



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Distribución de partículas metálicas bajo
la Mesa Central Mexicana: evidencias de
metasomatismo mantélico a partir de
xenolitos corticales y mantélicos en
maares de San Luis Potosí**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

André Jesús Figueroa Elizalde

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Néstor Alfredo Cano Hernández



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2026



**PROTESTA UNIVERSITARIA DE INTEGRIDAD Y
HONESTIDAD ACADÉMICA Y PROFESIONAL
(Titulación con trabajo escrito)**



De conformidad con lo dispuesto en los artículos 87, fracción V, del Estatuto General, 68, primer párrafo, del Reglamento General de Estudios Universitarios y 26, fracción I, y 35 del Reglamento General de Exámenes, me comprometo en todo tiempo a honrar a la institución y a cumplir con los principios establecidos en el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, especialmente con los de integridad y honestidad académica.

De acuerdo con lo anterior, manifiesto que el trabajo escrito titulado DISTRIBUCION DE PARTICULAS METALICAS BAJO LA MESA CENTRAL MEXICANA: EVIDENCIAS DE METASOMATISMO MANTELICO A PARTIR DE XENOLITOS CORTICALES Y MANTELICOS EN MAARES DE SAN LUIS POTOSI, que presenté para obtener el título de INGENIERO GEÓLOGO es original, de mi autoría y lo realicé con el rigor metodológico exigido por mi Entidad Académica, citando las fuentes de ideas, textos, imágenes, gráficos u otro tipo de obras empleadas para su desarrollo.

En consecuencia, acepto que la falta de cumplimiento de las disposiciones reglamentarias y normativas de la Universidad, en particular las ya referidas en el Código de Ética, llevará a la nulidad de los actos de carácter académico administrativo del proceso de titulación.

ANDRE JESUS FIGUEROA ELIZALDE
Número de cuenta: 319087051

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por permitirme estudiar esta hermosa carrera y brindarme la oportunidad de conocer personas increíbles que han marcado mi vida académica y personal.

A Néstor Alfredo Cano Hernández, por todo el apoyo que me ha brindado desde el comienzo. Agradezco a la vida haberme puesto en el camino a un mentor que, sin duda alguna, es una gran persona. Siempre estaré profundamente agradecido por todas tus enseñanzas y consejos, no solo en el desarrollo de este trabajo, sino también en todos los ámbitos de mi vida académica y personal.

Agradezco el apoyo del proyecto FUMEYAMEC (Fuentes de Metales en Yacimientos de la Mesa Central), clave CBF-2025-I-1352, financiado por la Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación (SECIHTI) mediante la Convocatoria Ciencia Básica y de Frontera 2025, bajo la responsabilidad técnica del Dr. Néstor Cano. El financiamiento otorgado permitió cubrir actividades de campo, recolección de muestras y análisis de laboratorio indispensables para el desarrollo de esta tesis.

A la maestra Isabel Domínguez Trejo, quien me ha apoyado en todos los trámites académicos, desde movilidad académica y servicio social hasta muchas otras gestiones. Agradezco profundamente su atención, orientación y disposición para ayudarme en cada etapa de este proceso.

Al ingeniero Alejandro Calderón, quien me otorgó una beca de excelencia académica durante los cinco años de mi licenciatura, apoyo que fue fundamental para mi formación profesional.

Al grupo del Laboratorio Mineralogía, Yacimientos Minerales y Geofluidos del LANGEM, Instituto de Geología, UNAM y muy especialmente a la maestra Edith Fuentes Guzmán, por su invaluable guía, apoyo constante y los consejos que siempre me brindó con generosidad a lo largo de mi formación.

Los microanálisis químicos con microsonda electrónica fueron realizados por el Ing. Carlos Linares López, Laboratorio Universitario de Petrología LUP-LANGEM-SECIHTI, Instituto de Geofísica, UNAM.

A Juan Tomás Vázquez Ramírez y al taller de laminación del Instituto de Geociencias, Juriquilla (UNAM), quienes fueron un apoyo fundamental para la elaboración de las láminas delgadas que constituyen una parte esencial de esta investigación. Asimismo, agradezco a Carlos Uriel Miguel Morales (UNAM), del Instituto de Geología, por su apoyo en el pulido final de los xenolitos.

A mis sinodales, la M. en C. Edith Fuentes Guzmán y las ingenieras Silja Aguilar Austria y Karina Martínez Bautista, así como al Dr. Enrique Alejandro González Torres, por el tiempo dedicado a la revisión de este trabajo. Agradezco profundamente sus valiosas observaciones y sugerencias, las cuales enriquecieron significativamente el alcance y la calidad técnica de esta investigación.

A los amigos que hice en la Facultad de Ingeniería: Alexis, Uriel, Julio, Mauricio, Jesús y muchos otros que fueron mi mejor compañía a lo largo de los pasillos de la FI y durante esta etapa tan importante de mi vida.

A la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas y Energía (UPM) y a sus profesores, quienes me apoyaron y guiaron durante mi estancia académica en Madrid, una experiencia que enriqueció profundamente mi formación y perspectiva profesional. De igual manera, a mis amigos de Madrid: Arsen, Valentina, Benjamín, Luis, Ángel y Margaret, a quienes guardaré siempre en mi memoria y en mi corazón: espero que volvamos a encontrarnos pronto en ese mismo balcón donde nació una amistad que no conoce fronteras.

A mis padres, por guiarme siempre en este camino. Nunca dudaron de mis capacidades y me brindaron todo el apoyo necesario para desarrollarme personal y profesionalmente. Les debo mucho de lo que soy, pues su amor, esfuerzo y confianza han sido pilares fundamentales en mi formación académica y humana.

A mi hermano, a quien admiro profundamente, por acompañarme siempre, apoyarme en todo momento y ser una presencia constante en mi vida. Asimismo, a Yeli, a quien admiro por todo lo que hace y por la gran persona que es.

A mi familia Elizalde, que siempre me ha apoyado y me ha deseado lo mejor en cada una de las etapas de mi licenciatura.

A mi tía Alejandra, quien siempre ha creído en mí y me ha brindado su apoyo incondicional a lo largo de este camino.

A mi padrino Alberto Elizalde Baltierra, quien siempre me apoyó y aconsejó académicamente en cada paso de mi formación.

A Dulce, mi esposa y compañera de vida. Gracias por tu comprensión, por tu paciencia infinita y por brindarme un amor incondicional que no conoce fronteras ni idiomas. Gracias por estar conmigo en las buenas y en las malas; este logro es también tuyo, así como los que vendrán. Gracias por caminar a mi lado; hoy y siempre, quiero seguir caminando al tuyo. **¡Te amo!**

A todas las personas que no menciono aquí, pero que ocupan un lugar importante en mi vida y han contribuido, de una u otra forma, a que este momento fuera posible. ¡Gracias!

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Planteamiento del problema	3
1.2 Justificación	4
1.3 Objetivos	4
1.3.1 Objetivo general	4
1.3.2 Objetivos específicos	4
1.4 Hipótesis	5
2. MARCO TEÓRICO	5
2.1 Vulcanismo intraplaca en la Mesa Central	5
2.2 Xenolitos mantélicos y corticales	7
2.3 Vulcanismo freatomagmático y maares.....	11
2.4 Sulfuros en xenolitos.....	12
2.5 Metasomatismo.....	13
3. MARCO GEOLÓGICO	15
3.1 Geología regional	15
3.2 Geología local.....	21
3.2.1 Campo volcánico San Luis Potosí.....	21
3.2.2 Campo Volcánico Santo Domingo.....	22
3.2.3 Joya Prieta.....	23
3.2.4 Campo Volcánico Ventura–Espíritu	23
3.2.5 La Joyuela.....	23
3.2.6 Joya Honda.....	24
3.2.7 Maar Laguna de Los Palau	24
3.2.8 Cono de Ceniza El Toro	25
4. METODOLOGÍA	25
4.1 Revisión bibliográfica	25
4.2 Trabajo de campo selección de muestras	25
4.3 Preparación de muestras	26
4.4 Petrografía y mineragrafía.....	26

4.5 Microsonda electrónica (EPMA)	27
5. RESULTADOS	29
5.1 Trabajo de campo	29
5.1.1 Maar La Joyuela	29
5.1.2 Maar Joya Honda	30
5.1.3 El Toro	31
5.1.4 Maar Laguna de Los Palau	32
5.1.5 Maar Joya Prieta	33
5.2 Petrografía	34
5.2.1 Maar La Joyuela	34
Xenolito cortical	34
5.2.2 Maar Joya Honda	35
Xenolito cortical	35
Xenolito mantélico	36
5.2.3 El Toro	37
Xenolito cortical	37
Xenolito mantélico	38
5.2.4 Maar Laguna de Los Palau	39
Xenolito cortical	39
Xenolito mantélico	40
5.2.5 Maar Joya Prieta	42
Xenolito cortical	42
Xenolito mantélico	43
5.3 Química mineral	45
5.3.1 Olivino	45
5.3.2 Anfíbol	46
5.3.3 Plagioclasa	46
5.3.4 Piroxeno	47
5.3.5 Granate	47
5.3.6 Sulfuros	48
5.3.7 Espinela	48

6. DISCUSIÓN..... 50

6.1 Fuente de los xenolitos50

6.2 Evidencias de metasomatismo y enriquecimiento en metales51

6.3 Distribución de partículas metálicas55

6.4 Fertilidad metalogénica de reservorios profundos57

7. CONCLUSIONES 59

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS 61

ANEXOS Y MATERIAL SUPLEMENTARIO 66

RESUMEN

Los maares del estado de San Luis Potosí representan una ventana al manto superior y a la corteza inferior de la Mesa Central, ya que alojan xenolitos de diversas procedencias transportados durante el ascenso de magmas basálticos. Esta región alberga algunas de las mineralizaciones más importantes de México, por lo que el estudio de sus raíces litosféricas y de sus posibles fuentes de metales constituye un campo de investigación relevante, aunque aún poco explorado.

El objetivo de este trabajo es caracterizar petrográfica y químicamente xenolitos procedentes del manto y la corteza presentes en distintos centros volcánicos de los campos volcánicos Santo Domingo y Ventura-Espíritu, en San Luis Potosí, con énfasis en la distribución de partículas metálicas y su relación con procesos metasomáticos registrados en la litosfera profunda bajo la Mesa Central.

Mediante trabajo de campo, petrografía, mineragrafía y análisis de química mineral por microsonda electrónica (EPMA), se estudiaron xenolitos recolectados en los maares La Joyuela, Joya Honda, Laguna de Los Palau y Joya Prieta, así como en el Cono de Ceniza El Toro. Los resultados revelan que los xenolitos corresponden principalmente a lherzolitas de espinela (manto), hornblenditas (manto metasomatizado) y granulitas máficas (corteza inferior).

Las partículas metálicas, compuestas principalmente por sulfuros dominadas por pirrotina, se presentan como: (1) inclusiones fundidas metálicas asociadas a inclusiones silicatadas, (2) fases ubicadas en contactos o espacios intercristalinos, (3) rellenos de microfracturas dentro de minerales primarios silicatados y (4) gotas sulfuradas aisladas dentro de minerales. Esta diversidad textural indica que las fases metálicas no corresponden a una sola población, sino que registran distintos procesos de formación, preservación y redistribución.

Asimismo, se identificó kaersutita, un anfíbol titanífero que reemplaza parcial o totalmente a la mineralogía primaria de las peridotitas. La presencia de este mineral constituye una evidencia directa de metasomatismo patente en el manto litosférico subcontinental bajo la Mesa Central. De manera consistente, los xenolitos metasomatizados presentan una mayor abundancia relativa y diversidad textural de partículas metálicas en comparación con aquellos que no muestran evidencias claras de metasomatismo.

Los resultados sugieren que los procesos de metasomatismo y fusión parcial ocurridos en el manto favorecieron la movilización y redistribución de azufre y elementos calcófilos en la litosfera profunda. En conjunto, estas evidencias apoyan la existencia de un manto litosférico fértil y heterogéneo, cuya evolución pudo contribuir al enriquecimiento metálico de los magmas y, en consecuencia, a la fertilidad metalogenética regional de la Mesa Central.

ABSTRACT

The maars of the state of San Luis Potosí represent a window into the upper mantle and lower crust of the Central Mesa, as they host xenoliths of diverse origins transported during the ascent of basaltic magmas. This region harbors some of the most important mineralizations in Mexico; therefore, the study of its lithospheric roots and potential metal sources constitutes a relevant, albeit still underexplored, field of research.

The objective of this work is to petrographically and chemically characterize mantle and crustal xenoliths found in different volcanic centers of the Santo Domingo and Ventura-Espíritu volcanic fields in San Luis Potosí, with an emphasis on the distribution of metallic particles and their relationship with metasomatic processes recorded in the deep lithosphere beneath the Central Mesa.

Through fieldwork, petrography, mineragraphy, and mineral chemical analysis via electron probe microanalysis (EPMA), xenoliths collected from the La Joyuela, Joya Honda, Laguna de Los Palau, and Joya Prieta maars, as well as the El Toro cinder cone, were studied. The results reveal that the xenoliths correspond mainly to spinel lherzolites (mantle), hornblendites (metasomatized mantle), and mafic granulites (lower crust).

Metallic particles, composed primarily of sulfides and dominated by pyrrhotite, occur as: (1) metallic melt inclusions associated with silicate inclusions, (2) phases located at contacts or intercrystalline spaces, (3) infillings of microfractures within primary silicate minerals, and (4) isolated sulfide droplets within minerals. This textural diversity indicates that the metallic phases do not correspond to a single population, but rather record distinct processes of formation, preservation, and redistribution.

Furthermore, kaersutite, a titaniferous amphibole that partially or totally replaces the primary mineralogy of the peridotites, was identified. The presence of this mineral constitutes direct evidence of metasomatism occurring in the subcontinental lithospheric mantle beneath the Central Mesa. Consistently, metasomatized xenoliths exhibit a greater relative abundance and textural diversity of metallic particles compared to those that show no clear evidence of metasomatism.

The results suggest that metasomatism and partial melting processes in the mantle favored the mobilization and redistribution of sulfur and chalcophile elements in the deep lithosphere. Together, these findings support the existence of a fertile and heterogeneous lithospheric mantle, whose evolution may have contributed to the metallic enrichment of magmas and, consequently, to the regional metallogenetic fertility of the Central Mesa.

1. INTRODUCCIÓN

La formación de provincias metalogenéticas ricas en metales ha sido explicada tradicionalmente mediante procesos de concentración magmático—hidrotermal ocurridos en la corteza. Sin embargo, perspectivas más recientes sugieren que la fertilidad metalogenética de una región también puede estar controlada por la existencia de fuentes profundas o fundidos anómalamente enriquecidos en metales, los cuales desempeñan un papel crítico en la generación de depósitos minerales a escala regional (Tassara et al., 2017). En este contexto, el manto litosférico subcontinental puede actuar como un reservorio primario de metales y contribuir a la fertilización de sistemas magmático-hidrotermales en la corteza superior.

El transporte de metales desde el manto hacia la corteza está condicionado por la arquitectura litosférica y por la presencia de estructuras profundas capaces de conectar distintos niveles de la litosfera. En particular, las fallas translitosféricas tectónicamente activas pueden favorecer el ascenso de magmas derivados de volúmenes fértiles del manto litosférico subcontinental, así como el emplazamiento de depósitos minerales de origen magmático e hidrotermal (Schettino et al., 2023). De esta manera, la fertilidad metalogenética de una provincia puede depender tanto de los procesos de concentración en la corteza como de la capacidad de los magmas para extraer, transportar y transferir metales desde reservorios profundos (Schettino et al., 2024).

Los mecanismos mediante los cuales los metales son extraídos y transportados desde el manto hacia la corteza han sido ampliamente discutidos. Algunos estudios han documentado que los magmas derivados del manto pueden estar enriquecidos en elementos como Au y Te, por lo que representan vehículos potenciales para el transporte de metales hacia niveles corticales. Asimismo, los fluidos relacionados con procesos de subducción pueden enriquecer el manto litosférico en elementos metálicos, generando dominios mantélicos químicamente fértiles (Holwell et al., 2019). Aunque tradicionalmente se consideraba que la transferencia de metales ocurría principalmente mediante procesos de equilibrio químico entre el magma y los sulfuros, estudios recientes proponen que gotas de sulfuro presentes en el manto pueden incorporarse físicamente a los magmas, sobrevivir durante el ascenso y actuar como vehículos directos para el transporte de metales. Al alcanzar niveles corticales, estos magmas pueden transferir su carga metálica a fluidos hidrotermales mineralizantes (Schettino et al., 2023).

A escala global, la relación entre procesos mantélicos, metasomatismo y formación de provincias minerales ha sido evaluada mediante el estudio de xenolitos y xenocristales, los cuales constituyen ventanas directas a la litosfera profunda. En la Gran Provincia Ígnea de Emeishan, en el suroeste de China, se documentó una partícula de Au puro de aproximadamente 30 μm incluida en un cristal de olivino contenido en una lava picrítica. Esta ocurrencia fue interpretada como evidencia de un xenocristal derivado del manto profundo, transportado hacia niveles someros por una pluma

mantélica y posteriormente incorporado en fundidos picríticos (Zhang et al., 2006). De manera similar, en la provincia aurífera de El Deseado, Argentina, se ha propuesto que la influencia de una pluma mantélica enriqueció una porción del manto litosférico subcontinental en elementos incompatibles y aportó el calor necesario para generar grandes volúmenes de magma, contribuyendo así a la fertilidad metalogenética regional (Tassara et al., 2017).

En México, la Mesa Central constituye una región clave para evaluar la posible relación entre procesos profundos de fertilización litosférica y la formación de yacimientos minerales en la corteza superior. Esta provincia fisiográfica se localiza en el centro-norte del país, cubriendo gran parte de la porción occidental de San Luis Potosí (Figura 1.1). La importancia geológica y metalogenética de la Mesa Central radica en la abundancia y diversidad de sus yacimientos minerales. En esta región se localizan algunos de los distritos mineros más importantes de México, como Zacatecas, Fresnillo, Guanajuato y Charcas, entre otros. Los depósitos epitermales de Au–Ag en la Mesa Central constituyen una de las tipologías más abundantes y económicamente relevantes; sin embargo, también se reconocen skarns, pórfidos Cu–Mo–Au y depósitos tipo VMS. Esta diversidad sugiere que la corteza y la litosfera subyacente de la Mesa Central pudieron haber participado en procesos capaces de favorecer la generación de distintos sistemas mineralizantes.

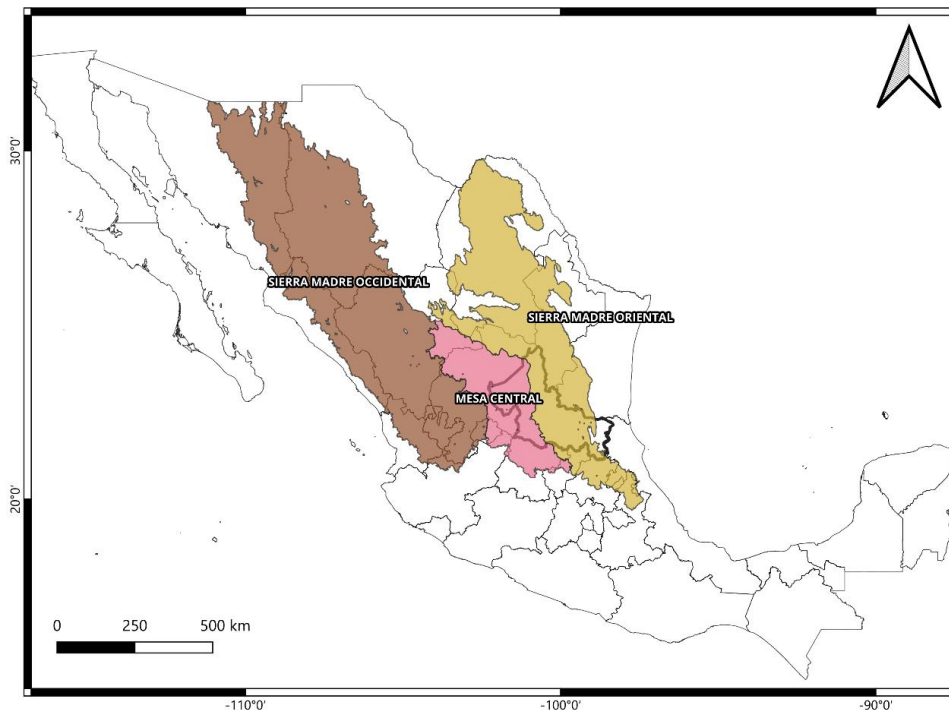


Figura 1.1 Mapa de ubicación de las provincias geológicas de la zona centro-norte de México, Sierra Madre Occidental, Mesa Central y la Sierra Madre Oriental.

Una herramienta fundamental para investigar el origen profundo de esta fertilidad litosférica es el estudio del volcanismo alcalino de edad Pliocuaternaria y Cuaternaria, el cual atraviesa la corteza de la Mesa Central y transporta materiales derivados del manto y de la corteza inferior. Este magmatismo se manifiesta como derrames de lava, depósitos piroclásticos y centros volcánicos monogenéticos de tipo maar—diatrema. Estos últimos se caracterizan por presentar un cráter excavado en la roca preexistente, rodeado por un anillo de tefra y una raíz cónica profunda o diatrema, formada durante erupciones freatomagmáticas (Lorenz 2003, n.d.; White & Ross, 2011). En San Luis Potosí, destacan los campos volcánicos Ventura—Espíritu y Santo Domingo, los cuales contienen abundantes xenolitos mantélicos y corticales transportados por magmas alcalinos (Aranda-Gómez, 2005).

La presencia de xenolitos en estos centros volcánicos ofrece una oportunidad excepcional para estudiar directamente la composición, textura y evolución de los reservorios profundos bajo la Mesa Central. En particular, el análisis de xenolitos mantélicos y corticales permite evaluar la presencia de fases metálicas, sulfuros, inclusiones fundidas y evidencias de procesos metasomáticos o de fusión parcial (Hughes et al., 2016). Estos rasgos pueden aportar información clave sobre los mecanismos de enriquecimiento metálico en profundidad y sobre su posible relación con la fertilidad metalogénica regional.

En este trabajo se estudian xenolitos corticales y mantélicos recolectados en centros eruptivos de los complejos volcánicos Santo Domingo y Ventura—Espíritu, en el estado de San Luis Potosí. Las localidades seleccionadas incluyen los maares La Joyuela, Joya Honda, Laguna de Los Palau y Joya Prieta, así como el cono de ceniza El Toro. Las muestras fueron caracterizadas mediante petrografía, mineragrafía, conteo modal y análisis de química mineral por microsonda electrónica, con el fin de identificar sus asociaciones minerales, describir sus texturas, evaluar la distribución y abundancia de fases metálicas, y discutir los procesos petrogenéticos y metasomáticos registrados en los xenolitos. A partir de ello, se busca contribuir a la comprensión de la fertilidad litosférica bajo la Mesa Central y su posible relación con la metalogénia regional.

1.1 Planteamiento del problema

La Mesa Central es reconocida a nivel mundial por sus importantes mineralizaciones, especialmente argentíferas y de metales base. A pesar de ello, la conexión genética entre los yacimientos superficiales y sus fuentes litosféricas aún requiere ser estudiada de manera más técnica y profunda, por lo que continúa siendo un campo poco explorado. Existen interrogantes sobre los mecanismos de transporte y concentración de metales en el manto superior y la corteza inferior de esta provincia.

El problema principal radica en que, pese a la importancia del metasomatismo y la fusión parcial del manto para comprender los procesos litosféricos profundos, la presencia y el comportamiento de partículas metálicas en xenolitos de centros eruptivos específicos de la Mesa Central permanecen escasamente documentados. Esto es particularmente relevante en localidades como Laguna de los Palau, La Joyuela y Joya Honda, donde el estudio de inclusiones fundidas silicatadas y sulfuradas puede

aportar información clave sobre la fertilización litosférica y su posible vínculo con la metalogenia regional.

1.2 Justificación

Este trabajo se fundamenta en la importancia económica de la minería en San Luis Potosí, estado que representa un pilar de la actividad minera y que es un productor destacado a nivel mundial de Ag, Zn, Cu, F, Au, Pb y Mn. Debido a ello, resulta fundamental comprender el origen profundo de estos elementos con el fin de reforzar los modelos de exploración regional.

Dado que la litósfera profunda es inaccesible mediante métodos directos de muestreo, los maares de la Mesa Central representan una ventana natural a través de los xenolitos, los cuales, al presentar diversas procedencias, ofrecen un registro físico y químico in-situ de los procesos litosféricos. La identificación sistemática de partículas metálicas a modo de inclusiones fundidas, relleno de cavidades, fases intersticiales y discontinuidades, en conjunto con el análisis puntual mediante microsonda electrónica (EPMA), constituye el eje principal de esta investigación. A partir de estos análisis, dichas partículas darán información sobre la fertilidad de la litosfera bajo la Mesa Central.

Finalmente, los resultados obtenidos serán fundamentales para establecer, por primera vez en centros eruptivos como Joya Honda y Laguna de los Palau, una conexión genética entre los yacimientos superficiales y sus raíces profundas. De esta manera, se aportarán descripciones petrográficas y datos cuantitativos esenciales para el desarrollo de nuevos criterios de búsqueda de recursos minerales en la zona centro de México.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Caracterizar petrográfica y químicamente xenolitos corticales y mantélicos procedentes de maares de la Mesa Central Mexicana, mediante petrografía y microquímica mineral por microsonda electrónica (EPMA), con el fin de evaluar factores como los procesos de metasomatismo y la distribución de fases metálicas en reservorios profundos. Así, evaluar la relación de dichos factores con la fertilidad litosférica y potencial metalogenético regional.

1.3.2 Objetivos específicos

- Determinar las asociaciones de minerales primarios y secundarios.
- Identificar las texturas en roca y minerales presentes.
- Distinguir evidencias de deformación, recristalización dinámica y estática, así como relaciones texturales indicativas de eventos metasomáticos.
- Establecer la composición mineralógica mediante análisis modal cuantitativo.

- Estimar la presencia, abundancia y características texturales de fases sulfuradas u oxidadas, evaluando su distribución y posible relación con procesos de enriquecimiento litosférico.
- Determinar la composición química mineral mediante microsonda electrónica (EPMA) en olivino, anfíbol, piroxeno, granate, plagioclasas, espinela y sulfuros.

1.4 Hipótesis

La presencia de partículas metálicas en xenolitos de distintas procedencias (corteza inferior y manto) bajo la Mesa Central son el resultado de diversos procesos, como el metasomatismo mantélico o la fusión parcial. Estos procesos enriquecieron la litosfera profunda en fases sulfuradas. La evidencia de estas partículas en distintas formas, como relleno de cavidades o inclusiones fundidas sulfuradas, indica una movilidad metálica que fungió como un reservorio primario de metales. Esta fertilización constituye un vínculo directo entre los procesos geológicos del manto superior/corteza inferior y la génesis de distritos mineros de importancia económica, algunos de ellos de clase mundial, presentes en la corteza superior del estado de San Luis Potosí.

2. MARCO TEÓRICO

2.1 Vulcanismo intraplaca en la Mesa Central

El magmatismo intraplaca se genera alejado de los márgenes activos de placa. A lo largo de la Mesa Central, este magmatismo se presenta típicamente en campos monogenéticos, extrusado a través de conductos centrales que forman maares aislados, conos de ceniza y escudos de lava. El producto de este vulcanismo consiste en rocas de afinidad alcalina que son capaces de transportar xenolitos de peridotita provenientes del manto superior, así como granulitas feldespáticas que ascienden desde la corteza inferior (Aranda-Gómez et al., 2005).

