ta	46.334	39.289	34.240	55.133	57.500	64.130	51.866	44.783	26.148	56.050	49.968
Th	10.363	17.685	17.589	12.933	14.602	6.549	14.958	14.041	15.500	13.785	12.155
Ti	0.507	0.757	0.508	0.653	0.879	0.767	0.593	0.496	0.687	0.720	0.732
U	2.486	2.785	2.267	3.381	2.953	2.097	3.223	2.735	2.731	2.171	2.227
V	4.287	3.687	3.793	4.221	4.310	2.120	1.899	1.784	2.512	2.432	2.371
Y	18.347	25.178	20.210	19.231	17.938	3.581	15.840	19.159	18.739	4.568	7.480
Zn	16.114	12.947	11.726	23.594	14.015	14.983	18.540	24.629	17.390	16.882	11.690
Zr	23.854	34.347	24.217	29.930	31.357	25.197	21.689	20.209	30.411	27.355	20.023
(La/Yb) _{cn}	1.175	4.161	1.548	1.259	0.890	2.202	0.893	0.573	0.732	1.343	1.889
(La/Sm) _{cn}	1.271	3.053	1.625	1.312	1.182	2.952	1.394	0.979	0.981	2.457	2.253
(Gd/Yb) _{cn}	0.804	1.056	0.820	0.888	0.697	0.563	0.564	0.624	0.695	0.506	0.637
(La/Yb) _{pm}	1.177	4.168	1.551	1.261	0.892	2.206	0.895	0.574	0.733	1.345	1.892
(La/Sm) _{pm}	1.276	3.063	1.630	1.316	1.186	2.962	1.399	0.982	0.985	2.466	2.261
(Gd/Yb) _{pm}	0.806	1.058	0.821	0.890	0.698	0.564	0.565	0.626	0.696	0.507	0.639
(Eu/Eu*) _{pm}	0.181	0.213	0.221	0.207	0.273	0.970	0.282	0.279	0.298	0.846	0.801
(Nb/Nb*) _{pm}	3.263	2.916	7.196	12.316	17.195	23.860	10.868	15.442	11.513	5.993	17.731
(Ta/Ta*) _{pm}	95.734	61.848	146.567	357.099	478.144	735.612	320.282	419.317	221.239	178.755	476.815

Algunos de los elementos de tierras raras (Rare Earth Elements, REE), como el La, Ce, U, Th, Y, poseen radios iónicos distintos, lo que condiciona su compatibilidad y concentración. Según el valor de su número atómico, se dividen en REEs de menor número atómico (Light REE o LILE) y en REEs de mayor número atómico (Heavy REE o HREE).

4.2.2.1. Traquita

Los elementos traza LILE presentes en la traquita tienen concentraciones de Rb = 86.50 ppm, Cs = 1.79 ppm, Sr = 6.88 ppm, Ba = 44.73 ppm (tabla 2). En el diagrama de tierras raras normalizado a manto primitivo (Figura 21), la traquita sigue el patrón general del grupo, mostrando una tendencia plana de LILE a HFSE, exceptuando por la notable anomalía de Eu relacionada al fraccionamiento de plagioclasas y feldespatos (Figura 18).

4.2.2.2. Riolita

Los elementos traza LILE en la riolita tienen concentraciones de Rb = 115.25 ppm, Cs = 2.46 ppm, Sr = 3.22 ppm, Ba = 20.62 ppm (tabla 2-3). En el diagrama de tierras raras normalizado a manto primitivo (Figura 21) se observa a la riolita muestra una siguiendo el patrón general del grupo; tendencia plana de LILE a HFRE, exceptuando por la notable anomalía de Eu relacionada al fraccionamiento de plagioclasas y feldespatos.

4.2.2.3. Diagrama de Tierras Raras Normalizadas a Condrita

El comportamiento de los LILE está en función del tamaño del radio iónico y su carga; algunos de ellos no ingresan normalmente a las redes cristalinas de los minerales durante los procesos de cristalización y se concentran en la fase fundida o el líquido residual, estos son los llamados elementos incompatibles. Por el contrario, los elementos compatibles suelen permanecer en el residuo sólido

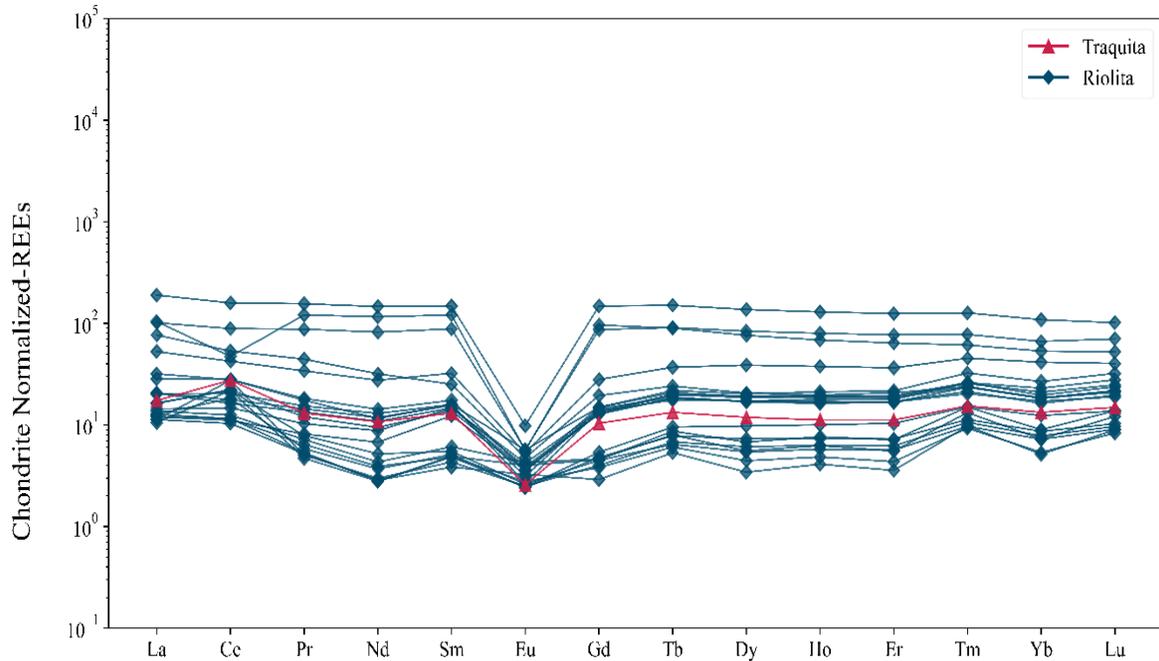


Figura 20. Diagrama de tierras raras normalizado a condrita.

durante la fusión. A lo largo de los múltiples episodios de fusión parcial, el manto se ha empobrecido sistemáticamente en contenido de elementos incompatibles y se ha enriquecido en elementos compatibles. Como se observa en el diagrama (Figura 18), la composición de los lantánidos en las rocas félsicas del DCR presenta un patrón relativamente plano, con una fuerte anomalía negativa en los valores de Eu.

