



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA  
GEOFÍSICA DE LA TIERRA SÓLIDA – VULCANOLOGÍA

**PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL VULCANISMO RECIENTE DEL ÁREA DE  
LAS DERRUMBADAS (CUENCA DE SERDÁN-ORIENTAL, MÉXICO)**

**T E S I S**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE  
**MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

PRESENTA:  
**KEVIN GEMALI PEDROZA ALDANA**

TUTORA  
**DRA. MARIE-NOËLLE GUILBAUD** – INSTITUTO DE GEOFÍSICA

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR  
**DRA. LAURA MORI** – FACULTAD DE INGENIERÍA  
**DR. RAYMUNDO G. MARTÍNEZ SERRANO** – INSTITUTO DE GEOFÍSICA



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

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

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

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

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

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Kevin Gemali Pedroza Aldana', written in a cursive style.

---

Kevin Gemali Pedroza Aldana

# ÍNDICE GENERAL

	<i>Pág.</i>
I. Agradecimientos	<i>iii</i>
II. Resumen	v
III. Abstract	vii
IV. Índice de tablas y figuras	ix
<b>CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
1.1 Generalidades sobre el vulcanismo monogenético	1
1.1.1 Ambientes tectónicos y composición geoquímica del vulcanismo monogenético	2
1.2 Caso de estudio: el Agrupamiento Volcánico "Las Derrumbadas"	3
1.3 Planteamiento del problema	3
1.4 Justificación de la investigación	5
1.5 Objetivos	5
1.6 Hipótesis	6
<b>CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL</b>	<b>7</b>
2.1 Faja Volcánica Trans-Mexicana	7
2.2 Cuenca de Serdán-Oriental	9
2.2.1 Estratigrafía	11
2.2.1.1 Proterozoico-Jurásico inferior: Basamento meta-cristalino	12
2.2.1.2 Jurásico inferior-Cretácico superior: Cobertura sedimentaria terrígena-carbonatada	14
2.2.1.3 Paleógeno superior-Neógeno inferior: Intrusivos y cobertura sedimentaria terrígena	14
2.2.1.4 Neógeno superior a reciente: Cobertura superficial volcánica-lacustre	14
2.2.3 Evolución geológica de la Cuenca	15
<b>CAPÍTULO 3. VULCANISMO CUATERNARIO DE LA CUENCA DE SERDÁN-ORIENTAL</b>	<b>17</b>
3.1 Agrupamiento Volcánico "Las Derrumbadas"	20
3.1.1 Flujo de lava sin cono asociado	22
3.1.2 Domos	22
3.1.3 Conos de escoria	25
3.1.4 Conos de toba	26
3.1.5 <i>Maares</i> y anillos de toba	28
3.2 Edad del vulcanismo monogenético	31
<b>CAPÍTULO 4. METODOLOGÍAS</b>	<b>32</b>
4.1 Compilación y análisis de material bibliográfico	32
4.2 Trabajo de campo: Reconocimiento de afloramientos y muestreo	32
4.3 Trabajo de laboratorio	35
4.3.1 Petrografía de láminas delgadas	35
4.3.2 Trituración de muestras	38
4.3.3 Geoquímica de roca total	38
4.3.4 Geoquímica mineral por EMPA	39
4.4. Trabajo de gabinete	41
4.4.1 Modelizaciones de elementos mayores	41
4.4.2 Diagramas de equilibrio químico mineral-líquido	41
4.4.3 Termobarometría e higrimetría de anfíbol	43
4.4.4 Redacción del documento de tesis	43

<b>(Continuación)</b>		<i>Pág.</i>
<b>CAPÍTULO 5. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL</b>		<b>44</b>
5.1	Elementos mayores	44
5.1.1	Diagramas de clasificación	44
5.1.2	Diagramas de variación	48
5.2	Elementos traza	49
5.2.1	Diagramas de variación	51
5.2.2	Diagramas de tierras raras y multielementos	54
<b>CAPÍTULO 6. PETROGRAFÍA DE LOS MAGMAS DEL AGRUPAMIENTO VOLCÁNICO LAS DERRUMBADAS</b>		<b>58</b>
6.1	Grupo composicional I - Basaltos y andesitas basálticas	58
6.2	Grupo composicional II - Andesitas	65
6.3	Grupo composicional III - Riolitas	70
<b>CAPÍTULO 7. GEOQUÍMICA MINERAL</b>		<b>76</b>
7.1	Feldespatos	76
7.2	Olivinos	79
7.3	Piroxenos	79
7.4	Anfíboles	81
7.5	Biotitas	82
7.6	Granates	83
7.7	Minerales opacos	83
<b>CAPÍTULO 8. INTERPRETACIONES Y DISCUSIÓN</b>		<b>85</b>
8.1	Modelos petrogenéticos propuestos para explicar el vulcanismo bimodal de la Cuenca de Serdán-Oriental	86
8.2	Cristalización fraccionada y modelizaciones de elementos mayores	90
8.2.1	Evolución de los magmas máficos e intermedios	97
i	Basaltos con olivino	99
II.	Basaltos con dos piroxenos	103
iii	Andesitas con anfíbol	105
iv	Andesitas sin anfíbol	109
8.2.2	Evolución de los magmas félsicos	109
i	Riolitas con granate	112
ii	Riolitas sin granate	115
<b>CAPÍTULO 9. CONCLUSIONES</b>		<b>117</b>
<b>REFERENCIAS</b>		<b>120</b>
Anexo I	Resultados de los análisis geoquímicos de roca total	129
Anexo II	Descripciones petrográficas de las muestras analizadas	133
Anexo III	Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica	142
Anexo IV	Modelizaciones de elementos mayores con Rhyolite-MELTS	161
Anexo V	Resultados de termobarometría e higrimetría de anfíbol	168

## AGRADECIMIENTOS

---

A mi asesora de tesis, la Dra. Marie-Noëlle Guilbaud. Por confiarme este proyecto; por la orientación, tiempo y apoyo brindados durante el desarrollo de la tesis y, particularmente, por sus enseñanzas durante las campañas de campo.

A los miembros de mi comité tutor: Dr. Raymundo Martínez, Dra. Laura Mori y Dra. Marie-Noëlle. Por ayudarme a orientar y enfocar el trabajo de tesis, y por sus comentarios constructivos durante las evaluaciones semestrales.

A mis amigos, dentro y fuera de la UNAM, por acompañarme en este largo viaje de maestría. Especialmente a Johana Gómez, Israel Ramírez, Nati Pineda y Juan Enrique Suárez; por su compañía en las clases, prácticas de campo, y durante las largas noches en vela; por compartirme su conocimiento y tenderme una mano en todo momento. Y, por supuesto, a mis amigos fuera de la UNAM: Lalo de la Rosa, Maleny Jiménez, Celi Vargas, Brau López, Jime Lorea y Karen Casallas; por regalarme una vida fuera de las aulas y los laboratorios; por su afecto y amistad incondicional, incluso a la distancia. A todos ellos, por escucharme, aconsejarme y animarme; por los mensajes, los paseos, las comidas, las celebraciones de cumpleaños, las pláticas eternas y los momentos inolvidables.

A mis hermanos académicos. A Corentin Chédeville (*a.k.a.* Coco), por todo su apoyo y enseñanzas durante las campañas de campo y las sesiones de microsonda electrónica; por sus comentarios y discusiones constructivas. A Ainhoa Lorenzo, por ser una guía incondicional en temas académicos y burocráticos. Pero especialmente a ambos por preocuparse por mí, por sus consejos y apoyo moral; por su amistad y amabilidad. Y a Nahir Molina y Julio Pineda, por su compañía y ayuda en las campañas de campo, por su amistad.

A los técnicos encargados de los diferentes laboratorios de la UNAM en que se desarrolló este trabajo, por su orientación y asistencia técnica: a Carlos Obregón (LUP IGEF) y Noemí Salazar (IGUM) durante las sesiones de microsonda electrónica; a Augusto Rodríguez y Marcela Errasti con el microscopio electrónico de barrido del Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del IGEF; a Lilia Arana y Nahir Molina por su asistencia prestada en la Sala de microscopios y el Laboratorio de sedimentología volcánica del IGEF; a Iván Puente, por su ayuda con el recubrimiento con carbón de las láminas delgadas en el Laboratorio de Microscopía Electrónica de la Facultad de Química; y a Teodoro Hernández, por su asistencia en la trituración de muestras en el Laboratorio de separación de minerales del LUGIS.

## Agradecimientos

A mis profesores de asignatura en la maestría: Giovanni Sosa, Raymundo Martínez, Peter Schaaf, Geysner Fernández, Fernando Ortega, Luca Ferrari, Claus Siebe, Marie-Noëlle Guilbaud, José Luis Arce, José Luis Macías, Elisa Fitz, Elena Centeno, Michelangelo Martini, Vannesa Colás, Edith Fuentes y Patricia Larrea. Por ofrecerme las herramientas necesarias para continuar construyendo mi carrera profesional. Por ser un ejemplo e inspiración para las jóvenes generaciones.

A los sinodales de este trabajo: Dr. Claus Siebe, Dra. Laura Mori, Dr. José Luis Arce y Dra. Patricia Larrea. Por haberse tomado el tiempo de revisar mi tesis y emitir comentarios cordiales y muy útiles que la mejoraron notablemente.

A las asistentes administrativas del Posgrado: Araceli Chamán, Erika Ulloa y Gloria Alba. Por su apoyo y orientación con una infinidad de trámites, incluyendo el proceso de titulación; pero sobre todo por su disposición, amabilidad y efectividad.

Al CONACyT, por la beca otorgada que me permitió desarrollar y concluir mis estudios de maestría.

Finalmente, a mi familia: mis padres, mi hermana y mis tías. Por su amor y apoyo infinitos. Por siempre creer en mí.

## RESUMEN

---

Esta tesis presenta los resultados de un análisis detallado de las características petrográficas y geoquímicas (de roca total y minerales) de los edificios monogenéticos más jóvenes (<25,000 años A.P.) del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas, ubicado en el centro de la Cuenca de Serdán-Oriental en el sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Además, se discuten los principales mecanismos de diferenciación magmática y las condiciones de P-H<sub>2</sub>O que pudieron originar el vulcanismo bimodal y las variaciones petrográficas y geoquímicas observadas.

Los magmas de este agrupamiento presentan un amplio espectro composicional compuesto por basaltos, andesitas y riolitas, sin observarse una correlación entre la edad de los volcanes y la composición química de sus productos. El vulcanismo máfico e intermedio representa bajos volúmenes magmáticos (<1 km<sup>3</sup> por volcán), mostrando patrones de elementos traza similares, con altas relaciones [La/Lu]<sub>N</sub>, un enriquecimiento de elementos de tierras raras ligeras y patrones planos de elementos de tierras raras pesadas. Todos muestran un carácter metaluminoso (A/CNK<1.0) de medio K y se caracterizan por contener abundantes cristales zonados, texturas de desequilibrio y xenolitos del basamento local. En cambio, el vulcanismo félsico presenta volúmenes magmáticos generalmente mucho mayores, y muestra un carácter peraluminoso (A/CNK=1.0-1.2) de alto K; sin embargo, en términos de patrones de elementos traza y minerales accesorios, son diferenciables dos grupos magmáticos: (1) Riolitas con granate y sin cuarzo (Las Derrumbadas, >10 km<sup>3</sup> en total; Tepexitl, <1 km<sup>3</sup>), mostrando un empobrecimiento variable de tierras raras pesadas y altas relaciones [La/Lu]<sub>N</sub>, Sr/Y y La/Yb; y (2) Riolitas sin granate y con cuarzo (Cerro Pinto y Xalapazco del Barrio, >3.5 km<sup>3</sup> en total), presentando bajas relaciones de [La/Lu]<sub>N</sub> y un fuerte empobrecimiento de Eu, Ba y Sr. En ambos grupos es poco común la presencia de zonación composicional y el desarrollo de texturas de desequilibrio en los cristales, con la excepción de la Derrumbada Sur. Además, no contienen xenolitos del basamento local. Aunque los patrones de ambos grupos de riolitas, además de ser diferentes entre sí, contrastan con los del vulcanismo máfico-intermedio, la evidente "señal de subducción" y la cercanía isotópica entre los tres grupos composicionales sugieren que estos magmas provienen de **fundidos parentales mantélicos**. El comportamiento de las concentraciones de elementos mayores y traza respecto a la diferenciación indica que la **crystalización fraccionada** fue el principal proceso magmático involucrado en la diferenciación magmática del agrupamiento volcánico bajo estudio. En este sentido, se propone que la fraccionación de anfíbol + clinopiroxeno fue fundamental en el desarrollo del vulcanismo bimodal de la zona y en la generación de magmas riolíticos peraluminosos.

En el **vulcanismo máfico e intermedio**, la distribución dispersa y los bajos volúmenes magmáticos (<1 km<sup>3</sup> por volcán) sugieren una diferenciación por eventos **de crystalización fraccionada polibárica**.

## Resumen

Las notables diferencias en asociación mineral, texturas cristalinas y concentraciones de elementos mayores sugieren diferentes condiciones de presión y contenido de H<sub>2</sub>O, así como la mezcla con magmas más primitivos y, en casos puntuales, posiblemente con magmas riolíticos. En los basaltos con dos piroxenos y andesitas con anfíbol, la presencia de xenolitos de caliza y pómez sugieren una **interacción con rocas de la corteza superior**.

Los altos volúmenes de los **magmas félsicos** sugieren la presencia de cámaras magmáticas a diferentes niveles de la corteza, por lo que su diferenciación estaría relacionada a eventos de **cristalización fraccionada isobárica** y a la formación de **cúmulos cristalinos gabrodioríticos** de los que se extrajeron líquidos intersticiales de baja cristalinidad y ricos en SiO<sub>2</sub>. La alineación NNO-SSE de estos volcanes sugiere la presencia de una estructura cortical profunda que permitió el ascenso de sus altos volúmenes magmáticos. Para generar las riolitas con granate se propone el entrampamiento de magmas máficos con contenidos de H<sub>2</sub>O > 3 % a presiones entre 700 y 1000 MPa, permitiendo la cristalización y fraccionación de granate + anfíbol que derivó en el empobrecimiento de tierras raras pesadas y las altas relaciones Sr/Y y La/Yb. En cambio, para las riolitas sin granate se propone el entrampamiento de magmas máficos con contenidos iniciales de H<sub>2</sub>O > 3 % y presiones entre 200 y 500 MPa, así como una posterior cristalización fraccionada polibárica de feldespato alcalino y plagioclasa rica en Na, lo que generó los patrones planos de tierras raras ligeras y el empobrecimiento de Eu, Ba y Sr. Considerando datos isotópicos de trabajos previos, los magmas de la Derrumbada Sur y de Cerro Pinto podrían haber asimilado bajos volúmenes de la corteza inferior.

## ABSTRACT

---

---

This thesis presents the results of a detailed petrographic and geochemical (whole-rock and mineral) analysis of the youngest monogenetic centers (<25,000 years B.P.) of the Las Derrumbadas Volcanic Cluster, located in the center of the Serdán-Oriental Basin in the eastern sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. The main magmatic differentiation mechanisms and P-H<sub>2</sub>O conditions that could cause the observed bimodal volcanism and the petrographic and geochemical variations are also discussed.

The whole-rock compositions of these magmas vary from basalts and few andesites to rhyolites, without displaying a correlation between the age and the chemical composition of their products. Mafic and intermediate volcanism represent low magmatic volumes (<1 km<sup>3</sup> per volcano), showing similar trace element patterns, with high [La/Lu]<sub>N</sub> ratios, an enrichment of light rare earth elements and flat patterns of heavy rare earth elements. These show a metaluminous nature (A/CNK<1.0) of medium-K and are characterized by including abundant compositionally zoned crystals with disequilibrium textures, and xenoliths from the local basement. Instead, felsic volcanism is usually more abundant in terms of magmatic volumes and shows a peraluminous nature (A/CNK=1.0-1.2) of high-K. However, in terms of trace elements patterns and accessory minerals, two magmatic groups are recognizable: (1) Garnet-bearing rhyolites without quartz (Las Derrumbadas domes, >10 km<sup>3</sup> in total; Tepexitl, <1 km<sup>3</sup>), showing high [La/Lu]<sub>N</sub>, Sr/Y y La/Yb ratios and a variable depletion of heavy rare earth elements; and (2) Garnet-free rhyolites with quartz (Cerro Pinto and Xalapazco del Barrio, >3.5 km<sup>3</sup> in total), showing low [La/Lu]<sub>N</sub> ratios and a strong depletion of Eu, Ba and Sr. The presence of compositional zoning and disequilibrium textures in their crystals is very scarce in both groups, except for the Las Derrumbadas South Dome. Furthermore, they do not contain xenoliths from the local basement. Although the trace element patterns of both rhyolite groups differ from each other and contrast from those of the mafic-intermediate volcanism, their ubiquitous "subduction signal" and the isotopic similarity between the three compositional groups suggest that these magmas come from mantle-derived parental melts. The behavior of major and trace elements concentrations with the differentiation indicate that fractional crystallization was the main magmatic process involved in the compositional differentiation of these magmas. In this respect, it is proposed that the amphibole + clinopyroxene fractionation was essential in the development of bimodal volcanism and the generation of peraluminous rhyolitic magmas in the study area.

In the mafic and intermediate volcanism, the scattered distribution and low magmatic volumes (<1 km<sup>3</sup> per volcano) suggest a differentiation by polybaric fractional crystallization. The remarkable differences in mineral assemblage, crystalline textures, and major elements concentrations suggest different pressure conditions and dissolved H<sub>2</sub>O, as well as mixing with more primitive magmas and, in

## Abstract

some cases, possibly with rhyolitic magmas. In the two pyroxenes-basalts and amphibole-bearing andesites, the presence of limestone and pumice xenoliths suggest an interaction with rocks from the upper crust.

The high volumes of felsic magmas suggest the presence of magma chambers at different crustal levels; hence their differentiation would be related to isobaric fractional crystallization and the formation of gabbro-dioritic crystal mushes from which  $\text{SiO}_2$ -rich interstitial melts of low crystallinity could be extracted. The NNW-SSE alignment of these volcanoes suggests the presence of a deep crustal structure that allowed the rise of these high magma volumes. To generate the garnet-bearing rhyolites, the stagnation of mafic magmas with  $\text{H}_2\text{O}$  contents  $>3$  wt. % at pressures between 700 and 1000 MPa is proposed, allowing the crystallization and fractionation of garnet + amphibole that led to the variable depletion of heavy rare earth elements, and the high Sr/Y and La/Yb ratios. In contrast, for garnet-free rhyolites, the stagnation of mafic magmas with initial  $\text{H}_2\text{O}$  contents  $>3$  wt. % at pressures between 200 and 500 MPa is proposed, as well as a subsequent polybaric fractional crystallization of alkaline feldspar and Na-rich plagioclase, which produced the flat patterns of light rare earth elements and the depletion of Eu, Ba and Sr. Considering isotopic data from previous works, the magmas of the Las Derrumbadas South Dome and Cerro Pinto could have assimilated low volumes of the lower crust.

# ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

FIGURAS	Pág.
<b>CAPÍTULO 2</b>	
<b>Figura 2.1.</b> Mapa tectónico del sur del territorio mexicano.	8
<b>Figura 2.2 (a)</b> Extensión de la Cuenca de Serdán-Oriental respecto a los límites estatales. <b>(b)</b> Mapa hipsométrico de la Cuenca de Serdán-Oriental.	10
<b>Figura 2.3.</b> Columna estratigráfica de la Cuenca de Serdán-Oriental.	13
<b>CAPÍTULO 3</b>	
<b>Figura 3.1.</b> Fotografía panorámica de la Cuenca de Serdán-Oriental.	17
<b>Figura 3.2. (a)</b> Distribución de los volcanes poligenéticos respecto a la Cuenca de Serdán-Oriental y extensión del área mapeada en <b>(b)</b> . <b>(b)</b> Mapa hipsométrico del centro de la Cuenca de Serdán-Oriental.	18
<b>Figura 3.3.</b> Imagen Landsat del Agrupamiento Volcánico Cerro El Brujo.	19
<b>Figura 3.4.</b> Fotografías de los maeres más estudiados del Agrupamiento Volcánico Cerro El Brujo.	20
<b>Figura 3.5.</b> Imagen Landsat del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas.	21
<b>Figura 3.6.</b> Fotografía del frente del flujo de lava en bloques Piedras Negras.	22
<b>Figura 3.7.</b> Fotografías de los domos riolíticos del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas.	24
<b>Figura 3.8.</b> Fotografías de algunos de los conos de escoria que forman parte del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas.	27
<b>Figura 3.9.</b> Fotografías del interior de los maeres del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas.	29
<b>CAPÍTULO 4</b>	
<b>Figura 4.1.</b> Fragmentos de obsidiana (juveniles) del volcán Xalapazco del Barrio.	33
<b>Figura 4.2.</b> Localización de los puntos de muestreo del presente trabajo.	36
<b>Figura 4.3.</b> Fotografía del SEM de mesa Hitachi TM-1000 y el equipo de cómputo usado para operarlo en el Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del IGEF de la UNAM.	37
<b>Figura 4.4.</b> Fotografía de la microsonda electrónica de barrido JEOL JXA-8900R del Laboratorio Universitario de Petrología del IGEF-UNAM.	39
<b>Figura 4.5.</b> Fotografía de la microsonda electrónica de barrido JEOL JXA-8230 del IGUM-UNAM.	40
<b>Figura 4.6.</b> Diagrama de Rhodes para evaluar el equilibrio químico mineral-líquido de fases minerales ferromagnesianas.	42
<b>CAPÍTULO 5</b>	
<b>Figura 5.1.</b> Mapa composicional del centro de la Cuenca de Serdán-Oriental.	45
<b>Figura 5.2.</b> Diagramas de clasificación geoquímica de elementos mayores de los magmas del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas.	47
<b>Figura 5.3.</b> Diagramas de variación tipo Harker que muestran el comportamiento de los elementos mayores de las rocas del AVLD respecto al SiO <sub>2</sub> .	50
<b>Figura 5.4.</b> Diagramas binarios de algunos de los elementos LIL <b>(a-e)</b> y HFS <b>(f-j)</b> más utilizados en el estudio de rocas ígneas.	52
<b>Figura 5.5.</b> Diagramas binarios de algunos elementos de tierras raras <b>(a-e)</b> y metales de transición <b>(f-j)</b> más utilizados en el estudio de rocas ígneas.	53
<b>Figura 5.6.</b> Diagramas normalizados de elementos traza de los basaltos-andesitas basálticas (grupo I) y andesitas (grupo II) del AVLD.	55
<b>Figura 5.7.</b> Diagramas normalizados de elementos traza de las riolitas (grupo III) del AVLD.	57

<b>FIGURAS (Continuación)</b>	<i>Pág.</i>
<b>CAPÍTULO 6</b>	
<b>Figura 6.1.</b> Abundancias modales (vol. %) de los componentes de los juveniles de basaltos y andesitas basálticas (grupo composicional I).	60
<b>Figura 6.2.</b> Fotomicrografías de electrones retrodispersados de los cristales del cono Cerro La Cruz.	61
<b>Figura 6.3.</b> Fotomicrografías de electrones retrodispersados de los componentes de los juveniles de Alchichica ( <b>a-f</b> , muestra DER1706), El Águila ( <b>g-i</b> , muestra DER1729) y Atexcac ( <b>j-l</b> , muestra DER1704).	64
<b>Figura 6.4.</b> Abundancias modales (vol. %) de los componentes de los juveniles de andesitas (grupo composicional II).	67
<b>Figura 6.5.</b> Fotomicrografías de electrones retrodispersados ( <b>a-c</b> y <b>g-h</b> ), luz natural ( <b>e</b> ) y nícoles cruzados ( <b>d, f</b> ) de los componentes de los juveniles andesíticos de Cerro Alto ( <b>a</b> , muestra DER1736) y Piedras Negras ( <b>b-h</b> , muestra DER1878).	68
<b>Figura 6.6.</b> Abundancias modales (vol. %) de los componentes de los juveniles de riolita (grupo composicional III).	72
<b>Figura 6.7.</b> Fotomicrografías de electrones retrodispersados de los componentes de los juveniles riolíticos del AVLD.	73
<b>CAPÍTULO 7</b>	
<b>Figura 7.1.</b> Diagrama ternario Or-An-Ab para la clasificación de los núcleos de los cristales de feldespato de los volcanes del AVLD.	78
<b>Figura 7.2.</b> Diagrama para la clasificación de piroxenos de los basaltos-andesitas basálticas (grupo composicional I) y andesitas (grupo composicional II) del AVLD.	80
<b>Figura 7.3.</b> Diagrama Si (a.p.u.f.) vs #Mg para la clasificación de los anfíboles cálcicos de Atexcac y Piedras Negras.	81
<b>Figura 7.4.</b> Diagrama Al <sub>total</sub> (a.p.u.f.) vs #Fe (Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Mg)) para la clasificación de las biotitas de los volcanes riolíticos del AVLD.	82
<b>Figura 7.5.</b> Diagramas de clasificación de los microlitos de minerales opacos analizados.	84
<b>CAPÍTULO 8</b>	
<b>Figura 8.1.</b> Evolución del contenido de sílice del vulcanismo del AVLD respecto al tiempo (años antes del presente).	85
<b>Figura 8.2.</b> Diagramas de tierras raras normalizado a una condrita ( <b>a</b> ) y diagrama multielementos normalizado a N-MORB ( <b>b</b> ), en los que se comparan las composiciones de los magmas basálticos, andesíticos y riolíticos de la zona de estudio con las composiciones promedio de los diferentes basamentos de la Cuenca de Serdán-Oriental.	88
<b>Figura 8.3.</b> Datos isotópicos disponibles de algunos de los volcanes de la zona de estudio. ( <b>a</b> ) <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr vs ε <sub>Nd</sub> ; ( <b>b</b> ) SiO <sub>2</sub> vs <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr; ( <b>c</b> ) SiO <sub>2</sub> vs ε <sub>Nd</sub> .	89
<b>Figura 8.4.</b> Modelizaciones de la evolución composicional del fundido residual a través de procesos polibáricos de cristalización fraccionada con Rhyolite-MELTS v1.2.0.	92
<b>Figura 8.5.</b> Modelizaciones de la evolución composicional del fundido residual a través de procesos isobáricos de cristalización fraccionada con Rhyolite-MELTS v1.2.0.	83
<b>Figura 8.6.</b> Diagramas que muestran la evolución de los índices A/CNK vs A/NK a través de los procesos de cristalización fraccionada polibáricos ( <b>a</b> ) e isobáricos ( <b>b</b> ) modelizados con Rhyolite-MELTS v1.2.0.	96
<b>Figura 8.7.</b> Relaciones de elementos traza vs latitud de los basaltos y andesitas del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas.	98
<b>Figura 8.8.</b> Diagramas de Rhodes que ilustran las pruebas de equilibrio químico entre los macrocristales (Mac) y microcristales (Mic) de olivino ( <b>a</b> ) y clinopiroxeno ( <b>b</b> ) con el líquido (roca total) de los magmas máficos del AVLD.	101
<b>Figura 8.9.</b> Interpretación petrológica del origen de los macrocristales de olivino con textura esqueletal y zonación normal difusa propuesta para los macrocristales de olivino de Kilauea.	102
<b>Figura 8.10.</b> Diagrama de Rhodes que ilustra las pruebas de equilibrio químico entre los macrocristales (Mac) de ortopiroxeno y el líquido (roca total) de los magmas máficos del AVLD.	104

<b>FIGURAS (Continuación)</b>	<i>Pág.</i>
<b>Figura 8.11.</b> Diagrama de Rhodes que ilustra las pruebas de equilibrio químico entre los microcristales (Mic), macrocristales (Mac) y megacristales (Mg) de anfíbol y el líquido (roca total) de los magmas intermedios del AVLD.	106
<b>Figura 8.12.</b> Diagramas P-T ( <b>a</b> ) y T-H <sub>2</sub> O fundido ( <b>b</b> ) obtenidos por termobarometría de los núcleos de microcristales (Mic), macrocristales (Mac) y megacristales (Mg) de anfíbol de los magmas intermedios del AVLD.	107
<b>Figura 8.13.</b> Fotomicrografía de electrones retrodispersados de un macrocristal de plagioclasa de Atexcac con zonación inversa y texturas de desequilibrio.	108
<b>Figura 8.14.</b> Diagrama A/CNK vs Nb/Ta de los magmas bajo estudio.	111
<b>Figura 8.15.</b> Diagrama MnO vs CaO (% en peso) de clasificación genética de granates para los macrocristales de almandino de la Derrumbada Sur y Tepexitl.	113
<b>TABLAS</b>	<i>Pág.</i>
<b>Tabla 4.1.</b> Resumen de datos disponibles de los volcanes del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas de trabajos previos comparados con los obtenidos en el presente trabajo.	34
<b>Tabla 6.1.</b> Conteos modales efectuados en fragmentos juveniles del grupo composicional I (basaltos y andesitas basálticas), normalizados sin vesículas.	59
<b>Tabla 6.2.</b> Conteos modales de los fragmentos juveniles del grupo composicional II (andesitas), normalizados sin vesículas.	66
<b>Tabla 6.3.</b> Conteos modales efectuados en fragmentos juveniles del grupo geoquímico III (riolitas), normalizados sin vesículas.	71
<b>Tabla 8.1.</b> Rango de valores de A/CNK y A/NK de las fases minerales analizadas en los magmas del AVLD.	110
<b>Tabla 8.2.</b> Parámetros de formación y composición de los cristales de granate generados en las modelizaciones isobáricas de Rhyolite-MELTS.	114

## CAPÍTULO 1

# INTRODUCCIÓN

---

La generación de magmas en arcos continentales involucra una multiplicidad de componentes y complejos procesos petrológicos ligados a un vulcanismo con un amplio espectro composicional, geomorfológico y eruptivo, situación que ha dado lugar a numerosas discusiones entre la comunidad geocientífica.

Si bien el vulcanismo poligenético es uno de los elementos característicos de los arcos continentales, lo cierto es que la presencia de edificios monogenéticos suele ser importante e incluso predominante, como sucede en el caso de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, la provincia geológica más joven del territorio mexicano; en ella, los volcanes monogenéticos se concentran formando grandes agrupamientos o campos volcánicos. Tal es el caso del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Hasenaka & Carmichael, 1985; Hasenaka & Carmichael, 1987; Hasenaka, 1994; Siebe *et al.*, 2014 y referencias) y del Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin (Bloomfield, 1975; Martín Del Pozo, 1982; Lugo-Hubp, 1984; Márquez *et al.*, 1999; Siebe *et al.*, 2005; Meriggi *et al.*, 2008; Guilbaud *et al.*, 2009 y referencias) en el sector central de la dicha provincia, o del vulcanismo presente en la Cuenca Serdán-Oriental en el sector oriente de la misma, en cuyo centro se desarrolló el Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas, objeto de estudio del presente trabajo.

### 1.1. Generalidades sobre vulcanismo monogenético

Un **volcán monogenético** es aquél formado durante un sólo evento eruptivo sin evidencia de interrupciones y suele estar caracterizado por depósitos continuos de poco volumen (McGee & Smith, 2016; De Silva & Lindsay, 2015). En contraste, un **volcán poligenético** es el resultado de numerosos eventos eruptivos, generando estructuras de grandes volúmenes y gran variabilidad de depósitos discontinuos (Walker, 1999).

La erupción de un volcán monogenético suele durar menos de un año (Wood, 1980) aunque, como se observó en los volcanes Jorullo (1759 a 1774) y Paricutin (1943 a 1952) en México o en el Mirador (abril-mayo de 1979) al sur de Chile (Wilcox, 1952 en Siebe *et al.*, 2014; Smith & Németh, 2017), éste puede permanecer activo por décadas, produciendo flujos magmáticos de entre  $10^{-1}$  y  $10^{-3}$  km<sup>3</sup>/año y edificios con volúmenes generalmente inferiores a 1 km<sup>3</sup> (Németh & Kereszturi, 2015).

No obstante, se ha documentado la presencia de edificios monogenéticos cuyos volúmenes pueden superar la cantidad de material emitido por erupciones plinianas de grandes volcanes poligenéticos (Chevrel *et al.*, 2016). Tal es el caso del domo dacítico Cerro Chao en el Complejo Volcánico Altiplano-

Puna en Chile (~26 km<sup>3</sup>, [De Silva et al., 1994](#)), o del escudo andesítico El Metate (~9.2 km<sup>3</sup> de roca densa equivalente, [Chevrel et al., 2016](#)) y los domos riolíticos Las Derrumbadas (~10.6 km<sup>3</sup>, [Chédeville et al., 2009](#)) en México.

### 1.1.1. Ambientes tectónicos y composición geoquímica del vulcanismo monogenético

El vulcanismo monogenético se presenta tanto en zonas convergentes (zonas de subducción) como divergente (*rifts* extensionales y dorsales oceánicas), siendo éstos últimos donde son más comunes ([Valentine & Gregg, 2008](#)). Se considera que los volcanes monogenéticos se pueden formar en dos condiciones distintas: (1) Como volcanes aislados construidos sobre litósfera continental adelgazada (<30 km), producto de una tectónica extensional de espesor normal (*e.g. Basin and Range*; [Brandon & Goles, 1995](#)), o engrosada (*e.g.* el campo de San Francisco; [Conway et al., 1998](#)) o (2) como conductos parásitos a lo largo de zonas de *rift* o sobre los flancos de volcanes poligenéticos ([Németh et al., 2003](#)).

Los magmas extruídos en campos volcánicos monogenéticos suelen encontrarse en el espectro basáltico: Nefelinita - basanita - basalto alcalino - toleíta ([Duda & Schmincke, 1978](#); [McGee & Smith, 2016](#)). Sin embargo, también pueden presentar composiciones altamente alcalinas ([Rosenthal et al., 2009](#)) y carbonatíticas ([Campeny et al., 2015](#)). En el caso específico de los ambientes de subducción, son comunes las andesitas y andesitas basálticas ([Guilbaud et al., 2012](#); [Maro & Caffè, 2016](#); [Rasoazanamparany et al., 2016](#)). Así, la abundancia de rocas composicionalmente poco evolucionadas asociadas a este tipo de vulcanismo sugiere que sus magmas ascienden rápidamente a la superficie a través de un conducto simple con poca interacción magma-corteza ([Németh & Kereszturi, 2015](#); [McGee & Smith, 2016](#)).

Sin embargo, en la extensa revisión realizada por [Smith & Németh \(2017\)](#), se reconoce una mayor variación composicional que se extiende hasta el campo de las riolitas, proponiendo tres escenarios distintos para el vulcanismo monogenético de composiciones evolucionadas:

1. Volcanes de composiciones en el rango de fonolita - traquita - riolita, que suelen ocurrir de manera local en etapas tardías de algunos campos volcánicos y, sobre todo, donde existe una corteza gruesa, como sucede en la Península Arábiga ([Camp & Roobol, 1989](#); [Camp et al., 1991](#)).
2. Volcanes parásitos en caldera volcánicas, alimentados por pequeñas fracciones de fundidos derivados de las cámaras magmáticas asociadas a la formación de la caldera, como sucede en la Zona Volcánica de Taupo en Nueva Zelanda ([Houghton et al., 1991](#); [Cole et al., 2014](#)), en la Caldera de Long Valley en Estados Unidos ([Hildreth, 2004](#)) o en La Caldera de La Primavera en México ([Mahood, 1981](#)).
3. Vulcanismo monogenético silícico aislado, como ocurre en Anatolia Central ([Aydin et al., 2014](#)), Papúa Nueva Guinea (*maar* Wau; [Sillitoe et al., 1984](#)) y México (*e.g.* Tepexitl en la Cuenca de

Serdán-Oriental; [Austin-Erickson et al. 2008, 2011](#); Hoya Estrada en Valle de Santiago, Michoacán; [Cano-Cruz, 2007](#); [Cano-Cruz & Carrasco-Núñez, 2008](#)).

### 1.2. Caso de estudio: El Agrupamiento Volcánico “Las Derrumbadas”

El vulcanismo monogenético en la Faja Volcánica Trans-Mexicana se encuentra ampliamente dominado por conos de escoria, estructuras asociadas a un estilo eruptivo de tipo estromboliano ([Carrasco-Núñez et al., 2014](#)). Sin embargo, en la porción oriental de esta provincia, entre los estados de Puebla y Veracruz, se ubica la Cuenca de Serdán-Oriental, una cuenca lacustre intramontana con abundante vulcanismo monogenético bimodal de edad cuaternaria, con menor proporción de volcanes aislados del Plioceno ([Negendank et al., 1985](#)).

Si bien el vulcanismo se encuentra disperso a lo largo y ancho de la cuenca, el centro de ella se caracteriza por la presencia de un agrupamiento volcánico compuesto por domos riolíticos voluminosos (Las Derrumbadas) rodeados, en un radio de ~16 km, por más de una docena de aparatos volcánicos monogenéticos. Dicho agrupamiento, referido en adelante como **Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas (AVLD)**, no sólo exhibe un amplio espectro de estilos eruptivos (conos de escoria, flujos de lava, conos/anillos de toba y *maares*), sino también un extenso rango composicional que se extiende desde basaltos y andesitas basálticas, hasta el campo de las riolitas, con una notoria ausencia de rocas de composición dacítica ([Yáñez-García y García-Durán, 1982](#); [Siebe & Verma, 1988](#)).

La existencia de una gruesa cubierta mesozoica sedimentaria predominantemente calcárea fuertemente tectonizada, yuxtapuesta a una compleja historia geológica reciente que involucra el metamorfismo local generado por cuerpos intrusivos, la formación y desecación de zonas lacustres y la génesis del vulcanismo bimodal del AVLD, hacen de la zona de estudio un escenario idóneo para el estudio de la petrogénesis de volcanes monogenéticos, su evolución composicional y eruptiva, así como su relación con la geodinámica regional.

### 1.3. Planteamiento del problema

Desde la década de los ochenta se han desarrollado diversos trabajos sobre el vulcanismo cuaternario de la Cuenca de Serdán-Oriental, incluyendo trabajos cartográficos ([Yáñez-García & Casique, 1980](#); [Yáñez-García & García-Durán, 1982](#)), geocronológicos y/o estratigráficos ([Siebe et al., 1995](#); [Riggs & Carrasco-Núñez, 2004](#); [Austin-Erickson, 2007](#); [Austin-Erickson et al., 2011](#); [Bernal et al., 2014](#); [Chédeville et al., 2019](#)), así como geoquímicos y petrológicos, incluyendo principalmente análisis petrográficos y de elementos mayores ([Siebe, 1985](#); [Siebe & Verma, 1988](#)) y en ocasiones de elementos traza, relaciones isotópicas en roca total y química mineral ([Besch et al., 1995](#); [Pale-Berruecos, 2014](#); [Landa-Piedra, 2015](#); [Becerra-Torres, 2017](#)). Sin embargo, la mayoría de estos son estudios realizados en un solo volcán y/o sobre un aspecto particular del mismo, resultando en un conocimiento parcial de las características vulcanológicas,

petrográficas y geoquímicas de la gran mayoría de los aparatos volcánicos que componen el AVLD (sobre algunos de ellos no existe información alguna).

Además, estudios petrológicos realizados en muchos de los volcanes de la Cuenca de Serdán-Oriental (incluyendo algunos que conforman el AVLD) han resultado en conclusiones contradictorias: [Siebe & Verma \(1988\)](#) realizaron un extenso estudio geoquímico (roca total, elementos mayores) y petrográfico en los volcanes ubicados en la periferia de Las Derrumbadas (muchos de ellos son parte del AVLD), definiendo tres grupos composicionales con clara afinidad calciocalina y un notable *gap* composicional, así como una variación mineralógica entre la que destaca la presencia de granate en algunos de los productos riolíticos de la zona (*e.g.* Derrumbada Sur y Tepexitl), proponiendo un modelo de cristalización fraccionada y asimilación cortical (AFC; [Taylor, 1980](#); [DePaolo, 1981](#)) para explicar el origen del vulcanismo bimodal de la Cuenca de Serdán-Oriental.

Por su parte, [Besch \*et al.\* \(1995\)](#) estudiaron las relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (en el rango 0.70342-0.70511) y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (en el rango 0.51250 a 0.51287) de algunos volcanes de la porción oriental de la FVTM (basaltos a riolitas, incluyendo parte del AVLD), encontrando una correlación positiva entre las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y el contenido de  $\text{SiO}_2$  ( $r=0.808$ ), y una correlación negativa entre  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y el Mg#, por lo que proponen que las magmas de la región serían producto de la asimilación cortical durante el ascenso de fundidos mantélicos provenientes de una fuente heterogénea.

En cambio, trabajos recientes proponen que la génesis de los productos máficos y félsicos de la Cuenca de Serdán-Oriental no involucra una importante interacción con la corteza continental. [Becerra-Torres \(2017\)](#), a partir de estudios composicionales en olivinos, sugiere que los magmas máficos provienen de fundidos de litologías híbridas piroxeníticas libres de olivinos; para su generación, dicho autor propone la reacción en proporciones variables entre un fundido rico en  $\text{SiO}_2$  de la placa subducida y rocas mantélicas ricas en Ni y Mg, con participación variable de fundidos peridotíticos. Por su parte, [Landa-Piedra \(2015\)](#) plantea, a partir del reconocimiento de diferentes patrones de elementos traza en los magmas riolíticos de la cuenca, que éstos derivaron de la cristalización fraccionada de los magmas máficos coexistentes con una interacción mínima con la corteza local, y que las diferencias petrográficas que exhiben sus rocas son resultado del fraccionamiento de fases minerales distintas acontecidas en diferentes niveles de la corteza continental.

Además, debido a la compleja estratigrafía volcánica de la zona y a las limitaciones técnicas que implica la datación de rocas volcánicas tan jóvenes, la edad de dichos edificios estaba pobremente constreñida, impidiendo considerar la temporalidad de los eventos magmáticos en la generación del vulcanismo en la zona ([Yáñez-García & Casique, 1980](#); [Yáñez-García & García-Durán, 1982](#)). Sin embargo, gracias al reconocimiento de los depósitos de la Pómez Quetzalapa como un marcador estratigráfico de

edad conocida (ca. 25,000 años AP; Rodríguez *et al.*, 2002) y a los recientes trabajos de datación realizados por Bernal *et al.* (2014) y Chédeville *et al.* (2019), ahora es posible establecer una mejor aproximación de la evolución espacio-temporal del agrupamiento volcánico bajo estudio.

Este panorama da lugar a diversas interrogantes respecto al origen del magmatismo bimodal de este agrupamiento volcánico atípico, surgiendo así la principal pregunta de investigación que impulsa la presente disertación: ¿Qué factores dieron lugar al amplio espectro geoquímico y a la brecha composicional del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas durante el período reciente? De esta interrogante se derivan necesariamente otras preguntas como: ¿Cuáles son las características geoquímicas y petrográficas de los distintos volcanes recientes del área de estudio? ¿Cómo evolucionó esta composición con el tiempo y cuáles son los procesos que podrían estar involucrados en ella?

### 1.4. Justificación de la investigación

A través del presente proyecto de tesis se buscó comprender el origen de la amplia variabilidad geoquímica y petrográfica del vulcanismo en el centro de la Cuenca de Serdán-Oriental durante el período reciente (<25,000 años A.P.). Los resultados que arrojó esta investigación contribuirán no solo a documentar y comprender con mayor profundidad la complejidad del desarrollo de sistemas monogenéticos, sino también derivarán en un mejor entendimiento sobre los procesos que controlan tanto la petrogénesis de los magmas en ambientes de subducción, como la variabilidad del vulcanismo en la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

### 1.5. Objetivos

#### *General*

Describir los procesos magmáticos y las posibles condiciones de P y H<sub>2</sub>O que originaron la variabilidad geoquímica y petrográfica del vulcanismo reciente (<25,000 años A.P.) del área de Las Derrumbadas.

#### *Particulares*

- Caracterizar geoquímica y petrográficamente a las rocas volcánicas del área de estudio.
- Relacionar las características geoquímicas y petrográficas de este estudio, y estimaciones volumétricas de trabajos previos con la distribución espacial y ocurrencia temporal de estos magmas.
- Realizar modelizaciones de elementos mayores que reproduzcan las características geoquímicas de los magmas.
- Estimar las condiciones de cristalización de los magmas con base en las modelizaciones de elementos mayores y aplicando termobarometría de anfíbol para los magmas andesíticos.
- Integrar los resultados e interpretaciones para constreñir los procesos de diferenciación magmática y las condiciones P-H<sub>2</sub>O involucradas en la formación de los magmas.

### 1.6. Hipótesis

La variabilidad composicional (basaltos a riolitas) y petrográfica de los magmas del área de Las Derrumbadas sería producto del ascenso de magmas mantélicos con contenidos variables de H<sub>2</sub>O sometidos a cristalización fraccionada a diferentes niveles de la corteza, con la posible formación de cámaras magmáticas y asimilación cortical asociados al voluminoso vulcanismo riolítico.

## CAPÍTULO 2

# MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

---

El territorio mexicano está compuesto por rasgos geológicos complejos y variables cuya génesis está ligada a la intensa dinámica entre cinco diferentes placas tectónicas: las placas oceánicas del Pacífico (al noroccidente de México, correspondiente a la Península de Baja California), la microplaca de Rivera (en el centro-occidente del país), la placa de Cocos (en el centro-sur del territorio) y la placa del Caribe (al oriente de la Península de Yucatán), que convergen contra la placa Norteamericana de naturaleza continental (Figura 2.1).

Una zona de subducción se ha desarrollado en el borde Pacífico del país debido a la convergencia entre la antigua placa oceánica de Farallón (hoy fragmentada en Cocos y Rivera) contra Norteamérica al menos desde el Jurásico tardío, formando provincias volcánicas como la Sierra Madre Occidental, el Arco de Comondú, la Sierra Batolítica de Baja California, la Sierra Madre del Sur y la Faja Volcánica Trans-Mexicana, la más joven y activa de ellas (McDowell & Clabaugh, 1979; Ferrari *et al.*, 2005).

La placa de Rivera constituye la corteza oceánica más joven en la margen convergente mexicana y uno de los sistemas convergentes de mayor flujo térmico en el planeta (Ferrari *et al.*, 2012), mientras que la placa de Cocos presenta una importante variación en sus edades, ángulos y tasas de subducción (Pardo & Suárez, 1995; Ferrari *et al.*, 2012; Gómez-Tuena *et al.*, 2018).

### 2.1. Faja Volcánica Trans-Mexicana

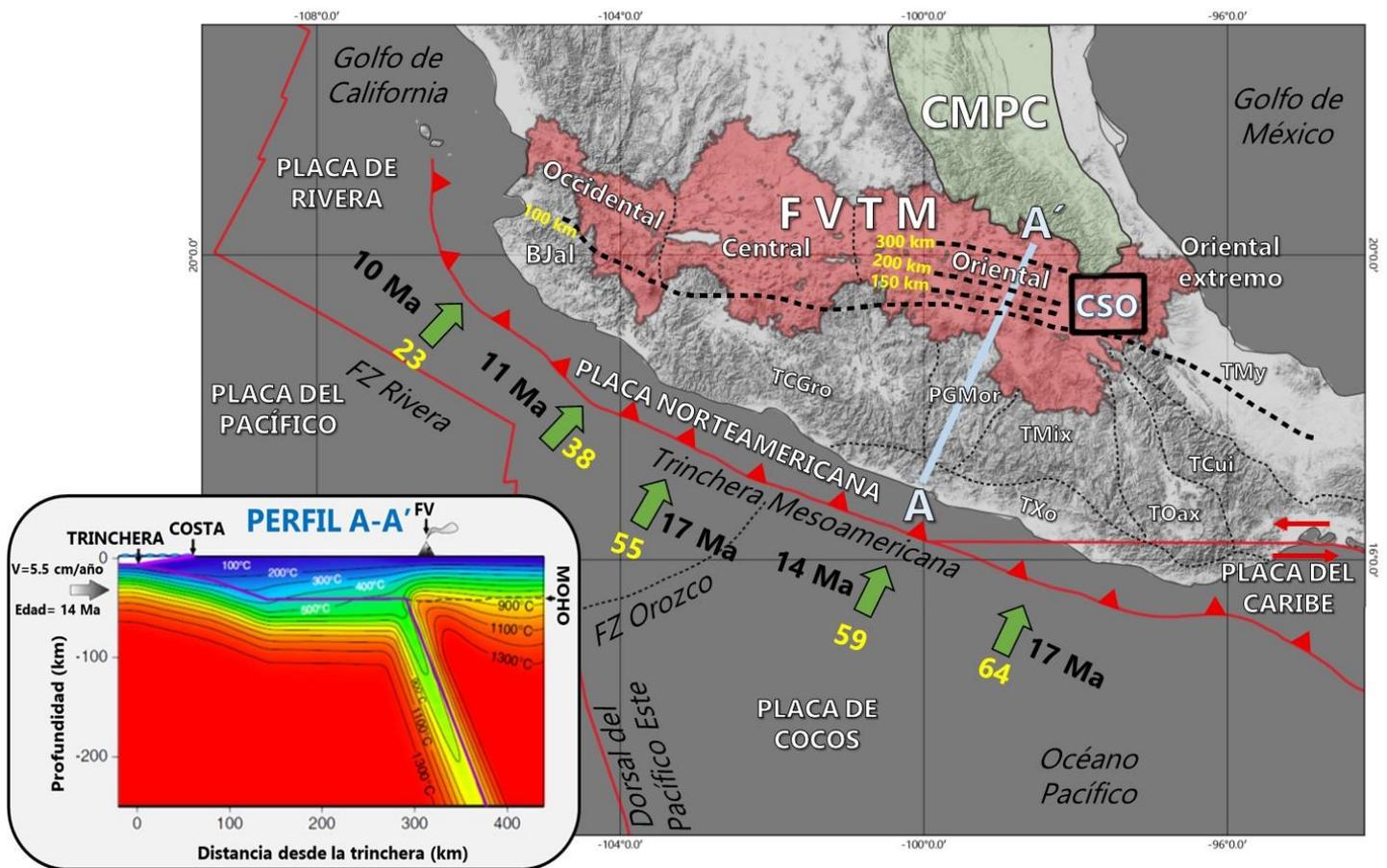
La Faja Volcánica Trans-Mexicana (**FVTM**) es un arco volcánico orientado oblicuamente respecto a la Trinchera Mesoamericana (formando un ángulo de 16° aproximadamente) que se extiende de manera transversal desde las costas del Pacífico (San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco), con una dirección preferencial E-O en su porción centro-oriental y ONO-ESE en su parte occidental, hasta aquellas del Golfo de México (Palma Sola, Veracruz) (Demant, 1978; Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

La atípica oblicuidad de su orientación respecto a la trinchera se debe a la compleja convergencia de las placas oceánicas de Cocos y Rivera que subducen debajo de la placa Norteamericana con diferentes geometrías, velocidades y movimientos relativos que, en su conjunto, gobiernan la estructura tectónica de la subducción a lo largo del arco (Gómez-Tuena *et al.*, 2007). Estas características son conocidas en gran medida gracias a datos de telesismos (Pardo & Suárez, 1995; Pérez-Campos *et al.*, 2008; León-Soto *et al.*, 2009), anomalías gravimétricas (Bandy *et al.*, 1999), anomalías magnéticas del fondo oceánico (DeMets & Traylen, 2000) y tomografías térmicas (Husker & Davis, 2009). En particular, los experimentos sísmicos MARS (Mapeo de la Zona de Subducción de Rivera; Yang *et al.*, 2009), MASE (Experimento de Subducción

## CAPÍTULO 2. Marco geológico regional

de América Central; Pérez-Campos *et al.*, 2008) y VEOX (línea sísmica Veracruz-Oaxaca; Melgar & Pérez-Campos, 2011) resultaron cruciales para definir la profundidad y geometría del *slab* debajo de la FVTM (Figura 2.1).

En resumen, hacia el oeste, frente a las costas del terreno Guerrero, la litósfera oceánica tiene unos 11 Ma y se hunde a razón de 38-48 mm/año; en tanto, más al occidente, frente a las costas del terreno Xolapa, la convergencia es de 50 a 59 mm/año e involucra litósfera oceánica de entre 14 y 17 Ma, en un ángulo de subducción de 15° hasta los 50 km de profundidad a unos 80 km de la trinchera, donde se horizontaliza hasta llegar a 280 km de la misma y volver a doblarse en un ángulo de 75°, justo debajo del actual frente volcánico (Figura 2.1, perfil A-A'), continuando hundiéndose hasta los 450 km, donde se rompe (*slab detachment*).



**Figura 2.1. Mapa tectónico del sur del territorio mexicano.** Se muestra la ubicación de las cinco placas tectónicas y los terrenos tectonoestratigráficos que interactúan en el sur del país. Además, se muestra la extensión de los cuatro sectores de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras (CMPC) y de la Cuenca de Serdán-Oriental (CSO). Las flechas verdes indican la dirección de la subducción, en amarillo se muestran sus velocidades (en mm/año) y en negritas la edad de la corteza oceánica. Las líneas negras gruesas sobre la FVTM indican la ubicación del *slab* debajo de la placa norteamericana a 100, 150, 200 y 300 km de profundidad de acuerdo con los experimentos MARS, MASE y VEOX. Abreviaturas: **BJal**=Bloque de Jalisco; **TCGro**=Terreno Compuesto Guerrero; **PGMor**=Plataforma Guerrero-Morelos; **TMix**=Terreno Mixteco; **TXo**=Terreno Xolapa; **TOax**=Terreno Oaxaqueño; **TCui**=Terreno Cuicateco; **TMy**=Terreno Maya. El perfil A-A' muestra el modelo termal 2D para el sector oriental de la FVTM construido con datos del experimento MASE (Pérez-Campos *et al.*, 2008; Manea & Manea, 2011). Modificado de Ferrari *et al.* (2012).

Finalmente, hacia el sureste mexicano, bajo el Istmo de Tehuantepec (terrenos Cuicateco y Maya), la placa de Cocos tiene unos 25 Ma y subduce a razón de hasta 64 mm/año con un ángulo de  $\sim 26^\circ$  entre 140 y 230 km desde la trinchera (Pardo & Suárez, 1995; Ferrari *et al.*, 2012; Gómez-Tuena *et al.*, 2016).

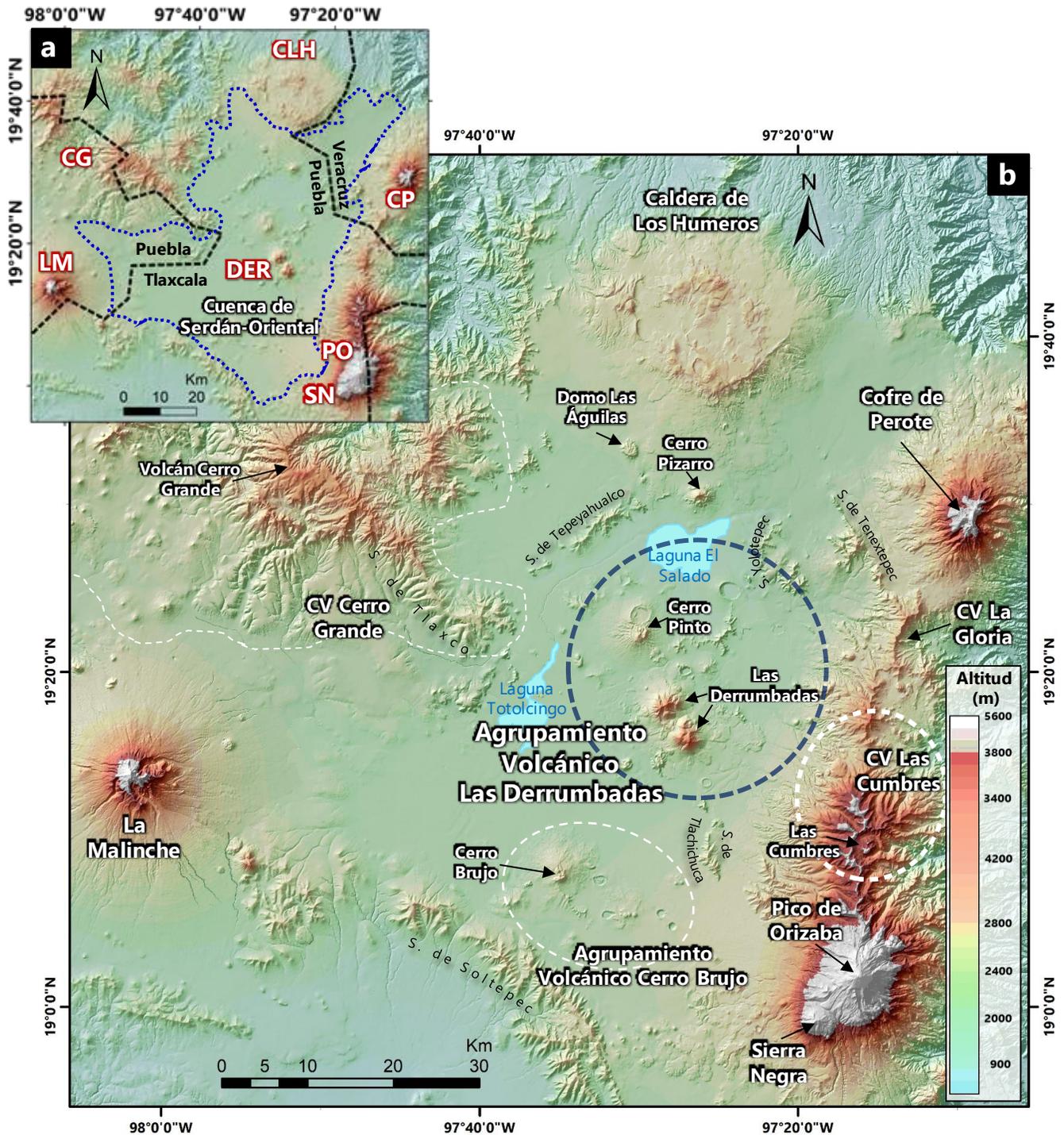
La FVTM incluye casi 8,000 estructuras volcánicas y numerosos cuerpos intrusivos (Gómez-Tuena *et al.*, 2007). Comprende  $\sim 1,000$  km de largo, una amplitud variable de 80 a 230 km y cubre un área de 160,000 km<sup>2</sup> (Ferrari *et al.*, 2012), siendo el arco volcánico más grande del Neógeno en América del Norte. También es uno de los arcos de mayor diversidad geoquímica en el planeta, pues incluye desde toleítas de olivino y andesitas calcialcalinas hasta riolitas trondhjemíticas (Gómez-Tuena *et al.*, 2018).