Para que este magmatismo pudiera alcanzar la superficie, la litosfera pasó por procesos tectónicos previos. Durante el Oligoceno, la porción central de México estuvo dominada por intensos procesos extensionales que generaron una importante diversidad magmática (Tristán-González et al., 2009). Además, la región también fue afectada por procesos metamórficos de muy alta temperatura, los cuales coinciden temporalmente con dichos eventos extensionales (Droubi et al., 2024).

El magmatismo con firma geoquímica de tipo intraplaca en la Mesa Central tuvo sus inicios durante el Oligoceno temprano, hace aproximadamente 31 a 30 Ma. Este evento está representado por una transición de un régimen prolongado de subducción de la placa de Farallón hacia el inicio de la extensión continental intraplaca en la placa Norteamericana (Aguillón-Robles et al., 2014).

El inicio de estos procesos de extensión cortical a altas tasas de deformación desarrolló estructuras que favorecieron modificaciones composicionales en los magmas. Esto permitió la generación activa y el rápido ascenso de fundidos de baja viscosidad derivados del manto, así como su segregación y la

reactivación de procesos magmáticos corticales. Estas discontinuidades estructurales funcionaron como vías directas que inhibieron el estancamiento del magma en cámaras magmáticas, generando las condiciones adecuadas para el vulcanismo efusivo (Orozco-Esquivel et al., 2002).

En particular, hace ~30 Ma, se registró un cambio importante en el estilo de deformación regional, pasando de un sistema de fallas con orientación NW y geometría de tipo dominó, a un sistema de fallas polimodal. Esta compleja red estructural coincidió temporal y espacialmente con el emplazamiento de complejos de domos de lava en el estado de San Luis Potosí (Del Pilar-Martínez et al., 2020). Posteriormente, la deformación y extensión asociada al desarrollo de la provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*) ocurrió de manera intensa entre los 24 y 20 Ma, generando las discontinuidades que controlarían el ascenso magmático subsecuente (Tristán-González et al., 2009).

Estas discontinuidades estructurales formadas previamente favorecieron el ascenso del vulcanismo intraplaca de composición basanítica durante el Cuaternario, el cual se traslapó sobre los antiguos complejos del Campo Volcánico de San Luis Potosí (Tristán-González et al., 2009). De esta forma, el vulcanismo monogenético resultante quedó evidenciado en los maares de Joya Honda, Laguna de Los Palau y Joya Prieta, entre otros, que están íntimamente relacionados al fallamiento extensional y al adelgazamiento cortical que facilitó su rápido ascenso a la superficie (Venegas Rodríguez, 2024).

En sitios aislados en San Luis Potosí es posible encontrar volcanes monogenéticos de edad Mioceno tardío–Cuaternario. A partir de esto, los volcanes en San Luis Potosí pueden dividirse en dos grupos con base en el contenido o ausencia de xenolitos del manto. Los volcanes de edad Plioceno–Cuaternario que se localizan al occidente contienen xenolitos tanto del manto como de la corteza; estos pueden dividirse en dos campos volcánicos: Santo Domingo y Ventura–Espíritu. Por otro lado, los volcanes situados al oriente (generalmente llamados volcanes del este de San Luis Potosí) se observan principalmente en afloramientos aislados de hawaiitas y basaltos alcalinos picríticos, los cuales no contienen xenolitos ni megacristales (Figura 2.1; Aranda-Gómez et al., 2005).

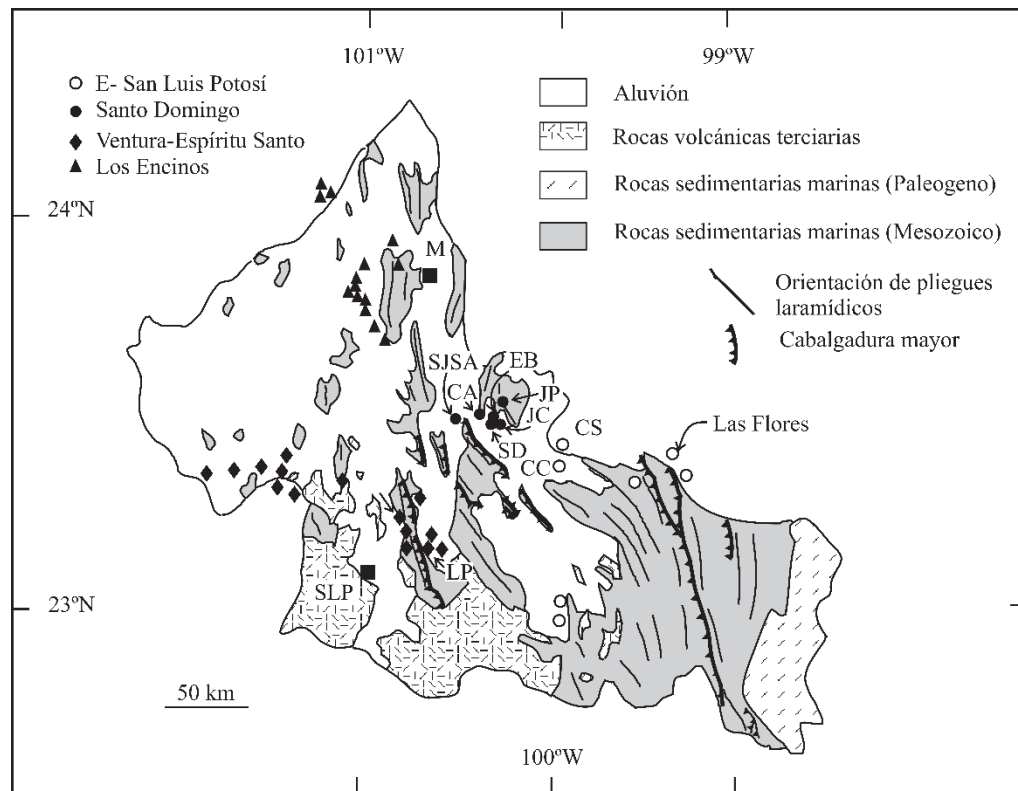


Figura 2.1 Mapa geológico regional del estado de San Luis Potosí que muestra la ubicación y distribución de los principales campos volcánicos portadores de xenolitos provenientes del manto y corteza (Santo Domingo, Ventura-Espíritu) y las principales unidades litológico-estructurales de la región. Tomado de Aranda-Gómez et al (2005).

La Mesa Central ha experimentado un prolongado régimen extensional por casi 48 millones de años (Nieto-Samaniego, 2023). Como consecuencia de este adelgazamiento cortical prolongado, Droubi et al. (2024) propusieron que la porción inferior de la litosfera en la Mesa Central sufrió procesos térmicos y estructurales relacionados con el ascenso del manto astenosférico. Asimismo, dichos autores concluyeron que la atenuación (o eliminación) del manto litosférico pudo ser el mecanismo dominante en el transporte de calor que impulsó procesos de fusión parcial y metamorfismo (Droubi et al., 2024).

El ascenso astenosférico bajo la Mesa Central se ha atribuido a la combinación entre el retroceso de la placa oceánica subducida y la remoción progresiva del segmento de placa en profundidad. Este modelo concuerda con la evolución geodinámica propuesta para la región y sugiere que la interacción entre el manto ascendente y la corteza inferior pudo desempeñar un papel importante en la diversidad composicional de los magmas de la Mesa Central (Sieck et al., 2021).

2.2 Xenolitos mantélicos y corticales

Los xenolitos son definidos como fragmentos de roca encajonante que han sido incorporados dentro de un fundido (Neuendorf et al., 2005). De manera equivalente, un xenocrystal está definido como un

cristal individual semejante morfológicamente a un fenocristal dentro de una roca ígnea, el cual es genéticamente ajeno a la porción magmática que lo transporta (Neuendorf et al., 2005). En la parte central de México, las rocas alcalino-básicas, como las basanitas, son por excelencia las rocas portadoras de estos fragmentos provenientes de la litosfera profunda (Aranda-Gómez, 1993). Estos fragmentos litosféricos se dividen en dos grupos principales con base en su procedencia: los xenolitos derivados del manto superior (ultramáficos) y los provenientes de la corteza inferior (metaígneos y metasedimentarios).

De acuerdo con la clasificación formal (Le Maitre, 2002), los xenolitos provenientes del manto superior pueden dividirse con base en su asociación mineral, contando con dos grupos principales (peridotitas y piroxenitas). Las peridotitas se subdividen en dunitas, harzburgitas y lherzolitas, las cuales son definidas conceptualmente como rocas plutónicas ultramáficas compuestas de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno en proporciones variables. La nomenclatura formal determina que al contener <5% de determinada fase aluminica (p.ej., granate, espinela o plagioclasas) se utiliza la denominación de “peridotita con espinela”, mientras que si el contenido es >5%, debe denominarse como “peridotita de espinela” (Le Maitre, 2002).

En la litosfera de la región de San Luis Potosí, el reservorio mantélico se compone principalmente de lherzolitas de espinela, harzburgitas, piroxenitas de espinela, websteritas de espinela y megacrístales de kaersutita (Heinrich & Beseh, 1992). En los maares pertenecientes a campos volcánicos como Santo Domingo y Ventura-Espíritu, se aprecian características texturales bien preservadas en los xenolitos, donde los minerales primarios conservan una textura euhedral de grano fino. A nivel microscópico, se puede observar una textura inequigranular que varía de porfídica a granular, así como la presencia de finas vetillas de vidrio alojadas a lo largo de los límites de grano (Heinrich & Beseh, 1992). Adicionalmente, el ensamble se complementa con la ocurrencia de xenocristales de kaersutita y hornblenditas (Ruiz et al., 1988).

Los xenolitos son transportados desde la litosfera hacia la superficie, favoreciendo su interacción con el magma hospedante durante el ascenso. Dicha interacción puede verse reflejada en xenocristales con formas angulares, bordes irregulares y coronas de reacción (Aranda-Gómez, 1993). Los xenocristales de olivino presentan extinción ondulante, los de espinela exhiben una coloración rojiza con bordes de reacción, y los de ortopiroxeno se encuentran rodeados por cristales de olivino y clinopiroxeno a lo largo de coronas de intercrecimiento. Además, es común observar cristales de anfíbol reemplazando a los cristales de ortopiroxeno, llegando a formar pseudomorfos (Aranda-Gómez, 1993).

Los xenolitos corticales corresponden a rocas metaígneas en facies granulita, con una composición que varía de máfica a intermedia, al igual que rocas metasedimentarias de alto grado. Los protolitos magmáticos varían composicionalmente entre gabros y tonalitas. En cuanto a los ensambles mineralógicos, los xenolitos corticales máficos se componen de plagioclasas, clinopiroxeno,

ortopiroxeno, anfíbol, apatito, rutilo y escapolita. Por otro lado, los xenolitos corticales intermedios contienen cuarzo y bajas proporciones de granate; este último se encuentra con coronas de reacción (Schaaf et al., 1994). Al igual que los xenolitos peridotíticos, los fragmentos corticales pueden experimentar interacción con el magma hospedante durante su ascenso. Este proceso queda registrado en la presencia de xenocristales de cuarzo y plagioclasas, los cuales se interpretan como derivados de granulitas cuarzofeldespáticas procedentes de la corteza inferior (Aranda-Gómez, 1993).

Los estudios geotermobarométricos de la región han permitido definir de manera precisa las presiones y temperaturas de la litosfera profunda bajo la Mesa Central. Para el caso de los xenolitos mantélicos procedentes de los campos volcánicos Santo Domingo y Ventura-Espíritu, los análisis realizados en maares como Joya Honda, Laguna de Los Palau y Joya Prieta, entre otros, han estimado una procedencia cercana a la interfase corteza-manto, con condiciones de reequilibrio térmico que varían entre 950 y 1000 °C, a presiones de entre 10 y 16 kbar (Aranda-Gómez, 1993).

El equilibrio químico bajo estas condiciones es confirmado a partir de la partición de Mg^{2+} y Fe^{2+} entre los cristales de olivino y el vidrio intersticial, reflejando condiciones de equilibrio cercanas a 1000 °C y presiones de entre 10 y 15 kbar (Heinrich & Beseh, 1992). A escala regional, se han documentado ligeras variaciones termodinámicas. Por ejemplo, en el Campo Volcánico Ventura-Espíritu se registran condiciones de equilibrio de aproximadamente 1073 °C y 19.6 kbar. Por otro lado, en el Campo Volcánico Santo Domingo se estimaron temperaturas cercanas a 1026 °C y presiones de alrededor de 14.4 kbar (Luhr & Aranda-Gómez, 1997). Droubi et al. (2024) documentó que la base de la corteza, ubicada entre 26 y 31 km de profundidad, experimentó condiciones de ultraalta temperatura, que variaron entre 925 y 972 °C a presiones de entre 7.2 y 8.5 kbar, y que estas condiciones fueron sostenidas durante más de 15 millones de años.

Además de las estimaciones geotermobarométricas, diversos estudios han permitido caracterizar la composición y el grado de fertilidad del manto litosférico bajo la región. El manto bajo la región San Luis Potosí se clasifica composicionalmente como fértil a ligeramente empobrecido (Heinrich & Beseh, 1992). A pesar de presentar ligeras variaciones en las asociaciones minerales y geoquímicas inducidas por procesos de fusión parcial, las lherzolitas de espinela de los campos volcánicos Santo Domingo y Ventura-Espíritu muestran abundancias similares de elementos mayores y traza en roca total (Heinrich & Beseh, 1992).

En concordancia, Dávalos-Elizondo et al. (2016) determinaron que la química mineral de las fases primarias denota un grado mínimo de empobrecimiento. El olivino presenta un número de magnesio (Mg#) que varía entre 88 y 91, mientras que la espinela cromífera presenta números de cromo (Cr#) significativamente bajos, con valores entre 0.10 y 0.25. Estas relaciones microquímicas sugieren tasas de extracción muy reducidas, donde las peridotitas de espinela experimentaron aproximadamente entre 2% y 4% de fusión parcial respecto a la roca original (Schettino et al., 2024).

El análisis de isótopos y elementos de tierras raras ha sido fundamental para comprender la heterogeneidad, el origen y la evolución del manto y la corteza bajo la Mesa Central. Las composiciones isotópicas de Sm-Nd en lherzolitas de espinela de los campos volcánicos Santo Domingo y Ventura-Espíritu indican la existencia de un segmento del manto litosférico subcontinental con una composición heterogénea (Schaaf et al., 1994). Asimismo, las firmas isotópicas de Sr y Nd han permitido determinar que litologías como la piroxenita de hornblenda corresponden a acumulaciones de alta presión vinculadas genéticamente con las basanitas portadoras (Schaaf et al., 1994).

De manera complementaria, los análisis de inclusiones fluidas y gases nobles aportan información relevante sobre el origen de los volátiles presentes en la litosfera profunda. Sandoval-Velasquez et al. (2021) determinaron que los volátiles presentes en inclusiones fluidas de xenolitos procedentes del maar Joya Honda, en el Campo Volcánico Ventura-Espíritu, evidencian la interacción de diferentes fuentes. El helio presenta una firma astenosférica de tipo MORB, con relaciones $^3\text{He}/^4\text{He}$ en un rango de 7.13 a 7.68 Ra. Sin embargo, las relaciones isotópicas de Ar y Ne sugieren la adición de un componente atmosférico o cortical reciclado, incorporado probablemente mediante la subducción de sedimentos, agua de mar o rocas alteradas. De manera similar, los valores de la relación $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$, que varían entre 0.4 y 3.11, son consistentes con los valores esperados para un manto fértil y relativamente poco agotado. En conjunto, estos resultados apoyan la interpretación de que el manto litosférico subcontinental bajo la Mesa Central conserva componentes enriquecidos y heterogéneos heredados de distintos procesos geológicos (Sandoval-Velasquez et al., 2021).

Nielson & Noller (1987) propusieron que el manto litosférico puede experimentar la percolación de fluidos metasomáticos. Este tipo de procesos generan un enriquecimiento característico de elementos de tierras raras ligeras (LREE), presente tanto de forma (1) modal o patente, evidenciada por la presencia de anfíboles, o (2) críptica, donde los minerales hidratados no son visibles.

Por otra parte, Dávalos-Elizondo et al. (2016) documentaron que, en el Campo Volcánico Santo Domingo, las fases metasomatizadas pueden alcanzar concentraciones de hasta 4% en peso de Ti, presentando además un enriquecimiento moderado en elementos de tierras raras ligeras y sin anomalías importantes en los elementos de alto potencial iónico (HFSE). Estos datos son interpretados por los autores como una evidencia de la interacción entre fundidos silicatados de afinidad alcalina (intraplaca) y el manto litosférico. Así, la interacción entre el manto litosférico y los fluidos metasomáticos modificó de forma directa la química de los silicatos primarios en el manto subyacente de la Mesa Central. Las peridotitas ubicadas próximas a las zonas metasomatizadas registran un enriquecimiento significativo en Fe, Ti y Al. En el caso del olivino, este enriquecimiento puede manifestarse mediante inclusiones microscópicas, más que por incorporación directa de estos elementos en la estructura cristalina del mineral (Nielson & Noller, 1987).

Mientras que los estudios del manto litosférico permiten reconocer procesos de metasomatismo, modificación y enriquecimiento químico, la geoquímica de los xenolitos corticales proporciona información sobre la evolución de la corteza inferior. El comportamiento de los patrones de elementos

de tierras raras puede emplearse como un criterio para diferenciar entre rocas metaígneas derivadas de acumulados cristalinos y aquellas originadas a partir de fundidos fraccionados (Schaaf et al., 1994). De esta manera, la geoquímica de elementos traza constituye una herramienta fundamental para reconstruir los procesos de diferenciación magmática y evolución cortical registrados en los xenolitos granulíticos de la Mesa Central.

2.3 Volcanismo freatomagmático y maares.

Un volcán de tipo maar-diatrema es un sistema monogenético que se compone de un cráter excavado en la superficie, anterior a la erupción, el cual se encuentra rodeado por un anillo de tefra o material piroclástico (Figura 2.2). En la parte inferior a la superficie se encuentra la diatrema, que es una estructura de forma geométrica cónica que se distribuye de manera continua en dirección descendente (Lorenz, 2003; White & Ross, 2011). Morfológicamente, el cráter de un maar posee un diámetro que varía en un rango entre 100 m y más de 2 km, alcanzando profundidades que abarcan desde decenas de metros hasta superar los 100 m (Lorenz, 2003).



Figura 2.2 Modelo esquemático de un sistema volcánico tipo maar-diatrema, que muestra el cráter con sedimentos posteriores a la erupción, el anillo de toba, la superficie original, las facies de diatrema estratificada y no estratificada, el conducto alimentador, los diques y la zona de raíz con brechas de explosión. Modificado de Lorenz (20003) y White & Ross (2011)

Para que se dé la formación y apertura de estos conductos eruptivos, son necesarias condiciones previas específicas, tales como sistemas de fallas regionales que actúen como vías para el ascenso rápido del magma desde la corteza media o inferior (Guevara-Betancourt et al., 2026). Durante su ascenso hacia la superficie a través de un dique alimentador, el magma puede interactuar con agua subterránea. Esta interacción genera fragmentación frágil del magma involucrado y también puede fragmentar las rocas circundantes del sistema maar-diatrema (Lorenz, 2003).

La naturaleza de este tipo de erupciones es episódica, de modo que puede presentarse más de un evento eruptivo principal. Además, esta dinámica favorece la erosión progresiva de la roca encajonante, lo que puede generar variaciones en la ubicación del foco explosivo a lo largo de las distintas fases eruptivas (White & Ross, 2011).

Gracias a la actividad volcánica se genera un anillo de tefra conformado por decenas o incluso más de 1000 capas de material piroclástico, donde la mayoría presenta espesores desde apenas unos milímetros hasta 20 cm. Así, la altura total del anillo de tefra puede llegar hasta más de 100 m de altura (Lorenz, 2003). Por su parte, los depósitos al interior del cráter incluyen depósitos que generalmente no se presentan estratificados, los cuales están conformados por brechas volcánicas. Estas brechas se definen como rocas volcanoclásticas compuestas por fragmentos angulares de más de 2 mm (Neuendorf et al., 2005). Al interior del cráter, las brechas se presentan en contactos subverticales entre detritos depositados secuencialmente, así como depósitos superiores estratificados formados a partir de la sedimentación generada en superficie al ser expuestos a la atmósfera (White & Ross, 2011).

El entorno geológico tiene un papel fundamental en cuanto a los ambientes explosivos freatomagmáticos. En el caso de los volcanes de tipo maar, se componen de dos ambientes principales que están en función de la dureza de la roca circundante (roca dura y blanda). En el ambiente de roca dura—que es el caso en este trabajo—, las tefras contienen grandes volúmenes de fragmentos líticos derivados de la roca encajonante que originalmente ocupaban la zona de raíz (fuente profunda), la diatrema y el cráter del maar (Lorenz, 2003). Estos fragmentos líticos pueden incluir xenolitos provenientes de la corteza o del manto.

2.4 Sulfuros en xenolitos

La capacidad del manto superior de enriquecerse en metales depende, en gran medida, de su afinidad por el azufre. En este sentido, el almacenamiento o la liberación de metales en el manto depende del balance de azufre y del estado de oxidación del mismo manto, ya que estas condiciones controlan si los metales se alojan principalmente en fases sulfuradas o en especies más oxidadas, como sulfatos (Hughes et al., 2016).

En este contexto, la caracterización petrográfica y composicional de los minerales ricos en azufre permite identificar distintas poblaciones de sulfuros y evaluar su distribución a diferentes escalas, desde un xenolito individual hasta una provincia regional. Así, estos minerales constituyen una

herramienta clave para el mapeo metalogenético del manto litosférico subcontinental y para reconocer posibles procesos de enriquecimiento metálico profundo (Hughes et al., 2016).

En la porción de San Luis Potosí perteneciente a la Mesa Central, se ha documentado la presencia de sulfuros ricos en elementos base en xenolitos distribuidos a lo largo de distintos centros volcánicos. Estos sulfuros pueden clasificarse de acuerdo con su posición microestructural dentro de los xenolitos (Schettino et al., 2024). Durante el transporte de los xenolitos desde el manto o la corteza hacia la superficie, los minerales sulfurados pueden experimentar procesos de enfriamiento y reequilibrio, generando asociaciones minerales de baja temperatura compuestas por pirrotina, pirita, pentlandita y calcopirita, entre otros minerales sulfurados (Lawley et al., 2026).

Desde el punto de vista textural, la población más abundante corresponde a sulfuros intergranulares. Estos se presentan como granos de hasta 100 μm , con morfologías angulares, poligonales o contactos rectilíneos, y se ubican preferentemente en los límites de grano entre silicatos o espinela (Schettino et al., 2024).

En menores proporciones, se encuentran sulfuros en forma de gotas o encapsulados, presentes en formas que se asemejan a vesículas esféricas con tamaños de hasta $\sim 10 \mu\text{m}$. Tal distribución textural se puede observar en xenolitos provenientes del Campo Volcánico Santo Domingo y Ventura–Espíritu (Schettino et al., 2024). Finalmente, existen sulfuros en formas globulares o redondeados distribuidos a lo largo de vetillas de vidrio intersticial en xenolitos provenientes del Campo Volcánico Ventura–Espíritu (Schettino et al., 2024).

La presencia y distribución de fases metálicas en el manto pueden aportar indicios sobre la fertilidad mantélica. Estudios previos han detallado la existencia de sulfuros ricos en níquel presentes en cantidades traza, con formas irregulares o de gota, localizados ya sea en espacios intercristalinos en el olivino o como inclusiones aisladas dentro de clinopiroxeno (Dávalos-Elizondo et al., 2016).

En conjunto, estas características, así como la diversidad textural y mineralógica de los sulfuros presentes en los xenolitos, evidencian la capacidad de estas fases para preservar el registro de procesos asociados al enriquecimiento y redistribución de metales en el manto litosférico. Asimismo, permiten comprender cómo el volcanismo alcalino puede transportar y preservar componentes profundos de la litosfera hacia sistemas volcánicos superficiales.

2.5 Metasomatismo

El metasomatismo es definido en la literatura como un proceso metamórfico que aparece dentro de un sistema abierto, donde la composición química original de una roca es modificada mediante reacciones con una fuente de origen externo, generalmente líquidos o gases intersticiales (Neuendorf et al., 2005). Dichos procesos responsables de la modificación de una roca se generan a través de fenómenos de disolución, deposición o adición de nuevos componentes químicos dando como

resultado la formación de nuevas fases minerales. Este mecanismo puede generarse a partir de dos mecanismos principales: infiltración y difusión (Neuendorf et al., 2005).

La infiltración metasomática es un proceso de transferencia donde las componentes químicas son transportadas a través de una corriente de soluciones acuosas que son filtradas a lo largo de los poros de una roca. Por otro lado, la difusión metasomática es un proceso de transferencia en el que los componentes químicos se distribuyen a lo largo de los límites de grano o a través de una solución acuosa estacionaria que ocupa los poros de roca (Neuendorf et al., 2005).

En el contexto del manto litosférico subcontinental, el metasomatismo se asocia a la percolación de fundidos de composiciones químicas diferentes promovida por eventos tectónicos de gran escala ocurridos en la litosfera continental (Kourim et al., 2019).

Esta interacción de fundidos/fluidos con rocas anhidras en el manto litosférico da lugar a modificaciones químicas por la formación de fases secundarias de composición distinta. Así, la alteración por procesos metasomáticos tiene la capacidad de modificar la textura preexistente de la roca y su orientación cristalográfica preferencial (Kourim et al., 2019). Por tanto, el metasomatismo a escala regional puede ser observado gracias a minerales secundarios presentes en xenolitos mantélicos (Nielson & Noller, 1987).

Con base en evidencias observables a escala regional y de afloramiento, se reconocen dos estilos principales de metasomatismo: patente y críptico. El metasomatismo patente se reconoce por la presencia de minerales secundarios hidratados, como flogopita o anfíboles, frecuentemente asociados con apatita. Por otro lado, el metasomatismo críptico es más difícil de observar petrográficamente, ya que se identifica principalmente mediante enriquecimientos químicos en la roca total o en minerales primarios, incluso en xenolitos de peridotita aparentemente anhidros (Nielson & Noller, 1987).

También se ha propuesto un tercer estilo, denominado metasomatismo de Fe–Ti, en el cual elementos como Al y Ti son incorporados en los minerales primarios de peridotitas adyacentes a diques máficos anhidros. Este proceso no genera evidencias texturales claras, por lo que suele reconocerse a partir de cambios composicionales en las fases minerales afectadas (Nielson & Noller, 1987).

En el caso específico de los xenolitos mantélicos provenientes de maares en San Luis Potosí, el metasomatismo patente forma parte de un registro fundamental para comprender la actividad de fluidos en la litosfera profunda. Una de las evidencias más importantes de este proceso es la presencia de anfíbol metasomático, cuya cristalización no ocurre de manera aislada (Dávalos-Elizondo et al., 2016; Schaaf et al., 1994). De acuerdo con Lange et al. (2023), este mineral se forma como resultado de la reacción entre clinopiroxeno preexistente y fluidos hidratados introducidos durante eventos metasomáticos, dando lugar a la formación de nuevas fases minerales hidratadas. Por lo tanto, la presencia de anfíbol en xenolitos mantélicos puede interpretarse como evidencia de la interacción entre fluidos y peridotitas del manto litosférico.