Esto se relaciona con un alto grado de fraccionamiento de plagioclasas y feldespatos potásicos a lo largo de la historia del magma parental. El valor promedio de Eu es 0.22, con un intervalo de 0.135-0.554 ppm. El índice (Eu/Eu*) se encuentra en el rango de 0.051 a 0.970 ppm.

Se puede observar que los valores de las muestras se agrupan hacia la parte inferior del grupo, dibujando un patrón composicional lineal con déficit de LILE. Los HFSE están dentro del rango de valores esperado, aunque presentan un espectro de composición amplio.

4.2.2.4. Diagrama Multielementos Normalizados a Manto Primitivo

En las LILE, el Rb tiene un valor promedio de 113.94 ppm, con un intervalo de 76.93-266.74 ppm; Cs tiene con un intervalo de 1.32-5.58 ppm y un promedio de 2.42 ppm; Sr tiene un intervalo de 1.17-7.60 ppm y un valor promedio de 3.38 ppm; Ba tiene un valor promedio de 21.71 ppm con un intervalo de 2.92-123.95 ppm.

Para las HFSE, el Zr muestra un valor promedio de 27.20 ppm, con un intervalo de 16.06-53.67 ppm; Cs tiene un valor promedio de 2.58 ppm con un intervalo de 1.45-5.01 ppm; Sr tiene un valor promedio de 41.07 ppm con un intervalo de 25.19-104.75 ppm; Ba tiene un valor promedio de 57.88 ppm con un intervalo de 26.14-159.89 ppm.

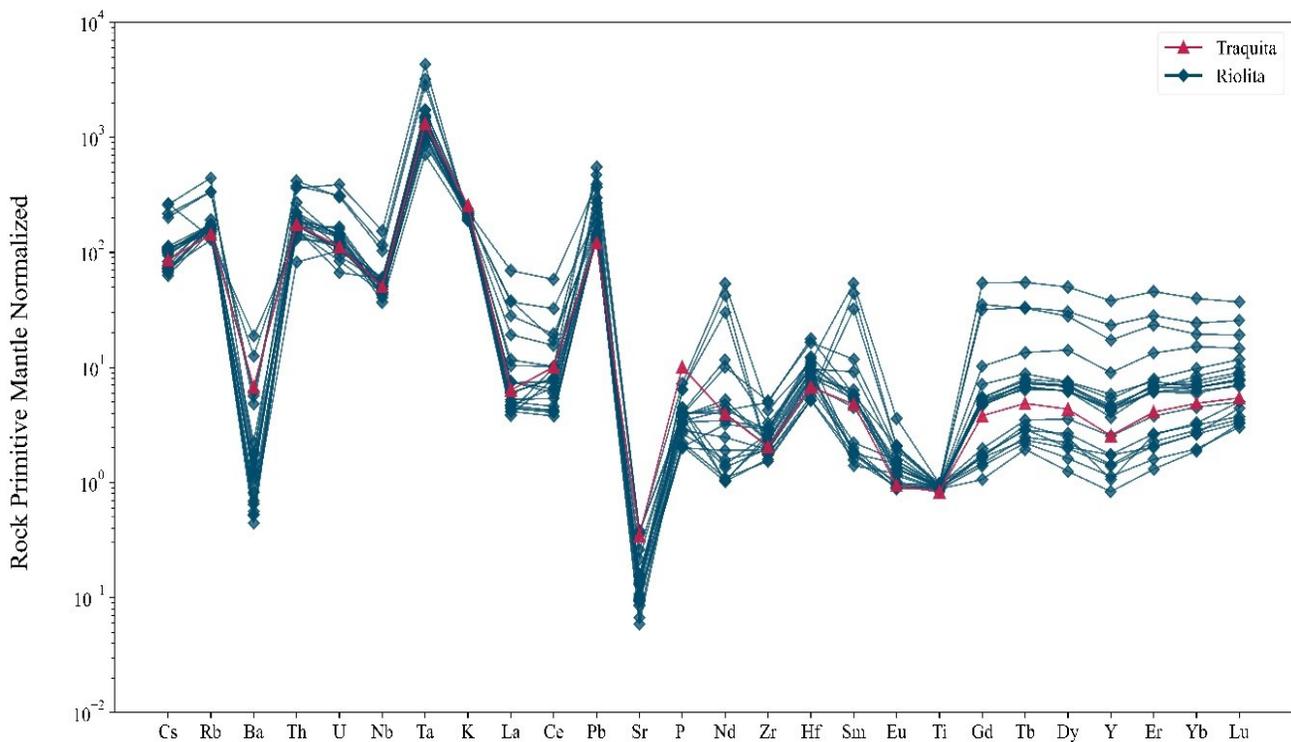


Figura 21. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo.

El Pb forma parte del sistema isotópico U-Th-Pb y se comporta como un elemento relativamente menos incompatible que el U y Th. Durante los procesos de fusión o cristalización magmática, U y Th son segregados al fundido residual, que termina enriqueciéndose mayormente en estos elementos. Así, la fase sólida del fundido se

termina enriqueciendo en Pb. Es importante mencionar que, aunque el Th es inmóvil, U y Pb pueden ser movilizados por procesos de metamorfismo o intemperización, lo cual puede alterar la concentración original de estos elementos en la roca.

4.2.2.5. Síntesis del comportamiento de los elementos menores y de tierras raras.

Las rocas del DCR presentan valores que indican un empobrecimiento en el contenido de Ba, Sr, Zr, Ni, La, Y, Ce y A/CNK, lo cual es un indicador de una avanzada diferenciación magmática en una roca. Además, y apoyando una elevada evolución magmática, se observa una relación positiva y decreciente en K_2O/Na_2O .

La concentración empobrecida de Sr y el enriquecimiento de Rb sugieren una elevada tasa de fraccionamiento del feldespato potásico y plagioclasas (Cox et al., 1979).

En el diagrama multielementos se observa:

- Alto enriquecimiento de Rb, K, Ba, Nb, Ta y Pb.
- Moderado enriquecimiento de La y Th.
- Bajas concentraciones de Ti.

La tendencia de las distintas muestras es similar, sin embargo, las concentraciones tienden a agruparse en distintos grupos espectros composicionales. Esta tendencia indicaría una relativa independencia entre estas concentraciones, por tanto, se interpreta que no son totalmente co-magmáticas entre sí.

Cuando las concentraciones en los diagramas multielementos están enriquecidas en Rb, Cs, K y Ba, y empobrecimiento de Nb, Ti, Zr, Y, Yb y Ce, se genera un dominio entre los elementos alcalinos y alcalinotérreos. Los elementos alcalinos tienen una gran afinidad a la fase fluida en magmas graníticos y la solubilidad en presencia de agua, a diferencia de los elementos de alto potencial iónico HFSE.

5. DISCUSIÓN

La clasificación composicional a partir de elementos mayores en las rocas indica una etapa avanzada en una evolución continua y progresiva de un magma, con predominancia riolítica.