Debido a que la FVTM se desarrolla sobre corteza muy heterogénea en edad, espesor y composición, se suele dividir en cuatro sectores principales (Demant, 1978; Ferrari *et al.*, 2012; Figura 2.1):

- a) **Sector occidental:** comprendido entre la costa del Golfo de California y el punto triple del Rift Tepic-Zacoalco-Colima (Allan, 1986) sobre corteza de 35 a 40 km de grosor del bloque de Jalisco en el terreno Guerrero (Mesozoico). Abundante vulcanismo silíceo, principalmente complejos dómicos y algunos depósitos de ignimbritas. Vulcanismo intraplaca trasarco desde el Plioceno.
- b) **Sector central:** comprendido desde el punto triple hasta el sistema de fallas de Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002), sobre corteza de  $\sim 40$  km de grosor del terreno Guerrero. Vulcanismo silíceo casi ausente y escaso vulcanismo alcalino durante el Pleistoceno (Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato).
- c) **Sector oriental:** desarrollado sobre corteza de 40 a 50 km de grosor de los terrenos Mixteco (Precámbrico) y Oaxaqueño (Mesoproterozoico). Abundante vulcanismo félsico proveniente de al menos 7 calderas y algunos complejos dómicos, principalmente en el trasarco. Escaso vulcanismo alcalino en el Pleistoceno (Sierra Chichinautzin).
- d) **Sector oriental extremo:** presenta una corteza de 20 a 35 km de grosor del terreno Maya (Precámbrico y Paleozoico). Escaso vulcanismo silíceo y abundante vulcanismo alcalino desde el Mioceno Tardío.

### 2.2. Cuenca de Serdán-Oriental

Es una cuenca lacustre intermontana de 6,000 km<sup>2</sup> de extensión ubicada en el sector oriental de la FVTM (Figura 2.1), entre los paralelos 18° 5723' y 19° 42228' de latitud norte y los meridianos 97° 0900' y 98° 0217' de longitud oeste, que pertenece a los estados de Puebla, Veracruz, y Tlaxcala (Figura 2.2a), con porcentajes en área total de 70, 20 y 10, respectivamente. Las principales vías de comunicación son las carreteras federales 140 (Ciudad de México-Puebla-Xalapa-Veracruz), 130 (Texcoco-Huamantla-Veracruz) y 125 (Ciudad de México-Puebla-Teziutlán-Nautla), además de contar con una amplia red de terracerías que unen las principales áreas agrícolas (Alcalá-Rodríguez, 2004).



**Figura 2.2 (a) Extensión de la Cuenca de Serdán-Oriental respecto a los límites estatales.** Acrónimos de volcanes: CG= Cerro Grande; LM=La Malinche; CLH= Caldera de Los Humeros; CP= Cofre de Perote; DER= Las Derrumbadas; PO= Pico de Orizaba; SN= Sierra Negra. **(b) Mapa hipsométrico de la Cuenca de Serdán-Oriental.** Se indican los volcanes poligenéticos que delimitan la cuenca, así como los principales centros eruptivos al interior de ésta; el círculo azul punteado indica la extensión del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas (AVLD) y en contornos blancos discontinuos se señalan otros agrupamientos y complejos volcánicos. Adaptado de Chédeville *et al.* (2019).

Fisiográficamente, se encuentra en la intersección de la FVTM con el Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras (conocido también como Sierra Madre Oriental) y tiene una altitud promedio de 2,400 m.s.n.m. (Yáñez-García & García-Durán, 1982). Está limitada principalmente por centros volcánicos: al este por el Complejo Volcánico Cofre de Perote-Las Cumbres-Pico de Orizaba, al oeste por la Sierra de Tlaxco y los volcanes Cerro Grande y La Malinche, al norte por las Sierra de Tezompan y Chignautla y al sur por varias sierras de dirección NO-SE como la Sierra de Soltepec, estructura sedimentaria de composición calcárea. En el interior de la cuenca se desarrollaron numerosos centros eruptivos mayormente monogenéticos (Yáñez-García & García-Durán, 1982; Siebe, 1985; Siebe & Verma, 1988; Figura 2.2b).

La Cuenca de Serdán-Oriental es considerada un área semihúmeda, con una evaporación anual de 1,690 mm y una precipitación anual de entre 500 y 700 mm en promedio. Presenta temperaturas entre -5.5 a 30 °C con una media de 12.9 °C (Adame *et al.*, 2008), mostrando al menos tres climas predominantes: Seco estepario (BS) en las planicies lacustres de relleno aluvial en el centro y sur de la cuenca, templado con lluvias en verano (CW) en las zonas montañosas y frío de montaña (ET) en las cimas de los estratovolcanes que delimitan la cuenca (Alcalá-Rodríguez, 2004; Gazzola, 2005).

Si bien se desconoce la configuración de la zona de subducción en este sector, Landa-Piedra (2015) propone que, al extrapolar las interpretaciones de los experimentos sísmicos sobre la geometría de la placa de Cocos bajo el sector central de la FVTM (Pérez-Campos *et al.*, 2008 y referencias), se podría asumir que la placa oceánica de Cocos se encuentra a ~250 km de profundidad bajo el sector septentrional de la Cuenca de Serdán-Oriental (ver Figura 2.1).

### 2.2.1. Estratigrafía

Los esfuerzos enfocados en estudiar la estratigrafía de la Cuenca de Serdán-Oriental han sido escasos; sin embargo, tras los trabajos realizados por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) para el proyecto de prospección geotérmica en la zona de Los Humeros-Las Derrumbadas en las décadas de los setenta y ochenta, las unidades litoestratigráficas pre-volcánicas que componen la corteza continental en la zona de estudio se encuentran bien reconocidas (*e.g.* Yáñez-García & Casique, 1980; Palacios-Hartweg & García-Velázquez, 1981; Yáñez-García & García-Durán, 1982). Por ello, a continuación se exponen de manera resumida los resultados de dichos trabajos, que se complementan, en el caso particular del basamento meta-cristalino, con resultados de algunos estudios más recientes (Figura 2.3).

La Cuenca de Serdán-Oriental se ubica sobre una corteza continental cuyo grosor varía entre 35 y 45 km (Urrutia-Fucugauchi & Flores-Ruiz, 1996). Se considera que el basamento pre-volcánico del área de estudio podría estar compuesto por al menos tres unidades de naturalezas litológicas diferenciables: (1) Un basamento meta-cristalino profundo (micro-continente Oaxaquia y Macizo de Teziutlán), (2) una cobertura intermedia sedimentaria de tipo terrígena-carbonatada (Cinturón Mexicano de Pliegues y

Cabalgaduras), y (3) intrusivos someros y rocas metamórficas de contacto cubiertos por unidades terrígenas. En cambio, la cobertura superficial está dominada por productos volcánicos interdigitados con sedimentos lacustres.

### 2.2.1.1. Proterozoico-Jurásico inferior: Basamento meta-cristalino

Si bien no existen afloramientos reportados de rocas del basamento profundo en la Cuenca de Serdán-Oriental, la presencia de xenolitos de granulita en las lavas de La Malinche (Nixon, 1989) sugieren que es probable que la corteza continental inferior de esta zona corresponda a rocas proterozoicas del **microcontinente Oaxaquia** (1.2 Ga a 0.99 Ga; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008), análogas a las que están expuestas ~100 km al sur del Pico de Orizaba, y a una distancia similar al norte de la Caldera de Los Humeros. Las rocas de Oaxaquia pertenecen a una sucesión metamorfoseada en facies de granulita (a veces reequilibradas en facies de anfibolita) compuesta por metapelitas, gneises cuarzo-feldespáticos, calcisilicatos, anfibolitas y mármoles, muchos de ellos intrusionados por anortositas, charnokitas y gneises máficos granatíferos (Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003).

En tanto, el basamento profundo de la corteza superior se considera constituido por rocas meta-cristalinas del **Macizo de Teziutlán**, un complejo metamórfico tectonizado, con forma cómica, generado entre el Paleozoico tardío y el Mesozoico medio (~330 a 131 Ma), generalmente de bajo grado metamórfico y abundantes intrusiones granitoides (Yáñez-García & García-Durán, 1982; López-Infanzón, 1991 en Landa- Piedra, 2015; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018 y referencias). El macizo se extiende desde la parte central de la Llanura Costera Veracruzana hasta la margen oriental de la Cuenca de Serdán-Oriental (Viniestra-Osorio, 1965) y se compone de unidades metasedimentarias como esquistos de moscovita del Carbonífero Misisípico al Triásico superior y paragneises con circones detríticos de edades grenvillianas (Ramos-Arias *et al.*, 2015), así como algunos componentes máficos volcánicos y vulcanosedimentarios intrusionados por plutones masivos zonados y foliados de composición granítica a gabroica. Otras litologías presentes son granodioritas, granitoides miloníticos y rocas sieníticas cuyas edades de enfriamiento comprenden desde Triásico inferior hasta el Cretácico superior (Yáñez-García & García-Durán, 1982; López-Infanzón, 1991 en Becerra-Torres, 2017; Ángeles-Moreno *et al.*, 2003).

Muchas de las rocas del Macizo de Teziutlán afloran en las inmediaciones del área de estudio, al NO del volcán Cofre de Perote, como en la Presa La Soledad en Mazatepec, sobre la margen meridional del Río Apulco, en la base de la Sierra de Chignautla y la Sierra de Tezompan, y en el río Bobos cerca de Altotonga, Veracruz, mientras que en el río Xiucayucan se reportan al menos 500 m de espesor (Yáñez-García & García-Durán, 1982; Ramos-Arias *et al.*, 2015). Además, la presencia de xenolitos cuarcíferos paleozoicos en las lavas de los conos de escoria del Agrupamiento Volcánico El Brujo (Schaaf & Carrasco-Núñez, 2010) evidencian la presencia de plutones granodioríticos en el basamento de la Cuenca de Serdán-Oriental.

EÓN	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	Ma	FORMACIONES GEOLÓGICAS			
FANEROZOICO	Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	0.0117	<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; text-align: center;"> <b>Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas</b> </div> <p style="text-align: center;">Vulcanismo poligenético</p> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; text-align: center; margin: 10px auto; width: 60%;">                     Fm. Cruz Blanca (sedimentos terrígenos)                 </div> <p style="text-align: center;">Cuerpos plutónicos <span style="float: right;"><i>Skarn</i> y rocas corneanas</span></p>			
			Pleistoceno	0.025				
		Neógeno	Plioceno	2.58				
			Mioceno	5				
				14				
		Paleógeno	Oligoceno	23				
			Eoceno	34				
			Paleoceno	56				
		Mesozoico	Cretácico	Superior				Fm. Mexcala (250 - 300 m) <div style="display: inline-block; vertical-align: middle; margin-left: 20px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; text-align: center;">                         Fm. San Felipe (20 - 380 m)                     </div> </div> Fm. Méndez (250 - 300 m)
								Fm. Maltrata (± 400 m) <div style="display: inline-block; vertical-align: middle; margin-left: 20px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; text-align: center;">                         Fm. Agua Nueva (± 300 m)                     </div> </div>
						Fm. Guzmantla (250 - 300 m)		
	Inferior					Fm. Orizaba (±1200 m) <div style="display: inline-block; vertical-align: middle; margin-left: 20px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; text-align: center;">                         Fm. Tamaulipas Superior (600 - 800 m)                     </div> </div>		
						Fm. Pimienta (20 - 80 m) <div style="display: inline-block; vertical-align: middle; margin-left: 20px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; text-align: center;">                         Fm. Tamaulipas Inferior (300 - 500m)                     </div> </div>		
	Jurásico			Superior			Fm. Tamán (25- 300 m)	
			Medio			Fm. Cahuasas (200 - 1200 m)		
			Inferior					
	Triásico		Superior			Macizo de Teziutlán (> 500 m)		
			Medio					
			Inferior					
	Paleozoico		Pérmico	Lopingiense				
				Guadalupiense				
				Cisuraliense				
			Carbonífero	Pensilvániense				
				Misisipiense				
				Devónico				
	Silúrico							
	Ordovícico							
	Cámbrico							
PROTEROZOICO	Neo-proterozoico							
	Meso-proterozoico				Micro-continente Oaxaquia			
	Paleo-proterozoico							

Figura 2.3. Columna estratigráfica de la Cuenca de Serdán-Oriental. Modificada de Yáñez-García & García-Durán (1982).

### 2.2.1.2. Jurásico inferior - Cretácico superior: Cobertura sedimentaria terrígena-carbonatada

Descansando en discordancia angular sobre el Macizo de Teziutlán se encuentra una sucesión de rocas sedimentarias mesozoicas intensamente deformadas pertenecientes al sistema orogénico del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras. Éstas se encuentran expuestas en toda la cuenca, formando sierras y lomeríos con orientación NE-SO (*e.g.* las Sierras de Soltepec, Tepeyahualco y La Laja), NO-SE (*e.g.* las Sierras de Yolotepec y Tenextepec) y N-S (*e.g.* las Sierras de Tlachichuca y La Ventana) de escasos kilómetros de longitud ( $\leq 10$  km, Morales-Recinos, 1990; Figura 2.2b). En función de su naturaleza sedimentaria, se pueden dividir en dos grupos (Yáñez-García & García-Durán, 1982):

- a) **Rocas terrígenas** del Jurásico medio a superior de las formaciones Cahuasas (lechos rojos) y Tamán (lutitas carbonosas y calcarenitas) que en su conjunto podrían alcanzar espesores de entre 230 y 1500 m.
- b) **Rocas carbonatadas** del Jurásico Superior al Cretácico, que sobreyacen concordantemente a las anteriores, pertenecientes a las formaciones Pimienta (calizas y dolomías), Tamaulipas Inferior (calizas, calcilutitas, lutitas bituminosas y bentonitas), Tamaulipas Superior (calizas arcillosas con pedernal), Orizaba (calizas arrecifales), Guzmantla (calcarenitas biógenas), Maltrata (calizas arcillosas, margas y lutitas arenosas), Agua Nueva (calizas arcillosas y bentonitas), San Felipe (calizas arcillosas), Méndez (lutitas y margas) y Mexcala (areniscas, limolitas y lutitas), que en su conjunto tendrían espesores de entre 1400 m y >2600 m.

### 2.2.1.3. Paleógeno superior-Neógeno inferior: Intrusivos y cobertura sedimentaria terrígena

Las rocas mesozoicas del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras fueron intrusionados por numerosos cuerpos plutónicos de composición mayormente félsica (sienitas, granitos, aplitas, granodioritas y monzonitas) durante el Oligoceno ( $31 \pm 3.7$  Ma; Yáñez-García & García-Durán, 1982) y el Mioceno ( $\sim 14$  Ma; Ruiz-Sainz en Yáñez-García & García-Durán, 1982), generando mármoles, rocas corneanas y *skarns* debido al metamorfismo de contacto (Yáñez-García & García-Durán, 1982). Estas rocas afloran principalmente al centro-norte de la cuenca, alineadas NE-SO en la Sierra de Tepeyahualco y en los cerros La Leona y Mazatepec, todos ellos a  $\sim 8$  km al noroeste de Cerro Pinto; así como al sur del cerro La Laja, inmediatamente al norte del *maar* Atexcac y al suroeste del *maar* La Preciosa (o Las Minas).

Descansando directamente sobre estas rocas se encuentra la Fm. Cruz Blanca, considerada como de edad Mioceno inferior a medio por su posición estratigráfica según Yáñez-García & Casique (1980), quienes la definieron como una secuencia terrígena mal clasificada compuesta de conglomerados, arenas y arcillas.

### 2.2.1.4. Neógeno superior a reciente: Cobertura superficial volcánica-lacustre

La actividad volcánica de la Cuenca de Serdán-Oriental, que se estudiará con profundidad en el capítulo 3, se habría iniciado en el Mioceno superior con la formación de vulcanismo poligenético (estratovolcanes y la caldera de Los Humeros) ubicados al oriente, occidente y norte de la cuenca. A partir del Pleistoceno

y hasta el Holoceno se produjo una variedad de estructuras volcánicas mayormente monogenéticas (cráteres de explosión, conos de escoria, flujos de lava y domos), cuyos productos fueron definidos por Yáñez-García & García-Durán (1982) como formación Tenamastepec.

Interdigitándose con gran parte de estos productos se encuentran depósitos lacustres del Pleistoceno tardío y Holoceno (Álvarez, 1949 en Can-Chulim *et al.*, 2010; Ohngemach & Straka, 1983 en Siebe & Verma, 1988; Díaz-Pardo, 1988 en Can-Chulim *et al.*, 2010) compuestos por fragmentos mal clasificados (tamaño de arcillas hasta bloques) de calizas, rocas plutónicas y volcánicas (Yáñez-García & Casique, 1980). Los sedimentos lacustres del Pleistoceno tardío afloran en bloques escalonados de la sierra de Tlaxco al norte de Huamantla (Tlaxcala), mientras que los depósitos más recientes corresponden al Holoceno, siendo las lagunas El Carmen y Tepeyahualco los remanentes de los lagos que les dieron origen (Yáñez-García & García-Durán, 1982). En los depósitos piroclásticos del volcán Atexcac se pueden encontrar fragmentos de estos depósitos lacustres en forma de líticos accidentales (Siebe & Verma, 1988).

Finalmente, el **aluvión** de la región consiste en depósitos conglomeráticos volcánicos, mal clasificados, compuestos de pómez y ceniza volcánica, con menor presencia de fragmentos lávicos (Yáñez-García, 1980; Yáñez-García & García-Durán, 1982).

### 2.2.2. Evolución geológica de la cuenca

La historia geológica de la Cuenca de Serdán-Oriental se remonta hasta la formación del **microcontinente Oaxaquia**, una gran masa cortical de edad proterozoica (~0.99-1.2 Ga) conformada por varios ensambles geológicos unidos durante la formación del supercontinente Rodinia, que cubren un basamento grenviliano común (Campa & Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993) que abarcó una superficie de alrededor de 1,000,000 km<sup>2</sup> (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995). Unos 600 Ma de años más tarde, en el Paleozoico tardío, el desarrollo de una **zona de subducción** habría originado el magmatismo de arco (o probablemente de trasarco) que formó el **Macizo de Teziutlán** (Ángeles-Moreno *et al.*, 2003; Ramos-Arias *et al.*, 2015), cuyas rocas fueron deformadas por al menos dos eventos orogénicos con esfuerzos compresivos en dirección suroeste, dando lugar a una intensa milonitización superpuesta a una fábrica bandeada. Posteriormente, el macizo fue afectado por cuerpos intrusivos relacionados a la orogenia Marathon-Ouachita, generada tras la convergencia entre los terrenos de Laurentia y Peri-Gondwana, en el Carbonífero, durante el ensamble progresivo de Pangea que se extendió hasta el Pérmico (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018). En tanto, es probable que las primeras etapas del magmatismo relacionadas a la apertura del Golfo de México en el Jurásico Medio hayan afectado térmicamente a las rocas de este complejo (Yáñez-García & García-Durán, 1982).

Más tarde, durante el Mesozoico, el Macizo de Teziutlán habría experimentado movimientos isostáticos que derivaron en la exhumación de sus rocas, permitiendo su intemperismo y erosión,

generando sedimentos continentales o lechos rojos (Fm. Cahuastas). Posteriormente, la región habría sufrido un proceso de subsidencia, ocurriendo así una invasión marina que produjo la formación de microcuencas ocasionalmente interconectadas. Estas cuencas experimentaron sedimentación marina nerítica y llegaron a desarrollar núcleos arrecifales (e.g. Fm. Orizaba) debido a la baja profundidad y tranquilidad de sus aguas. Consecutivamente, con la ocurrencia cíclica de regresiones-transgresiones que derivaron en aportes sedimentarios inconstantes provenientes de las tierras emergidas, se formaron sucesiones carbonatadas con presencia variable de terrígenos (Yáñez-García & García-Durán, 1982; Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

Hacia el Cretácico tardío y hasta el Eoceno temprano la cuenca fue afectada por el desarrollo de la Orogenia Mexicana. Ésta, es el resultado de la subducción de la Placa de Farallón bajo el occidente del super-terreno volcánico para-autóctono de Guerrero, cuyo movimiento hacia el oriente produjo el cierre de la cuenca de Arperos (cuenca de *rift* intra-continental generada por el movimiento *rollback* de la placa de Farallón entre el Jurásico tardío y el Cretácico temprano; Freydier *et al.*, 2000; Martini *et al.*, 2014) a través de una zona de subducción secundaria con vergencia hacia el occidente. La sutura de la cuenca de Arperos derivó en la deformación de la cuenca de antepaís, constituyendo el **Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras** sobre la Placa Norteamericana (Fitz-Díaz *et al.*, 2017 y referencias).

Los **cuerpos plutónicos** granodioríticos y monzoníticos intrusionados localmente en las rocas mesozoicas del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras podrían corresponder a magmatismo sin-orogénico de arco relacionado a la etapa terminal de la Orogenia Mexicana. Éstos, habrían sido emplazados en zonas de debilidad formadas tras el plegamiento y deformación de la sucesión sedimentaria y que en la zona de estudio datarían, al menos, desde el Oligoceno. En tanto, la secuencia terrígena de la Fm. Cruz Blanca representa la sedimentación sin-orogénica relacionada al intemperismo y erosión del orógeno (Yáñez-García & García-Durán, 1982; Fitz-Díaz *et al.*, 2017 y referencias).

Finalmente, a partir del Mioceno tardío y tras un importante hiato sedimentario, la subducción de la placa de Cocos produjo el **vulcanismo bimodal** que caracteriza a la Cuenca de Serdán-Oriental y que corresponde al período magmático más reciente de la FVTM, extendiéndose hasta el Holoceno. Dicha actividad dio como resultado la formación de grandes estratovolcanes en los bordes de la planicie, convirtiéndola en una cuenca endorreica; como consecuencia, el agua subterránea quedó confinada y al mismo tiempo los fenómenos volcánicos fueron rellenando la cuenca con material piroclástico (Álvarez, 1949 y Díaz-Pardo, 1988 en Can-Chulim *et al.*, 2010). Durante las edades glaciares del Pleistoceno tardío y Holoceno, se formaron grandes lagos en el interior de la cuenca, que produjeron **depósitos lacustres** que se interdigitaron con productos del vulcanismo explosivo de la zona (Ohngemach & Straka, 1983 en Siebe & Verma, 1988), muchos de ellos provenientes de volcanes monogenéticos (cráteres de explosión, conos de escoria y domos) que se desarrollaron en el centro de la cuenca principalmente en los últimos 20 ka (Bernal *et al.*, 2014; Chédeville *et al.*, 2019), como aquellos que conforman el AVL D.

## CAPÍTULO 3

# VULCANISMO CUATERNARIO DE LA CUENCA SERDÁN-ORIENTAL

La intensa actividad volcánica de la Cuenca de Serdán-Oriental inició desde el Mioceno tardío, extendiéndose hasta el Holoceno, incluyendo la formación del AVLD. Debido a la interdigitación de los diferentes productos volcánicos emitidos a lo largo y ancho de la cuenca durante este período, pocos han sido los esfuerzos por constreñir la estratigrafía compuesta del vulcanismo reciente en la misma. Por esta razón, se procederá a describir un bosquejo general del vulcanismo presente en la Cuenca de Serdán-Oriental, incluyendo aquél correspondiente al AVLD.

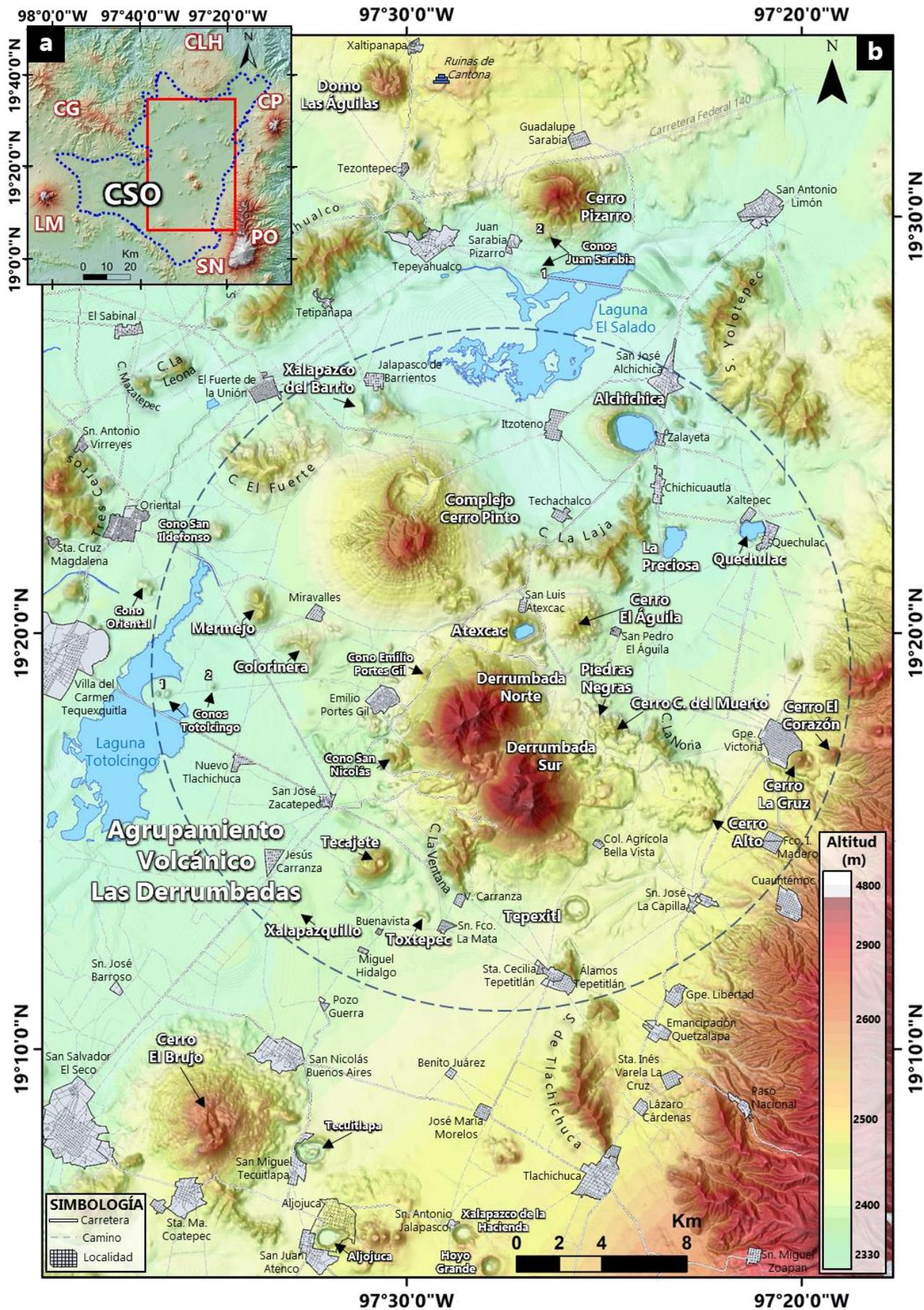


**Figura 3.1.** Fotografía panorámica de la Cuenca de Serdán-Oriental vista desde el borde sur de la Caldera de Los Humeros. Se observan los estratovolcanes Pico de Orizaba, Cofre de Perote y Cerro Pizarro, así como los domos Las Derrumbadas y algunas sierras calcáreas.

La cuenca está bordeada por varios grandes volcanes poligenéticos cuya formación representa las primeras expresiones volcánicas en la zona de estudio (Figura 3.1). Así, la actividad poligenética de la zona se encuentra representada por la formación del estratovolcán **La Malinche** y el **Complejo Volcánico Cerro Grande** en el noroccidente de la cuenca, la **Caldera de Los Humeros** al norte, el volcán compuesto **Cofre de Perote**, el **Complejo Volcánico Las Cumbres** y el estratovolcán **Pico de Orizaba** al oriente, y el volcán **Cerro Pizarro** en el interior de la cuenca (Figura 3.2a).

↓ **Figura 3.2.** (a) Distribución de los volcanes poligenéticos respecto a la Cuenca de Serdán-Oriental y extensión del área mapeada en (b). Acrónimos de volcanes: CG= Cerro Grande; LM=La Malinche; CLH= Caldera de Los Humeros; CP= Cofre de Perote; DER= Las Derrumbadas; PO=Pico de Orizaba; SN= Sierra Negra. (b) Mapa hipsométrico del centro de la Cuenca de Serdán-Oriental. Se indica la extensión del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas (AVLD, círculo azul de línea discontinua) y los volcanes que lo conforman. También se señalan otros volcanes monogenéticos periféricos al área de estudio, así como las principales vías de acceso y localidades.

CAPÍTULO 3. Vulcanismo cuaternario de la Cuenca de Serdán-Oriental



Por su parte, el vulcanismo desarrollado en el interior de la Cuenca de Serdán-Oriental consiste casi en su totalidad en edificios monogenéticos, destacando la presencia de cráteres de explosión (anillos de toba y *maares*), agrupados en dos sectores: (1) el sector central que incluye a los volcanes Alchichica, Atexcac, Quechulac, La Preciosa, Xalapazco del Barrio, Colorinera, Xalapazquillo y Tepexitl; y (2) el sector sur, compuesto por los *maares* Tecuitlapa, Aljojuca, Xalapazco de la Hacienda y Hoyo Grande (Gasca-Durán, 1981; Yáñez-García & García-Durán, 1982, Figura 3.2b).

Resulta notoria la presencia del **domo Las Águilas** (2738 m.s.n.m.), ubicado al sur de la Caldera de Los Humeros, a varios metros de las ruinas de la antigua Ciudad de Cantona. Se trata de un domo riolítico de ~290 m de altura caracterizado por rocas vítreas brechadas, en ocasiones perlizadas (Yáñez-García & García-Durán, 1982). Recientemente, Landa-Piedra (2015) estudió a detalle sus características petrográficas, identificando la presencia de macrocristales de feldespato potásico, plagioclasa, biotita y cuarzo embebidos en una matriz vítrea. Adicionalmente, el mismo trabajo muestra numerosos análisis de geoquímica mineral (mediante microsonda electrónica) en plagioclasas, feldespatos potásicos y biotitas, cuyos resultados se discutirán en capítulos posteriores.

En la Cuenca de Serdán-Oriental destaca la presencia de dos agrupamientos volcánicos principales: el **Agrupamiento Volcánico Cerro El Brujo**, en el suroccidente de la cuenca, y el **Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas**, en el centro de la misma, zona de estudio de este trabajo.



**Figura 3.3.** Imagen Landsat del Agrupamiento Volcánico Cerro El Brujo. Se observa el volcán escudo Cerro El Brujo con varios conos de escoria en sus laderas, rodeado por los *maares* Tecuitlapa y Aljojuca, así como algunos conos de escoria adyacentes. Exageración del relieve 2:3. Google Earth® 2019.

El **Agrupamiento Volcánico Cerro El Brujo** (Figura 3.3) se ubica al oriente de la localidad de San Salvador El Seco (Figura 3.2b), y se compone del volcán escudo Cerro El Brujo que muestra algunos conos adventicios sobre sus laderas, así como los *maares* Tecuitlapa (Figura 3.4a), Aljojuca (Figura 3.4b), Xalapazco de la Hacienda y Hoyo Grande; y algunos conos de escoria sin nombre ubicados en la porción oriental del agrupamiento.



**Figura 3.4.** Fotografías de los *maares* más estudiados del Agrupamiento Volcánico Cerro El Brujo. (a) Interior del cráter del *maar* Tecuitlapa, en el que se observan conos de escoria rellenándolo. (b) Interior del maar Aljojuca, observándose en el fondo un cono de escoria cercano al cráter.

### 3.1. Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas

El Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas (AVLD, Figura 3.5) se localiza en la región central de la Cuenca de Serdán-Oriental (Figuras 3.2a y b), e incluye el “Sistema Las Derrumbadas” y el “Sistema Volcánico Central” de la cuenca definidos por Yáñez-García & García-Durán (1982), ubicados entre las latitudes 19°14’ y 19°26’ N y las longitudes 97°19’ y 97°35’ O. Sus productos volcánicos corresponden

espacial y petrográficamente a los miembros El Limón (basaltos, andesitas basálticas y andesitas) y Arenas (andesitas y riolitas) de la Fm. Tenamastepec, propuesta por dichos autores.

Se trata del agrupamiento bajo estudio y cubre una superficie de ~700 km<sup>2</sup>, que incluye a más de 20 edificios volcánicos que exhiben un amplio rango de geoformas, volúmenes y composiciones geoquímicas. De norte a sur, los volcanes que comprenden el AVLD son: Xalapazco del Barrio, Alchichica, Cerro Pinto, Quechulac, La Preciosa, Cerro Mermejo, Colorinera, Atexcac, Cerro El Águila, Derrumbada Norte, Derrumbada Sur, Piedras Negras, Cerro Curva del Muerto, Cerro El Corazón, Cerro La Cruz, Cerro Alto, Tecajete, Xalapazquillo, Cerro Toxtepec y Tepexitl. Existen además varios conos más pequeños, generalmente sin nombre, con morfologías muy erosionadas y cubiertos por depósitos de otros volcanes, lo que dificulta su identificación y estudio (Figura 3.2b).



**Figura 3.5.** Imagen Landsat del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas. Exageración del relieve 1:2. Google Earth® 2019.

En el presente trabajo sólo se consideraron los volcanes más jóvenes del AVLD, cuyas lavas y depósitos piroclásticos se encuentran bien preservados, y la mayoría de los cuales se formaron en los últimos 25,000 años (Chédeville *et al.*, 2019; ver subcapítulo 3.2 para mayores detalles). A continuación, se sintetizan las características más relevantes de estos volcanes, que serán presentados en base a su geoforma volcánica. Las descripciones provienen de varios trabajos previos y han sido complementadas con algunas observaciones realizadas en campo durante el desarrollo del presente trabajo de tesis.

### 3.1.1. Flujo de lava sin cono asociado

Este tipo de vulcanismo se ha identificado únicamente en **Piedras Negras** (Figura 3.6), un flujo de lava en bloques de espesor variable (25 a 50 m) emplazado al noreste de la Derrumbada Sur (Figuras 3.2b y 3.5) que cubre parcialmente a un depósito de avalancha de escombros proveniente de dicho domo.

Sus rocas son de composición andesítica (Siebe, 1985) y se caracterizan por la presencia de macrocristales de anfíbol. Exhibe una superficie rugosa con poco desarrollo de suelo y presenta algunos cactus y arbustos espinosos (Chédeville *et al.*, 2019). Debido a la ausencia de un cono asociado a su formación, es probable que se trate de un derrame de tipo fisural.



**Figura 3.6.** Fotografía del frente del flujo de lava en bloques Piedras Negras. El espesor que se observa oscila entre 25 y 50 m.

### 3.1.2. Domos

El vulcanismo más voluminoso del AVLD corresponde a los domos **Las Derrumbadas** y al complejo anillo de toba/domo **Cerro Pinto**, todos ellos de composición riolítica (Figura 3.7a).

**Las Derrumbadas** se ubican en la parte central del AVLD (Figuras 3.2b y 3.5) y se consideran, por amplia diferencia, las expresiones volcánicas más prominentes y voluminosas del área de estudio. Se trata de dos domos riolíticos (Derrumbada Norte y Derrumbada Sur) de diámetro basal entre 3.5 a 4.5 km y ~1000 m de altura sobre la planicie lacustre (Negendank *et al.*, 1985; Siebe, 1985). La **Derrumbada Norte** (3415 m.s.n.m, Figura 3.7c), llamada localmente como Derrumbada Azul (Yáñez-García & Casique, 1980), se localiza a escasos 1.5 km al oriente de la localidad de Emilio Portes Gil (Figura 3.2b), tiene un volumen mínimo estimado de 5.30 km<sup>3</sup> (Chédeville *et al.*, 2019) y se compone de rocas riolíticas micro-vesiculares con escasos macrocristales de plagioclasas, feldespato y biotita. Inmediatamente al SO de esta última estructura se ubica la **Derrumbada Sur** (3479 m.s.n.m., Figura 3.7d), también conocida localmente como Derrumbada Roja (Yáñez-García & Casique, 1980), a tan sólo 7 km al oriente de la localidad de Zacatepec (Figura 3.2b); tiene un volumen mínimo estimado de 5.33 km<sup>3</sup> (Chédeville *et al.*, 2019) y se caracteriza por rocas riolíticas mayormente densas con macrocristales de plagioclasas, feldespato potásico, biotita y escasos de granate. Destaca la importante actividad fumarólica que se exhibe en su cima, lo que despertó el interés de la prospección geotérmica de la zona

en la década de los 80 (Yáñez-García & Casique, 1980; Yáñez-García & García-Durán, 1982; Siebe & Verma, 1988).

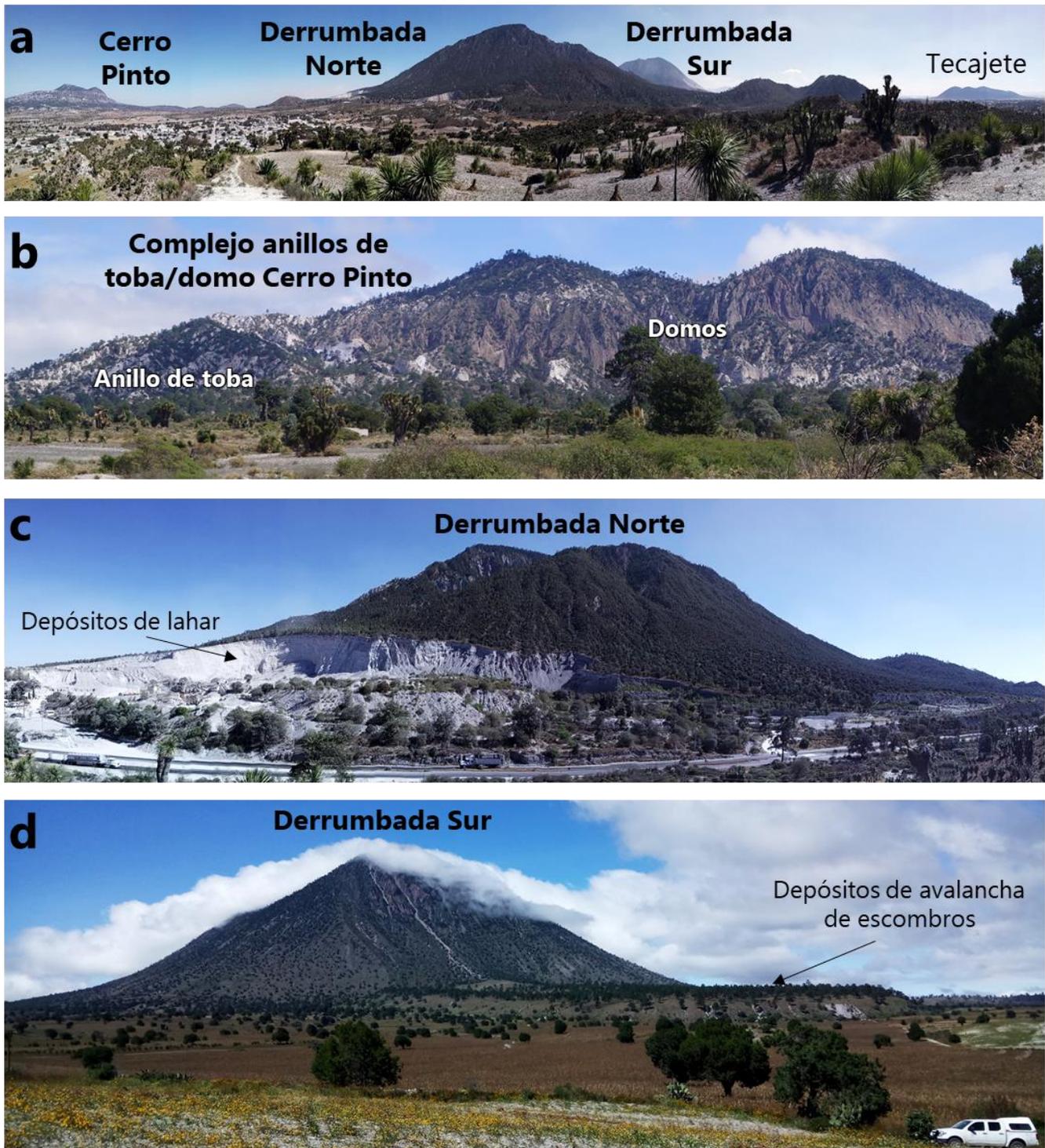
Ambos domos sufrieron grandes colapsos de sector durante y después de su crecimiento, generando al menos ocho depósitos de avalancha de escombros reconocibles en forma de abanicos, los cuales fueron emplazados sobre la planicie lacustre. Dichos depósitos presentan longitudes de entre 4.5 y 8 km desde la fuente y se caracterizan por presentar topografías positivas irregulares en forma de montículos (*hummocks*, en inglés) (Siebe *et al.*, 1995).

Posteriormente, la inestabilidad de las laderas de alto ángulo de ambos domos, aunada a la intensa alteración de sus rocas (mayormente caolinización), dieron lugar a numerosos derrumbes, cuyos depósitos fueron posteriormente movilizados durante la temporada de lluvias, formando lahares que se depositaron en las faldas de los domos (Siebe & Verma, 1988; Siebe *et al.*, 1995; Chédeville *et al.*, 2019).

De esta manera, tanto los eventos de colapso de sector como los derrumbes menores posteriores produjeron cicatrices en forma de cañones escarpados, resultando en morfologías aparentemente erosionadas, característica que no sólo les confirió su nombre, sino también provocó estimaciones erróneas respecto a su edad de formación (Yáñez-García & Casique, 1980; Yáñez-García & García-Durán, 1982; Siebe, 1985; Siebe & Verma, 1988).

Recientemente, Molina-Guadarrama (2018) y Chédeville *et al.* (2019) han identificado depósitos piroclásticos estratificados de grano fino ubicados sub- y sobreyaciendo a depósitos de avalancha de escombros, que de manera preliminar se han interpretado como depósitos de oleadas piroclásticas (corrientes de densidad piroclástica diluidas), evidenciando una actividad explosiva (magmática y/o freatomagmática) pre- y post-colapso de los domos. Un aspecto que vale la pena destacar, es el contacto directo entre los depósitos de avalancha de escombros y los depósitos de oleadas piroclásticas (independientemente de su posición estratigráfica), sin presencia de desarrollo de suelo entre ellos.

Al NO de Las Derrumbadas se localiza el **complejo anillo de toba/domo Cerro Pinto** (2,992 m.s.n.m., Figura 3.7b), también conocido localmente como Derrumbada Blanca (Yáñez-García & Casique, 1980), se ubica a ~5 km al N-NO del poblado de Emilio Portes Gil, a ~9 km al oriente de la localidad de Oriental y a escasos 4.5 km al NE de la Derrumbada Norte (Figura 3.2b). Tiene un volumen estimado de 3.5 km<sup>3</sup> (Guilbaud *et al.*, 2019) y consiste en un complejo de cuatro anillos de toba y cuatro domos riolíticos del Pleistoceno que fueron emplazados en tres etapas eruptivas, marcados por cambios en la posición del conducto, así como de su carácter eruptivo (Zimmer, 2007; Zimmer *et al.*, 2010).



**Figura 3.7.** Fotografías de los domos riolíticos del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas. (a) Vista panorámica en la que se observa a los tres domos alineados, observándose el cono de toba Tecajete en el fondo; (b) Complejo domo/anillo de toba Cerro Pinto; (c) Derrumbada Norte con depósitos de lahar en su borde noroccidental; (d) Derrumbada Sur y uno de sus depósitos de avalancha de escombros emplazado al sureste del domo.

La historia eruptiva de Cerro Pinto incluye secuencias en las que una fase piroclástica es seguida inmediatamente por un emplazamiento efusivo de un domo. Durante la **Etapa I**, se produjo un anillo de toba de 1.5 km de diámetro que luego fue rellenado por el emplazamiento de dos domos riolíticos de aproximadamente 0.2 km<sup>3</sup> cada uno. De manera inmediata, la **Etapa II** comenzó con un evento explosivo que formó un anillo de toba de aproximadamente 2 km de diámetro al norte del anillo formado en la etapa I; posteriores erupciones en la Etapa II produjeron otros dos anillos de toba más pequeños dentro del primer anillo norte original, así como un pequeño domo que fue destruido por explosiones contemporáneas a su crecimiento. La **etapa III** involucró el emplazamiento de un domo de ~0.04 km<sup>3</sup> dentro del anillo sur (Zimmer, 2007; Zimmer *et al.*, 2010).

#### 3.1.3. Conos de escoria

Los conos de escoria son la geoforma volcánica más común en el AVLD, aunque en su mayoría se trata de volcanes de poco volumen cubiertos por los depósitos piroclásticos de los volcanes circundantes, lo cual los hace apenas reconocibles.

Así, se pueden mencionar numerosos conos de escoria de poca elevación (<50 m) y morfologías muy erosionadas, como los volcanes Juan Sarabia 1 y 2 al sur de Cerro Pizarro; San Ildefonso y Totolcingo 1 y 2 en el norte y noroccidente de la Laguna Totolcingo, respectivamente; el cono al oriente de la Sierra Yolotepec y al menos 3 conos al noroeste de las Derrumbadas, entre la localidad Emilio Portes Gil y Cerro Pinto (Armenta-De La Cruz & Cayetano-García, 2011; Figura 3.2b); debido a sus características, es probable que éstas sean las estructuras más antiguas del agrupamiento, de los cuales no se cuenta con ningún estudio vulcanológico, geoquímico, ni geocronológico.

En cambio, la presencia de conos de escoria de mayor tamaño (>50 m de altura) ha permitido un mayor interés en este tipo de volcanes, como es el caso de Cerro Alto, Cerro El Águila y Cerro Curva del Muerto en la periferia occidental de Las Derrumbadas, o el de Cerro La Cruz y Cerro El Corazón en las inmediaciones de la localidad de Guadalupe Victoria al noroccidente de la zona de estudio. En este trabajo sólo se consideraron los volcanes **Cerro Alto**, **Cerro El Águila** y **Cerro La Cruz**.

El volcán **Cerro Alto** (2558 m.s.n.m., también conocido como Cono Cuchillas; Figura 3.8a) se ubica al occidente de la Derrumbada Sur, a escasos 2.5 km al NO de la localidad de Francisco I. Madero (Figura 3.2b). Se trata de un cono de escoria de aproximadamente 90 m de alto con espesos flujos de lava en bloques asociados (50 a 90 m de espesor), los cuales se desplazaron hasta 3 km desde la fuente en dirección oeste-noroeste. Sus rocas presentan una composición de andesita basáltica (Siebe, 1985).

**Cerro El Águila** (2582 m.s.n.m., Figura 3.8b) es un cono de escoria fuertemente erosionado de ~190 m de altura, ubicado a 1.5 km al este del *maar* Atexcac (Figura 3.2b). Siebe (1985) reconoció depósitos

de caída de escoria en algunos barrancos que cortan el volcán; también es posible observar diques de color gris oscuro en la base de sus flancos. Sus fragmentos juveniles presentan una composición basáltica (Siebe, 1985). Cabe destacar que este cono está cubierto en su mayoría por depósitos piroclásticos procedentes de diferentes volcanes, entre los que se han reconocido Cerro Pinto (hasta 1 m de espesor), Atexcac (~2 m de espesor) y Las Derrumbadas (hasta 65 cm de espesor), por lo que, a pesar de la ausencia de estudios geocronológicos en este volcán, se infiere que su edad de formación es anterior a dichos volcanes.

**Cerro La Cruz** (2673 m.s.n.m., también conocido como Cerro Cristo Rey; Figura 3.8d), es un cono de escoria de composición basáltica (Siebe, 1985; Pale-Berruecos, 2014) y ~180 m de alto. Se ubica inmediatamente al oriente del poblado de Guadalupe Victoria (Figura 3.2b). Presenta un flujo de lava en bloques asociado de >4 m de espesor que se desplazó preferentemente hacia el ONO, el cual está compuesto por rocas con contenido variable de vesículas (10 a 50 vol. %) y abundantes macrocristales de olivino (~3 mm de tamaño).

En la base del flanco NO del cono se observa que este flujo tiene un contacto neto irregular con un depósito de caída de escoria (también rica en olivino) de ~1.2 m de espesor, ligeramente estratificado y moderadamente seleccionado, en el que alternan capas de grano fino (ceniza gruesa) a grueso (lapilli). Hacia su base se observa un depósito de ceniza fina y estratificación delgada de ~11 cm de espesor. La falta de desarrollo del suelo y la similitud en la mineralogía entre la lava y la escoria indican que dicho depósito de caída proviene del Cerro La Cruz.

#### 3.1.4. Conos de toba

Este tipo de geoforma volcánica es la menos común del agrupamiento y corresponde únicamente a los volcanes Cerro Mermejo y Tecajete, ambos caracterizados por amplios diámetros basales y morfologías complejas. Sobre estos volcanes no existe información vulcanológica y geocronológica, salvo algunos datos geoquímicos de roca total. En este trabajo sólo se estudiaron los magmas del volcán **Tecajete**.

El volcán **Tecajete** (2610 m.s.n.m.) es un cono de toba localizado a 2.5 km al sureste de la localidad de San José Zacatepec, a 3.5 km al oriente del poblado Jesús Carranza y a escasos 3 km al suroeste de la Derrumbada Sur (Figura 3.2b). Tiene ~190 m de altura y una base de morfología ovalada de 1.5 x 2.0 km de diámetro y orientación NE-SO. Se reconocen al menos tres cráteres superpuestos en su cima, razón por la que Siebe (1985) sugirió que el cono se construyó a partir de un ciclo de formación de múltiples fases explosivas, cada una de las cuales remodelaron la forma del cráter. Sus depósitos piroclásticos corresponden a una intercalación de capas deleznales y endurecidas de caída de escoria oscura.

Sus rocas son de composición andesítica basáltica y se caracterizan por presentar vesicularidad variable (~5 a 15 vol. %) y cristalinidad moderada (~15 vol. %). Contienen abundantes macrocristales de olivino y escasísimos ortopiroxenos embebidos en una matriz microlítica de plagioclasa, piroxeno y olivino (Siebe, 1985; Negendank *et al.*, 1985; Pale-Berruecos, 2014).



**Figura 3.8.** Fotografías de algunos de los conos de escoria que forman parte del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas. (a) Cono Cerro Alto y flujos de lava asociados; (b) Cerro El Águila visto desde el borde del cráter de Atexcac; (c) Cerro Curvatura del Muerto en contacto con el flujo de lava en bloques Piedras Negras; (d) Conos de escoria Cerro El Corazón y Cerro La Cruz.

### 3.1.5. *Maares* y anillos de toba

Una de las características más destacables del vulcanismo del AVLD es la presencia de cráteres de explosión (Figura 3.9). En casi todos los casos (ocho en total) se trata de *maares sensu stricto*, con la excepción de los anillos de toba que forman parte del complejo volcánico Cerro Pinto (Figura 3.9a).

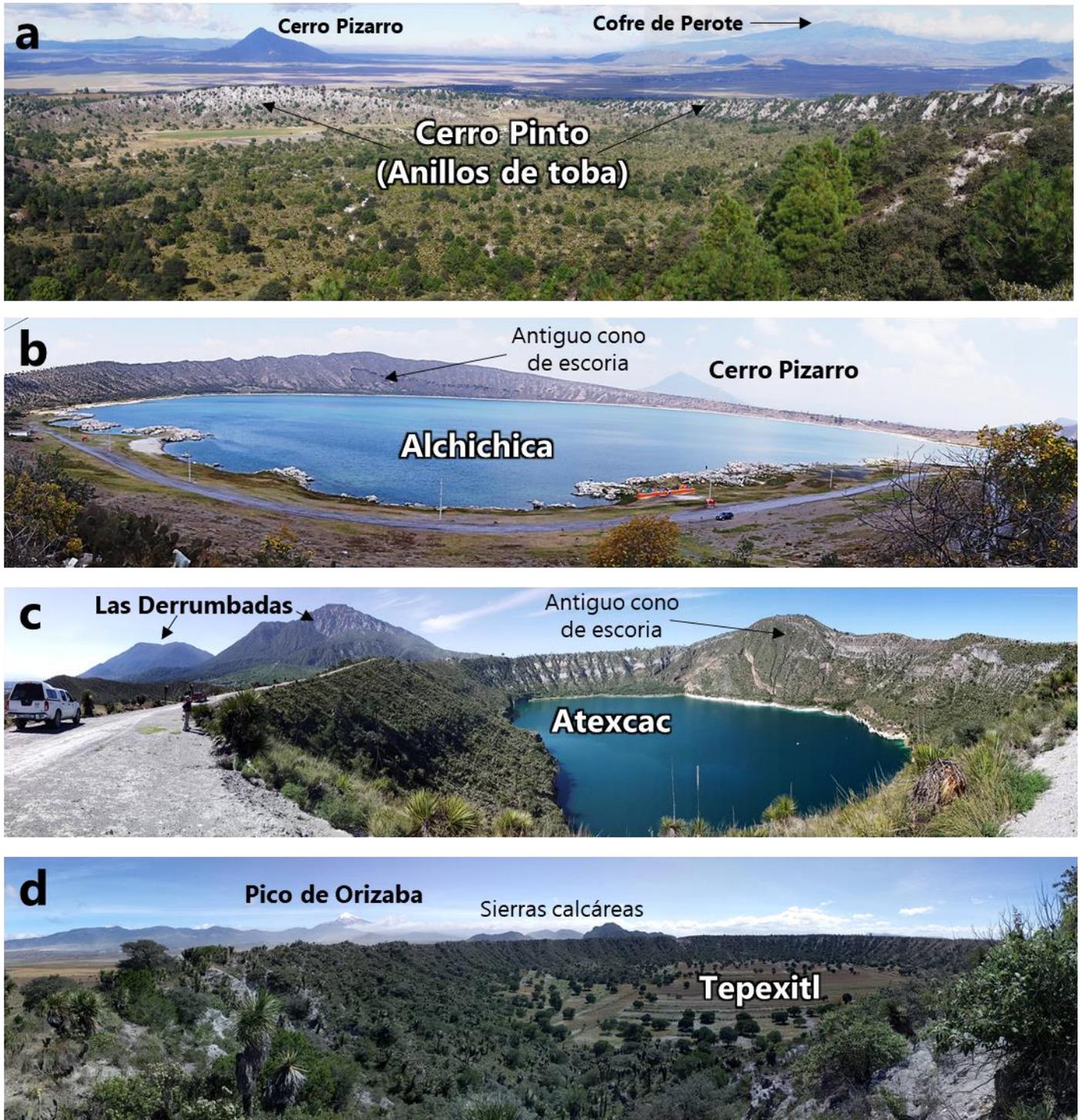
A pesar de su abundancia y fácil acceso, existen pocos estudios vulcanológicos y geocronológicos sobre estos volcanes. Sin embargo, destacan los estudios biológicos y limnológicos realizados desde mediados del siglo XX en los *maares* que presentan un lago en su interior (Alchichica, Quechulac, La Preciosa y Atexcac) debido al interés por la fauna endémica y características hidrogeoquímicas encontradas en ellos (e.g. Hernández-Fonseca, 2001 y referencias; Alcocer *et al.*, 2000; Gérard *et al.*, 2013; Couradeau *et al.*, 2012; Kaźmierczak *et al.*, 2011). En este trabajo se estudiaron los magmas de los *maares* **Xalapazco del Barrio, Alchichica, Atexcac, Toxtepec y Tepexitl**.

El *maar* **Xalapazco del Barrio** (2460 m.s.n.m.) se ubica inmediatamente al sur de la localidad de Jalapasco de Barrientos y a escasos 2.6 km al noroeste de Cerro Pinto (Figura 3.2b). Su cráter presenta una morfología irregular (probablemente resultado de la superposición de 3 o más cráteres) de 0.6 x 1.1 km, orientado en dirección NNE-SSO. Presenta un anillo piroclástico en el borde con pendientes externas de poca inclinación (~15°) y paredes internas semi-verticales de hasta 60 m de alto. La erupción del *maar* cortó a una pequeña loma calcárea de orientación NO-SE, cuyos restos se ubican en la porción oriental del cráter.

El *maar* **Alchichica** (2350 m.s.n.m., Figura 3.9b) es uno de los volcanes más accesibles de la zona de estudio; se ubica a 1.4 km al SO de la localidad de San José Alchichica y a ~10 km al NE de los volcanes Cerro Pinto y Atexcac (Figura 3.2b). Su cráter está compuesto por un anillo piroclástico de ~0.09 km<sup>3</sup> de volumen (Chako-Tchamabé *et al.*, 2019) y pendientes suaves (<10° de inclinación). Presenta un diámetro de 1.9 x 2.4 km; además, exhibe una orientación NO-SE así como depósitos de espesor variable: ~25 m en el borde oriental del anillo hasta unos 170 m en el borde occidental, donde se encuentra expuesto un antiguo cono de escoria que resultó parcialmente destruido tras el evento explosivo que formó el *maar*. El volcán alberga un lago en su interior cuya profundidad oscila entre los 64 y 70 m. Se trata del lago más profundo de México. Además, destaca el desarrollo de estromatolitos en sus orillas (Yáñez-García & García-Durán, 1982; Vilaclara *et al.*, 1993; Gérard *et al.*, 2013), que fueron datados por Kaźmierczak *et al.* (2011), resultando una edad de  $2.8 \pm 0.31$  ka (<sup>238</sup>U/<sup>230</sup>Th).

Recientemente, Chédeville *et al.* (2019) y Chako-Tchamabé *et al.* (2019) describieron sus depósitos proximales expuestos en las paredes internas del cráter, los cuales consisten en una secuencia de oleadas piroclásticas húmedas de color gris oscuro cuyo espesor total asciende a unos 14 m. Esta secuencia consta de capas mayormente endurecidas, de estratificación planar a cruzada, espesor

variable (5 a 50 cm) y fuertemente deformadas por fragmentos balísticos; sus componentes son principalmente fragmentos líticos (lavas máficas antiguas, caliza y pómez blanca) y una menor cantidad de fragmentos juveniles.



**Figura 3.9.** Fotografías del interior de los *maares* y anillos de toba del AVLD. (a) Interior de los anillos de toba del Complejo Cerro Pinto visto desde los domos de dicho volcán ubicados al sur. (b) Interior del cráter del *maar* Alchichica. (c) Interior del *maar* Atexcac. En (b) y (c) se observa un antiguo cono de escoria en uno de sus bordes. (d) Interior del cráter de Tepexitl.

Por su parte, el **maar Atexcac** (2360 m.s.n.m., [Figura 3.9c](#)), está ubicado inmediatamente al sur de la localidad de San Luis Atexcac y a ~1 km al noreste de la Derrumbada Sur ([Figura 3.2b](#)). El cráter tiene una profundidad variable desde el borde hasta la superficie del lago, oscilando entre unos 80 m al SE hasta 200 m al NW; además, presenta una forma elíptica de 850 x 1150 m orientada en dirección E-NE, característica que [Carrasco-Núñez et al. \(2007\)](#) proponen como el resultado de intensas explosiones freatomagmáticas desarrolladas durante fuertes fluctuaciones en la disponibilidad de agua externa e inyecciones periódicas de magma, y el cual habría migrado temporalmente de lugar. Actualmente, el *maar* alberga un lago en su interior, el cual tiene entre 40 y 44 m de profundidad ([Yáñez-García & García-Durán, 1982](#); [Carrasco-Núñez et al., 2007](#)).

La secuencia freatomagmática de Atexcac, de aproximadamente 30 m de espesor, comprende depósitos de caída y oleadas piroclásticas, que contienen abundantes componentes líticos, como fragmentos de lava vesicular oscura, caliza gris amarillenta, escoria rojiza con vesículas redondeadas, y fragmentos de *skarn* de colores variables (blanquecinos, verdosos, amarillos) con macrocristales de granate, wollastonita y diópsida ([Carrasco-Núñez et al., 2007](#); [Chédeville et al., 2019](#)).