Las interacciones mencionadas son usualmente el resultado de la intrusión de diques máficos que, al momento de diferenciarse, tienen la capacidad de producir fluidos enriquecidos en volátiles acuosos y no acuosos. Estos fundidos hidratados pueden fraccionarse para así producir diques o vetas ricas en anfíbol, los cuales muestran enriquecimientos en elementos de tierras raras ligeras (LREE) respecto a las pesadas (HREE) (Nielson & Noller, 1987). Tales procesos de transferencia química, que incluyen la infiltración de fluidos a través de límites de grano y otras discontinuidades, así como la difusión de elementos como Fe y Al, ocurren de manera simultánea a la disolución de fases preexistentes y la precipitación de nuevos minerales mediante reacciones acopladas de disolución y reprecipitación (Putnis, 2009). La interacción de estos mecanismos favorece el enriquecimiento del manto en metales (Griffin et al., 2013), que puede verse expresado en la formación de importantes provincias mineralizadas en la corteza superior (Schettino et al., 2024). En consecuencia, las evidencias de estos procesos registradas en los xenolitos mantélicos no solo permiten reconstruir la evolución del manto litosférico subcontinental, sino también evaluar el potencial metalogenético de una región determinada.

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1 Geología regional

La Mesa Central es una altiplanicie del centro—norte de México limitada al norte y oriente por la Sierra Madre Oriental, y al occidente por la Sierra Madre Occidental. En comparación con estas provincias fisiográficas circundantes, la Mesa Central presenta un relieve menos pronunciado. En términos generales, la región muestra un contraste morfológico entre sus sectores norte y sur: mientras que el sector sur está caracterizado por zonas montañosas con elevaciones superiores a 2,000 m s.n.m., rocas volcánicas cenozoicas, desniveles marcados y estructuras relativamente bien preservadas, el sector norte presenta un relieve más erosionado, cotas menores y amplias cuencas continentales rellenas por sedimentos aluviales y lacustres. Este contraste se relaciona con la evolución estructural de la provincia y con la presencia de lineamientos regionales importantes, como los sistemas de fallas Taxco—San Miguel de Allende y San Luis—Tepehuanes (Figura 3.1; Nieto-Samaniego, 2023).

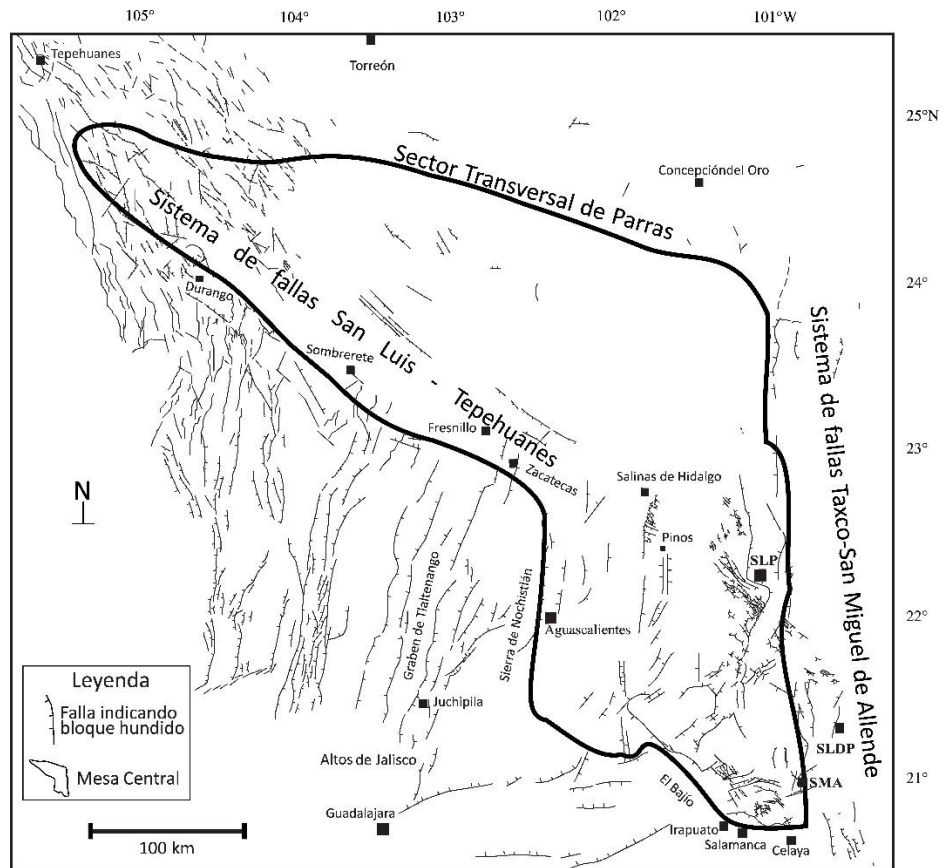


Figura 3.1. Perfil estructural esquemático de la Mesa Central, que muestra su configuración a partir de sistemas de fallas normales y la variación del espesor cortical en la región. Modificado de Nieto-Samaniego et al. (2005).

Esta evolución geológica ha generado una configuración estructural compleja a través de procesos tectónicos que han configurado la arquitectura cortical actual y los espesores de la corteza. La Mesa Central tiene una corteza de entre 32 y 40 km de espesor, que contrasta con sus provincias vecinas donde se identifican cortezas más gruesas, la Sierra Madre Oriental y la Sierra Madre Occidental alcanza aproximadamente 37 km 40 km respectivamente (Nieto-Samaniego, 2023).

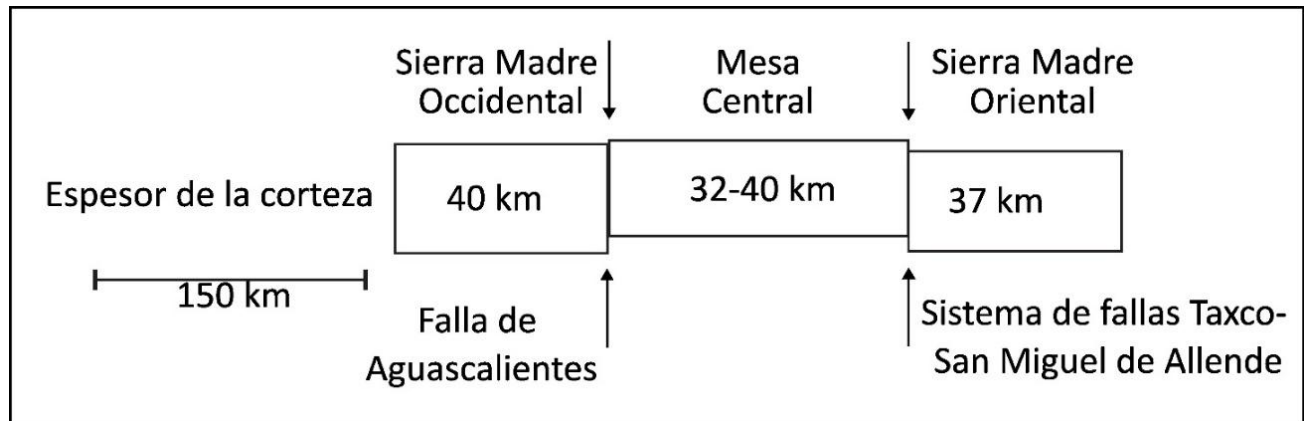


Figura 3.2. Esquema representativo de los espesores de las provincias fisiográficas de la Mesa Central, la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre Oriental, delimitadas por sistemas de fallas regionales. Adaptado de Nieto-Samaniego (1999).

Desde el punto de vista geológico, la Mesa Central registra una evolución compleja que involucra diferentes procesos como la sedimentación Mesozoica, deformación laramídica, exhumación, extensión Cenozoica y volcanismo asociado. Las unidades más antiguas expuestas regionalmente corresponden a secuencias volcanosedimentarias del Terreno Guerrero, así como a rocas sedimentarias marinas depositadas en distintos contextos paleogeográficos, representados por la Cuenca Mesozoica del Centro de México y la Plataforma Valles–San Luis Potosí. En San Luis Potosí, estas sucesiones incluyen rocas marinas clásticas del Triásico superior, unidades continentales conglomeráticas y areniscas con intercalaciones volcánicas del Jurásico inferior y medio, y rocas calcáreas del Jurásico superior, representadas por calizas dolomíticas y limolitas calcáreas. Durante el Cretácico se depositaron rocas sedimentarias marinas que posteriormente fueron deformadas durante la Orogenia Laramide (Figura 3.3) (Aranda-Gómez et al., 2005; Fitz-Díaz et al., 2018; Rodríguez-Ríos et al., 2013; Sieck et al., 2021).

La Sierra Madre Occidental se compone de diversos episodios magmáticos y tectónicos ocurridos durante el Cretácico–Cenozoico. Estos se encuentran asociados a la subducción de la placa de Farallón bajo la placa de Norteamérica y a la posterior apertura del Golfo de California. Su estratigrafía está compuesta por cinco conjuntos ígneos principales: (1) rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico superior–Paleoceno; (2) volcanismo andesítico a dacítico–riolítico del Eoceno, agrupado en el Complejo Volcánico Inferior; (3) ignimbritas silíceas del Oligoceno temprano y Mioceno temprano, correspondientes al Supergrupo Volcánico Superior; (4) coladas basáltico–andesíticas transicionales asociadas a estos pulsos; y (5) volcanismo postsubducción del Mioceno tardío al Cuaternario, relacionado con la apertura del Golfo de California. Estas unidades cubren un basamento heterogéneo de edades Precámbricas a Mesozoicas, expuesto de manera variable a lo largo de la provincia (Ferrari et al., 2005).

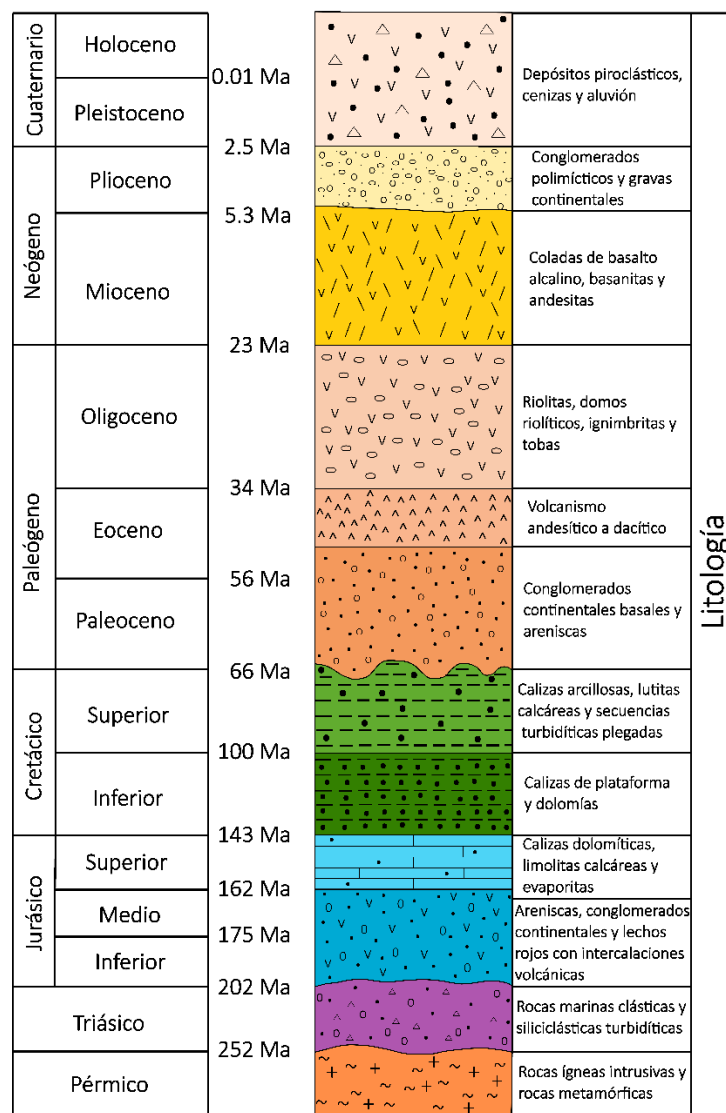


Figura 3.3. Columna estratigráfica generalizada de la Mesa Central en la porción de San Luis Potosí. Se muestra la sucesión litológica y temporal desde el Pérmico hasta el Holoceno. La nomenclatura de las edades (Ma) y los periodos geológicos sigue el esquema propuesto por Nieto-Samaniego et al. (2005).

El Terreno Compuesto Guerrero se localiza en el occidente de México y se caracteriza por vulcanismo submarino asociado a procesos de subducción influenciados por rifting. Está conformado por cinco subterrenos: Teloloapan, Guanajuato, Arcelia, Tahue y Zihuatanejo. El Terreno de Teloloapan consiste en flujos de lava submarina andesítica a basáltica de arco insular del Cretácico inferior, intercalados con calizas y rocas volcanoclásticas marinas someras. Los terrenos de Guanajuato y Arcelia corresponden a secuencias ofiolíticas de suprasubducción del Cretácico inferior, con afinidades MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt) e IAB (Island Arc Basalt), ubicadas entre el continente y los arcos más

evolucionados del Terreno de Zihuatanejo. El Terreno de Tahue está compuesto por rocas sedimentarias de arco del Paleozoico y rocas metaígneas relacionadas con rifting Triásico, mientras que el Terreno de Zihuatanejo incluye secuencias Triásicas con evolución hacia el Jurásico temprano (Centeno-García et al., 2008).

La Sierra Madre Oriental se formó a partir de la deformación de rocas Mesozoicas y de su basamento, que fueron exhumados, comprimidos y desplazados hacia el noreste durante la Orogenia Laramide, dando origen a un cinturón de pliegues y cabalgaduras. En esta provincia predominan estructuras de tipo thin-skinned (piel delgada), aunque a lo largo de su frente se observan variaciones en la orientación y el estilo de deformación. El desarrollo del plegamiento estuvo fuertemente influenciado por la evolución sedimentaria y la distribución de facies, controladas por la dirección de los esfuerzos. En particular, la presencia de niveles evaporíticos en unidades del Jurásico y Cretácico favoreció el desarrollo de niveles de despegue y favoreció la formación de pliegues de caja, mientras que en zonas donde no hay evaporitas se registran mayores acortamientos y estructuras más falladas (Eguiluz, 2000).

La subducción de la placa Farallón, activa desde el Cretácico superior hasta el Eoceno, constituyó el principal mecanismo responsable del acortamiento asociado al Orógeno Mexicano. Como resultado, las secuencias Mesozoicas de la Mesa Central fueron plegadas, acortadas y deformadas durante la Orogenia Laramide. Esta etapa compresiva fue seguida por varios episodios de exhumación. De acuerdo con Nieto-Samaniego (2023), la Mesa Central experimentó al menos tres fases principales de exhumación: la primera al término de la construcción del Orógeno Mexicano, durante el Cretácico tardío–Paleoceno; la segunda al inicio de la fase extensional de la Mesa Central; y una tercera durante el Oligoceno, registrada en la discordancia Rupeliano–Chattiano del sur de la provincia. Asimismo, diversos cuerpos intrusivos emplazados en rocas Mesozoicas, con edades entre el Cretácico tardío y el Oligoceno, fueron exhumados durante el final del acortamiento y las etapas posteriores de extensión (Nieto-Samaniego, 2023).

Después de la deformación Laramídica, la Mesa Central fue afectada por un régimen extensional Cenozoico que controló buena parte de su evolución tectónica y magmática. Durante el Eoceno se desarrolló una deformación triaxial asociada con fallas normales de orientaciones principales NE y NW, formadas de manera sincrónica. Posteriormente, se registraron nuevos eventos de deformación en el Eoceno–Oligoceno temprano, un evento principal durante el Oligoceno tardío y un último episodio durante el Plioceno–Pleistoceno. En conjunto, estos eventos definieron sistemas de fallas regionales que controlaron la configuración estructural de la Mesa Central y el emplazamiento del volcanismo Cenozoico (Nieto-Samaniego, 2023; Rodríguez-Ríos et al., 2013).

Entre los principales rasgos estructurales de la región destacan los sistemas de fallas Taxco–San Miguel de Allende y San Luis–Tepehuanes. El sistema Taxco–San Miguel de Allende con una extensión aproximada de 600 km y un ancho cercano a 30 km. Este segmento de fallas en su porción norte, localizado entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, está conformado por fallas normales con

orientaciones predominantes NW–SE, NNW–SSE y N–S. Algunas de estas estructuras siguen orientaciones Mesozoicas preexistentes, lo que sugiere su reactivación durante la extensión Cenozoica. Por su parte, el sistema de fallas San Luis–Tepehuanes se extiende desde San Luis de la Paz, Guanajuato, hasta Tepehuanes, Durango, y está constituido principalmente por fallas normales de rumbo NW–SE. Su actividad ha sido documentada desde el Eoceno hasta el Cuaternario, aunque las edades varían entre sus distintos segmentos. En la porción sur de la Mesa Central, este sistema puede alcanzar anchos de hasta 30 km. Asimismo, en el sector de San Luis Potosí se reconocen estructuras extensionales con actividad registrada desde el Oligoceno temprano hasta el Mioceno (Nieto-Samaniego, 2023).

La extensión Oligocénica estuvo vinculada con dos eventos principales de fallamiento. El primero corresponde a un sistema de fallas normales de orientación NW–SE desarrollado durante el Oligoceno temprano, alrededor de los 31 Ma, contemporáneo con el volcanismo riolítico y con erupciones explosivas formadoras de ignimbritas. El segundo evento ocurrió durante el Oligoceno tardío, aproximadamente entre 28 a 26 Ma, y se caracterizó por el desarrollo de horsts, grabens y semigrabens asociados con fallas de orientación N–S y E–W, que en conjunto configuraron un sistema de fallas polimodal (Sieck et al., 2021). Esta evolución extensional favoreció el emplazamiento de domos y flujos de lava riolítica, así como el desarrollo de un volcanismo voluminoso de carácter principalmente efusivo en la Mesa Central, en contraste con el volcanismo explosivo piroclástico de edad similar registrado en la Sierra Madre Occidental (Schaaf et al., 1994).

Durante el Oligoceno se desarrollaron en San Luis Potosí lavas andesíticas, ignimbritas riolíticas, rocas piroclásticas ácidas, domos y derrames riolíticos con edades aproximadas entre 34–29 Ma. Posteriormente, durante el Mioceno, el magmatismo estuvo representado por el Campo Volcánico Los Encinos, de composición basáltica. Finalmente, durante el Plioceno–Cuaternario se desarrolló un volcanismo alcalino caracterizado por derrames de lava, aparatos volcánicos y productos piroclásticos. Estos depósitos son particularmente importantes porque contienen xenolitos del manto superior y de la corteza inferior, incluyendo lherzolitas de espinela, piroxenitas de hornblenda, piroxenitas de espinela y granulitas feldespáticas (Aranda-Gómez et al., 2005; Schaaf et al., 1994).

En conjunto, la evolución geológica de la Mesa Central refleja la transición desde un margen continental afectado por sedimentación marina Mesozoica y acortamiento Laramídico, hacia una provincia extensional Cenozoica caracterizada por fallamiento normal, exhumación, adelgazamiento cortical, volcanismo félsico Oligocénico y magmatismo alcalino Pliocuaternario. Esta historia tectono–magmática generó las condiciones necesarias para el ascenso rápido de magmas derivados del manto, capaces de transportar xenolitos corticales y mantélicos hacia la superficie. Por ello, los maares y centros volcánicos de San Luis Potosí constituyen ventanas naturales para estudiar la arquitectura profunda de la Mesa Central y su posible relación con la fertilidad litosférica y la metalogenia regional.

3.2 Geología local

La geología local en la porción central y oriental del estado de San Luis Potosí está representada principalmente por una evolución volcánica Cenozoica compleja, asociada a cambios en los regímenes tectónicos, en los que se observa la transición de un régimen de subducción relacionado con la placa de Farallón hacia un régimen extensional con firmas de vulcanismo intraplaca. En este marco geodinámico se desarrolló una serie de complejos volcánicos alcalinos, entre los cuales se formaron maares y conos de ceniza que transportaron xenolitos de la litosfera profunda bajo la Mesa Central hacia la superficie (Figura 3.4).

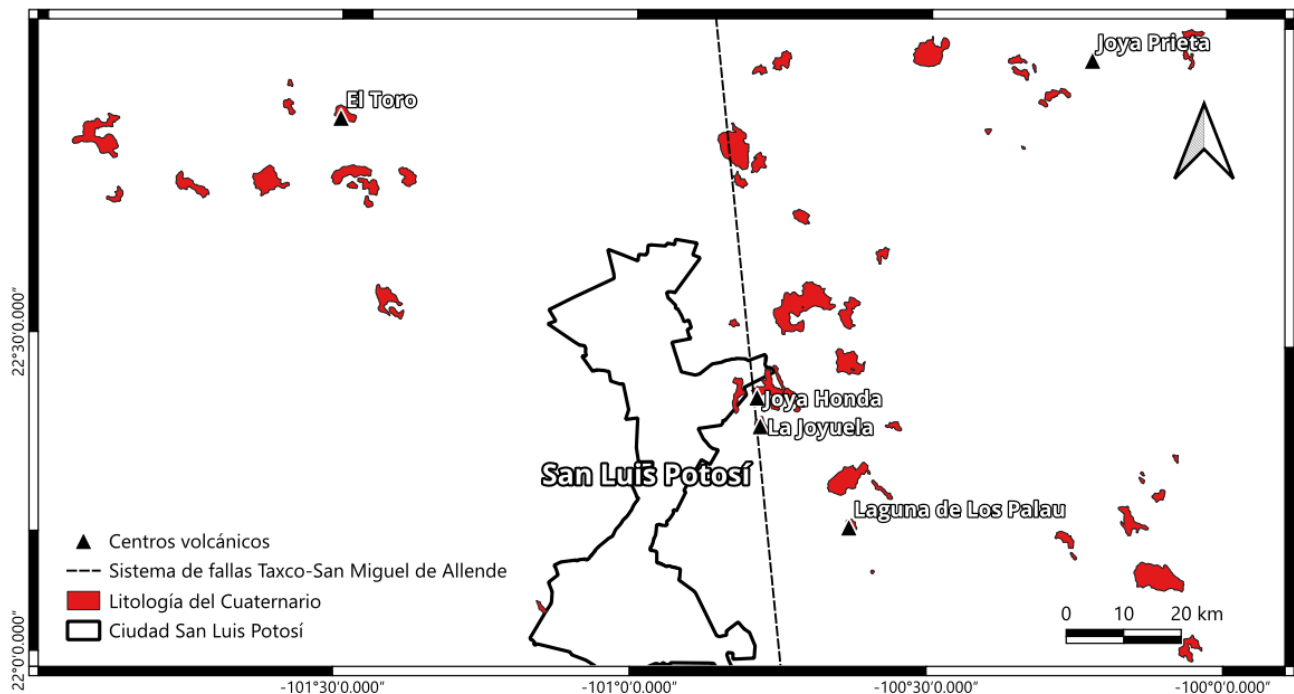


Figura 3.4. Distribución de centros volcánicos cuaternarios en el sector oriental de la Mesa Central. Se observa la localización de los maares La Joyuela, Joya Honda, Laguna de Los Palau, Joya Prieta y el Cono de Escoria El Toro.

3.2.1 Campo volcánico San Luis Potosí

El Campo Volcánico San Luis Potosí se localiza en la porción suroriental de la Mesa Central y consta de secuencias de lava y flujos piroclásticos con edades que varían del Eoceno medio al Cuaternario, comprendiendo cinco etapas de vulcanismo principales (Tristán-González et al., 2009). Estas secuencias se encuentran registradas en rocas volcánicas de composición máfica e intermedia que sobreyacen depósitos marinos del Mesozoico deformados durante la orogenia Laramide. Las rocas correspondientes a los cinco episodios volcánicos en el Campo Volcánico de San Luis Potosí reflejan la evolución tectónica regional desde un ambiente compresivo asociado a la subducción de la placa de Farallón hacia un régimen extensional intraplaca (Aguillón-Robles et al., 2014). Esta transición favoreció la generación de magmas de composiciones variables, desde lavas basálticas calcoalcalinas

y andesíticas hasta basaltos alcalinos. El vulcanismo máfico relacionado con la subducción estuvo activo durante el Eoceno, Oligoceno y Mioceno, mientras que las etapas más recientes estuvieron caracterizadas por un vulcanismo alcalino de tipo intraplaca, asociado a los procesos extensivos que afectan a la Mesa Central desde el Cenozoico (Aguillón-Robles et al., 2014).

El primer episodio volcánico corresponde a andesitas basálticas y andesitas asociadas con el magmatismo de subducción de la placa de Farallón y registra la transición inicial hacia condiciones de extensión continental (36–30 Ma). El segundo episodio abarca una sucesión bimodal de riolitas y basaltos alcalinos producto de un régimen extensional intraplaca asociado al evento del *Basin and Range* (29—28 Ma). El tercer episodio está representado por traquibasaltos y traquiandesitas asociados a fundidos basálticos del manto contaminados por asimilación cortical de la corteza inferior durante una etapa avanzada de extensión. El cuarto episodio constituye basaltos y andesitas alcalinas de 12 Ma que provienen de fisuras. Finalmente, el quinto episodio comprende basaltos alcalinos con edades que varían entre 5 y 0.6 Ma, los cuales contienen xenolitos tanto del manto como de la corteza. Estas unidades se asocian a maares y conos de ceniza, y representan las manifestaciones más recientes de eventos extensionales de tipo intraplaca (Aguillón-Robles et al., 2014). Estas expresiones volcánicas, de composición basanítica, sobreyacen y en algunos casos traslapan complejos volcánicos preexistentes dentro del Campo Volcánico de San Luis Potosí (Tristán-González et al., 2009).

A partir de este registro, se puede concluir que las últimas expresiones litológicas de la subducción de la placa de Farallón tuvieron lugar hace aproximadamente 42 Ma, seguidas de una transición al magmatismo intraplaca entre 42 y 31 Ma, generando un contexto tectónico extensional desde hace 31 Ma hasta la actualidad (Aguillón-Robles et al., 2014).

Los xenolitos del manto superior y la corteza en San Luis Potosí están asociados a maares de origen freatomagmático, los cuales pueden agruparse en dos conjuntos principales: Ventura–Espíritu y Santo Domingo (Schaaf et al., 1994).

3.2.2 Campo Volcánico Santo Domingo

En el Campo Volcánico Santo Domingo se han estudiado principalmente cuatro mares (El Banco, Joya Prieta, Santo Domingo y Joya de Los Contreras) además de un cono cinerítico (Cerro El Apaste) y campos de lava (San Juan Sin Agua, Cerro Colorado y Cerro Sarnoso) (Aranda-Gómez, 1993). La principal diferencia con el campo volcánico Ventura–Espíritu es la presencia de minerales hidratados como kaersutita en maares del complejo Santo Domingo (Aranda-Gómez et al., 2005). En este complejo, existe un semigraben de orientación N30°W limitado por los grabens de Villa de Reyes e Ibarra. Cuenta con una longitud de 20 km y 15 km de anchura, con la falla principal ubicada en su flanco noreste. Este fallamiento ocurrió entre 31 y 30 millones de años (Del Pilar-Martínez et al., 2020).

3.2.3 Joya Prieta

Este maar se localiza a 105 km al NE de San Luis Potosí, en el poblado de Santo Domingo, y corresponde al Complejo Volcánico Santo Domingo, el cual cuenta con un cráter circular a elíptico de 700 m aproximadamente. La formación del maar se encuentra precedida por la expulsión de cenizas y un derrame de lava. El depósito piroclástico descansa directamente sobre la Formación El Doctor en una parte del maar y sobre un derrame de lava expuesto en la parte occidental del mismo. La secuencia piroclástica empieza a partir de una brecha tobácea sin xenolitos mantélicos. Subiendo estratigráficamente, continúa un horizonte de toba seguido de un flujo piroclástico que separa a la brecha inferior de la brecha tobácea, la cual constituye la secuencia en la que se ha reportado la mayor cantidad de xenolitos y megacristales (Aranda-Gómez, 1993). Este centro eruptivo destaca por la presencia de megacristales de kaersutita, que en ocasiones pueden ser más abundantes que los xenolitos mantélicos.