Elementos estructurales regionales y específicos rasgos geodinámicos alrededor del área de estudio, reportados en diversos trabajos (Tristán-Hernández et al., 2009), indican extensas zonas del terreno en las cuales diversos procesos permitieron el ascenso del magma a través de las discontinuidades generadas por un fallamiento transtensional, generando estructuras de dominó y creando los conductos de ascenso magmático. El vulcanismo del área de estudio fue principalmente de composición félsica, con pequeños episodios finales representados por derrames y erupciones de composiciones básicas e intermedias durante el Cenozoico.

5.1. Mineralogía primaria y secundaria

El análisis CIPW muestra coherencia con las observaciones de la mineralogía primaria identificada en las láminas delgadas al microscopio petrográfico con luz transmitida-polarizada, así como con el conteo estadístico de puntos realizado a las mismas láminas de roca.

Las láminas de roca clasificadas como riolita (CR-2, CR-22, CR-23, CR-5) tiene un contenido promedio de 45-35 % de sanidina, 35-40 % de cuarzo y 7-5 % de plagioclasas como minerales primarios. Como minerales secundarios, se observa un 2-5% de biotitas, muy oxidadas a totalmente oxidadas y, en ocasiones, cloritizada. Además, se identifican apatitos, óxidos nodulares y minerales opacos, cada uno en proporciones de alrededor de 1%.

La roca presenta ligeros signos de alteración, como oxidación y cloritización. Se observan óxidos de hierro como manchas con hábito hexagonal a tabular, según el eje de corte.

5.2. Procesos de alteración

Los valores de pérdida por ignición (LOI) para las rocas félsicas del DCR se encuentran en el rango de 0.61 a 2.11 %, con un valor medio de 1.31%. Este grado de alteración puede ser asociado tanto a procesos de intemperización como a procesos de maduración textural en las rocas inmediatamente al depósito de las lavas y hasta su enfriamiento.

Se presentan los diagramas bivariados de Zr vs Ce, Nb, Hf, Sm para las rocas félsicas con el fin de evaluar la movilidad de estos elementos durante la alteración, mostrando una correlación tendiente a ser lineal (Figura 22). Estos elementos pueden ser considerados relativamente inmóviles durante los procesos de alteración de las rocas, siendo útiles para realizar la interpretación petrogenética.

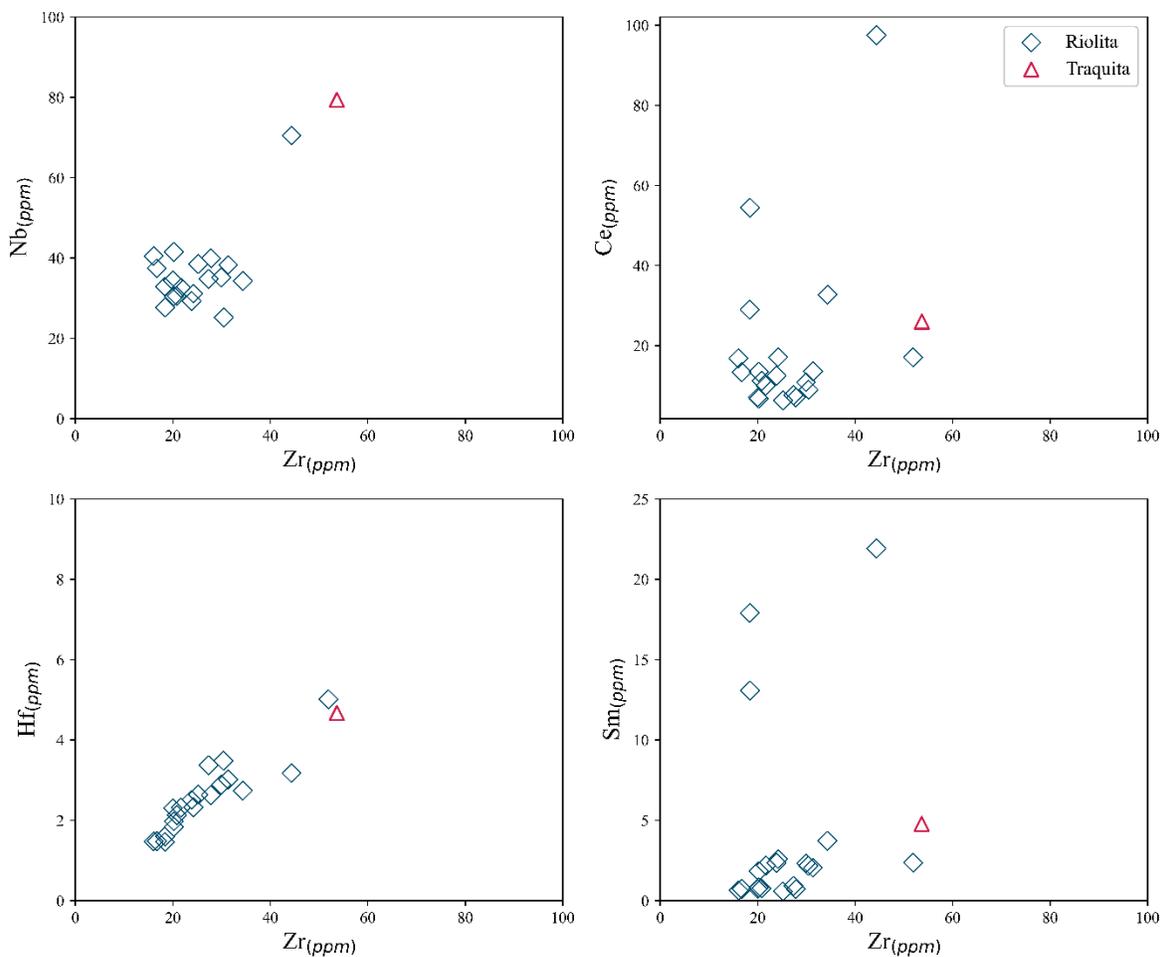


Figura 22. Diagramas para visualizar tendencias entre Ce, Nb, Hf y Sm vs el Zr.

5.3. Fuente del magma

Se realizó un análisis a partir de distintos diagramas o índices para los elementos inmóviles e incompatibles debido a su afinidad a concentrarse en la corteza. Estos elementos se encuentran enriquecidos como resultado de la larga interacción entre el magma y las rocas de la corteza al ascender la superficie.

El diagrama bivariado Nb/Yb vs Th/Yb (Figura 23) muestra que las rocas félsicas del DCR siguen una tendencia a composiciones de corteza continental media (MCC) a mayormente de corteza continental superior (UCC). Una de las muestras se encuentra paralela a la composición de corteza continental inferior debido a su menor contenido de Nb/Yb; el resto se encuentran alrededor o por encima del campo de UCC.

En el diagrama Gd/Yb_{PM} vs Eu/Eu^* , se observan un origen en fuentes félsicas para la mayoría de las rocas del DCR. Una de las muestras se encuentra en el campo de rocas con origen en fuentes máficas. En general, se puede describir una tendencia o patrón en las fuentes félsicas a volverse cada vez más félsicas, o a la inversa. Lo curioso en la distribución de los datos es que la traquita, que debería ser más antigua que las riolitas posteriores, tiene un origen en fuentes félsicas mayor.