El volcán **Toxtepec** (2436 m.s.n.m.), ubicado a ~5 km al SO de la Derrumbada Sur y a escasos 0.5 km al NO de la localidad de San Francisco La Mata ([Figura 3.2b](#)), es un *maar* de morfología erosionada caracterizado por un anillo semi-circular que constituye el borde norte del cráter en forma de media luna. Sus depósitos son masivos, mal seleccionados y endurecidos, y están compuestos por abundantes fragmentos juveniles de escoria oscura micro-vesicular. [Siebe \(1985\)](#) reporta que dichos fragmentos tienen una composición de andesita basáltica, con abundantes macrocristales de olivino y clinopiroxeno.

Por su parte, **Tepexitl** (~2470 m, [Figura 3.9d](#)), es un *maar* de composición riolítica ([Siebe, 1985](#); [Macdonald et al., 1992](#); [Austin-Erickson et al., 2011](#); [Landa-Piedra, 2015](#); [Ross et al., 2017](#)) ubicado a ~2.5 km al SE de la Derrumbada Sur; su cráter tiene ~1 km de diámetro y hasta 75 m de profundidad ([Austin-Erickson et al., 2011](#)). Sus depósitos proximales, expuestos en las paredes internas del cráter, corresponden a una sucesión de capas que fueron descritas a detalle por [Austin-Erickson et al., 2011](#); de manera general, la parte inferior de la secuencia es de grano fino y está fuertemente deformada por impactos balísticos, mientras que la parte superior exhibe granulometría más gruesa y rara vez muestra deformación por impacto. Los fragmentos juveniles consisten principalmente en riolita moderadamente vesicular de color gris claro, pómez de color gris claro y obsidiana, todos ellos con abundantes macrocristales de plagioclasa, feldespatos potásico y biotita, y escasos cristales de cuarzo y granate.

### 3.2. Edad del vulcanismo monogenético

Si bien algunos de los volcanes que conforman el AVLD fueron fechados con anterioridad (*e.g.* Las Derrumbadas:  $\sim 320$  ka y  $4.7 \pm 1.3$  ka, por [Yáñez-García & García-Durán, 1982](#) y [Bernal \*et al.\*, 2014](#), respectivamente; Cerro Pinto:  $62 \pm 8$  ka por [Zimmer \*et al.\*, 2010](#); Tepexitl:  $29.1 \pm 3.5$  ka por [Ross \*et al.\*, 2017](#); Alchichica:  $13.3 \pm 6.4$  a  $6.3 \pm 5.1$  ka por [Chako-Tchamabé \*et al.\*, 2019](#)) la mayoría de estas dataciones fueron adquiridas a través de los métodos isotópicos U-Th, K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , técnicas de datación poco idóneas para su aplicación en volcanes jóvenes, resultando en la mayoría de los casos en fechamientos poco consistentes tanto con la morfología mayormente preservada de los edificios estudiados, como con la posición estratigráfica de sus productos.

Sobre este último aspecto, es importante subrayar que en la zona de estudio se ha identificado al depósito de caída **Pómez Quetzalapa** (proveniente del Complejo Volcánico Las Cumbres) como un importante marcador estratigráfico, cuya formación corresponde a 23,000 años A.P (25,000 A.C.; [Rodríguez \*et al.\*, 2002](#)) y que los productos emitidos por los volcanes bajo estudio se han observado, en la mayoría de los casos, por encima de este marcador. Es decir, se tiene la certeza de que la edad de formación de éstos debe ser inferior a 25,000 años A.C.

Partiendo de este hecho, [Chédeville \*et al.\* \(2019\)](#) realizaron un amplio y detallado estudio estratigráfico en la porción centro-sur de la Cuenca de Serdán-Oriental, incluyendo el AVLD; sus observaciones fueron complementadas con numerosas dataciones por radiocarbono aplicadas a fragmentos de carbón y/o a muestras de paleosuelos que se encontraron subyaciendo a las unidades lávicas y/o piroclásticas emitidas por los volcanes de interés.

De esta manera, lograron reconstruir la temporalidad de gran parte de la actividad eruptiva del agrupamiento, con lo que se sabe que el edificio de edad conocida más antigua es el cono de escoria basáltica Cerro La Cruz (<25,000 A.C), seguido por los  $\sim 3.5$  km<sup>3</sup> de riolitas del complejo anillo de toba/domo Cerro Pinto ( $\sim 21,900$  A.C.). A estas erupciones le sucedió la formación de varios *maares*: Alchichica ( $\sim 9,200$  A.C.) y Atexcac ( $\sim 5,400$  A.C.) de composición máfica, y Tepexitl (4,300 A.C.) de composición riolítica. Poco después se habrían emplazado los  $>10$  km<sup>3</sup> de los domos riolíticos Las Derrumbadas ( $\sim$ A.D. 20), mientras que el flujo de lava Piedras Negras fue extruído en algún momento posterior, representando la erupción más joven de la zona.

Adicionalmente, en dicho trabajo de datación por radiocarbono también se estimaron las edades de formación de los *maares* Aljojuca y Tecuitlapa, pertenecientes al Agrupamiento Volcánico Cerro El Brujo, al sur de la zona de estudio, los cuales se habrían formado aproximadamente en el 580 A.C. y 7,000 A.C., respectivamente.

## CAPÍTULO 4

# METODOLOGÍAS

---

El desarrollo del presente proyecto de tesis constó de cuatro fases de trabajo: (1) La compilación y análisis de material bibliográfico, (2) el trabajo de campo, (3) el trabajo de laboratorio y (4) el trabajo de gabinete, que a continuación se describen a detalle.

### 4.1. Compilación y análisis de material bibliográfico

Como paso preliminar al planteamiento del proyecto, se recopilaron los trabajos previamente realizados en la zona de estudio (artículos científicos, reportes/informes de proyectos geológicos y trabajos de tesis), tanto en lo referente al ámbito regional como a cada una de las estructuras que componen el agrupamiento volcánico bajo estudio.

La búsqueda bibliográfica tuvo especial enfoque en el ámbito local, principalmente en lo referente a datos geoquímicos de roca total (elementos mayores y traza), geoquímica mineral y análisis isotópicos, así como en dataciones de rocas y/o de paleosuelos subyacentes a los depósitos estudiados. También fueron considerados otros aspectos como la caracterización de los depósitos volcánicos, su distribución espacial (cartografía) y el análisis petrográfico de las rocas que los componen. Los resultados de dicha recopilación se expusieron en forma de síntesis en los **Capítulos 2 y 3**, anteriormente presentados.

Adicionalmente, se efectuó la revisión de libros y artículos científicos relacionados a procesos magmáticos y vulcanismo en zonas de subducción, con énfasis en la generación de volcanes monogenéticos (tipos de magma, estilos eruptivos, depósitos, condiciones de formación y geoformas).

### 4.2. Trabajo de campo: Reconocimiento de afloramientos y muestreo

Tras el planteamiento del proyecto que resultó del análisis bibliográfico, se fijó como objetivo esencial del trabajo de campo la obtención de fragmentos juveniles, con el fin de caracterizar geoquímica y petrográficamente los aportes de magma que produjeron el vulcanismo del AVL D.

Así, con base en los mapas geológicos realizado por [Yáñez-García & Casique \(1980\)](#), [Siebe \(1985\)](#) y en la información disponible en la literatura ([Yáñez-García & Casique, 1980](#); [Yáñez-García & García-Durán, 1982](#); [Negendank et al., 1985](#); [Siebe, 1985](#); [Besch et al., 1988](#); [Siebe & Verma, 1988](#); [Siebe et al., 1995](#); [Riggs & Carrasco-Núñez, 2004](#); [Austin-Erickson, 2007](#); [Austin-Erickson et al., 2011](#); [Pale-Berruecos, 2014](#); [Landa-Piedra, 2015](#); [Becerra-Torres, 2017](#)), se efectuaron diversas campañas de campo durante las cuales se muestrearon la mayoría de los edificios que componen el AVL D (conos de escoria, flujos de lava fisurales, cráteres de explosión y domos) buscando coleccionar fragmentos de lava de volcanes que no

habían sido estudiados anteriormente y sobre los cuales no existía o era escasa la información geoquímica de roca total y/o petrográfica. En el caso de los volcanes formados por actividad freatomagmática (volcanes tipo anillo de toba o *maares*), se colectaron fragmentos juveniles contenidos en los depósitos piroclásticos (Figura 4.1).

Tanto en flujos de lava como en depósitos piroclásticos, el muestreo se realizó procurando extraer sólo fragmentos de roca densa, con el mínimo contenido posible de vesículas y sin evidencias visibles de intemperismo, debido a que los procesos secundarios pueden alterar la mineralogía y la composición química inicial de las rocas. En el caso de los depósitos piroclásticos de origen freatomagmático, se buscó recolectar fragmentos densos con evidencia de contacto agua-magma (e.g. corteza con textura en “coliflor”) que representaran el magma juvenil que produjo la erupción.



**Figura 4.1. Fragmentos de obsidiana (juveniles) del volcán Xalapazco del Barrio.** Muestras extraídas de depósitos de oleadas piroclásticas que afloran en el interior del cráter.

Las muestras se extrajeron utilizando un marro de acero común y fueron descostradas directamente en el campo con un martillo de acero para eliminar las capas superficiales de alteración, resultando fragmentos de 10 a 15 cm de tamaño colectados en bolsas de plástico con cierre hermético, que fueron rotuladas con una clave específica que indicara el afloramiento de origen. Se procuró que las muestras destinadas para el estudio petrográfico presentaran la mayor variedad textural y/o mineralógica. En tanto, para efectuar el análisis geoquímico de roca total, se buscó colectar porciones de roca con textura homogénea y sin presencia de xenolitos; cuando el afloramiento presentaba un alto grado de alteración, no se extrajo muestra para dicho fin.

En total se extrajeron 18 muestras para laminación y 15 para análisis de roca total, provenientes de 13 volcanes distintos: Cerro La Cruz, Tecajete, Alchichica, Atexcac, Cerro Alto, Piedras Negras, Derrumbada Norte y Sur, Xalapazco del Barrio, el complejo Cerro Pinto y Tepexitl. En la Tabla 4.1 se presenta la lista de muestras y el tipo de análisis realizado en cada caso y se comparan con la información disponible de trabajos previos, y en la Figura 4.2 se presenta su ubicación.

CAPÍTULO 4. Metodologías

**TABLA 4.1.** Resumen de datos disponibles de los volcanes del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas de trabajos previos comparados con los obtenidos en el presente trabajo.

Volcán *	TRABAJOS PREVIOS					ESTE TRABAJO				
	Geoquímica de roca total	Petrografía	Química mineral	Relaciones isotópicas	Ref.	Clave de muestras ***	Coordenadas	Geoquímica de roca total (E. mayores + traza)	Mineralogía + texturas + conteo modal	Química mineral
BASALTOS	Alchichica	-	-	-	-	1706 (GQ + LD)	19°24.399' N 97°23.855' O	✓	✓	Ol + Pl + Px
	Cerro La Cruz	E. mayores + traza	Mineralogía + conteo modal	-	-	1733A (GQ + LD)	19°17.065' N 97°20.840' O	✓	✓	Ol + Pl + Px + Ox
	Tecajete	E. mayores + traza	Mineralogía + conteo modal	Ol	Sr, Nd y Pb	1875A (GQ + LD)	19°14.493' N 97°31.374' O	✓	✓	Ol + Pl
	Cerro El Águila **	E. mayores	Mineralogía + conteo modal	-	-	1729 (LD)	19°20.015' N 97°25.975' O	-	✓	-
	Atexcac	E. mayores + algunos traza (metales)	Mineralogía	-	-	1704 (GQ + LD)	19°19.842' N 97°27.073' O	✓	✓	Ol + Pl + Px + Amp + Ox
	Toxtepec **	E. mayores	Mineralogía + conteo modal	-	-	1724 (LD)	19°13.247' N 97°29.694' O	-	✓	-
ANDESTITAS	Cerro Alto	E. mayores + algunos traza	-	-	-	1736 (GQ + LD)	19°16.016' N 97°22.099' O	✓	✓	Pl + Ox
	Piedras Negras	E. mayores + traza	Mineralogía + conteo modal	-	-	1739 (GQ + LD)	19°15.597' N 97°23.620' O	✓	✓	-
						1731 (LD)	19°17.705' N 97°25.313' O	-	✓	-
						1878 (GQ + LD)	19°18.140' N 97°25.185' O	✓	✓	Ol + Pl + Px + Amp + Ox
Derrumbada Sur	E. mayores + traza	Mineralogía + conteo modal	Pl, Afs, Ol, Bt, Grt	Sr y Nd	1713C (LD)	19°13.454' N 97°26.117' O	-	✓	-	
RIOLITAS	Derrumbada Norte	E. mayores + traza	Mineralogía	Pl, Afs, Ol, Bt, Grt	Sr, Nd y Pb	1769A (LD) + 1769B (GQ)	19°16.013' N 97°28.650' O	✓	✓	Pl + Afs + Bt + Grt
						1770 (GQ)	19°15.580' N 97°27.917' O	✓	-	-
						1716-A1 (LD)	19°16.627' N 97°28.839' O	-	✓	Pl + Afs + Bt + Ox
						1748A (GQ + LD)	19°19.767' N 97°27.171' O	✓	✓	-
						18111 (GQ)	19°19.475' N 97°28.297' O	✓	-	-
1988C (GQ)	19°18.023' N 97°30.098' O	✓	-	-						
Tepexitl	E. mayores + traza	Mineralogía + conteo modal	-	Sr, Nd y Pb	1713-A1 (LD)	19° 13.454' N 97° 26.117' O	-	✓	-	
Cerro Pinto	E. mayores + traza	Mineralogía	Pl, Afs, Bt	Sr, Nd y Pb	1713-A2 (LD)	19° 13.454' N 97° 26.117' O	-	✓	Pl + Afs + Bt + Grt	
					1742A (GQ)	19°13.321' N 97°25.647' O	✓	-	-	
Xalapazco del Barrio	-	-	-	-	1744 (GQ + LD)	19°22.855' N 97°29.855' O	✓	✓	Pl + Afs + Bt	
					1745A (GQ + LD)	19° 25.757' N 97° 30.917' O	✓	✓	-	

↑ \* Volcanes presentados en grupos composicionales de acuerdo con su composición de roca total (ver [Capítulo 5](#)). \*\* No se realizaron análisis geoquímicos de estos volcanes debido a que no se obtuvo una muestra fresca apropiada para este propósito. \*\*\* Todas las muestras de este trabajo corresponden a **fragmentos juveniles**. **Propósito de las muestras:** GQ: Geoquímica; LD: Lámina delgada. **Referencias:** 1: [Pale-Berruecos \(2014\)](#); 2: [Siebe \(1985\)](#); 3: [Negendank et al. \(1985\)](#); 4: [Becerra-Torres \(2017\)](#); 5: [Siebe & Verma \(1988\)](#); 6: [Carrasco-Núñez et al. \(2007\)](#); 7: [Besch et al. \(1995\)](#); 8: [Landa-Piedra \(2015\)](#); 9: [MacDonald et al. \(1992\)](#); 10: [Austin-Erickson et al. \(2011\)](#); 11: [Zimmer et al. \(2010\)](#). **Abreviaturas de minerales:** Ol: Olivino; Px: Piroxeno; Pl: Plagioclasa; Afs: Feldespato alcalino; Amp: Anfíbol; Bt: Biotita; Ox: Óxidos; Grt: Granate.

---

### 4.3. Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio consistió en efectuar un análisis petrográfico detallado de los fragmentos juveniles colectados a través de la identificación de la asociación mineral presente y sus texturas mediante un microscopio de luz polarizada, conteo de puntos y captura de fotomicrografías de electrones retrodispersados utilizando microscopía electrónica de barrido (SEM, por sus siglas en inglés).

Una vez finalizado el trabajo petrográfico, se efectuó el análisis de geoquímica mineral a través de microsonda electrónica (EMPA, por sus siglas en inglés). Así mismo, se enviaron muestras para el análisis geoquímico de elementos mayores, menores y traza a laboratorios especializados. A continuación, se detallan los distintos métodos empleados.

#### 4.3.1. Petrografía de láminas delgadas

La petrografía de las rocas volcánicas que componen el AVLD se realizó a través de tres técnicas: Microscopía de polarización, análisis mineralógico modal y fotomicrografías de electrones retrodispersados. Sus resultados se han integrado en el [Capítulo 6](#). A continuación se describen a detalle.

##### *Microscopía de polarización*

Para el presente trabajo de tesis se seleccionaron 15 muestras de fragmentos juveniles densos considerados como representativos de los volcanes estudiados, mismas que fueron enviadas al taller de laminación Mann Petrographics (Nuevo México, EE. UU.) para la elaboración de secciones delgadas con pulido espejo, característica adecuada para posteriores análisis geoquímicos puntuales mediante microsonda electrónica.

Posteriormente, se procedió a realizar su estudio petrográfico mediante el uso de un microscopio petrográfico Olympus BH-2, con objetivos de 4 a 40 aumentos, ubicado en las instalaciones de la Sala de Microscopios del Departamento de Vulcanología de la UNAM. Además de la identificación de la asociación mineral de cada lámina estudiada, dicho análisis se enfocó en el reconocimiento de sus texturas minerales, con el propósito de establecer poblaciones texturales para cada fase mineral estudiada. Las características de la matriz y la presencia de xenolitos fueron aspectos también descritos.

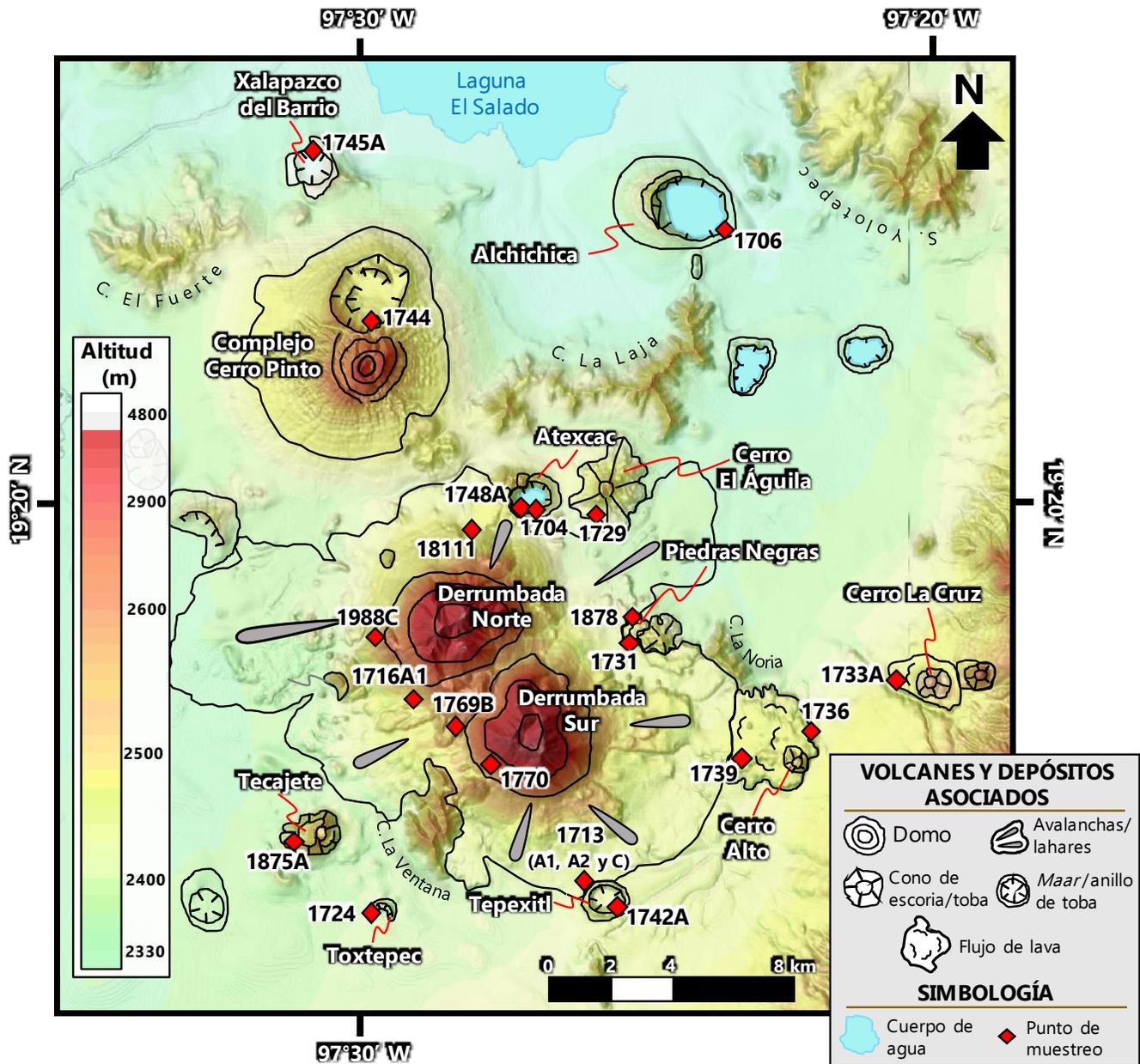


Figura 4.2. Localización de los puntos de muestreo del presente trabajo.

*Análisis mineralógico modal*

Una vez reconocida la asociación mineral de cada lámina mediante el microscopio petrográfico, se efectuó el análisis mineralógico modal a través del conteo del número de componentes presentes en cada lámina. Esta técnica, descrita por Thomson (1930), también llamada en petrografía “análisis modal”, consiste en cuantificar el componente (mineral, partícula, fase), que se encuentra en cada punto de medición llamado nodo, sobre una lámina delgada y usando un contador automático de puntos conectado a un microscopio polarizador.

El análisis modal se realizó con ayuda de un contador automático de puntos marca Pelcon acoplado a un microscopio petrográfico Olympus BH-2. Se contabilizaron alrededor de 1000 puntos por lámina diferenciando entre macrocristales ( $>0.4$  mm), microcristales ( $>0.2$  mm), microlitos ( $<0.2$  mm), vesículas y vidrio; los cálculos fueron normalizados a valores en porcentaje (proporciones modales).

### *Fotomicrografías de electrones retrodispersados por microscopio electrónico de barrido*

El microscopio electrónico de barrido (*SEM*, por sus siglas en inglés) se basa en el bombardeo de una muestra con un haz de electrones que, al interactuar con los átomos de ésta, generan la emisión de electrones secundarios, retrodispersados y rayos X característicos para cada elemento presente en el material bajo análisis. Por consiguiente, su aplicación permite tanto la obtención de imágenes de morfología y composición química, como análisis químicos puntuales semicuantitativos a través de espectroscopía de energía dispersiva (*EDS*, por sus siglas en inglés) (Melgarejo *et al.*, 2010).

Para el presente trabajo, se obtuvieron fotomicrografías de electrones retrodispersados con el objetivo de observar zonaciones composicionales en la asociación mineral de las láminas delgadas previamente descritas a través del microscopio petrográfico; con el objetivo de resaltar las variaciones composicionales de los cristales, dichas imágenes se presentan con una escala de color basada en el peso atómico promedio: colores oscuros (negros a azules) corresponden a bajos pesos atómicos, y colores claros (verdes a blancos) a altos. Adicionalmente, se realizaron mediciones de *EDS* en algunos cristales e inclusiones minerales para determinar, a través de análisis semicuantitativos, la fase mineral de la que se trataba. Para estos propósitos, se ocuparon dos equipos: un SEM de mesa Hitachi TM-1000 del Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del IGEF de la UNAM (Figura 4.3) y la microsonda electrónica JEOL JXA-8900R del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del mismo instituto (Figura 4.4).



**Figura 4.3.** Fotografía del SEM de mesa Hitachi TM-1000 y el equipo de cómputo usado para operarlo en el Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del IGEF de la UNAM.

### 4.3.2. Trituración de muestras

Debido al alto contenido de xenolitos y/o de alteración secundaria en los fragmentos juveniles extraídos de los depósitos piroclásticos de los volcanes Alchichica y Atexcac, éstos debieron ser triturados usando una quebradora de quijadas metálica antes de ser enviadas para su análisis geoquímico. Este procedimiento se realizó en las instalaciones del Laboratorio de separación de minerales del LUGIS en el Instituto de Geofísica de la UNAM, resultando fragmentos <1 cm. Posteriormente, se seleccionaron manualmente sólo aquellos fragmentos homogéneos y sin presencia de alteración usando unas pinzas metálicas finas y un microscopio binocular Nikon SMZ-2T de 6.3 aumentos en la sala de microscopios del Departamento de Vulcanología del mismo instituto.

### 4.3.3. Geoquímica de roca total

15 muestras de fragmentos juveniles fueron seleccionadas y enviadas para el análisis de elementos mayores, menores y traza al laboratorio Activation Laboratories Ltd. (Ancaster, Canadá). Las muestras se pulverizaron con aditamentos de acero templado que contaminan con Fe (0.1%) para su posterior análisis a través de diversos métodos para la determinación de las concentraciones elementales.

La determinación de concentraciones de elementos mayores, menores y algunos traza (Ba, Be, Sr, V, Y, Zr), se realizó aplicando el método de Plasma de Acoplamiento Inductivo por Fusión (FUS-ICP), en el que 0.2 g de muestra son combinados con una mezcla de metaborato + tetraborato de litio y fundidos en un crisol de grafito. Posteriormente, la mezcla fundida se vierte en una solución de ácido nítrico al 5% y se agita durante ~30 minutos hasta disolverse. Las mediciones se realizaron con un ICP Varian Vista usando estándares internacionales, con límites de detección usualmente de 0.01% para elementos mayores y 1 ppm para elementos traza.

Las concentraciones del resto de elementos traza (incluyendo elementos de tierras raras) se realizaron a través de tres métodos distintos: Análisis Instrumental de Activación de Neutrones (INAA), Espectrometría de Masas por Fusión (FUS-MS) y Plasma de Acoplamiento Inductivo por Digestión Total (TD-ICP). Las incertidumbres analíticas para todos los elementos fueron de  $\pm 100\%$  a concentraciones en los límites de detección,  $\pm 15\text{-}20\%$  a 20 veces el límite de detección y  $\sim 5\%$  a 100 veces el límite de detección.

El método de INAA requiere el encapsulamiento de una alícuota de 1 g en un vial de polietileno y, junto a una muestra estándar (usada para verificar la precisión de la medición), es irradiada con un flujo de neutrones térmicos provenientes de un reactor nuclear, que son absorbidos por la muestra. Después de 7 días, la muestra se introduce a un detector de Ge de alta pureza para medir la energía y cantidad de los rayos gamma generados por la desintegración de los átomos de la muestra activada, con lo que se determinan los elementos presentes en ella; por último, las actividades con corrección por decaimiento

son comparadas con una calibración desarrollada a partir de múltiples materiales de referencia internacionales certificados. Entre el 10 y 30% de las muestras se vuelven a comprobar mediante una nueva medición.

En cambio, en el método de FUS-MS, la muestra fundida y diluida es analizada por un espectrómetro de masas Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 o 9000. Por su parte, en el método de TD-ICP, 0.25 g de muestra son digeridos primeramente en ácido hidrofúorhídrico y, a continuación, en una mezcla de ácidos nítrico + perclórico. Posteriormente, la muestra digerida es calentada a través de un ciclo controlado hasta secarse y finalmente ser digerida en una solución de ácido hidrocórico. Las mediciones se hacen a través de un ICP Varian Vista usando materiales de referencia certificados y estándares del laboratorio. Para mayores detalles respecto a las técnicas empleadas, se recomienda consultar el sitio web del laboratorio: [www.actlabs.com](http://www.actlabs.com).

Cabe mencionar que para los gráficos que se presentarán en la sección de resultados y discusión, el contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3^T$  de la roca total fue convertido a  $\text{FeO}^T$  utilizando el factor de conversión propuesto por Irvine y Baragar (1971), el en que  $\text{FeO}^T = 0.8998 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^T$ .

### 4.3.4. Geoquímica mineral por EMPA

La microsonda electrónica (EMPA, por sus siglas en inglés) es una técnica analítica no destructiva de análisis químico elemental que caracteriza de manera cualitativa y cuantitativa a una sustancia sólida a una escala micrométrica. Su funcionamiento se basa en bombardear la muestra con un fino haz de electrones y medir, a través de espectrómetros dispersores de longitud de onda (*WDS*, por sus siglas en inglés), la intensidad y longitud de los rayos X característicos emitidos, así como las intensidades de los electrones secundarios y retrodispersados (Castellanos-Alarcón & Ríos-Reyes, 2005).

Una vez finalizado el análisis petrográfico e identificados aquellos minerales de interés petrológico en función a sus características texturales y zonaciones composicionales, se procedió a realizar el análisis geoquímico puntual de los cristales de centro a borde a través de mediciones por *WDS* haciendo uso de la técnica de microsonda electrónica.



**Figura 4.4.** Fotografía de la microsonda electrónica JEOL JXA-8900R del Laboratorio Universitario de Petrología del IGEF-UNAM. Imagen disponible en: <http://www.geofisica.unam.mx/iframes/laboratorios/universitarios/lup/imagen/foto1.jpg>.

Los análisis por EMPA se realizaron utilizando dos equipos distintos: el equipo JEOL JXA-8900R del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica de la UNAM (Figura 4.4), que cuenta con cinco espectrómetros de *WDS* y en la que se midieron fases minerales hidratadas (anfíboles y biotitas), así como óxidos; y la microsonda JEOL JXA-8230 del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM) de la UNAM (Figura 4.5), equipada también con cinco espectrómetros de *WDS* y en la que se efectuaron el resto de las mediciones (cristales de olivino, piroxeno, plagioclasa, feldespato potásico y granate). Las condiciones de medición fueron: un voltaje de aceleración de 15 kV (microsonda del IGUM) y 20 kV (microsonda del LUP), una corriente de haz de 10 nA (microsonda del IGUM) y 20 nA (microsonda del LUP) con un diámetro de 1  $\mu\text{m}$ ; en ambos instrumentos las mediciones se realizaron con tiempos de conteo de 40 s para todos los elementos excepto Na y K, para los que se usó un tiempo de conteo de 10 s para evitar la pérdida de estos elementos. Todos los elementos fueron calibrados a partir de varios estándares minerales internacionales cuyas mediciones se realizaron antes y después de cada sesión para verificar la precisión instrumental.



**Figura 4.5.** Fotografía de la microsonda electrónica JEOL JXA-8230 del IGUM-UNAM. Imagen disponible en: <https://i0.wp.com/primeraplana.com/portal/wp-content/uploads/2017/03/Laboratorio-ACG.jpg?resize=800%2C533&ssl=1>

Primeramente, fueron escogidas estratégicamente 12 láminas delgadas (6 de rocas máficas e intermedias + 6 de rocas félsicas) que representaran la variabilidad geoquímica y petrográfica de la zona de estudio. Se procedió a escanear las láminas seleccionadas con un escáner comercial y se imprimieron junto con las fotomicrografías de *BSE* obtenidas anteriormente. Con la ayuda de un microscopio petrográfico y usando un plumón de punto fino, se marcaron con círculos aquellos minerales a analizar, tanto sobre las láminas como sobre sus escaneos impresos, con el fin de ubicarlos fácilmente al momento del análisis.

Adicionalmente, sobre las imágenes de *BSE* impresas se marcó la posición de cada punto analizado; según el tamaño del mineral, la presencia de zonaciones o las texturas desarrolladas, se escogieron uno o más puntos en cada cristal, con el objeto de cuantificar y/o corroborar variaciones composicionales de centro a borde. Debido a que este tipo de análisis requiere que la muestra sea conductora, las 12 láminas fueron recubiertas con una delgada capa de carbono mediante una evaporadora de grafito en el Laboratorio de Microscopía Electrónica de la Facultad de Química de la UNAM. Dado que algunas de estas mediciones presentaron sumatorias de elementos mayores muy bajas, en este trabajo sólo se

consideraron aquellos análisis con totales entre 98 y 101 % para los minerales anhidros (olivino, piroxeno, plagioclasa y óxidos); entre 96 y 99 % para anfíboles; y entre 95 y 98 % para biotitas.

### 4.4. Trabajo de gabinete

#### 4.4.1. Modelizaciones de elementos mayores

Se realizaron modelizaciones de elementos mayores a través de procesos de cristalización fraccionada a diferentes condiciones de presión y contenido de H<sub>2</sub>O aplicando el software **Rhyolite-MELTS v.1.2.0** (Gualda *et al.*, 2012; Ghiorso & Gualda, 2015). La paquetería de software MELTS (Ghiorso & Sack, 1995; Asimow & Ghiorso, 1998) es un algoritmo diseñado para facilitar el modelado termodinámico de equilibrios de fase en sistemas magmáticos en un rango P-T de 500-2000°C y de 0-2000 MPa. El algoritmo está calibrado a partir de resultados experimentales de más de 100 trabajos publicados sobre composiciones de fases sólidas y líquidas equilibradas en un amplio rango de composiciones magmáticas, temperaturas y presiones. Rhyolite-MELTS es una calibración de MELTS en la que se han ajustado las entalpías de formación tanto del cuarzo como del miembro extremo KAISi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> en la solución sólida de feldespato a partir de inclusiones fundidas en riolitas, con el objetivo de modelizar las relaciones de fase en sistemas silícicos hidratados. Para más información, el lector es referido a la página web de los desarrolladores: <http://melts.ofm-research.org>.

MELTS y sus diferentes calibraciones han sido ampliamente utilizadas en la modelización de procesos magmáticos (*e.g.* Kress & Ghiorso, 2004; Beier *et al.*, 2006; Ustunisik & Kilinc, 2011; Larrea *et al.*, 2013; Begué *et al.*, 2014), debido a que existen tres versiones calibradas para características y condiciones específicas del sistema bajo estudio: (1) 1.0.2 diseñada para modelizar magmas no hidratados en un rango de presiones de 0-1000 MPa; (2) 1.1.0 diseñada para magmas hidratados saturados en cuarzo y dos feldespatos en equilibrio; y (3) 1.2.0 diseñada para magmas hidratados que no finalicen en sistemas saturados en cuarzo y dos feldespatos en equilibrio. Para este trabajo se utilizó la versión 1.2.0 debido a que se buscó reproducir la generación de magmas félsicos partiendo de magmas de composición máfica, y dicha versión presenta una calibración optimizada para modelizar el equilibrio de minerales ferromagnesianos (con la excepción de fases hidratadas), fases que son estables en dichas composiciones. Los detalles de estas modelizaciones y sus resultados se presentan en el **Anexo IV**.

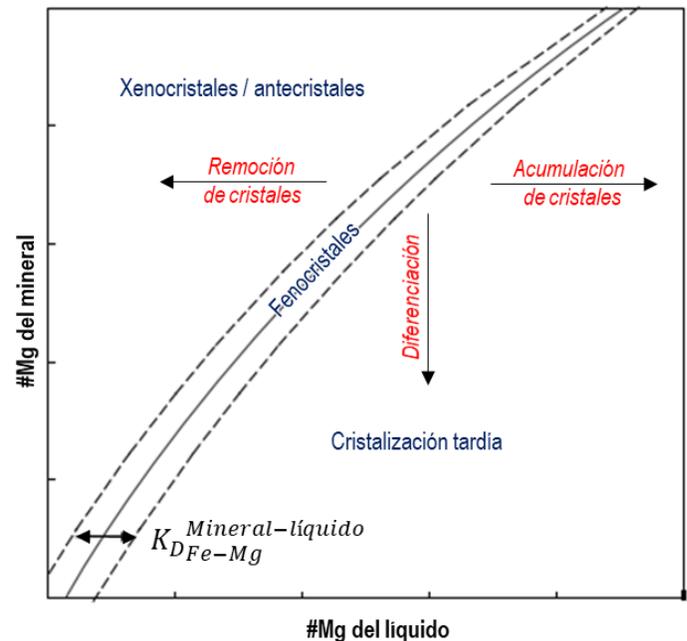
#### 4.4.2. Diagramas de equilibrio químico mineral-líquido

Con el objetivo de establecer el equilibrio químico de los minerales ferromagnesianos con la roca total, se utilizó el denominado **diagrama de Rhodes** (Dungan *et al.*, 1978; Rhodes *et al.*, 1979; Putirka, 2008; **Figura 4.6**). Este consiste en una representación gráfica del equilibrio químico entre el cristal y el líquido coexistente (roca total o vidrio de la matriz), que resulta de comparar el número de magnesio del magma ( $\#Mg^{\text{Líquido}}$ ) contra el número de magnesio del cristal ( $\#Mg^{\text{Mineral}}$ ), contextualizados respecto a una "curva de equilibrio" y sus errores de cálculo asociados, que en su conjunto definen un "campo de equilibrio".

La curva de equilibrio representa el coeficiente de intercambio de Fe-Mg entre la fase mineral ferromagnesiana y el líquido ( $K_{D_{Fe-Mg}}^{Mineral-fundido}$ ), cuyo valor varía de un mineral a otro. Estos valores han sido calculados experimentalmente para cada fase mineral en diversos trabajos previos, y en este trabajo se usaron los más aceptados y/o recientes:  $0.30 \pm 0.03$  para olivino (Roeder & Emslie, 1970),  $0.29 \pm 0.06$  para ortopiroxeno (Putirka, 2008),  $0.28 \pm 0.08$  para clinopiroxeno (Putirka, 2008) y  $0.41 \pm 0.05$  para anfíbol (Nandedkar *et al.*, 2014).

En un conjunto de rocas comagmáticas, el diagrama de Rhodes también es útil para reconocer, a través de la desviación de las composiciones medidas de los pares mineral-líquido, (i) la presencia de xenocristales y/o antecristales, (ii) la cristalización tardía o de la matriz, (iii) la remoción de cristales (disminución del  $\#Mg^{Líquido}$ ), y (iv) cristalización de sistema cerrado (disminución del  $\#Mg^{Mineral}$ ) (Putirka, 2008; Leeman & Smith, 2018; Lucci *et al.*, 2020).

Para la construcción de los diagramas de Rhodes se asumió que la composición de la roca total representa la composición del líquido coexistente con los cristales, lo cual es válido durante las primeras etapas de cristalización, cuando el magma está compuesto mayormente por la fase líquida. Además, el  $\#Mg$  de la roca total y de los cristales presentados en cada diagrama se calculó considerando el estado de oxidación del Fe ( $Fe^{2+}$  y  $Fe^{3+}$ ) en la estructura de la fase mineral evaluada. De esta manera, el diagrama de Rhodes para olivino se construyó considerando el  $Fe^{2+}$  en los cristales ( $\#Mg^{Ol}$  (a.p.u.f.) =  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) \cdot 100$ ) y el  $FeO^T$  de la roca total ( $\#Mg^{Líquido}$  (%) =  $MgO/(MgO+FeO^T) \cdot 100$ ). En cambio, para ortopiroxeno y clinopiroxeno se consideraron  $Fe^{2+}$  y  $Fe^{3+}$  en el cálculo ( $\#Mg^{Mineral}$  (a.p.u.f.) =  $Mg/(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}) \cdot 100$ ) y en anfíbol el  $Fe^T$  ( $\#Mg^{Mineral}$  (a.p.u.f.) =  $Mg/(Mg+Fe^T) \cdot 100$ ), pues éstas son fases minerales en las que el Fe está presente en ambos estados de oxidación; en estos casos se usó el  $Fe_2O_3^T$  para calcular el  $\#Mg$  de la roca total ( $\#Mg^{Líquido}$  (%) =  $MgO/(MgO+Fe_2O_3^T) \cdot 100$ ). La estimación de  $Fe^{2+}$  y  $Fe^{3+}$  en los cristales de piroxeno se realizó según Droop (1987), y en la roca total según Irvine y Baragar (1971), como se mencionó anteriormente.



**Figura 4.6. Diagrama de Rhodes para evaluar el equilibrio químico mineral-líquido de fases minerales ferromagnesianas.** Si los cristales analizados están en equilibrio con el magma huésped, entonces el par mineral-líquido debe graficarse dentro del campo de equilibrio definido por el coeficiente de intercambio de Mg-Fe entre el mineral y el líquido [ $K_D(Fe-Mg)^{Mineral-líquido}$ ] y sus límites de error. Modificado de Putirka (2008).

#### 4.4.3. Termobarometría e higrometría de anfíbol

Se utilizó el termobarómetro de anfíbol de [Ridolfi \*et al.\* \(2010\)](#) para la estimación de las condiciones de P, T y contenido de H<sub>2</sub>O en las que se formaron los cristales de anfíbol presentes en algunos de los magmas intermedios bajo estudio.

Esta formulación termobarométrica e higrométrica es aplicable para calcular las condiciones fisicoquímicas de formación de cristales de anfíbol en magmas calcalinos a partir de las composiciones de elementos mayores de dichos cristales. A diferencia de otros termobarómetros, su aplicación no requiere del equilibrio químico entre el cristal y el líquido, aunque su uso no es recomendable en xenocristales, cristales con  $\#Al > 0.21$  ( $\#Al = Al/Al^T$ ) o aquellos formados por procesos secundarios ([Ridolfi \*et al.\*, 2010](#)). Por ello, con el objetivo de no comprometer los cálculos termobarométricos de este trabajo, se consideraron únicamente los análisis medidos en los núcleos de los cristales, descartando los medidos en bordes que, en su mayoría, presentaron texturas de desequilibrio y bajos contenidos de volátiles (evidenciados por altas sumatorias de elementos mayores en los análisis de microsonda), como se presentará en los capítulos posteriores. Las condiciones P-T-H<sub>2</sub>O de cristalización de los anfíboles fueron determinadas con la hoja de cálculo Amp-BT.xls provista por [Ridolfi \*et al.\* \(2010\)](#).

#### 4.4.4. Redacción del documento de tesis

La redacción del presente documento de tesis se realizó siguiendo las recomendaciones de [Bönhel \*et al.\* \(2003\)](#) y adecuándolas a los fines y características del presente proyecto. Esta última fase de trabajo incluyó la representación, comparación e interpretación de los datos geoquímicos y petrográficos, así como su integración con el resto de la información disponible de la zona de estudio, la discusión sobre los aspectos más notables encontrados durante el desarrollo de la investigación y las conclusiones respecto a la posible génesis del vulcanismo del agrupamiento volcánico bajo estudio.

## CAPÍTULO 5

# GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Se realizaron 15 análisis geoquímicos de roca total, con el objetivo de determinar las concentraciones de elementos mayores y traza de los fragmentos juveniles de los volcanes más jóvenes del AVLD (<25 ka, [Figura 5.1](#)): Alchichica, C. La Cruz, Tecajete, Atexcac, C. El Alto, Piedras Negras, Derrumbada Norte, Derrumbada Sur, Cerro Pinto, Xalapazco del Barrio y Tepexitl. Las concentraciones medidas se presentan en los diagramas de variación de las secciones subsecuentes junto con datos previamente publicados de los volcanes Cerro El Corazón ([Pale-Berruecos, 2014](#)), C. El Águila y Toxtepec (ambos en [Siebe, 1985](#)).

Los resultados se presentan en las [Tablas I y II](#) del [Anexo I](#), mismas en las que se refieren tanto las técnicas empleadas (descritas en la [sección 4.3.2](#) del [Capítulo 4](#)) como los límites de detección para cada elemento analizado; además, también se calculó el número de magnesio ( $\#Mg = [MgO / (MgO + FeO^T) * 100]$ ), así como los minerales normativos según la norma C.I.P.W., que permite subdividir los magmas en función de la saturación de sílice y alúmina.

### 5.1. Elementos mayores

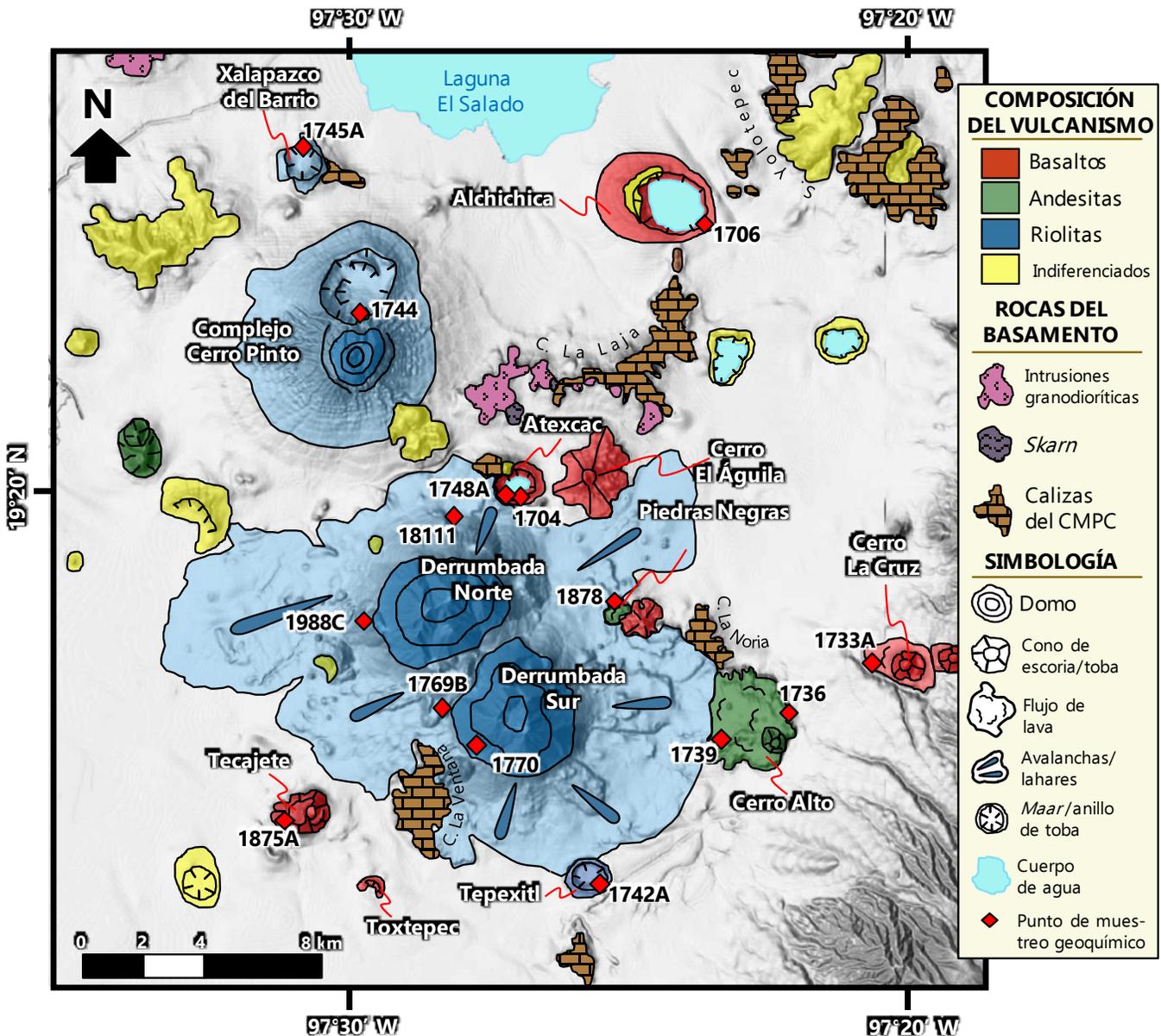
La importancia de las concentraciones de elementos mayores radica en que controlan, en gran medida, la cristalización de los minerales principales a partir de los fundidos magmáticos ([Rollinson, 1993](#)).

#### 5.1.1. Diagramas de clasificación

En esta sección se utilizarán los elementos mayores (normalizados al 100% en base anhidra) en diagramas de clasificación bi- y trivariantes, con el objetivo de identificar patrones y determinar grupos composicionales para su estudio sistemático. De acuerdo con los datos geoquímicos de roca total disponibles (este trabajo + trabajos previos, ver [Tabla 4.1](#) del capítulo anterior), los fragmentos juveniles analizados presentan un amplio rango de concentración de SiO<sub>2</sub>, presentando valores entre 50.9 y 75.9 % (en peso). Sin embargo, se observa una brecha composicional entre 64 y 71 % de SiO<sub>2</sub> (correspondiente a productos dacíticos) según el diagrama de álcalis totales vs sílice (TAS; [Le Bas et al., 1986](#); [Figura 5.2a](#)), el cual permite subdividir los volcanes bajo estudio en tres grupos composicionales.

- I. **Basaltos y andesitas basálticas:** Este grupo presenta un rango de SiO<sub>2</sub> entre 50.9 y 57.1 % en peso. Es el grupo con mayor número de volcanes (6), incluyendo a los conos de escoria Cerro La Cruz y Cerro El Águila; a los *maares* Alchichica, Atexcac y Toxtepec; y al cono de toba Tecajete.
- II. **Andesitas:** Este grupo presenta un rango de SiO<sub>2</sub> entre 60.2 y 60.9 %. Es el grupo con menor cantidad de volcanes (2) al incluir al cono de escoria Cerro Alto y al flujo de lava Piedras Negras.

III. **Riolitas:** Presentan un contenido de SiO<sub>2</sub> entre 71.4 y 75.9 %, incluyendo 5 volcanes: los domos Las Derrumbadas, el complejo anillo de toba/domo Cerro Pinto y los *maeres* Xalapazco del Barrio y Tepexitl.



**Figura 5.1.** Mapa composicional del centro de la Cuenca de Serdán-Oriental. Se indica la composición geoquímica de los volcanes y la ubicación de las muestras de los análisis de roca total presentados en este capítulo. Las composiciones de otros volcanes no muestreados en este trabajo corresponden a Siebe (1985) y Pale-Berruecos (2014). Se indica el vulcanismo indiferenciado (sin datos disponibles de roca total) y los afloramientos del basamento local de acuerdo con Yáñez-García & García-Durán (1982). CMPC: Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras.

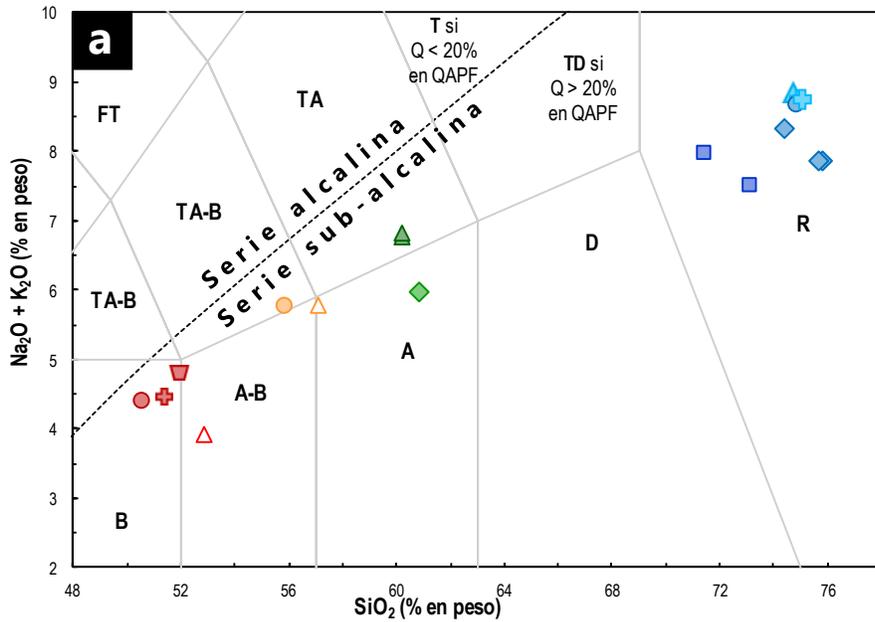
Todos los volcanes bajo estudio presentan una afinidad subalcalina de acuerdo con la división propuesta por Irvine & Baragar (1971; Figura 5.2a) exhibiendo, de manera general, un enriquecimiento de álcalis totales ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) a medida que incrementa el contenido de  $\text{SiO}_2$ , y mostrando una tendencia de diferenciación compatible con la serie calcalcalina según el diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971; Figura 5.2c). En el diagrama de las series de K (Ewart, 1982; Figura 5.2b), los basaltos-andesitas basálticas y andesitas se grafican en el campo de la serie calcalcalina de medio K, mientras que las riolitas pertenecen al campo de la serie calcalcalina de alto K ( $>3\%$  de  $\text{K}_2\text{O}$ ).

Todos los basaltos-andesitas basálticas y andesitas presentan un carácter metaluminoso de acuerdo con el Índice de Saturación de Alúmina o A/CNK ( $\text{Al}_2\text{O}_3^{\text{molar}} / [\text{CaO}^{\text{molar}} + \text{Na}_2\text{O}^{\text{molar}} + \text{K}_2\text{O}^{\text{molar}}]$ ) vs el Índice de Alcalinidad A/NK ( $\text{Al}_2\text{O}_3^{\text{molar}} / [\text{Na}_2\text{O}^{\text{molar}} + \text{K}_2\text{O}^{\text{molar}}]$ ) en el diagrama de Maniar & Piccoli (1989; Figura 5.2d); se observa una correlación negativa entre ambos índices, la cual se extiende hasta las riolitas que, en cambio, presentan un ligero carácter peraluminoso, al contener altos valores del índice A/CNK (1.05-1.15) aunque bajo A/NK (1.2-1.4). A pesar de que los diagramas de clasificación permiten el reconocimiento de grupos composicionales, existen algunas acotaciones que merecen ser destacadas en cada grupo.

Los fragmentos juveniles de basaltos-andesitas basálticas presentan valores relativamente variables del #Mg (50.6 a 32.6). El olivino y diópsido son minerales normativos en la mayoría de estos volcanes, por lo que se describen como magmas subsaturados en sílice y metaluminosos (coincidiendo con el índice A/CNK), a excepción del caso de Atexcac, que en su lugar presenta cuarzo normativo, por lo que se define como un magma sobresaturado en sílice. Se pueden distinguir dos sub-grupos con base en diagrama TAS (Figura 5.2a):

- I. Las muestras más básicas ( $<53\%$  de  $\text{SiO}_2$ ), que se grafican cerca del límite de los campos de basaltos y andesitas basálticas: Alchichica, Cerro La Cruz y Tecajete (+ Cerro El Águila, de acuerdo con datos de Siebe, 1985).
- II. Las muestras menos básicas (55-57 % de  $\text{SiO}_2$ ), que se grafican cerca del límite de andesitas basálticas y andesitas: Atexcac (+ Toxtepec, de acuerdo con datos de Siebe, 1985).

Cabe notar las peculiares características químicas de Alchichica: presenta un contenido mucho menor de hiperstena normativa ( $\sim 2\%$ , valor modal similar al de las riolitas) que el resto de los magmas máficos del AVLD, indicando una baja saturación de sílice, como lo evidencia su bajo contenido de  $\text{SiO}_2$  (50.62 %, normalizado en base anhidra); sin embargo, su número de magnesio es considerablemente más bajo (#Mg=42.6). Por ello, en términos de estos índices, los juveniles de Cerro La Cruz ( $\text{SiO}_2=51.4\%$ , normalizado en base anhidra; y #Mg=50.6) se consideran menos evolucionados que los de Alchichica.



**G. COMPOSICIONAL I: BASALTOS Y ANDESITAS BASÁLTICAS**

- Alchichica
- ⊕ Cerro La Cruz
- ▾ Tecajete
- △ Cerro El Águila
- Atexcac
- △ Toxtepec

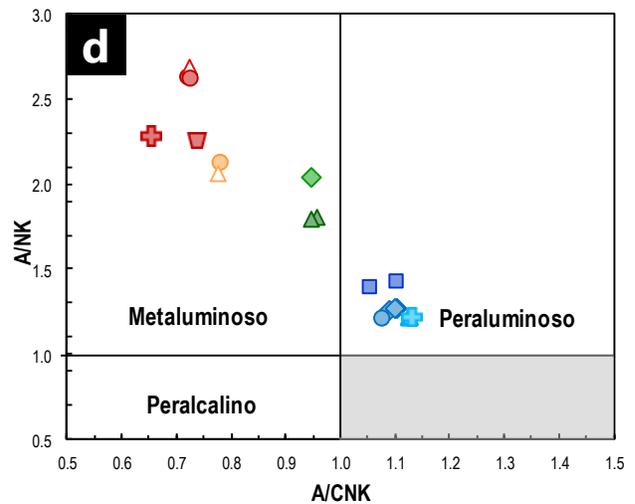
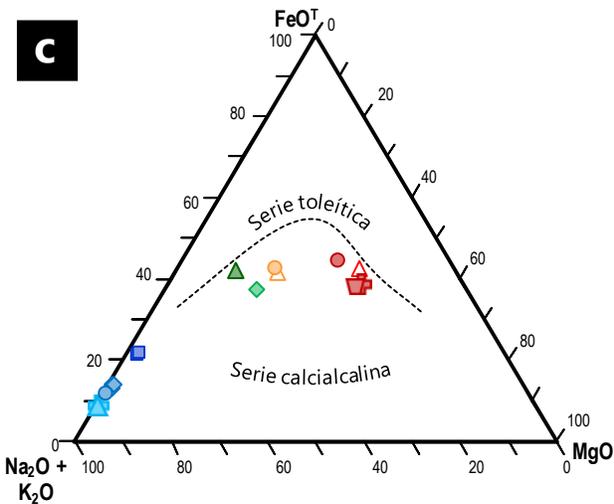
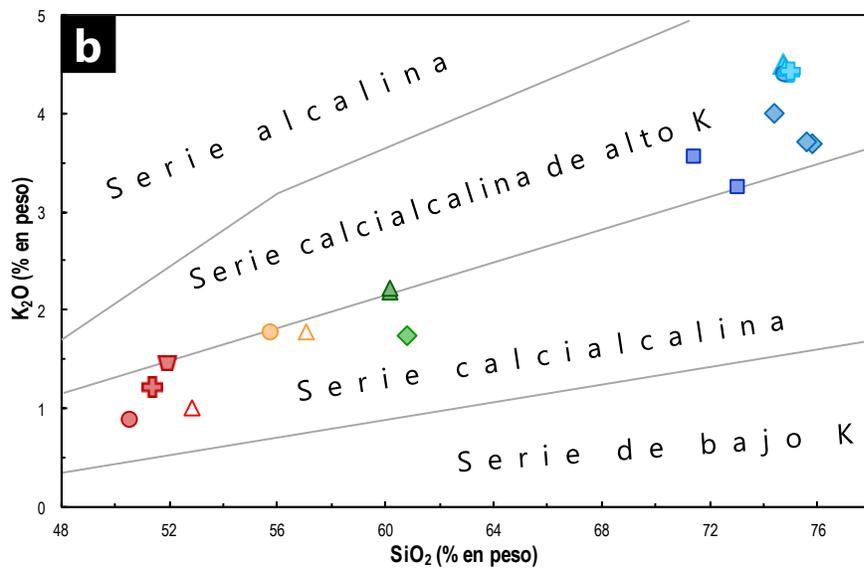
**G. COMPOSICIONAL II ANDESITAS**

- ◇ Piedras Negras
- ▲ C. Alto

**G. COMPOSICIONAL III RIOLITAS**

- Derrumbada Sur
- ◇ Derrumbada Norte
- Tepexitl
- ▲ Xalapazco del Barrio
- Cerro Pinto

Los símbolos rellenos corresponden a este trabajo, mientras que los vacíos son de otros autores.