3.2.4 Campo Volcánico Ventura–Espíritu

De acuerdo con Guevara-Betancourt et al. (2026), el Complejo Volcánico Ventura–Espíritu se localiza en la parte sur de San Luis Potosí, entre los complejos volcánicos Ahualulco, Santa María del Río y Villa de Arista. Este complejo está conformado por cuatro volcanes monogenéticos principales: Joya Honda, La Joyuela, Pozo del Carmen y Laguna de Los Palau. Se caracteriza por la presencia de conos cineríticos aislados, los cuales se encuentran suprayaciendo a calizas Mesozoicas, rocas volcánicas félsicas del Cenozoico medio y depósitos clásticos del Cenozoico tardío o Cuaternario. Esta interpretación se sustenta en la abundancia y diversidad de xenolitos presentes en los depósitos volcánicos (Aranda-Gómez et al., 2005).

La distribución del vulcanismo en el Complejo Volcánico Ventura–Espíritu puede detallarse a partir de la interacción de tres sistemas estructurales principales. El primero, es un sistema de estructuras de dirección E–W asociado a profundidades mayores a los 6 km, que sirvieron como vías para el ascenso magmático. El segundo, está ligado con estructuras superficiales de hasta 3.5 km con dirección NE–SW, asociadas a esfuerzos cortantes. Finalmente, un sistema de dirección NW–SE asociada al sistema que se encuentra entre el límite de la provincia volcánica de San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México. El ascenso de los magmas que dieron origen a los centros eruptivos como La Joyuela, Joya Honda y Laguna de Los Palau fue producido a partir de una estructura profunda de orientación E–W, la cual emplazó material magmático desde el este (Guevara-Betancourt et al., 2026).

3.2.5 La Joyuela

Este cráter se encuentra a 30 km al noreste de la ciudad de San Luis Potosí, correspondiente al Complejo Volcánico de Ventura–Espíritu en la parte noroccidental de la Sierra de San Miguelito. Presenta una forma elíptica de aproximadamente $1.5 \times 1.7 \text{ km}^2$, y la base de este centro eruptivo se emplaza sobre calizas de la Formación La Peña.

La secuencia piroclástica abarca una brecha tobácea de composición heterogénea que contiene xenolitos, sobre la cual yacen capas de escoria. Este depósito forma un anillo alrededor del volcán, con alturas que alcanzan aproximadamente los 80 m. La brecha tobácea se presenta gradualmente estratificada, con espesores de hasta 60 cm, y está constituida por clastos de nefelinita de olivino y fragmentos de caliza en proporciones similares (Aranda-Gómez, 1993).

Los xenolitos hospedados son principalmente lherzolitas de espinela, piroxenitas y granulitas de piroxenos, cuyo tamaño oscila entre 2 y 5 cm. Además, es común encontrar xenocristales derivados de la lherzolita en la matriz tobácea (Aranda-Gómez, 1993).

3.2.6 Joya Honda

Joya Honda es un volcán freatomagmático localizado a 35 km al noreste de San Luis Potosí, correspondiente al Complejo Volcánico Ventura–Espíritu con forma elíptica de entre 800 y 1,000 m de diámetro y un cráter de aproximadamente 300 m de profundidad. Su origen se atribuye a la interacción del agua subterránea con un magma basanítico de tipo intraplaca, el cual transportaba xenolitos peridotíticos del manto. Las características del acuífero controlaron el estilo eruptivo y la naturaleza de los depósitos (Luhr & Aranda-Gómez, 1997).

El anillo de piroclastos descansa discordantemente sobre las formaciones La Peña y Cuesta del Cura. Por otro lado, en la parte suroriental, se apoya sobre una capa delgada de escoria de basalto alcalino de olivino. La secuencia volcánica está representada por una brecha de composición heterogénea con presencia de xenolitos, la cual forma un anillo con alturas de hasta 80 m. Este depósito se caracteriza por presentar variaciones texturales que van desde facies masivas hasta estratificación cruzada y gradada (Aranda-Gómez, 1993). En la base de la secuencia se reconocen clastos de caliza, basaltos y material volcánico, en los cuales se pueden observar xenolitos mantélicos, principalmente lherzolitas de espinela, además de piroxenitas y granulitas (Aranda-Gómez, 1993).

3.2.7 Maar Laguna de Los Palau

Laguna de Los Palau es un volcán freatomagmático que se encuentra ubicado a 50 km al este de San Luis Potosí, correspondiente al Complejo volcánico Ventura–Espíritu. Este cuenta con un cráter circular con un diámetro aproximado de 800 metros y alturas del anillo piroclástico de hasta 60 metros. La secuencia piroclástica proveniente del maar descansa sobre gravas de edad Plioceno—Pleistoceno, donde se documenta la presencia de clastos de caliza, pedernal y rocas félsicas. Estas gravas están sobre rocas Mesozoicas intensamente deformadas. Las formaciones que se pueden observar incluyen El Doctor, Soyatal, Cárdenas, entre otras (Aranda-Gómez, 1993).

La secuencia piroclástica de este maar se divide en tres unidades, iniciando con un depósito de toba de grano grueso y color pardo. Sobre este depósito se encuentran brechas tobáceas que corresponden a una mezcla de rocas alcalinas, caliza y xenolitos granulíticos, contenidos en una matriz cementada por carbonato de calcio. Estas brechas presentan la mayor proporción de xenolitos provenientes de la

corteza. Continuando hacia arriba, la brecha tobácea cambia gradualmente a una brecha de lapilli, la cual se encuentra en la parte superior del anillo piroclástico. Adicional a esto, en las unidades superiores de este centro eruptivo se pueden observar xenolitos corticales (granulitas) y mantélicos (lherzolitas) que se encuentran rodeados por capas finas de basanita vesicular (Aranda-Gómez, 1993).

3.2.8 Cono de Ceniza El Toro

El centro eruptivo El Toro se ubica aproximadamente a 100 km al noroeste de la ciudad de San Luis Potosí y forma parte del campo volcánico Santo Domingo. Se trata de un cono de ceniza relacionado con volcanismo alcalino, cuya litología predominante está compuesta por basaltos alcalinos de edad Plio—Pleistocénica (Droubi et al., 2024). De acuerdo con Solari et al. (2023), estos materiales presentan una edad cercana a los 6 Ma. En la zona se han documentado xenolitos con diámetros de hasta 25 cm, los cuales se encuentran incorporados en bombas volcánicas (Ruiz et al., 1988).

4. METODOLOGÍA

4.1 Revisión bibliográfica

Se realizó una recopilación bibliográfica enfocada en la geología regional y local de la Mesa Central, así como en estudios previos realizados en los maares de los complejos volcánicos Santo Domingo y Ventura—Espíritu, y en el Cono de Ceniza El Toro. Para esta investigación se incluyeron tesis de maestría, artículos científicos y revistas geológicas, entre otras fuentes consultadas.

4.2 Trabajo de campo selección de muestras

Se seleccionaron cinco centros eruptivos de interés en la región de la Mesa Central, en San Luis Potosí: los maares La Joyuela, Joya Honda, Laguna de Los Palau y Joya Prieta, así como el cono de ceniza El Toro.

En los afloramientos observados se identificaron las unidades volcánicas que sirven como roca encajonante de los xenolitos y se realizó un muestreo sistemático de xenolitos provenientes de la corteza y el manto (Figura 4.1). Las muestras seleccionadas se eligieron con base en su tamaño, calidad y presencia visible de minerales de interés.

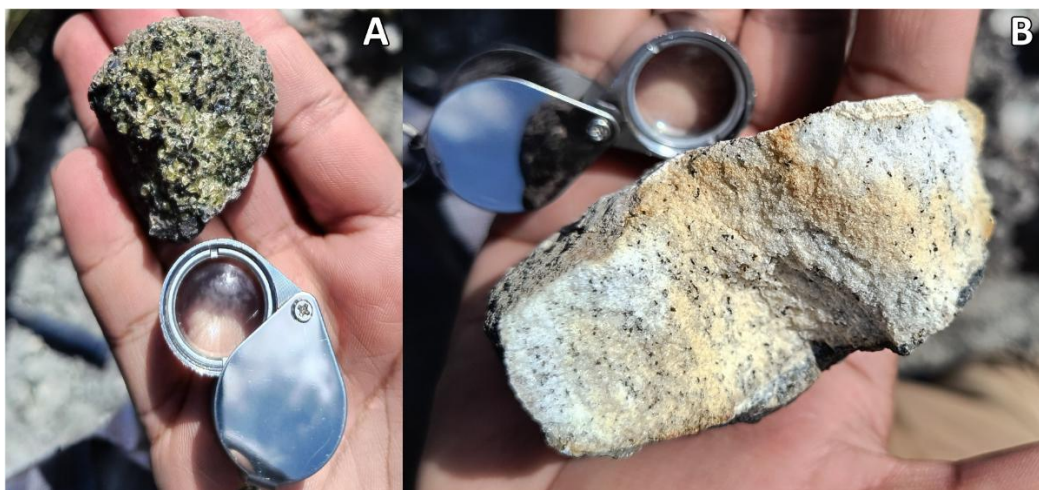


Figura 4.1. Ejemplos de xenolitos recolectados durante el trabajo de campo en San Luis Potosí. **A.** Xenolito mantélico proveniente del maar Laguna de Los Palau seleccionado para estudios posteriores. **B.** Xenolito cortical proveniente del maar Laguna de Los Palau seleccionado para estudios posteriores.

4.3 Preparación de muestras

Se elaboraron secciones delgadas pulidas (Figura 4.2) en el Taller de Laminación del Instituto de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Campus Juriquilla. Estas secciones permitieron su posterior análisis mediante microscopía óptica y microanálisis químico por microsonda electrónica (EPMA).



Figura 4.2. Fotografías del proceso de preparación de secciones delgadas a partir de xenolitos.

4.4 Petrografía y mineragrafía

Fueron estudiadas un total de 23 secciones delgadas en un microscopio de luz transmitida Olympus BX60 y uno para luz reflejada Zeiss Primotech (Figura 4.3), localizado en el Laboratorio de Petrología del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México. A partir de eso se realizó

una descripción detallada de las fases minerales, asociaciones minerales, un conteo modal y las texturas presentes, con el fin de llevar a cabo una posterior clasificación de las litologías.



Figura 4.3. Fotografías del equipo y materiales utilizados para la caracterización petrográfica y minerográfica.

A. Microscopio de luz transmitida y reflejada Zeiss Primotech. **B.** Microscopio de luz transmitida Olympus BX51. **C.** Secciones delgadas listas para ser estudiadas.

4.5 Microsonda electrónica (EPMA)

Para determinar la química puntual de los cristales de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasas, granate, espinela, kaersutita y las partículas metálicas presentes para su caracterización composicional, se empleó la técnica analítica de microsonda electrónica (EPMA)

Los estudios se realizaron mediante una microsonda electrónica JEOL JXA-8900R (Figura 4.4), ubicada en el Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México. Los análisis se efectuaron utilizando un voltaje de aceleración de 20 kV, una corriente de haz de 20 nA, 4000 magnificaciones y un diámetro de haz de 1 μm .

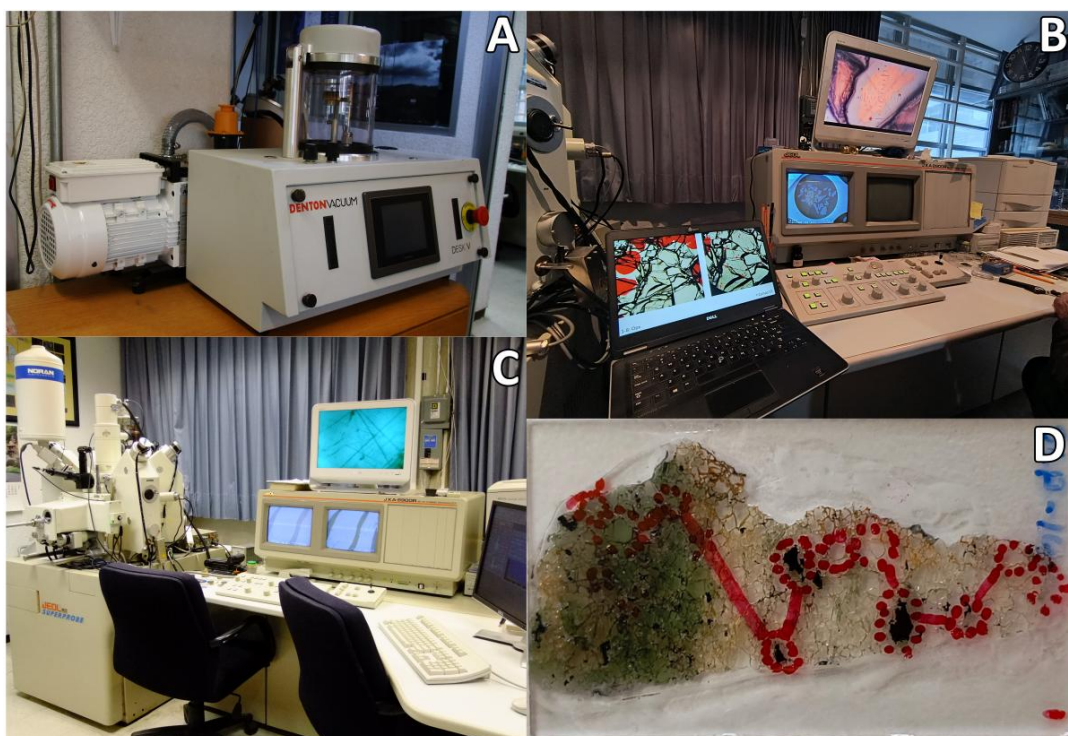


Figura 4.4. Fotografías del equipo de laboratorio EPMA. **A.** Recubridor al vacío Denton Vacuum para el tratamiento de muestras. **B.** Estación de trabajo y microscopia para el análisis de muestras. **C.** Microsonda electrónica (EPMA) JEOL Superprobe, que se utiliza para la cuantificación química. **D.** Sección delgada de Laguna de Los Palau, mostrando la trayectoria propuesta del análisis químico mediante puntos rojos.

Tabla 1. Estándares utilizados en los análisis EPMA por cada mineral analizado.

Olivino		Espinela		Piroxeno	
Elemento	Estándar	Elemento	Estándar	Elemento	Estándar
Na	Clinopiroxeno	Si	Kaersutita	Na	Clinopiroxeno
K	Kaersutita	Fe	Magnetita	K	Kaersutita
Ca	Kaersutita	Cr	Diopsida	Ca	Clinopiroxeno
Si	Olivino	Al	Kaersutita	Si	Clinopiroxeno
Ti	Ilmenita	Co	Pentlandita	Ti	Ilmenita
Cr	Clinopiroxeno	Mg	Kaersutita	Cr	Clinopiroxeno
Mg	Olivino	Ni	Olivino	Mg	Clinopiroxeno
Fe	Olivino	Mn	Kaersutita	Fe	Biotita
Al	Jadeíta	Zn	Esfalerita	Al	Biotita
Mn	Olivino	Ti	Esfalerita	Mn	Olivino
Ni	Olivino	V	Vanadio	Ni	Olivino
Granate		Anfíbol		Sulfuro	
Elemento	Estándar	Elemento	Estándar	Elemento	Estándar

Na	Clinopiroxeno	Na	Clinopiroxeno	S	Pentlandita
K	Kaersutita	K	Kaersutita	Fe	Pentlandita
Ca	Almandino	Ca	Kaersutita	As	Galio
Si	Almandino	Si	Biotita	Cu	Cu
Ti	Ilmenita	Ti	Ilmenita	Pd	Paladio
Cr	Clinopiroxeno	Cr	Clinopiroxeno	Co	Pentlandita
Mg	Almandino	Mg	Kaersutita	Se	Selenio
Fe	Almandino	Fe	Kaersutita	Ni	Pentlandita
Al	Almandino	Al	Almandino	Zn	Esfalerita
Mn	Olivino	Mn	Olivino	Pt	Platino
Plagioclase					
Elemento	Estándar				
Na	Plagioclase				
K	Kaersutita				
Ca	Plagioclase				
Si	Plagioclase				
Fe	Plagioclase				
Mg	Plagioclase				
Mn	Olivino				
Al	Plagioclase				

5. RESULTADOS

5.1 Trabajo de campo

5.1.1 Maar La Joyuela

Este centro eruptivo se ubica en la localidad de Estación Ventura. Las coordenadas del afloramiento estudiado corresponden a 22°22'09" N y 100°47'04" W, a una elevación de 1605 msnm. El acceso al sitio se realiza mediante la carretera San Luis–Córdoba. En el afloramiento, situado a pie de carretera (Figura 5.1A), se observaron depósitos piroclásticos y basaltos vesiculares pertenecientes al maar, en los cuales es posible identificar xenolitos corticales y mantélicos (Figura 5.1B).

La litología dominante corresponde a basaltos vesiculares meteorizados de textura porfídica, que contienen xenolitos de textura fanerítica con una mineralogía identificada en campo como una asociación de plagioclase + cuarzo + piroxeno. Estos se encuentran expuestos debido al corte carretero. Se colectaron dos muestras principales, ambas correspondientes a xenolitos corticales, debido a la escasez y a la complejidad de obtener muestras de xenolitos mantélicos. El criterio de

selección fue la observación directa de rocas expuestas que presentaran xenolitos visibles. El tamaño aproximado de cada muestra fue de 10 × 5 cm.

Debido a que en el corte carretero no se identificó un acceso adecuado hacia el centro eruptivo, el muestreo se realizó exclusivamente en este afloramiento.



Figura 5.1. Fotografías del afloramiento correspondiente al maar La Joyuela. **A.** Vista oblicua del afloramiento correspondiente al centro eruptivo, expuesto en un corte carretero. Se observan basaltos, así como la exposición generada por la carretera, su continuidad lateral y su estado de meteorización superficial. **B.** Se observa la roca encajonante que hospeda xenolitos corticales y mantélicos. También se distinguen las texturas del basalto y de los xenolitos.

5.1.2 Maar Joya Honda

Este centro eruptivo se ubica en la localidad de Estación Ventura. Las coordenadas del afloramiento observado corresponden a 22°24'51.2"N y 100°47'25.3"W, a una elevación de 1,681 msnm. El acceso al sitio se realiza mediante un camino de terracería que conduce al centro turístico “El cráter de Joya Honda”. En los afloramientos observados, a los cuales se accede caminando a lo largo de los bordes del maar (Figura 5.2A), es posible identificar xenolitos corticales y mantélicos contenidos en bombas volcánicas (conocidas localmente como aguacates, por el color negro de la bomba y el color verde del xenolito), distribuidos tanto en los alrededores del maar como en las paredes del anillo. La litología que contiene a los xenolitos en este maar es predominantemente basalto vesicular de textura porfídica.

Los xenolitos presentan una mineralogía variable dependiendo de su procedencia: los xenolitos mantélicos se caracterizan por una textura fanerítica y una asociación de olivino + piroxeno + espinela, mientras que los xenolitos corticales están compuestos por cuarzo + plagioclasa + piroxeno. Estos xenolitos fueron identificados tanto en paredes de basalto como en depósitos de flujo piroclástico masivo, de granulometría fina dominada por ceniza volcánica y con presencia ocasional de bombas (Figura 5.2B). En los bordes del maar se observan calizas plegadas cubiertas por las rocas volcánicas a lo largo de una discordancia angular. Se colectaron tres xenolitos (dos mantélicos y uno cortical) previamente mencionados, con un tamaño aproximado de 15 × 5 cm.

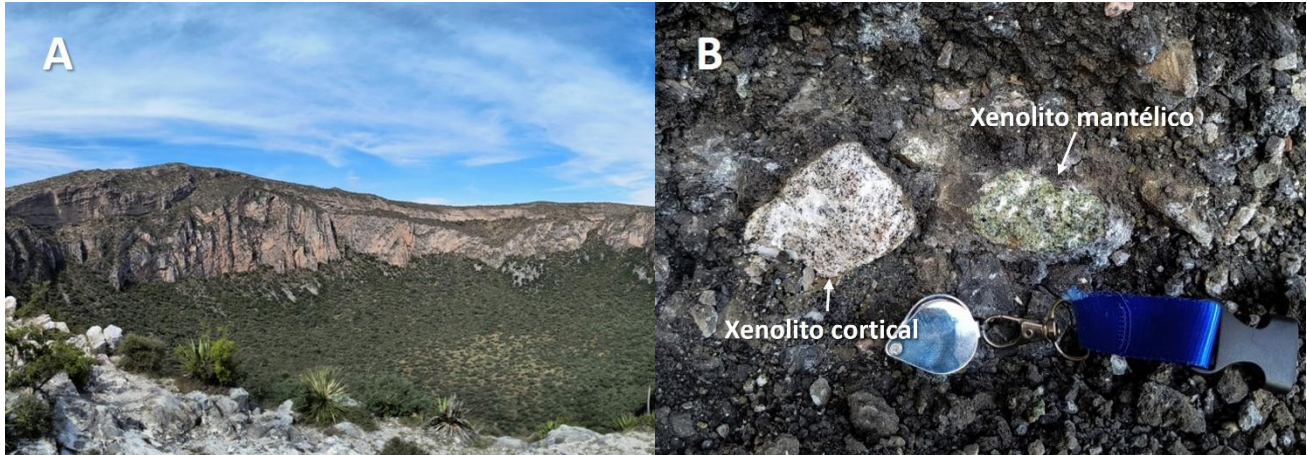


Figura 5.2. Fotografías del afloramiento correspondiente al maar Joya Honda. **A.** Vista general de una de las paredes del centro eruptivo. Se observan unidades volcánicas y sedimentarias. En la parte inferior se distingue el interior del cráter, el cual se encuentra cubierto por vegetación. **B.** Se observan un xenolito mantélico y uno cortical, hospedados en una pared de depósitos de flujo piroclástico de grano fino.

5.1.3 El Toro

Este centro eruptivo se encuentra en la localidad de El Toro, ~30 km al NE de Salinas Hidalgo (San Luis Potosí). Las coordenadas del afloramiento observado corresponden a 22°50'38.6"N y 101°30'06.6"W, a una elevación de 1,773 msnm. La roca encajonante en el área está compuesta principalmente por basalto vesicular, depósitos volcánicos como tobas, ignimbritas y flujos piroclásticos.

A lo largo del trayecto de terracería se observaron xenolitos en el piso en forma de rodados, por lo que se decidió seleccionar el afloramiento principal al encontrar fragmentos piroclásticos de mayor tamaño y roca encajonante que contenían xenolitos tanto mantélicos como corticales.

Los xenolitos corticales corresponden a granulitas (Figura 5.3B) y presentan texturas granofélsica y gnélsica, compuestas principalmente por cuarzo, plagioclasa y piroxeno, y se interpretan como derivados de la corteza inferior. Por otro lado, los xenolitos mantélicos presentan textura fanerítica y una mineralogía constituida por olivino, piroxeno y espinela. No se observaron xenocristales.

El criterio de selección para las muestras analizadas se basó en la observación directa de xenolitos presentes en fragmentos piroclásticos de diferentes tamaños, ya sea en la roca encajonante o en tobas. Debido a las limitaciones del camino, no se logró llegar a los bordes del centro eruptivo (Figura 5.3A). El tamaño aproximado de las muestras recolectadas fue de 3 a 10 cm aproximadamente.



Figura 5.3. Fotografías del afloramiento correspondiente al Cono de Ceniza El Toro. **A.** Vista general del cono de escoria, tomada desde el afloramiento observado. Se puede observar la morfología y relieve del edificio volcánico. **B.** Se observan xenolitos corticales diferenciados por su composición mineral. El xenolito que presenta tonalidades más oscuras muestra una mayor abundancia de piroxenos y biotita.

5.1.4 Maar Laguna de Los Palau

Este centro eruptivo se localiza en la localidad de Llano de Los Saldaña. Las coordenadas del afloramiento observado en el borde del maar (Figura 5.4A) corresponden a 22°12'42.2" N y 100°37'58.3" W, a una elevación de 1,639 msnm, con un cráter de aproximadamente 1,400 m de diámetro. El acceso al sitio se realiza mediante un camino que conduce al "Crater Encantado – Ecoparque". Dentro del parque, se accede caminando hasta un pequeño arroyo, donde afloran xenolitos corticales y mantélicos presentes tanto en la roca encajonante como en forma de clastos residuales.

La litología que contiene los xenolitos observados corresponde predominantemente a basaltos vesiculares, además de una mezcla de fragmentos piroclásticos sueltos, tales como bombas volcánicas, ceniza y lapilli. Los xenolitos pueden diferenciarse en función de su asociación mineral. Los xenolitos mantélicos, de textura fanerítica, incluyen una variedad con minerales hidratados como kaersutita (Figura 5.4B) y ortopiroxeno, así como otra asociación compuesta por olivino + piroxeno + espinela. Por otra parte, los xenolitos corticales, de textura gnéisica, se componen de cuarzo + plagioclasa + piroxeno.

La selección de las muestras de mano fue llevada a cabo a partir de la observación directa de los xenolitos presentes en el arroyo estudiado. El tamaño de las muestras fue de 5 a 10 cm aproximadamente.

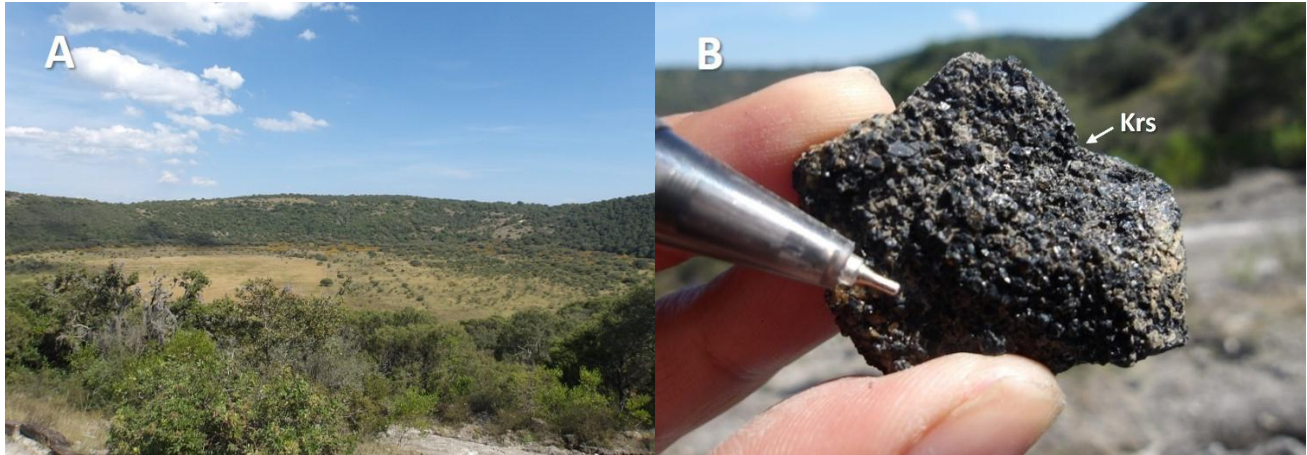


Figura 5.4. Fotografías del afloramiento correspondiente al maar Joya Honda. **A.** Vista general del centro eruptivo. Se puede observar la morfología y el relieve del maar. **B.** Xenolito de anfíbol encontrado como rodado en el afloramiento principal.