El por qué las riolitas tienden hacia el campo de origen en fuentes máficas podría ser explicado por:

- 1) Asimilación de rocas de carácter más máfico: Las riolitas podrían haber arrastrado rocas máficas del Grupo Basáltico (Rodríguez-Ríos, 2013) que se encuentran debajo de la secuencia félsica del DCR.

2) Inyección de un nuevo cuerpo máfico: Otra posible explicación sería la inyección de un nuevo cuerpo básico dentro de la cámara félsica que emplazo a los domos félsicos previos. Esto dotaría al fundido de características químicas más máficas, elevaría la temperatura de la cámara magmática y reactivaría el vulcanismo fisural que dio origen al DCR.

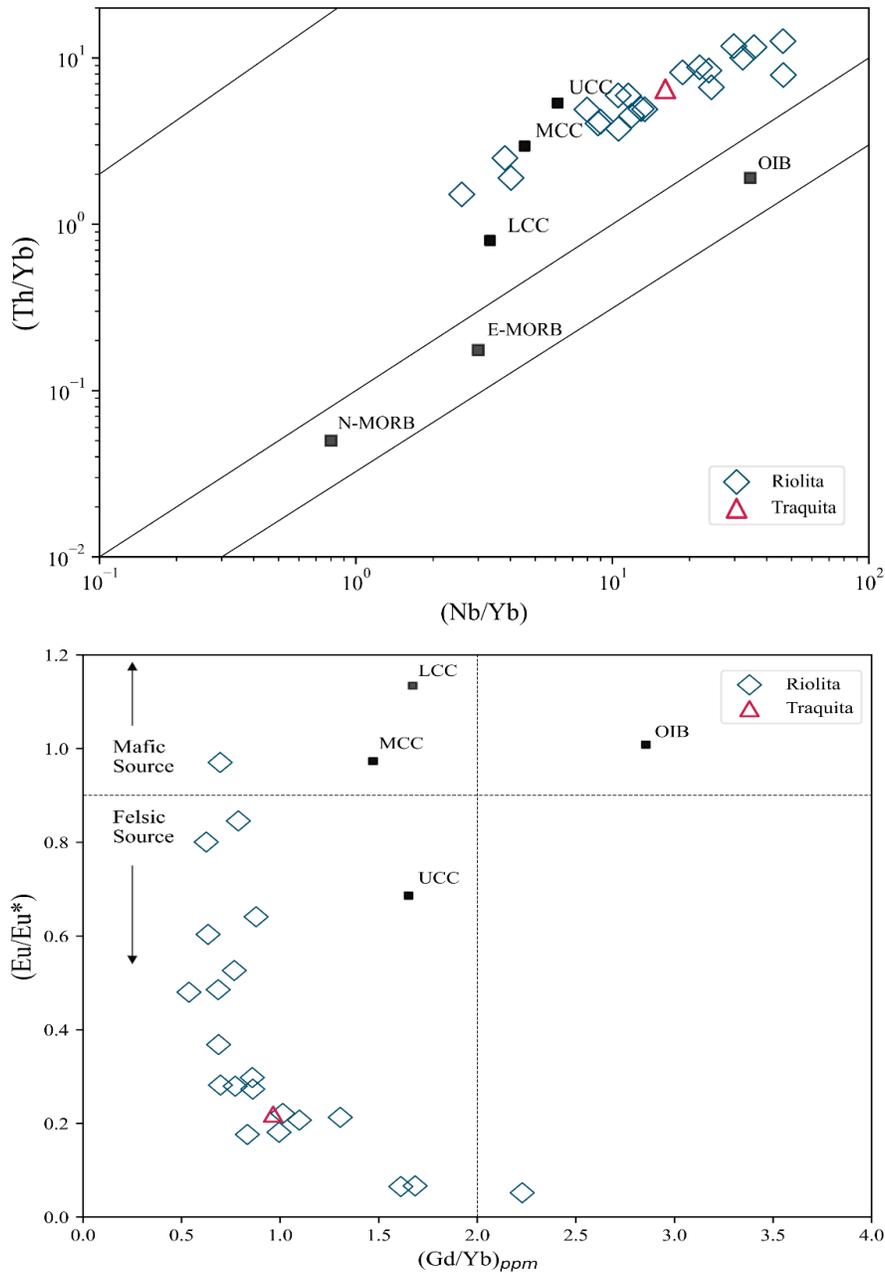


Figura 23. Diagramas de procedencia de las rocas. LCC

- 3) Cristalización fraccionada del magma: Una cristalización fraccionada del magma podría explicar los elevados contenidos en K, así como la ausencia de elementos LILE y LREE.

5.3.1. Fusión Parcial vs Cristalización Fraccionada

Al no contar con datos isotópicos propios, se visualizaron las relaciones geoquímicas de elementos inmóviles: La vs (La/Yb), Ce vs (Ce/Yb), La vs (La/Sm), (Zr/Nb) vs Zr, Ce vs (Ce/Sm), La vs (La/Hf) (Figura 24). Estas relaciones permiten discriminar entre los procesos magmáticos que controlaron la evolución del DCR, específicamente, entre procesos por fusión parcial y/o cristalización fraccionada.

La mayoría de los diagramas de discriminación presentan una mayor afinidad a procesos de fusión parcial, con algunas tendencias hacia procesos de cristalización fraccionada. Los diagramas de Ce vs (Ce/Yb), La vs (La/Yb), La vs (La/Sm), Ce vs (Ce/Sm) son los que presentan una tendencia principal relacionadas a procesos de fusión parcial, con una segunda tendencia hacia procesos por cristalización fraccionada. Por otro lado, los diagramas La vs (La/Hf), (Zr/Nb) vs Zr muestran una tendencia asociada a procesos de fusión parcial.

Se observan procesos de cristalización fraccionada de los óxidos de Fe-Ti en los diagramas de SiO₂ vs TiO₂ y SiO₂ vs Fe₂O₃. Las variaciones en anomalías de elementos mayores y traza con el aumento de SiO₂ son indicadores de procesos de cristalización fraccionadas en los magmas (Verhoogan, 1962; Aarons 2021). Por otro lado, los contenidos de álcalis (Na₂O y K₂O) están correlacionados con cristalización fraccionada de feldespatos alcalinos, en este caso, de la clase sanidina.

La fuerte anomalía negativa de Eu en el diagrama de tierras raras normalizado a condrita sugiere una gran cantidad de fraccionamiento en feldespatos plagioclasas de la fuente magmática. El feldespato alcalino tiene una temperatura de cristalización más baja que ciertas plagioclasas, como se observa y describe en el diagrama de Bowen (1922), además que se mantiene cristalizando a lo largo de la

evolución magmática, según sean las condiciones. Este proceso puede identificarse en el diagrama multielementos normalizado a manto primitivo, en donde las anomalías negativas de Sr-Ba se relacionan con un aumento de SiO₂ por procesos de cristalización fraccionada.