↑ **Figura 5.2. Diagramas de clasificación geoquímica de elementos mayores de los magmas del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas.** (a) Diagrama de álcalis totales vs sílice (TAS; Le Bas *et al.*, 1986) con la división entre los campos alcalino y sub-alcalino de Irvine & Baragar (1971). Los campos corresponden a: **B**=Basalto; **TB**= Traquibasalto; **A-B**= Andesita basáltica; **TA-B**= Traquiandesita basáltica; **FT**= Fonotefrita; **A**= Andesita; **TA**=Traquiandesita; **D**=Dacita; **TD**= Traquidacita; **T**= Traquita; **R**=Riolita. (b) Diagrama de las series de K (Ewart, 1982). (c) Diagrama triangular de variación AFM (A (álcalis)=  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ; F= $\text{FeO}^T$ ; M= $\text{MgO}$ ) de acuerdo con Irvine & Baragar (1971). (d) Índice de Saturación de Alúmina ( $A/\text{CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3^{\text{molar}} / [\text{CaO}^{\text{molar}} + \text{Na}_2\text{O}^{\text{molar}} + \text{K}_2\text{O}^{\text{molar}}]$ ) vs el Índice de Alcalinidad ( $A/\text{NK} = \text{Al}_2\text{O}_3^{\text{molar}} / [\text{Na}_2\text{O}^{\text{molar}} + \text{K}_2\text{O}^{\text{molar}}]$ ) de acuerdo con Maniar & Piccoli (1989). Los datos de elementos mayores de los volcanes El Águila y Toxtepec provienen de Siebe (1985).

Por su parte, las riolitas se definen como rocas sobresaturadas en sílice (con cuarzo y sin olivino normativos) pero presentan una importante variación en el contenido de álcalis totales (6.0 a 6.8 %) a pesar de tener contenidos de  $\text{SiO}_2$  muy similares, resultando en rocas de clasificación distinta (Figuras 5.2a, b): El volcán Cerro Alto se compone de traquiandesitas que se grafican entre los campos de moderado y alto K ( $\text{K}_2\text{O}=2.2\%$ ), con escaso corindón ( $<1\%$ ) en la norma. Por su parte, las lavas de Piedras Negras son andesitas de la serie calcialcalina de moderado K, con dióxido normativo, y su número de magnesio ( $\#\text{Mg}=33.9$ ) es considerablemente mayor que el de Cerro Alto ( $\#\text{Mg}=22.7-23$ ).

Los juveniles riolíticos presentan una sobresaturación de sílice (con cuarzo normativo) y corindón en la norma ( $>1\%$ ), confirmando el carácter peraluminoso descrito por el índice A/CNK; los productos de la Derrumbada Sur presentan el menor contenido de  $\text{SiO}_2$  (71.4 -73 %) y el mayor número de magnesio ( $\#\text{Mg}=9-10\%$ ) de este grupo; le siguen en grado de diferenciación las rocas de la Derrumbada Norte ( $\#\text{Mg}=7-8$ ), mientras que el resto de los volcanes (Xalapazco del Barrio, Cerro Pinto y Tepexitl) presentan composiciones más evolucionadas pero similares entre sí ( $\#\text{Mg}= 4.5-5.5$ ). El contenido de  $\text{K}_2\text{O}$  (7.5-8.7 %) y, por tanto, de álcalis totales de este grupo ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}=7.5-8.9\%$ ) son considerablemente más altos que los de los grupos composicionales anteriores. Las rocas de Xalapazco del Barrio y Cerro Pinto presentan los contenidos más altos de dichos óxidos ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}= 8.7-8.9\%$  y  $\text{K}_2\text{O}=4.4-4.5\%$ ), mientras que la Derrumbada Norte ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}= 7.5-8.1\%$  y  $\text{K}_2\text{O}= 4.2-4.3\%$ ) y la Derrumbada Sur ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}= 7.6-8.3\%$  y  $\text{K}_2\text{O}= 3.2-3.5\%$ ) presentan menores concentraciones.

### 5.1.2. Diagramas de variación

Los elementos químicos presentan un comportamiento variable (compatible/incompatible en la estructura de las fases minerales de un reservorio/litología específico) durante la diferenciación magmática; una de las herramientas más utilizadas para evaluar este proceso en un grupo de rocas es a través de la representación gráfica de los datos geoquímicos en diagramas bivariantes tipo Harker, en los que se grafica un índice de diferenciación contra el peso en porcentaje de los elementos, ya sean mayores o traza (Frost & Frost, 2014).

Buscando evaluar las relaciones genéticas entre los 3 grupos composicionales, se utilizó el mismo índice de diferenciación en los diagramas Harker de elementos mayores (Figuras 5.3a-h); el  $\text{SiO}_2$  fue

seleccionado como dicho índice de diferenciación para la construcción de los diagramas Harker debido a que es el óxido que presenta el mayor rango de variación (50.9 y 75.9 %) y a que su concentración está dominada por una menor cantidad de factores posibles que otros elementos (*e.g.* elementos traza).

En términos generales, las concentraciones de **FeO<sup>T</sup>**, **MgO**, **CaO**, **TiO<sub>2</sub>**, y en cierta medida de **MnO**, presentan una correlación negativa con el SiO<sub>2</sub> a través de los 3 grupos composicionales. En cambio, las concentraciones de **Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>** y **Na<sub>2</sub>O** presentan una correlación positiva con el SiO<sub>2</sub> entre los basaltos-andesitas basálticas y andesitas; en el caso del Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> la correlación se vuelve negativa hacia las composiciones riolíticas, mientras que el contenido de Na<sub>2</sub>O se mantiene el mismo rango de valores (4.2-4.6 %) en las andesitas y riolitas. Los contenidos de **P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>** son muy variables en los basaltos-andesitas basálticas y andesitas, mientras que en las riolitas sus concentraciones son bajas y homogéneas (0.03-0.08 %).

Además, observa que los basaltos (Alchichica, Cerro La Cruz, Tecajete) tienen mayores concentraciones de MgO, FeO<sup>T</sup>, TiO<sub>2</sub> y MnO y menores contenidos de Na<sub>2</sub>O y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, que las andesitas basálticas (Atexcac y Toxtepec), aunque ambos sub-grupos tienen contenidos similares de CaO y K<sub>2</sub>O; es notable que Alchichica presenta bajos contenidos de MgO y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, alta concentración de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y, en menor medida, de Na<sub>2</sub>O que al resto de los volcanes basálticos (Cerro La Cruz, Tecajete y El Águila).

Entre las andesitas, se observa Cerro Alto presenta contenidos más altos de FeO<sup>T</sup>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y MnO, y contenidos más bajos de MgO y CaO, que los juveniles de Piedras Negras, aunque ambos presentan valores similares de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y TiO<sub>2</sub>.

Todas las riolitas presentan valores muy bajos de MgO (<0.25 %); sin embargo, es notable que Cerro Pinto y Xalapazco del Barrio (que presentan la misma composición) contienen las concentraciones más bajas de FeO<sup>T</sup> y CaO, y las más altas de MnO. En cambio, la Derrumbada Sur tiene los contenidos más altos de FeO<sup>T</sup>, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y TiO<sub>2</sub> y los más bajos de K<sub>2</sub>O.

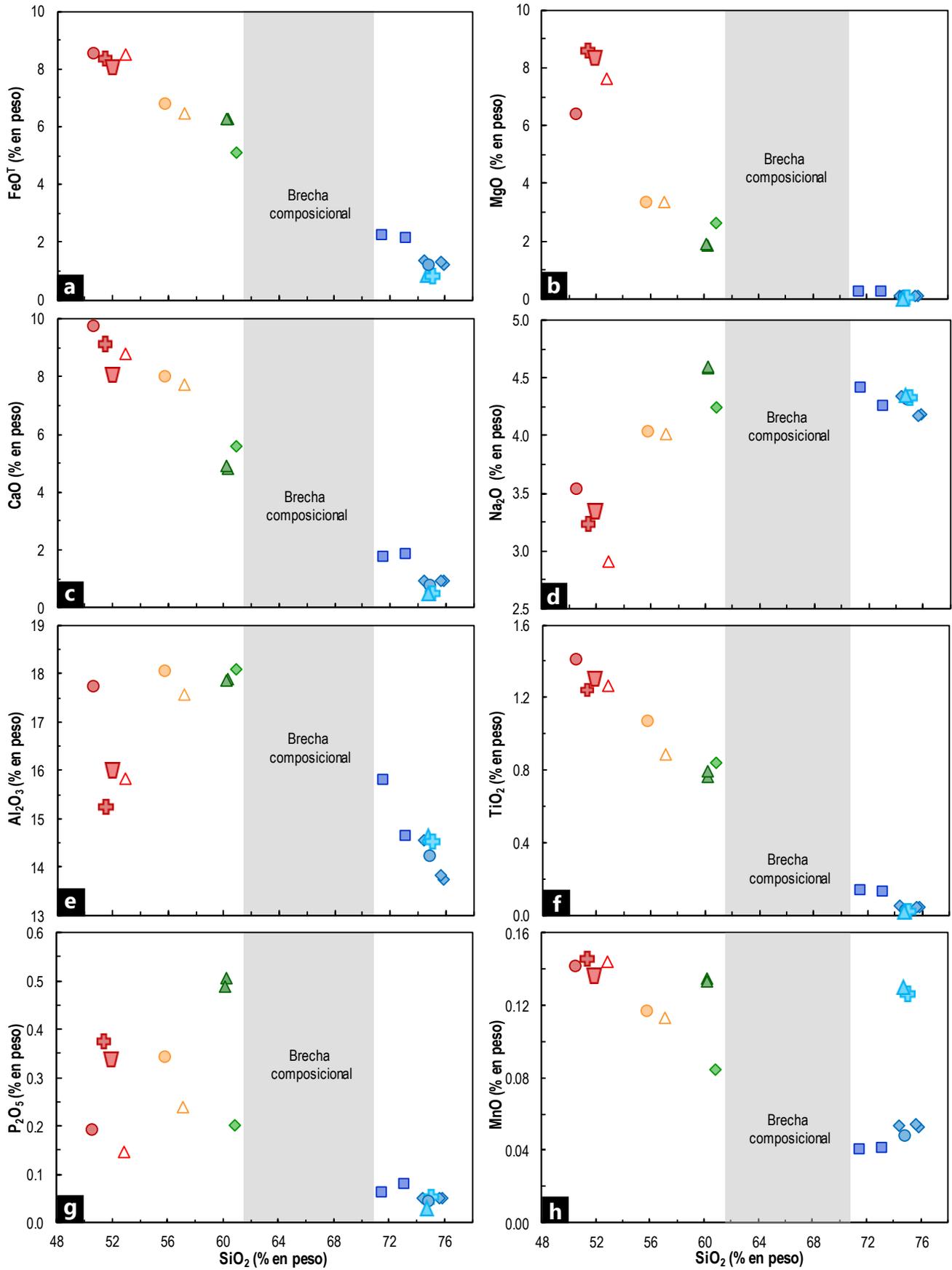
### 5.2. Elementos traza

Las variaciones de los elementos traza se consideran poderosos indicadores petrogenéticos capaces de evidenciar mecanismos de diferenciación que los elementos mayores no registran. De esta manera, su análisis sistemático permite reconocer tanto el origen de los fundidos magmáticos, como los diferentes materiales geológicos y/o la acción de diferentes procesos involucrados en la evolución de los sistemas magmáticos en cualquier contexto geotectónico (Best, 2003).

---

↓ **Figura 5.3. Diagramas de variación tipo Harker que muestran el comportamiento de los elementos mayores de las rocas del AVLD respecto al SiO<sub>2</sub>.** Para consultar la simbología, el lector es referido a las **Figura 5.2**. Los datos de elementos mayores de los volcanes El Águila y Toxtepec (símbolos vacíos) provienen de **Siebe (1985)**.

CAPÍTULO 5. Geoquímica de roca total



### 5.2.1 Diagramas de variación

Las concentraciones de los elementos traza se pueden representar a través de diagramas binarios al igual que los elementos mayores, expresando sus contenidos en partes por millón (ppm) (Frost & Frost, 2014). Suelen ser analizados en grupos según su comportamiento en los sistemas magmáticos (Rollinson, 1993).

Con el objetivo de realizar un análisis sistemático de las variaciones en las concentraciones de los elementos traza, se procederá a presentar estas variaciones en cuatro grupos geoquímicos distintos: (1) Elementos litófilos de ión grande (*LIL*, por sus siglas en inglés); (2) elementos de alto potencial de ionización (*HFS*, por sus siglas en inglés); (3) elementos de tierras raras; y (4) metales de transición. El  $\text{SiO}_2$  se usó como índice de diferenciación tal y como se hizo en el caso de los elementos mayores.

En las Figuras 5.4a-j se puede observar que las concentraciones de Cs, Rb, Ba y Pb (elementos *LIL*) y, en menor medida, de Th y Ta (elementos *HFS*) presentan una tendencia positiva con el  $\text{SiO}_2$ . Por su parte, la concentración de Sr tiende a disminuir con el incremento del  $\text{SiO}_2$  a través de los 3 grupos composicionales, especialmente en las composiciones riolíticas. En cambio, Zr y Hf tienen una correlación positiva con el  $\text{SiO}_2$  en los basaltos-andesitas basálticas y andesitas, pero sus concentraciones disminuyen hacia las composiciones riolíticas. Las concentraciones de Nb son muy variables en los tres grupos composicionales.

En cambio, en las Figuras 5.5a-e se observa que las concentraciones de los elementos de tierras raras evaluados (Ce, Eu, La, Nb, Yb) muestran rangos de variación muy similares entre basaltos-andesitas basálticas y andesitas, mientras que las riolitas presenta menores concentraciones (con algunas excepciones). En tanto, en las Figuras 5.5f-j se observa que las concentraciones de los metales de transición son más altas y variables en los basaltos-andesitas basálticas que en las andesitas y riolitas.

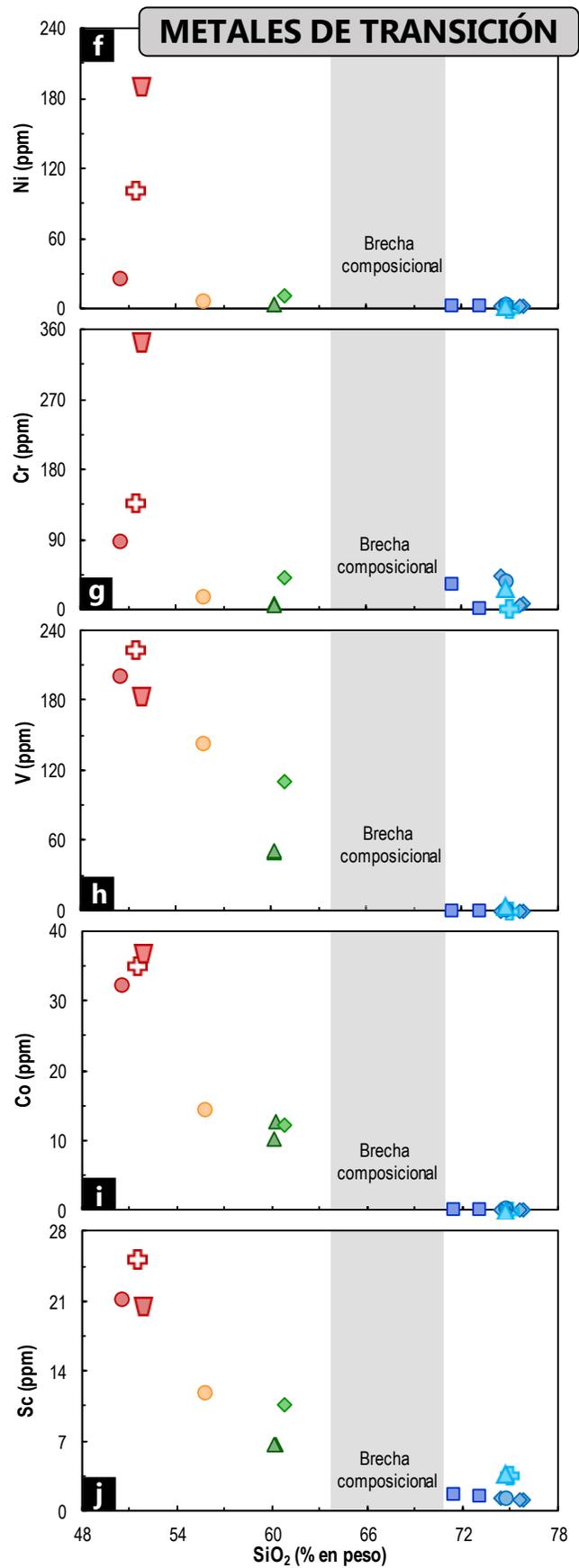
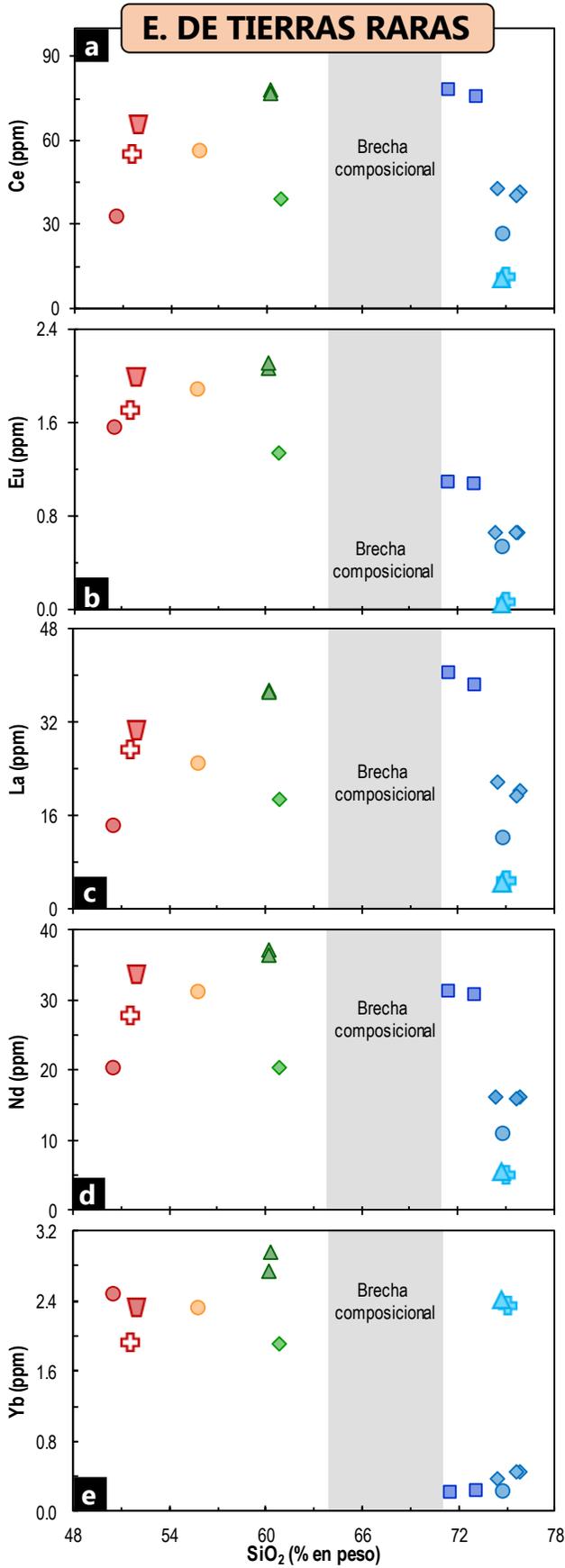
Entre los basaltos-andesitas basálticas, se observa que Alchichica presenta menores concentraciones de Ba y Nb (elementos *LIL*), de Ce, La y Nd (elementos de tierras raras), y de Zr y Hf (elementos *HFS*) que el resto de los volcanes. En tanto, Cerro La Cruz presenta la menor concentración de Yb (elemento *LIL*), y Nb (elemento *HFS*), y las más altas de V y Sc (metales de transición), mientras que Tecajete contiene considerablemente mayor Ni y Cr (metales de transición) que el resto de los basaltos.

Entre las andesitas, Cerro El Alto presenta contenidos más altos de Ba y Pb (elementos *LIL*), de elementos *HFS* (Th, Nb, Ta, Zr y Hf) y de elementos de tierras raras (*e.g.* Ce, Eu, La, Nd, Yb), y más bajos de Sr (elemento *LIL*) y de Cr, V y Sc (elementos de transición), que los juveniles de Piedras Negras.

---

↓ **Figura 5.4. Diagramas binarios de algunos de los elementos LIL (a-e) y HFS (f-j) más utilizados en el estudio de rocas ígneas.** Para consultar la simbología, el lector es referido a las Figura 5.2. Los datos de Cerro La Cruz, provienen de Pale-Berruecos (2014).





↑ **Figura 5.5. Diagramas binarios de algunos elementos de tierras raras (a-e) y metales de transición (f-j) más utilizados en el estudio de rocas ígneas.** Para consultar la simbología, el lector es referido a las **Figura 5.2**. Los datos de Cerro La Cruz, provienen de [Pale-Berruecos \(2014\)](#).

Entre las riolitas, se observa que Cerro Pinto y Xalapazco del Barrio presentan composiciones muy similares, presentando las concentraciones más altas de Cs y Rb (elementos *LIL*), de Nb y Ta (elementos *HFS*) y de tierras raras pesadas (e.g. Yb) y Sc (metal de transición), y las más bajas de Ba y Sr (elementos *LIL*), y de Ce, Eu, La y Nd (tierras raras ligeras y medianas). En cambio, la Derrumbada Sur presenta los contenidos más bajos de Cs y Pb (elementos *LIL*), de Ta (elemento *HFS*) y de tierras raras pesadas (e.g. Yb), y los más altos de Sr (elemento *LIL*), de Th, Zr y Hf (elementos *HSA*) y de Ce, Eu, La y Nd (tierras raras ligeras y medianas).

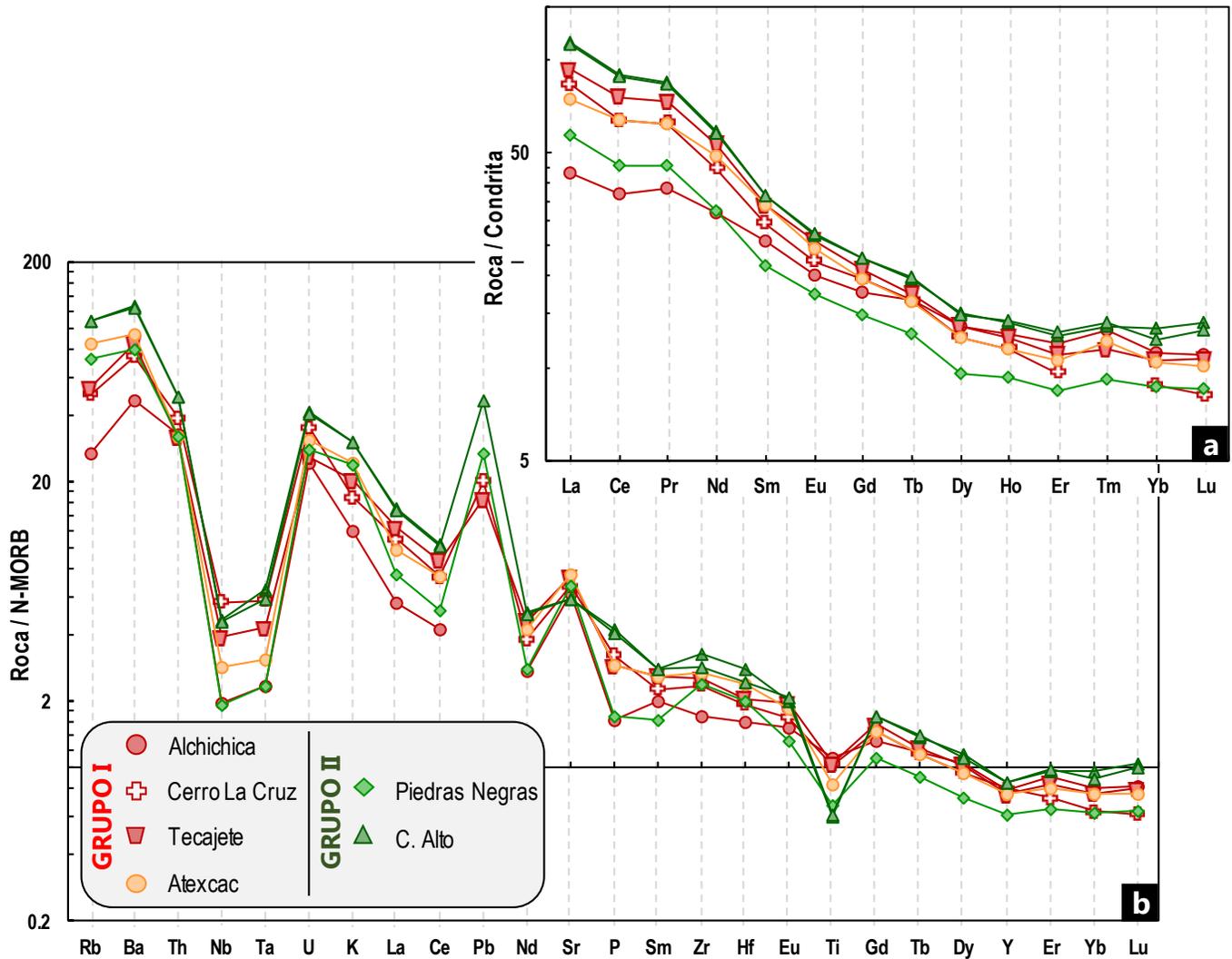
### 5.2.2 Diagramas de elementos de tierras raras y multielementos

Las propiedades similares de todos los elementos de tierras raras permiten que éstos sean tratados como un grupo coherente. La utilidad del diagrama de tierras raras normalizado a una condrita radica en que sus patrones se consideran controlados, principalmente, por las concentraciones de tierras raras en la fuente (que dependen de la litología y su asociación mineral), así como por las fases minerales que cristalizan y se fraccionan durante la evolución magmática ([Rollinson, 1993](#)).

Por su parte, los diagramas multielementos son considerados como una extensión del diagrama de tierras raras normalizado a una condrita; Su construcción se basa en la proyección de un grupo de elementos incompatibles respecto a la mineralogía del manto, ordenados en función a su incompatibilidad creciente de izquierda a derecha ([Frost & Frost, 2014](#)).

En la **Figura 5.6a** se ilustran las **concentraciones de los elementos de tierras raras** de los basaltos-andesitas basálticas y las andesitas normalizados respecto a la composición de rocas condriticas propuesta por [Nakamura \(1974\)](#) y [Haskin \*et al.\* \(1968\)](#). Así mismo, en la **Figura 5.6b** se presenta el **diagrama multielementos**, en el que las concentraciones de los elementos traza se encuentran normalizados respecto a los valores de los basaltos de dorsales meso-oceánicas normales (N-MORB, por sus siglas en inglés) propuestos por [Sun & McDonough \(1989\)](#), esto debido a que sus composiciones se consideran más cercanas a los magmas parentales originados en magmas de arco, que las composiciones del manto primitivo.

En términos generales, se observa que los valores de elementos traza de basaltos-andesitas basálticas y andesitas presentan patrones muy similares entre sí en ambos diagramas. De acuerdo con el **diagrama de tierras raras** (**Figura 5.6a**), ambos grupos composicionales exhiben un enriquecimiento de tierras raras ligeras respecto a las tierras raras pesadas, éstas últimas presentan patrones planos tanto en basaltos-andesitas basálticas ( $[\text{Er}/\text{Lu}]_{\text{N}}=1-1.2$ ) como en las andesitas ( $[\text{Er}/\text{Lu}]_{\text{N}}=0.9-1$ ).



**Figura 5.6.** Diagramas normalizados de elementos traza de los basaltos-andesitas basálticas (grupo I) y andesitas (grupo II) del AVLD. (a) Diagrama de elementos de tierras raras normalizado a una condrita (Nakamura, 1974 y Haskin *et al.*, 1968). (b) Diagrama multielementos normalizado respecto a N-MORB (Sun & McDonough, 1989). Los datos de Cerro La Cruz, provienen de Pale-Berruecos (2014).

Entre los basaltos-andesitas basálticas destaca que Alchichica, el volcán menos silíceo del grupo, presenta los valores más bajos de tierras raras ligeras y los más altos de tierras raras pesadas ( $[La/Lu]_N=3.9$ ). El resto de los volcanes presentan valores de tierras raras muy similares; sin embargo, se observa que Cerro La Cruz y Tecajete presentan las mayores pendientes entre tierras raras ligeras y tierras raras pesadas ( $[La/Lu]_N=10.2$  y  $8.7-8.9$ , respectivamente). Cerro La Cruz contiene los valores más bajos de tierras raras pesadas. Los dos volcanes andesíticos del AVLD presentan el mismo patrón de tierras raras, pero los de Cerro Alto son notablemente más altos que los de Piedras Negras.

Asimismo, en el **diagrama multielementos** (Figura 5.6b) también se observa una similitud en los patrones de los **basaltos-andesitas basálticas y andesitas**, que se caracterizan por un enriquecimiento de elementos más incompatibles respecto de los elementos menos incompatibles. Además, se observa un patrón planar en los elementos menos incompatibles (Er-Lu). Ambos grupos composicionales presentan anomalías negativas en los valores de Nb-Ta, La-Ce, Nd, P-Sm, Ti (más empobrecidos en las andesitas) y ligeramente de Y. Se observa que estos elementos están más empobrecidos en los basaltos de Alchichica y las andesitas de Piedras Negras

Por otra parte, en dicho diagrama, tanto basaltos-andesitas basálticas como andesitas exhiben anomalías positivas de U, K (más enriquecido en las andesitas, así como en las andesitas basálticas de Atexcac), Pb (más enriquecido en las andesitas), Sr (muy poco marcada en las andesitas de Cerro Alto) y Gd. Adicionalmente, los basaltos-andesitas basálticas presentan una anomalía positiva de Ba (exceptuando a Atexcac), así como menores concentraciones de Rb que las andesitas. Destacan también una ligera anomalía positiva de Sm en los basaltos de Alchichica y de Zr en las andesitas de Piedras Negras y Cerro Alto.

En contraste, se observa que en ambos diagramas los valores de elementos traza de las **riolitas** presentan patrones muy contrastantes tanto entre sí como respecto a los grupos composicionales menos evolucionados, por lo que sus datos se ilustran aparte (Figuras 5.7a-b).

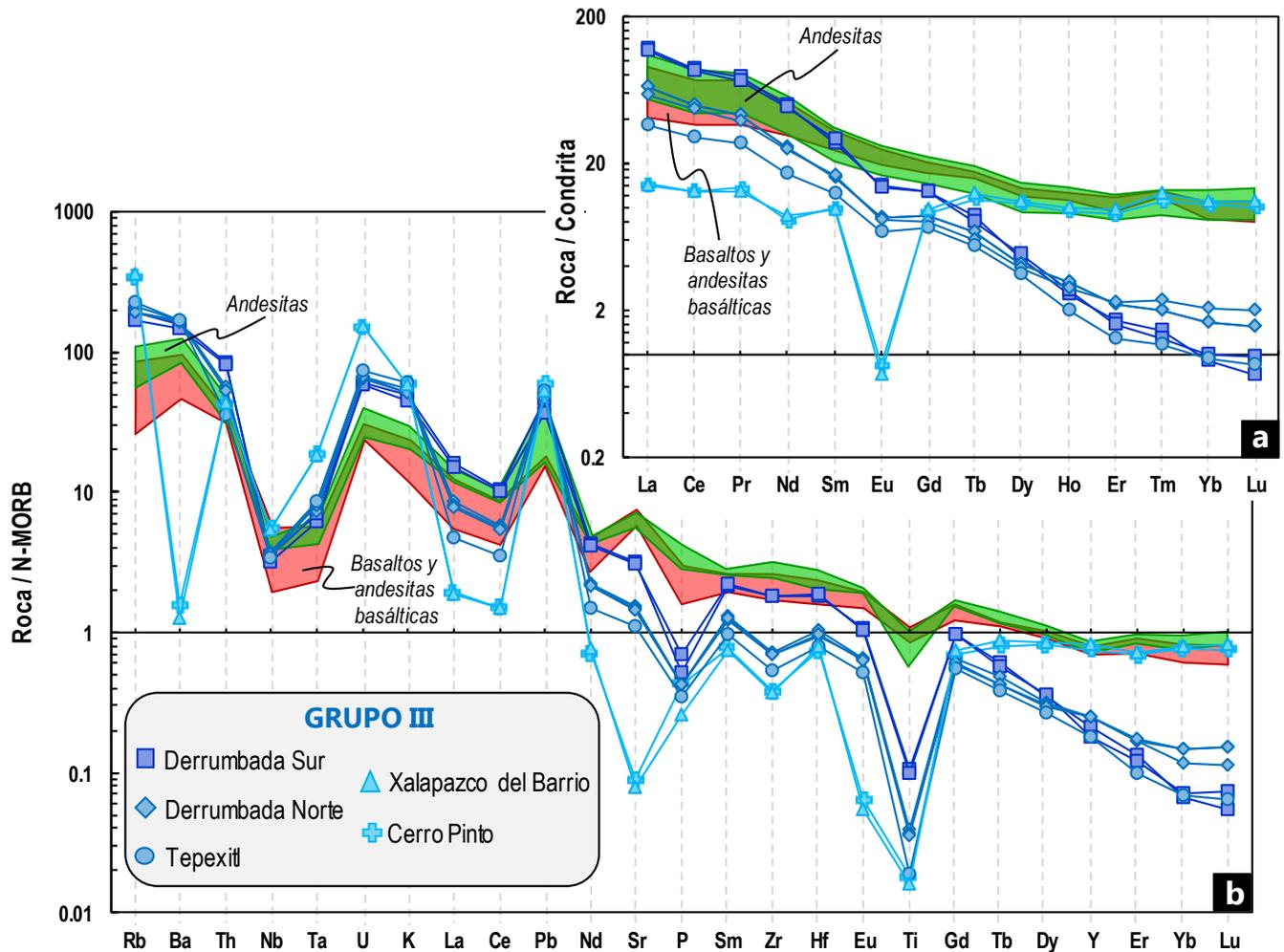
En términos generales, todas las riolitas presentan anomalías negativas de Nb-Ta, La-Ce, P, Zr, Ti y Eu, así como anomalías positivas de Rb, U-K, Pb, Sm y Hf en el **diagrama multielementos**. No obstante, existen marcadas diferencias tanto en la amplitud de dichas anomalías como en la presencia de algunas otras que son propias de ciertos volcanes. De esta manera, se pueden reconocer dos patrones distintos: aquellos que exhiben Cerro Pinto y Xalapazco del Barrio, y los que presentan Las Derrumbadas y Tepexitl.

En primera instancia, **Cerro Pinto y Xalapazco del Barrio** presentan características muy similares entre sí. En el **diagrama de tierras raras**, se observan valores similares entre tierras raras ligeras y pesadas ( $[\text{La}/\text{Lu}]_N = 1.3-1.4$ ), generando un patrón planar que es interrumpido por una marcada anomalía negativa de Eu. Por otra parte, sus patrones son fácilmente distinguibles en el **diagrama multielementos**, pues son los únicos que exhiben fuertes anomalías negativas de Ba, Sr y Eu. Además, entre las riolitas, presentan las anomalías negativas más pronunciadas de La-Ce, Nd, P, Zr y Ti, así como las anomalías positivas más enriquecidas de Rb y U.

En contraste, en el **diagrama de tierras raras**, **Las Derrumbadas y Tepexitl** presentan un enriquecimiento de tierras raras ligeras (con valores mayores que en Cerro Pinto y Xalapazco del Barrio) respecto a las tierras raras pesadas (con valores menores que en Cerro Pinto y Xalapazco del Barrio),

exhibiendo una ligera anomalía negativa de Eu. La Derrumbada Sur presenta una fuerte pendiente negativa de tierras raras ( $[La/Lu]_N=119-202$ ), la cual es menor tanto en Tepexitl ( $[La/Lu]_N=43$ ) como en la Derrumbada Norte ( $[La/Lu]_N=29-43$ ).

En el **diagrama multielementos**, la Derrumbada Sur presenta anomalías negativas más marcadas de Nb-Ta, P y Ti que la Derrumbada Norte y Tepexitl, aunque exhibe un mayor empobrecimiento de Yb-Lu (al igual que la muestra de Tepexitl); por el contrario, muestra concentraciones más altas en Nd-Sr, Sm-Zr-Hf respecto del resto de las riolitas. En el mismo diagrama, la Derrumbada Norte se distingue por exhibir un menor empobrecimiento de tierras raras pesadas que los otros dos volcanes, principalmente de Yb-Lu, que describen un patrón planar; además, presenta valores "intermedios" de elementos más incompatibles respecto a la Derrumbada Sur y Tepexitl. Por su parte, la muestra de Tepexitl presenta las anomalías negativas más marcadas de La-Ce, Nd-Sr, Zr y Ti.



**Figura 5.7. Diagramas normalizados de elementos traza de las riolitas (grupo III) del AVLD. (a)** Diagrama de elementos de tierras raras normalizados con respecto a condrita (Nakamura, 1974 y Haskin *et al.*, 1968). **(b)** Diagrama multielementos normalizado respecto a N-MORB (Sun & McDonough, 1989). Como comparación se muestran los patrones generales de los basaltos-andesitas basálticas y las andesitas.

## CAPÍTULO 6

### PETROGRAFÍA DE LOS MAGMAS DEL

## AGRUPAMIENTO VOLCÁNICO LAS DERRUMBADAS

---

A continuación, se describen las características petrográficas de los fragmentos juveniles de los volcanes que conforman el Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas (AVLD), mismas que se presentan de acuerdo con los grupos composicionales descritos en el [Capítulo 5](#). Las descripciones de cada lámina se presentan en el [Anexo II](#).

El estudio petrográfico involucró la determinación de diferentes tipos texturales de cristales para todas las fases minerales observadas en cada lámina, y en este capítulo sólo se exponen las más relevantes. En adelante, los cristales se describen en función de su tamaño como **macrocristales** (>0.4 mm de longitud), **microcristales** (entre 0.4 y 0.2 mm de longitud) y **microlitos** (<0.2 mm de longitud); en algunos casos, se ha utilizado el término **megacristales** para referirse a cristales con longitudes superiores a los 2 mm. En tanto, para describir las texturas generales de las rocas se emplearon los términos sugeridos por [Castro-Dorado \(2015\)](#), mientras que los rasgos texturales de los cristales se definieron según la terminología presentada en [Streck \(2008\)](#) y referencias.

### 6.1 Grupo composicional I – Basaltos y andesitas basálticas

Los fragmentos juveniles de este grupo presentan texturas hialocristalinas porfídicas con matriz microlítica, y los caracteriza una notable variabilidad en asociación mineral y abundancias modales ([Tabla 6.1](#), [Figura 6.1](#)).

Los volcanes **Cerro La Cruz**, **Tecajete** y **Toxtepec** contienen abundantes macrocristales (7-10.5 vol. %), principalmente de olivino (6-10.5 vol. %) y en menor cantidad de clinopiroxeno (0-2 vol. %), así como microcristales de olivino (3.3-5.6 vol. %), clinopiroxeno (0-9.1 vol. %), y microlitos de óxidos (~12.5 a 17 vol. %, el contenido modal más alto del grupo I), plagioclasa (24.2-44.8 vol. %), olivino (4.3-8.2 vol. %) y clinopiroxeno (4.3-15.2 vol. %). No presentan xenolitos, ni macrocristales de plagioclasa. En los tres volcanes, los macro y microcristales de olivino están generalmente poco facetados, con texturas esqueletales ([Figura 6.2a](#)) y en ocasiones en forma de punta de flecha ([Figura 6.2b](#)), aunque algunos macrocristales son euhedrales; todos ellos presentan zonación normal progresiva de grosor variable (~20-80 µm de espesor) hacia el borde del cristal, y generalmente contienen inclusiones minerales de titanomagnetita de <10 µm de longitud. Algunos cristales además presentan delgadas bandas de sobrecrecimiento (<10 µm de grosor), mientras que otros muestran textura de tamiz fina en el centro (oquedades de <10 µm de diámetro).

**Tabla 6.1.** Conteos modales efectuados en fragmentos juveniles del grupo composicional I (basaltos y andesitas basálticas), normalizados sin vesículas.

Volcán	ALCHICHICA	CERRO LA CRUZ	TECAJETE	CERRO EL ÁGUILA	ATEXCAC	TOXTEPEC
Clave de la muestra	DER1706	DER1733A	DER1875A	DER1729	DER1704	DER1724
Tipo de muestra	Fragmento juvenil en depósito de oleadas piroclásticas	Fragmento denso de flujo de lava	Fragmento juvenil de bomba densa	Fragmento denso de dique de lava	Fragmento juvenil en depósito de oleadas piroclásticas	Fragmento juvenil en depósito de oleadas piroclásticas
Tipo de roca (Clasificación TAS)	Basalto	Basalto	Basalto a andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica a andesita
SiO <sub>2</sub> (% en peso)	50.6	51.4	51.9	52.9 <sup>1</sup>	55.9	57.1 <sup>2</sup>
Álcalis (% en peso)	4.4	4.5	4.8	3.9	5.8	5.8
Edad	~9,200 A.C. <sup>3</sup>	~25,000 A.C. <sup>3</sup>	Desconocida	Desconocida (>22,500 A.C.?)	~5,500 A.C. <sup>3</sup>	Desconocido
FASE MINERAL	VOL. %	VOL. %	VOL. %	VOL. %	VOL. %	VOL. %
<b>MACROCRISTALES</b>	<b>1.2</b>	<b>7.1</b>	<b>10.5</b>	<b>2.2</b>	<b>7.7</b>	<b>8.2</b>
Olivino	0.3	6.0	10.5	0.0	0.0	6.8
Ortopiroxeno	0.3	0.0	0.0	1.4	0.1	0.0
Clinopiroxeno	0.3	1.1	0.0	0.8	0.0	1.4
Plagioclasa	0.3	0.0	0.0	0.0	6.0	0.0
Anfibol	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6	0.0
<b>MICROCRISTALES</b>	<b>9.6</b>	<b>4.8</b>	<b>3.6</b>	<b>4.9</b>	<b>13.6</b>	<b>14.7</b>
Olivino	9.0	3.3	3.6	Trazas	0.7	5.6
Ortopiroxeno	0.0	0.0	0.0	2.9	0.1	0.0
Clinopiroxeno	0.0	1.5	Trazas	1.7	0.1	9.1
Plagioclasa	0.6	0.0	0.0	0.3	10.7	Trazas
Anfibol	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	0.0
<b>MICROLITOS</b>	<b>64.8</b>	<b>74.5</b>	<b>60.6</b>	<b>57.5</b>	<b>51.1</b>	<b>58.9</b>
Olivino	0.7	8.2	6.6	1.9	13.2	4.3
Ortopiroxeno	0.0	0.0	0.0	2.4	0.0	0.0
Clinopiroxeno	0.2	8.9	4.3	8.7	1.6	15.2
Plagioclasa	54.9	44.8	32.9	40.2	30.5	24.2
Anfibol	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0
Óxidos	9.0	12.6	16.8	4.3	5.1	15.2
<b>XENOLITOS / XENOCRISTALES</b>	<b>1.2</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>3.1</b>	<b>9.8</b>	<b>0.0</b>
Feldespato alcalino	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0
Cuarzo	0.0	0.0	0.0	1.4	0.0	0.0
Skarn	0.0	0.0	0.0	1.1	0.0	0.0
Caliza	0.9	0.0	0.0	Trazas	9.8	0.0
Pómez	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<b>VIDRIO</b>	<b>23.2</b>	<b>13.6</b>	<b>25.3</b>	<b>32.3</b>	<b>17.8</b>	<b>18.2</b>
<b>TOTAL</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>
<b>+ VESÍCULAS</b>	<b>2.7</b>	<b>2</b>	<b>9.3</b>	<b>4.9</b>	<b>23.3</b>	<b>37.7</b>

<sup>1</sup> Datos reportados por Siebe (1985).

<sup>2</sup> Datos reportados por Siebe & Verma (1988).

<sup>3</sup> Edades reportadas por Chédeville et al. (2019).

CAPÍTULO 6. Petrografía de los magmas del AVL D

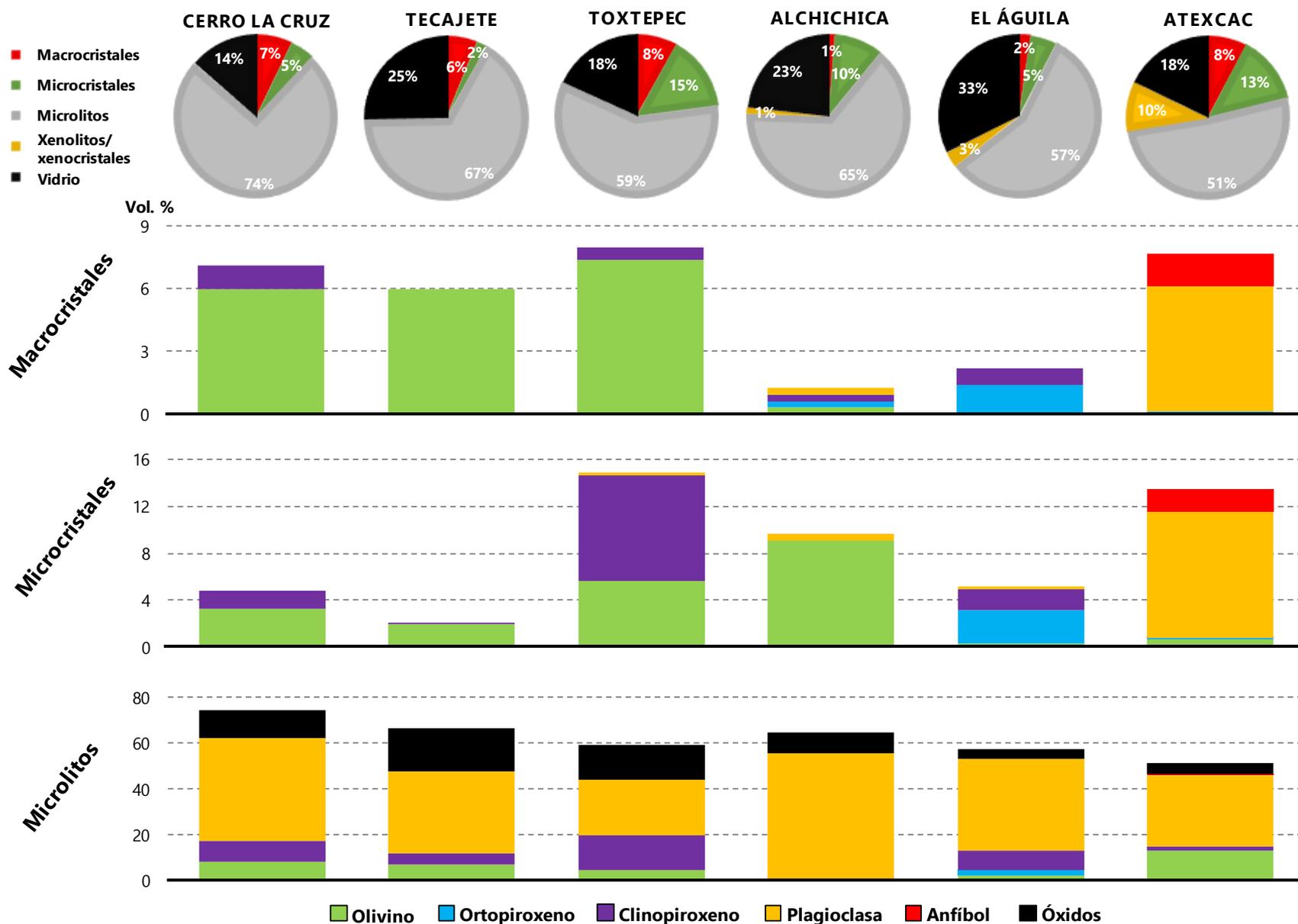
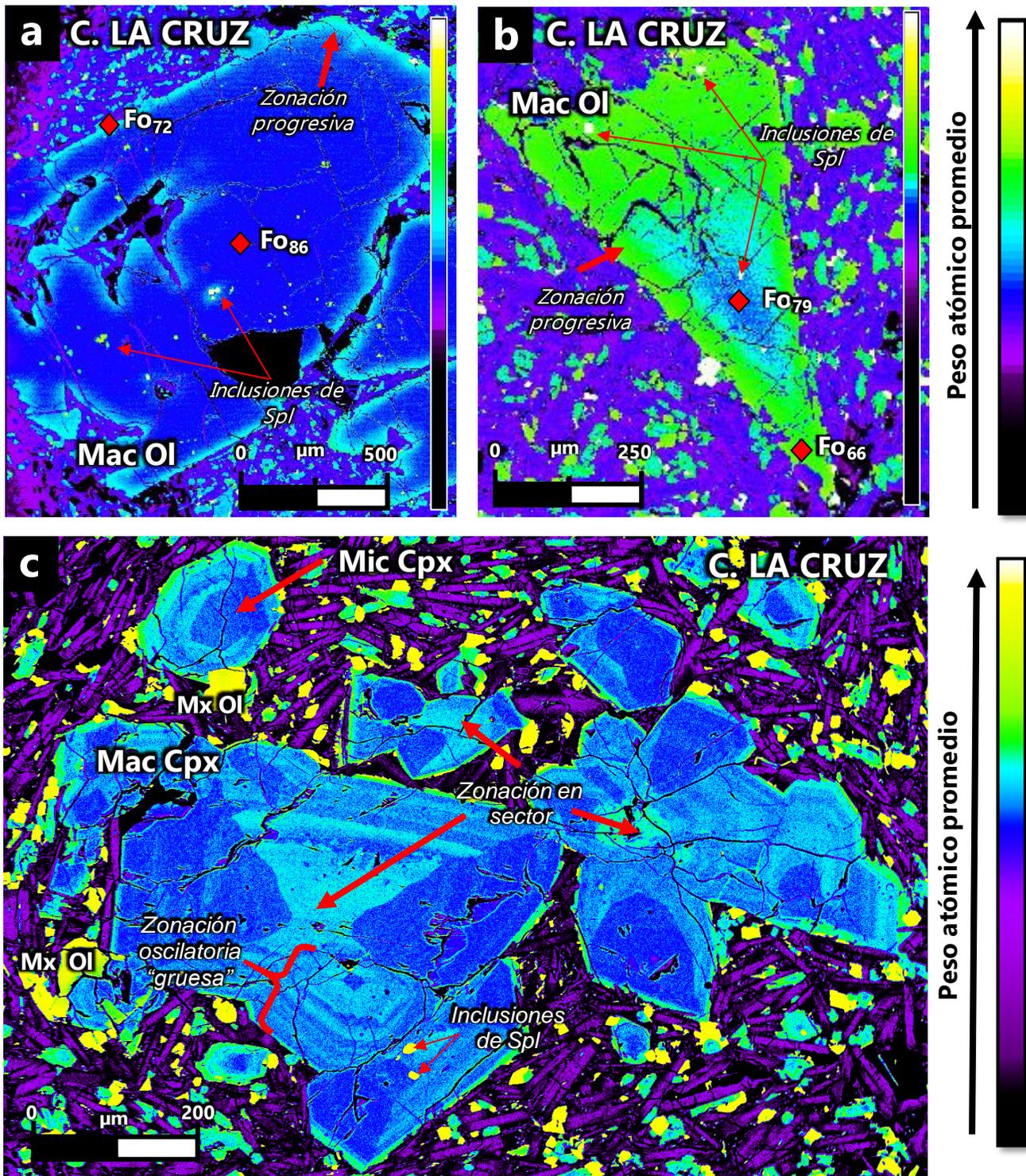


Figura 6.1. Abundancias modales (vol. %) de los componentes de los juveniles de basaltos y andesitas basálticas (grupo composicional I). Muestras de Cerro La Cruz (DER1733-A), Tecajete (DER1875-A), Toxtepec (DER1724), Alchichica (DER1706), El Águila (DER1729) y Atexcac (DER1704).



**Figura 6.2.** Fotomicrografías de electrones retrodispersados de los cristales del cono Cerro La Cruz. Abreviaturas del tamaño de cristal: Mac=macrocrystal; Mic=microcrystal; Mx=microlito. Abreviaturas de las fases minerales según Whitney & Evans (2010): Ol=olivino; Cpx=clinopiroxeno; Spl=espinela; Fo= forsterita. Muestra DER1733A.

Por su parte, los macrocristales de clinopiroxeno suelen estar facetados, pero con superficies parcialmente irregulares y en ocasiones con textura de tamiz fina en el centro del cristal (oquedades con diámetros <20  $\mu\text{m}$ ); además, presentan núcleos con zonación en sector, los cuales están rodeados por una banda gruesa (20-60  $\mu\text{m}$ ) con zonación oscilatoria (Figura 6.2c). Los microcristales de clinopiroxeno forman glomérulos y suelen tener zonación oscilatoria concéntrica (Figura 6.2c).

En contraste, **Alchichica** y **Cerro El Águila** presentan menores cantidades de macrocristales (1.2-2.2 vol. %) y óxidos (4.3-9.0 vol. %), y destacan la presencia de ortopiroxeno, la escasez de macrocristales de olivino y plagioclasa, y la abundancia de xenolitos (~1 vol. %) de caliza, *skarn* y, en el caso de Alchichica, de pómez. Cerro Las Águilas también presentan macrocristales de feldespatos alcalinos y cuarzo.

Los escasos macrocristales presentes en estos volcanes son de ortopiroxeno (0.3-1.4 vol. %) y clinopiroxeno (0.3-0.8 vol. %) principalmente, con algunos cristales de olivino (0.3 vol. %) y plagioclasa (0.3 vol. %) en Alchichica. En este último, los microcristales más comunes son de olivino (9 vol. %) mientras que en El Águila son de ortopiroxeno (2.9 vol. %) y clinopiroxeno (1.7 vol. %); los microcristales de plagioclasa son muy escasos (0.3-0.6 vol. %) en ambos volcanes. La matriz contiene, además de óxidos, microlitos de plagioclasa (40.2-54.9 vol. %), clinopiroxeno (0.2-8.7 vol. %), ortopiroxeno (0-2.4 vol. %) y olivino (0.7-1.9 vol. %).

En Alchichica, los microcristales de olivino están generalmente poco facetados, y presentan textura esqueletal y zonación normal progresiva (Figura 6.3a), siendo escasos los cristales euhedrales. Además, sólo se identificaron dos macrocristales de piroxeno: uno de ortopiroxeno (~1.5 mm de longitud, Figura 6.3b) y otro de clinopiroxeno (~0.7 mm de longitud), ambos subredondeados, con superficies irregulares y rodeados por una corona de microlitos de olivino y clinopiroxeno.

Sólo se observó un macrocristal subredondeado de plagioclasa, con núcleo en parche, textura de tamiz gruesa y zonación inversa (Figura 6.3c). Los fragmentos de caliza son subangulares y con textura tanto criptocristalina (<2 mm de longitud, Figura 6.3d) como microcristalina con reabsorción pervasiva (~2 mm de longitud, Figura 6.3e), ambos rodeados por coronas de microlitos aciculares; el único fragmento de pómez está subredondeado y presenta textura afírica (<1.5 mm de longitud, Figura 6.3f).

En cambio, Cerro El Águila contiene cristales de olivino sólo como microlitos, mientras que su contenido de macro y microcristales de piroxeno es mayor, presentando una importante variabilidad textural; los cristales de ortopiroxeno son de dos tipos: (1) facetados con zonación concéntrica de bandeado grueso (30-50  $\mu\text{m}$ ) y (2) poco facetados, con textura esqueletal y, ocasionalmente, con textura de tamiz en su interior (oquedades de <30  $\mu\text{m}$  de longitud).

De manera similar, los cristales de clinopiroxeno son de dos tipos: (1) facetados con superficies parcialmente irregulares, y (2) poco facetados, con textura de tamiz y formas esqueléticas. Para ambas fases minerales, los cristales de tipo 2 están presentes en menor abundancia que los de tipo 1.

Los cristales de feldespatos alcalinos forman glomérulos subredondeados de ~2 mm de longitud, con texturas equigranulares y rodeados por una delgada corona microgranular (Figura 6.3g). Los macrocristales de cuarzo son esqueléticos, subredondeados, de 1 a 2 mm en longitud y rodeados por una corona de microlitos de clinopiroxeno (Figura 6.3h).

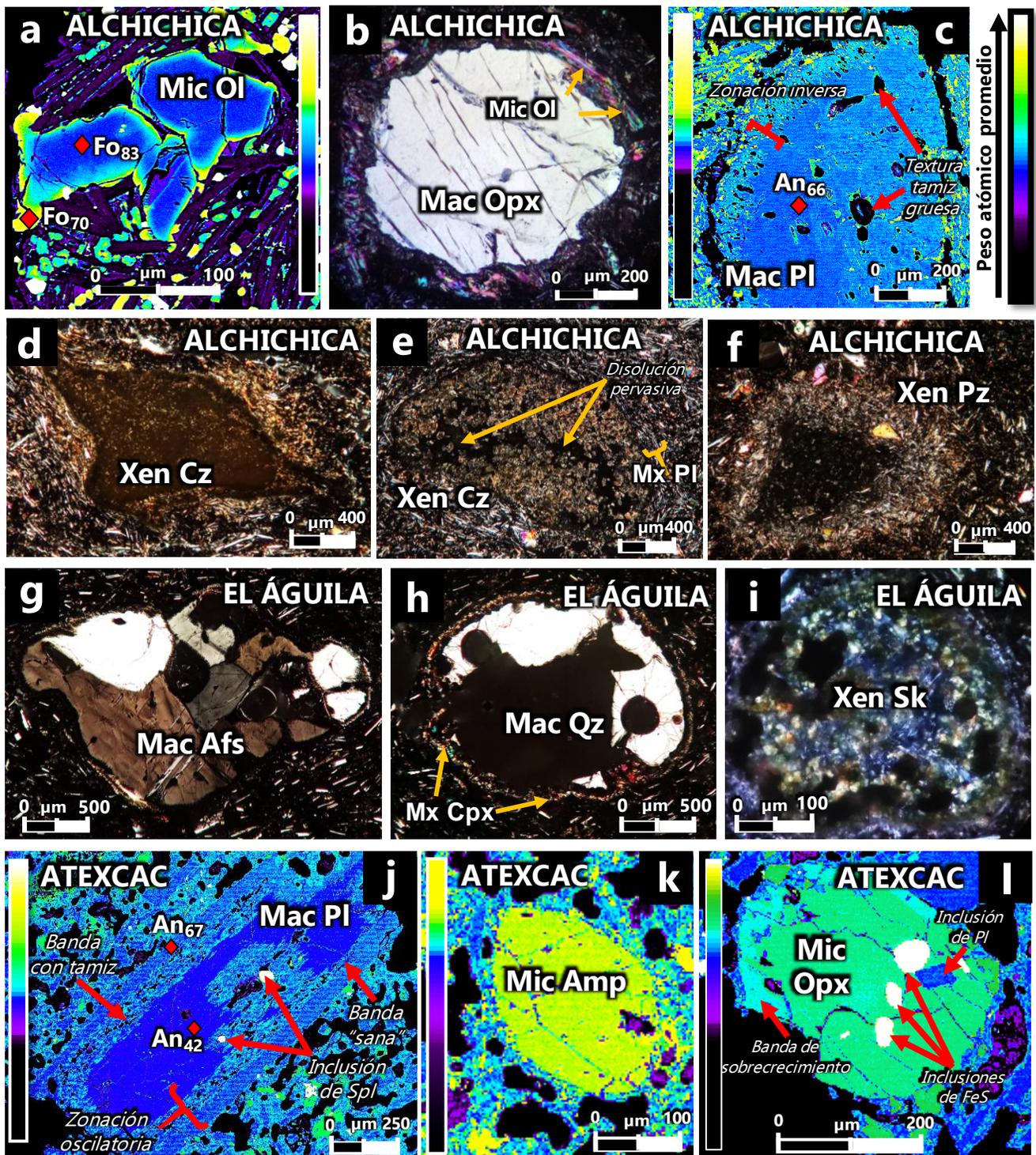
Los fragmentos de *skarn* son subredondeados, de <0.5 mm de longitud, con textura porfídica microgranular (Figura 6.3i). Los fragmentos de caliza son subangulares y elongados, de <0.6 mm de longitud, y con textura microcristalina, similares a los de Alchichica.