5.1.5 Maar Joya Prieta

Este centro eruptivo se encuentra en la localidad de Santo Domingo. Las coordenadas del afloramiento principal estudiado son 22°56'55.2"N y 100°13'39.2"W, a una elevación de 1,148 msnm. El acceso al sitio se realiza a través del camino Rancho Nuevo–San Luis Potosí; posteriormente, se continúa a pie a través de la sierra hasta alcanzar los bordes del maar (Figura 5.5A). A lo largo del trayecto se observan fragmentos piroclásticos que contienen xenolitos corticales y mantélicos. Finalmente, se llega al afloramiento principal, ubicado en uno de los bordes del anillo, donde los xenolitos se presentan en mayor proporción dentro de la roca encajonante y bombas.

La litología que contiene los xenolitos está compuesta principalmente por basaltos vesiculares, aunque también se encuentran alojados en cenizas, bombas y brechas volcánicas. Los xenolitos pueden diferenciarse en función de su asociación mineral. Los xenolitos mantélicos, de textura fanerítica, incluyen una variedad con minerales hidratados como kaersutita (Figura 5.5B) y piroxeno; en algunos casos se observan vetillas de kaersutita y texturas de reemplazamiento, donde este mineral sustituye al piroxeno. Asimismo, se reconoce otra asociación compuesta por olivino + piroxeno + espinela. Por otra parte, los xenolitos corticales, de textura gnéissica, se componen de cuarzo + plagioclasa + piroxeno.

La selección de las muestras de mano se realizó a partir de la observación directa de los xenolitos presentes en el arroyo estudiado.

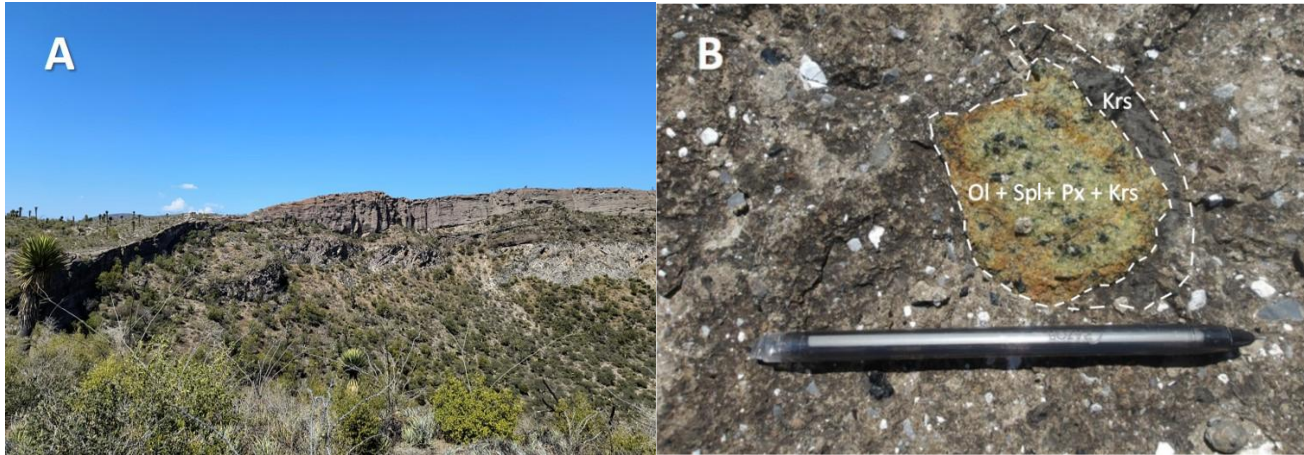


Figura 5.5. Fotografías del afloramiento correspondiente al maar Joya Prieta. **A.** Vista general de una pared del centro eruptivo. Se pueden observar los depósitos piroclásticos, así como la morfología y el relieve del maar. **B.** Xenolito mantélico. Se observan evidencias de metasomatismo, ya que aparecen minerales hidratados (kaersutita) de mayor tamaño y tonalidades oscuras. Además, el xenolito está rodeado por un borde de anfíbol que lo contiene.

5.2 Petrografía

Para la descripción mineralógica presentada en este capítulo se empleó la nomenclatura abreviada propuesta por Warr (2021), utilizada para la identificación de especies minerales y partículas metálicas. A continuación, se presentan las abreviaturas empleadas para los minerales y fases metálicas reconocidos en los xenolitos estudiados: Ol (olivino), Opx (ortopiroxeno), Cpx (clinopiroxeno), Pl (plagioclasa), Qz (cuarzo), Grt (granate), Bt (biotita), Sp (espinela), Krs (kaersutita), Amp (anfíbol), Po (pirrotina), Py (pirita), Ccp (calcopirita), Hem (hematita), Ilm (ilmenita) y Pn (pentlandita).

5.2.1 Maar La Joyuela

Xenolito cortical

Se colectaron dos granulitas cuarzofeldespáticas de textura holocristalina, inequigranular y granoblástica, con un fracturamiento generalizado a lo largo de toda la roca (Figura 5.6A). La mineralogía principal está compuesta por cuarzo (61%), plagioclasa (18%), ortopiroxeno (12%) y clinopiroxeno (9%).

El cuarzo es la fase más abundante y se presenta en granos subhedrales a anhedrales, con bordes corroídos indicando procesos de deformación y reequilibrio. La plagioclasa aparece en cristales tabulares subhedrales, mostrando predominantemente maclado polisintético y maclado simple. En ocasiones, presenta extinción ondulante y bordes parcialmente reemplazados por óxidos. El ortopiroxeno se observa en cristales subhedrales, con clivaje visible y extinción recta. El clinopiroxeno,

también subhedral, exhibe un relieve moderado a alto y fracturación moderada, preservando parcialmente su morfología original.

Las fases metálicas se distribuyen principalmente en microfracturas y contactos cristalinos (Figura 5.6B). La pirrotina se presenta como cristales anhedrales isotrópicos, con morfologías redondeadas y lobuladas similares a gotas de fundido, relleno de microfracturas o alojándose en contactos cristalinos. Algunas muestras tienen pirita relictas parcialmente reemplazadas por óxidos. La calcopirita aparece en menor proporción, en cristales anhedrales que rellenan microfracturas, sin mostrar una asociación sistemática con otras fases. La ilmenita es la fase opaca más abundante. Se encuentra tanto de forma aislada como asociada a sulfuros, relleno de fracturas y en espacios intercristalinos. Exhibe anisotropía y reflexiones internas.

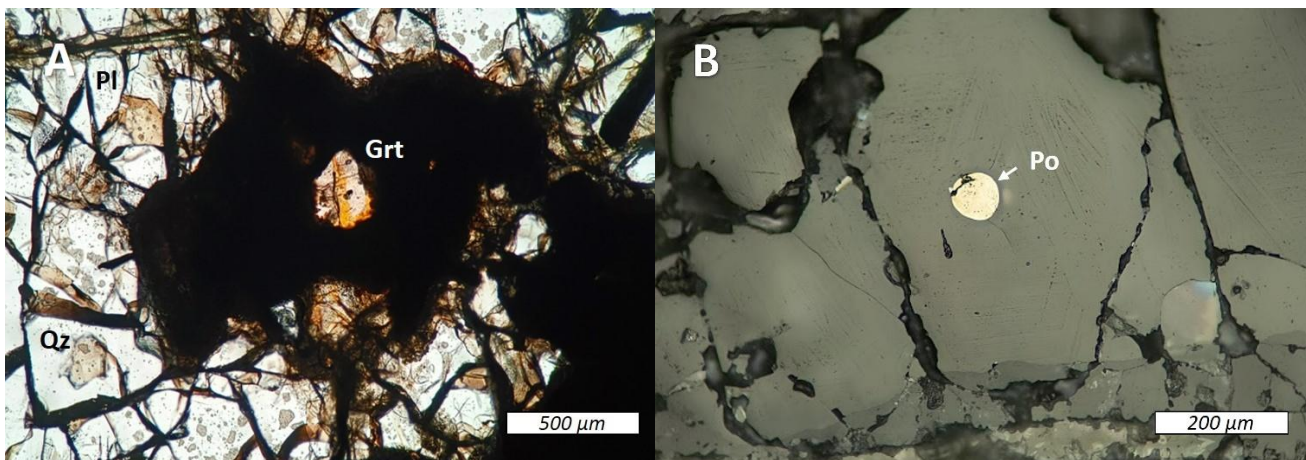


Figura 5.6. Fotomicrografía de xenolito cortical del maar La Joyuela. **A.** Aspecto general de la roca: se observa granate con bordes oxidados, así como cuarzo y plagioclasa que también presentan signos de oxidación (luz transmitida). **B.** Pirrotina presente en forma de gota aislada, se observa su coloración amarilla (luz reflejada).

5.2.2 Maar Joya Honda

Xenolito cortical

Los xenolitos corticales corresponden a granulitas cuarzofeldespáticas con textura granoblástica (Figura 5.7A), afectada por deformación cataclástica que se evidencia por redes de microfracturas que atraviesan la mineralogía presente: cuarzo (48%), plagioclasa (36%) y ortopiroxeno (16%).

El cuarzo es el mineral dominante y aparece en cristales anhedrales a subhedrales, con microfracturas internas y relieve bajo. Forma granos intercrecidos con plagioclasa y presenta bordes irregulares y suturados, indicando reequilibrio durante la deformación. La plagioclasa se presenta como cristales subhedrales a anhedrales, con relieve bajo y maclado polisintético, mientras que el maclado simple aparece en menor proporción. El ortopiroxeno exhibe un pleocroísmo débil y clivaje evidente. Se

asocia frecuentemente a zonas de fracturamiento, donde forma pequeños agregados con bordes irregulares.

En cuanto a las fases metálicas, la pirrotina es la fase metálica más abundante y aparece en cristales anhedrales, principalmente en zonas de fracturamiento o en contactos cristalinos (Figura 5.7B). En la mayoría de los casos se presenta como una fase relictas en proceso de reemplazo por óxidos, lo que indica interacción con fluidos oxidantes posteriores a la deformación. La ilmenita se encuentra como cristales anhedrales anisotrópicos, tanto en zonas aisladas como reemplazando sulfuros.

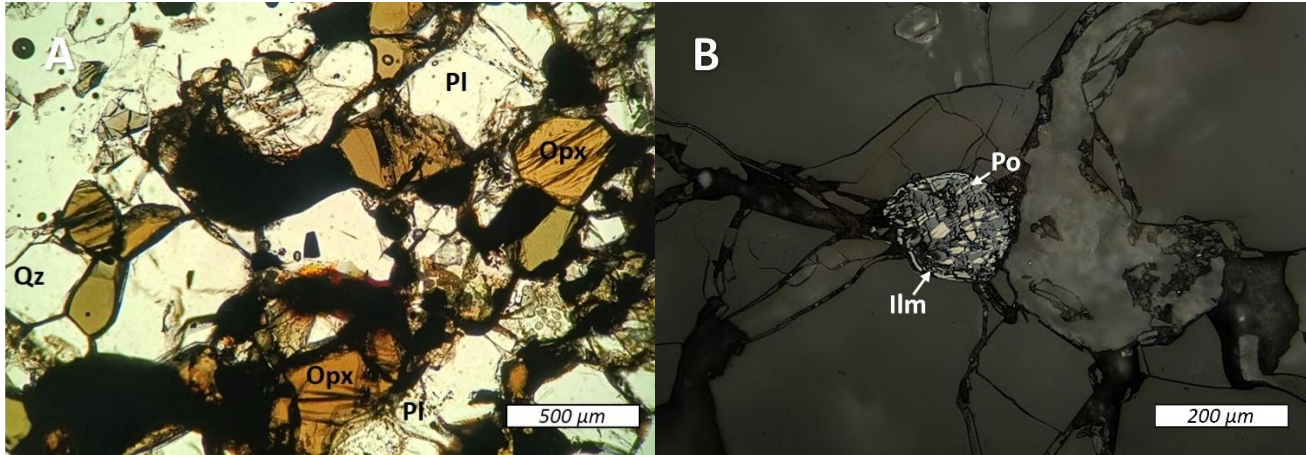


Figura 5.7. Fotomicrografía de xenolito mantélico del maar Joya Honda. **A.** Aspecto general de la roca, se observan ortopiroxenos muy fracturados, con formas que varían de euhedrales a subhedrales. En general, los minerales presentan una fracturación intensa (luz transmitida). **B.** Se observa pirrotina que está siendo reemplazada por ilmenita, ubicada en una zona de contacto entre minerales y fracturamiento, aparece precisamente en la intersección entre varios cristales (luz reflejada).

Xenolito mantélico

Las peridotitas fueron clasificadas como lherzolita con espinela, de textura granoblástica e inequigranular, que presenta texturas de infiltración, inclusiones fundidas sulfuradas y silicatadas, así como evidencias de deformación. Se observan zonas con fracturamiento más intenso que otras a lo largo de toda la roca (Figura 5.8A). La mineralogía principal está constituida por olivino (54%), ortopiroxeno (19%), clinopiroxeno (21%) y espinela (6%).

El olivino es la fase más abundante y se presenta en cristales anhedrales a subhedrales con contornos irregulares. Exhibe fracturas rellenas de vidrio basáltico, partículas metálicas e inclusiones fundidas. El ortopiroxeno aparece como cristales subhedrales elongados, con clivaje recto y fracturación intensa, siendo uno de los minerales más afectados por los procesos mecánicos. El clinopiroxeno se observa en cristales subhedrales, algunos de los cuales presentan exsoluciones indicando reequilibrio a altas temperaturas. La espinela se presenta como cristales anhedrales o en agregados irregulares, generalmente asociados a contactos con olivino, y exhibe fracturación marcada.

En cuanto a las partículas metálicas, se identifican pirita, pirrotina e ilmenita, distribuidas principalmente en microfracturas o en contactos cristalinos (Figura 5.8B). La pirita y pirrotina aparecen en formas anhedrales, relleno microfracturas como gotas de fundido sulfurado. En algunos casos, tanto la pirita como la pirrotina se encuentran parcialmente reemplazadas por óxidos. La ilmenita, por su parte, ocurre de manera aislada o en asociación con sulfuros, mostrando texturas de reemplazamiento.

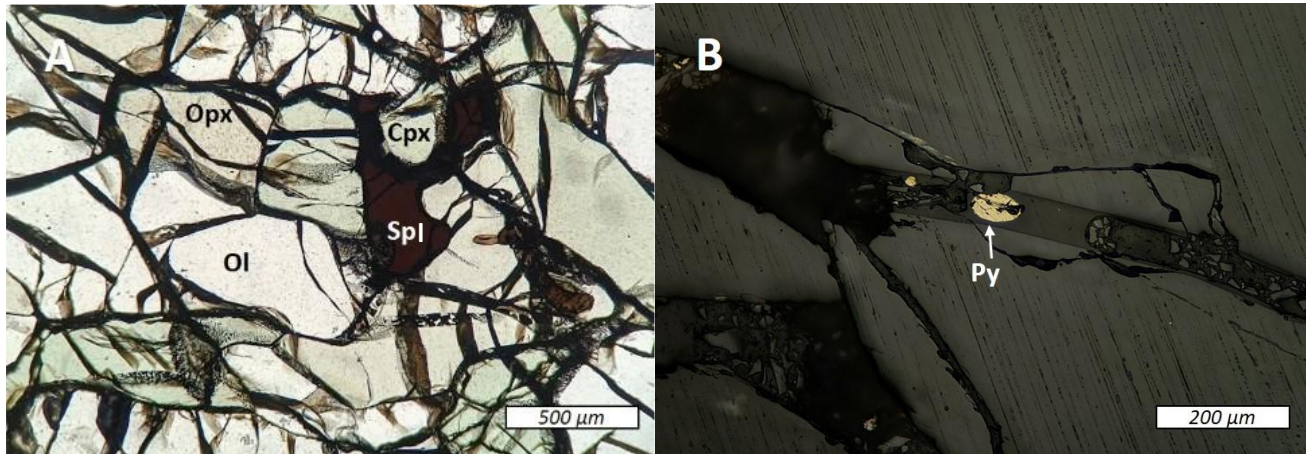


Figura 5.8. Fotomicrografía de xenolito mantélico en el maar Joya Honda. **A.** Aspecto de la roca y su mineralogía, olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y espinela, se observan inclusiones fundidas en microfracturas y entre los bordes de los minerales (luz transmitida). **B.** Pirita presente relleno microfractura siendo reemplazada por óxido (luz reflejada).

5.2.3 El Toro

Xenolito cortical

Los xenolitos corticales corresponden a granulitas cuarzofeldespáticas con textura granoblástica, caracterizadas por una fracturación intensa que afecta a toda la mineralogía, evidenciando procesos de transporte y deformación (Figura 5.9A). Se observa relleno intersticial de vidrio tanto en fracturas como en contactos cristalinos. La mineralogía principal está compuesta por cuarzo (47%), plagioclasa (27%), ortopiroxeno (9%), clinopiroxeno (12%) y biotita (5%).

El cuarzo es la fase dominante y aparece en cristales anhedrales, en ocasiones formando un mosaico. Presenta extinción ondulante y se encuentra relleno intersticial y ocupando zonas entre cristales, además de mostrar bordes irregulares como resultado de deformación.

La plagioclasa se presenta en cristales subhedrales a anhedrales, con maclado polisintético bien desarrollado. Exhibe fracturas internas que, al igual que en el cuarzo, se encuentran rellenas por vidrio. El ortopiroxeno aparece como cristales subhedrales pálidos, presenta clivajes rectos, planos internos de extinción y fracturas rellenas por vidrio, lo que indica deformación y reequilibrio térmico.

El clinopiroxeno se observa en cristales subhedrales con tonalidades verde pálido. Exhibe un clivaje principal bien definido y fracturas internas asociadas. La biotita se presenta en cristales subhedrales, laminares y elongados, con una coloración café—rojiza intensa y un pleocroísmo marcado que varía de café a rojizo. Presenta fracturas internas y un clivaje basal perfecto, con extinción recta que genera láminas paralelas características.

En cuanto a las partículas metálicas se observan sulfuros, principalmente pirrotina, tanto como gotas aisladas de fundido sulfurado como rellenando microfracturas y en contactos cristalinos (Figura 5.9B). También aparece pirrotina relictas en proceso de reemplazo por óxidos, estos últimos se presentan de mayor tamaño que los sulfuros, se encuentran preferentemente en contactos cristalinos y en zonas con microfracturamiento más desarrollada.

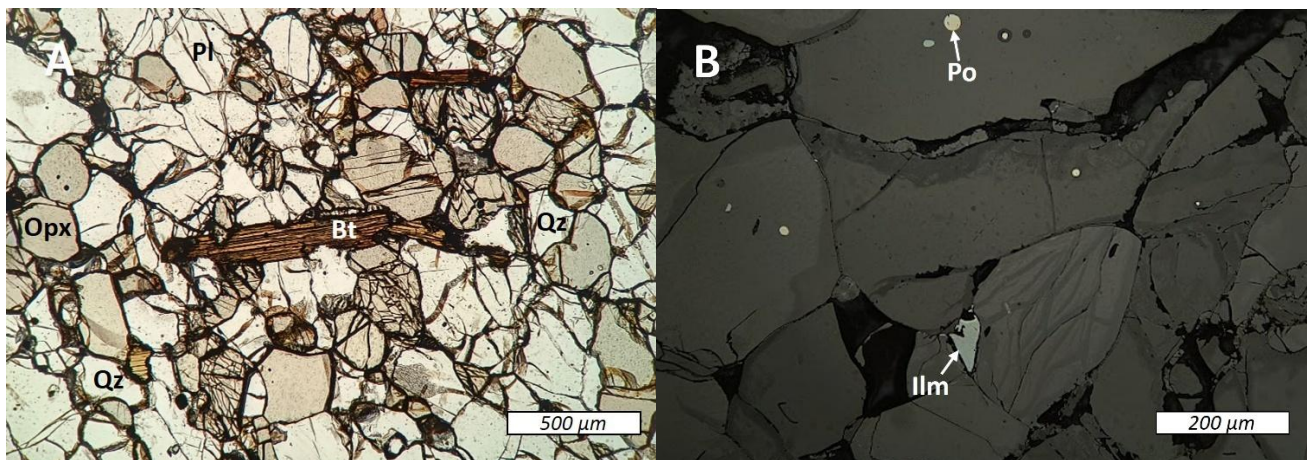


Figura 5.9. Fotomicrografía de xenolito cortical del Cono de Ceniza El Toro. **A.** Aspecto general de la roca: se observa una biotita deformada y fracturada, en la que destaca su pleocroísmo. Además, se aprecia una textura de reemplazamiento ejercida por los cristales que la rodean como el ortopiroxeno (luz transmitida). **B.** Pirrotina e ilmenita presente de manera aislada (luz reflejada).

Xenolito mantélico

Se colectaron lherzolitas con espinela, de textura granoblástica, que presentan una fracturación intensa a lo largo de toda la roca. En varias zonas, estas fracturas están rellenas por vidrio intersticial o por partículas metálicas, también se observan inclusiones fundidas silicatadas y sulfuradas que siguen el trazado de las microfracturas (Figura 5.10A). La mineralogía está compuesta por olivino (60%), ortopiroxeno (20%), clinopiroxeno (15%) y espinela (5%).

El olivino es la fase más abundante y se presenta en cristales subhedrales a anhedrales, incoloros y de relieve alto. En algunos casos muestra extinción ondulante y contiene inclusiones fundidas, lo que refleja procesos de reequilibrio y choques térmicos. El ortopiroxeno aparece en cristales subhedrales a anhedrales, con un pleocroísmo débil que varía de gris a pardo. Presenta un clivaje principal, bordes

corroídos y extinción recta. Su deformación interna sugiere participación en episodios de esfuerzo mecánico. El clinopiroxeno se observa en cristales subhedrales a anhedrales, con tonalidades verde claro y un relieve mayor que el del ortopiroxeno. Exhibe una fracturación más marcada que los demás minerales, indicando mayor susceptibilidad a los choques térmicos y mecánicos. La espinela se encuentra en cristales subhedrales a euhedrales, de tonalidades pardas. Se asocia principalmente a clinopiroxeno y olivino, ocupando posiciones intersticiales.

En cuanto a fases metálicas se observan sulfuros, principalmente en cristales anhedrales en forma de gotas dentro de inclusiones fundidas, así como siguiendo microfracturas o el contorno de los minerales circundantes (Figura 5.10B). Los óxidos son más frecuentes que los sulfuros y están representados por cristales anhedrales de ilmenita, la cual se distribuye en microfracturas, diseminada o asociados a sulfuros.

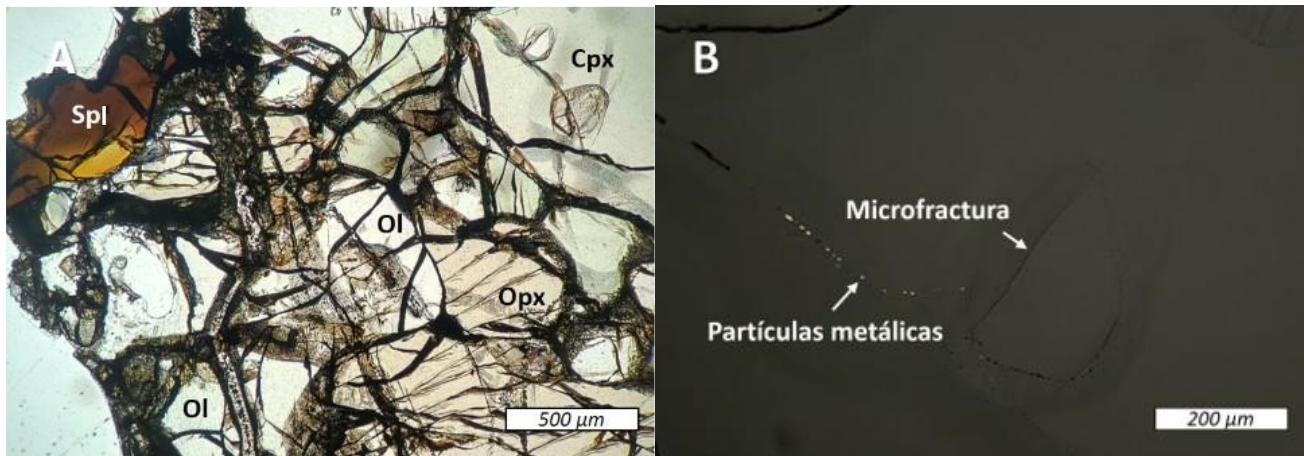


Figura 5.10. Fotomicrografía de xenolito cortical del Cono de Ceniza El Toro. **A.** Aspecto general de la roca con su mineralogía asociada: se observa una fracturación intensa, bordes corroídos y relieves muy altos en la mayoría de los minerales, excepto en la espinela. Algunas fracturas principales contienen sulfuros en forma de gota (luz transmitida). **B.** Inclusiones fundidas alojadas en una microfractura conectada con los bordes de un cristal. La mayoría de los sulfuros se concentran dentro de la microfractura, quedando únicamente una pequeña gota en el contorno del mineral (luz reflejada).

5.2.4 Maar Laguna de Los Palau

Xenolito cortical

Se colectaron muestras correspondientes a granulitas cuarzofeldespáticas, de textura granoblástica e inequigranular, con una red de microfracturas intergranulares que se extiende a lo largo de toda la roca (Figura 5.11A). Adicionalmente, se observan texturas asociadas a procesos de recrystalización de

fases opacas y/o vidrio. La mineralogía principal está compuesta por cuarzo (63%), plagioclasa (33%) y ortopiroxeno (4%).

El cuarzo es la fase más abundante y se presenta como cristales anhedrales a subhedrales, incoloros, con relieve muy bajo y extinción ondulante en nicoles cruzados. Se encuentra fuertemente fracturado y muestra granos y subgranos con contactos rectos o suturados, evidenciando deformación y reequilibrio. La plagioclasa aparece en cristales subhedrales a anhedrales, incoloros, distinguibles del cuarzo por su maclado polisintético. Presenta microfracturamiento y bordes corroídos e irregulares, especialmente en contacto con el cuarzo. El ortopiroxeno se presenta como cristales subhedrales a anhedrales, con tonalidades pardas a amarillentas. Exhibe un relieve medio, una dirección principal de clivaje y extinción aproximadamente a 90°.

Las fases opacas se encuentran en baja proporción y corresponden principalmente a óxidos (ilmenita) y, en menor abundancia, a sulfuros (Figura 5.11B). La ilmenita aparece como cristales anhedrales ubicados predominantemente en microfracturas. Los sulfuros, también en cristales anhedrales, se presentan en microfracturas y, en menor medida, en contactos cristalinos.