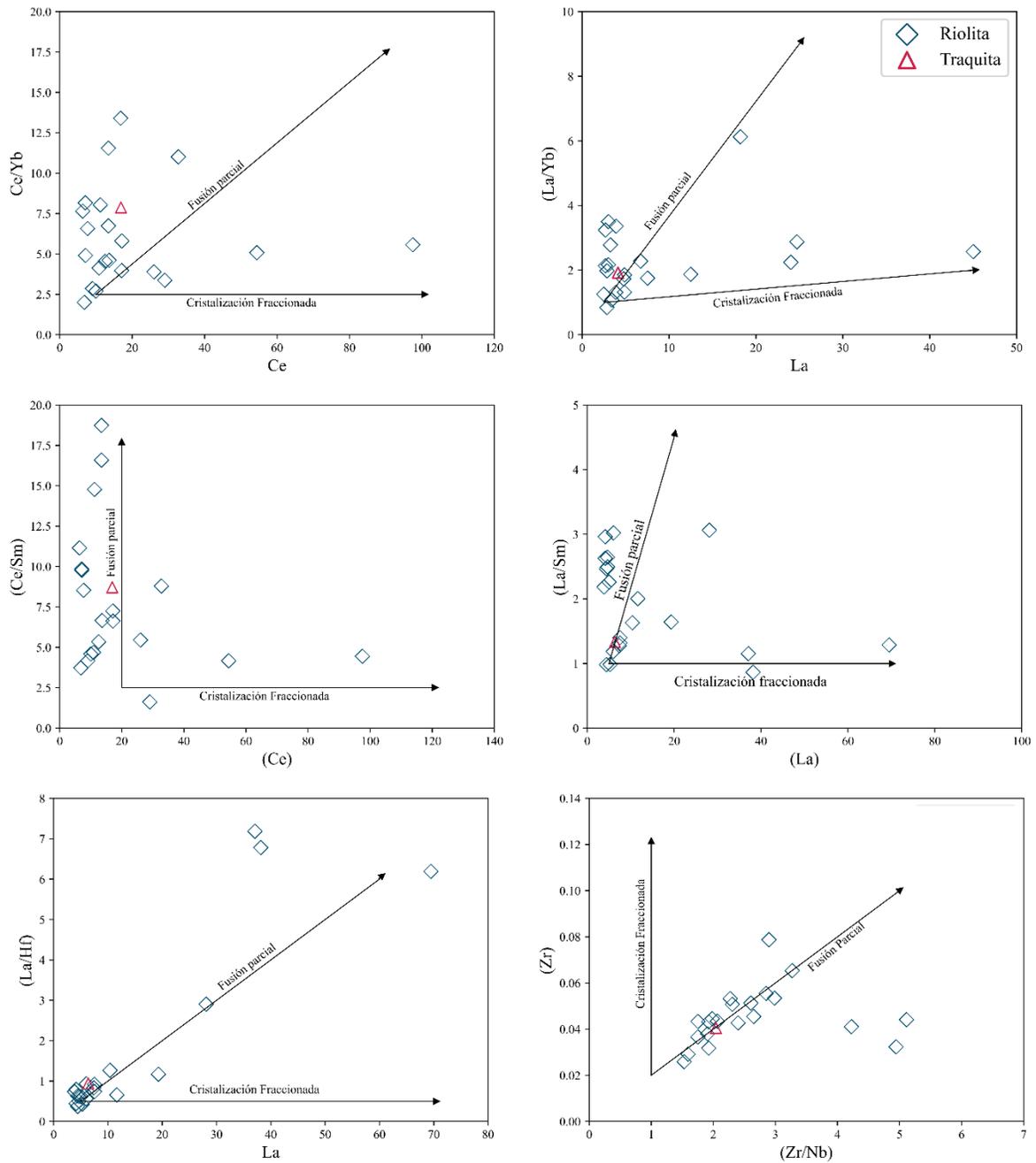


Figura 24. Diagramas para la discriminación de fusión parcial vs cristalización fraccionada.

Se realizó un tratamiento cuantitativo representativo de un proceso de fusión parcial para el grupo riolítico-ignimbrítico del SSMC para grados de fusión de 20-50% ($F=0.2-0.5$). Los resultados se utilizaron para crear gráficos de tierras raras normalizados a condrita (Figura 25), que se describe con mayor detalle en Torres-Sánchez et al. (2019).

Las rocas riolíticas mostraron patrones con características comparables a la corteza continental superior (Figura 25).

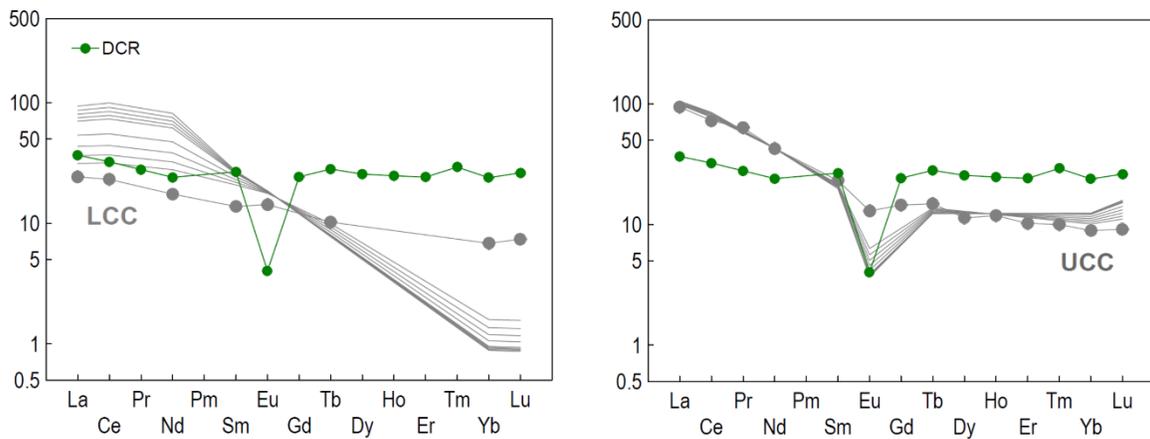


Figura 25. Diagrama para la discriminación de fuentes de fusión de la corteza superior.

5.3.2. Configuración Tectónica

A partir del Eoceno medio (41.2 Ma), se depositaron lavas andesíticas sobre sedimentos lacustres del Paleoceno tardío–Eoceno temprano (59.2-47.2 Ma) (Labarthe et al.,1982). Posteriormente, en el Oligoceno (23-26 Ma), se depositaron paquetes de lavas y productos piroclásticos intermedios a riolíticos, conformado el mayor volumen del volcanismo félsico del CVSLP. Entre los 22-20 Ma, el volcanismo fue restringido y de carácter bimodal con basaltos y riolitas contemporáneas. Finalmente, se observan etapas intermitentes de lavas basaníticas del Plio-Cuaternario. El carácter químico de las lavas e ignimbritas del CVSLP es mayormente calcoalcalino, asociado a un régimen tectónico de convergencia (Labarthe-Hernández et al.,1982).