Finalmente, **Atexcac** presenta una asociación mineral y texturas cristalinas diferentes a las antes descritas. Presenta abundantes macro y microcristales de plagioclasa (~17 vol. %) y de anfíbol (~3.5 vol. %), mientras que los de piroxeno son muy escasos (0.1 vol. %) y no contiene macrocristales de olivino. Además, contiene escasos microcristales de olivino (0.7 vol. %), ortopiroxeno (0.1 vol. %) y clinopiroxeno (0.1 vol. %). Los microlitos son de plagioclasa (30.5 vol. %), olivino (13.2 vol. %), clinopiroxeno (1.6 vol. %), anfíbol (0.7 vol. %), y óxidos (5.1 vol. %). Destaca también la gran abundancia de fragmentos de caliza (10 vol. %).

Los cristales de plagioclasa exhiben una gran variedad textural. Usualmente, presentan zonación inversa (Figura 6.3j) aunque ocasionalmente ésta puede ser oscilatoria. Además, suelen exhibir textura de tamiz y bordes irregulares. Los cristales de anfíbol son facetados, sin zonación y con bordes ligeramente irregulares (Figura 6.3k).

Los únicos dos microcristales de ortopiroxeno encontrados son subredondeados con núcleos en parche, textura de tamiz gruesa (25-80 µm de diámetro) e inclusiones de vidrio y de sulfuros (Figura 6.3l). El único microcristal de clinopiroxeno observado es redondeado y con textura de tamiz gruesa.

Los microcristales de olivino son subhedrales y tienen bordes ligeramente irregulares. Los xenolitos de caliza miden de 0.3 a >1 mm de longitud y presentan texturas tanto criptocristalinas como microcristalinas equigranulares, mostrando bordes irregulares que en ocasiones forman engolfamientos. Generalmente contienen oquedades en las que ocasionalmente se desarrollan cristales de plagioclasa.



**Figura 6.3.** Fotomicrografías de electrones retrodispersados de los componentes de los juveniles de Alchichica (a-f, muestra DER1706), El Águila (g-i, muestra DER1729) y Atexcac (j-l, muestra DER1704). Abreviaturas del tamaño y tipo de componente: Mac=macrocrystal; Mic=microcrystal; Mx=microlito; Xen=xenolito; Sk=skarn; Cz=caliza; Pz=pómez. Abreviaturas de las fases minerales según Whitney & Evans (2010): Ol=olivino; Opx=ortopiroxeno; Cpx=clinopiroxeno; Amp=anfíbol; Pl=plagioclasa; Afs= feldespato alcalino; Qz=cuarzo; Spl=espinela; Fo= forsterita; An=anortita.

## 6.2 Grupo composicional II – Andesitas

Los dos volcanes de este grupo presentan grados de cristalinidad y asociaciones minerales contrastantes, sin existir una característica en común (Tabla 6.2, Figura 6.4).

Los juveniles de **Cerro Alto** exhiben una textura hialocristalina porfídica con matriz microlítica traquitoide semidesarrollada y heterogénea (sectores con mayor contenido cristalino que otros); su contenido de macrocristales (>0.2 mm) es bajo y consiste principalmente de microcristales de plagioclasa (1.9-12.3 vol. %) y óxidos (2.5-1.7 vol. %), así como microlitos de plagioclasa (38-62 vol. %), óxidos (~8 vol. %) y apatito (trazas). Presenta un único macrocristal (~1.2 mm de longitud).

La mayoría de los cristales de plagioclasa son polihedrales y moderadamente facetados, a excepción del macrocristal, el cual tiene bordes subredondeados; la mayoría de estos cristales muestran núcleos con textura de tamiz, zonación inversa de bandeado grueso (25-50  $\mu\text{m}$  de grosor) y bordes irregulares (Figura 6a). En cambio, los cristales de óxidos son polihedrales y bien facetados, presentando ocasionalmente textura de tamiz; estos cristales suelen formar glomérulos.

En comparación, **Piedras Negras** presenta una textura hialocristalina porfídica con matriz microlítica afieltrada, con algunos megacristales (~3-6 vol. %) y un alto contenido de macrocristales (15-18 vol. %), la mayoría de los cuales son de plagioclasa (11.5-15.6 vol. %) y anfíbol (5.2-11.1 vol. %). Además, presentan escasos macrocristales y microcristales de clinopiroxeno (<1 vol. %) y ortopiroxeno (<0.2 vol. %), así como abundantes microlitos de plagioclasa (33.3-35.4 vol. %), óxidos (9-12 vol. %), anfíbol (0.5-1.1 vol. %), apatito (trazas), olivino (trazas) y clinopiroxeno (trazas); destaca la presencia de xenolitos de caliza (<2 vol. %).

Los cristales de plagioclasa suelen ser polihedrales y bien facetados, con zonamiento oscilatorio y sin presencia de texturas de desequilibrio (Figura 6.5b), aunque también son comunes los cristales anhedrales con núcleos y bordes sub-redondeados, bandas de sobrecrecimiento con zonación oscilatoria de bandeado grueso (20-30  $\mu\text{m}$  de grosor) y textura de tamiz fina (oquedades con 10-20  $\mu\text{m}$  de diámetro) (Figura 6.5c); algunos cristales facetados presentan núcleos en parche con textura de tamiz de tamaño variable (oquedades entre 10-100  $\mu\text{m}$  de diámetro) rodeados por zonación oscilatoria de bandeado fino (<10  $\mu\text{m}$  de grosor) (Figura 6.5d).

Los cristales de anfíbol son principalmente de dos tipos: (1) Moderadamente facetados, pero con textura esquelética, bordes ligeramente irregulares que llegan a formar engolfamientos y ocasionalmente con textura de tamiz gruesa (oquedades de 10-40  $\mu\text{m}$  de diámetro, Figura 6.5f) y (2) facetados, sub-redondeados y con zonación oscilatoria de bandeado grueso (20-12  $\mu\text{m}$ , Figura 6.5c). En ambos tipos es común la presencia de una corona de óxidos de grosor variable (10-40  $\mu\text{m}$ ).

CAPÍTULO 6. Petrografía de los magmas del AVL D

**Tabla 6.2.** Conteos modales de los fragmentos juveniles del grupo composicional II (andesitas), normalizados sin vesículas.

Volcán	CERRO ALTO		PIEDRAS NEGRAS	
Clave	DER1736	DER1739	DER1731	DER1878
Tipo de muestra	Fragmento denso proveniente de la base del frente de flujo de lava	Fragmento denso proveniente de la cima de flujo de lava	Fragmento denso de flujo de lava en bloques	Fragmento denso de flujo de lava en bloques
Tipo de roca (Clasificación TAS)	Traquiandesita		Andesita	
SiO <sub>2</sub> (% en peso)	60.2	60.2	60.8	-
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O (% en peso)	6.8	6.8	6.0	-
Edad	Desconocida		<A.D. 20 <sup>1</sup>	
FASE MINERAL	VOL. %	VOL. %	VOL. %	VOL. %
<b>MEGACRISTALES</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>3.2</b>	<b>5.7</b>
Plagioclasa	0.0	0.0	3.2	2.0
Anfíbol	0.0	0.0	0.0	3.7
<b>MACROCRISTALES</b>	<b>0.4</b>	<b>0.0</b>	<b>18.1</b>	<b>14.8</b>
Olivino	0.0	0.0	0.0	Trazas
Ortopiroxeno	0.0	0.0	0.1	0.2
Clinopiroxeno	0.0	0.0	0.4	0.7
Plagioclasa	0.4	0.0	12.4	9.5
Anfíbol	0.0	0.0	5.2	4.4
<b>MICROCRISTALES</b>	<b>4.4</b>	<b>14.0</b>	<b>6.3</b>	<b>3.2</b>
Olivino	0.0	0.0	Trazas	0.0
Clinopiroxeno	0.0	0.0	0.2	0.3
Ortopiroxeno	0.0	0.0	Trazas	Trazas
Plagioclasa	1.9	12.3	2.4	1.8
Anfíbol	0.0	0.0	3.7	1.1
Óxidos	2.5	1.7	Trazas	Trazas
<b>MICROLITOS</b>	<b>45.6</b>	<b>70.2</b>	<b>45.3</b>	<b>45.5</b>
Clinopiroxeno	0.0	0.0	Trazas	Trazas
Ortopiroxeno	0.0	0.0	Trazas	Trazas
Plagioclasa	38.0	62.3	35.4	33.3
Anfíbol	0.0	0.0	1.1	0.5
Óxidos	7.6	7.9	8.8	11.7
Apatito	Trazas	Trazas	Trazas	Trazas
<b>XENOLITOS</b>	<b>0.0</b>	<b>0.0</b>	<b>1.8</b>	<b>Trazas</b>
Caliza/skarn	0.0	0.0	1.8	Trazas
<b>VIDRIO</b>	<b>49.6</b>	<b>15.8</b>	<b>25.3</b>	<b>30.8</b>
<b>TOTAL</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>
<b>+ VESÍCULAS</b>	<b>1.7</b>	<b>2.9</b>	<b>2.5</b>	<b>19.8</b>

<sup>1</sup> Edad inferida por Chédeville *et al.* (2019)

CAPÍTULO 6. Petrografía de los magmas del AVL D

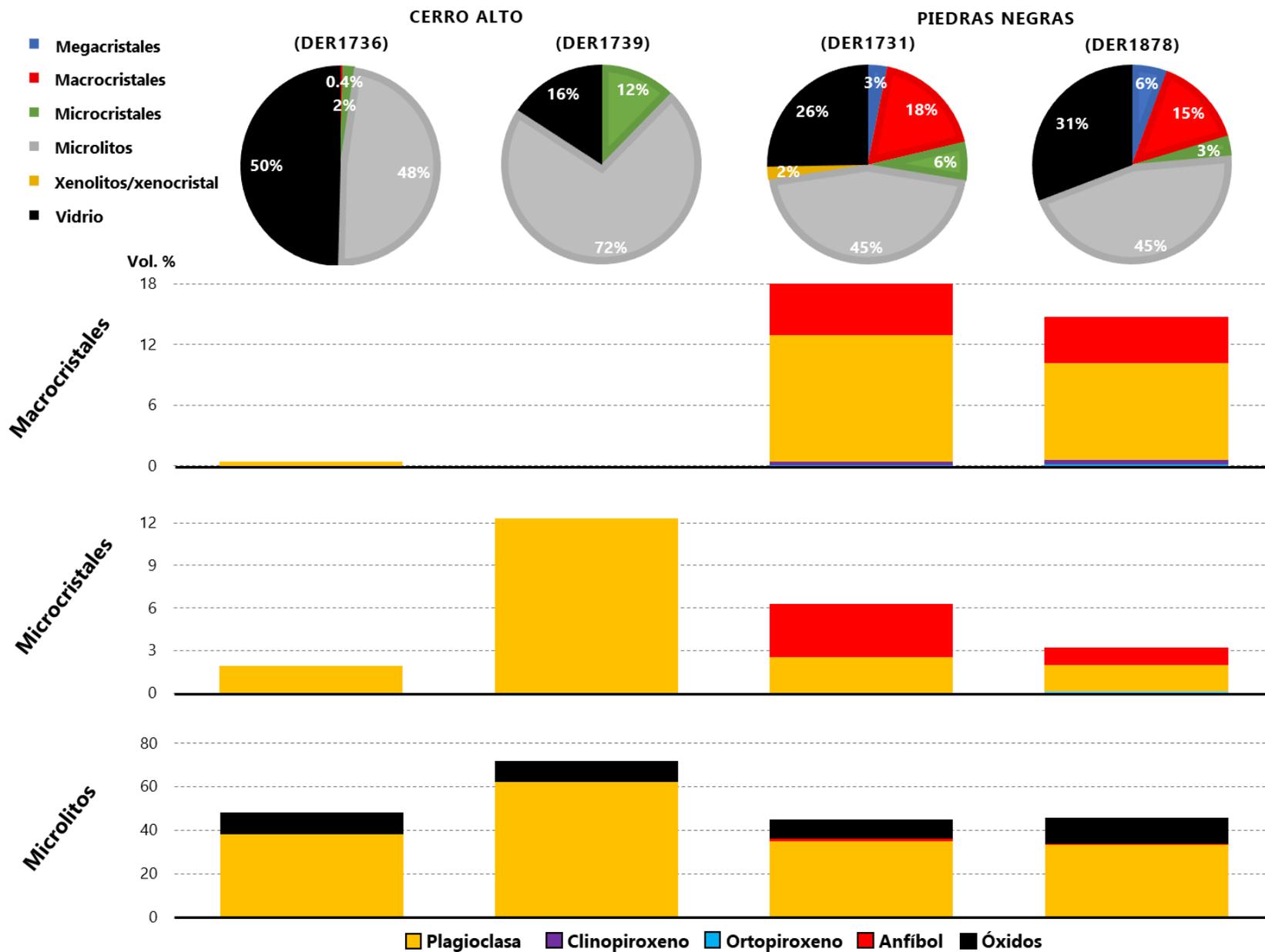
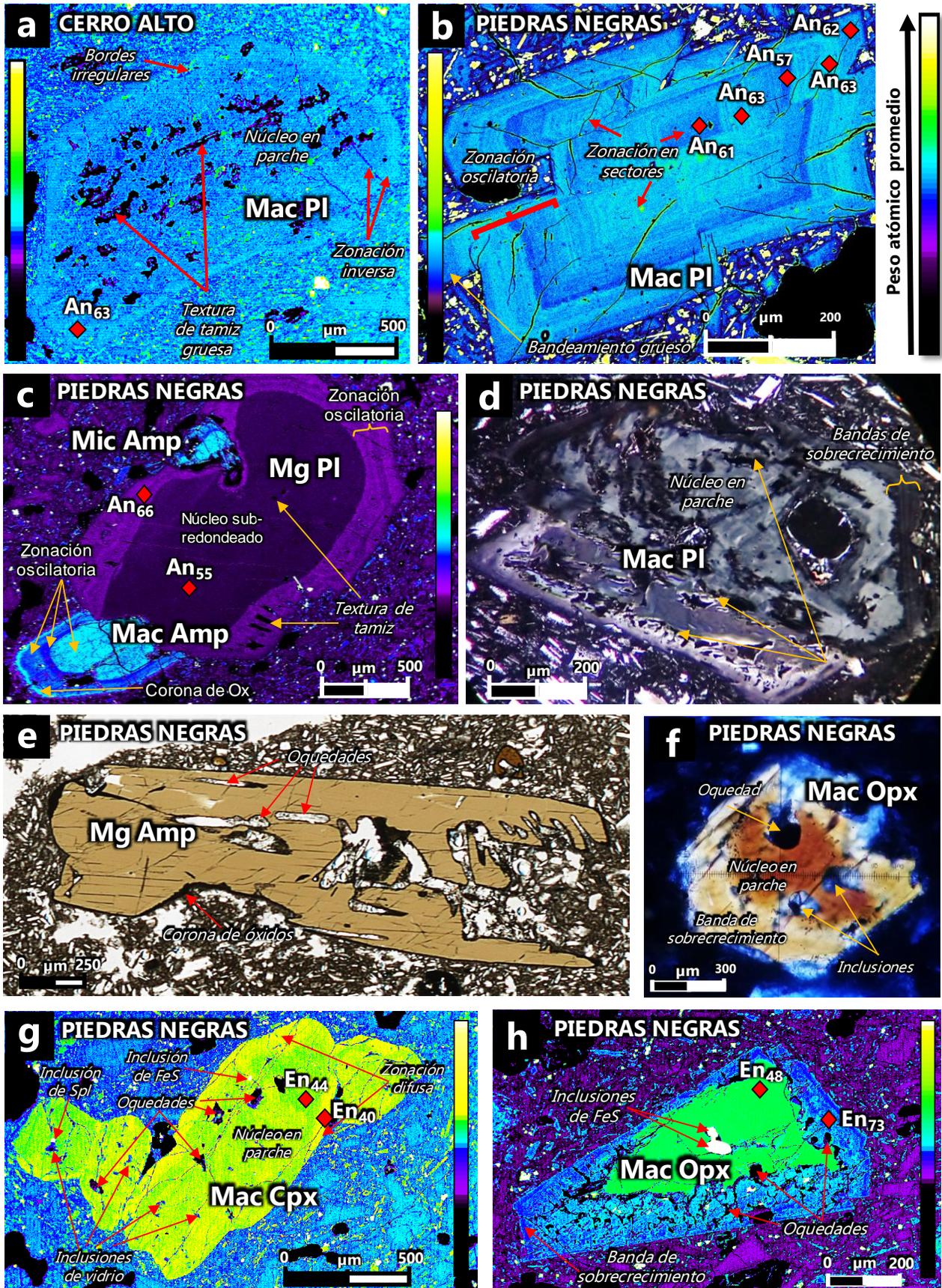


Figura 6.4. Abundancias modales (vol. %) de los componentes de los juveniles de andesitas (grupo composicional II). Muestras de Cerro Alto (DER1736 y 1739) y Piedras Negras (DER1731 y 1878).



↑ **Figura 6.5. Fotomicrografías de electrones retrodispersados (a-c y g-h), luz natural (e) y nicoles cruzados (d, f) de los componentes de los juveniles andesíticos de Cerro Alto (a, muestra DER1736) y Piedras Negras (b-h, muestra DER1878).** Abreviaturas del tamaño de componente: Mg= megacristal; Mac= macrocristal; Mic= microcristal; Mx= microlito. Abreviaturas de las fases minerales según [Whitney & Evans \(2010\)](#): Opx=ortopiroxeno; Cpx=clinopiroxeno; Amp=anfíbol; Pl=plagioclasa; En=enstatita; An=anortita.

---

Los cristales de ortopiroxeno son principalmente de dos tipos: (1) polihedrales y bien facetados, ocasionalmente con textura en tolva y con zonación gruesa (20-70  $\mu\text{m}$  de grosor) y (2) cristales poco facetados, con textura esquelética y ocasionalmente con núcleo en parche, rodeado por una gruesa banda de sobrecrecimiento (70-200  $\mu\text{m}$ , [Figura 6.5f](#)). Además, se observó un macrocristal de ortopiroxeno, compuesto por un núcleo anhedral de textura esquelética, con inclusiones subredondeadas de FeS y bordes muy irregulares, el cual está embebido en una banda intermedia de sobrecrecimiento de espesor variable (30-120  $\mu\text{m}$ ), con textura de tamiz concentrada hacia el límite con el núcleo, y presentando una delgada banda de sobrecrecimiento hacia el borde del cristal ( $\sim 20$   $\mu\text{m}$  de grosor, [Figura 6.5h](#)).

Sólo se identificó un glomérulo de clinopiroxeno formado por macrocristales y microcristales subredondeados y con textura en parche difusa, escasa textura de tamiz gruesa, y delgadas e irregulares bandas de sobrecrecimiento; algunos macrocristales de clinopiroxeno son euhedrales y presentan un núcleo con textura en parche difusa y delgadas bandas de sobrecrecimiento ( $\sim 20$   $\mu\text{m}$  de grosor) ([Figura 6.5g](#)).

Los fragmentos de caliza son irregulares ( $< 0.5$  mm de longitud), con formas esqueléticas y textura afanítica.

### 6.3 Grupo composicional III – Riolitas

Los volcanes de este grupo presentan algunas similitudes en asociación mineral (Tabla 6.3, Figura 6.6), pero las características texturales de sus cristales suelen ser diferentes (Figuras 6.7a-g).

Los juveniles de **Cerro Pinto y Xalapazco del Barrio** presentan la misma asociación mineral compuesta por plagioclasa, feldespato alcalino, biotita y cuarzo, los cuales exhiben características texturales parecidas entre ambos volcanes. Sin embargo, sus abundancias modales son distintas.

**Cerro Pinto** contiene abundantes macrocristales (~13 vol. %) y microcristales (7.4 vol. %), principalmente de plagioclasa y feldespato alcalino, presentes en abundancias similares (7-9 vol. %), con menor cantidad de biotita (4 vol. %) y escaso contenido de cuarzo (0.4 vol. %).

Los macrocristales de feldespato alcalino están generalmente facetados, con bordes irregulares e inclusiones de plagioclasa y biotita (Figura 6.6a). En cambio, los microcristales, que son menos abundantes, no están facetados y tienen bordes irregulares subredondeados, abundante fracturamiento, y no contienen inclusiones minerales.

Los cristales de plagioclasa están facetados, ocasionalmente presentan bordes redondeados, y generalmente forman glomérulos junto con macrocristales de feldespato alcalino (Figura 6.6b). Sólo se observó un macrocristal facetado con zonación concéntrica normal. Los macrocristales de biotita no suelen estar facetados, mientras que los microcristales son euhedrales a subhedrales; ninguno de éstos presenta bordes de óxidos, pero en su mayoría suelen presentar alteración (Figura 6.6a).

Los cristales de cuarzo sólo se presentan como microlitos y raramente como microcristales; generalmente son anhedrales y con textura esqueletal, aunque algunos están facetados, pero con bordes subredondeados. En ambos casos están intercrecidos con feldespato alcalino.

En comparación, **Xalapazco del Barrio** contiene pocos macrocristales (3.8 vol. %), principalmente de feldespato alcalino (2.7 vol. %), cuarzo (0.6 vol. %), plagioclasa (0.5 vol. %) y biotita (trazas), mientras que los microcristales son más abundantes (10 vol. %) y de feldespato alcalino (7.9 vol. %), biotita (2 vol. %), plagioclasa (0.6 vol. %) y cuarzo (trazas).

De manera similar a Cerro Pinto, los cristales de feldespato son euhedrales a subhedrales, de hábitos prismáticos y con inclusiones de biotita y plagioclasa; suelen formar glomérulos. Los cristales de biotita están facetados y sin texturas de desequilibrio. Los cristales de plagioclasa son subhedrales y en ocasiones con bordes parcialmente irregulares. Los cristales de cuarzo son anhedrales, subredondeados y ocasionalmente con engolfamientos

CAPÍTULO 6. Petrografía de los magmas del AVLD

**Tabla 6.3.** Conteos modales efectuados en fragmentos juveniles del grupo composicional III (riolitas), normalizados sin vesículas.

Volcán	DERRUMBADA SUR		DERRUMBADA NORTE		XALAPAZCO DEL BARRIO	CERRO PINTO	TEPEXITL	
Clave	DER1713C	DER1769A	DER1748A	DER1716A1	DER1745A	DER1744	DER1713-A1	DER1713-A2
Tipo de muestra	Fragmento denso de lava en depósito de avalancha de escombros	Fragmento denso de lava	Fragmento de obsidiana en depósito de avalancha	Fragmento denso de lava en depósito piroclástico brechado	Fragmento de obsidiana con bandas pumíceas en depósitos de oleadas piroclásticas	Fragmento denso de lava con fracturamiento prismático en depósitos de oleadas piroclásticas	Fragmento de obsidiana en depósito de oleadas piroclásticas	Fragmento denso de lava en depósito de oleadas piroclásticas
Tipo de roca (Clasificación TAS)	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita
SiO <sub>2</sub> (% en peso)	-	71.5	74.4	-	74.7	74.9	74.9 <sup>1</sup>	
Álcalis (% en peso)	-	8.0	8.3	-	8.9	8.7	8.7 <sup>1</sup>	
Edad	~A.D. 20 <sup>2</sup>		~A.D. 20 <sup>2</sup>		Desconocida (~21,900 A.C.?)	~21,900 A.C. <sup>2</sup>	~4300 A.C. <sup>2</sup>	
FASE MINERAL	VOL. %	VOL. %	VOL. %	VOL. %	VOL. %	VOL. %	VOL. %	VOL. %
<b>MACROCRISTALES</b>	<b>7.6</b>	<b>7.4</b>	<b>4.3</b>	<b>1.1</b>	<b>3.8</b>	<b>12.8</b>	<b>10.1</b>	<b>4.4</b>
Plagioclasa	3.4	3.4	1.6	0.6	0.5	5.6	2.2	1.2
Feldespato potásico	1.9	2.0	1.0	0.3	2.7	5.4	3.2	1.2
Biotita	2.3	2.0	1.7	0.2	Trazas	1.4	1.8	0.9
Cuarzo	0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.4	2.9	0.9
Granate	0	Trazas	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
<b>MICROCRISTALES</b>	<b>9.2</b>	<b>5.4</b>	<b>4.6</b>	<b>1.9</b>	<b>10.5</b>	<b>7.4</b>	<b>3.9</b>	<b>5.8</b>
Plagioclasa	5.6	2.2	0.6	1.0	0.6	1.6	1.4	0.8
Feldespato potásico	3.2	2.0	0.5	0.6	7.9	3.2	1.6	2.7
Biotita	0.4	1.2	3.5	0.3	2.0	2.6	Trazas	1.8
Cuarzo	Trazas	0.0	0.0	0.0	Trazas	Trazas	0.9	0.5
Granate	0.0	0.0	Trazas	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<b>MICROLITOS</b>	<b>65.7</b>	<b>82.8</b>	<b>75.5</b>	<b>84.0</b>	<b>68.4</b>	<b>9.3</b>	<b>62.2</b>	<b>59.0</b>
Feldespatos	53.9	80.6	65.6	74.8	57.7	8.6	54.8	49.8
Cuarzo	Trazas	Trazas	0.0 (?)	0.0 (?)	Trazas	0.0 (?)	Trazas	Trazas
Biotita	Trazas	0.7	8.1	0.8	10.2	Trazas	6.3	6.1
Óxidos	11.8	1.5	1.8	8.4	0.5	0.7	1.1	3.1
Zircón?/Olivino?	Trazas	Trazas	Trazas	Trazas	Trazas	Trazas	Trazas	Trazas
Ortopiroxeno?	Trazas	Trazas	Trazas	Trazas	0.0	0.0	0.0	0.0
Apatito	Trazas	Trazas	Trazas	Trazas	Trazas	Trazas	Trazas	Trazas
Monacita	0.0	0.0	0.0	Trazas	0.0	0.0	Trazas	Trazas
<b>VIDRIO</b>	<b>17.5</b>	<b>4.4</b>	<b>15.6</b>	<b>13.0</b>	<b>17.3</b>	<b>70.5</b>	<b>23.8</b>	<b>30.8</b>
<b>TOTAL</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>
<b>+ VESÍCULAS</b>	<b>11.7</b>	<b>16.2</b>	<b>0.3</b>	<b>1.3</b>	<b>0.4</b>	<b>12.2</b>	<b>0</b>	<b>6.7</b>

<sup>1</sup> Medición realizada en la muestra 1742-A de este trabajo.

<sup>2</sup> Edades reportadas por Chédeville et al. (2019).

? Debido al tamaño de los cristales no se reconocieron con seguridad estas fases minerales.

CAPÍTULO 6. Petrografía de los magmas del AVLD

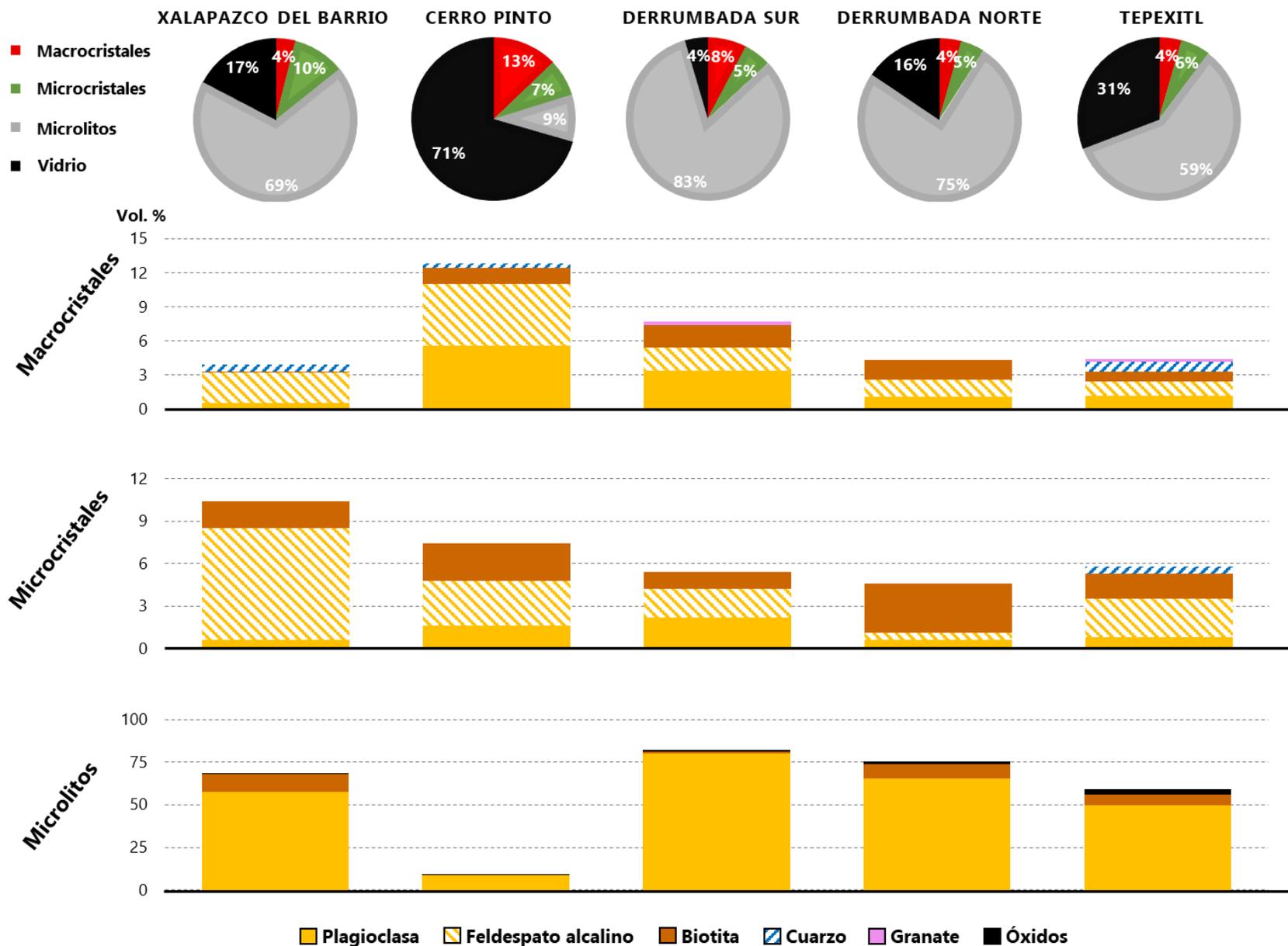
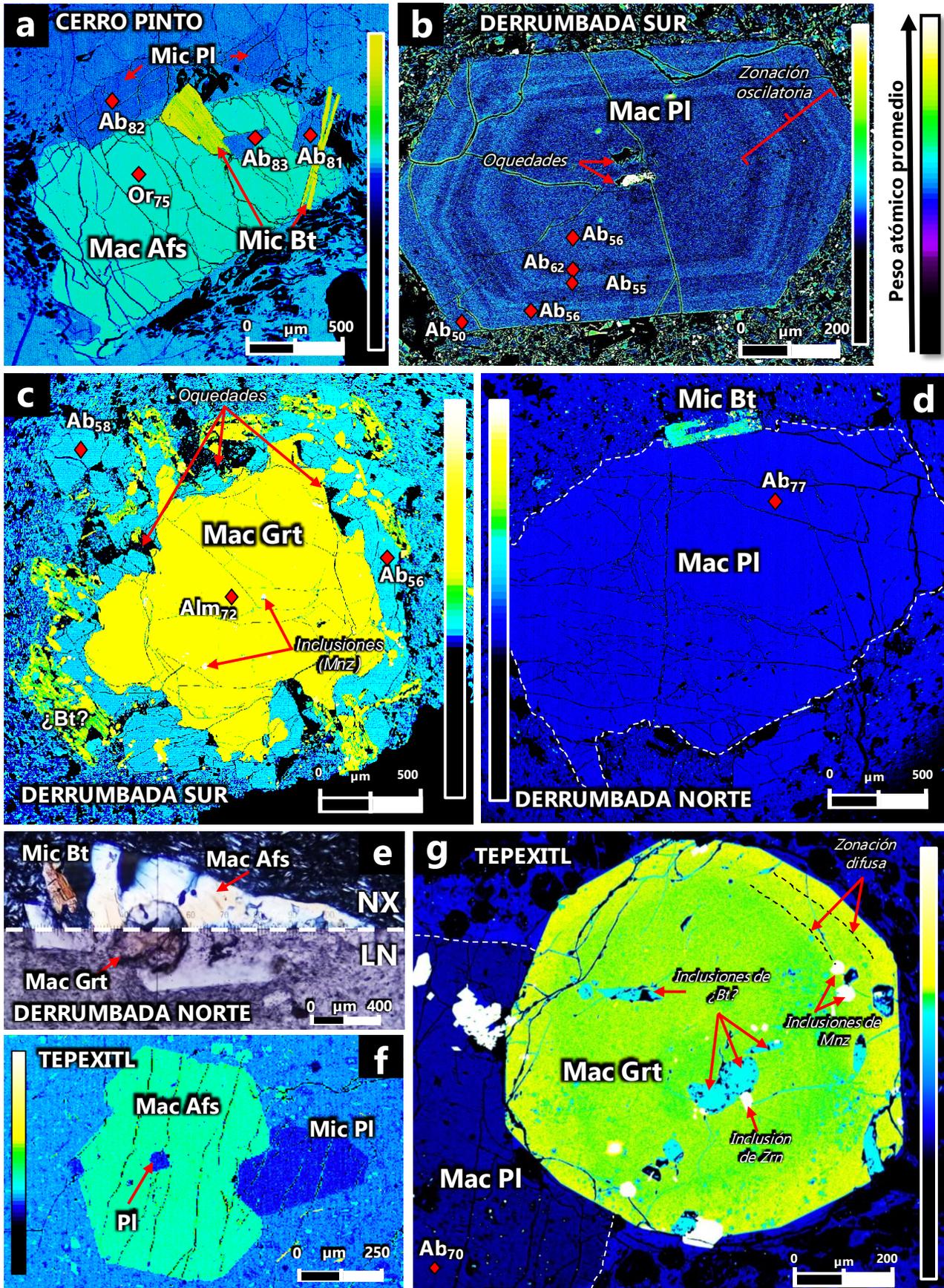


Figura 6.6. Abundancias modales (vol. %) de los componentes de los juveniles de riolita (grupo composicional III). Muestras de Xalapazco del Barrio (DER1745-A), Cerro Pinto (DER1744), Derrumbada Sur (DER1769-A), Derrumbada Norte (1748-A) y Tepexitl (DER1713-A2).



↑ **Figura 6.7. Fotomicrografías de electrones retrodispersados de los componentes de los juveniles riolíticos del AVLD.** Las muestras corresponden a Cerro Pinto (**a**, muestra DER1744), Derrumbada Sur (**b-c**, muestra DER1769A), Derrumbada Norte (**d**, muestra DER1716A1; **e**, muestra DER1748A) y Tepexitl (**f**, muestra DER1713A1; **g**, muestra DER1713A2). La **Figura e** muestra imágenes tomadas en nícoles cruzados (NX) y luz natural (LN). Abreviaturas del tamaño de componente: Mac=macrocrystal; Mic=microcrystal; Mx=microlito. Abreviaturas de las fases minerales según [Whitney & Evans \(2010\)](#): Pl=plagioclasa; Afs=feldespato alcalino; Bt=biotita; Grt=granate; Mnz=monacita; Zrn=zircón; Ab=albita; Or= ortoclasa; Alm=almandino.

---

La matriz de ambos volcanes está compuesta por escasos microlitos subhedrales a anhedrales de feldespato (plagioclasa + feldespato potásico), así como de apatito y zircón. Además, son poco abundantes los microlitos de óxidos, que suelen ser anhedrales y subredondeados.

Por su parte, **Las Derrumbadas** presentan la misma asociación mineral, compuesta por plagioclasa, feldespato alcalino, biotita y granate y escaso cuarzo (ausente como macrocrystal). Sin embargo, presentan abundancias modales y texturas notablemente diferentes.

La Derrumbada Sur contiene abundantes macrocristales (7.6-7.4 vol. %) y microcristales (5.4-9.2 vol. %) así como una notable variabilidad textural, principalmente en los cristales de plagioclasa, los cuales están generalmente facetados y con zonación en pasos, que usualmente es oscilatoria (**Figura 6.7b**); sin embargo, algunos de estos cristales no presentan zonación, aunque pueden tener textura de tamiz gruesa (oquedades de 50 a 200  $\mu\text{m}$  de diámetro).

Los cristales de biotita son subhedrales, con hábitos tabulares y en ocasiones aciculares; a pesar de estar generalmente oxidadas por completo, algunos cristales con menor oxidación muestran textura de tamiz fina; estos cristales está ocasionalmente intercrecidos con macrocristales de plagioclasa.

Los macrocristales de granate (reconocibles incluso en muestra de mano) presentan bordes muy irregulares, inclusiones de zircón y apatito, y están rodeados por una corona de microcristales subhedrales a anhedrales de plagioclasa y biotita (**Figura 6.7c**).

En contraste, la Derrumbada Norte presenta un menor contenido de macrocristales (1.1-4.3 vol. %) y microcristales (1.9-4.6 vol. %), los cuales son texturalmente poco variables. Los cristales de plagioclasa se desarrollan facetados a moderadamente facetados, sin zonación y ocasionalmente con bordes parcialmente irregulares (**Figura 6.7d**); sólo se observó un cristal euhedral con zonación normal en pasos y escasa textura de tamiz en el núcleo. Los cristales de biotita suelen ser euhedrales y sin presencia de bordes de óxidos, texturas de desequilibrio ni zonación; son escasos los cristales esqueléticos (**Figura 6.7d**).

Además, los cristales de granate sólo son reconocibles en lámina delgada, pues se desarrollan como microcristales subredondeados que generalmente están incluidos en macrocristales de feldespato alcalino (Figura 6.7e).

El volcán **Tepexitl** contiene pocos macrocristales (~4 a 10 vol. %) y microcristales (4 a 6 vol. %). La asociación mineral está compuesta por cristales de feldespato alcalino, plagioclasa, cuarzo y biotita, con una escasa presencia de granate.

Los cristales de feldespato alcalino son facetados a moderadamente facetados, con bordes subredondeados y, en ocasiones, con fracturamiento concoide e inclusiones de plagioclasa (Figura 6.7f). Sólo unos pocos cristales muestran textura esquelética. Los cristales de plagioclasa son generalmente euhedrales, con bordes parcialmente irregulares y generalmente sin zonación (Figura 6.7f); sin embargo, se identificó un macrocristal con zonación oscilatoria de bandeado delgado. Ninguno de los cristales observados presenta textura de tamiz.

Los cristales de biotita son euhedrales a subhedrales con hábitos tabulares y generalmente con bordes parcialmente irregulares, así como inclusiones de plagioclasa ocasionalmente. Algunos cristales de biotita se observan totalmente oxidados.

Los cristales de cuarzo se observan anhedrales, con abundante fracturamiento y engolfamientos en sus bordes en los que en ocasiones se encuentran microcristales de biotita; algunos cristales contienen inclusiones de vidrio.

Se observó un macrocristal subredondeado de granate, con zonación normal en pasos, aunque ligeramente difusa; contiene inclusiones de biotita, apatito, zircón y monacita, y está intercrecido con un macrocristal de plagioclasa (Figura 6.7g).

## CAPÍTULO 7

## GEOQUÍMICA MINERAL

Con el objetivo de caracterizar las fases minerales presentes en los fragmentos juveniles del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas, se realizaron análisis cuantitativos de megacrístales (>2000  $\mu\text{m}$ ), macrocristales (400-2000  $\mu\text{m}$ ), microcristales (200-400  $\mu\text{m}$ ) y microlitos (<200  $\mu\text{m}$ ) de plagioclasa, olivino, piroxeno, anfíbol, biotita, granate y minerales opacos, haciendo uso de una microsonda electrónica (ver [Capítulo 4](#)). En las [Tablas I-VIII](#) del [Anexo III](#) se presentan los resultados de dichas mediciones, junto con el cálculo de las fórmulas estructurales expresadas en átomos por unidad fórmula (a.p.u.f.) y la composición mineral en función de los miembros extremos de sus respectivas soluciones sólidas. En las descripciones siguientes, las flechas de los datos composicionales indican la posición relativa del análisis respecto al centro del cristal (*e.g.*  $\text{An}_{56}$  (centro)  $\rightarrow$   $\text{An}_{66}$  (borde)), mientras que los rangos composicionales se definen con un guion (*e.g.*  $\text{An}_{55-66}$ ).

### 7.1. Feldespatos

Se realizaron análisis cuantitativos de los macro y microcristales ([Figura 7.1a](#)) de plagioclasa de los basaltos y andesitas basálticas (grupo composicional I) de los volcanes Alchichica, Tecajete, Cerro La Cruz y Atexcac; de las andesitas (grupo composicional II) de Piedras Negras y Cerro Alto; y de las riolitas (grupo composicional III) de Las Derrumbadas (Norte y Sur), Tepexitl y Cerro Pinto en los que, además, se analizaron algunos cristales de feldespato alcalino (ver [Tabla 4.1](#) y [Anexo III](#) para mayores detalles). Cuando los cristales presentaban zonación, las mediciones se realizaron tanto en los núcleos como en las bandas de sobrecrecimiento y, cuando fue posible, en algunos microlitos presentes en la matriz ([Figura 7.1b](#)).

Los núcleos de los macro y microcristales de plagioclasa de los **basaltos y andesitas basálticas** comprenden un amplio rango composicional y se clasifican mayormente como labradorita, y en menor medida como andesina y oligoclasa. Éstas dos últimas composiciones coinciden con las observadas en los cristales de las riolitas, como se explica más adelante. En cambio, los microlitos analizados son exclusivamente de labradorita.

Los microlitos de **Cerro La Cruz** exhiben composiciones homogéneas ( $\text{An}_{66-67}$ ), mientras que los de **Tecajete** presentan un menor contenido de Ca y comprenden un rango composicional considerablemente mayor ( $\text{An}_{55-63}$ ). Los dos cristales de plagioclasa analizados del volcán **Alchichica** presentan composiciones notablemente dispares: el macrocristal de plagioclasa presenta zonación, bordes irregulares y textura de tamiz cuyo núcleo tiene una composición de labradorita ( $\text{An}_{66}$ ) con una banda de sobrecrecimiento de composición similar ([Figura 6.3c](#)); en cambio, el único microcristal

analizado se observa poco facetado, con una composición de oligoclasa ( $An_{26}$ ) y un contenido mucho más bajo de Ca que el macrocristal. Por su parte, los núcleos de los dos cristales analizados de **Atexcac** presentan composiciones homogéneas de labradorita ( $An_{67-68}$ ).

Los cristales de plagioclasa de las **andesitas** presentan una menor variabilidad composicional que aquellos de los basaltos, pero exhiben un rango composicional muy similar y se clasifican como cristales de labradorita.

Los núcleos de los macrocristales de plagioclasa de **Cerro Alto** presentan composiciones ligeramente más homogéneas ( $An_{63-59}$ ) que los de **Piedras Negras** ( $An_{65-56}$ ), mientras que el único megacristal reconocido y analizado presenta un contenido considerablemente menor de Ca ( $An_{56}$ ). En Piedras Negras se corroboró la presencia de zonación oscilatoria en los macrocristales (*e.g.*  $An_{59} \rightarrow An_{53} \rightarrow An_{62}$ ) y microcristales (*e.g.*  $An_{62} \rightarrow An_{57} \rightarrow An_{63-64}$ ), mientras que se identificó zonación inversa únicamente en un megacristal ( $An_{56} \rightarrow An_{66}$ ) y en un microcristal ( $An_{61} \rightarrow An_{65}$ ). No se cuenta con microlitos analizados de ninguno de estos volcanes.

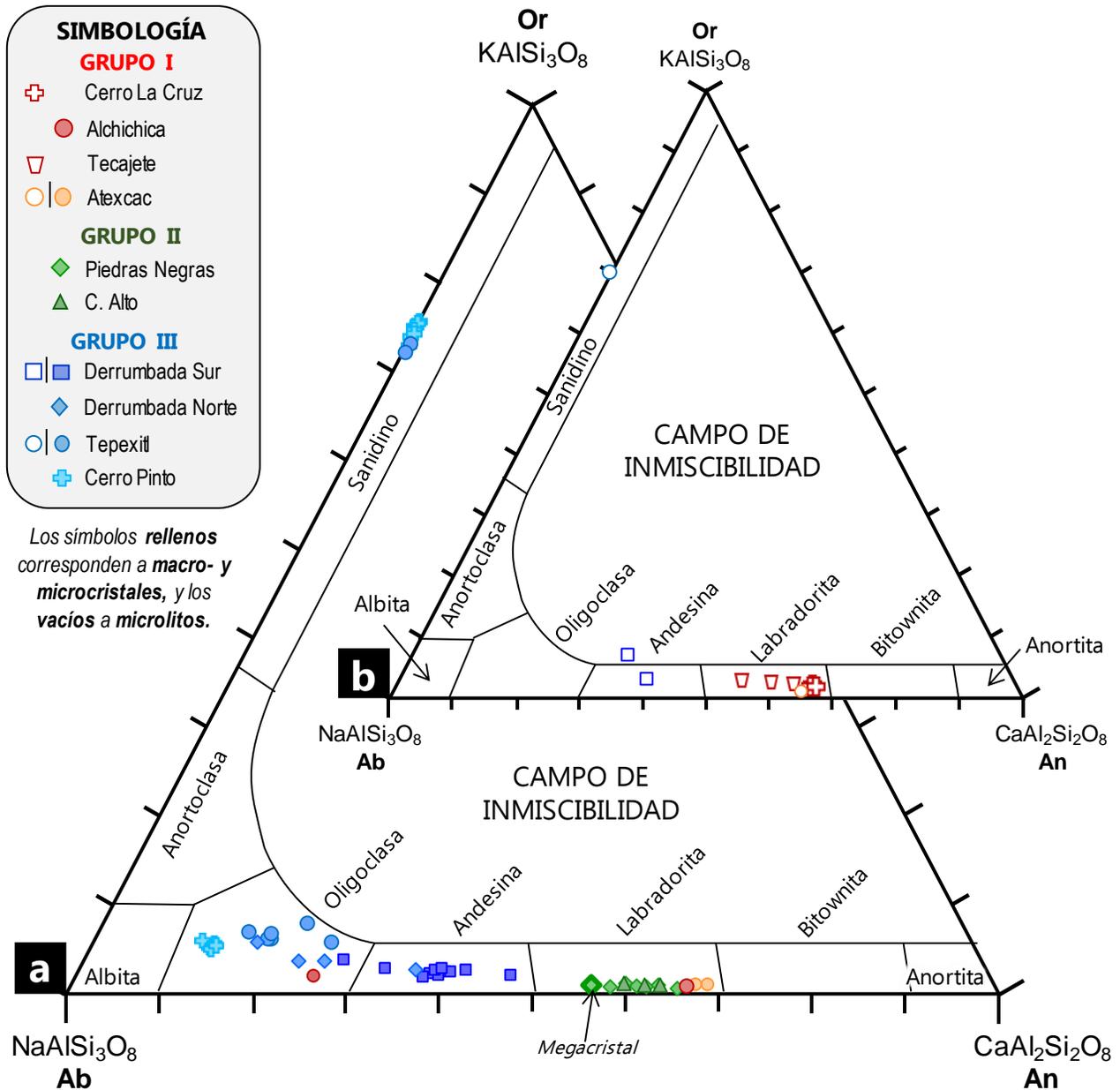
Los cristales de plagioclasa de las **riolitas** presentan una importante variabilidad composicional, clasificándose en los campos de andesina y oligoclasa. Los núcleos de los macrocristales de la Derrumbada Sur presentan los contenidos más altos de Ca, y los de Cerro Pinto los más bajos. En cambio, los cristales de la Derrumbada Norte y Tepexitl presentan composiciones muy similares entre sí.

La mayoría de los núcleos de los cristales de la **Derrumbada Sur** se clasifican como andesina: Los núcleos de los macrocristales presentan una notable variación composicional ( $An_{28-47}$ ), mientras que los microcristales presentan composiciones más homogéneas dentro del mismo rango ( $An_{37-40}$ ), al igual que los microlitos de la matriz ( $An_{35-40}$ ); sólo un macrocristal de plagioclasa presenta composición de oligoclasa ( $An_{28}$ ). Los cristales de plagioclasa que se encuentran intercrecidos alrededor de los macrocristales de granate presentan composiciones de  $An_{39-41}$  (**Figura 6.7c**), similares a los de los microcristales y microlitos. Se reconoció la presencia de diferentes grupos de macrocristales con base en variaciones composicionales de centro a borde, que exhiben zonación normal (*e.g.* (1)  $An_{47} \rightarrow An_{40}$ ; (2)  $An_{38} \rightarrow An_{32}$ ) e inversa (*e.g.*  $An_{28} \rightarrow An_{41}$ ), así como textura de tamiz en el núcleo y bordes facetados; además, se observaron algunos macrocristales con zonación oscilatoria sin texturas de desequilibrio (*e.g.*  $An_{42} \rightarrow An_{36} \rightarrow An_{42-41} \rightarrow An_{46}$ ; **Figura 6.7b**) y escasos cristales sin zonación ( $An_{37-40}$ ) y generalmente sanos, raramente con textura de tamiz y superficies con engolfamientos.

En la **Derrumbada Norte**, los macrocristales presentan composiciones de oligoclasa ligeramente variables ( $An_{18-26}$ ) sin zonación; sin embargo, se analizó un macrocristal con núcleo de andesina y zonación oscilatoria ( $An_{36} \rightarrow An_{40} \rightarrow An_{24}$ ). Los cristales de plagioclasa de **Tepexitl** presentan

composiciones de oligoclasa similares ( $An_{16-26}$ ), la mayoría de ellos sin zonación y con bordes irregulares; sólo se midió un macrocristal con zonación normal ( $An_{26} \rightarrow An_{16}$ ) y otro con zonación inversa ( $An_{19} \rightarrow An_{24}$ ).

En tanto, en **Cerro Pinto** los cristales de plagioclasa presentan composiciones considerablemente homogéneas de oligoclasa tanto en macrocristales ( $An_{14-12}$ ) como en inclusiones ( $An_{15-10}$ ), sin presentar zonación composicional, a excepción de un macrocristal con zonación normal.



**Figura 7.1.** Diagrama ternario Or-An-Ab para la clasificación de los núcleos de los cristales de feldespato de los volcanes del AVLD. (a) Composición de los mega-, macro- y microcristales. (b) Composición de los microlitos.

Sólo se cuenta con datos de feldespato alcalino en las rocas de **Cerro Pinto** y **Tepexitl**, los cuales se clasifican como sanidinos: en Cerro Pinto despliegan composiciones de  $Or_{73-75}$ , similares a los de Tepexitl ( $Or_{72-73}$ ), donde se analizó un microlito de composición  $Or_{70}$ .

## 7.2. Olivino

Se analizaron macro y microcristales de olivino de los **basaltos-andesitas basálticas** de Cerro La Cruz, Tecajete, Alchichica y Atexcac. Todos los cristales presentan composiciones de forsterita, con valores de #Fo entre 74 y 88 ( $\#Fo = [Mg / (Mg + Fe^{2+})] \times 100$ , a.p.u.f.); además, su zonación (cuando existe) es siempre de tipo normal, con núcleos con mayor #Fo que las bandas de sobrecrecimiento.

En **Cerro La Cruz** los macrocristales presentan composiciones generalmente homogéneas y ricas en Mg ( $\#Fo = 85-87$ ), en comparación con los microcristales que exhiben composiciones más variables y con menos Mg ( $\#Fo = 82-75$ ), pero en ambos casos se observan bandas de sobrecrecimiento considerablemente más pobres en Mg ( $\#Fo = 67-79$ ). De manera similar, los macrocristales de **Tecajete** presentan composiciones muy ricas en Mg ( $\#Fo = 87-88$ ), y el único microcristal medido contiene notablemente menos Mg ( $\#Fo = 76$ ), mientras que las bandas de sobrecrecimiento presentan composiciones similares a este último ( $\#Fo = 71-75$ ).

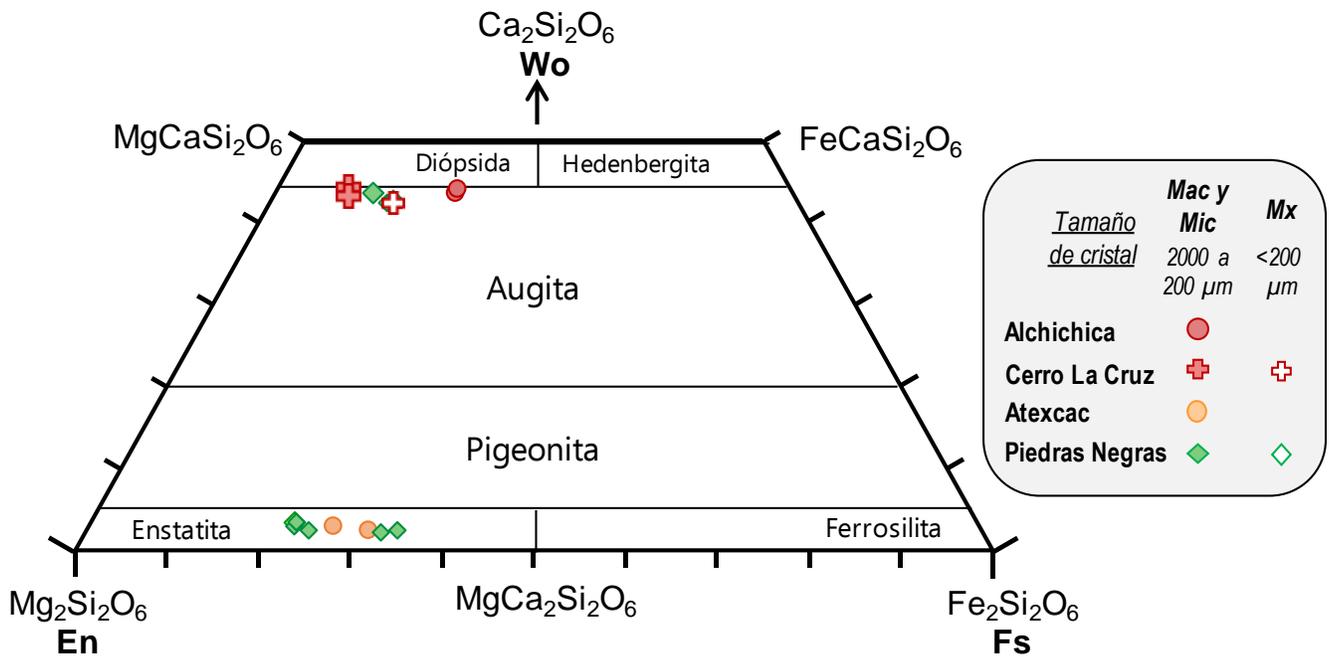
En **Alchichica** los núcleos de los microcristales presentan composiciones homogéneas y ricas en Mg ( $\#Fo = 83-84$ ) con bandas de sobrecrecimiento notablemente más empobrecidas en dicho elemento ( $\#Fo = 68-72$ ). En cambio, los núcleos de los microcristales de **Atexcac**, aunque también presentan composiciones muy homogéneas, son notablemente más pobres en Mg ( $\#Fo = 75$ ) y presentan bandas de sobrecrecimiento ligeramente menos máficas ( $\#Fo = 69-70$ ).

## 7.3. Piroxenos

Se analizaron cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno de los **basaltos-andesitas basálticas** de Cerro La Cruz, Alchichica y Atexcac, y de las **andesitas** de Piedras Negras. Cuando se observaron zonados, se realizaron mediciones de centro a borde. Para su clasificación, sus composiciones fueron calculadas en términos de los miembros extremos de la solución sólida del piroxeno: Wollastonita ( $Ca_2Si_2O_6$ ), enstatita ( $Mg_2Si_2O_6$ ) y ferrosilita ( $Fe_2Si_2O_6$ ), mientras que su zonación se describe en términos del #Mg ( $\#Mg^{Px} = [Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})] \times 100$ , a.p.u.f.;  $Fe^{3+}$  calculado según Droop (1987)).

Los núcleos de los cristales de **clinopiroxeno** de Cerro La Cruz, Alchichica y Piedras Negras presentan composiciones muy similares: comprenden composiciones de  $Wo_{43-46}En_{42-48}Fs_{8-14}$  y se clasifican como augitas, aunque se observan cercanos al límite con la diópsida (Figura 7.2). El único microlito de clinopiroxeno medido pertenece a Cerro La Cruz, y es considerablemente más rico en Fe que los macrocristales.

En **Cerro La Cruz**, la mayoría de los macrocristales analizados presentan zonación ligeramente normal de centro a borde (e.g. #Mg=86→83). En **Alchichica**, el macrocristal de clinopiroxeno es considerablemente más rico en Mg (#Mg=82) que el microcristal (#Mg=76). En cambio, en **Piedras Negras** se observan macrocristales subredondeados con zonación en sector, que presentan sectores más ricos en Mg (#Mg=75-80) que las bandas de sobrecreciendo que los rodean (#Mg=73-75); algunos cristales exhiben zonación normal en pasos (i.e. #Mg=81→76).