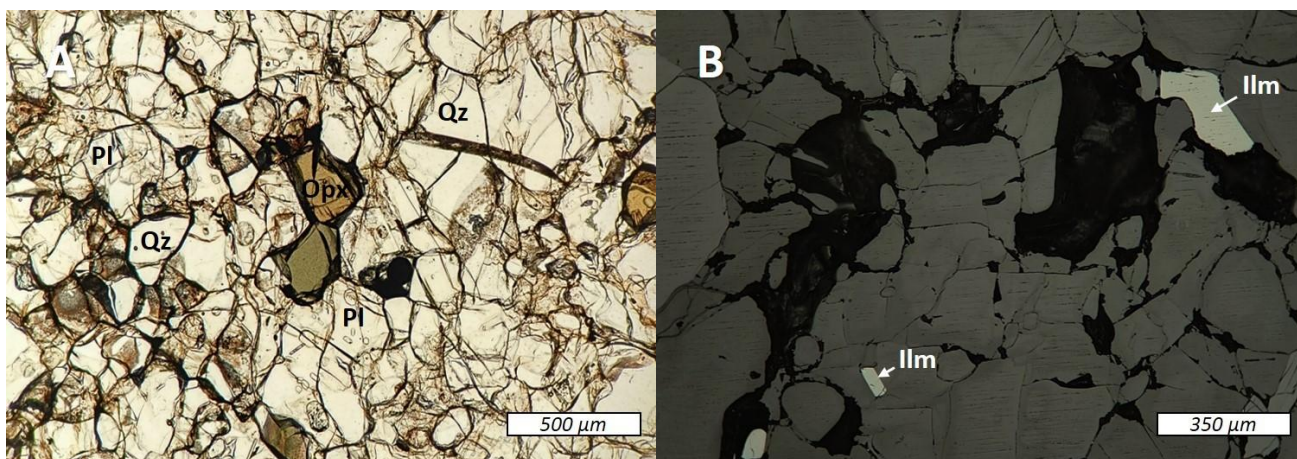


Figura 5.11. Fotomicrografía de xenolito cortical del maar Laguna de Los Palau. **A.** Aspecto general de la roca, se observan distintas coloraciones en ortopiroxeno, bordes corroídos en cuarzo y plagioclasa (luz transmitida). **B.** Óxidos (Ilmenita) presentes en microfracturas, relleno además espacios intersticiales (luz reflejada).

Xenolito mantélico

Se colectaron cinco muestras correspondientes a xenolitos de procedencia mantélica, los cuales presentan una textura granoblástica inequigranular, con bandas de fracturación rellenas de vidrio y presencia de subgranos en los minerales constituyentes (Figura 5.12A). A partir de la estimación modal, se reconocieron dos grupos de xenolitos con diferencias composicionales significativas.

El primer grupo está dominado por ortopiroxeno (63%), acompañado por clinopiroxeno (23%), anfíbol (12%) y una menor proporción de olivino (2%). El segundo grupo presenta una composición típica de lherzolita con olivino (55%) como fase dominante, seguido por ortopiroxeno (25%), clinopiroxeno (17%) y espinela (3%).

El olivino se presenta como cristales subhedrales a anhedrales, incoloros, con relieve alto y bordes irregulares. Exhibe una fracturación intensa y bordes corroídos, lo que sugiere interacción con fluidos o fundidos durante el transporte del xenolito. El ortopiroxeno aparece en cristales subhedrales con tonalidades pardas a verdosas, relieve medio y un clivaje principal bien desarrollado. Presenta extinción paralela y una fracturación generalizada en la mayoría de los cristales. En algunos casos se observa vidrio rellenando fracturas, así como texturas de reemplazamiento parcial por anfíbol. El clinopiroxeno se presenta como cristales subhedrales a anhedrales, con tonalidades verdes y relieve alto. Puede aparecer de forma aislada o asociado a ortopiroxeno. En ciertas fracturas se identifican texturas de relleno por vidrio, indicando circulación de fundidos.

El anfíbol ocurre como cristales anhedrales con un pleocroísmo marcado que varía de rojizo a café y naranja. Se encuentra tanto como relleno intersticial como rodeando cristales de ortopiroxeno y/o clinopiroxeno, lo que sugiere que representa una fase tardía o de reemplazo respecto a los piroxenos. La espinela se presenta como cristales subhedrales a anhedrales de tonalidades marrón a café. En ocasiones aparece en contactos triples entre olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Las partículas metálicas identificadas corresponden principalmente a pirrotina y hematita (Figura 5.12B). La pirrotina aparece como cristales anhedrales de coloración amarillenta, rellenando microfracturas y contactos cristalinos, aunque también puede encontrarse de forma aislada como inclusiones en cristales de anfíbol. En varios casos se observan texturas de reemplazamiento por óxidos. La hematita se presenta como cristales anhedrales reemplazando a la pirrotina. Asimismo, se encuentra en zonas de fracturación y en contactos cristalinos, donde exhibe anisotropía moderada y reflexiones internas de tonalidades rojizas.

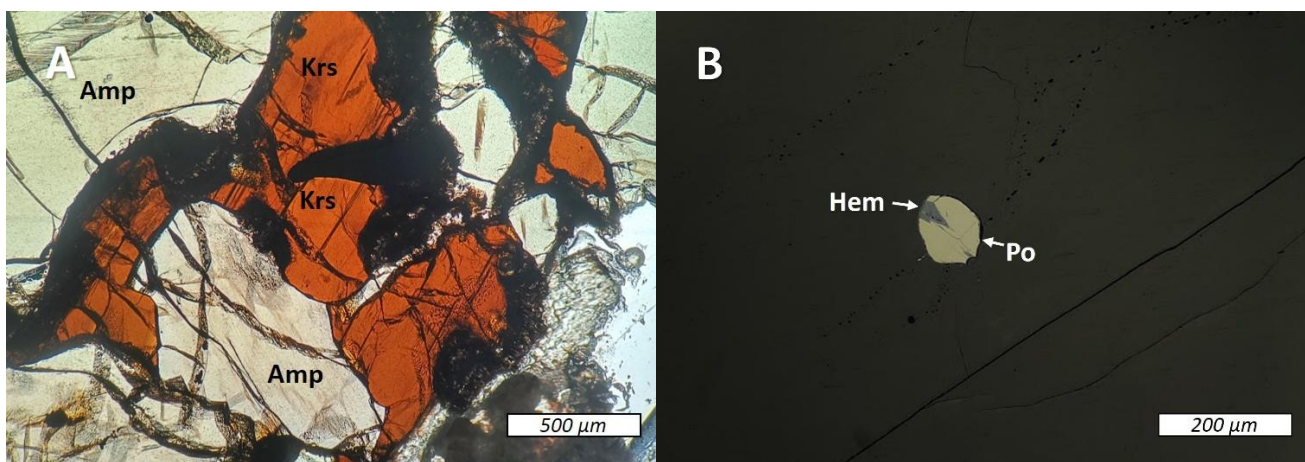


Figura 5.12. Fotomicrografía de xenolito mantélico del maar Laguna de Los Palau. **A.** Se observan ortopiroxeno y anfíbol, este último mostrando su pleocroísmo característico. Entre los contactos de anfíbol y

ortopiroxeno se distinguen zonas alteradas, y una fracturación intensa (luz transmitida). **B.** Pirrotina siendo reemplazada por hematita, se observa además inclusiones fundidas sulfuradas (luz reflejada).

5.2.5 Maar Joya Prieta

Xenolito cortical

Se colectó una granulita cuarzofeldespática de textura granoblástica, caracterizada por una fracturación intensa, bordes corroídos en algunos minerales y una textura cataclástica bien desarrollada (Figura 5.13A). La mineralogía principal está compuesta por cuarzo (32%), plagioclasa (23%), ortopiroxeno (18%), clinopiroxeno (14%), granate (8%) y biotita (5%).

El cuarzo es la fase dominante y se presenta en cristales subhedrales a anhedrales irregulares, en contacto con plagioclasa y ortopiroxeno, incoloros y con fracturamiento intenso. La plagioclasa ocurre como cristales subhedrales que exhiben principalmente maclado polisintético y, en menor proporción, maclado simple, con fracturación generalizada asociada a la deformación cataclástica. El ortopiroxeno aparece como cristales subhedrales a anhedrales, con pleocroísmo débil, clivaje principal bien definido, extinción recta e inclusiones opacas. El clinopiroxeno se presenta en cristales subhedrales con tonalidades verdes, relieve moderado, fracturación y bordes irregulares. El granate ocurre como cristales anhedrales a subhedrales con bordes fuertemente oxidados que forman halos rojizos bien definidos; en algunos casos se encuentra completamente reemplazado por óxidos, conservándose únicamente dichos halos. La biotita se observa como cristales anhedrales a subhedrales con fuerte pleocroísmo en tonalidades café a anaranjadas.

En cuanto a las partículas metálicas, se observaron pirrotina y hematita. La pirrotina se presenta en gotas aisladas, generadas en cristales de piroxenos que ocasionalmente se encuentran siendo reemplazadas por ilmenita (Figura 5.13B). Por otro lado, la ilmenita está presente rellenando microfracturas y contactos cristalinos.

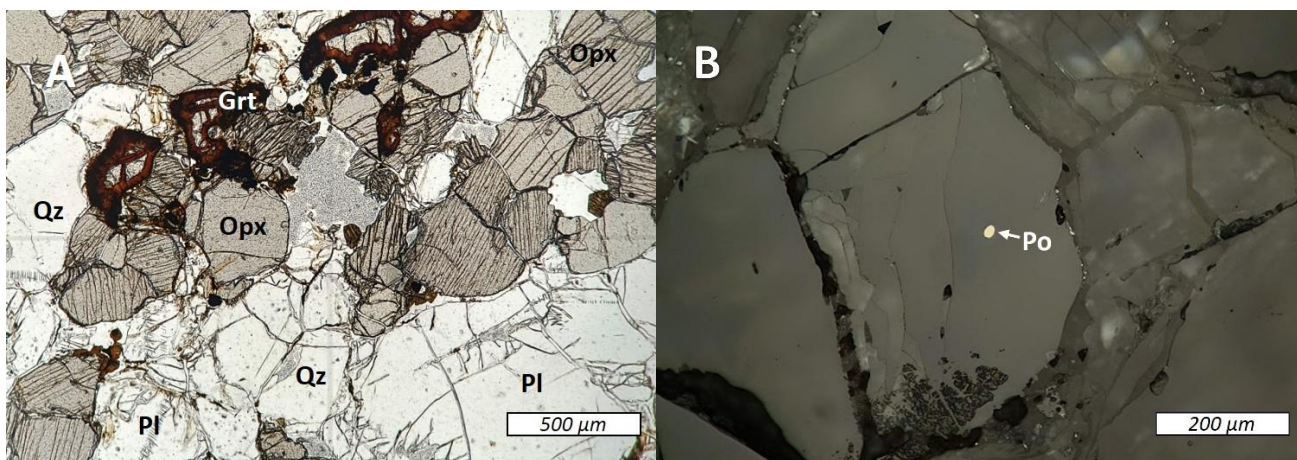


Figura 5.13. Fotomicrografía de xenolito cortical del maar Joya Prieta. **A.** Aspecto general de la roca y su mineralogía, además de observarse maclado polisintético en plagioclasa, clivaje en ortopiroxeno, granate con

coronas de oxidación y fases opacas (luz transmitida). B. Gota de sulfuro (pirrotina) presente de manera aislada dentro de un cristal; además, se observan óxidos en un contacto cristalino y reemplazando una microfractura (luz reflejada).

Xenolito mantélico

Se colectaron siete muestras correspondientes a xenolitos del manto, de textura masiva y microfracturamiento intenso. Se reconocen dos grupos principales: el primero está conformado por olivino (60 %), ortopiroxeno (8–20 %), clinopiroxeno (10–20 %) y espinela (3–6 %), mientras que el segundo está compuesto por kaersutita y ortopiroxeno, caracterizado por la presencia de minerales hidratados y una mayor abundancia de sulfuros y óxidos de distintas texturas y composiciones (Figura 5.14A).

El olivino se presenta en cristales subhedrales a anhedrales, incoloros y de relieve muy alto. Constituye la fase más abundante de la roca y presenta evidencias de recrystalización, corrosión en los bordes y deformación atribuida a choques térmicos. El ortopiroxeno ocurre como cristales subhedrales de tonalidades verdes a pardas, con pleocroísmo débil, exsoluciones finas, bandas de deformación y, localmente, texturas de reemplazamiento por espinela, fases opacas o vidrio. El clinopiroxeno se presenta como cristales subhedrales a anhedrales de coloración verde a verde pálido, con bordes corroídos y, en algunos casos, como relictos. La espinela ocurre como cristales anhedrales a subhedrales, ocasionalmente como inclusiones en ortopiroxeno o en granos intersticiales, con bordes corroídos y fracturación. La kaersutita se presenta como cristales subhedrales de tonalidades anaranjadas, con fuerte pleocroísmo, clivaje típico de los anfíboles y bordes irregulares asociados a zonas de microfracturamiento.

En cuanto a las partículas metálicas, se observaron principalmente pirrotina, pirita e ilmenita. La pirrotina se presenta como cristales anhedrales relleno microfracturas y contactos cristalinos, además de inclusiones fundidas sulfuradas y texturas de reemplazamiento por ilmenita (Figura 5.14B). La pirita ocurre como cristales anhedrales asociados a la pirrotina en microfracturas o como gotas aisladas, siendo menos abundante. La ilmenita se presenta como cristales anhedrales asociados a sulfuros, en zonas de microfracturamiento, contactos cristalinos o de forma aislada.

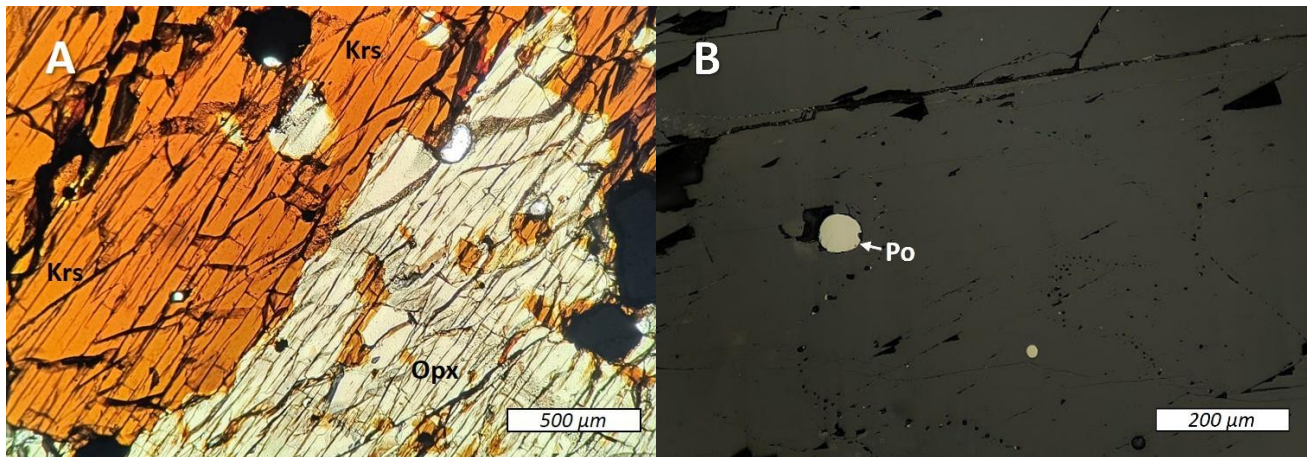


Figura 5.14. Fotomicrografía de xenolito mantélico del maar Joya Prieta. **A.** Se observa kaersutita reemplazando a ortopiroxeno, además de un fracturamiento intenso a lo largo de ambos minerales. **B.** Se observa un cristal de pirrotina en forma de glóbulo, en conjunto con inclusiones fundidas sulfuradas y silicatadas.

Con base en las observaciones petrográficas y minerográficas descritas anteriormente, la tabla 2 sintetiza las características generales del conjunto de los xenolitos analizados. En ella se detalla la procedencia litosférica en cada muestra, asociación mineral (fases silicatadas primarias y secundarias como fases metálicas y óxidos) y textura observada.

Tabla 2. Resumen petrográfico, minerográfico y procedencia litosférica de xenolitos mantélicos y corticales estudiados.

Clave	Localidad	Procedencia	Asociación mineral	Textura
SLP-1A	Estación Ventura	Corteza	Qz + Pl + Opx + Grt + Ilm + Po	Granoblástica inequigranular
SLP-1B	Estación Ventura	Corteza	Qz + Pl + Opx + Cpx + Py + Po + Ilm	Granoblástica inequigranular
SLP-2	Estación Ventura	Manto	Ol + Opx + Cpx + Spl + Py + Po + Ilm	Granoblástica inequigranular
SLP-3	Estación Ventura	Corteza	Qz + Pl + Opx + Py + Po + Ilm	Granoblástica
SLP-4A	El Toro	Corteza	Pl + Opx + Qz + Cpx + Pn + Po + Ilm	Granoblástica
SLP-4B	El Toro	Corteza	Pl + Qz + Opx + Cpx + Bt + Po + Ilm	Granoblástica
SLP-5	El Toro	Manto	Ol + Opx + Cpx + Spl	Granoblástica
SLP-9	Llano de Los Saldaña	Corteza	Qz + Pl + Opx + Ilm	Granoblástica
SLP-10	Llano de Los Saldaña	Manto	Ol + Opx + Cpx + Spl + Po + Hem	Granoblástica inequigranular
SLP-11	Llano de Los Saldaña	Manto	Opx + Cpx + Amp + Ol + Po + Hem	Granoblástica

SLP-12	Santo Domingo	Corteza	Qz + Pl + Opx + Cpx + Grt + Bt + Po + Ilm	Granoblástica
SLP-13A	Santo Domingo	Manto	Ol + Opx + Cpx + Spl + Py + Ccp	Granoblástica
SLP-13B	Santo Domingo	Manto	Ol + Opx + Cpx + Spl	Granoblástica
SLP-14	Santo Domingo	Manto	Ol + Opx + Cpx + Spl + Po + Ilm	Granoblástica inequigranular
SLP-15	Santo Domingo	Manto	Krs + Opx + Po + Py + Ilm	Granoblástica inequigranular

Nota. Amp: anfíbol; Bt: biotita; Ccp: calcopirita; Cpx: clinopiroxeno; Grt: granate; Hem: hematita; Ilm: ilmenita; Krs: kaersutita; Ol: olivino; Opx: ortopiroxeno; Pl: plagioclasa; Pn: pentlandita; Po: pirrotina; Py: piritita; Qz: cuarzo; Spl: espinela.

5.3 Química mineral

Los estudios puntuales de química mineral se realizaron en cristales de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, granate, anfíbol, espinela y sulfuros. Esto con el fin de caracterizarlos.

En el caso de los anfíboles cálcicos, la clasificación se realizó utilizando el diagrama propuesto por Hawthorne et al. (2012). Para los piroxenos, se empleó el diagrama de clasificación de Morimoto (1988). La clasificación de las plagioclasas y la evaluación de la composición química de los sulfuros se llevaron a cabo mediante diagramas basados en Deer et al. (2013). Finalmente, los diagramas utilizados para la comparación y caracterización composicional de las espinelas se basaron en los trabajos de Arai (1994), Kamenetsky et al. (2001) y Domínguez-Carretero et al. (2022).

5.3.1 Olivino

Los puntos analizados químicamente en cristales de olivino de xenolitos provenientes de Joya Honda, Joya Prieta y Laguna de Los Palau muestran una composición heterogénea en términos de sus contenidos de MgO y FeO.

Las muestras de Joya Honda presentan los valores más altos de Mg^{2+} , en un rango de 1.78 a 1.81 apfu (átomos por fórmula unidad). Por su parte, las peridotitas de Laguna de Los Palau muestran olivinos con valores entre 1.74 y 1.77 apfu Mg^{2+} ; Ambos grupos presentan concentraciones similares en el caso de Fe^{2+} , en un rango que varía de entre 0.16 a 0.17 apfu. Finalmente, las muestras de Joya Prieta muestran valores menores de Mg^{2+} (1.69 a 1.75 apfu) y relativamente mayores de Fe^{2+} (0.17 a 0.23 apfu) observados en la figura 5.15B.

5.3.2 Anfíbol

Los análisis realizados en los cristales de anfíbol en xenolitos provenientes del maar Laguna de Los Palau y Joya Prieta están representados en el diagrama de clasificación de anfíboles cálcicos, donde se comparan los valores de $A(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})$ respecto a $C(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti})$. De acuerdo con los resultados, todas las muestras se proyectan en el campo de la sadanagaita, caracterizándose por tener valores altos de los dos ejes (Figura 5.15A).

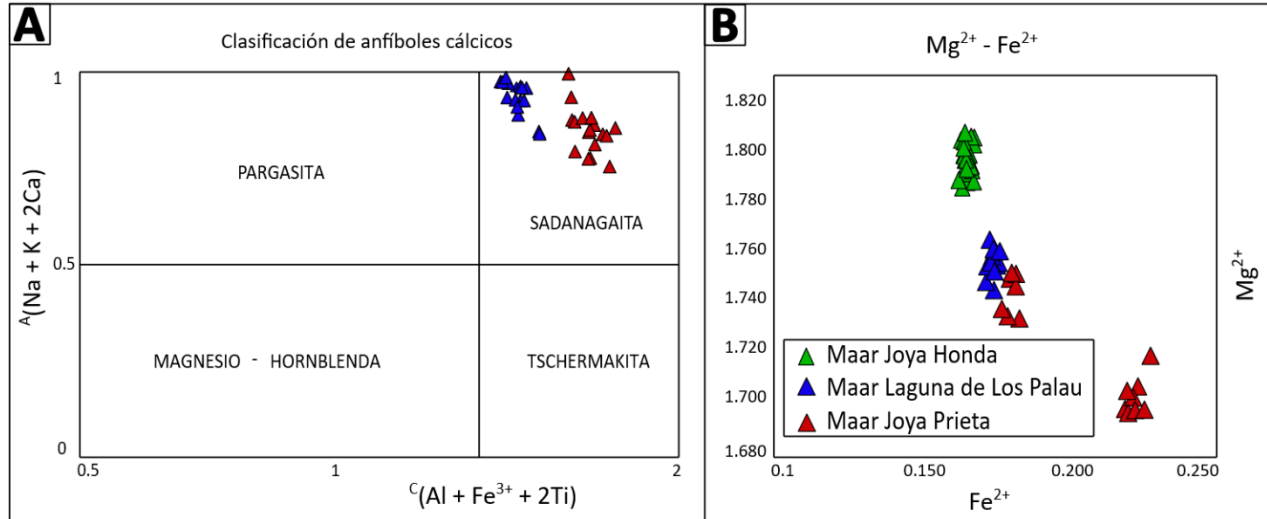


Figura 5.15. A. Diagrama de clasificación para anfíboles cálcicos del maar Laguna de Los Palau y Joya Prieta. **B.** Diagrama de variación composicional de Mg^{2+} frente a Fe^{2+} para cristales de olivino provenientes de xenolitos mantélicos de los maares Joya Honda, Joya Prieta y Laguna de Los Palau.

En Laguna de Los Palau, los cristales de anfíboles muestran una composición relativamente homogénea, con unos valores de $A(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})$ que oscilan entre 0.8 y 0.95 apfu. Por otro lado, presentan valores de $C(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti})$ que oscilan entre 1.6 y 1.7 apfu.

En el caso del maar Joya Prieta, los cristales de anfíbol presentan una mayor dispersión composicional en el mismo campo de la sadanagaita, destaca un incremento en los valores de $C(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti})$ que varían entre 1.7 y 1.85 apfu, mientras que los valores de $A(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})$ varían entre 0.75 y 1 apfu.

Considerando que los anfíboles analizados tienen valores elevados en Ti (entre 0.44 y 0.61), además del esquema composicional para anfíboles cálcicos (sadanagaita), se les puede asignar la clasificación de kaersutita (Hawthorne et al., 2012).

5.3.3 Piroxeno

Los análisis químicos puntuales realizados en cristales de piroxeno de los centros eruptivos Joya Honda, El Toro, Laguna de Los Palau y Joya Prieta se proyectan en el diagrama ternario de clasificación

Enstatita–Ferrosilita–Wollastonita (En–Fs–Wo). En este sistema se distinguen dos grupos composicionales principales: diópsido y enstatita.

Lherzolitas de espinela (Joya Prieta, Laguna de Los Palau y Joya Honda): En las muestras de origen mantélico se observa la coexistencia paragenética de dos tipos de piroxeno. Los clinopiroxenos se clasifican como diópsido, lo que indica altos contenidos de magnesio y calcio, mientras que los ortopiroxenos se ubican en el campo de la enstatita (Figura 5.16A).

Granulitas de ortopiroxeno (Joya Honda y El Toro): A diferencia de las lherzolitas de espinela, estas granulitas muestran una mayor tendencia hacia composiciones ricas en magnesio. Los ortopiroxenos se clasifican como enstatita; sin embargo, algunos se ubican más próximos al campo de la ferrosilita, lo que indica un enriquecimiento relativo en Fe en su composición.

Los análisis químicos puntuales realizados en cristales de feldespato de la granulita de ortopiroxeno recolectadas en El Toro, al ser proyectados en el diagrama ternario Anortita–Albita–Ortoclase (Figura 5.16B), presentan una composición homogénea a lo largo de toda la muestra, correspondiente a una clasificación de andesina. La composición de las plagioclasas abarca un rango aproximado de $An_{40-42}Ab_{50-55}Or_{7-10}$.

5.3.4 Plagioclase

Los análisis químicos puntuales realizados en cristales de feldespato de la granulita de ortopiroxeno recolectadas en El Toro, al ser proyectados en el diagrama ternario Anortita–Albita–Ortoclase (Figura 5.16B), presentan una composición homogénea a lo largo de toda la muestra, correspondiente a una clasificación de andesina. La composición de las plagioclasas abarca un rango aproximado de $An_{40-42}Ab_{50-55}Or_{7-10}$.

5.3.5 Sulfuros

Los sulfuros presentes en los xenolitos mantélicos y corticales provenientes de los maares Joya Honda, Laguna de Los Palau y Joya Prieta fueron analizados y proyectados en el diagrama ternario Fe–Ni–Cu (Figura 5.16C). Los resultados muestran una composición heterogénea, con dos grupos principales.

El primer grupo se concentra en la parte superior del diagrama, con contenidos de Fe de 95–99 mole% que son consistentes con la pirrotina, representando la principal fase de sulfuro de hierro en las muestras. El segundo grupo muestra mayores contenidos de Ni (30–55 mole%) y Cu (<20 mole%), indicando la presencia de pentlandita y/o MSS (monosulfide solid solutions).

5.3.6 Granate

Los análisis puntuales realizados en granates de xenolitos provenientes de los maares Laguna de Los Palau y Joya Prieta muestran una composición química homogénea. Al proyectarse en el diagrama ternario de clasificación de granates del sistema Piropo–Espesartina–Almandino (Figura 5.16D), las muestras representan una solución sólida de piropo–espesartina (40 a 60% piropo, 35 a 55% espesartina y 5% almandino).