El evento tectónico que formó la provincia Cuencas y Sierras se asocia a un régimen de divergencia o extensión tectónica, situado por Aranda-Gómez et al. (2000), entre los 24 y 20 Ma, hacia su porción sur. Se considera que la deformación y el vulcanismo por subducción continuaron hasta el Mioceno temprano (Stewart & Roldán-Quintana, 1994).

El predominante carácter calcoalcalino en las rocas, el tiempo restringido del emplazamiento de sus unidades y la presencia de un vulcanismo de tipo bimodal son características típicas de un magmatismo de arco continental, tal y como se observa en las rocas de la SMOc (McDowell y Kaizer, 1977). El cambio en el carácter calcoalcalino a subalcalino y alcalino en el Norte de la SMOc a partir de los 30 Ma parece indicar la transición de un régimen dominado por procesos de subducción hacia un episodio de extensión menor.

Todas las unidades de la Sierra de San Miguelito están afectadas por una gran cantidad de fallas normales de alto ángulo en patrón de dominó, lo que ha desarrollado fosas tectónicas estrechas con un patrón de basculamiento hacia el NE (Labarthe-Hernández et al., 1982; Xu et al., 2004, 2005; Torres-Hernández et al., 2006).

5.3.2.1. Dinámica de la subducción

Diversas reconstrucciones paleogeográficas y tectónicas han sido realizadas, principalmente basándose en la interpretación de datos paleomagnéticos y geológicos tomados en las rocas corticales. Los complejos de arco volcánico del Cretácico superior–Cenozoico del actual SW de México son ampliamente interpretados como producto de un vulcanismo de margen continental. Sin embargo, información paleogeográfica y tectónica regional postulan que los ensamblajes más antiguos, del Triásico-Cretácico temprano, formaron parte de un gran terreno alóctono de arco que se encontraba aproximadamente a 1000 km al oeste del paleocontinente, como resultado de la subducción intraoceánica que ocurrió en este margen (Hildebrand, 2013; Sigloch & Mihalynuk, 2013, 2017).

Las tomográficas sísmicas de la placa de Cocos una subducción prolongada y casi sin interrupciones en dirección el este de México, donde los episodios de acortamiento y extensión de la placa superior se correlacionan con los segmentos de placa subducida de mayor y menor ángulo de inclinación, respectivamente. El modelo tectónico inicia a partir de la fragmentación de Pangea, en el Triásico tardío (Boschman et al., 2018).

La correlación de la geometría de la placa de Cocos con el registro geológico del margen occidental deformado de México permitió relacionar los segmentos con la compleja tectónica del área del territorio mexicano. Se definieron los siguientes estados consecutivos para la deformación de la placa superior:

1. Extensión del antearco oceánico en el Triásico tardío, formando la apertura cortical que originó las ofiolitas de Vizcaíno.
2. Periodo sin deformación significativa desde el Triásico tardío hasta el Jurásico tardío.
3. Apertura de la cuenca de trasarco Arperos del Jurásico al Cretácico temprano, que separó el arco Guerrero-Alisitos (Cabral-Cano et al., 2000; Centeno-García et al., 2008; Martini et al., 2011).
4. Cierre de la Cuenca de Arperos y acreción de los arcos del Terreno compuesto Guerrero y Alisitos, desde el Cretácico temprano al medio.
5. Orogenia Laramide desde el Cretácico tardío hasta el Eoceno (Coney & Reynolds, 1977; Miller et al., 1992).
6. Extensión continental y formación del Basin and Range, comenzando en el Eoceno tardío hasta el presente (Wernicke, 1981).

5.3.3. Evaluación de anomalías de Nb y Ta

Se evaluaron las anomalías de Nb y Ta para entender las posibles implicaciones en la configuración tectónica. En Verma (2015) se compilieron valores de anomalías de Nb-Ta para magmas máficos, intermedios y félsicos de distintas configuraciones tectónicas alrededor del mundo. En este trabajo, se calcularon las anomalías de Nb-

Ta para las rocas félsicas del DCR siguiendo la compilación y definición de Verma (2015):

$$\{Nb/Nb^*\} = \frac{2 * Nb_{pm}}{Ba_{pm} + La_{pm}} \quad (1)$$

$$\{Ta/Ta^*\} = \frac{2 * Ta_{pm}}{Ba_{pm} + La_{pm}} \quad (2)$$

El subíndice “pm” se refiere a valores tomados normalizados a “manto primitivo”. (Verma, 2015).

Los valores calculados para las anomalías de Nb-Ta en las rocas félsicas del DCR fueron comparadas con los valores para las anomalías Nb-Ta del CVSSM, Complejo Volcánico los Pinos, así como con los valores de anomalías Nb-Ta propuestas en Verma (2015).

5.3.4. Modelo de discriminación tectónica multidimensional

Se utilizaron los diagramas de discriminación tectónica de Verma et al. (2018) para determinar el ambiente tectónico en el que se originaron las rocas del DCR, del CVSSM, mayormente asociado a tectónica extensional.

Los diagramas multidimensionales se construyeron basándose en una transformación logarítmica de radios iónicos y un análisis de discriminación lineal con los elementos mayores y traza, (Verma et al., 2013). Esto permitió identificar la configuración tectónica que dio origen a este magma.

Los resultados del análisis tectónico multidimensional (nombre del diagrama específico) indican que el volcanismo que dio origen a las rocas del DCR tuvo su origen en un ambiente tectónico de Rift Continental (RC). Algunas muestras tienen afinidades a ambientes de Islas Oceánicas (IO) (Figura 25a).

En el segundo diagrama de discriminación tectónica a partir de elementos traza (Figura 25b), se indica que el volcanismo que dio origen a las rocas del DCR se desarrolló en un ambiente tectónico de Rift Continental (RC), Islas Oceánicas (IO) y de Arco Continental (CA).