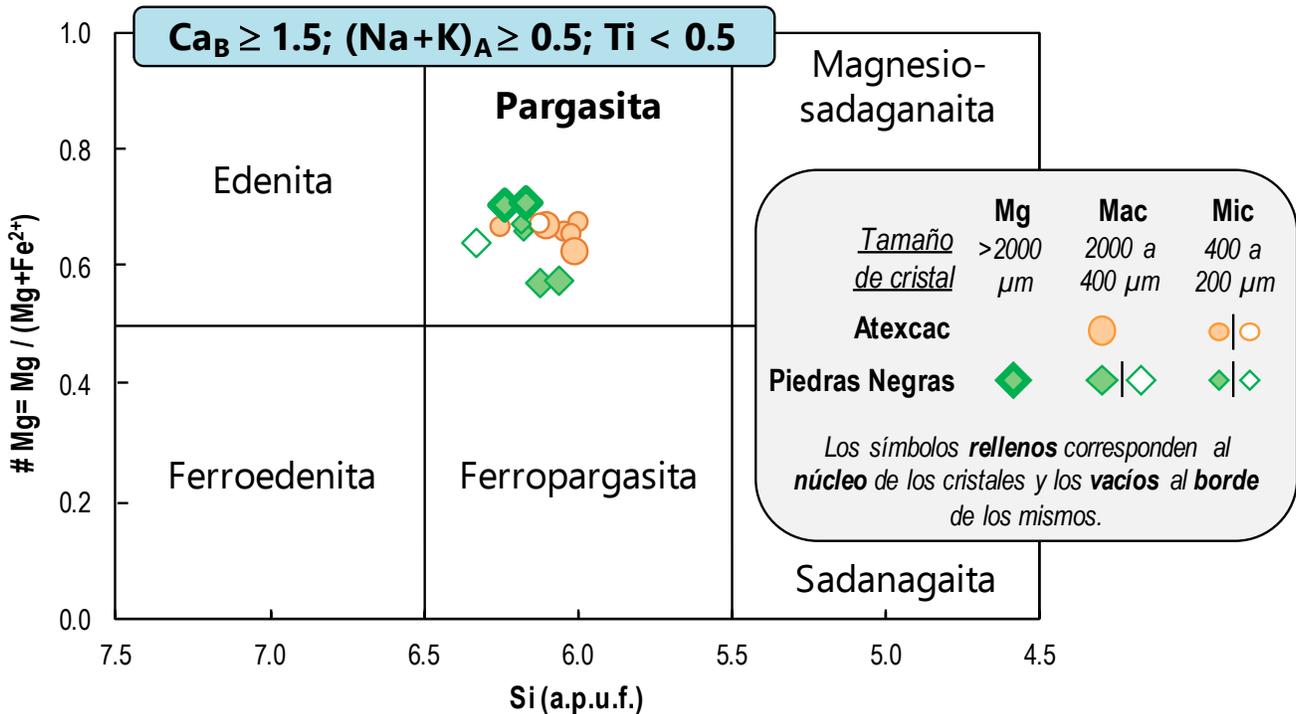
**Figura 7.2.** Diagrama para la clasificación de piroxenos de los basaltos-andesitas basálticas (grupo composicional I) y andesitas (grupo composicional II) del AVL. Se observan únicamente los análisis realizados en los núcleos de los cristales. Se diferencia entre macrocristales (Mac) y microcristales (Mic) respecto a los microlitos (Mx). Modificado de [Morimoto \(1989\)](#).

Los núcleos de los cristales de **ortopiroxeno** también presentan composiciones similares en los volcanes analizados: comprenden composiciones de  $Wo_{2-3}-En_{70-78}-Fs_{20-34}$  y se clasifican como enstatitas. El único macrocristal de ortopiroxeno analizado en **Alchichica** presenta composiciones considerablemente homogéneas de centro a borde (#Mg=83→82), mientras que el macrocristal analizado de **Atexcac** presenta una ligera zonación normal ((#Mg=72→68). Por su parte, los macrocristales de **Piedras Negras** presentan composiciones considerablemente más variables que los de Alchichica y Atexcac que se refleja en un mayor rango de #Mg (#Mg=68-75). Además, la mayoría de los cristales de ortopiroxeno de este volcán presentan zonación inversa (e.g. #Mg=68-69→77-79). Los microlitos de ortopiroxeno en Piedras Negras son ligeramente más ricos en Mg (#Mg=77-78) que los núcleos de los macrocristales.

### 7.4. Anfíbol

Se analizaron los cristales de anfíbol de las **andesitas basálticas** de **Atexcac** y las **andesitas** de **Piedras Negras**, los únicos volcanes del AVLD que presentan dicha fase mineral en sus fragmentos juveniles. Cuando se observaron zonados, se realizaron mediciones de centro a borde. A continuación, sus composiciones se describen en términos del #Mg ( $\#Mg^{Amp} = [Mg / (Mg + Fe^{2+}) \times 100]$ , a.p.u.f.) y de sus contenidos de Al y Si (a.p.u.f.), cuyos valores presentaron mayores variaciones.

De acuerdo con la metodología propuesta por [Leake et al. \(1997\)](#) para la clasificación de anfíboles, los cristales de ambos volcanes presentan valores de  $(Ca + Na)_B \geq 1.00$  a.p.u.f., así como  $Na_B$  entre 0.50 y 1.50 a.p.u.f., por lo que se definen como anfíboles cálcicos. Además, sus contenidos de  $Ca_B$  son superiores a 1.50 a.p.u.f., la sumatoria de  $(Ca + Na)_A$  es superior a 0.50 a.p.u.f. y su contenido de Ti es inferior a 0.50 a.p.u.f., por lo que pertenecen al campo composicional de la **pargasita** (Figura 7.3) con composiciones ligeramente variables en términos de #Mg, Si y Al.



**Figura 7.3.** Diagrama Si (a.p.u.f.) vs #Mg para la clasificación de los anfíboles cálcicos de Atexcac y Piedras Negras. Se diferencia entre megacristales (Mg), macrocristales (Mac) y microcristales (Mic). Modificado de [Leake et al. \(1997\)](#).

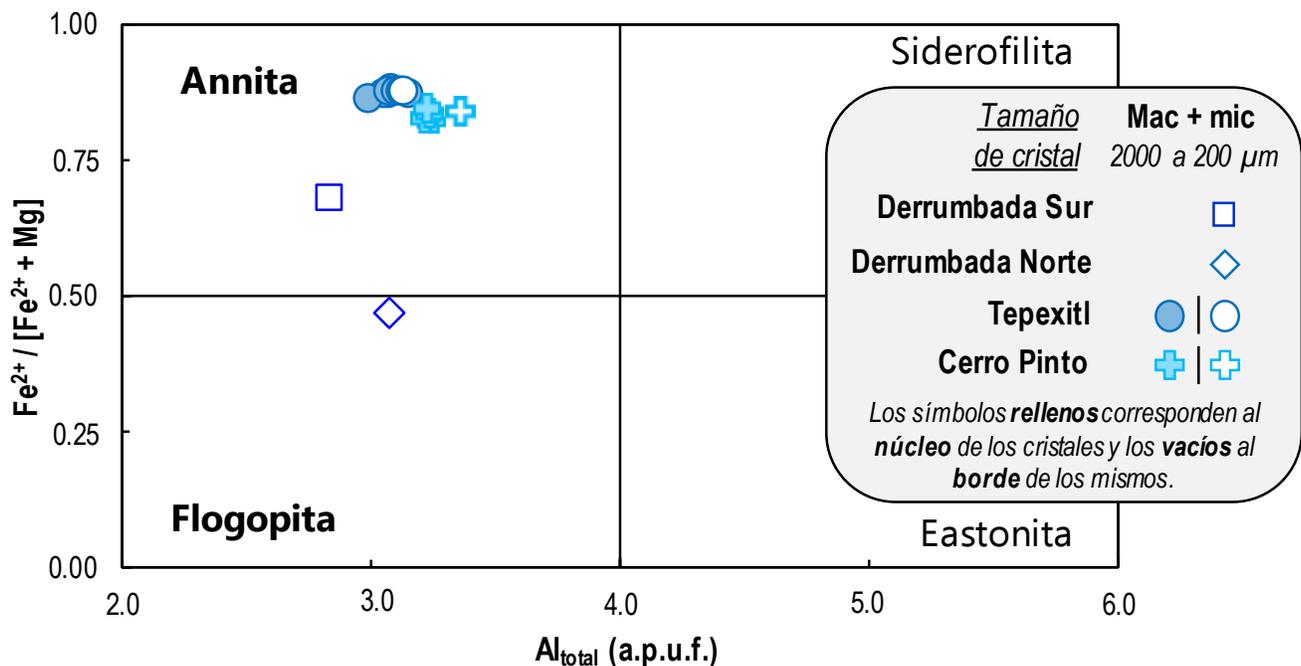
En el caso de **Atexcac**, los cristales de anfíbol se observan subredondeados y sin zonación (Figura 6.3k) con valores homogéneos de #Mg (62-67), pero variaciones ligeramente mayores de Si (5.99-6.24 a.p.u.f.) y Al (2.01-2.42 a.p.u.f.). No se identificaron zonaciones composicionales en ningún cristal.

En contraste, los cristales de **Piedras Negras** suelen observarse zonados, con núcleos que presentan un rango considerablemente variable de #Mg (57-71); se observa que en Piedras Negras los microcristales presentan valores más altos de #Mg (66-68) y Si (6.10-6.18 a.p.u.f.) pero más bajos de Al (2.04-2.22 a.p.u.f.) que los de los macrocristales (#Mg=55-58; Si=6.06-6.12 a.p.u.f.; Al=2.34-2.46 a.p.u.f.). El núcleo del megacristal analizado presenta valores más altos de #Mg (0.70-0.71) y Si (6.17-6.23 a.p.u.f) y más bajos de Al (2.13-2.18 a.p.u.f.) que el resto de los cristales. La presencia de oxidación en la mayoría de las bandas de sobrecrecimiento en estos cristales impidió obtener mediciones adecuadas de elementos mayores en estas zonas.

### 7.5. Biotitas

Las rocas de los **volcanes riolíticos** son las únicas que presentan cristales de biotita en la zona de estudio. La gran mayoría de estos análisis se realizaron en el centro de macrocristales; sin embargo, cuando se observó zonación, se realizaron mediciones en las bandas de sobrecrecimiento de estos cristales.

La composición de las biotitas varía en términos de los miembros extremos flogopita  $[K_2Mg_6(Si_6Al_2)O_{20}(OH)_4]$ , annita  $[K_2Fe_6(Si_6Al_2)O_{20}(OH)_4]$ , eastonita  $[K_2(Mg_4Al_2)(Si_4Al_4)O_{20}(OH)_4]$  y siderofilita  $K_2(Fe_4Al_2)(Si_4Al_4)O_{20}(OH)_4$ . En la **Figura 7.4** se observa que todos los cristales de biotita analizados en las riolitas del AVLD pertenecen al campo de la **annita**, con la excepción del único cristal analizado de la Derrumbada Norte que se grafica en el campo de la **flogopita**. Se observa también que los cristales de biotita de Cerro Pinto y Tepexitl, en términos generales, presentan composiciones muy similares, caso contrario de aquellos de las Derrumbadas.



**Figura 7.4.** Diagrama  $Al_{total}$  (a.p.u.f.) vs #Fe ( $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ ) para la clasificación de las biotitas de los volcanes riolíticos del AVLD. Se consideran las mediciones realizadas en macrocristales (Mac) y microcristales (Mic), diferenciando entre análisis en el centro y el borde de estos.

Los cristales de annita de **Tepexitl** y **Cerro Pinto** presentan altos valores de #Fe ( $\#Fe = Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ ) con poca variación (0.82-0.88). Sin embargo, se observa que los cristales de Tepexitl contienen una cantidad ligeramente menor de  $Al_{total}$  (3.1-3.2 a.p.u.f.) que los de Cerro Pinto (3.2-3.4 a.p.u.f.). El único análisis realizado en el borde de uno de los cristales de Tepexitl no presentó ninguna diferencia composicional respecto al centro del cristal.

En cambio, las biotitas de **Las Derrumbadas** presentan valores más bajos y variables de #Fe. En la Derrumbada Sur, el borde del cristal de biotita analizado tiene un #Fe de 0.68, mientras que en la Derrumbada Norte es aún más bajo, de 0.46; no obstante, el contenido de  $Al_{total}$  es similar en ambos casos (2.8-3.1 a.p.u.f.), dentro del rango de las composiciones de los cristales de Tepexitl.

### 7.6. Granates

Una de las características petrográficas más destacables en las riolitas del AVLD es la presencia de granate como macrocristales, que ocurre únicamente en los volcanes de la Derrumbada Sur y Tepexitl y, en menor medida, en la Derrumbada Norte. Para el presente trabajo se analizaron macrocristales de granate de la Derrumbada Sur y Tepexitl (uno de cada uno), efectuando mediciones en el centro y borde del cristal.

Los cristales de granate analizados presentan composiciones fácilmente diferenciables: el macrocristal de la Derrumbada Sur presenta un menor contenido de MnO (1.9-2.0 %) y mayor contenido de CaO (4.4-4.6 %) que el macrocristal de Tepexitl (MnO=3.7-4.7 %; CaO=3.3-2.8 %). Además, las composiciones del centro y borde del macrocristal de la Derrumbada Sur son muy homogéneas, mientras que en Tepexitl se puede observar una notable disminución de CaO y un aumento de MnO de centro a borde.

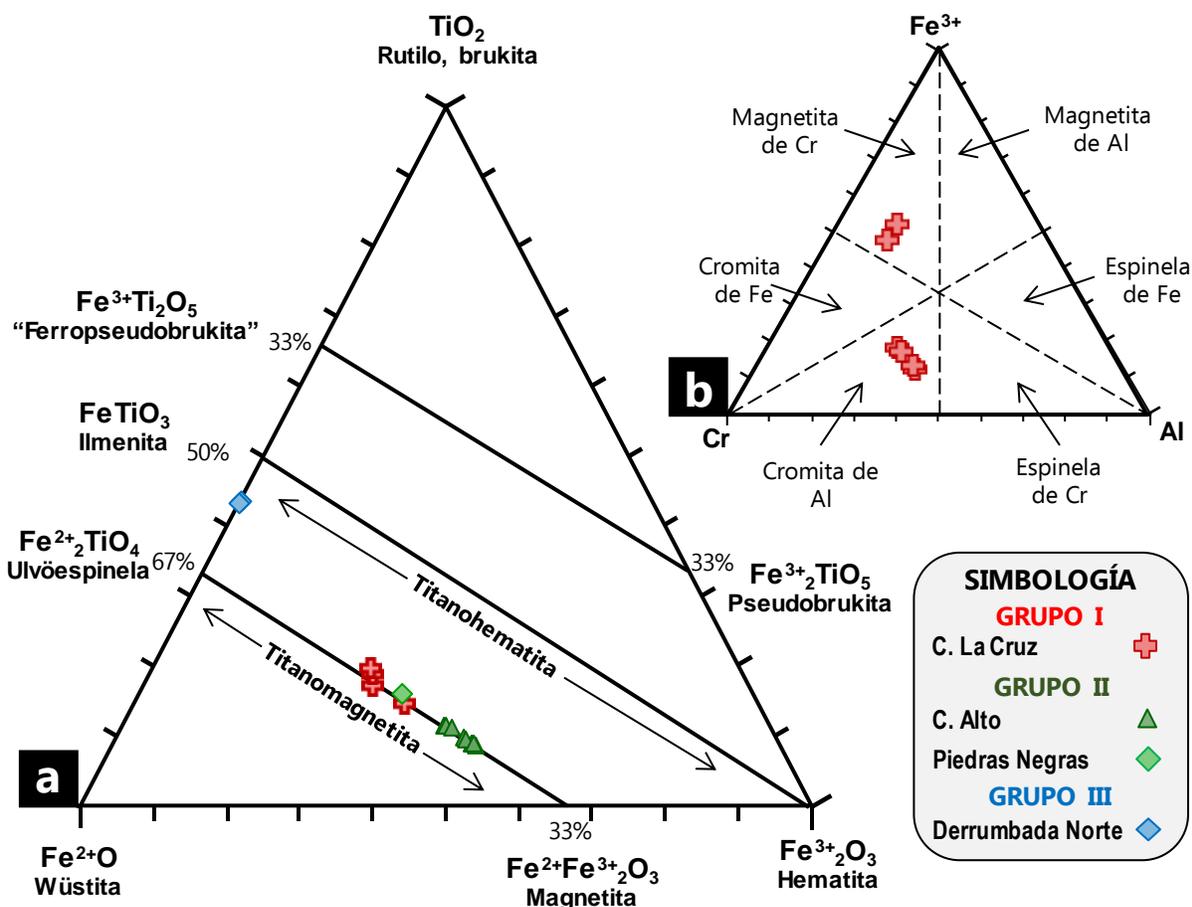
La composición de los cristales de granate varía en términos de los miembros extremos de la solución sólida: almandino  $[Fe^{2+}_3Al_2(SiO_4)_3]$ , andradita  $[Ca_3Fe^{3+}_2(SiO_4)_3]$ , grosularia  $[Ca_3Al_2(SiO_4)_3]$ , piropo  $[Mg_3Al_2(SiO_4)_3]$ , espesartina  $[Mn^{2+}_3Al_2(SiO_4)_3]$  y uvarovita  $[Ca_3Cr_2(SiO_4)_3]$ . El macrocristal de la Derrumbada Sur presenta una composición homogénea de centro a borde de  $Alm_{71-72}-Adr_{0-1}-Grs_{13}-Prp_{10-11}-Sps_{4-5}-Uv_0$ , mientras que el macrocristal de Tepexitl presenta una composición de  $Alm_{74}-Adr_1-Grs_{10}-Prp_6-Sps_9-Uv_0$  en el centro y de  $Alm_{77}-Adr_1-Grs_7-Prp_4-Sps_{12}-Uv_0$  en el borde. Por tanto, ambos macrocristales son ricos en almandino, pero el macrocristal de la Derrumbada Sur es más rico en grosularia y piropo que el de Tepexitl, mientras que éste último es notablemente más rico que aquel en almandino y espesartina, especialmente hacia el borde del cristal.

### 7.7. Minerales opacos

Se realizaron microanálisis en minerales opacos presentes en la matriz únicamente de los **basaltos** de Cerro La Cruz, las **andesitas** de Cerro Alto y Piedras Negras, y de las **riolitas** de la Derrumbada Norte.

La gran mayoría de los microlitos de minerales opacos analizados corresponden a óxidos de Fe-Ti, y se clasifican como titanomagnetitas en los fragmentos juveniles de los basaltos y andesitas, y como magnetitas e ilmenitas en los juveniles riolíticos (Figura 7.5a).

En los **basaltos**, las composiciones de los microlitos opacos de Cerro La Cruz corresponden principalmente a titanomagnetita, aunque también se analizaron algunos microlitos ricos en Cr, que se clasifican como cromitas de Al y magnetitas de Cr (Figura 7.5b). En las **andesitas**, los microlitos opacos son de titanomagnetita, que en Cerro Alto son más pobres en  $Fe^{2+}$  que el único microlito analizado en Piedras Negras. Finalmente, en las **riolitas**, la Derrumbada Norte presenta microlitos opacos de magnetita rica en Al (7.3-9.3 % de  $Al_2O_3$ ).



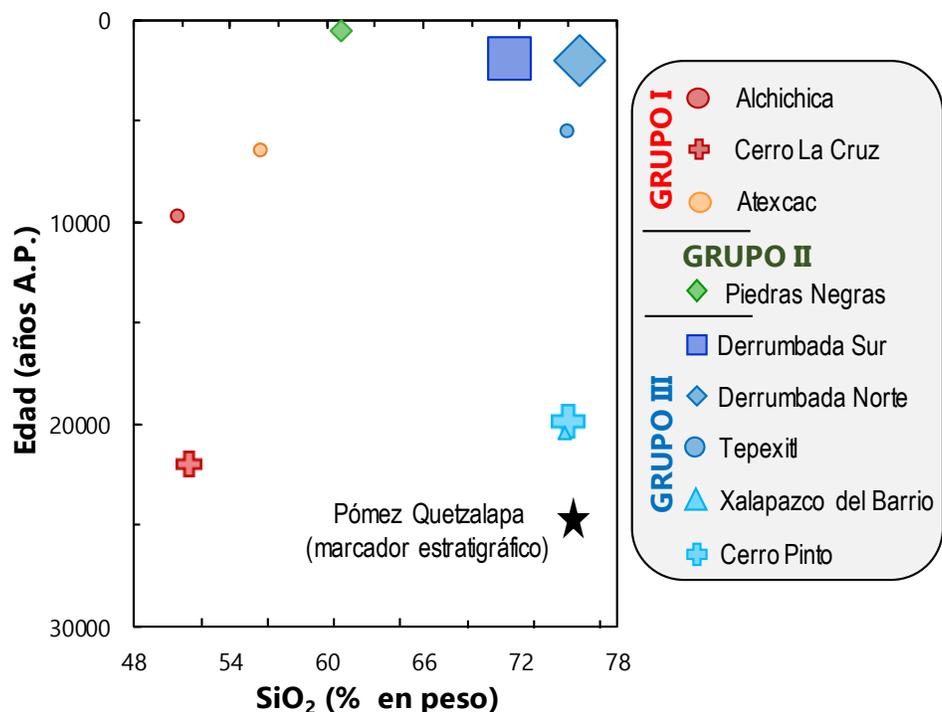
**Figura 7.5. Diagramas de clasificación de los microlitos de minerales opacos analizados.** (a) Diagrama ternario  $TiO_2$ - $Fe^{2+}O$ - $Fe^{3+}_2O_3$  para la clasificación de los óxidos de Fe-Ti. (b) Diagrama ternario  $Fe^{3+}$ -Cr-Al para la clasificación de los microlitos de óxidos ricos en Cr de Cerro La Cruz. Campos composicionales después de Barnes & Roeder (2001). Modificado de Stevens (1944) y Ghosh *et al.* (2009).

## CAPÍTULO 8

## INTERPRETACIONES Y DISCUSIÓN

Los magmas del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas muestran un amplio rango composicional de basaltos a riolitas, pero con una escasa presencia de andesitas y la ausencia de dacitas, por lo que se define como un vulcanismo bimodal (Siebe & Verma, 1988; Suneson & Lucchitta, 1983; Frost & Frost, 2014; Sen, 2014). En la zona de estudio, el vulcanismo máfico corresponde al mayor número de edificios (6) pero a un pequeño volumen de magma ( $\sim 3.8 \text{ km}^3$  en total; Guilbaud *et al.*, 2019) en comparación con el asociado al vulcanismo riolítico ( $\sim 14 \text{ km}^3$  en total; Chédeville *et al.*, 2019); en cambio, los magmas andesíticos representan el menor volumen magmático (dos volcanes y  $\sim 0.4 \text{ km}^3$  de magma en total; Guilbaud *et al.*, 2019). Cabe destacar que, aunque los tres grupos composicionales han sido emitidos durante los últimos 25,000 años, no existe una correlación entre la edad de los volcanes y su contenido de sílice (Figura 8.1).

**Figura 8.1.** Evolución del contenido de sílice del vulcanismo del AVLD respecto al tiempo (años antes del presente). Escala temporal aparente, basada en dataciones por  $^{14}\text{C}$  y relaciones estratigráficas reportadas por Chédeville *et al.* (2019). El tamaño de los símbolos representa el volumen relativo de magma emitido por cada volcán. La edad de Cerro La Cruz se desconoce, por lo que su edad este diagrama se basa en la posición estratigráfica de sus depósitos respecto a la Pómez Quetzalapa ( $\sim 25,000$  años A.P., Rodríguez *et al.*, 2002) y a los depósitos de caída de Cerro Pinto.



En las secciones subsecuentes, se usan los datos colectados y se integran con los de trabajos previos para discutir el origen de este patrón composicional en la zona de Las Derrumbadas. Primero, se evalúan las principales hipótesis propuestas en trabajos previos para explicar el origen de estos magmas, con el objetivo de definir el mecanismo magmático más viable. Posteriormente, adoptando la hipótesis de que todos los magmas derivaron de la diferenciación composicional de fundidos mantélicos, se presentan modelizaciones de cristalización fraccionada y se discute su impacto sobre las variaciones observadas en

elementos mayores. Finalmente, estos resultados se integran con las características petrológicas y geoquímicas de los tres grupos composicionales para proponer, en cada caso, las condiciones y procesos magmáticos involucrados en la evolución de los magmas durante su ascenso a la superficie.

### 8.1. Modelos petrogenéticos propuestos para explicar el vulcanismo bimodal de la Cuenca de Serdán-Oriental

El desarrollo de vulcanismo bimodal se reconoce como típico de zonas de extensión tectónica (Frost & Frost, 2014), siendo común la presencia de basaltos toleíticos o alcalinos asociados espacial y temporalmente a riolitas alcalinas o peralcalinas volumétricamente más abundantes (Meade *et al.*, 2014 y referencias). En estas zonas, la génesis de los magmas máficos se ha asociado a la fusión parcial de material astenosférico bajo condiciones anhidras (<0.5 % de H<sub>2</sub>O), propiciando una tendencia de diferenciación toleítica (Suneson & Lucchitta, 1983, y referencias; Gasparon *et al.*, 1993; Frost & Frost, 2014). En cambio, al menos tres mecanismos suelen proponerse para explicar la petrogénesis de los magmas riolíticos (Frost & Frost, 2014): (1) La fusión parcial de material cortical (Meade *et al.*, 2014 y referencias); (2) la separación de fundidos magmáticos inmiscibles; y (3) la diferenciación de fundidos toleíticos mediante procesos de cristalización fraccionada y asimilación cortical. El mecanismo (1) suele ser el más común, e implica que los miembros composicionales extremos no son cogenéticos, contrario a los mecanismos (2) y (3).

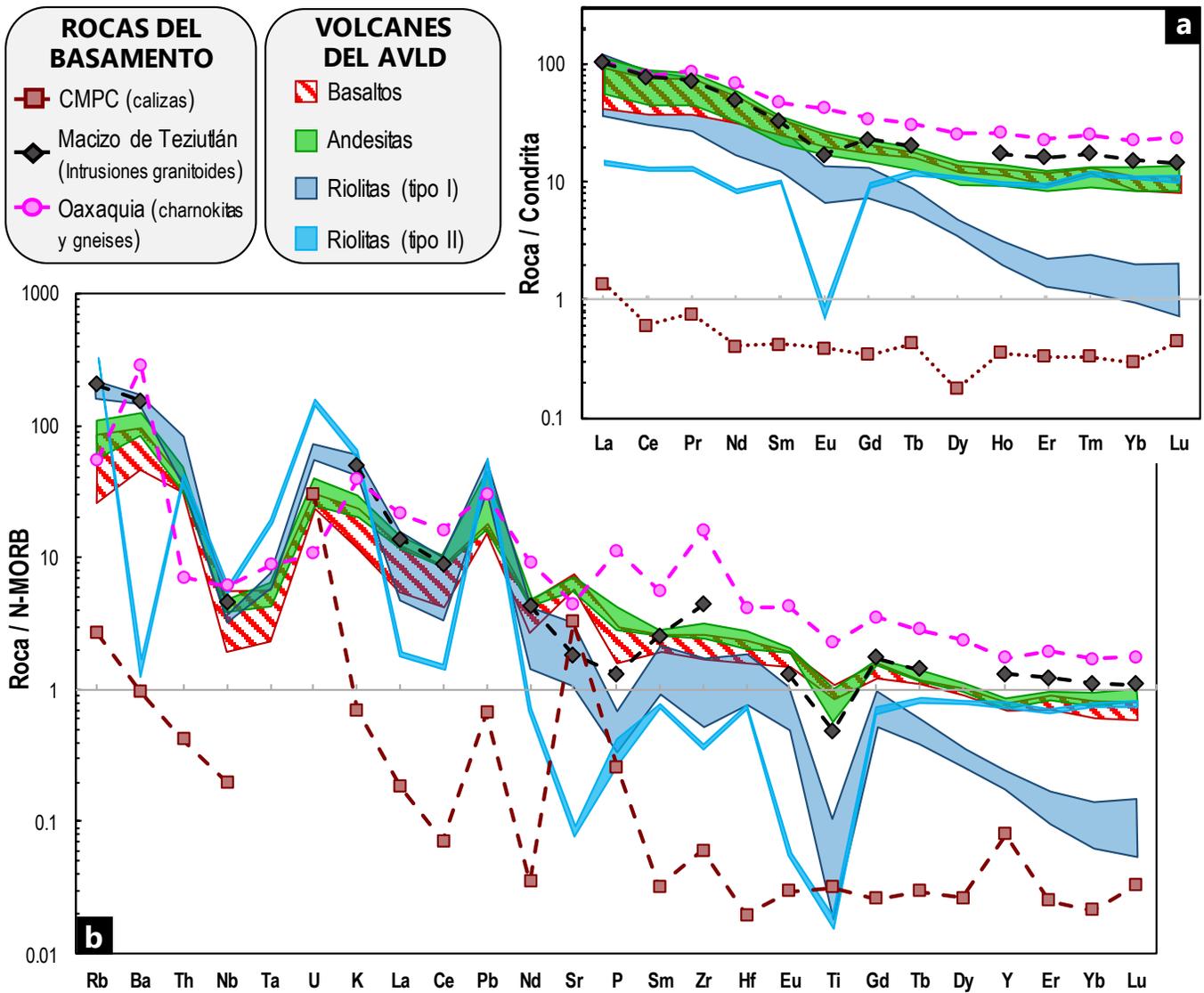
Los estudios geofísicos de Mena & González-Morán (1978) y Palacios-Hartweg & García-Velázquez (1981) en la Cuenca de Serdán-Oriental revelaron la presencia de sistemas de fallas tipo *horst* y *graben*. Estas características estructurales llevaron a Siebe & Verma (1988) a proponer que el estilo tectónico de esta zona podría ser similar al régimen tectónico distensivo que se observa en la provincia *Basin and Range* al occidente de los Estados Unidos y que, por tanto, el vulcanismo bimodal de la zona podría estar relacionado a procesos de extensión cortical. Sin embargo, los magmas bajo estudio presentan características geoquímicas diferentes a las que suelen dominar en zonas de extensión tectónica intracontinental. En primera instancia, los magmas emitidos no son alcalinos, sino subalcalinos (Figura 6.2a) con una tendencia de diferenciación calcialcalina (Figura 6.2c). Además, las riolitas de la zona de estudio presentan un carácter peraluminoso en lugar de alcalino o peralcalino (Figura 6.2d). Por otra parte, todos los magmas del AVLD muestran anomalías negativas de Nb, Ta y Ti, así como de La y Ce, mientras que presentan un enriquecimiento en Rb, Ba, K, U y Pb, todas ellas en comparación con N-MORB, lo que es una señal típica de subducción (Figuras 6.6b y 6.7b). Estas características geoquímicas sugieren que el vulcanismo de la zona de Las Derrumbadas está estrechamente ligado al proceso de subducción, aunque la tectónica local pudo haber influenciado la distribución del vulcanismo, así como los procesos involucrados en la diferenciación de estos magmas durante su residencia en la corteza (Perfit & Davidson, 2000; Zack *et al.*, 2002; Wilson, 2007; Hermann & Rubatto, 2009).

Esta conclusión está en acuerdo con trabajos previos que han abordado la petrogénesis profunda de los magmas de la cuenca, los cuales han propuesto que los magmas máficos de la zona provienen de la fusión parcial de un manto metasomatizado de litología híbrida compuesta por piroxenitas de alto y bajo sílice + peridotitas (Becerra-Torres, 2017), resultante de aportes variables del componente de subducción tras la fusión de fengita y allanita/monzonita del *slab* (Becerra-Torres, 2014; Pale-Berruecos, 2014). En cuanto al origen de las andesitas, trabajos experimentales han demostrado que la fusión parcial de la cuña del manto sólo puede generar magmas primarios de composición intermedia (hasta 60 % de SiO<sub>2</sub>) bajo condiciones muy específicas y poco comunes (<1000°C, ~1000 MPa y H<sub>2</sub>O >7 %; Gómez-Tuena *et al.*, 2014 y referencias). Los magmas resultantes están enriquecidos en MgO (>8 %) y Sr (>1000 ppm), mostrando relaciones de FeO<sup>T</sup>/MgO <2 (Calmus *et al.*, 2003 y referencias). Las andesitas del agrupamiento estudiado no muestran tales características, por lo que se deduce que no son producto directo de la fusión parcial de la cuña del manto. Alternativamente, podrían estar asociadas a la diferenciación magmática de fundidos basálticos (por cristalización fraccionada y/o asimilación cortical) o a la mezcla de magmas entre basaltos y riolitas; debido a que las andesitas presentan patrones de elementos traza muy similares a los de los basaltos coexistentes y, en cambio, significativamente distintos a los de las riolitas circundantes, la hipótesis de origen por mezcla de estos dos miembros extremos es poco viable, resultando más probable que sean producto de la diferenciación de los magmas basálticos, a través de procesos de cristalización fraccionada ± asimilación cortical.

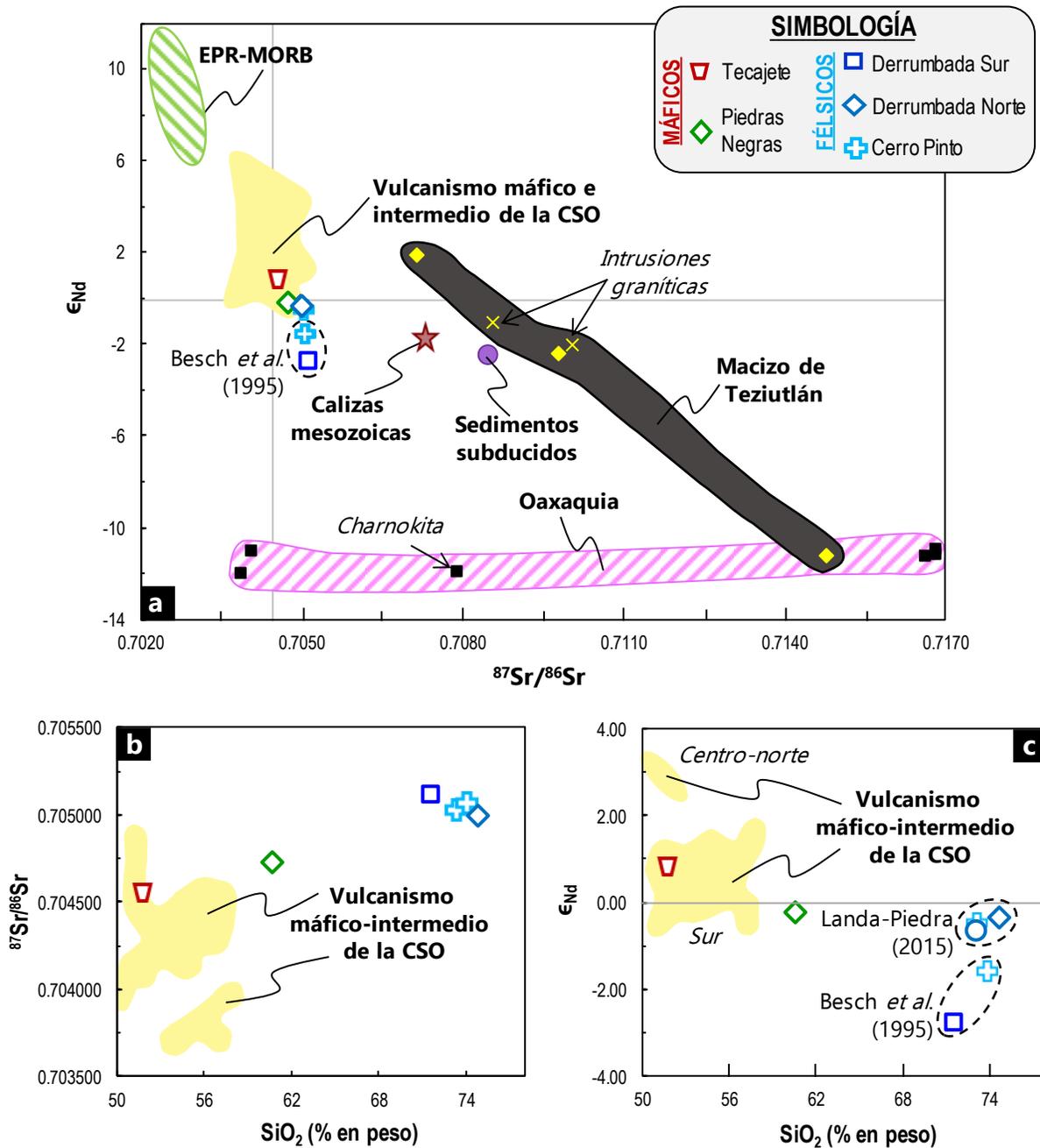
Sobre el origen de las riolitas en la zona de Las Derrumbadas, aunque éstas presentan características típicas de granitos tipo S (derivados de la fusión parcial de rocas sedimentarias), como A/CNK>1 (*i.e.* magmas peraluminosos), >1% de corindón normativo, y abundante biotita, la señal de subducción de estos magmas no soporta su origen por fusión de material cortical sedimentario, sino que apunta a su generación por fusión de un basamento de origen ígneo y con firma de subducción, o por cristalización fraccionada de los magmas máficos ± asimilación de corteza local.

De hecho, la hipótesis de la fusión parcial de diferentes litologías de la corteza local ha sido evaluada por Landa-Piedra (2015), quien consideró dos escenarios distintos para explicar la formación de los dos tipos de riolitas observadas en la zona de Las Derrumbadas. Para las riolitas con granate que presentan un empobrecimiento de tierras raras pesadas, propuso que fuese necesaria la fusión parcial de rocas del basamento profundo con altos contenidos de granate (*e.g.* las granulitas de Oaxaquia) que retuvieran dichos elementos en el residuo. En cambio, para las riolitas sin granate que muestran un empobrecimiento de Eu, Ba y Sr, consideró la fusión parcial de rocas de la corteza superior ricas en plagioclasa y feldespato alcalino (*e.g.* Macizo de Teziutlán) que retuvieran dichos elementos en el residuo. Sin embargo, los datos disponibles de elementos traza y de relaciones isotópicas muestran que estos escenarios no resultan satisfactorios. En el caso de las riolitas con granate, las concentraciones de tierras raras ligeras del magma generado deberían ser más altas que las charnokitas de granate y gneises de

Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Solari *et al.*, 2004; Figuras 8.2a y b) pues, de lo contrario, indicarían tasas de fusión parcial muy altas (cercanas al 100%); mientras que las riolitas sin granate deberían presentar valores similares o ligeramente más altos de tierras raras pesadas que los granitoides del Macizo de Teziutlán (Verma, 2000; Figuras 8.2a y b), pues éstas no presentan minerales ricos en tierras raras pesadas (*e.g.* granate o anfíbol) que pudieran retenerlas en el residuo.



**Figura 8.2.** Diagramas de tierras raras normalizado a una condrita (a) y diagrama multielementos normalizado a N-MORB (b), en los que se comparan las composiciones de los magmas basálticos, andesíticos y riolíticos de la zona de estudio con las composiciones promedio de los diferentes basamentos de la Cuenca de Serdán-Oriental. Las composiciones del basamento corresponden a Oaxaquia [principalmente gneises y charnokitas en facies de granulita (Patchett & Ruiz, 1987; Ruiz *et al.*, 1988a, b)], el Macizo de Teziutlán [granitos y granodioritas (Verma, 2000)] y calizas del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras (CMPC) [se usan como análogos xenolitos de caliza provenientes de la Caldera de Huichapan, Hidalgo (Verma, 2001) y de la Caldera de Amealco, Querétaro (Blatter, 2007)].



**Figura 8.3.** Datos isotópicos disponibles de algunos de los volcanes de la Cuenca de Serdán-Oriental (CSO). (a)  $^{87}Sr/^{86}Sr$  vs  $\epsilon_{Nd}$ ; (b)  $SiO_2$  vs  $^{87}Sr/^{86}Sr$ ; (c)  $SiO_2$  vs  $\epsilon_{Nd}$ . Los datos isotópicos provienen de los basaltos de Tecajete (Pale-Berruecos, 2014), las andesitas de Piedras Negras (Besch *et al.*, 1995), y las riolitas de Cerro Pinto (Besch *et al.*, 1995; Landa-Piedra, 2015), la Derrumbada Sur (Besch *et al.*, 1995), Tepexitl y la Derrumbada Norte (Landa-Piedra, 2015). Las barras de error de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ( $2\sigma_{mean} = \pm 4$  a  $12 \times 10^{-6}$ ) y  $\epsilon_{Nd}$  ( $2\sigma_{mean}$  de  $^{143}Nd/^{144}Nd = \pm 4$  a  $17 \times 10^{-6}$ ) son más pequeñas que los símbolos. Como marco de referencia se presentan los datos de los basaltos de la Dorsal Meso-oceánica del Pacífico Oriental [EPR-MORB; información extraída de la base de datos PetDB ([www.earthchem.org/petdb](http://www.earthchem.org/petdb)) el 10 de Agosto de 2019], de los sedimentos subducidos en la trinchera mesoamericana [sitio DSDP 487 (LaGatta, 2003 en Gómez-Tuena *et al.*, 2003)], del vulcanismo máfico circundante [Besch *et al.*, 1995; Schaaf & Carrasco-Núñez, 2010; Pale-Berruecos, 2014] y de las diferentes unidades que componen el basamento de la zona de estudio: Oaxaquia [principalmente gneisses y charnokitas en facies de granulita; (Patchett & Ruiz, 1987; Ruiz *et al.*, 1988a, b)], el Macizo de Teziutlán [mica-esquistos y rocas metavolcánicas cloritizadas (Gómez-Tuena *et al.*, 2003); granitos y granodioritas (Verma, 2000)] y calizas del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras [se usa como análogo un xenolito de caliza proveniente de la Caldera de Huichapan, Hidalgo (Verma, 2001)].

Por otra parte, estudios isotópicos de las relaciones de Sr y Nd (Figura 8.3a) también descartan un origen por anatexis de material cortical, ya que las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y el  $\epsilon_{\text{Nd}}$  de los volcanes bajo estudio (Besch *et al.*, 1995; Verma, 2000; Pale-Berruecos, 2014; Landa-Piedra, 2015) son muy distintos de aquellos del posible basamento profundo de la cuenca (*i.e.* Oaxaquia y Macizo de Teziutlán; Patchett & Ruiz, 1987; Ruiz *et al.*, 1988a, b; Gómez-Tuena *et al.*, 2003; Verma, 2000), además de observarse relativamente distantes respecto a los valores de las secuencias calcáreas mesozoicas que forman el basamento más somero (Verma, 2001).

En resumen, resulta claro que la fusión parcial de diferentes unidades de la corteza local no resulta un modelo petrogenético viable para explicar la variabilidad magmática de la zona de estudio. En cambio, es muy probable que las riolitas estén relacionadas genéticamente con los basaltos circundantes, y que hayan derivado de estos mediante procesos de cristalización fraccionada a diferentes profundidades en la corteza, como ha sido propuesto previamente por Landa-Piedra (2015). No obstante, la correlación positiva de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Figura 8.3b) y negativa de la relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $\epsilon_{\text{Nd}}$ ; Figura 8.3c) con respecto al grado de diferenciación de los magmas, indica que es posible que los magmas del agrupamiento hayan experimentado asimilación cortical, como se discutirá en secciones posteriores.

### 8.2. Cristalización fraccionada y modelizaciones de elementos mayores

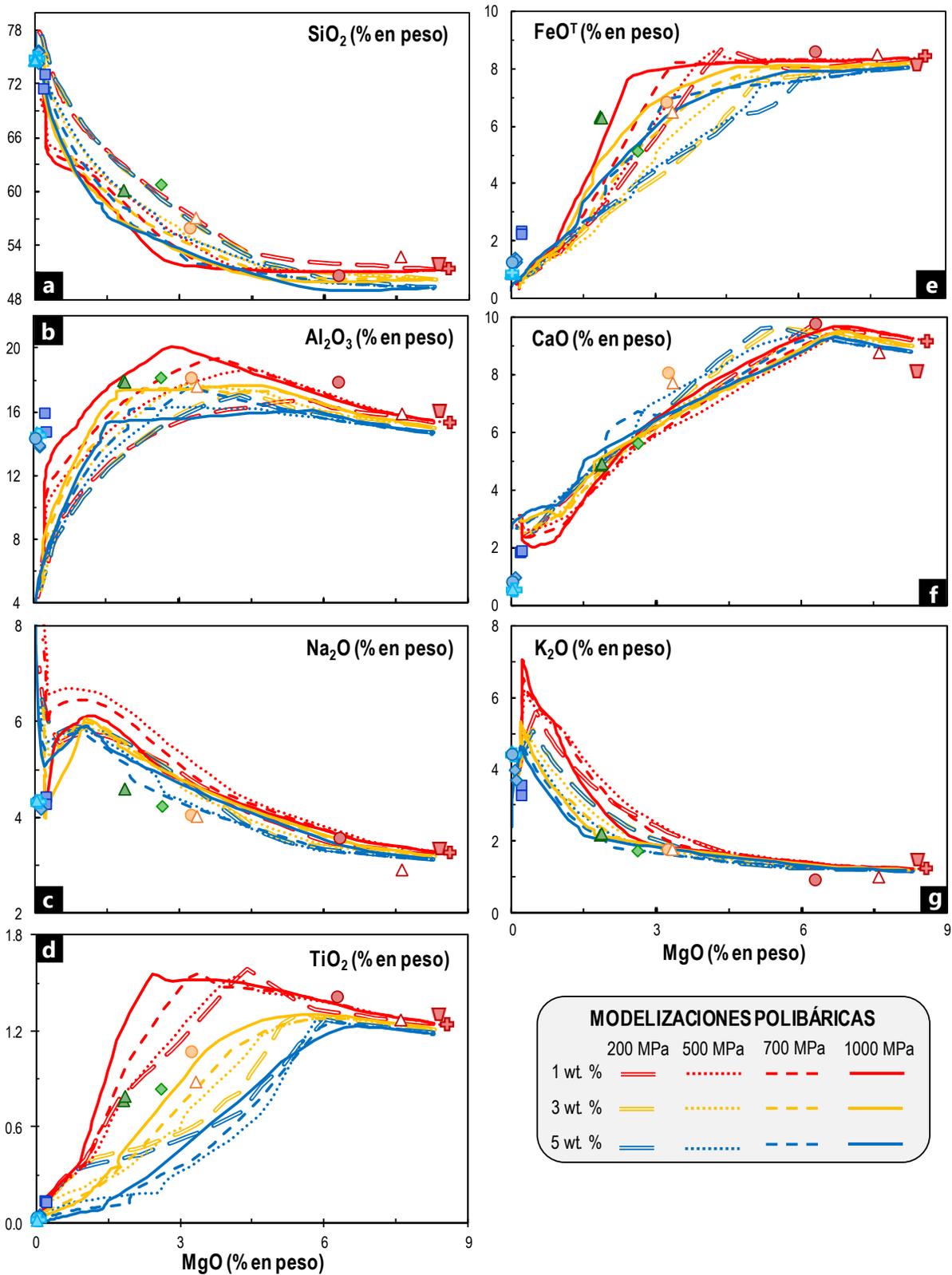
Se pueden enunciar varios aspectos que evidencian la participación de la cristalización fraccionada en la evolución composicional de los magmas del AVLD:

- i. Todas las rocas pertenecen a la serie calcialcalina y en la mayoría de los diagramas Harker de elementos mayores se observan correlaciones lineales tanto positivas como negativas respecto al contenido de  $\text{SiO}_2$  (Figuras 6.3a-h), comportamientos esperados como resultado de procesos de cristalización fraccionada: El empobrecimiento de  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}^{\text{T}}$  y  $\text{CaO}$ , y el enriquecimiento de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  a medida que avanza la diferenciación de basaltos a andesitas puede asociarse al fraccionamiento de olivino, plagioclasa cálcica, clinopiroxeno y anfíbol; el posterior descenso de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}^{\text{T}}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  de andesitas a riolitas estaría ligado a un mayor fraccionamiento de plagioclasa y, adicionalmente, de biotita, apatito y, en algunos casos, monacita.
- ii. Se observa una clara correlación positiva entre los elementos *LIL* (como Cs, Rb, Ba y Pb) y el  $\text{SiO}_2$  en los magmas basálticos y andesíticos (Figuras 6.4a-d), efecto esperado como producto de la cristalización fraccionada de minerales ferromagnesianos (olivino, piroxeno y plagioclasa rica en Ca) en los que estos elementos son incompatibles; en cambio, la correlación negativa de Sr y Eu con el  $\text{SiO}_2$  desde los basaltos hacia las riolitas (Figura 6.4e y 6.5b) es compatible con el fraccionamiento progresivo de plagioclasa y, posteriormente, de feldespatos alcalinos.
- iii. Los basaltos y andesitas presentan patrones de elementos traza muy similares (Figuras 8.2a-b), con ligeras diferencias en concentraciones que podrían indicar el fraccionamiento de diferentes asociaciones minerales (en acuerdo con la mineralogía observada).

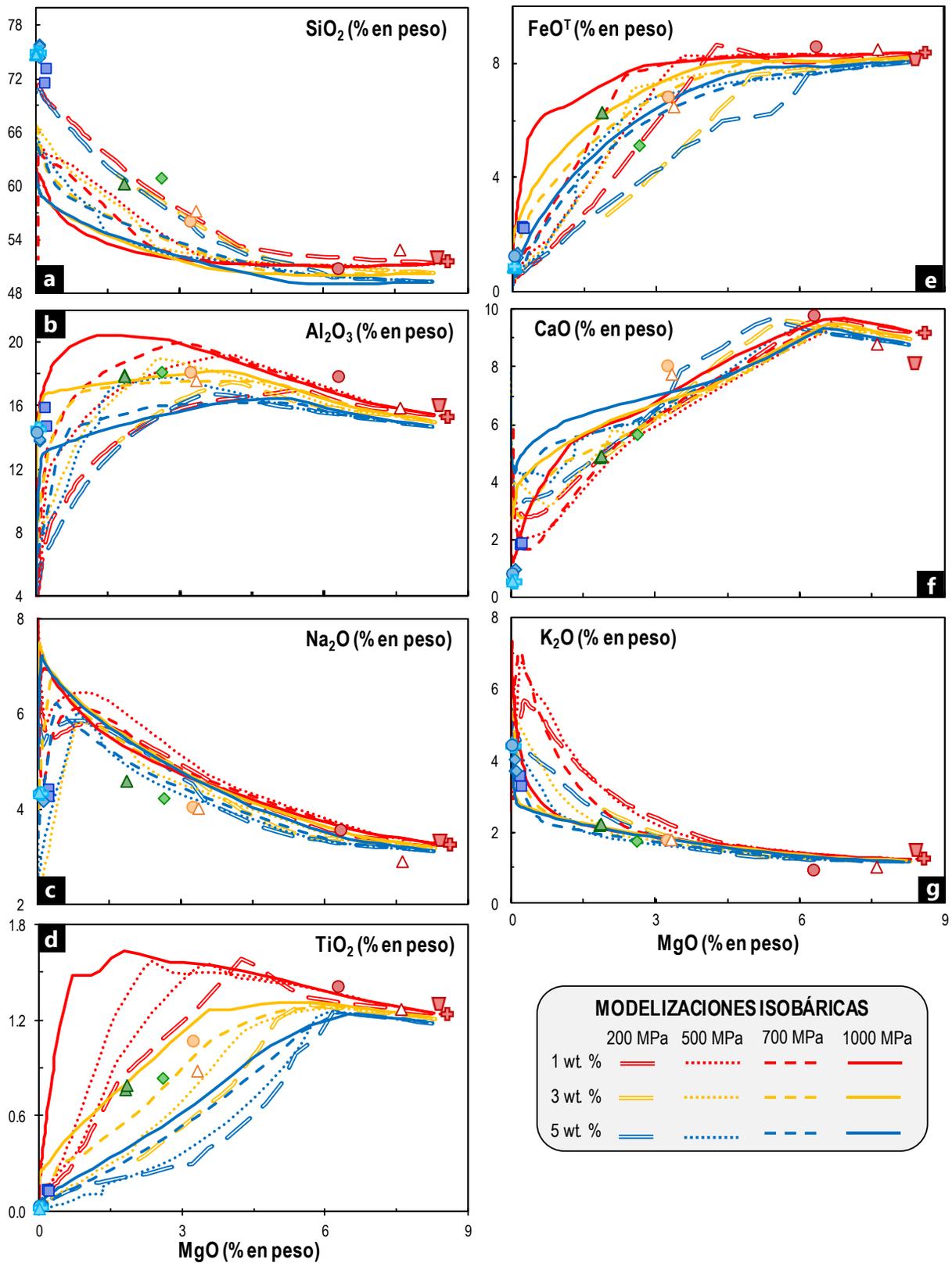
- iv. A pesar de que las riolitas presentan patrones de elementos traza notablemente distintos respecto a los basaltos y andesitas similares (Figuras 8.2a-b), exhiben fuertes anomalías negativas que podrían deberse al fraccionamiento de la asociación mineral observada.

Para evaluar el efecto de este proceso en las variaciones de elementos mayores se realizaron modelizaciones de cristalización fraccionada usando el software Rhyolite-MELTS v.1.2.0 (Gualda *et al.*, 2012; Ghiorso & Gualda, 2015), partiendo de la composición de la roca más primitiva de la zona de estudio (muestra basáltica 1733A de Cerro La Cruz; #Mg=50.6), considerada como magma parental para este propósito. Además, se modelizaron procesos isobáricos y polibáricos para evaluar el impacto del cambio de presión en el sistema magmático sobre la asociación mineral fraccionada y el patrón composicional del líquido residual. Así mismo, para evaluar el control que ejercen las condiciones iniciales de presión y del contenido de H<sub>2</sub>O, se consideraron presiones de 200, 500, 700 y 1000 MPa (*i.e.* ~7.4, 18.5, 25.9 y 37 km de profundidad, respectivamente, aplicando el gradiente de 0.037 km/MPa para la corteza mexicana según Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008) y contenidos iniciales de H<sub>2</sub>O de 1, 3 y 5 %, fijando la fugacidad del oxígeno ( $f_{O_2}$ ) relativa al *buffer* NNO, condiciones de óxido-reducción que se han calculado en la literatura para el magmatismo de la FVTM (ver Anexo IV). Los resultados de estas modelizaciones se muestran en las Figuras 8.4a-g para las condiciones polibáricas, y en las Figuras 8.5a-g para las isobáricas. Los detalles de estos modelos se presentan en el Anexo IV.

Cabe destacar, sin embargo, que en todas las modelizaciones la asociación mineral fraccionada consiste mayormente en fases minerales anhidras, con cantidades inferiores al 1.5 % en peso de fases hidratadas (*e.g.* anfíbol y/o biotita), debido probablemente a la limitada calibración del software para identificar correctamente el campo de estabilidad de estas últimas (Gualda *et al.*, 2012); esto ciertamente limita la modelización de las concentraciones del magma residual, particularmente en composiciones intermedias donde el anfíbol suele ser la principal fase estable. Por lo tanto, las concentraciones de los elementos compatibles con el anfíbol (principalmente MgO, FeO<sup>T</sup> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, y en menor medida CaO y Na<sub>2</sub>O) en los líquidos residuales de composiciones andesíticas y riolíticas de las modelizaciones podrían variar notablemente respecto a las composiciones naturales de los magmas intermedios y félsicos del AVLD. Además, ante la ausencia de anfíbol, el líquido residual modelizado se enriquece en dichos elementos, por lo que el algoritmo los introduciría en otras fases minerales estables en magmas intermedios donde sean compatibles (*i.e.* Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO y Na<sub>2</sub>O en plagioclasa y feldespato alcalino y, en menor medida, en clinopiroxeno; y FeO y MgO en piroxeno, espinela y óxidos rombohedrales) lo que modificaría las composiciones de los cristales fraccionados en las modelizaciones y, en menor medida, su abundancia modal. Por esta razón, en este trabajo no se consideran las composiciones de la mayoría de los cristales generados en las modelizaciones (con la excepción del granate), y en cambio sólo se consideran la secuencia de cristalización, la evolución composicional del líquido residual y, en menor medida, los porcentajes modales de las fases minerales en la asociación fraccionada.



**Figura 8.4.** Modelizaciones de la evolución composicional del fundido residual a través de procesos polibáricos de cristalización fraccionada. Los parámetros incluyen:  $T = \sim 1250$  a  $650^\circ\text{C}$  con pasos de enfriamiento de  $10^\circ\text{C}$ ,  $P_0 = 200, 500, 700$  y  $1000$  MPa y contenidos de  $\text{H}_2\text{O} = 1, 3$  y  $5$  % en peso. Las modelizaciones se efectuaron usando el algoritmo Rhyolite-MELTS v1.2.0. (Gualda, 2012; Ghiorso & Gualda, 2015) considerando la composición de la roca más primitiva de la zona de estudio (DER1733-A, del volcán Cerro La Cruz) como composición inicial. Ver Anexo IV para mayores detalles.



**Figura 8.5.** Modelizaciones de la evolución composicional del fundido residual a través de procesos isobáricos de cristalización fraccionada. Los parámetros incluyen:  $T = \sim 1340$  a  $650^\circ\text{C}$  con pasos de enfriamiento de  $10^\circ\text{C}$ ,  $P_0 = 200, 500, 700$  y  $1000$  MPa y contenidos de  $\text{H}_2\text{O} = 1, 3$  y  $5$  % en peso. Las modelizaciones se efectuaron usando el algoritmo Rhyolite-MELTS v1.2.0. (Gualda, 2012; Ghiorso & Gualda, 2015) considerando la composición de la roca más primitiva de la zona de estudio (DER1733-A, del volcán Cerro La Cruz) como composición inicial. Ver Anexo IV para mayores detalles.

La asociación mineral fraccionada en las **modelizaciones polibáricas** consistió en olivino + clinopiroxeno + plagioclasa + espinela ± ortopiroxeno + apatito ± óxidos rombohedrales (correspondiente a la solución sólida hematita-ilmenita-geikielita) ± biotita ± anfíbol ± feldespato alcalino ± cuarzo ± leucita; todas estas fases minerales, con la excepción de la leucita, están presentes en los magmas del AVL. Cabe destacar que estas modelizaciones lograron reproducir líquidos residuales finales de composición riolítica (*i.e.* >70 % de SiO<sub>2</sub>) producidos por grados de fraccionamiento cristalino de entre el 77 y el 91 %.

La asociación mineral fraccionada en las **modelizaciones isobáricas** fue esencialmente la misma que en los escenarios polibáricos, con la adición de la presencia de granate a presiones >700 MPa. Sin embargo, únicamente las modelizaciones a 200 MPa de presión lograron reproducir líquidos residuales finales de composición riolítica mediante grados de fraccionamiento cristalino de entre el 79 y 87%. También se observó que la evolución composicional del magma residual (*liquid line of descent*) presentó variaciones más notorias de concentraciones de elementos mayores (excepto en la concentración de Na<sub>2</sub>O) que en los escenarios polibáricos; esto se debió, principalmente, a diferentes cantidades de fraccionamiento de cada fase mineral (principalmente mayores cantidades fraccionadas de leucita y cuarzo), como respuesta tanto a diferentes contenidos de H<sub>2</sub>O como a diferentes presiones iniciales.

En las modelizaciones isobáricas a presiones ≥500 MPa destaca el abrupto empobrecimiento de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Na<sub>2</sub>O en el magma residual (**Figuras 8.5a-c**) y altos grados de fraccionamiento cristalino (80 a 96%). Esta evolución composicional está ligada al abundante fraccionamiento de cuarzo ± leucita (fases ricas en dichos elementos) a temperaturas <710 °C y en equilibrio con composiciones dacíticas (~62-67% de SiO<sub>2</sub>); esto impidió que el magma residual evolucionara hacia composiciones riolíticas. Se debe considerar, sin embargo, que la falta de ajuste de las entalpías de formación del cuarzo y del feldespato alcalino en la versión de Rhyolite-MELTS utilizada deriva en una incertidumbre importante en las cantidades de feldespato alcalino y cuarzo producidas en los últimos pasos de cristalización (a partir de composiciones félsicas). Por ello, estos resultados deben considerarse con reserva. No obstante, la modelización de altos porcentajes de leucita a presiones >500 MPa y contenidos iniciales de H<sub>2</sub>O >3 % sugieren que su formación podría considerarse, en gran parte, como una respuesta a la ausencia de formación de anfíbol, pues incorpora altas concentraciones de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O y, especialmente, de H<sub>2</sub>O, elementos compatibles en dicha fase mineral.