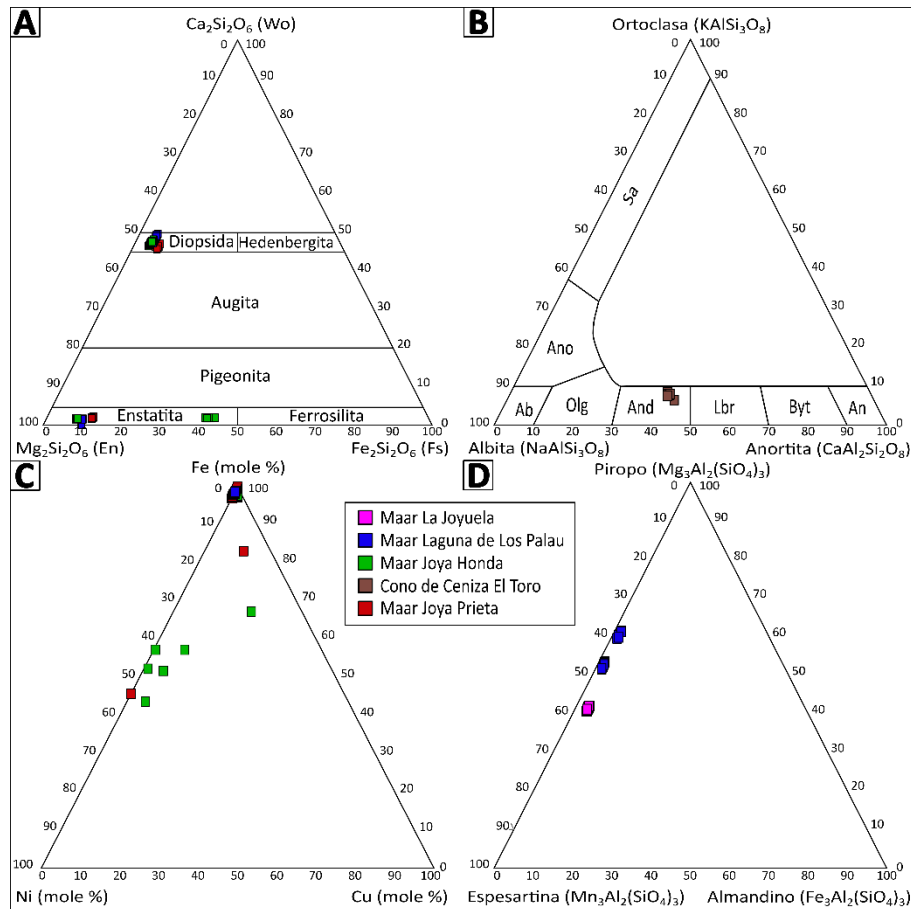


Figura 5.16. Diagramas de clasificación química de las muestras analizadas. **A.** Diagrama ternario de piroxenos, que muestra el sistema $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ – $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ – $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ para muestras provenientes de los maares Joya Honda y Laguna de Los Palau. **B.** Diagrama ternario de clasificación de feldespatos (Albite–Ortoclase–Anortita) del Cono de Ceniza El Toro. **C.** Diagrama ternario composicional del sistema Fe–Ni–Cu, que muestra el porcentaje molar de sulfuros presentes en xenolitos procedentes de los maares Joya Honda, Laguna de Los Palau y Joya Prieta. **D.** Diagrama ternario que muestra la clasificación de granates en el sistema Piropo–Espesartina–Almandino.

5.3.7 Espinela

Los análisis químicos puntuales en espinela permiten generar diagramas composicionales que pueden compararse con otros minerales presentes en los mismos xenolitos. Los conjuntos de espinela y olivino de los maares Joya Honda, Laguna de Los Palau y Joya Prieta fueron proyectados en dos diagramas de

comparación composicional. El primero corresponde a un diagrama bivalente de variación composicional de Al_2O_3 frente a TiO_2 (wt%) en cristales de espinela de xenolitos mantélicos. La distribución de los datos analizados muestra un enriquecimiento en aluminio (50–58 wt%) y concentraciones bajas de titanio (0.07–0.16 wt%) para las tres localidades estudiadas (Figura 5.17A).

El segundo corresponde a un diagrama bivalente de porcentaje de forsterita (Fo%) en cristales de olivino frente al número de cromo (Cr#) en cristales de espinela cogenéticos (Figura 5.17B). Los cristales de olivino de las tres localidades muestran un rango relativamente homogéneo, con valores predominantes de 88–92% Fo. De manera similar, los cristales de espinela presentan valores homogéneos de Cr#, en un rango entre 0.10 y 0.14.

En general, los datos muestran una dispersión predominantemente horizontal. Al comparar las espinelas de este estudio con las de diversos contextos petrotectónicos (Arai, 1994), se observa que las espinelas analizadas son composicionalmente afines a las peridotitas abisales.

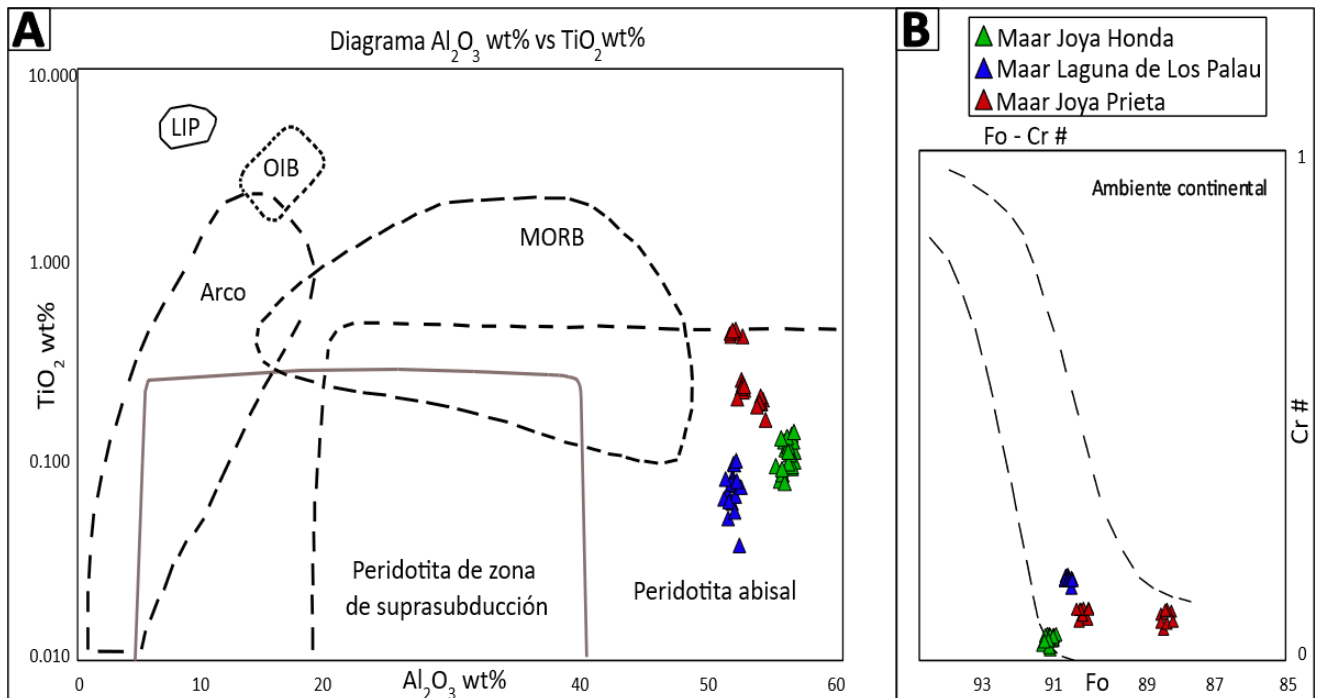


Figura 5.17. A. Diagrama bivalente de variación composicional de Al_2O_3 frente a TiO_2 (wt%) en cristales de espinela de xenolitos mantélicos (Iherzolita de espinela) provenientes de los maares Joya Honda, Laguna de Los Palau y Joya Prieta. Los campos han sido modificados a partir de Kamenetsky (2001). **B.** Diagrama de relación Fo–Cr# en Iherzolitas de espinela. Gráfico comparativo de la composición del olivino (forsterita, Fo) frente al número de cromo (Cr#) en la espinela de xenolitos mantélicos provenientes de Joya Honda, Laguna de Los Palau y Joya Prieta. Los campos han sido modificados a partir de Arai (1994).

6. DISCUSIÓN

6.1 Fuente de los xenolitos

Los xenolitos procedentes de maares en San Luis Potosí registran rasgos petrográficos que permiten inferir la naturaleza de la litosfera profunda bajo la Mesa Central. Se reconocieron xenolitos de peridotitas formadas por olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + espinela, una asociación típica de xenolitos del manto en San Luis Potosí (Aranda-Gómez, 1993). Asimismo, esta asociación mineral es una característica de peridotitas residuales formadas en el campo de estabilidad de la espinela (Heinrich & Beseh, 1992). En peridotitas mantélicas, la fase alumínica dominante varía con la presión, ya que la plagioclasa es estable a baja presión, la espinela a presiones intermedias y el granate a presiones más altas. Por ello, la presencia de espinela en las lherzolitas estudiadas sugiere un origen en el manto litosférico superior, dentro del campo de estabilidad de las facies de lherzolitas con espinela (Masaaki & Obata, 1980).

Un manto empobrecido (o agotado) es una porción del manto en la cual las concentraciones de elementos incompatibles han disminuido, típicamente como resultado de procesos de fusión parcial (Neuendorf et al., 2005). El grado de agotamiento asociado a este proceso puede definirse petrológicamente a través de la relación entre el contenido de forsterita (Fo) en los cristales de olivino y el número de cromo (Cr#) en la espinela (Arai, 1994; Arai & Ishimaru, 2008).

De acuerdo con Bonatti & Michael (1989), las peridotitas experimentan distintos grados de fusión parcial en función de su entorno tectónico. Por lo tanto, la composición mineralógica y química de los xenolitos mantélicos puede utilizarse para inferir las características y la evolución del manto del que proceden. Según Arai (1994), el intervalo característico de lherzolitas fértiles del manto superior subcontinental esta representado con valores de Cr# cercanos a 0.1. En la figura 5.17 se observan valores de Cr# entre 0.10 y 0.14 para los cristales de espinela analizados. En consecuencia, los xenolitos mantélicos analizados en San Luis Potosí pueden interpretarse como fragmentos de un manto litosférico subcontinental relativamente fértil, que ha experimentado bajos grados de fusión parcial. Además, la similitud composicional observada entre los xenolitos procedentes de distintos centros eruptivos sugiere que estos fragmentos forman parte de un reservorio mantélico regional relativamente homogéneo bajo la Mesa Central.

Por otro lado, se reconocieron xenolitos corticales formados por cuarzo + plagioclasa + ortopiroxeno + clinopiroxeno + granate $\pm$ biotita, lo cual es consistente con condiciones de facies granulita, probablemente en un rango aproximado de 700–850 °C y 6–12 kbar (20–40 km). La coexistencia de ortopiroxeno + clinopiroxeno + plagioclasa es diagnóstica de granulita en composiciones máficas (Bucher & Grapes, 2011).

En concordancia, Droubi et al. (2024) documentaron xenolitos metapelíticos de la corteza inferior que registran presiones entre 7.2 y 8.5 kbar (26 y 31 km), y temperaturas mayores, entre 925° y 972 °C. Dichos autores sostienen que estas condiciones se mantuvieron durante más de 15 Ma como resultado

de procesos extensionales ocurridos durante el Oligoceno y sugieren condiciones de metamorfismo de ultraalta temperatura (UHT). Asimismo, Schaaf et al. (1994) determinaron zonaciones en ortopiroxeno, plagioclasa y coronas de oxidación alrededor del granate, obteniendo temperaturas de hasta 940 °C en los núcleos minerales, mientras que en los bordes registró temperaturas cercanas a 860 °C y presiones de entre 7 y 11 kbar, lo que fue interpretado como evidencia de etapas de reequilibrio parcial.

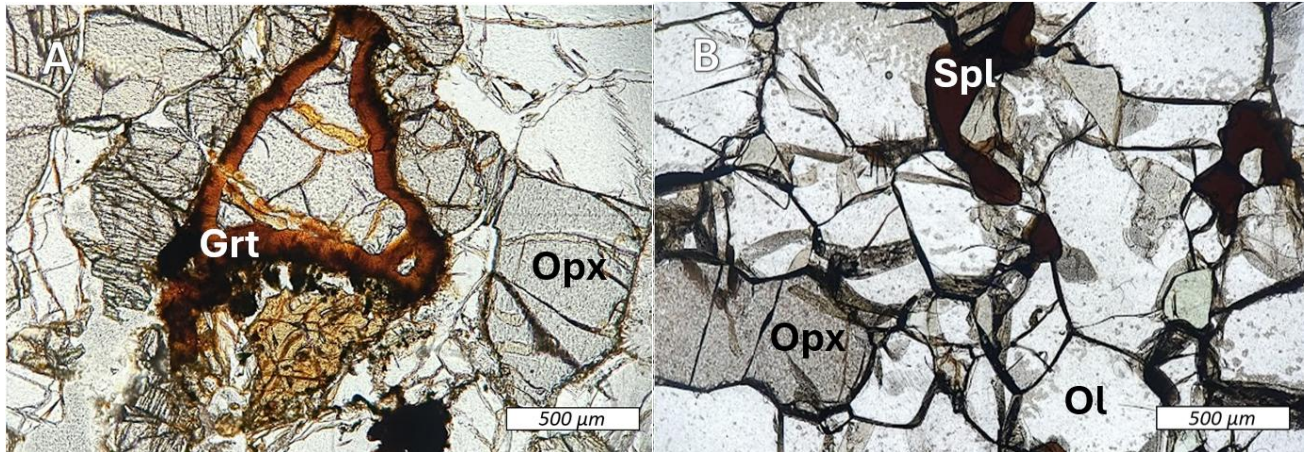


Figura 6.1. Fotomicrografías de xenolitos de la Mesa Central. **A.** Xenolito cortical procedente del maar Laguna de los Palau, donde se observa un granate con corona de oxidación, así como un cristal de granate mejor preservado en la parte inferior de la corona. **B.** Xenolito mantélico procedente del maar Joya Prieta, en el que se observa la asociación mineral compuesta por olivino + ortopiroxeno + espinela. Asimismo, se distingue un intenso microfracturamiento que afecta a los minerales primarios.

En los maares La Joyuela y Laguna de Los Palau se observan granates ricos en componentes piropro y espesartina que, junto con las coronas de oxidación, evidencian modificaciones composicionales posteriores a la cristalización de estos minerales. A pesar de no contar con análisis geoquímicos complementarios, la presencia de estas características texturales sugiere que los granates sufrieron reequilibrio químico durante la evolución de la litosfera profunda, tal como lo plantean Droubi et al. (2024) y Schaaf et al. (1994).

En síntesis, las características petrográficas y microquímicas de los xenolitos analizados sugieren que los xenolitos mantélicos proceden de un manto litosférico subcontinental de profundidades intermedias y alta fertilidad. Por su parte, los xenolitos corticales procederían de la corteza inferior, a profundidades cercanas a 30 km y temperaturas aproximadas de entre 900° y 950 °C (Droubi et al., 2024; Schaaf et al., 1994).

6.2 Evidencias de metasomatismo y enriquecimiento en metales

En los xenolitos estudiados se identificaron minerales hidratados, particularmente kaersutita, un anfíbol titanífero. Esta fase fue observada en muestras procedentes de Laguna de Los Palau, en el Campo Volcánico Ventura–Espíritu, y de Joya Prieta, en el Campo Volcánico Santo Domingo. Ambas

localidades se encuentran separadas por ~80 km y representan porciones del manto litosférico ubicadas bajo el límite oriental de la Mesa Central y las estribaciones occidentales de la Sierra Madre Oriental (Figura 1.1).

En campo y muestra de mano, la kaersutita aparece como halos, vetillas y agregados que reemplazan parcial o totalmente a las peridotitas (Figura 6.2.C). Este reemplazamiento se expresa microscópicamente como halos alrededor de ortopiroxeno (Figura 6.2). Asimismo, se reconocieron megacristales de kaersutita de hasta 5 cm.

Estas relaciones texturales indican que las peridotitas interactuaron con fluidos o fundidos ricos en volátiles durante su evolución en el manto litosférico. Dado que el manto litosférico subcontinental está constituido principalmente por minerales nominalmente anhidros, como olivino y piroxenos (Kourim et al., 2019), la presencia de kaersutita representa una evidencia directa de incorporación de componentes hidratados, aunque esta observación por sí sola no permite distinguir entre fluidos heredados de subducción y fundidos alcalinos ricos en volátiles.

La presencia de kaersutita en xenolitos de dos campos volcánicos separados por decenas de kilómetros sugiere que el metasomatismo no fue un proceso estrictamente local, sino que pudo haber afectado de manera regional al manto litosférico bajo esta porción de la Mesa Central. Por lo tanto, la presencia de anfíbol en los xenolitos puede interpretarse como evidencia de metasomatismo patente, es decir, un tipo de metasomatismo reconocido por la formación de fases minerales hidratadas visibles (Nielson & Noller, 1987).

Estas observaciones son consistentes con estudios previos (Dávalos-Elizondo et al., 2016), los cuales documentaron procesos de metasomatismo afectando a las peridotitas y piroxenitas del Campo Volcánico de Santo Domingo. Además, estos estudios indican que el metasomatismo tuvo un carácter heterogéneo, dado que la química mineral de algunas peridotitas no muestra evidencias petrográficas de metasomatismo (consistente con un manto litosférico anhidro), mientras que otras porciones registran modificaciones mineralógicas locales y discontinuas. Este comportamiento sugiere que la percolación de fluidos o fundidos ocurrió de manera espacialmente variable dentro del manto litosférico, evidenciada por distintos grados de modificación química y mineralógica. A partir de ello, es posible reconocer tanto metasomatismo críptico, registrado en las variaciones composicionales de los minerales, como metasomatismo patente, evidenciado por la formación de nuevas fases minerales hidratadas junto con texturas de reemplazamiento.

A escala petrográfica, la interacción entre fluidos o fundidos hidratados y las peridotitas queda registrada en texturas de reacción y reemplazo mineral. Sandoval-Velasquez et al. (2019) documentaron que las vetillas de vidrio intersticial presentes en xenolitos mantélicos muestran poca o nula reacción con cristales de olivino, pero una alta reactividad con los piroxenos. Esta interpretación sugiere que los piroxenos pueden actuar como sitios preferenciales de reacción durante procesos metasomáticos, de igual forma es consistente con las observaciones realizadas en xenolitos de Joya

Prieta y Laguna de Los Palau, donde la kaersutita aparece asociada texturalmente con piroxenos, a los cuales reemplaza de manera parcial o total (Figura 6.2). Estas texturas indican que la formación de anfíbol estuvo vinculada con la circulación de fluidos o fundidos hidratados a través de discontinuidades, como vetillas, límites de grano o microfracturas. En consecuencia, la asociación kaersutita–piroxeno constituye una evidencia petrográfica de metasomatismo localizado, controlado por la reactividad mineral y por la existencia de vías preferenciales para la circulación de componentes metasomáticos.

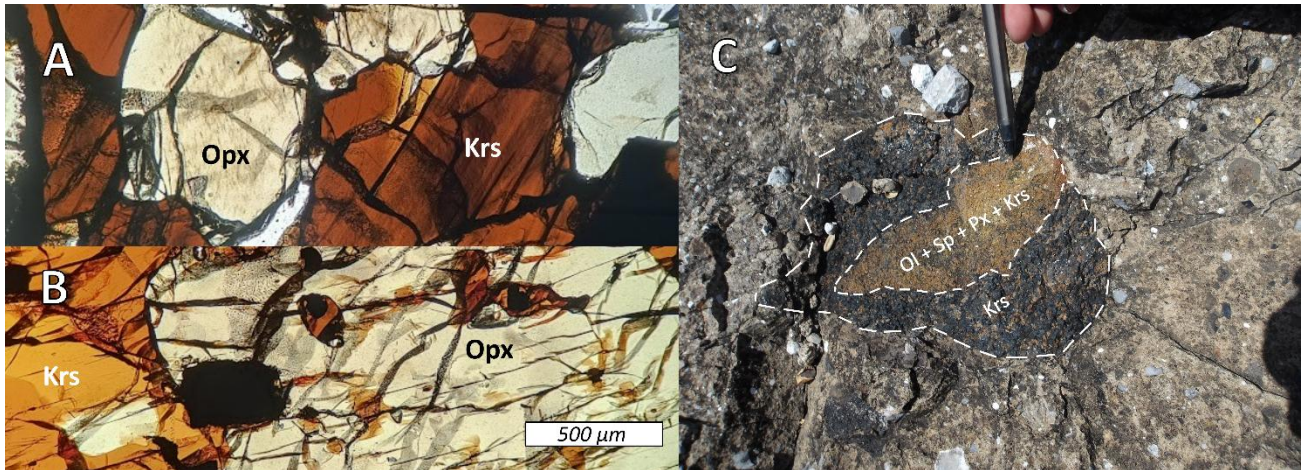


Figura 6.2. Evidencias petrográficas y macroscópicas de metasomatismo en xenolitos mantélicos de la Mesa Central. **A.** Xenolito mantélico procedente del maar Laguna de Los Palau, en el que se observa kaersutita reemplazando parcialmente al ortopiroxeno. **B.** Xenolito mantélico procedente del maar Joya Prieta, donde la kaersutita reemplaza al ortopiroxeno, generando texturas de reacción y reemplazamiento mineral. **C.** Xenolito mantélico en afloramiento procedente del maar Joya Prieta, en el que se observa kaersutita reemplazando a la asociación mineral compuesta por olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela.

La naturaleza química de los fluidos/fundidos responsables de los procesos metasomáticos da ideas sobre su origen tectónico. Las firmas geoquímicas observadas, particularmente el enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE), la ausencia de anomalías negativas de Ti, Nb y Ta en los clinopiroxenos, así como el elevado fraccionamiento entre tierras raras ligeras y pesadas (LREE/HREE) registrado en los clinopiroxenos, sugieren que el manto litosférico subcontinental interactuó con fundidos silicatados asociados, posiblemente, al magmatismo intraplaca que acompañó a los eventos tectónicos de extensión del *Basin and Range*, o bien contemporáneos a estos procesos (Schettino et al., 2024). Por otro lado, el enriquecimiento de elementos incompatibles (como Th y U) confirma, junto con la presencia de anfíbol, la afinidad alcalina e hidratada del fundido que percoló y modificó al manto litosférico subcontinental (Schettino et al., 2024).

Aunque la presencia de kaersutita puede interpretarse como evidencia de incorporación de componentes hidratados al manto litosférico, dicha hidratación no necesariamente implica la circulación de fluidos acuosos libres. En xenolitos mantélicos asociados con magmatismo alcalino, la

presencia de anfíbol titanífero, especialmente cuando aparece junto con vidrio intersticial o vetillas silicatadas, puede indicar interacción con fundidos alcalinos ricos en volátiles (García-Serrano et al., 2024). Estos fundidos habrían percolado a través de las peridotitas, reaccionando preferentemente con piroxenos y favoreciendo la formación de kaersutita.

Finalmente, se encontró que los xenolitos metasomatizados muestran una mayor abundancia relativa de partículas metálicas, como sulfuros y monosulfide solid solutions (MSS), en comparación con los xenolitos peridotíticos sin evidencias claras de alteración. Esto sugiere que el metasomatismo no solo modificó la mineralogía silicatada, sino que también favoreció la movilización de azufre y elementos calcófilos. De este modo, las fases sulfuradas presentes en los xenolitos proporcionan información valiosa sobre los eventos de fusión parcial y metasomatismo que afectaron tanto al manto como a la corteza bajo la Mesa Central. Asimismo, el enriquecimiento en minerales sulfurados observado en los xenolitos metasomatizados sugiere que los procesos responsables de la formación de nuevas fases hidratadas también pudieron desempeñar un papel importante en la redistribución de metales dentro de la litosfera profunda.

En este contexto, el metasomatismo observado pudo estar relacionado con la infiltración de fundidos y/o fluidos derivados de más de un proceso. Por un lado, la historia de subducción de la placa Farallón entre el Cretácico superior y el Oligoceno (Fitz-Díaz et al., 2018) pudo haber generado una modificación previa del manto litosférico, enriqueciendo algunos dominios en componentes volátiles y elementos incompatibles. Esta hipótesis está respaldada por datos isotópicos recientes obtenidos en xenolitos del maar Joya Honda, donde la composición de gases nobles (Ne, Ar) e isótopos de carbono en inclusiones fluidas evidencia la presencia de componentes atmosféricos y carbonatos corticales reciclados. Estos componentes son interpretados como fluidos heredados directamente de la antigua subducción de la placa Farallón (Sandoval-Velasquez et al., 2021).

Por otro lado, la presencia de vetillas de vidrio y la asociación textural entre kaersutita y piroxenos sugieren una interacción posterior con fundidos alcalinos ricos en volátiles, probablemente vinculados al magmatismo Cenozoico–Cuaternario desarrollado durante la extensión regional. Esta hipótesis coincide con modelos que proponen que las firmas geoquímicas y los componentes introducidos durante la subducción fueron posteriormente reactivados y refertilizados por eventos de extensión asociados al desarrollo de la provincia *Basin and Range*. De esta manera, el metasomatismo registrado en los xenolitos podría reflejar la superposición de distintos eventos tectonomagmáticos que modificaron progresivamente la composición del manto litosférico subcontinental bajo la Mesa Central (Sandoval-Velasquez et al., 2021).

Con base en los datos aquí presentados y en estudios previos, se propone un escenario híbrido en el que el manto litosférico subcontinental habría sido inicialmente metasomatizado por procesos de subducción antiguos y, posteriormente, muestreado y refertilizado localmente por fundidos alcalinos ascendentes asociados al magmatismo extensional. Cabe destacar que son necesarios análisis complementarios para corroborar esta interpretación.

6.3 Distribución de partículas metálicas

Las partículas metálicas identificadas en este estudio, compuestas principalmente por sulfuros y óxidos, se encuentran presentes en todos los centros volcánicos analizados. Esta distribución sugiere que existen fases portadoras de metales ampliamente distribuidas en los reservorios profundos bajo la Mesa Central. Sin embargo, su abundancia y diversidad textural no es homogénea: las partículas metálicas son más frecuentes en xenolitos mantélicos que en xenolitos corticales, y alcanzan una mayor abundancia relativa en las muestras que presentan evidencias de metasomatismo.

Esta relación es particularmente relevante porque los xenolitos metasomatizados también contienen minerales hidratados, como kaersutita, interpretados como evidencia de interacción con fluidos o fundidos enriquecidos en volátiles. La coexistencia de kaersutita y fases sulfuradas sugiere que los agentes metasomáticos no solo modificaron la mineralogía silicatada de las peridotitas, sino que también pudieron haber participado en la movilización, concentración y redistribución de azufre y elementos calcófilos dentro del manto litosférico.

Desde el punto de vista textural, las partículas metálicas se presentan como cristales anhedrales aislados o agrupados, y muestran cuatro modos principales de ocurrencia: 1) rellenos de microfracturas en minerales primarios, 2) fases ubicadas en contactos o espacios intercristalinos, 3) inclusiones sulfuradas asociadas con inclusiones silicatadas (Melt Inclusions Trails) y 4) gotas sulfuradas aisladas dentro de minerales primarios (Figura 6.3). Estas texturas indican que las fases metálicas no corresponden a una sola población, sino que registran diferentes procesos de formación, preservación y redistribución.