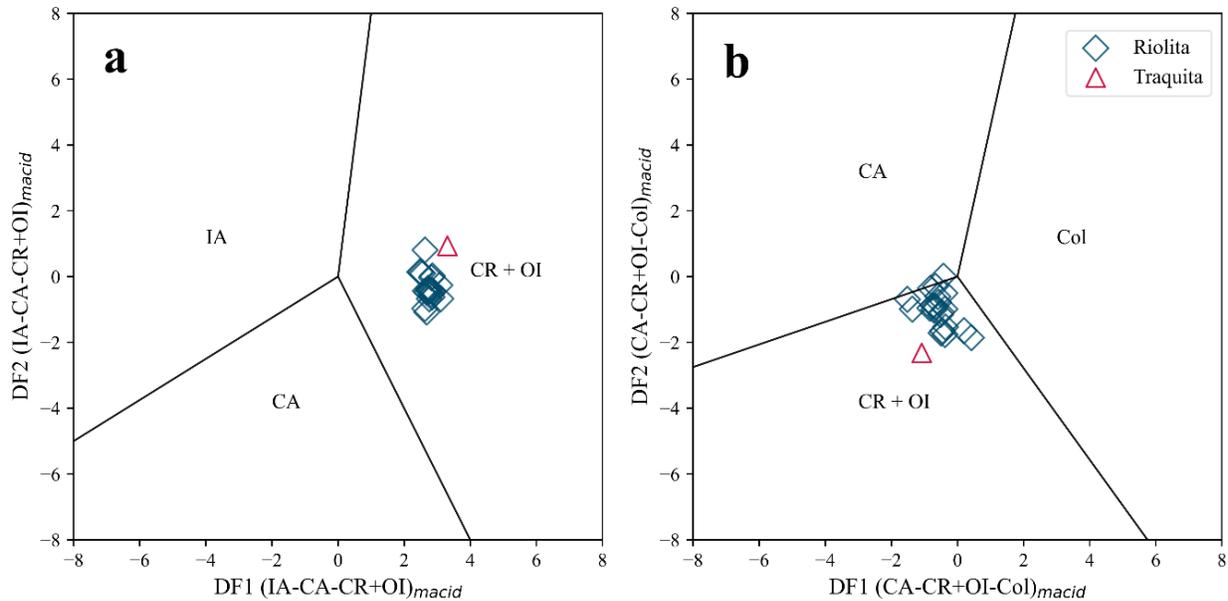


Figura 26. Diagramas para la discriminación de ambientes tectónicos: a) elementos mayores y b) elementos menores.

Los resultados del análisis tectónico multidimensional indican que el volcanismo que dio origen a las rocas del DCR tuvo su origen en una configuración tectónica extensional. Este resultado es consistente con los modelos tectónicos que propone un periodo de extensión durante el Cenozoico para el centro de México, que dio origen a la provincia fisiográfica Mesa Central. El periodo de transpresión-transtensión, que dio origen a la provincia de Cuencas y Sierras, ocurrió posteriormente al levantamiento regional y al cese de los esfuerzos compresivos de la Orogenia Laramide.

5.3.5. Implicaciones geodinámicas

Las observaciones petrológicas y geoquímicas en las litologías volcánicas del DCR, indican que hubo aportes al fundido magmático por materiales de la corteza continental.

Durante la subducción temprana de la Placa Farallón en el Jurásico-Triásico, tuvo lugar un episodio de rompimiento de esta, resultado en dos fragmentos con distintas inclinaciones y velocidades de subducción (actual Placa Norteamericana y Placa del Pacífico). Esto cambió la configuración tectónica en las zonas de subducción norte y centro de México.

En la zona correspondiente al cambio de régimen de México Central, la Placa Farallón causó un “rollback” entre la zona de subducción y el frente de deformación, creando un adelgazamiento de la corteza continental media a inferior. Al mismo tiempo, el “rollback” dio origen a un magma configuraciones de tipo extensionales durante el Eoceno.

5.3.6. Síntesis del análisis geoquímico

Los diagramas (Nb/Yb) vs (Th/Yb), (Gd/Yb) vs (Eu/Eu*) y (Th/Yb) vs (Nb/Ta) asocian las rocas félsicas del DCR con procedencia en la corteza media a corteza superior.

Los diagramas de variación Ce vs Ce/Yb y La vs La/Yb muestran una tendencia hacia la fusión parcial, con algunas muestras tendiendo a la cristalización fraccionada.

Los diagramas de Ce vs (Ce/Yb), La vs (La/Yb), La vs (La/Sm), Ce vs (Ce/Sm), asocian las rocas del DCR a procesos de fusión parcial, con una segunda tendencia menor hacia procesos por cristalización fraccionada. Por otro lado, los diagramas La vs (La/Hf), (Zr/Nb) vs Zr, muestran una tendencia asociada a procesos de fusión parcial.

El diagrama multidimensional DF1 de discriminación de ambiente tectónico para elementos mayores de Verma et al. (2013) indican que estas rocas se formaron en un ambiente de Riff Continental (RC) + Arco de Islas Oceánico (IO).

El diagrama multidimensional DF5 de discriminación de ambiente tectónico para elementos menores, indica que estas rocas se formaron en un ambiente de Riff Continental (CR) + Arco de Islas Oceánico (IO) así como de Arco Continental (CA).

6. CONCLUSIONES

Integrando la información petrográfica y geoquímica de roca total para las rocas félsicas del Domo Cerro Reina, se pueden concluir:

1. Las 22 muestras de roca son de composición félsica; 21 de ellas clasificadas como riolitas y una traquita.
2. El DCR fue emplazado en el Cenozoico, con una edad promedio de 21 ± 0.3 Ma según dataciones K/Ar, correspondiente al Mioceno temprano (Aquitaniense) del Neógeno.
3. Los datos geoquímicos clasifican al DCR como rocas con un carácter fuertemente peraluminoso.
4. El DCR presenta un enriquecimiento en elementos de tierra raras (REEs) y elementos de alta carga (HFSE), con fuertes anomalías negativas de Ba, Sr y Eu; y anomalías ligeramente negativas de Ti, Ce y La.
5. Las características petrográficas y geoquímicas de las rocas félsicas del DCR indican una petrogénesis asociada de fusión parcial, con menores influencias de cristalización fraccionada.

6.1. Recomendaciones

- Realizar análisis geoquímicos de roca total a los cuerpos máficos encontrados dentro de las rocas félsicas que componen al Domo Cerro Reina, para determinar si su origen es por el trabajo magmático durante el ascenso (xenolitos) o por una inyección magmática de composición máfica (enclaves).
- Realizar datación radiométrica por U-Pb en zircones para conocer la evolución geológica y esclarecer el ambiente tectónico de emplazamiento en esta área de estudio.
- Realizar un estudio abarcando una mayor área para entender la relación del DCR con la geoforma semicircular de domos El Tepetate.

- Correlacionar geofísica (anomalías magnéticas) con los distintos elementos estructurales y geomorfológicos de interés.

REFERENCIAS

- Aarons, S. M., Dauphas, N., Blanchard, M., Zeng, H., Nie, N. X., Johnson, A. C., Greber, N.D., Hopp, T. (2021). Clues from ab initio calculations on titanium isotopic fractionation in tholeiitic and calc-alkaline magma series. *ACS Earth and Space Chemistry*, 5, 2466–2480.
- Aguillón–Robles, A. (1992). Características geológicas y ambiente tectónico de un complejo de domos riolíticos del Terciario medio en la porción meridional de San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias (Doctoral dissertation, tesis de maestría).
- Aguillón–Robles A. (1994). Estructura Interna de Los Domos Riolíticos Del Área de Tepetate, SLP. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología.
- Aranda–Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Valdez–Moreno, G., Chávez–Cabello, G. (2005). El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 187–225.
- Bas, M. L., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of petrology*, 27, 745–750.
- Bowen, N. L. (1922). The behavior of inclusions in igneous magmas. *The Journal of Geology*, 30, 513–570.
- Burt, D. M., Sheridan, M. F., Bikun, J. V., Christiansen, E. H. (1982). Topaz rhyolites; distribution, origin, and significance for exploration. *Economic Geology*, 77, 1818–1836.
- Burt, D. M., Sheridan, M. F. (1987). Types of mineralization related to fluorine–rich silicic lava flows and domes. *Special Paper of the Geological Society of America*, 212, 103–109.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983. Tectono–stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. *Can. J. Earth Sci.* 20, 1040–1051.
- Centeno–García, E., Keppie, J. D. (1999). Latest Paleozoic–early Mesozoic structures in the central Oaxaca terrane of southern Mexico: Deformation near a triple junction. *Tectonophysics*, 301, 231–242.
- Centeno–García, E., 2005. Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic Stratigraphy and Depositional Environments of Central and West Mexico: Constraints on Terrane Analysis and Paleogeography. In: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (Eds.), *The Mojave–Sonora Megashield Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*. Geological Society of America Special Paper vol. 393, pp. 233–258.