En términos generales, los resultados de las modelizaciones de cristalización fraccionada indican que el contenido de H<sub>2</sub>O y la presión controlan fuertemente la secuencia de cristalización del magma: todas las modelizaciones (polibáricas e isobáricas) muestran que un incremento en la cantidad de H<sub>2</sub>O suele retrasar la formación de feldespatos y ortopiroxeno, mientras favorece la cristalización temprana de olivino y espinela. El aumento de presión, por su parte, favorece la cristalización de ortopiroxeno (que es

la primera fase en cristalizar a presiones  $>1000$  MPa a cualquier contenido de  $H_2O$  inicial) y de granate (sólo estable en condiciones isobáricas), pero inhibe la formación de olivino a altas presiones ( $>1000$  MPa a cualquier contenido inicial de  $H_2O$ ).

Con base en la evolución del *liquid line of descent* de estas modelizaciones de cristalización fraccionada, los resultados son poco concluyentes respecto a una trayectoria composicional isobárica o polibárica que se ajuste mejor a las variaciones composicionales de los magmas del AVL D; no obstante, se pueden considerar los volúmenes magmáticos y la distribución del vulcanismo para dilucidar el escenario más probable para cada caso.

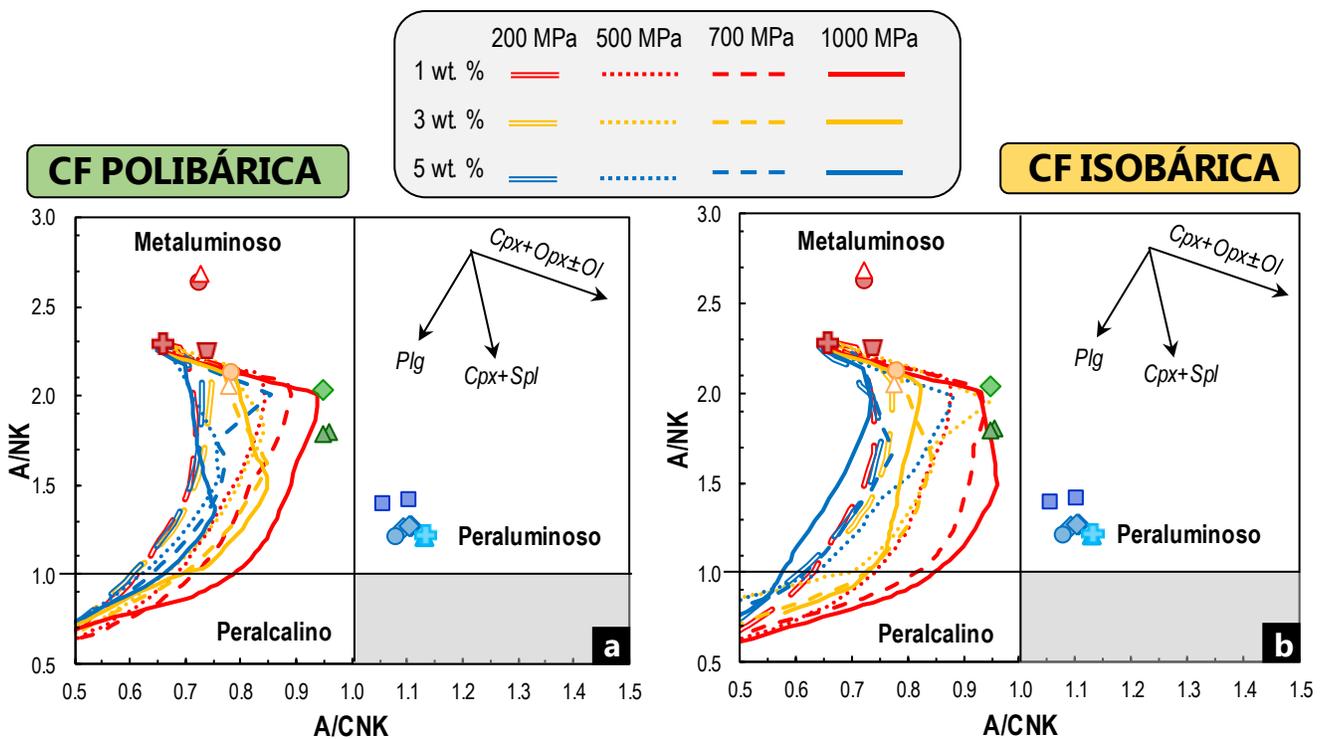
Por ejemplo, considerando el origen monogenético de estos volcanes, su distribución espacial dispersa y los bajos volúmenes de los magmas máficos e intermedios emitidos, se consideran más probables los escenarios de **cristalización fraccionada polibárica** para explicar las variaciones químicas y mineralógicas de los **magmas basálticos y andesíticos**, mediante los cuales la cristalización ocurre a diferentes profundidades durante su ascenso a través de fallas y fracturas en la corteza que actúan como un sistema de conductos (Siebert *et al.*, 2015). Sobre este respecto, se observa que, en términos generales, las concentraciones de elementos mayores de la mayoría de estos magmas son reproducibles dentro de un amplio rango de presiones corticales ( $<1000$  MPa) y contenido de  $H_2O$  inicial (1-5 %). Una excepción es el bajo contenido de  $Na_2O$  de las andesitas que ninguna modelización logra reproducir (Figuras 8.4c y 8.5c), lo que podría deberse a la ausencia de anfíbol en ellas. Además, las concentraciones de algunos elementos mayores del volcán Alchichica y, en menor medida, del volcán Atexcac, no logran reproducirse a través de ningún modelo, por lo que la intervención de otros procesos magmáticos, como mezcla de magmas y asimilación cortical, son muy probables y se discutirán posteriormente.

Respecto a los **magmas riolíticos**, aunque los modelos polibáricos logran reproducir su alto contenido de sílice (Figura 8.4a), no reproducen su alto contenido de  $Al_2O_3$  (Figura 8.4b), observándose que el fraccionamiento de clinopiroxeno a partir de líquidos residuales de andesita basáltica en composición (*i.e.*  $>51$  % de  $SiO_2$  y  $<4.5-5$  % de  $MgO$  en las modelizaciones) inhibe el enriquecimiento de dicho óxido. Posteriormente, el abundante fraccionamiento de plagioclasa en líquidos residuales desde composiciones intermedias (*i.e.*  $>56$  % de  $SiO_2$  y  $<1.5-3.5$  % de  $MgO$  en las modelizaciones) y feldespato alcalino en las félsicas provocan el rápido empobrecimiento de  $Al_2O_3$ , finalizando en magmas riolíticos con contenidos de  $Al_2O_3$  inferiores al 4 %, que distan mucho de los altos valores que presentan las riolitas del AVL D ( $>13$  % de  $Al_2O_3$ ). Además, estos escenarios de cristalización fraccionada no presentan granate como fase estable, lo cual es incongruente con su presencia en algunas de estas rocas. En cambio, las **modelizaciones isobáricas** muestran un mejor ajuste con las riolitas del AVL D (Figuras 8.5a-g), especialmente con las altas concentraciones de  $Al_2O_3$  y bajas de  $CaO$  y  $Na_2O$ . Específicamente, las modelizaciones isobáricas a 700 y 1000 MPa a cualquier contenido de  $H_2O$  presentan granate como fase

estable; además, estos fueron los únicos escenarios capaces de reproducir los altos contenidos de  $Al_2O_3$ , gracias a un menor fraccionamiento de feldespatos. Por otra parte, los altos volúmenes de la mayoría de los volcanes riolíticos ( $3-11 \text{ km}^3$ ) sugieren la presencia de cámaras magmáticas, por lo cual procesos isobáricos de cristalización fraccionada (a un nivel determinado de la corteza) podrían representar el escenario más realista para la producción de las riolitas de la zona de estudio.

Cabe destacar, además, que ninguna de las modelizaciones aquí presentadas logró reproducir las composiciones peraluminosas de las riolitas (Figuras 8.6a y b); esto, junto a la escasez de cantidades fraccionadas significativas de anfíbol en las mismas indica que es posible que la cristalización y fraccionamiento de fases hidratadas sean imprescindibles para generar magmas félsicos peraluminosos.

Por ello, el ajuste de estos escenarios de cristalización fraccionada con las composiciones de los magmas del AVL D deberá ser corroborado mediante modelizaciones de elementos traza en trabajos futuros, siendo necesarios: (i) La estimación del porcentaje modal de minerales hidratados (biotita y principalmente anfíbol) adicional a la asociación mineral modelizada por MELTS, y (ii) datos de coeficientes de partición de elementos traza medidos en minerales naturales de rocas calcialcalinas similares en composición a los magmas del AVL D (basaltos y andesitas metaluminosos y riolitas peraluminosas).



**Figura 8.6.** Diagramas que muestran la evolución de los índices A/CNK vs A/NK a través de los procesos de cristalización fraccionada polibáricos (a) e isobáricos (b) modelizados con Rhyolite-MELTS v1.2.0. Ver detalles en Anexo IV. Los símbolos son los mismos que los usados en los diagramas del Capítulo 6 (rojos=basaltos; verdes=andesitas; azules=riolitas).

En las secciones subsecuentes, se integran los resultados de las modelizaciones de elementos mayores con las observaciones geoquímicas y petrográficas de los magmas bajo estudio, con el propósito de estimar las condiciones de presión y contenido H<sub>2</sub>O a la que pudieron haber cristalizado cada uno de los grupos magmáticos del AVL. Además, se discutirá el posible papel de la fusión parcial, la cristalización fraccionada, la mezcla de magmas y la asimilación cortical para cada caso.

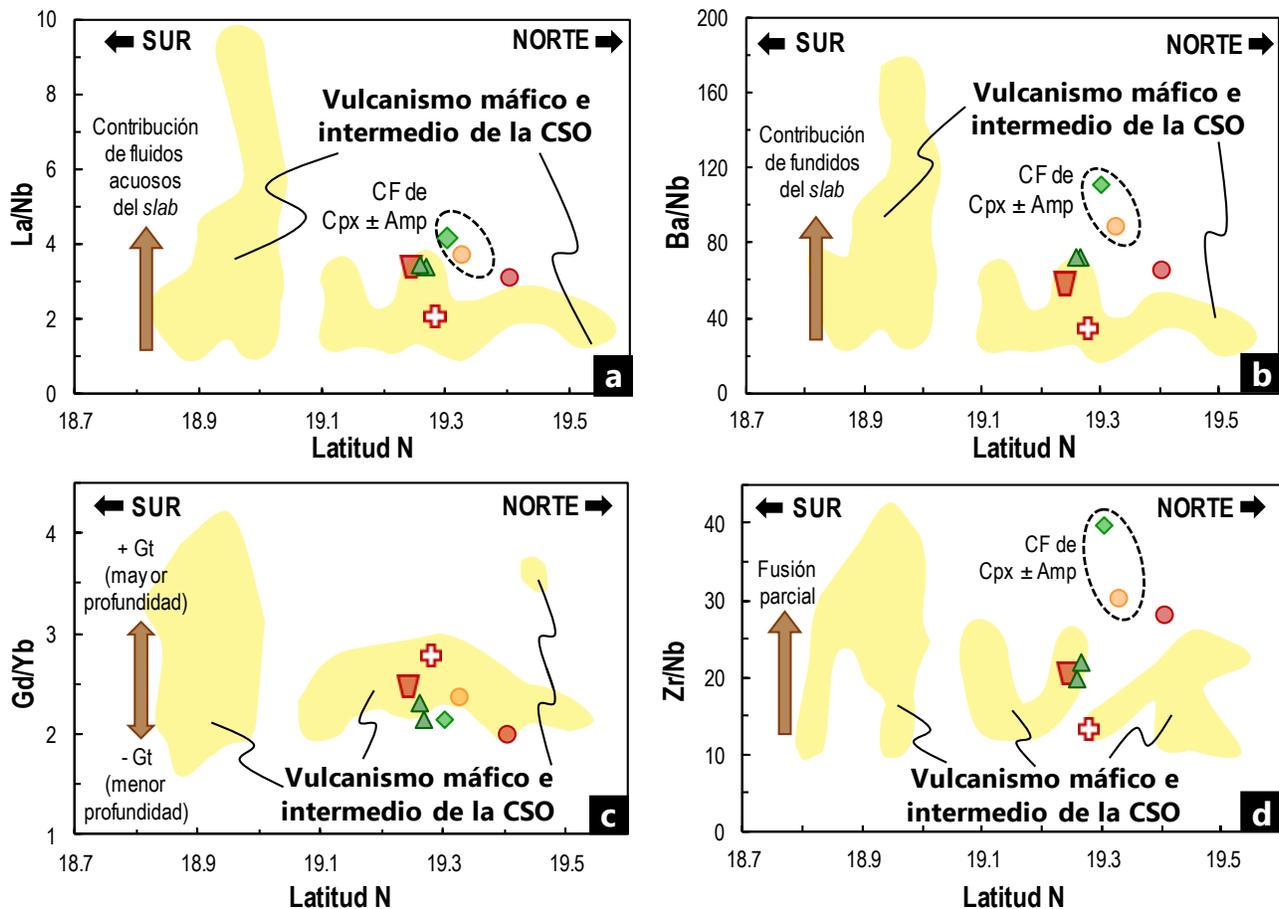
### 8.2.1. Evolución de los magmas máficos e intermedios

Las variaciones geoquímicas y petrográficas de los magmas menos evolucionados del AVL pueden estar ligados a varios factores, siendo los más importantes (i) el componente de subducción, (ii) la asociación mineral de la fuente mantélica (y, por tanto, la profundidad a la que ocurrió la fusión parcial), (iii) el grado de fusión parcial de dicha fuente, y (iv) los procesos de diferenciación magmática ocurridos durante el ascenso del magma a la superficie.

En primera instancia, la contribución del componente de subducción en la petrogénesis profunda del vulcanismo máfico de la Cuenca de Serdán-Oriental fue caracterizada previamente por [Pale-Berruecos \(2014\)](#) y [Becerra-Torres \(2014\)](#). Estos autores observaron una notable diversidad geoquímica expresada dentro de un amplio rango de latitudes (entre 18°50' y 19°31' latitud N; [Pale-Berruecos, 2014](#)); entre las características más relevantes, por ejemplo, se encuentra la disminución de las relaciones de elementos de tierras raras ligeras y elementos *LIL* respecto a elementos *HSF* (*e.g.* La/Nb y Ba/Nb) con el aumento de latitud. Este comportamiento ha sido interpretado como el resultado de una disminución gradual del componente de subducción (fluidos acuosos y fundidos provenientes de la placa oceánica en subducción) al manto subarco conforme la placa de Cocos subduce a mayor profundidad a medida que aumenta la latitud. No obstante, debido a que el AVL se encuentra comprendido dentro de un estrecho rango de latitudes (entre 19°14' y 19°26' N), dichas relaciones no presentan una variación notable en la mayoría de los magmas máficos ([Figuras 8.7a-b](#)); esto sugiere que la participación del componente de subducción en la generación de estos magmas debió ser similar y, por tanto, no explica las variaciones geoquímicas y petrográficas detalladas en el presente trabajo. La posible excepción a este escenario serían los magmas de C. La Cruz, que presentan relaciones La/Nb y Ba/Nb considerablemente más bajos al resto de los magmas máficos circundantes, lo que podría evidenciar un menor aporte del componente de subducción.

Por otra parte, para evaluar la participación de la asociación mineral de la fuente mantélica en las variaciones geoquímicas de los magmas más primitivos de la zona, la relación Gd/Yb, considerada una "firma de granate" ([Gómez-Tuena, 2002](#)), resulta una herramienta muy útil. Como se observa en la [Figura 8.7c](#), todos los basaltos y andesitas analizados presentan valores similares de dicha relación, que varían entre 2.0 y 2.8, lo que sugiere una fuente mantélica (*e.g.* las litologías híbridas de peridotitas y piroxenitas propuestas como fuente de los magmas máficos de la cuenca por [Becerra-Torres \(2017\)](#)) con cantidades

modales de granate similares. Por lo tanto, la fusión parcial que dio lugar a los fundidos parentales de estos magmas debió ocurrir a la misma profundidad en el manto subarco.



**Figura 8.7. Relaciones de elementos traza vs latitud de los basaltos y andesitas del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas.** Se presentan algunas relaciones usadas en trabajos previos para discutir la petrogénesis profunda de las magmas máficos de la CSO: **(a) La/Nb** para evaluar la contribución de fluidos acuosos del *slab* al manto subarco; **(b) Ba/Nb** para la contribución de fundidos del *slab* al manto subarco; **(c) Gd/Yb** para evaluar la presencia de granate en la fuente mantélica en función de la profundidad a la que se produjo la fusión; **(d) Zr/Nb** para evaluar el grado de fusión parcial de la fuente mantélica. Como marco de referencia se incluyen los datos del resto del vulcanismo máfico e intermedio de la Cuenca de Serdán-Oriental (CSO) (Negendank *et al.*, 1985; Schaaf & Carrasco-Núñez, 2010; Pale-Berruecos, 2014; De León-Barragán, 2016). Los símbolos encerrados en un óvalo punteado corresponden a magmas cuyas relaciones estarían afectadas por efectos de fraccionamiento de anfíbol (Amp) y/o clinopiroxeno (Cpx). Simbología como en los diagramas del Capítulo 6.

Aún con ello, el notable empobrecimiento en tierras raras ligeras de los basaltos de Alchichica respecto al resto de los magmas máficos podría sugerir altos grados de fusión parcial, caso contrario al de las andesitas de Cerro Alto, cuyas concentraciones más altas de estos elementos podrían deberse a bajos grados de fusión. Relaciones de elementos traza como La/Sm, Ce/Y y Zr/Nb son útiles para evaluar el grado de fusión parcial de la fuente; no obstante, los bajos contenidos en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> de los basaltos de Alchichica sugieren el fraccionamiento de apatito, una fase mineral con la que tierras raras ligeras como

La y Ce son altamente compatibles, afectando las relaciones La/Sm y Ce/Y. En cambio, la relación Zr/Nb, sólo podría ser afectada por el fraccionamiento de anfíbol y clinopiroxeno en magmas andesíticos, en los que el Nb puede ser moderadamente compatible (Sun, 2018), por lo que resulta una relación elemental más eficiente para evaluar el grado de fusión parcial en estos magmas.

En comparación con los basaltos de Tecajete y C. La Cruz, los basaltos de Alchichica presentan una relación ligeramente más alta de Zr/Nb (Figura 8.7d), y valores notablemente más bajos de Nb, lo que podría ser resultado de un mayor grado de fusión parcial; en cambio, la baja relación Zr/Nb y los bajos valores de Nb de Cerro La Cruz sugieren menores grados de fusión. Las andesitas de Cerro Alto no presentan valores bajos de Zr/Nb, por lo que es poco probable que su enriquecimiento en tierras raras ligeras se deba a altos grados de fusión parcial.

De manera general, estos resultados indican que posibles variaciones en las contribuciones del componente de subducción al manto subarco así como la profundidad y el grado de fusión parcial involucrados en la generación los magmas máficos e intermedios del AVLD tuvieron un papel poco relevante en la diversidad geoquímica que éstos presentan. Alternativamente, cabe la posibilidad de que heterogeneidades mantélicas hayan originado dichas variaciones o, en su lugar, que procesos de diferenciación magmática acontecidos durante el ascenso de los fundidos mantélicos a través de la corteza hacia la superficie contribuyeran en mayor medida a dichas características.

En este orden de ideas y, a pesar de presentar patrones similares de elementos traza, tanto basaltos como andesitas exhiben notables diferencias en asociación mineral, contenido de cristales, texturas cristalinas y concentraciones de elementos mayores; estas evidencias apuntan a eventos de cristalización fraccionada a diferentes profundidades y contenidos de H<sub>2</sub>O, así como a eventos de mezcla de magmas. A partir de la asociación mineral, abundancias modales y concentraciones de elementos mayores de los basaltos-andesitas basálticas y andesitas, se pueden reconocer cuatro grupos magmáticos

*i. BASALTOS CON OLIVINO. Magmas de cristalinidad moderada (>8 vol. % de macro y microcristales), ricos en olivino ± clinopiroxeno y sin plagioclasa como macrocristal*

Estos magmas corresponden a los conos de escoria Cerro La Cruz y Tecajete, y al *maar* Toxtepec. La ausencia de ortopiroxeno y plagioclasa en estos magmas, así como la abundante cantidad de cristales de olivino, clinopiroxeno y óxidos de Cr-Fe-Ti sugieren condiciones de cristalización con un alto contenido inicial de H<sub>2</sub>O; estas condiciones reducen el campo de estabilidad de la plagioclasa, enriqueciendo el líquido residual en CaO y estabilizando el clinopiroxeno sobre el ortopiroxeno (Nandedkar *et al.*, 2014).

Las fases minerales presentes en estos magmas (olivino, clinopiroxeno y espinela) fueron las primeras en formarse en la secuencia de cristalización de las modelizaciones polibáricas de Rhyolite-MELTS a

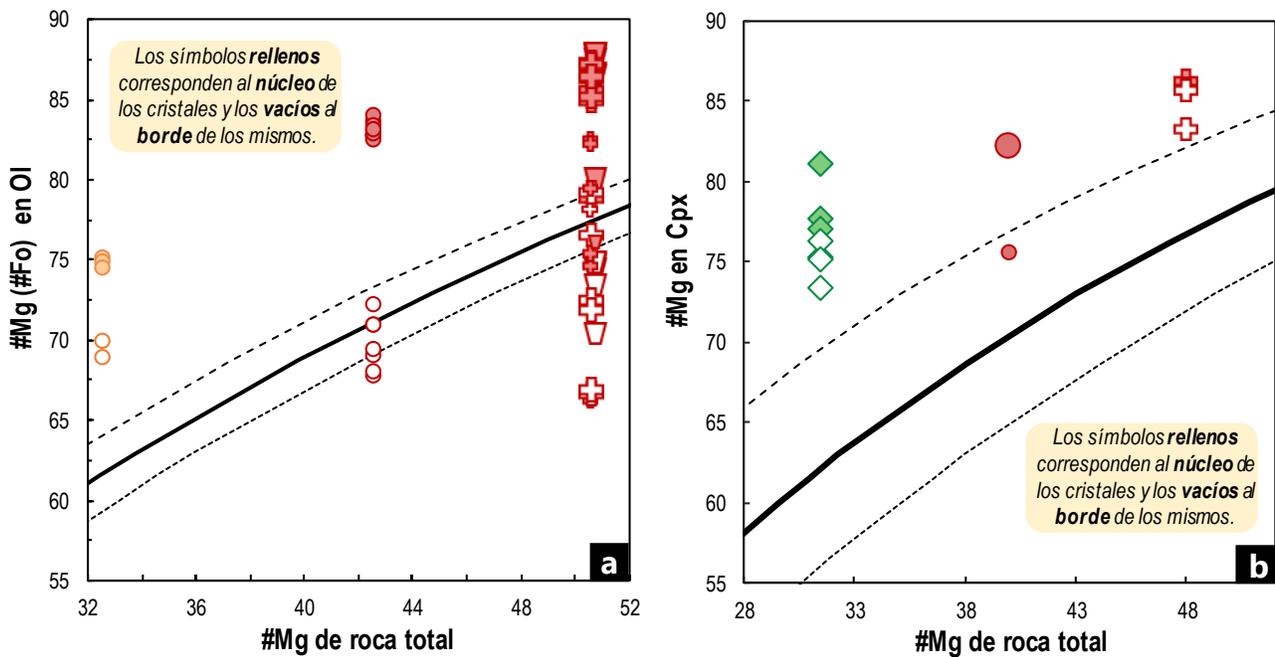
presiones iniciales de 200-500 MPa (*i.e.* <18.5 km de profundidad) y contenidos iniciales de H<sub>2</sub>O >3 %, encontrándose en equilibrio con líquidos basálticos a temperaturas >1040°C después de grados de fraccionamiento cristalino de entre 10 y 18 % (Ol (6-8 %), Cpx (1-12 %), Spl (1-2 %)). Por ello, con base en la correspondencia de la asociación mineral observada y la secuencia de cristalización modelizada, se propone la posibilidad de que los basaltos de olivino del AVLD se formaran dentro de dicho umbral de condiciones. Cabe notar que la presencia de abundantes inclusiones de óxidos en los cristales de olivino de estos magmas indica una abundante cristalización de óxidos anterior a la formación de olivino. Además, el empobrecimiento en Ni y Cr de Cerro La Cruz respecto a Tecajete sugiere un mayor fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno en el primero.

La zonación normal en los cristales de olivino puede ser un efecto de la cristalización fraccionada (Streck, 2008); sin embargo, el amplio rango en #Fo de los núcleos de los cristales de olivino de Tecajete (Fo<sub>76-88</sub>) y Cerro La Cruz (Fo<sub>75-87</sub>), así como sus texturas esqueletales, sugieren que muchos de estos cristales no se formaron en equilibrio con el magma huésped y, por tanto, que otros procesos magmáticos pudieron afectar estos magmas. Para comprobar esta hipótesis, se evaluó el equilibrio químico de los núcleos y bordes de los macro y microcristales de olivino y clinopiroxeno con la roca total, usando los valores de  $K_D^{Mineral-fundido}$  disponibles en la literatura ( $0.30 \pm 0.03$  en olivino según Roeder & Emslie (1970) y de  $0.28 \pm 0.08$  para clinopiroxeno según Putirka (2008)); los resultados se ilustran en los diagramas de Rhodes de las Figuras 8.8a-b.

En estos diagramas se observa que los núcleos de todos los macrocristales y de algunos microcristales de olivino, así como los escasos macrocristales analizados de clinopiroxeno, se grafican por encima de la zona de equilibrio. En cambio, algunos bordes de macrocristales y la mayoría de los núcleos de los microcristales de olivino se grafican dentro de la zona equilibrio, mientras que la mayoría de los bordes de los macrocristales de olivino se encuentran por debajo de ella. Por lo tanto, dada la ausencia de bordes disueltos y coronas de reacción típicas de xenocristales (López & Bellos, 2006; Castro-Dorado, 2015), los núcleos de los macrocristales de olivino y clinopiroxeno pueden considerarse como **antecristales**, mientras que los núcleos de los microcristales de olivino se definen como **fenocristales** (Hildreth, 2001 en Charlier *et al.*, 2005; Streck, 2008; Larrea *et al.*, 2013). Con base en las composiciones de los antecristales de olivino y clinopiroxeno de estos volcanes, se infiere que éstos cristalizaron en magmas con #Mg de entre ~60 y 68. Por su parte, los bordes de los macrocristales de olivino se formaron en un magma composicionalmente más evolucionado que la roca total (*i.e.* menor #Mg), lo que puede relacionarse con procesos de cristalización *in-situ* (Langmuir, 1989).

La presencia de abundantes antecristales, así como la zonación normal de los macrocristales de olivino podrían explicarse como el resultado de la acumulación de cristales que no fueron separados del magma durante las primeras etapas de cristalización fraccionada en las que la composición del líquido era más

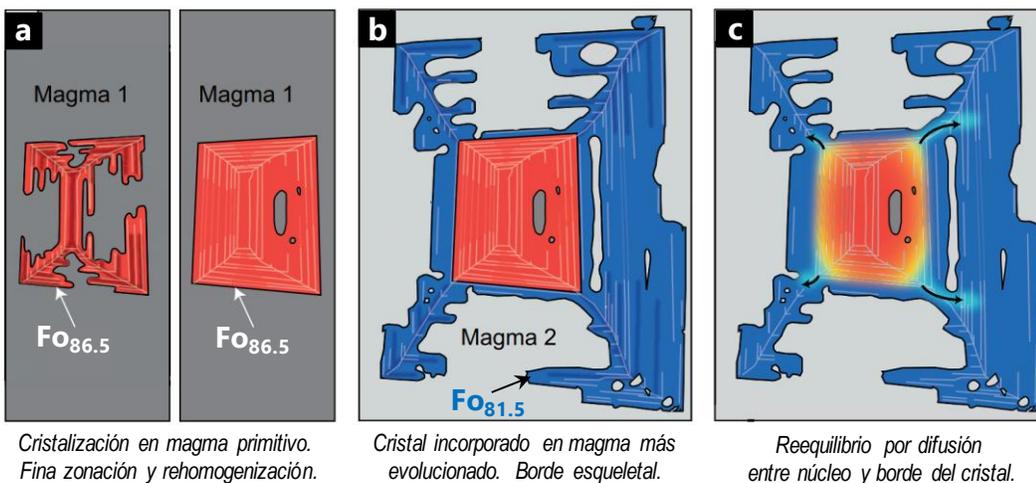
máfica. No obstante, los abruptos cambios composicionales entre los núcleos y bordes que se observa en los macrocristales de olivino (*e.g.* Figuras 6.2a-b) sugieren que los antecristales se formaron en magmas más primitivos (#Mg ~60-68) y fueron posteriormente incorporados a los magmas más evolucionados de estos volcanes a través de procesos de mezcla de magmas. De hecho, la formación de macrocristales esqueletales de olivino y zonación normal progresiva como los que se observan en Cerro La Cruz y Tecajete ha sido replicada experimentalmente por *Shea et al. (2015)* a través de 3 etapas: (1) Cristalización en equilibrio del núcleo (Figura 8.9a) seguido de (2) su incorporación a un magma más frío y evolucionado, formando un borde esqueletal con menor #Fo por sobreenfriamiento (*Mollo & Hammer, 2017*) (Figura 8.9b); y finalmente, (3) un proceso de reequilibrio químico por difusión sólida entre núcleo y borde, lo que genera una zonación normal difusa (Figura 8.9c).



SIMBOLOGÍA		
Tamaño de cristal	Mac	Mic
Tecajete	▾   ▾	▾
Alchichica	●   ●	●   ○
C. La Cruz	⊕   ⊕	⊕   ⊕
Atexcac		○   ○
Piedras Negras	◆   ◆	

**Figura 8.8.** Diagramas de Rhodes que ilustran las pruebas de equilibrio químico entre los macrocristales (Mac) y microcristales (Mic) de olivino (a) y clinopiroxeno (b) con el líquido (roca total) de los magmas máficos del AVLD. Se observa que la gran mayoría de los núcleos de los cristales analizados se encuentran en desequilibrio con la roca total. La curva gruesa continua y las curvas punteadas representan el rango de composiciones en equilibrio entre el mineral y el líquido, cuyo comportamiento está gobernado por el coeficiente de intercambio ( $K_D$ ) entre el Fe y el Mg entre ambas fases.  $K_D$  (Fe-Mg) en olivino de  $0.30 \pm 0.03$  (*Roeder & Emslie, 1970*) y en clinopiroxeno de  $0.28 \pm 0.08$  (*Putirka, 2008*). #Fo (a.p.u.f.) en Ol =  $[Mg/(Mg+Fe^{2+}) \times 100]$ . #Mg (a.p.u.f.) en Cpx =  $[Mg/(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}) \times 100]$ ; (a.p.u.f.) corresponde a átomos por unidad fórmula.  $Fe^{2+} + Fe^{3+}$  en clinopiroxeno calculado según *Droop (1987)*.

En los magmas bajo estudio, la mezcla de magmas pudo ocurrir de dos formas: (i) Por la inyección de magmas máficos profundos hacia los basaltos de estos volcanes; o (ii) por la interacción de los magmas basálticos con magmas más primitivos y someros durante el ascenso de los primeros hacia la superficie. Las inyecciones máficas del escenario (i) habrían producido cristales con zonación inversa, así como bordes disueltos y texturas de tamiz en los fenocristales debido al aporte de calor, características que no se observan en los cristales de estos volcanes. Por lo tanto, el escenario (ii) resulta más viable, e implica que magmas más primitivos ( $\#Mg \sim 60-68$ ) estancados en la corteza fueron atravesados por los magmas basálticos de estos volcanes, incorporando cristales esqueletales de olivino con  $\#Fo > 80$  y macrocristales zonados de clinopiroxeno; posteriormente, los antecristales de olivino se reequilibraron con el magma huésped (más frío y evolucionado), formando delgadas bandas de sobrecrecimiento con  $\#Fo$  mucho más bajos; un subsecuente lento ascenso magmático estancamiento en la corteza debió ocurrir para permitir el reequilibrio químico por difusión entre núcleo y borde. Estos eventos de mezcla también podrían explicar la amplia variedad composicional de óxidos de Cr-Fe-Ti en Cerro La Cruz: las variedades ricas en Cr (cromitas de Al y magnetitas de Cr) provendrían de los magmas más primitivos, mientras que las variedades más ricas en Ti y Fe (titanomagnetitas) se habrían formado en el magma huésped más evolucionado.



**Figura 8.9.** Interpretación petrológica del origen de los macrocristales de olivino con textura esqueletal y zonación normal difusa propuesta para los macrocristales de olivino de Kilauea. Modificado de [Shea et al. \(2015\)](#).

Cabe destacar, además, que la abundante incorporación de antecristales de olivino  $\pm$  clinopiroxeno ( $\sim 6$  a  $7\%$  en volumen) en los basaltos de Tecajete y Cerro La Cruz debió producir los altos valores de MgO ( $> 8\%$  y  $\#Mg > 50$ ) de estos magmas, como se ha propuesto en otros sistemas máficos con alto contenido de antecristales (*cf.* [Larrea et al., 2013](#), [Ubide et al., 2014](#) y referencias). En Toxtepec, las bajas concentraciones de SiO<sub>2</sub> y MgO de la roca total apuntan a que un abundante fraccionamiento de olivino y una escasa/nula acumulación de antecristales habrían permitido la notable evolución composicional de sus magmas respecto al resto de los basaltos con olivino.

En la zona de estudio no se ha reportado la presencia de basaltos con  $\#Mg > 60$ , por lo que es posible que eventos de mezcla con magmas composicionalmente más evolucionados hayan impedido la subsistencia de magmas poco diferenciados que pudieran llegar a la superficie.

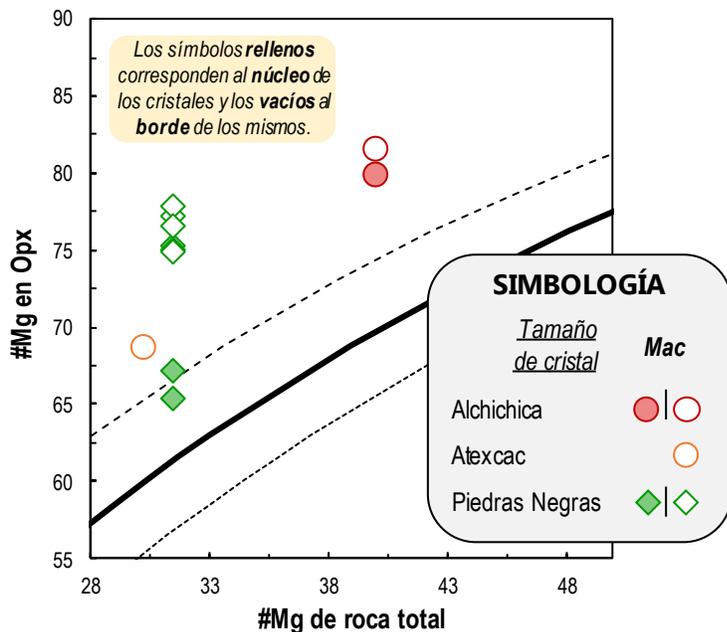
- ii. *BASALTOS CON DOS PIROXENOS. Magmas de baja cristalinidad (<8 vol. % de macro y microcristales) con ortopiroxeno + clinopiroxeno, escasos óxidos, xenolitos (~1 vol. %) y raramente con cristales de olivino, plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo*

Estos magmas corresponden a los basaltos del cono de escoria Cerro El Águila y del *maar* Alchichica, ambos ubicados al oriente de Las Derrumbadas, cercanos al cerro La Laja, donde afloran calizas mesozoicas y rocas tipo *skarn*.

Las modelizaciones polibáricas muestran que el aumento de presión favorece la formación de ortopiroxeno, mientras que el incremento de  $H_2O$  en el magma retarda su aparición, como sucede también con la plagioclasa. Por lo tanto, la asociación mineral de estos magmas evidencia condiciones de cristalización más profundas y/o menores contenidos iniciales de  $H_2O$  que en los basaltos ricos en olivino. La formación de una asociación mineral de olivino + clinopiroxeno + ortopiroxeno + espinela en dichas modelizaciones ocurrió a presiones iniciales de 700 MPa (~26 km de profundidad, corteza media-inferior), contenidos iniciales de  $H_2O$  de 3 %, y se formaron en equilibrio con magmas basálticos a temperaturas  $> 1080^\circ C$  después de grados de fraccionamiento cristalino de entre 23 % (Ol (2 %), Opx (5 %), Cpx (15 %), Sp (0.5 %)), por lo que es posible que los basaltos de dos piroxenos del AVLD se formaran dentro de dicho umbral de condiciones

En ambos volcanes, el empobrecimiento de  $P_2O_5$  sugiere un importante fraccionamiento de apatito, lo cual podría explicar los bajos valores de tierras raras ligeras de Alchichica. Adicionalmente, las bajas concentraciones de Ni, Cr y el bajo  $\#Mg$  de la roca total en Alchichica podrían indicar un abundante fraccionamiento de olivino.

No obstante, varios aspectos de los juveniles de Alchichica sugieren la participación de otros procesos magmáticos adicionales a la cristalización fraccionada. Por ejemplo, la presencia de zonación y texturas de desequilibrio en la mayoría de los cristales de estos magmas sugieren que éstos podrían no haberse formado en el magma que los contiene. Para evaluar esta hipótesis, podemos recurrir a las pruebas de equilibrio químico mineral-líquido en los cristales analizados (núcleos y bordes) usados anteriormente. Para el caso de los magmas de Alchichica, estos equilibrios se evaluaron para cristales de olivino y clinopiroxeno (presentados previamente en las Figuras 8.8a-b), así como para un macrocristal de ortopiroxeno, considerándose un valor de  $K_{D_{Fe-Mg}^{Opx-fundido}}$  de  $0.29 \pm 0.06$  (Putirka, 2008) y cuyos resultados se incluyen el diagrama de Rhodes de la Figura 8.10.



**Figura 8.10.** Diagrama de Rhodes que ilustra las pruebas de equilibrio químico entre los macrocristales (Mac) de ortopiroxeno y el líquido (roca total) de los magmas máficos del AVLD. Se observa que la gran mayoría de los cristales analizados se encuentran en desequilibrio con la roca total. La curva gruesa continua y las curvas punteadas representan el rango de composiciones en equilibrio entre el mineral y el líquido, cuyo comportamiento está gobernado por el coeficiente de intercambio ( $K_D$ ) entre el Fe y el Mg entre ambas fases.  $K_D$  (Fe-Mg) en ortopiroxeno de  $0.29 \pm 0.06$  (Putirka, 2008). #Mg (a.p.u.f.) en Opx =  $[Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})] \times 100$ ; (a.p.u.f.) corresponde a átomos por unidad fórmula.  $Fe^{2+}$  y  $Fe^{3+}$  en ortopiroxeno calculado según Droop (1987).

En Alchichica, los núcleos de los escasos cristales de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno se observan en desequilibrio químico con la roca total (Figura 8.8a-b), por lo que pueden considerarse como antecristales que, de acuerdo con el diagrama de Rhodes, debieron cristalizar en magmas más máficos, con  $\#Mg > 55$ . En tanto, los bordes de los cristales de olivino se grafican dentro de la zona de equilibrio, lo que evidencia un reequilibrio posterior de éstos con el magma huésped. En consecuencia, como en el caso de los basaltos de olivino, se propone que los antecristales de olivino y piroxeno hayan sido incorporados a los basaltos de Alchichica cuando éstos atravesaron magmas máficos de alto  $\#Mg$  y que, posteriormente, los cristales de olivino se reequilibraron con el magma huésped, formando bordes con menor  $\#Fo$  que finalmente se reequilibraron por difusión sólida con los núcleos.

Por otra parte, el bajo contenido de  $SiO_2$ , las altas concentraciones de  $Al_2O_3$  y el alto valor del índice A/NK de los magmas de Alchichica son difíciles de conciliar como efectos derivados de procesos de cristalización fraccionada y/o mezcla con los magmas circundantes; por ello, es posible que las concentraciones anómalas de elementos mayores de Alchichica respecto al resto de los magmas máficos se deban a su interacción con el basamento local. La presencia de escasos fragmentos de pómez y caliza evidencian el contacto de estos magmas con rocas de la corteza superior; sin embargo, la ausencia de altos valores de CaO y Sr, así como de bordes de reacción en los xenolitos, sugieren que estos líticos no fueron digeridos por el magma, sino que fueron rápidamente incorporados a éste durante su violenta erupción freatomagmática. Alternativamente, la asimilación de rocas ricas en alúmina sería necesaria para explicar las concentraciones de elementos mayores. Las sucesiones terrígenas deformadas del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras representarían los asimilantes más probables, debido a la presencia de minerales arcillosos y micas que les confieren altas concentraciones de  $Al_2O_3$  (15-20 % en las lutitas de la formación Tamán; Armstrong-Altrin *et al.*, 2013); sin embargo, la falta de datos isotópicos

de los magmas de Alchichica y de las formaciones terrígenas de la Cuenca de Serdán-Oriental impide evaluar esta hipótesis en este trabajo.

Cabe notar también la disparidad de composiciones de los escasos cristales de plagioclasa analizados en Alchichica, especialmente la presencia de al menos un cristal de oligoclasa de composición similar a los cristales de plagioclasa de Las Derrumbadas (Figura 7.1a) pero sin texturas de disequilibrio. Las erupciones de las riolitas de los domos Las Derrumbadas (~A.D. 20) y del *maar* Tepexitl (~4,300 A.C) fueron considerablemente posteriores a la de los basaltos de Alchichica (~9200 A.C.) por lo que la interacción entre ambos magmas representaría un escenario poco viable. Sin embargo, la similitud composicional entre los cristales mencionados abre la posibilidad de que, durante su ascenso a través de la corteza, los basaltos de Alchichica interactuaran con magmas riolíticos más antiguos que los de Las Derrumbadas y Tepexitl. Ante esta interesante posibilidad, son necesarios estudios futuros que analicen exhaustivamente la composición química de los cristales de Alchichica y definir los procesos involucrados en su formación.

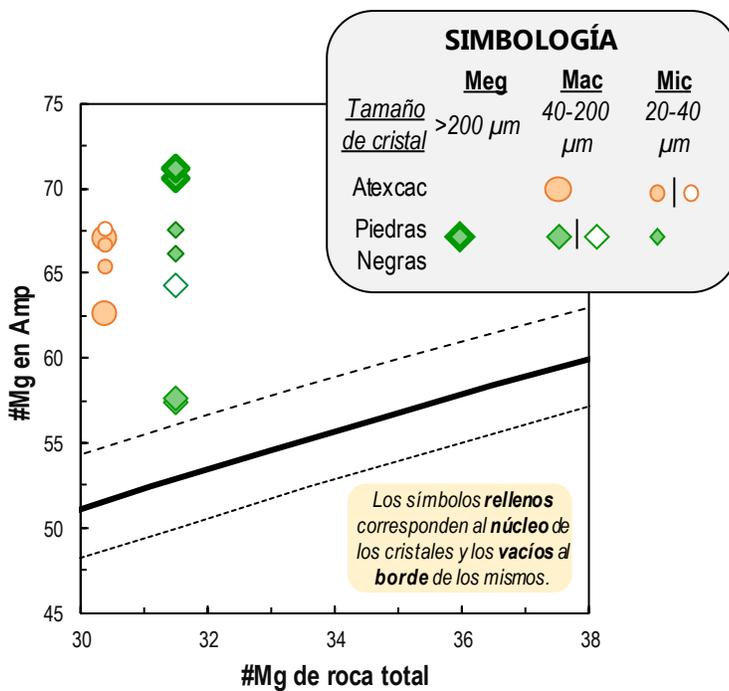
Por otra parte, la presencia de cristales de cuarzo y feldespato alcalino en Cerro El Águila con coronas de reacción de olivino y clinopiroxeno podrían explicarse mediante la asimilación de rocas félsicas, como lo son cuerpos plutónicos cenozoicos que afloran en el centro de la cuenca; se requieren datos isotópicos de los magmas de C. El Águila y de los plutones cenozoicos para evaluar esta hipótesis en trabajos futuros.

*iii. ANDESITAS CON ANFÍBOL. Magmas de alta cristalinidad (~20 vol. % de macro y microcristales) con plagioclasa + anfíbol ± olivino ± clinopiroxeno; escasos óxidos y abundantes xenolitos (~1 a 10 vol. % de fragmentos de caliza)*

Estos magmas corresponden a las andesitas basálticas del *maar* Atexcac, al noreste de Las Derrumbadas, y a las andesitas del flujo de lava Piedras Negras, al este de las mismas. En ambos, los bajos #Mg (#Mg = ~32.5-34), bajas concentraciones en metales de transición y altas relaciones de Zr/Nb (Figura 8.7d) sugieren un abundante fraccionamiento de olivino, clinopiroxeno y anfíbol; además, el fraccionamiento de anfíbol en Piedras Negras podría explicar sus bajos valores de MnO, Yb y Zr/Nb respecto al resto de los magmas máficos, concordando con la presencia de esta fase en las rocas. En Piedras Negras, los bajos valores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, CaO y tierras raras ligeras sugieren además el abundante fraccionamiento de apatito y plagioclasa.

La presencia de zonación en los cristales de anfíbol en Piedras Negras, así como de bordes subredondeados en los cristales de Atexcac, sugieren que gran parte de éstos podrían ser antecristales. Por ello, se evaluó su equilibrio químico con la roca total que los contiene (Figura 8.11). Los resultados muestran que todos los cristales de anfíbol analizados tanto en Atexcac como en Piedras Negras están en disequilibrio con la roca total, como sucede también con los escasos macrocristales de clinopiroxeno

en ambos volcanes y de olivino en Atexcac (Figuras 8.8a-b), por lo que todos ellos pueden considerarse como antecristales. Sin embargo, en Piedras Negras, los núcleos de los macrocristales de anfíbol se grafican ligeramente encima de dicha zona (Figura 8.11), por lo que, aunque podrían considerarse como antecristales, se formaron en magmas mucho más evolucionados que los micro y megacristales; en cambio, los núcleos de los escasos macrocristales ortopiroxeno de este volcán (Figura 8.10) podrían considerar fenocristales al graficarse en el límite de la zona de equilibrio. De acuerdo con los diagramas de equilibrio de Rhodes, la gran mayoría de los antecristales de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y anfíbol de los magmas de Atexcac y Piedras Negras habrían cristalizado en magmas con #Mg entre 40 y 50, composiciones similares a las que presentan los basaltos del agrupamiento bajo estudio; los macrocristales de anfíbol de Piedras Negras, sin embargo, se formaron en magmas más evolucionados (#Mg~36), cercanos en composición al magma que los contiene.

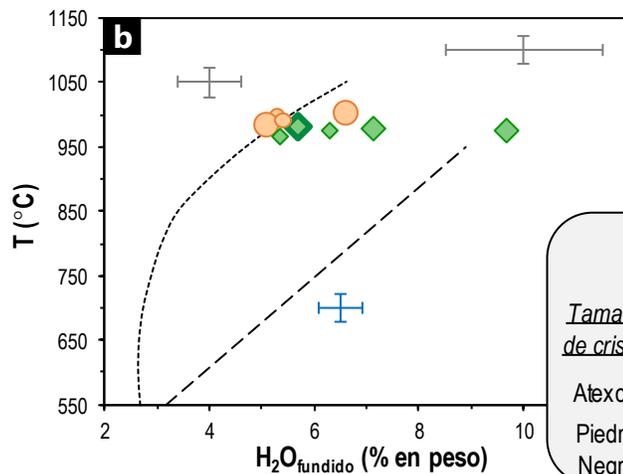
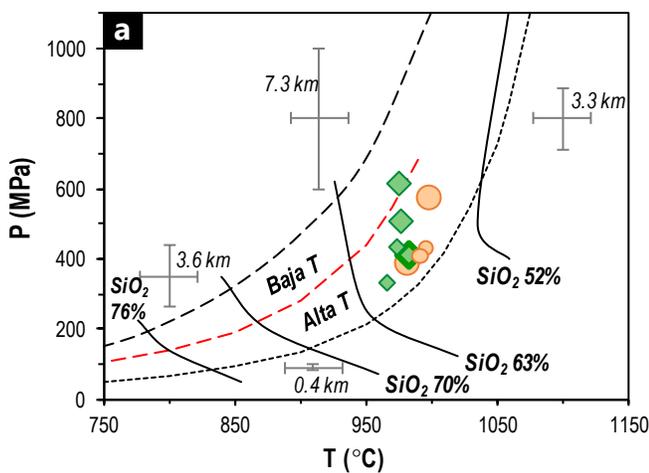


**Figura 8.11.** Diagrama de Rhodes que ilustra las pruebas de equilibrio químico entre los microcristales (Mic), macrocristales (Mac) y megacristales (Meg) de anfíbol y el líquido (roca total) de los magmas intermedios del AVL. La curva gruesa continua y las curvas punteadas representan el rango de composiciones en equilibrio entre el mineral y el magma, cuyo comportamiento está gobernado por el coeficiente de intercambio ( $K_D$ ) entre Fe-Mg. Se utilizó un  $K_D$  (Fe-Mg) de  $0.41 \pm 0.05$ , estimado al promediar el  $K_D$  (Fe-Mg) en anfíboles experimentales en equilibrio con vidrios de composiciones de andesita basáltica y andesita (55-64 % en peso de  $\text{SiO}_2$ ) reportados por Nandedkar *et al.* (2014), similares a los magmas de Atexcac y Piedras Negras; este coeficiente es ligeramente superior al estimado por LaTourrette *et al.* (1995) de  $0.38 \pm 0.05$  en basanitas. #Mg (a.p.u.f.) en Amp =  $[\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^T)] \times 100$ ; (a.p.u.f.) corresponde a átomos por unidad fórmula.

En magmas andesíticos, el anfíbol es una fase estable a presiones superiores a los 200 MPa (Pawinski, 1973 en Anderson, 1980; Lykins & Jenkins, 1992). Por lo tanto, la formación de los fenocristales de pargasita en Piedras Negras debió ocurrir a una profundidad mayor a 8 km. Debido a la limitada calibración de Rhyolite-MELTS para la estabilización de fases hidratadas, resulta poco conveniente utilizar los resultados de estas modelizaciones para inferir las condiciones P-H<sub>2</sub>O a las que se formaron. En su lugar, para dicho objetivo se utilizó la metodología termobarométrica propuesta por Ridolfi *et al.* (2010); debido a que esta formulación no se basa en el equilibrio mineral-líquido, se realizaron las estimaciones de P-T-H<sub>2</sub>O<sub>líquido</sub> de cristalización considerando todos los análisis disponibles de los núcleos de los

crisales, excluyendo los análisis de los bordes, la mayoría de los cuales presentaban textura de tamiz y/o coronas de óxidos. Los resultados se presentan en el Anexo V y se ilustran en las Figuras 8.12a-b.

Las condiciones de formación de los anfíboles en ambos volcanes son muy similares en presión y temperatura:  $\sim 330 \pm 55$  a  $615 \pm 150$  MPa de presión y  $965 \pm 22$  a  $975 \pm 22$  °C de temperatura en Piedras Negras y  $\sim 380 \pm 40$  a  $570 \pm 60$  MPa de presión y  $980 \pm 22$  a  $1000 \pm 22$  °C de temperatura en Atexcac (Figura 8.12a). Estas condiciones equivalen a  $\sim 12.5$  a  $23$  km de profundidad en Piedras Negras y  $\sim 15$  a  $21$  km de profundidad en Atexcac (profundidades calculadas para una densidad de la corteza continental de  $2700 \text{ kg/m}^3$ ; Ridolfi *et al.*, 2010). No obstante, los contenidos de  $\text{H}_2\text{O}$  de los magmas a partir de los cuales se formaron estos crisales fueron menos variables en Atexcac ( $\sim 5.1 \pm 0.8$  a  $6.7 \pm 1.0$  % de  $\text{H}_2\text{O}$ ) que en Piedras Negras ( $\sim 5.3 \pm 0.8$  a  $9.7 \pm 1.5$  % de  $\text{H}_2\text{O}$ ) (Figura 8.12b).

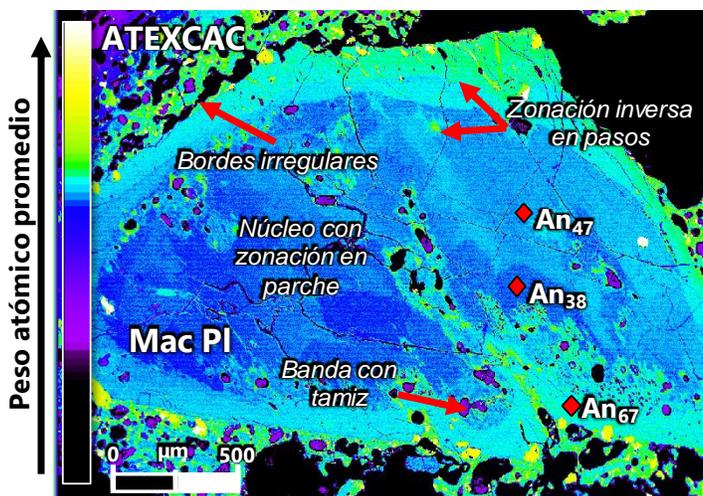


**Figura 8.12.** Diagramas P-T (a) y T- $\text{H}_2\text{O}_{\text{fundido}}$  (b) obtenidos por termobarometría de los núcleos de microcristales (Mic), macrocristales (Mac) y megacristales (Mg) de anfíbol de los magmas intermedios del AVLD. Las condiciones fisicoquímicas de los anfíboles fueron determinadas con la hoja de cálculo Amp-BT.xls provista por Ridolfi *et al.* (2010) para anfíboles cálcicos de rocas volcánicas calcialcalinas. Las barras de error en (a) y (b) representan la variación en la precisión de P y  $\text{H}_2\text{O}_{\text{fundido}}$  calculados. En (a) los errores relativos máximos de P oscilan entre 11% (en la curva de estabilidad térmica máxima; *curva negra punteada*) y 25% (*curva negra discontinua*). Las isopleteras (*curvas negras continuas*) muestran el contenido anhidro del  $\text{SiO}_2$  (% en porcentaje) del magma y los límites P-T de estabilidad del equilibrio de fases. La curva roja discontinua es una división propuesta para dividir condiciones de alta T y baja T en base a el grado de cristalinidad de productos experimentales consistentes. En (b) se muestran el límite de estabilidad térmica máxima (*curva negra punteada*) y el límite inferior (*línea negra discontinua*), mientras que las barras de error indican el error máximo relativo (15%; *barras grises*) y el error estándar de estimación ( $\sigma_{\text{est}} = 0.4$  % en peso, *barras azules*).

	Mg	Mac	Mic
<i>Tamaño de cristal</i>	>200 $\mu\text{m}$	40-200 $\mu\text{m}$	20-40 $\mu\text{m}$
Atexcac		○	○
Piedras Negras	◇	◇	◇

En Atexcac, de igual manera que para los antecristales de anfíbol, el amplio rango composicional de los núcleos de los crisales de plagioclasa, así como el desarrollo de zonación inversa/oscilatoria con intensas texturas de disequilibrio en los mismos podrían asociarse a aumentos de temperatura y

variaciones composicionales del magma debido a eventos de inyecciones magmáticas máficas. Además, la ausencia de zonación y de coronas de óxidos alrededor de los antecristales de anfíbol indica que éstos no tuvieron tiempo suficiente para reequilibrarse con el magma huésped, por lo que debieron experimentar un rápido ascenso posterior a su incorporación; la intervención de inyecciones máficas debió catalizar la erupción del magma huésped, causando además la disolución de las superficies de los cristales de anfíbol y plagioclasa por el consecuente aumento de temperatura. Adicionalmente, la presencia de escasos cristales de plagioclasa zonados, subredondeados y con núcleos con composición de andesina similares a los núcleos de plagioclasa en la Derrumbada Sur y Tepexitl, rodeados por bordes notablemente más enriquecidos en anortita (Figuras 5.3 y 8.13), sugiere que los magmas máficos de Atexcac interactuaron con magmas riolíticos atrapados en la corteza.



**Figura 8.13.** Fotomicrografía de electrones retrodispersados de un macrocristal de plagioclasa con zonación inversa. Se observa un núcleo en parche subredondeado (An<sub>47</sub> y An<sub>38</sub>), rodeado por una banda de sobrecrecimiento (An<sub>67</sub>) con bordes subredondeados y textura de tamiz. Muestra 1704, proveniente de un fragmento juvenil de Atexcac.

En Piedras Negras, por otra parte, se observa que los macrocristales se formaron a mayores presiones (500-600 MPa) y contenidos de H<sub>2</sub>O (~7-10 %) que los micro y megacristales (330-430 MPa y ~5-6 %). Estos resultados sugieren que los antecristales de anfíbol de alto #Mg debieron ser incorporados al magma al este entrar en contacto, durante su ascenso, con un magma más máfico y somero. La amplia variabilidad textural de los cristales y la presencia de zonación inversa y oscilatoria en ellos, incluyendo el aumento de #Mg de algunos fenocristales de anfíbol y ortopiroxeno hacia los bordes, evidencia que dicho proceso de mezcla magmática derivó en la generación de un magma híbrido más máfico con el cual los

macrocristales se reequilibraron, formando un borde cristalino con mayor #Mg. En tanto, las coronas de óxidos que rodean a los cristales de anfíbol de este volcán podrían definirse como bordes de descompresión generados por la deshidratación de dichos cristales debido a la disminución de la presión del magma camino a la superficie, sugiriendo un lento ascenso magmático (Rutherford & Hill, 1993; Rutherford & Devine, 2003; Browne & Gardner, 2006; De Angelis *et al.*, 2015).

Por otra parte, los fragmentos subredondeados de caliza presentes en ambos volcanes indican que estos magmas entraron en contacto con unidades de la corteza superior (*e.g.* las formaciones calcáreas del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras, que afloran en la zona de estudio). Sin embargo, la ausencia de coronas de reacción alrededor de dichos xenolitos sugiere que éstos fueron incorporados al

magma poco antes de su erupción, por lo que probablemente no fueron digeridos y, por tanto, no habrían afectado la composición del magma que los alberga. Sobre este respecto, se observa que las relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en Piedras Negras se grafican dentro del rango isotópico de los basaltos de la Cuenca de Serdán-Oriental (Figura 8.3), lo que sugiere que, de haber ocurrido la asimilación de dichas rocas calcáreas, debió suceder en volúmenes muy bajos. No obstante, son necesarios más estudios isotópicos de los magmas de estos volcanes para corroborar esta hipótesis.

*iv. ANDESITAS SIN ANFÍBOL. Magmas de moderada a baja cristalinidad (2-12 vol. % de macro y microcristales) con plagioclasa y abundantes óxidos.*

Estas características corresponden a las andesitas del cono de escoria Cerro Alto y sus flujos de lava asociados. Los bajos valores de MgO y metales de transición y los valores ligeramente más altos de tierras raras en comparación con el resto de los magmas máficos sugieren un abundante fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno. En contraste, los altos contenidos de  $\text{FeO}^T$ , NaO, MnO e Yb de estas rocas respecto a las andesitas ricas en anfíbol podría resultar de la ausencia/escasez de cristalización y fraccionamiento de esta fase, mientras que sus altos contenidos de  $\text{P}_2\text{O}_5$  apuntan a un escaso o nulo fraccionamiento de apatito; en cambio, el bajo contenido de CaO respecto a las andesitas de Piedras Negras indica un mayor fraccionamiento de plagioclasa rica en Ca.