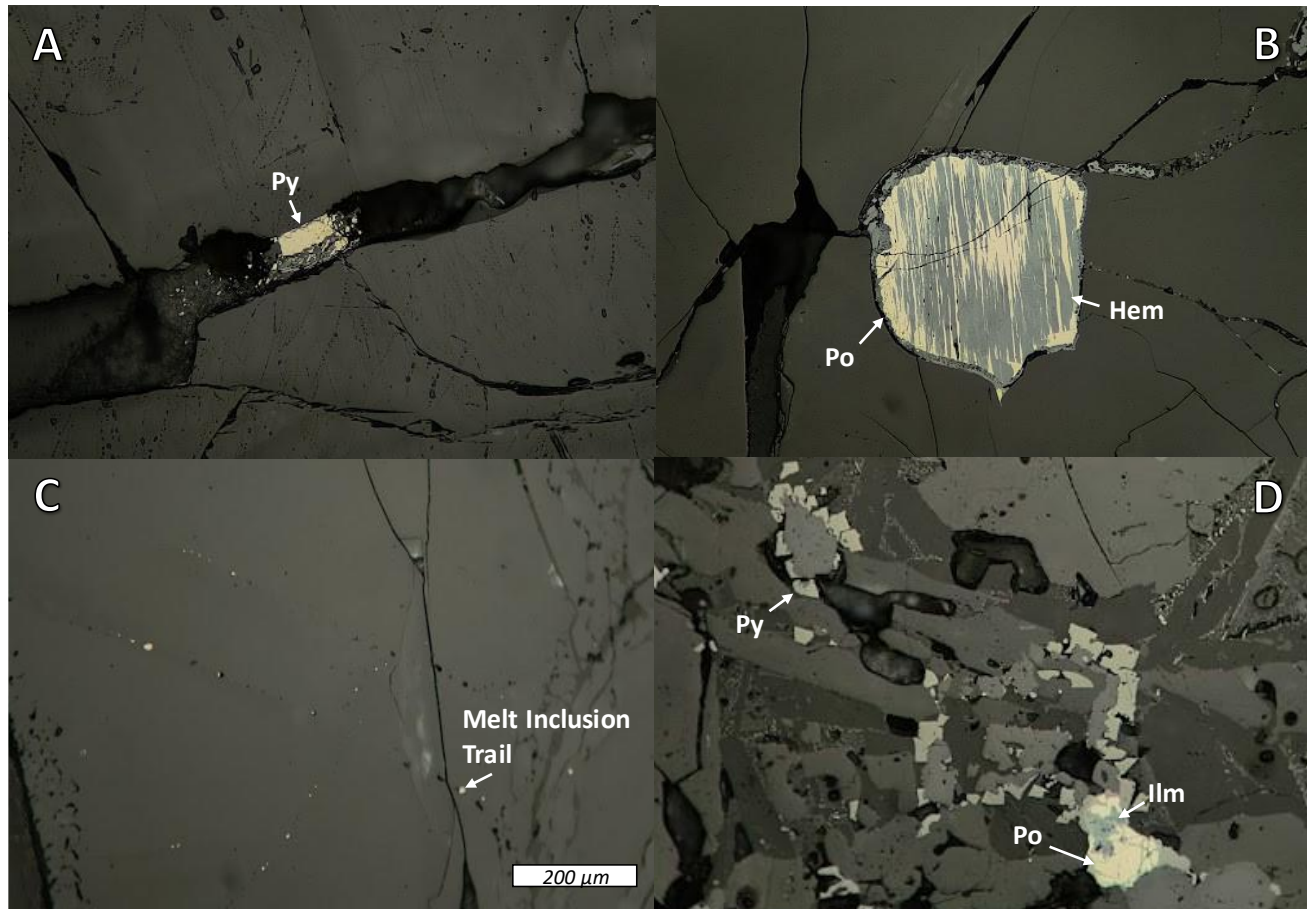


Figura 6.3. Fotomicrografías bajo luz reflejada que muestran asociaciones y relaciones texturales de sulfuros en xenolitos de la Mesa Central. **A.** Xenolito mantélico procedente del maar Joya Honda. Cristal de pirita presente en una microfractura, siendo reemplazado por óxidos. **B.** Xenolito mantélico procedente del maar Laguna de Los Palau. Se observa pirrotina relleno una microfractura; además, se encuentra siendo reemplazada por hematita. **C.** Tren de inclusiones fundidas (Melt Inclusion Trail), algunas de las cuales se encuentran alineadas a fracturas. **D.** Agregado intersticial compuesto por pirrotina (Po), ilmenita (Ilm) y pirita (Py), donde la pirita se encuentra siendo reemplazada por los otros minerales.

En estudios previos de xenolitos mantélicos, los sulfuros intergranulares y encapsulados han sido interpretados como fases residuales preservadas en el manto después de eventos de fusión parcial (Schettino et al., 2024). En contraste, los sulfuros con morfología de gota han sido relacionados con procesos de inmiscibilidad entre fundidos silicatados y sulfurados. Estas gotas pueden formarse por la fusión de sulfuros preexistentes e incorporación al magma silicatado durante la segregación de la fuente magmática, o bien por la saturación de un magma silicatado rico en azufre durante su diferenciación e interacción con el manto (Schettino et al., 2024). De manera similar, (Dávalos-Elizondo et al., 2016) interpretaron los sulfuros en forma de gota incluidos en olivino o clinopiroxeno como evidencia de inmiscibilidad entre líquidos sulfurados y silicatados, mientras que los sulfuros ubicados en límites de grano y microfracturas podrían reflejar movilización favorecida por agentes metasomáticos o por procesos tectónicos.

Las asociaciones observadas en los xenolitos de este estudio incluyen sulfuros encapsulados e intergranulares, así como sulfuros alojados en microfracturas y en forma de gotas, algunas de ellas asociadas con fases silicatadas. En conjunto, estas texturas sugieren que los metales no permanecieron únicamente como fases residuales, sino que pudieron ser removilizados y redistribuidos durante eventos de infiltración de fundidos o fluidos metasomáticos.

Asimismo, la preservación de pequeños volúmenes de fundidos silicatados alcalinos asociados con sulfuros, documentada en otros sistemas, refuerza la posibilidad de que el metasomatismo sulfurado haya ocurrido en el manto antes del volcanismo que transportó los xenolitos hacia la superficie (Lawley et al., 2026). Esta interpretación es consistente con la distribución diferencial de sulfuros observada entre xenolitos metasomatizados y no metasomatizados, la cual indica que los fundidos y/o fluidos metasomáticos pudieron favorecer la redistribución local a regional de azufre y metales en el manto litosférico. Por lo tanto, la mayor concentración de partículas sulfuradas en los xenolitos metasomatizados puede interpretarse como una señal de fertilización metalogenética tanto del manto litosférico como de la corteza inferior bajo esta región (Lawley et al., 2026).

En conjunto, la distribución y diversidad textural de las partículas metálicas sugieren una historia multietapa para las fases sulfuradas bajo la Mesa Central. Algunas partículas podrían representar sulfuros residuales preservados tras procesos de fusión parcial, mientras que otras texturas reflejan inmiscibilidad entre fundidos silicatados y sulfurados o redistribución posterior durante eventos metasomáticos. Por lo tanto, las fases sulfuradas en los xenolitos no deben considerarse únicamente como minerales accesorios, sino como registros directos de los procesos que controlaron la movilidad y concentración de metales en el manto litosférico. Su mayor abundancia en los xenolitos metasomatizados apunta a un vínculo entre el metasomatismo, la redistribución de elementos calcófilos y la fertilidad metalogenética de los reservorios profundos bajo la Mesa Central.

6.4 Fertilidad metalogenética de reservorios profundos

Las fases sulfuradas preservadas en los xenolitos mantélicos constituyen un registro directo de los procesos que controlan la concentración y redistribución de metales en el manto litosférico. De acuerdo con Lawley et al. (2026), los sulfuros residuales pueden interactuar con fundidos sulfurados metasomáticos y fraccionados, modificando su composición y enriqueciéndose progresivamente en elementos incompatibles y calcófilos. De tal modo, la mayor abundancia de sulfuros en xenolitos con evidencias de metasomatismo sugiere que los reservorios profundos bajo la Mesa Central fueron modificados por procesos capaces de movilizar y concentrar metales.

Esta interpretación tiene implicaciones metalogenéticas relevantes, ya que diversos autores han propuesto que el manto litosférico subcontinental metasomatizado puede actuar como una fuente profunda de metales para sistemas mineralizantes desarrollados en la corteza superior (Aulbach et al., 2021; Bierlein et al., 2009; Schettino et al., 2024; Tassara et al., 2017). En contextos extensionales, la fusión parcial de un manto previamente enriquecido, junto con la posible interacción con la corteza

inferior, puede generar la mezcla de magmas capaces de transportar metales y liberar fluidos magmáticos ricos en H_2O y CO_2 . Por lo tanto, la asociación entre sulfuros, metasomatismo y magmatismo alcalino en los xenolitos estudiados permite proponer que la litosfera profunda bajo la Mesa Central pudo actuar como un reservorio metalogenéticamente fértil, posteriormente muestreado y localmente reactivado por el volcanismo alcalino Pliocuaternario.

Con base en las evidencias petrográficas, químicas y texturales observadas en los xenolitos estudiados, se propone un modelo conceptual para explicar la evolución de la litosfera profunda bajo de la Mesa Central y su posible relación con la fertilidad metalogenética regional (Figura 6.4). En este modelo, el manto litosférico bajo San Luis Potosí habría sido modificado por procesos metasomáticos posiblemente vinculados con eventos de subducción previos y/o con fundidos alcalinos asociados a la extensión Cenozoica, lo que pudo generar o reactivar dominios enriquecidos en componentes volátiles, azufre y elementos calcófilos (p.ej., glóbulos de sulfuros).

Posteriormente, durante la evolución extensional de la región, los sistemas de fallas normales y discontinuidades translitosféricas habrían facilitado el ascenso de magmas alcalinos desde profundidad. Estos magmas atravesaron zonas del manto metasomatizado y transportaron hacia la superficie xenolitos mantélicos y corticales. De esta manera, los xenolitos estudiados no solo registran la composición del manto y la corteza inferior bajo San Luis Potosí, sino también posibles procesos profundos de enriquecimiento y redistribución metálica. Por tanto, la Mesa Central no solo debe entenderse como una provincia rica en yacimientos minerales en superficie, sino como una región cuya productividad metalogenética pudo estar parcialmente condicionada desde profundidad por la evolución química de su manto litosférico y corteza inferior.

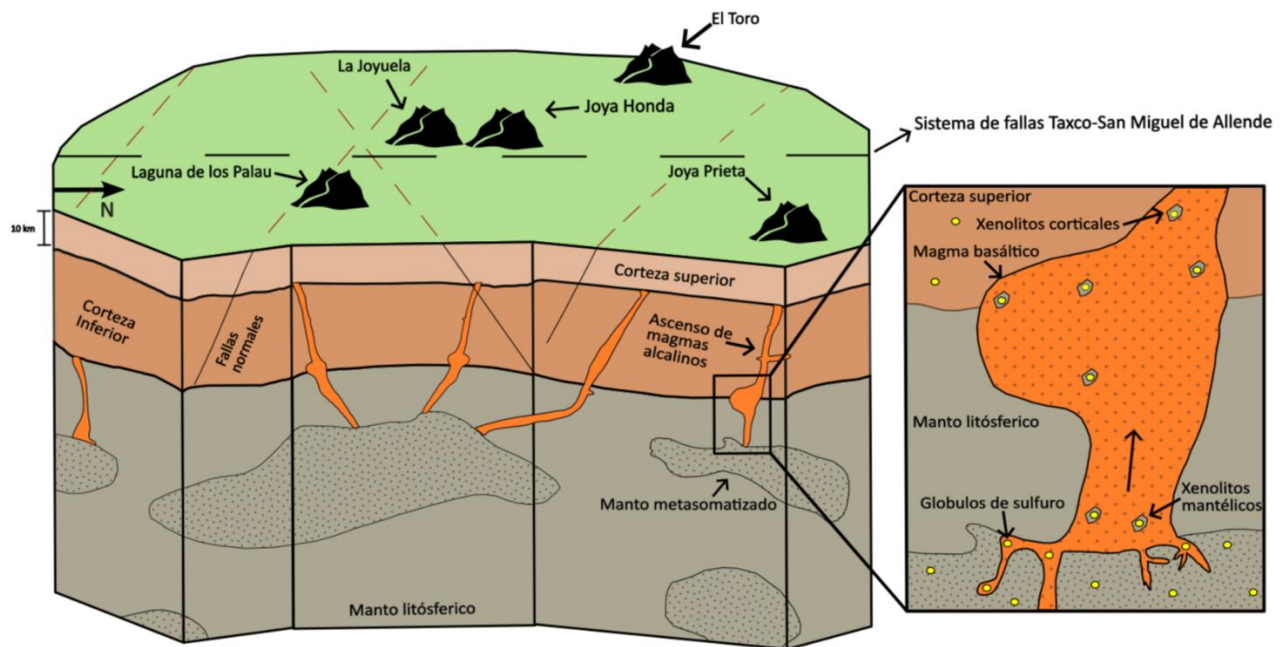


Figura 6.4. Modelo conceptual que sintetiza los procesos inferidos para la evolución de la litosfera profunda bajo la Mesa Central. Se ilustran posibles efectos de la subducción de la placa Farallón, los eventos posteriores de extensión asociados a la Orogenia Laramide, el metasomatismo del manto litosférico subcontinental, la movilización de elementos calcófilos y el transporte de xenolitos por volcanismo alcalino Pliocuatnario. Modificado de Schettino et al. (2023).

7. CONCLUSIONES

El estudio de los xenolitos procedentes de centros volcánicos en los campos volcánicos de Santo Domingo y Ventura-Espíritu permite comprender procesos que ocurren en la litosfera bajo la Mesa Central. El análisis de estos xenolitos, de diversas procedencias —corteza y manto—, especialmente estos últimos, corresponde principalmente a lherzolitas de espinela. La asociación mineralógica y los bajos valores de Cr# de la espinela son consistentes con un manto litosférico subcontinental relativamente fértil, que ha experimentado bajos grados de fusión parcial a profundidades intermedias. Por otra parte, los xenolitos corticales evidencian facies de granulita y condiciones de metamorfismo de ultraalta temperatura (entre 900 y 950 °C) a profundidades de aproximadamente 30 km.

La presencia de kaersutita en xenolitos procedentes de distintos centros volcánicos constituye una evidencia directa de metasomatismo patente en el manto litosférico subcontinental bajo la Mesa Central. Las texturas de reemplazamiento observadas en campo y microscopio, donde la kaersutita se encuentra reemplazando a los piroxenos, indican que la formación de este mineral estuvo asociada con la circulación de fluidos y/o fundidos ricos en volátiles que se distribuyeron a través de discontinuidades estructurales, como microfracturas y vetillas.

La presencia de xenolitos con evidencias de metasomatismo en diferentes localidades indica que estos procesos no fueron exclusivamente locales, sino que afectaron de manera regional al manto litosférico bajo la Mesa Central. En conjunto, las observaciones de campo, las evidencias petrográficas y los antecedentes geoquímicos sugieren que el manto experimentó una modificación química heterogénea, registrada en distintos grados de enriquecimiento mineralógico y químico.

La presencia de partículas metálicas, identificadas en este trabajo y compuestas principalmente por sulfuros y óxidos, forma parte de una diversidad textural que incluye relleno de microfracturas, contactos cristalinos, gotas sulfuradas e inclusiones fundidas sulfuradas formando trails. Estas observaciones indican que las fases sulfuradas son fundamentales para registrar una historia compleja de preexistencia, movilización y redistribución dentro del manto litosférico. Además, la presencia de fluidos metasomáticos indica que estos agentes no solo alteraron los minerales primarios silicatados, sino que también tuvieron la capacidad de movilizar y redistribuir elementos calcófilos.

La identificación de una mayor abundancia relativa de sulfuros presentes en xenolitos metasomáticos, con respecto a los xenolitos sin evidencias de reemplazamiento, sugiere una posible relación directa entre el metasomatismo y la movilización de elementos calcófilos. Por tanto, los fluidos y/o fundidos responsables del metasomatismo tuvieron la capacidad no solo de modificar la mineralogía silicatada de las lherzolitas, sino también de favorecer procesos de concentración y redistribución metálica, sugiriendo una posible conexión entre las dinámicas profundas del manto y el enriquecimiento que dio origen a los yacimientos minerales explotados actualmente en la Mesa Central.

Las evidencias petrográficas, texturales y geoquímicas revisadas en este trabajo son clave para proponer un modelo evolutivo en el que el manto litosférico subcontinental bajo la Mesa Central fue modificado a través de procesos relacionados con la subducción de la placa Farallón, que posteriormente fueron reactivados o refertilizados mediante fundidos alcalinos asociados al régimen extensional originado durante el Cenozoico. Este escenario permite explicar la coexistencia de minerales hidratados observables, sulfuros y firmas geoquímicas enriquecidas registradas en los xenolitos.

En conjunto, estos resultados sugieren que la litosfera profunda bajo la Mesa Central forma parte de un reservorio metalogenéticamente fértil, donde los procesos metasomáticos, el enriquecimiento en volátiles y la redistribución de sulfuros pueden desempeñar un papel clave en la concentración de metales. A partir de ello, los xenolitos transportados por volcanismo alcalino Cuaternario representan una ventana eficiente para comprender procesos con el potencial de contribuir a la evolución metalogenética regional.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., De Jesús Aguirre-Díaz, G., López-Doncel, R. A., Bellon, H., & Martínez-Esparza, G. (2014). Eocene to Quaternary mafic-intermediate volcanism in San Luis Potosí, central Mexico: The transition from Farallon plate subduction to intra-plate continental magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 152–172. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.02.019>
- Arai, S. (1994). Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chemical Geology*, 113(3–4), 191–204. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90066-3)
- Arai, S., & Ishimaru, S. (2008). Insights into petrological characteristics of the lithosphere of mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: A review. *Journal of Petrology*, 49(4), 665–695. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm069>
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Pier, J. G., & Nieto-Samaniego, Á. F. (1993). Xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, (106), 1–61. <https://doi.org/10.22201/igl.01855530e.1993.106>
- 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(3), 187–225.
- Aulbach, S., Giuliani, A., Fiorentini, M. L., Baumgartner, R. J., Savard, D., Kamenetsky, V. S., Caruso, S., Danyushevsky, L. V., Powell, W., & Griffin, W. L. (2021). Siderophile and chalcophile elements in spinels, sulphides and native Ni in strongly metasomatised xenoliths from the Bultfontein kimberlite (South Africa). *Lithos*, 380–381, 105880. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105880>
- Bierlein, F. P., Groves, D. I., & Cawood, P. A. (2009). Metallogeny of accretionary orogens — The connection between lithospheric processes and metal endowment. *Ore Geology Reviews*, 36(4), 282–292. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2009.04.002>
- Bonatti, E., & Michael, P. J. (1989). Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 91(3–4), 297–311. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90005-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90005-8)
- Bucher, K., & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* (8th ed.). Springer-Verlag.

- Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M., & Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Special Paper of the Geological Society of America*, 436, 279–308.
- Dávalos-Elizondo, M., 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(1), 86–104.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (2013). *An introduction to the rock-forming minerals* (3rd ed.). The Mineralogical Society.
- Del Pilar-Martínez, A., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., & Ángeles-Moreno, E. (2020). Geology of the southern Mesa Central of Mexico: recording the beginning of a polymodal fault system. *Journal of Maps*, 16(2), 199–211. <https://doi.org/10.1080/17445647.2020.1719911>
- Domínguez-Carretero, D., Proenza, J. A., González-Jiménez, J. M., Llanes-Castro, A. I., Torres, H., Aiglsperger, T., Torró, L., Capote, C., Nuez, D. de la, & García-Casco, A. (2022). Ultramafic-hosted volcanogenic massive sulfide deposits from Cuban ophiolites. *Journal of South American Earth Sciences*, 119, 103991. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103991>
- Droubi, O. K., Cipar, J. H., Smye, A. J., & Garber, J. M. (2024). Xenolith Petrochronology (San Luis Potosí, México) Constrains Heat Sources for Cenozoic Ultrahigh-Temperature Metamorphism in the Lower Crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 129(8), e2024JB029138. <https://doi.org/10.1029/2024JB029138>
- Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-García, M., & Marrett, R. (2001). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 54(1), 15–22.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., & Bryan, S. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343–378.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56–84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- García-Serrano, J., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., & Román-Alpiste, M. J. (2024). Alkaline Silicate Metasomatism Recorded through Fe-Ti-Rich Mantle Xenoliths from the Calatrava Volcanic Field (Spain). *Minerals*, 14(3), 241. <https://doi.org/10.3390/min14030241>
- Griffin, W. L., Begg, G. C., & O'Reilly, S. Y. (2013). Continental-root control on the genesis of magmatic ore deposits. *Nature Geoscience*, 6(11), 905–910. <https://doi.org/10.1038/ngeo1954>

- Guevara-Betancourt, R., Rodríguez-Sosa, L., Almaguer, J., Aguillón-Robles, A., Yutsis, V., Sarocchi, D., Rodríguez-Sedano, L. A., Guevara-Mansilla, O., Gomez, E., Sandoval, A., & Tristán-González, M. (2026). Interaction of tectonic systems in the origin of monogenetic volcanism of the Ventura Volcanic Complex, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 169, 105849. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2025.105849>
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., & Welch, M. D. (2012). IMA report: Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97(11–12), 2031–2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- Heinrich, W., & Besang, T. (1992). Thermal history of the upper mantle beneath a young back-arc extensional zone: ultramafic xenoliths from San Luis Potosi, Central Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111(1), 126–142. <https://doi.org/10.1007/BF00307872>
- Holwell, D. A., Fiorentini, M., McDonald, I., Lu, Y., Giuliani, A., Smith, D. J., Keith, M., & Locmelis, M. (2019). A metasomatized lithospheric mantle control on the metallogenic signature of post-subduction magmatism. *Nature Communications*, 10(1).
- Hughes, H. S. R., McDonald, I., Faithfull, J. W., Upton, B. G. J., & Loocke, M. (2016). Cobalt and precious metals in sulphides of peridotite xenoliths and inferences concerning their distribution according to geodynamic environment: A case study from the Scottish lithospheric mantle. *Lithos*, 240–243, 202–227. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.007>
- Kamenetsky, V. S., Crawford, A. J., & Meffre, S. (2001). Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42(4), 655–671. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655>
- Kourim, F., Beinlich, A., Wang, K. L., Michibayashi, K., O'Reilly, S. Y., & Pearson, N. J. (2019). Feedback of mantle metasomatism on olivine micro-fabric and seismic properties of the deep lithosphere. *Lithos*, 328–329, 43–57. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.01.016>
- Lange, T. P., Pálos, Z., Pósfa, M., Berkesi, M., Pekker, P., Szabó, C., & Kovács, I. J. (2023). Nanoscale hydrous silicate melt inclusions at the clinopyroxene-amphibole interface in a mantle xenolith from the Perşani Mountains Volcanic Field. *Lithos*, 454–455, 107210. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107210>
- Lawley, C. J. M., Petts, D. C., Czás, J., Beauchamp, M., Zagorevski, A., Kjarsgaard, I., & Roots, E. A. (2026). Sulphide metasomatism of the Cordilleran lithospheric mantle: Insights from LA-ICP-MS mapping and basalt geochemistry. *Lithos*, 534–535, 108542. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2026.108542>

- Le Maitre, R. W. (Ed.). (2002). *Igneous rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks* (2nd ed.). Cambridge University Press.
- Lorenz, V. (2003). Maar-diatreme volcanoes, their formation, and their setting in hard-rock or soft-rock environments. *GeoLines*, 15, 72–83.
- Luhr, J. F., & Aranda-Gómez, J. J. (1997). Mexican peridotite xenoliths and tectonic terranes: Correlations among vent location, texture, temperature, pressure, and oxygen fugacity. *Journal of Petrology*, 38(8), 1075–1112. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.8.1075>
- Obata, M. (1980). The Ronda peridotite: Garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *Journal of Petrology*, 21(3), 533–572. <https://doi.org/10.1093/petrology/21.3.533>
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55–76. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>
- Neuendorf, K. K. E., Mehl, J. P., Jr., & Jackson, J. A. (Eds.). (2005). *Glossary of geology* (5th ed.). American Geological Institute.
- Nielson, J. E., & Noller, J. S. (1987). Processes of mantle metasomatism: Constraints from observations of composite peridotite xenoliths. En E. M. Morris & J. D. Pasteris (Eds.), *Mantle Metasomatism and Alkaline Magmatism* (Geological Society of America Special Paper 215, pp. 61–76). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/SPE215-p61>
- Nieto-Samaniego, Á. F., Macías-Romo, C., & Alaniz-Álvarez, S. A. (1999). Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 111(3), 343–367.
- Nieto-Samaniego, Á. F. (2023). Una revisión de la geología y evolución tectónica cenozoicas de la Mesa Central de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 40(3), 187–213.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., & Camprubí, A. (2005). La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 285–318. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2005v57n3a3>
- Orozco-Esquivel, M. T., Nieto-Samaniego, Á. F., & Alaniz-Álvarez, S. A. (2002). Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1–2), 37–56. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00249-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00249-4)
- Putnis, A. (2009). Mineral replacement reactions. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 70(1), 87–124. <https://doi.org/10.2138/rmg.2009.70.3>

- 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(1), 101–114.
- Ruiz, J., Patchett, P. J., & Arculus, R. J. (1988). Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths: Evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(1), 66–72.
- Sandoval-Velasquez, A., Rizzo, A. L., Aiuppa, A., & Frezzotti, M. L. (2019). Geochemistry of noble gases and CO₂ of mantle xenoliths in the Joya Honda maar (Central Mexico). *Goldschmidt Abstracts*, 2019, 2963.
- Sandoval-Velasquez, A., Rizzo, A. L., Frezzotti, M. L., Saucedo, R., & Aiuppa, A. (2021). The composition of fluids stored in the central Mexican lithospheric mantle: Inferences from noble gases and CO₂ in mantle xenoliths. *Chemical Geology*, 576, 120270. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120270>
- 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(1–4), 63–84. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90170-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90170-8)
- Schettino, E., González-Jiménez, J. M., Marchesi, C., Dávalos-Elizondo, M. G., Camprubí, A., Colás, V., Saunders, E., Aranda-Gómez, J. J., & Griffin, W. L. (2024). A fragment of inherited Archaean lithospheric mantle rules the metallogeny of central Mexico. *International Geology Review*, 66(1), 6–30. <https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2127125>
- Schettino, E., González-Jiménez, J. M., Marchesi, C., Palozza, F., Blanco-Quintero, I. F., Gervilla, F., Braga, R., Garrido, C. J., & Fiorentini, M. (2023). Mantle-to-crust metal transfer by nanomelts. *Communications Earth & Environment*, 4(1), 249. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00918-y>
- Sieck, P., Dávila-Harris, P., López-Doncel, R. A., Almaguer, J., Aguillón-Robles, A., Wemmer, K., & Guevara, R. (2021). Voluminous Paleogene volcanism in the southern Mesa Central, Mexico: Unravelling the fissure-fed origin of rhyolitic ignimbrites of the Villa Garcia-Loreto Volcanic Complex. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 415, 107252. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107252>
- Tassara, S., González-Jiménez, J. M., Reich, M., Schilling, M. E., Morata, D., Begg, G., Saunders, E., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., Grégoire, M., Barra, F., & Corgne, A. (2017). Plume-subduction interaction forms large auriferous provinces. *Nature Communications*, 8(1), 843. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00821-z>

- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, 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(3), 287–303. <https://doi.org/10.18268/BSGM2009v61n3a1>
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, 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(3), 287–303.
- Venegas-Rodríguez, G., Dávila-Harris, P., Aguillón-Robles, A., López-Doncel, R. A., & Rodríguez-Ríos, R. (2024). Evolución volcánica del maar Joya de Los Contreras, San Luis Potosí, México, a partir de estratigrafía y análisis de facies. *Geofísica Internacional*, 63(3), 1111–1146.
- Warr, L. N. (2021). IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85(3), 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- White, J. D. L., & Ross, P.-S. (2011). Maar-diatreme volcanoes: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1–4), 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.010>
- Zhang, Z., Mao, J., Wang, F., & Pirajno, F. (2006). Native gold and native copper grains enclosed by olivine phenocrysts in a picrite lava of the Emeishan large igneous province, SW China. *American Mineralogist*, 91(7), 1178–1183. <https://doi.org/10.2138/am.2006.1888>

ANEXOS Y MATERIAL SUPLEMENTARIO

En esta sección se presenta el material complementario que respalda la investigación, así como los procedimientos y resultados expuestos en este trabajo. Los anexos incluyen los formatos de descripción petrográfica de cada sección delgada analizada, el registro del trabajo de campo realizado en los distintos centros volcánicos y la base de datos correspondiente a los análisis puntuales de química mineral obtenidos mediante microsonda electrónica (EPMA).

Debido al volumen de información generado durante la investigación, el material suplementario completo se encuentra disponible en un repositorio digital, con el propósito de facilitar su consulta, reutilización y preservación.

El material suplementario completo se encuentra disponible en el repositorio Figshare (DOI: <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.32817377>).