- Centeno–García, E., Ruiz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., Ortega–Gutiérrez, F. (1993). Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21, 419–422.
- Centeno–García, E. (2017). Mesozoic tectono–magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*, 81, 1035–1052.
- Christiansen, E. H., Sheridan, M. F., Burt, D. M. (1986). The geology and geochemistry of Cenozoic topaz rhyolites from the western United States.
- Clark, K. F., Foster, C. T., Damon, P. E. (1982). Cenozoic mineral deposits and subduction–related magmatic arcs in Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 533–544.
- COX K., G., A. (1980). Model for Flood Basalt Vulcanism, *Journal of Petrology*, Volume 21, Issue 4, Pages 629–650.
- Cuéllar–Cárdenas, M. A., Nieto–Samaniego, Á. F., Levresse, G., Alaniz–Álvarez, S. A., Solari, L., Ortega–Obregón, C., López–Martínez, M. (2012). Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, 179–203.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Clark, K. F. (1981). Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 5, 223–238.
- de la Vega, S. E. (1992). Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la cuenca de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 10, 26–36.
- 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.
- Castro D. A. (2015). *Petrografía de rocas ígneas y metamórficas*. Ediciones Paraninfo, SA.
- González–Naranjo, G. A., Molina–Garza, R. S., Aranda–Gómez, J. J., Tristán–González, M., Aguillón–Robles, A., Iriondo, A., Bellón, H. (2012). Paleomagnetismo y edad de la Ignimbrita Panalillo Superior, Campo Volcánico de San Luis Potosí, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64, 387–409.
- Hernández, J.R., Hernández, G.L., González, M.T., Robles, A.A., Grabach, C.D., Vázquez, J.L., Castro, J.M., Gómez, J.J. (2001). Vulcanismo y extensión: la evolución de un campo volcánico en el Altiplano Central de México: XI Congreso Nacional de Geoquímica. *Actas INAGEQ*, 7, 58.
- Labarthe–Hernández, G., Tristán–González, M., Aranda–Gómez, J.J. (1982). Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis

Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 85, 208p.

- Leroy, J. L., Rodríguez-Ríos, R., Dewonck, S. (2002). The topaz-bearing rhyolites from the San Luis Potosi area (Mexico): characteristics of the lava and growth conditions of topaz. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173, 579–588.
- Lezama-Campos, J., L., Morales-Casique, E., Castrejón-Pineda, R., Arce, J., L., Escolero, O., A. (2016). Interpretación del registro geofísico del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y su correlación litológica en la cuenca de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 33, 198–208.
- Martini, M. (2008). Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo (Michoacán, Guerrero): implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y el Terciario temprano. Universidad Nacional Autónoma de México.
- McDowell, F. W., Clabaugh, S. E. (1979). Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Camprubí C. A. (2005). La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica mexicana*, 57, 285–318.
- Nieto-Samaniego, A. F., Del Pilar-Martínez, A., Suárez-Arias, A. M., Angeles-Moreno, E., Alaniz-Álvarez, S. A., Levresse, G., Xu, S., Olmos-Moya, M., J., Báez-López, J. A. (2023). Una revisión de la geología y evolución tectónica cenozoicas de la Mesa Central de México. *Rev. Mex. Cienc. Geol*, 40, 187–213.
- Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Pinzon-Sotelo, M. P., Chávez-Cabello, G., Ramírez-Díaz, A., Martínez-Paco, M., Velasco-Tapia, F., Guerrero-Suastegui M., Barboza-Gudiño, J. R. (2016). Propuesta nomenclatural y análisis de procedencia de la Formación Concepción del Oro (antes Formación Caracol): implicaciones sobre la evolución tectónica del sur de Norteamérica durante el Cretácico Tardío. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 33, 3–33.
- Peccerillo, A., Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Türkiye. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58, 63–81.
- Petro, W. L., Vogel, T. A., Wilband, J. T. (1979). Major-element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. *Chemical Geology*, 26, 217–235.
- Raisz, E. (1961). *Landforms of Mexico*, mapa escala 1: 3,000,000: Cambridge.
- 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.

- 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.
- Rollinson, H.R. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation* (1st ed.). Routledge.
- Rollinson, H. R., Rollinson, H., Pease, V. (2021). *Using geochemical data: to understand geological processes*. Cambridge University Press.
- Schaaf, 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.
- Verma, S. P. (2010) "Statistical Evaluation of Bivariate, Ternary and Discriminant Function Tectonomagmatic Discrimination Diagrams," *Turkish Journal of Earth Sciences*: Vol. 19: No. 2, Article 3.
- Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suastegui, M. (2000). Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implication for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *J. S. Am. Earth Sci.* 13, 297–324.
- Torres-Hernández, J. R., Labarthe-Hernández, G., Mata-Segura, J. L., Siebe-Grabach, C., Macías-Vazquez, J. L., Espíndola-Castro, J. M. (2003). La Ignimbrita Panalillo, una reoignimbrita riolítica en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. México (resumen) en Reunión Anual Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jal., *GEOS*, 13, 398.
- Torres-Hernández, J.R., Grabach, C.D., Robles, A.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.
- Torres-Sánchez, D., Verma, S. K., Barry, T. L., Verma, S. P., Torres-Hernández, J. R. (2020). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and petrogenesis of the sierra de San Miguelito volcanic complex, Mesa central, Mexico. *Lithos*, 370, 105613.
- Torres-Sánchez, D., Verma, S. K., Vargas, J. T., Shukla, M., Hernández, A. Y. (2022). Petrogenesis and Tectonic Implications of Oligocene Silicic Volcanic Rocks from Villa de Reyes Graben, San Luis Potosí, Central Mexico. In *Geochemical Treasures and Petrogenetic Processes* (pp. 49–76). Singapore: Springer Nature Singapore.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., Bellon, H., López-Doncel, R., Labarthe-Hernández, G.

(2009). Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61, 287–303.

Tristán–González, M., Aguillón–Robles, A., Barboza–Gudiño, J. R., Cruz–Márquez, J., García–Arreola, M. E., Bellon, H., Franzetti., M., Labarthe–Hernández, G. (2015). Características geoquímicas y significado tectónico del complejo de diques y domos félsicos del Paleoceno–Eoceno de La Tesorera, Zacatecas, en la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de ciencias geológicas*, 32, 455–474.

Verhoogen, J. (1962). Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. *American Journal of Science*, 260, 211–220.

Zou, H. (2007). *Quantitative geochemistry*. Imperial College Press.