La ausencia/escasez de cristalización fraccionada de anfíbol y el abundante fraccionamiento de plagioclasa indican que los magmas andesíticos de Cerro Alto debieron tener contenidos bajos de  $\text{H}_2\text{O}$ . Basados en las estimaciones termobarométricas de los más de 500 datos de anfíboles provenientes de magmas calcialcalinos (basaltos a riolitas) utilizados por [Ridolfi et al. \(2010\)](#) en Figuras 5a-c), y considerando las condiciones P-T estimadas para los anfíboles cálcicos naturales estables en magmas andesíticos (~63 % de  $\text{SiO}_2$ ), la ausencia de evidencias de cristalización de anfíbol en Cerro Alto sugiere que sus magmas debieron tener contenidos de  $\text{H}_2\text{O}$  inferiores a ~3 %, y/o temperaturas y presiones inferiores a ~900°C y ~200 MPa, respectivamente. Estas condiciones coinciden notablemente con los resultados de las modelizaciones polibáricas de Rhyolite-MELTS a presiones iniciales de 200 MPa y 1 % de  $\text{H}_2\text{O}$  inicial, en la que la generación de magmas andesíticos se produjo después un 56% de fraccionamiento cristalino (Pl (24 %), + Ol (10 %) + Cpx (16 %) + Sp (4.5 %) + Opx (1 %)).

### 8.2.2. Evolución de los magmas félsicos

En esta sección se integran las observaciones geoquímicas y petrográficas previas para detallar los mecanismos magmáticos involucrados en la evolución de las riolitas de la zona de estudio. Antes de hacerlo, es importante considerar que la generación de riolitas ligeramente peraluminosas ( $A/\text{CNK} \leq 1.2$ ) no es exclusiva del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas, ya que han sido observadas en otros volcanes de la Cuenca de Serdán-Oriental, como en Cerro Pizarro ([Landra-Piedra, 2015](#); [Riggs & Carrasco-Núñez, 2004](#)), Las Águilas ([Landra-Piedra, 2015](#)), Las Cumbres ([Rodríguez et al., 2002](#)), Los Humeros

(Ignimbritas Zaragoza, Xaltipan y Faby, Ferriz & Mahood, 1987; Carrasco-Núñez *et al.*, 2012) y el Pico de Orizaba (Carrasco-Núñez, 2000; Schaaf & Carrasco-Núñez *et al.*, 2010). Esto implica, por tanto, que el mecanismo que origina estas características geoquímicas debería ser aplicable a toda la cuenca y no resultar de una característica limitada al agrupamiento bajo estudio. Cabe destacar que, a diferencia del vulcanismo máfico e intermedio, los volcanes riolíticos estudiados se observan alineados en orientación NNO-SSE, lo que sugiere la presencia de una estructura cortical que permitió el ascenso de los altos volúmenes de magmas riolíticos de estos volcanes.

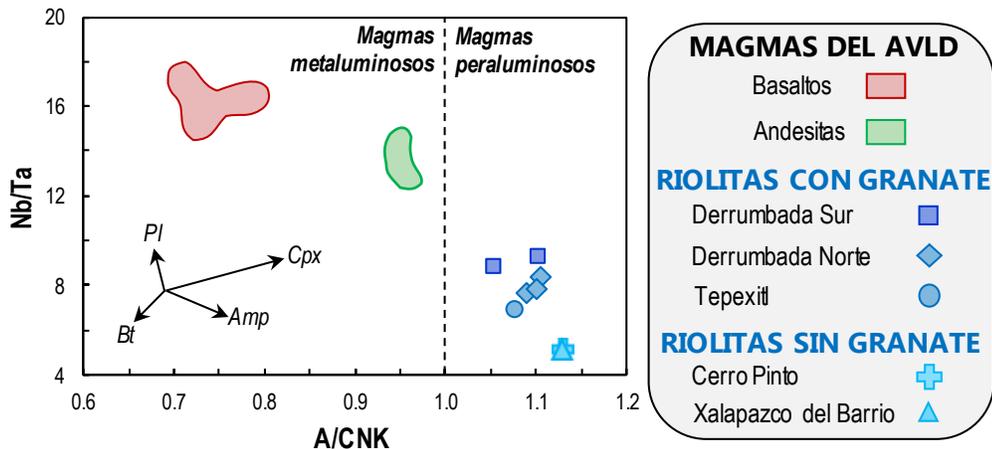
Como se señaló anteriormente, la correlación entre las relaciones isotópicas de Sr y Nd de los magmas respecto a las concentraciones en SiO<sub>2</sub> (Figuras 8.3a-b) sugieren procesos de asimilación cortical. Específicamente destaca que, considerando los datos de Besch *et al.* (1995), la Derrumbada Sur y Cerro Pinto presentan una relación <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd más baja que los magmas máficos e intermedios, desplazándose hacia las composiciones de las rocas granulíticas de Oaxaquia (Figura 8.3c). No obstante, la asimilación de las rocas de Oaxaquia no puede explicar el carácter peraluminoso de las riolitas. En cambio, la asimilación de rocas pelíticas (*e.g.* las formaciones Tamán y Pimienta del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras) podría generar un enriquecimiento de alúmina en estos magmas. Aunque no existen datos isotópicos disponibles de las rocas pelíticas de la cuenca para evaluar esta hipótesis, este escenario es poco probable, pues implicaría que la generación de las riolitas en toda la zona estaría condicionada por estancamiento de los magmas en un nivel específico de la corteza.

Alternativamente, estudios recientes han propuesto que magmas intermedios a félsicos ligeramente peraluminosos (A/CNK ≤ 1.2) pueden ser generados a través de procesos de cristalización fraccionada de magmas máficos hidratados en condiciones de presión de corteza media e inferior (> 600 MPa, es decir, a > 22 km de profundidad). En este proceso, el fraccionamiento de anfíbol y clinopiroxeno permite alcanzar composiciones peraluminosas al enriquecer el líquido residual en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Nandedkar *et al.*, 2014 y referencias). En efecto, tanto clinopiroxeno como anfíbol son fases minerales subaluminosas (A/CNK < 1; Tabla 8.1), por lo que su fraccionamiento incrementa el índice A/CNK en el líquido residual (Zen, 1986), siendo mayor el efecto del clinopiroxeno. Por otra parte, destaca el hecho de que las riolitas presentan bajos valores de la relación Nb/Ta en comparación con las andesitas circundantes y, más aun, con los basaltos; este comportamiento es coherente con la cristalización fraccionada de anfíbol y/o biotita a partir de magmas de composiciones intermedias a félsicas, pues son las únicas fases minerales magmáticas con valores  $D_{Nb/Ta}^{Mineral-fundido}$  superiores a la unidad ( $D_{Nb/Ta}^{Amp-fundido} = 0.76-2.81$ , Li *et al.* (2017);  $D_{Nb/Ta}^{Bt-fundido} = 1.8-4.8$ , Stepanov & Hermann (2013)). Por lo anterior, se propone que la correlación negativa que se observa

**Tabla 8.1.** Rango de valores de A/CNK y A/NK de las fases minerales analizadas en los magmas del AVL D.

Fase	A/CNK	A/NK
Feldespatos	1.0-1.9	1.0-5.9
Clinopiroxeno	0.1-0.4	
Ortopiroxeno	0.9-6.2	
Anfíbol	0.8-1.0	2.5-5.0
Biotita	1.1-1.9	1.1-2.0
Granate	4.2-7.4	

entre el índice A/CNK y la relación Nb/Ta de los magmas del AVLD (Figura 8.14) sugiere la participación de cristalización fraccionada de clinopiroxeno, anfíbol y biotita en la diferenciación de las riolitas a partir de magmas máficos, lo cual es coherente con la presencia de esta última fase mineral en los juveniles analizados.



**Figura 8.14.** Diagrama A/CNK vs Nb/Ta de los magmas bajo estudio. Se observa una correlación negativa entre ambas relaciones. Además, se muestra el efecto que tendría la fraccionación de las principales fases minerales estables en magmas intermedios a félsicos según Zen (1986), Stepanov & Hermann (2013), Li *et al.*, (2017) y referencias.

Adicionalmente, la escasez de andesitas y la ausencia de dacitas en el AVLD, así como la baja cristalinidad de las riolitas bajo estudio sugieren que éstas se formaron por la extracción de líquido intersticial de zonas de cúmulos cristalinos porosos (*crystal mushes* en inglés; Brophy, 1991; Bachmann & Bergantz, 2004; Dufek & Bachmann, 2010). Este modelo petrogenético fue propuesto previamente por Landa-Piedra (2015) para la generación de las riolitas del AVLD, y considera que (i) al alcanzar el magma una cristalinidad "crítica" (>40 % en volumen de cristales) se forman en la corteza zonas de cúmulos cristalinos porosos en un rango composicional estrecho (andesita-dacita), los cuales son reológicamente incapaces de ascender a la superficie; sin embargo, (ii) el líquido intersticial rico en SiO<sub>2</sub> alojado entre los cristales puede ser extraído a tasas de  $\sim 5 \times 10^{-2}$  a  $5 \times 10^{-3}$  km<sup>3</sup>/año (estimación para porosidades del orden de 0.4-0.5) a través de mecanismos como asentamiento cristalino y compactación gravitacional, con lo cual la producción de volúmenes de magma riolíticos de >100 km<sup>3</sup> podrían generarse en el orden de  $2 \times 10^3$  a  $2 \times 10^4$  años (Bachmann & Bergantz, 2004). Estudios más recientes han demostrado que la ventana de cristalinidad más favorable para la extracción del líquido residual es de entre ~50 y 70 %, grados de fraccionamiento que generan líquidos residuales de composición dacítica (Dufek & Bachmann, 2010). Además, modelizaciones numéricas recientes sugieren que la separación cristal-líquido es favorecida por altas velocidades de extracción, parámetro controlado en gran medida por un mayor tamaño de los cristales del cúmulo y un contenido inicial de H<sub>2</sub>O disuelto en el líquido intersticial  $\geq 2$  % (Hartung *et al.*, 2019).

Por otra parte, datos experimentales de cristalización de magmas basálticos hidratados (Grove & Donnelly-Nolan, 1986) y simulaciones numéricas termo-mecánicas (Dufek & Bachmann, 2010) sugieren

que el fraccionamiento de anfíbol produce un rápido cambio composicional en el líquido residual a través de composiciones intermedias, lo cual representaría una dificultad adicional para la extracción de magmas andesíticos y dacíticos.

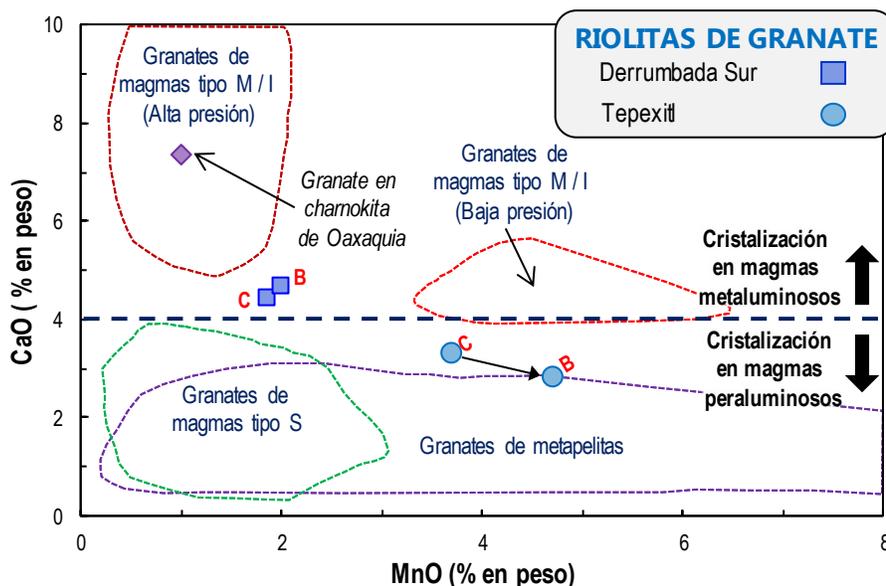
Respecto a las diferencias en asociación mineral y patrones de elementos traza de las riolitas en la zona de estudio, éstas pueden ser conciliadas a partir del fraccionamiento de diferentes asociaciones minerales producidas por condiciones de presión y contenido de H<sub>2</sub>O distintos, como se explica a continuación.

*i. RIOLITAS CON GRANATE: Magmas de cristalinidad moderada a baja (<14 %) con plagioclasa + feldespato alcalino + biotita + granate, raramente con cuarzo.*

Estos magmas corresponden a los domos Las Derrumbas (~11 km<sup>3</sup> en total) y el *maar* Tepexitl (<1 km<sup>3</sup>) y se caracterizan por un claro empobrecimiento en tierras raras pesadas, presentando relaciones [La/Yb]<sub>N</sub> >30 y relaciones Sr/Y >20. Debido a que la ocurrencia de granate rico en almandino que presentan estos magmas es poco común en rocas volcánicas calciocalinas, la primera hipótesis a evaluar para explicar su formación, habiéndose descartado el origen de las riolitas por anatexis de la corteza, es que los granates sean xenocristales provenientes del basamento local por eventos de asimilación cortical. Sobre este respecto, la única posible unidad geológica del basamento de la Cuenca de Serdán-Oriental que contiene granates son las rocas granulíticas (principalmente charnokitas) de Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Keppie *et al.*, 2003), aunque no hay evidencia directa de la presencia de estas rocas debajo de esta región. Como se discutió en secciones anteriores, la baja relación isotópica de <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd de la Derrumbada Sur (Figura 8.3) podría ser resultado de la asimilación de dichas rocas, mientras que menores grados de asimilación podrían explicar la relación isotópica considerablemente más alta de La Derrumbada Norte. Sin embargo, el único dato composicional disponible de granate en las granulitas de Oaxaquia (Solarí *et al.*, 2004) presenta concentraciones notablemente más altas de CaO y más bajas de MnO que los cristales de Tepexitl y la Derrumbada Sur (Figura 8.15). En consecuencia, es poco probable que los cristales de almandino de estos magmas sean xenocristales derivados de las granulitas de Oaxaquia.

Para evaluar el origen metamórfico o magmático de estos cristales con base en su composición química, se utilizó el diagrama de clasificación genética propuesto por Harangi *et al.* (2001). En la Figura 8.15 se observa que, si bien los macrocristales de almandino estudiados no caen dentro de un campo definido, sus composiciones se aproximan al campo de magmas tipo M/I (*i.e.* derivados del manto o de fuentes ígneas). Por lo tanto, el escenario petrogenético más viable es que los granates sean de origen magmático y pertenezcan al sistema de Las Derrumbadas, y que los bajos valores de MnO y el empobrecimiento de tierras raras pesadas de estas rocas deriven de procesos de cristalización fraccionada que involucraron granate. En efecto, estudios experimentales han demostrado que el granate

rico en almandino es una fase magmática primaria tanto en magmas basálticos y andesíticos hidratados a alta presión (>700 MPa a 900-950 °C; Hensen & Green, 1973; Conrad *et al.*, 1988), como en magmas félsicos hidratados a presiones altas (900-1800 MPa; Green & Ringwood, 1968), o intermedias (500-700 MPa; Green, 1977). Además, Green (1976) demostró que el almandino es una fase estable en magmas félsicos peraluminosos a  $\geq 700$  MPa y 5 % de H<sub>2</sub>O disuelto, presentando concentraciones de CaO  $\leq 4$  %.



**Figura 8.15. Diagrama MnO vs CaO (% en peso) de clasificación genética de granates para los macrocristales de almandino de la Derrumbada Sur y Tepexitl.** Modificado de Harangi *et al.* (2001). Se indica con letras la posición del punto de análisis en el cristal: C=Centro y B=Borde. En los campos composicionales, magmas tipo M corresponden a fundidos derivados del manto; magmas tipo I a fundidos provenientes de rocas ígneas (o material infracortical); y magmas tipo S a fundidos de rocas sedimentarias (o material supracortical). Como comparación, se muestra el único dato composicional disponible de granate en las rocas granulíticas de Oaxaquia (Solari *et al.*, 2004).

Los contenidos de MnO en los macrocristales de almandino indican condiciones de mayores presiones para la Derrumbada Sur que para Tepexitl (Figura 8.15), mientras que los bajos contenidos de CaO ( $\leq 4$  %) en ambos evidencian una cristalización a partir de magmas fuertemente metaluminosos o ligeramente peraluminosos ( $A/CNK \sim 1$ ), en concordancia con la composición total de las rocas de la zona de estudio. Además, la presencia de inclusiones de zircón y monacita en los granates evidencian que éstos cristalizaron en magmas de alto SiO<sub>2</sub> (e.g. dacitas o riolitas). En efecto, como se observa en la Tabla 8.2, las modelizaciones isobáricas de Rhyolite-MELTS estabilizaron granate a 700 y 1000 MPa a contenidos iniciales de H<sub>2</sub>O de 1 a 5 %, iniciando su cristalización y fraccionamiento en magmas basálticos (50-61 % de SiO<sub>2</sub>) en las que predominan composiciones ricas en piropero (40-53 mol. %) y menores cantidades de almandino (50-32 mol. %), y finalizando en magmas de composiciones andesíticas y dacíticas (61-67 % de SiO<sub>2</sub>), donde los granates son ricos en almandino (86-23 mol. %). Se observa además un aumento en la cantidad de granate fraccionado a medida que incrementa el contenido inicial de H<sub>2</sub>O. Estos resultados concilian la idea que los cristales de almandino pudieron formarse en estos magmas en equilibrio con líquidos dacíticos a riolíticos, con altos contenidos de H<sub>2</sub>O y alojados en la corteza inferior.

Por lo tanto, las concentraciones y patrones de elementos traza de estas riolitas pueden relacionarse con los efectos de la cristalización fraccionada. En específico, los bajos contenidos de tierras raras pesadas e Y, junto con las altas relaciones de Sr/Y y La/Yb, habrían sido producidos por el fraccionamiento

crystalino tanto de granate como de anfíbol (fases minerales que incorporan elementos de tierras raras pesadas). En cambio, los bajos contenidos de Nb, Ta, Cs y Rb en todos ellos sugieren un abundante fraccionamiento de ilmenita y/o biotita, mientras que la ausencia de anomalías negativas de Eu y Sr (elementos compatibles tanto en feldespato alcalino como en plagioclasa rica en Na en rocas riolíticas; (Bacon & Druitt, 1988; Bea *et al.*, 1994)) así como de Ba (compatible en feldespato alcalino; Bea *et al.*, 1994) en el diagrama multielementos indica un escaso fraccionamiento de plagioclasa y, sobre todo, de feldespato alcalino; apoya la hipótesis de que gran parte de la diferenciación de estos magmas ocurrió a altas presiones y altos contenidos iniciales de H<sub>2</sub>O.

**Tabla 8.2** Parámetros de formación y composición de los cristales de granate generados en las modelizaciones isobáricas de Rhyolite-MELTS.

H <sub>2</sub> O <sub>i</sub> en el magma (% en peso)	Primer cristal formado			Último cristal formado			Total de Grt fraccionado (% en peso)
	SiO <sub>2</sub> (% en en magma	T (°C)	Composición del cristal <sup>1</sup>	SiO <sub>2</sub> (en peso%) en magma	T (°C)	Composición del cristal <sup>1</sup>	
<i>Modelización a P<sub>0</sub>=500 MPa</i>							
5	52.8	980	Prp <sub>43</sub> -Grs <sub>17</sub> -Alm <sub>40</sub>	63.7	740	Prp <sub>15</sub> -Grs <sub>24</sub> -Alm <sub>61</sub>	14.2
<i>Modelizaciones a P<sub>0</sub>=700 MPa</i>							
1	61.6	930	Prp <sub>40</sub> -Grs <sub>10</sub> -Alm <sub>50</sub>	63.4	770	Prp <sub>20</sub> -Grs <sub>10</sub> -Alm <sub>70</sub>	1.1
3	55.4	1030	Prp <sub>44</sub> -Grs <sub>16</sub> -Alm <sub>-40</sub>	67	730	Prp <sub>8</sub> -Grs <sub>27</sub> -Alm <sub>65</sub>	13.4
5	55.1	1000	Prp <sub>43</sub> -Grs <sub>17</sub> -Alm <sub>40</sub>	64.3	730	Prp <sub>9</sub> -Grs <sub>34</sub> -Alm <sub>57</sub>	15.4
<i>Modelizaciones a P<sub>0</sub>=1000 MPa</i>							
1	52.2	1170	Prp <sub>47</sub> -Grs <sub>18</sub> -Alm <sub>35</sub>	61.1	700	Prp <sub>0</sub> -Grs <sub>14</sub> -Alm <sub>86</sub>	13.5
3	50.4	1140	Prp <sub>53</sub> -Grs <sub>16</sub> -Alm <sub>31</sub>	62.7	840	Prp <sub>0</sub> -Grs <sub>29</sub> -Alm <sub>71</sub>	23.5
5	50.6	1100	Prp <sub>51</sub> -Grs <sub>17</sub> -Alm <sub>32</sub>	53.9 (62.7) *	650 (700) *	Prp <sub>0</sub> -Grs <sub>97</sub> -Alm <sub>3</sub> (Prp <sub>1</sub> -Grs <sub>76</sub> -Alm <sub>23</sub> ) *	28.0

<sup>1</sup> En términos de los miembros extremos piropro (Prp)-grosularia (Grs)-almandino (Alm). \*Datos entre paréntesis corresponden a las condiciones de cristalización de los granates formados en las composiciones magmáticas con mayor contenido de SiO<sub>2</sub> en esta modelización.

Los valores más bajos de tierras raras pesadas en Tepexitl y la Derrumbada Sur respecto a la Derrumbada Norte sugieren un mayor fraccionamiento de granate en los primeros, mientras que las bajas concentraciones de Zr, Hf y Th en Tepexitl y la Derrumbada Norte indican un mayor fraccionamiento de zircón y monacita que en la Derrumbada Sur. La ausencia de cuarzo en estos magmas estaría asociada a las condiciones de formación de alta presión ( $\geq 700$  MPa) y altos contenidos de H<sub>2</sub>O, ya que la T<sub>liquidus</sub> de esta fase disminuye con el incremento de la presión y del contenido de H<sub>2</sub>O (Green, 1992).

Por todo lo anterior, se propone que las riolitas con granate del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas se originaron a partir del entrapamiento de magmas máficos hidratados a presiones de 700-1000 MPa (*i.e.* ~26-37 km de profundidad, correspondientes a corteza inferior) y contenidos iniciales de H<sub>2</sub>O  $\geq 3$  %, sufriendo procesos de cristalización fraccionada de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno,

plagioclasa rica en Ca, anfíbol y granate rico en piropero y almandino, cuya acumulación derivó en la formación de cúmulos gabrodioríticos de granate con líquido intersticial rico en SiO<sub>2</sub> (*e.g.* de composición dacítica). De acuerdo con las modelizaciones isobáricas de Rhyolite-MELTS, la generación de magmas residuales de composición dacítica a dichas condiciones P-H<sub>2</sub>O podría ocurrir a temperaturas de 750-840 °C y grados de fraccionamiento de 63 a 74 % (Ol (1-5%), Grt (12-27%), Opx (2-9 %), Cpx (21-31 %), Pl (3-10.5 %), Lct (3-9 %), Spl (0-4 %)); estos valores de fraccionamiento coinciden con la cristalinidad crítica (50-70 % de cristales) en la que el líquido intersticial rico en SiO<sub>2</sub> (*i.e.* de composición dacítica) y en H<sub>2</sub>O (*i.e.* >3 %) podría ser extraído con mayor efectividad (Dufek & Bachmann, 2010). Tras su extracción, el este magma residual dacítico habría sido almacenado en la parte superior del cúmulo cristalino, donde fueron fraccionados cristales de monacita y zircón, así como macrocristales de granate ricos en almandino que los incluyeron; en estas composiciones también debieron formarse y fraccionarse cristales de anfíbol, produciendo la evolución hacia composiciones riolíticas peraluminosas.

En la Derrumbada Sur, las coronas de reacción de plagioclasa y biotita alrededor de los granates representan una asociación mineral de baja presión-baja temperatura, evidenciando un posterior ascenso y entrapamiento de estos magmas diferenciados en condiciones más someras (*i.e.* la corteza superior) donde los cristales de plagioclasa rica en Na y biotita se formaron en las últimas etapas de cristalización; en tanto, la zonación oscilatoria y textura de tamiz en los cristales de plagioclasa puede relacionarse con cambios de presión y temperatura en una cámara magmática somera sometida a procesos de convección (Streck, 2008). En cambio, en Tepexitl y la Derrumbada Norte, los cristales subhedrales a euhedrales de almandino y los cristales de plagioclasa sin zonación sugieren un ascenso magmático relativamente rápido hacia la superficie que habría impedido el desequilibrio de estos cristales; sin embargo, la erupción efusiva de Las Derrumbadas evidencia que estos magmas debieron experimentar una importante desgasificación antes de ser extruídos hacia la superficie en forma de magmas viscosos y poco explosivos.

- ii. *RIOLITAS SIN GRANATE. Magmas de cristalinidad moderada (14-20.5 vol. %) con feldespato alcalino + plagioclasa + biotita + cuarzo, sin presencia de zonación ni texturas de desequilibrio en sus cristales.*

Estos magmas corresponden al complejo anillo de toba/domo Cerro Pinto (~3.5 km<sup>3</sup>) y al *maar* Xalapazco del Barrio, los cuales presentan concentraciones idénticas de elementos mayores y traza, Esta similitud geoquímica indica que estos volcanes representan diferentes eventos eruptivos del mismo magma. Observaciones de campo comprobaron dicha hipótesis, y sugieren una migración de la actividad volcánica de norte (Xalapazco del Barrio) a sur (Cerro Pinto). Estas riolitas presentan patrones planos de tierras raras ligeras, un empobrecimiento en CaO, Eu, Ba y Sr, así como relaciones Sr/Y < 0.5 y (La/Yb)<sub>N</sub> < 2, lo cual puede explicarse por una abundante cristalización fraccionada de feldespato alcalino y, en menor medida, de plagioclasa; además, los bajos valores de Zr y Hf sugieren una abundante fraccionación de zircón. En cambio, los altos valores de MnO y de tierras raras pesadas evidencian la ausencia de granate

en la evolución magmática de estas riolitas, mientras que los valores más altos de Nb, Ta, Cs y Rb respecto a las riolitas con granate sugieren un menor fraccionamiento de biotita e/o ilmenita que en estos últimos.

El fraccionamiento de anfíbol, evidenciado por los bajos valores de Nb/Ta (Figura 8.13), implica que las etapas tempranas de cristalización de estos magmas debieron ocurrir a presiones  $\geq 200$  MPa con contenidos de H<sub>2</sub>O  $\geq 3$  % (Ridolfi *et al.*, 2010). Sin embargo, las evidencias de fraccionamiento de plagioclasa y feldespato alcalino, así como escasez de óxidos de Fe-Ti y la presencia de algunos cristales de cuarzo en estas rocas, indican posteriores condiciones de cristalización más someras, así como una disminución en el contenido de H<sub>2</sub>O disuelto en el magma, característica probablemente adquirida por una abundante desgasificación del sistema en las últimas etapas de cristalización. Además, la ausencia de zonación y texturas de desequilibrio en los feldespatos, así como de bordes de descompresión en los cristales de biotita, sugieren un ascenso magmático relativamente rápido durante las últimas etapas de cristalización en que se formaron estos cristales. Las modelizaciones de cristalización fraccionada de Rhyolite-MELTS muestran que, a presiones  $\leq 500$  MPa y en un rango de H<sub>2</sub>O inicial de 1 a 5 %, condiciones polibáricas generan un mayor fraccionamiento de feldespatos (35 a 47 % de cristales fraccionados) que las condiciones isobáricas (13 a 46 % de cristales fraccionados) (ver Anexo IV). Estos resultados sugieren que procesos de cristalización fraccionada polibárica habrían sido los principales responsables de la abundante cristalización y fraccionamiento de feldespatos necesaria para explicar las características geoquímicas de estos magmas.

Por todo lo anterior, para la generación de las riolitas sin granate, se propone el entrapamiento de magmas máficos hidratados a presiones de entre 200 y 500 MPa (i.e. 7.5-18.5 km de profundidad, correspondientes a corteza media/superior) y contenidos de H<sub>2</sub>O  $\geq 3$  %, donde sufrieron procesos de cristalización fraccionada de olivino + clinopiroxeno + ortopiroxeno + plagioclasa rica en Ca + anfíbol, cuya acumulación derivó en la formación de cúmulos gabrodioríticos con líquido intersticial de composición dacítica. De acuerdo con las modelizaciones isobáricas de Rhyolite-MELTS, la generación de magmas residuales dacíticos a dichas condiciones P-H<sub>2</sub>O podría ocurrir a temperaturas de 750-910°C y grados de fraccionamiento de 55-71 % (Ol (6-10 %), Opx (2-7 %), Cpx (17-26 %), Pl (11-23 %), Lct (4-10 %), Spl (1-6 %) y Grt (14 % a 500 MPa y 5 % de H<sub>2</sub>O, escenario descartado por la ausencia de granate en estas rocas)). Esta etapa fue seguida por la extracción del líquido intersticial que habría sido almacenado en la parte superior del cúmulo cristalino; posteriormente, éste habría ascendido hacia la superficie, experimentando procesos de cristalización fraccionada polibárica de feldespato alcalino y plagioclasa rica en Na. Finalmente, estos magmas habrían experimentado una desgasificación por descompresión poco antes de su erupción, lo que permitió la cristalización de escasos cristales de cuarzo y un aumento en la fraccionación de feldespatos, pero inhibió la cristalización de biotita, que fue escasamente fraccionada. Además, como en el caso de Las Derrumbadas, la desgasificación magmática del sistema habría permitido la extrusión efusiva de los domos de Cerro Pinto.

## CAPÍTULO 9

# CONCLUSIONES

En este trabajo han sido descritas en detalle las características geoquímicas y petrográficas del vulcanismo monogenético reciente (<25,000 años A.P.) del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas, ubicado en la Cuenca de Serdán-Oriental en la porción oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Estos resultados han sido integrados con dataciones, estimaciones volumétricas y estudios isotópicos de trabajos previos para dilucidar los procesos magmáticos involucrados en la diferenciación de estos magmas.

El vulcanismo del área de Las Derrumbadas comprende al menos 13 volcanes monogenéticos (conos de escoria, conos/anillos de toba, *maares*, flujos de lava y domos) cuyas composiciones de roca total exhiben un espectro composicional bimodal compuesto por basaltos, andesitas y riolitas, sin presencia de dacitas. La falta de correlación entre el contenido de SiO<sub>2</sub> de los magmas y la edad de las erupciones indica que la producción de magmas máficos y su diferenciación magmática en la corteza (mezcla de magmas + cristalización fraccionada ± asimilación cortical) fueron fenómenos contemporáneos durante los últimos 25,000 años en la zona de estudio (Figura 8.1). Con base en su asociación mineral y firmas geoquímicas, estos grupos composicionales pueden subdividirse en diversos grupos magmáticos.

En el vulcanismo máfico e intermedio se pueden diferenciar cuatro grupos: (1) **Basaltos con olivino** ± clinopiroxeno, con abundantes óxidos de Fe-Ti-Cr y sin plagioclasa como macrocristal; (2) **basaltos con dos piroxenos**, con escaso olivino ± plagioclasa, escasos óxidos Fe-Ti, xenolitos del basamento local (~1 %) y xenocristales de cuarzo y feldespato alcalino; (3) **andesitas basálticas y andesitas con anfíbol**, con plagioclasa ± olivino ± clinopiroxeno, escasos óxidos de Fe-Ti y abundantes fragmentos de caliza (~1 a 10 %); y (4) **andesitas sin anfíbol**, con escasos macrocristales de plagioclasa, pero abundantes óxidos de Fe-Ti. Estos magmas representan bajos volúmenes magmáticos (<1 km<sup>3</sup> por volcán) y se caracterizan por presentar altas relaciones [La/Lu]<sub>N</sub>, un enriquecimiento de elementos de tierras raras ligeras y patrones planos de elementos de tierras raras pesadas. Además, muestran un carácter metaluminoso (A/CNK=<1.0) de medio K y contienen una notable cantidad de cristales zonados y texturas de desequilibrio.

Por su parte, el vulcanismo félsico representa volúmenes magmáticos mucho mayores que los del máfico e intermedio, y presenta patrones de elementos traza notablemente diferentes a los de estos últimos. Estas rocas se caracterizan por presentar un ligero carácter peraluminoso (A/CNK=1.0-1.2) de alto K, concentraciones muy similares de elementos mayores y una asociación mineral dominada por plagioclasa + feldespato alcalino + biotita. Sin embargo, en términos de patrones de elementos traza y minerales accesorios, son diferenciables dos grupos magmáticos: (1) **Riolitas con granate sin cuarzo**

(Las Derrumbadas,  $>10 \text{ km}^3$  en total) con altas relaciones  $[\text{La}/\text{Lu}]_N$  y un empobrecimiento variable de tierras raras pesadas; y (2) **riolitas sin granate + cuarzo** (Cerro Pinto y Xalapazco del Barrio,  $>3.5 \text{ km}^3$  en total), con bajas relaciones de  $[\text{La}/\text{Lu}]_N$  y un fuerte empobrecimiento de Eu, Ba y Sr. La presencia de zonación y el desarrollo de texturas de desequilibrio en los cristales de ambos grupos son escasos, con la excepción de la Derrumbada Sur. Además, no se observó ningún xenolito del basamento en los juveniles analizados.

La evidente “señal de subducción” y la afinidad calciocalina que exhiben los tres grupos composicionales indica un origen petrogenético estrechamente ligado al proceso de subducción; además, la similitud de patrones de elementos traza en los magmas máficos e intermedios y la cercanía en términos de las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de éstos con los magmas riolíticos evidencian que los tres grupos composicionales provienen de **magmas parentales derivados de la misma fuente mantélica**. El comportamiento de las concentraciones de elementos mayores y traza respecto a la diferenciación (*i.e.* la disminución de elementos compatibles y el enriquecimiento de elementos incompatibles en la transición de basaltos a andesitas, así como un posterior empobrecimiento de elementos incompatibles en las riolitas) sugiere que las andesitas y las riolitas fueron generadas por procesos de **crystalización fraccionada** a partir de magmas basálticos, por lo que se propone éste como el principal proceso de diferenciación magmática en la zona de estudio.

La diferenciación de magmas basálticos metaluminosos hacia composiciones riolíticas ligeramente peraluminosas habría sido generada por una abundante **fraccionación de clinopiroxeno y anfíbol**. Además, se propone que la cristalización de anfíbol derivó en un rápido cambio composicional en el líquido residual dentro de un estrecho rango de temperatura, coincidiendo con composiciones intermedias (Grove & Donnelly-Nolan, 1986 y referencias). Esto posiblemente generó magmas de alta cristalinidad ( $>50 \text{ vol. } \%$  de cristales) que formaron cúmulos cristalinos porosos de composición gabrodiorítica reológicamente incapaces de ascender a la superficie (Bachmann & Bergantz, 2004; Dufek & Bachmann, 2010), explicando tanto la escasez de andesitas y la ausencia de dacitas, como la formación de altos volúmenes de magmas riolíticos de baja cristalinidad mediante la extracción del líquido intersticial rico en  $\text{SiO}_2$  en dichos cúmulos.

Considerando el origen monogenético, la distribución dispersa y los bajos volúmenes de los **magmas máficos e intermedios** ( $<1 \text{ km}^3$  por volcán), se propone que la diferenciación de estos ocurrió por eventos de **crystalización fraccionación polibárica** durante su ascenso a la superficie a través de fallas y fracturas en la corteza. Las notables diferencias en asociación mineral, texturas cristalinas y concentraciones de elementos mayores sugieren diferentes condiciones de presión, contenido de  $\text{H}_2\text{O}$  y velocidades de ascenso, así como una importante interacción con magmas más primitivos que aportaron cantidades variables de antecristales; en casos puntuales, existe la posibilidad de interacción con magmas

riolíticos. En los **magmas basálticos**, presiones iniciales de 200-500 MPa y contenidos iniciales de  $H_2O > 3\%$  habría permitido una cristalización dominada por olivino  $\pm$  clinopiroxeno, mientras que presiones iniciales de 700 MPa y contenidos iniciales de  $H_2O$  de  $\sim 3\%$  derivaron en la cristalización de ortopiroxeno. En los **magmas andesíticos**, la cristalización de anfíbol ocurrió a presiones variables de entre 330 y 615 MPa y contenidos de  $H_2O$  de entre  $\sim 5\%$  y  $\sim 10\%$ . Los basaltos con dos piroxenos y andesitas con anfíbol incorporaron xenolitos de caliza y pómez provenientes de la corteza superior poco antes de su erupción, sin reaccionar con éstos.

Por otra parte, los altos volúmenes del **vulcanismo riolítico** ( $3.5-11 \text{ km}^3$ ) sugieren una diferenciación asociada al entrapamiento de magmas máficos a diferentes niveles de la corteza, causando la formación de cámaras magmáticas que sufrieron procesos isobáricos de cristalización fraccionada. La alineación en orientación NNO-SSE de estos volcanes sugiere la presencia de una estructura cortical profunda (extendida al menos hasta la corteza inferior) que facilitó el ascenso de sus altos volúmenes magmáticos. La formación de las **riolitas con granate** debió implicar la extracción de líquido intersticial de composición dacítica proveniente de cúmulos cristalinos gabrodioríticos de granate; estos se habrían formado por el entrapamiento de magmas basálticos con contenidos iniciales de  $H_2O \geq 3\%$  a presiones de entre 700 y 1000 MPa. Tras su extracción, el magma dacítico se acumuló en el parte superior del cúmulo, donde se formaron y fraccionaron cristales de monacita y zircón, así como de granate rico en almandino. La fraccionación de granate y anfíbol produjo el empobrecimiento de tierras raras pesadas y altas relaciones de Sr/Y y La/Yb de estos magmas. Posteriormente, los magmas de Tepexitl y la Derrumbada Norte debieron ascender relativamente rápido hacia la corteza superior, por lo que la forma euhedral de los cristales de almandino fue preservada; en cambio, en la Derrumbada Sur, el magma diferenciado se habría entrapado en la corteza superior, provocando el desarrollo de coronas de reacción de plagioclasa + biotita en los cristales de almandino. Para la formación de las **riolitas sin granate** se propone el entrapamiento de magmas máficos con contenidos iniciales de  $H_2O \geq 3\%$  a presiones de entre 200 y 500 MPa, lo que derivó en la formación de cúmulos cristalinos gabrodioríticos de los que fue extraído líquido intersticial dacítico. Tras su extracción, este líquido residual comenzó su ascenso hacia la superficie, catalizando eventos de fraccionamiento de feldespato alcalino y plagioclasa rica en Na que generaron patrones planos de tierras raras ligeras y un empobrecimiento de Eu, Sr y Ba. Finalmente, considerando los datos isotópicos de [Besch et al. \(1995\)](#), los magmas de la Derrumbada Sur y de Cerro Pinto podrían haber asimilado bajos volúmenes de las rocas granulíticas de Oaxaquia.

Los resultados de este trabajo de tesis ilustran la amplia variabilidad geoquímica y petrográfica del vulcanismo monogenético, así como la multiplicidad de condiciones de presión- $H_2O$  y procesos magmáticos involucrados en su evolución, especialmente en zonas de arco continental de corteza gruesa, como es el caso del sector Oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

## REFERENCIAS

- Adame, M. F., Alcocer, J., & Escobar, E. (2008). Size-fractionated phytoplankton biomass and its implications for the dynamics of an oligotrophic tropical lake. *Freshwater Biology*, 53 (1), 22-31.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vassallo, L. F., & Xu, S. (2002). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55 (1), 12-29.
- Alcalá-Rodríguez, R. (2004) *Estudio hidrogeológico de Alchichica, Estado de Puebla* (tesis de licenciatura). Facultad de ingeniería, UNAM, México.
- Alcocer, J., Lugo, A., Escobar, E., Sánchez, M. D. R., & Vilaclara, G. (2000). Water column stratification and its implications in the tropical warm monomictic Lake Alchichica, Puebla, Mexico. *Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen*, 27 (5), 3166-3169.
- Allan, J. F. (1986). Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 97 (4), 473-485.
- Anderson, A. T. (1980). Significance of hornblende in calc-alkaline andesites and basalts. *American Mineralogist*, 65 (9-10), 837-851.
- Ángeles-Moreno, E., Sánchez-Martínez, S., Centeno-García, E., Mortensen, J. K., Solé-Viñas, J., Solís-Pichardo, G., & Schaaf, P. (2003, April). Geology, geochemistry and structural geology of the mylonitic complexes of the Teziutlán basement, Puebla State, in eastern Mexico. In *Geological Society of America, Cordilleran Section-99th Annual Meeting, paper* (pp. 9-2).
- Armenta-De La Cruz, S. & Cayetano-García, A. I. (2011). Carta Geológico-Minera Guadalupe Victoria E14-B35 (Tlaxcala, Puebla y Veracruz).
- Armstrong-Altrin, J. S., Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Rosalez-Hoz, L., Lee, Y. I., Balaran, V., ... & Avila-Ramírez, G. (2013). Geochemistry of the Jurassic and Upper Cretaceous shales from the Molango Region, Hidalgo, eastern Mexico: Implications for source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *Comptes Rendus Geoscience*, 345 (4), 185-202.
- Asimow, P. D., & Ghiorso, M. S. (1998). Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*, 83 (9-10), 1127-1132.
- Austin-Erickson, A. (2007). *Phreatomagmatic eruptions of rhyolitic magma: A case study of Tepexitl tuff ring, Serdán-Oriental Basin, Mexico* (tesis de maestría). Northern Arizona University, Arizona, E.U.A.
- Austin-Erickson, A., Büttner, R., Dellino, P., Ort, M. H., & Zimanowski, B. (2008). Phreatomagmatic explosions of rhyolitic magma: experimental and field evidence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113 (B11).
- Austin-Erickson, A., Ort, M. H., & Carrasco-Núñez, G. (2011). Rhyolitic phreatomagmatism explored: Tepexitl tuff ring (Eastern Mexican Volcanic Belt). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201 (1), 325-341.
- Aydin, F., Schmitt, A. K., Siebel, W., Sönmez, M., Ersoy, Y., Lermi, A., ... & Duncan, R. (2014). Quaternary bimodal volcanism in the Niğde Volcanic Complex (Cappadocia, central Anatolia, Turkey): age, petrogenesis and geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168 (5), 1078.
- Bachmann, O., & Bergantz, G. W. (2004). On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, 45 (8), 1565-1582.
- Bacon, C. R., & Druitt, T. H. (1988). Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98 (2), 224-256.
- Bandy, W., Kostoglodov, V., Díaz, A. H., & Mena, M. (1999). Structure of the southern Jalisco subduction zone, Mexico, as inferred from gravity and seismicity. *Geofísica Internacional*, 38 (3), 127-136.
- Barnes, S. J., & Roeder, P. L. (2001). The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of petrology*, 42 (12), 2279-2302.
- Bea, F., Pereira, M. D., & Stroh, A. (1994). Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology*, 117 (1-4), 291-312.
- Becerra-Torres, E. (2014). *Variabilidad petrográfica y geoquímica del magmatismo monogenético periférico al volcán La Malinche* (tesis de licenciatura). Facultad de Ciencias, UNAM, México.
- Becerra-Torres, E. (2017). *Caracterización de la fuente mantélica que produjo las variedades máficas de la Cuenca de Serdán-Oriental* (tesis de maestría). Instituto de Geología, UNAM, México.
- Bégué, F., Deering, C. D., Gravley, D. M., Kennedy, B. M., Chambefort, I., Gualda, G. A., & Bachmann, O. (2014). Extraction, storage and eruption of multiple isolated magma batches in the paired Mamaku and Ohakuri eruption, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Petrology*, 55 (8), 1653-1684.

## Referencias

- Beier, C., Haase, K. M., & Hansteen, T. H. (2006). Magma evolution of the Sete Cidades volcano, São Miguel, Azores. *Journal of Petrology*, 47(7), 1375-1411.
- Bernal, J. P., Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Ortega-Obregón, C., Mori, L., Vega-González, M., & Espinosa-Arbeláez, D. G. (2014). In-situ <sup>230</sup>Th/U dating of Quaternary zircons using LA-MCICPMS. *Quaternary Geochronology*, 23, 46-55.
- Besch, T., Verma, S. P., Kramm, U., Negendank, J. F., Tobschall, H. J., & Emmermann, R. (1995). Assimilation of sialic crustal material by volcanics of the easternmost extension of the Trans-Mexican Volcanic Belt—evidence from Sr and Nd isotopes. *Geofísica Internacional*, 34, 263-281.
- Best, M. G. (2003). *Igneous and metamorphic petrology*. Oxford, Reino Unido, Blackwell Science.
- Blatter, D. L., Lang Farmer, G., & Carmichael, I. S. (2007). A north-south transect across the central Mexican volcanic belt at ~ 100° W: spatial distribution, petrological, geochemical, and isotopic characteristics of Quaternary volcanism. *Journal of Petrology*, 48(5), 901-950.
- Bloomfield, K., (1975). A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geol. Rundsch.* 64, 476-497.
- Bönhel, H., Carreón, D. C., Correa, F., Grajales, J. M., Lounejeva, E., Rosales, M. del C. & Schaaf, P. (2003) *Guía para escribir Tesis de Posgrado en Ciencias de la Tierra*. Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, México.
- Brandon, A. D., & Goles, G. G. (1995). Assessing subcontinental lithospheric mantle sources for basalts: Neogene volcanism in the Pacific Northwest, USA as a test case. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121(4), 364-379.
- Brophy, J. G. (1991). Composition gaps, critical crystallinity, and fractional crystallization in orogenic (calc-alkaline) magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109(2), 173-182.
- Browne, B.L. & Gardner, J.E. (2006). The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy, and formation of hornblende reaction rims. *Earth Planet. Sci. Lett.* 246(3-4), 161-176.
- Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Maury, R. C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., ... & Michaud, F. (2003). Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites ("bajaites") from Baja California, Mexico: the role of slab melts. *Lithos*, 66(1-2), 77-105.
- Camp, V. E., & Roobol, M. J. (1989). The Arabian continental alkali basalt province: Part I. Evolution of Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia. *Geological Society of America Bulletin*, 101(1), 71-95.
- Camp, V. E., Roobol, M. J., & Hooper, P. R. (1991). The Arabian continental alkali basalt province: Part II. Evolution of Harrats Khaybar, Ithnayn, and Kura, Kingdom of Saudi Arabia. *Geological Society of America Bulletin*, 103(3), 363-391.
- Campa, M. F., & Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.
- Campeny, M., Kamenetsky, V. S., Melgarejo, J. C., Mangas, J., Manuel, J., Alfonso, P., ... & Gonçalves, A. O. (2015). Carbonatitic lavas in Catanda (Kwanza Sul, Angola): Mineralogical and geochemical constraints on the parental melt. *Lithos*, 232, 1-11.
- Can-Chulim, Á., Ortega-Escobar, H. M., García-Calderón, N. E., Reyes-Ortigoza, A. L., González-Hernández, V., & Flores-Román, D. (2011). Origen y calidad del agua subterránea en la cuenca oriental de México. *Terra Latinoamericana*, 29(2), 189-200.
- Cano-Cruz, M. (2007). *Evolución del volcán Hoya de Estrada* (Tesis de maestría). UNAM, México.
- Cano-Cruz, M., & Carrasco-Núñez, G. (2008). Evolución de un cráter de explosión (maar) riolítico: Hoya de Estrada, campo volcánico Valle de Santiago, Guanajuato, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 25(3), 549-564.
- Carrasco-Núñez, G. (2000). Structure and proximal stratigraphy of Citlalpetel volcano (Pico de Orizaba), Mexico. *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*, 334, 247.
- Carrasco-Núñez, G., Ort, M. H., & Romero, C. (2007). Evolution and hydrological conditions of a maar volcano (Atexcac crater, Eastern Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1-3), 179-197.
- Carrasco-Núñez, G., Ort, M. H., Riggs, N. R., Zimmer, B. W., De León-Barragán, L., López-Rojas, M. (2014). Contrasting eruptive styles of late Pleistocene-to-Holocene monogenetic volcanism from maars to domes in the Serdán-Oriental basin, eastern Mexican Volcanic Belt. *Post-meeting field guide for the 5th International Maar Conference*, Querétaro, México.
- Carrasco-Núñez, G., Riggs, N. R., Ort, M. H., Zimmer, B. W., Willcox, C. P., & Branney, M. J. (2012). Recent explosive volcanism at the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *The Southern Cordillera and Beyond*, 25, 83.
- Carrasco-Núñez, G., Siebert, L., Díaz-Castellón, R., Vázquez-Selem, L., & Capra, L. (2010). Evolution and hazards of a long-quiescent compound shield-like volcano: Cofre de Perote, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1), 209-224.
- Castellanos-Alarcón, O., & Ríos-Reyes, C. (2005). EPMA: Microsonda Electrónica; Principios de Funcionamiento. *Revista Colombiana de Tecnologías de Avanzada*, 2.
- Castro Dorado, A. (2015). *Petrografía de rocas ígneas y metamórficas*, Madrid, España, Ediciones Paraninfo, SA.
- Chako-Tchamabé, B., Carrasco-Núñez, G., Miggins, D. P., & Németh, K. (2019). Late Pleistocene to Holocene activity of Alchichica maar volcano, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 102404.

## Referencias

- Charlier, B. L. A., Wilson, C. J. N., Lowenstern, J. B., Blake, S., Van Calsteren, P. W., & Davidson, J. P. (2005). Magma generation at a large, hyperactive silicic volcano (Taupo, New Zealand) revealed by U–Th and U–Pb systematics in zircons. *Journal of Petrology*, *46* (1), 3–32.
- Chédeville, C., Guilbaud, M. N., & Siebe, C. (2019). Stratigraphy and radiocarbon ages of late-Holocene Las Derrumbadas rhyolitic domes and surrounding vents in the Serdán-Oriental basin (Mexico): Implications for archeology, biology, and hazard assessment. *The Holocene*, *30* (3), 402–419.
- Chevrel, M. O., Siebe, C., Guilbaud, M. N., & Salinas, S. (2016). The AD 1250 El Metate shield volcano (Michoacán): Mexico's most voluminous Holocene eruption and its significance for archaeology and hazards. *The Holocene*, *26* (3), 471–488.
- Cole, J. W., Deering, C. D., Burt, R. M., Sewell, S., Shane, P. A. R., & Matthews, N. E. (2014). Okataina Volcanic Centre, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: A review of volcanism and synchronous pluton development in an active, dominantly silicic caldera system. *Earth-Science Reviews*, *128*, 1–17.
- Conrad, W. K., Nicholls, I. A., & Wall, V. J. (1988). Water-saturated and-undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. *Journal of Petrology*, *29* (4), 765–803.
- Conway, F. M., Connor, C. B., Hill, B. E., Condit, C. D., Mullaney, K., & Hall, C. M. (1998). Recurrence rates of basaltic volcanism in SP cluster, San Francisco volcanic field, Arizona. *Geology*, *26*(7), 655–658.
- Couradeau, E., Benzerara, K., Gérard, E., Moreira, D., Bernard, S., Brown, G. E., & López-García, P. (2012). An early-branching microbialite cyanobacterium forms intracellular carbonates. *Science*, *336* (6080), 459–462.
- De Angelis, S. H., Larsen, J., Coombs, M., Dunn, A., & Hayden, L. (2015). Amphibole reaction rims as a record of pre-eruptive magmatic heating: an experimental approach. *Earth and Planetary Science Letters*, *426*, 235–245.
- De León-Barragán, L. (2016). *Estratigrafía y evolución del volcán tipo maar (axalapazco) Aljojuca, Puebla* (tesis de maestría). Centro de Geociencias Campus Juriquilla, UNAM, México.
- De Silva, S., & Lindsay, J. M. (2015). Primary volcanic landforms En Sigurdsson (Ed.) *Encyclopedia of Volcanoes (Second edition)* (pp. 273–297) E.U.A., Academic Press.
- De Silva, S., Self, S., Francis, P. W., Drake, R. E., & Carlos, R. R. (1994). Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *99* (B9), 17805–17825.
- Del Pozzo, A. M. (1982). Monogenetic vulcanism in sierra Chichinautzin, Mexico. *Bulletin of volcanology*, *45* (1), 9.
- Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, *2* (2), 172–187.
- DeMets, C., & Traylen, S. (2000). Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics*, *318* (1–4), 119–159.
- DePaolo, D. J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and planetary science letters*, *53* (2), 189–202.
- Droop, G. T. R. (1987). A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical magazine*, *51* (361), 431–435.
- Duda, A., & Schmincke, H. U. (1978). Petrology of Quaternary basanites, nephelinites and tephrites from the Laacher See area (Eifel). *N. Jb. Min. Abh*, *132*, 1–33.
- Dufek, J., & Bachmann, O. (2010). Quantum magmatism: Magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. *Geology*, *38* (8), 687–690.
- Dungan, M. A., Long, P. E., & Rhodes, J. M. (1978). Magma mixing at mid-ocean ridges: Evidence from legs 45 and 46-DSDP. *Geophysical Research Letters*, *5* (6), 423–425.
- Ewart, A. (1982). The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In: Thorpe, R. S. (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Chichester Wiley, 25–95.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, *522*, 122–149.
- 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.
- Ferriz, H., & Mahood, G. A. (1987). Strong compositional zonation in a silicic magmatic system: Los Humeros, Mexican Neovolcanic Belt. *Journal of Petrology*, *28* (1), 171–209.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2017). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*. *183*, 56–84

## Referencias

- Freydier, C., Lapierre, H., Ruiz, J., Tardy, M., Martínez-R, J., & Coulon, C. (2000). The Early Cretaceous Arperos basin: an oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments. *Journal of South American Earth Sciences*, 13 (4-5), 325-336.
- Frost, B. R., & Frost, C. D. (2014). *Essentials of igneous and metamorphic petrology*. Cambridge, Reino Unido, Cambridge University Press.
- Gasca-Durán, A. (1981). Génesis de los lagos-cráter de la cuenca de Oriental. *Colecc. Cient. Prehist*, 98, 57.
- Gasparon, M., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A., & Tsegaye, A. (1993). Genesis of the Pliocene to Recent bimodal mafic-felsic volcanism in the Debre Zeyt area, central Ethiopia: Volcanological and geochemical constraints. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 17 (2), 145-165.
- Gazzola, J. (2005). Avances y resultados preliminares del Proyecto Norte de la Cuenca de Oriental, Puebla. *Arqueología*, (35), 50-67.
- Gérard, E., Ménez, B., Couradeau, E., Moreira, D., Benzerara, K., Tavera, R., & López-García, P. (2013). Specific carbonate-microbe interactions in the modern microbialites of Lake Alchichica (Mexico). *The ISME journal*, 7 (10), 1997.
- Ghiorso, M. S., & Gualda, G. A. (2015). An H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 169 (6), 53.
- Ghiorso, M. S., & Sack, R. O. (1995). Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119 (2-3), 197-212.
- Ghosh, B., Pal, T., Bhattacharya, A., & Das, D. (2009). Petrogenetic implications of ophiolitic chromite from Rutland Island, Andaman—a boninitic parentage in supra-subduction setting. *Mineralogy and Petrology*, 96 (1-2), 59.
- Gómez-Tuena, A. (2002). *Control temporal del magmatismo de subducción en la porción oriental de la Faja Volcánica Transmexicana: Caracterización del manto, componentes en subducción y contaminación cortical* (tesis de doctorado). Instituto de Geología, UNAM, México.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A. B., Langmuir, C. H., Goldstein, S. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Carrasco-Núñez, G. (2003). Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (8).
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., & Straub, S. M. (2018). Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-science reviews*, 183, 153-181.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2007). Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Special Papers*, 422, 129-181.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (3), 227-283.
- Gómez-Tuena, A., Straub, S. M., & Zellmer, G. F. (2014). An introduction to orogenic andesites and crustal growth. *Geological Society, London, Special Publications*, 385 (1), 1-13.
- Green, T. H. (1976). Experimental generation of cordierite-or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology*, 4 (2), 85-88.
- Green, T. H. (1977). Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65 (1), 59-67.
- Green, T. H. (1992). Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanics and high-level intrusives from Northland, New Zealand. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 83 (1-2), 429-438.
- Green, T. H., & Ringwood, A. E. (1968). Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18 (2), 163-174.
- Grove, T. L., & Donnelly-Nolan, J. M. (1986). The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: Implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92 (3), 281-302.
- Gualda, G. A., Ghiorso, M. S., Lemons, R. V., & Carley, T. L. (2012). Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53 (5), 875-890.
- Guilbaud, M. N., Siebe, C., & Agustín-Flores, J. (2009). Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone, southeast of México City. *Bulletin of volcanology*, 71 (8), 859.
- Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., & Salinas, S. (2012). Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of volcanology*, 74 (5), 1187-1211.
- Guilbaud, M.-N., Pedroza Aldana, K.G., Chédeville-Monzo, C. & Siebe, C. (2019). Origin of Bimodal Magmatism in Continental Arcs: The Case of Las Derrumbadas Area, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Goldschmidt Abstracts*, 2019 1228
- Harangi, S. Z., Downes, H., Kósa, L., Szabo, C. S., Thirlwall, M. F., Mason, P. R. D., & Matthey, D. (2001). Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): Geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 42 (10), 1813-1843.

## Referencias

- Hartung, E., Weber, G., & Caricchi, L. (2019). The role of H<sub>2</sub>O on the extraction of melt from crystallising magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 508, 85-96.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. (1985). The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1-2), 105-124.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. (1987). The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry. *Journal of Petrology*, 28(2), 241-269.
- Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A., & Wildeman, T. R. (1968). Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. En *Origin and Distribution of the Elements* (pp. 889-912). Pergamon.
- Hensen, B. J., & Green, D. H. (1973). Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 38(2), 151-166.
- Hermann, J., & Rubatto, D. (2009). Accessory phase control on the trace element signature of sediment melts in subduction zones. *Chemical Geology*, 265(3-4), 512-526.
- Hernández-Fonseca, M. C. (2001). *Densidad y biomasa de la meiofauna de la zona litoral de los lagos-cráter Alchichica, Quechulac y Tecuítlapa, Puebla, México* (tesis de licenciatura). UNAM, México.
- Hildreth, W. (2004). Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136(3-4), 169-198.
- Houghton, B. F., Lloyd, E. F., Wilson, C. J. N., & Lanphere, M. A. (1991). K-Ar ages from the Western Dome Belt and associated rhyolitic lavas in the Maroa-Taupo area, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 34, 99-101
- Husker, A., & Davis, P. M. (2009). Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B4).
- Irvine, T. N. J., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Kaźmierczak, J., Kempe, S., Kremer, B., López-García, P., Moreira, D., & Tavera, R. (2011). Hydrochemistry and microbialites of the alkaline crater lake Alchichica, Mexico. *Facies*, 57(4), 543-570.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Cameron, K. L., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., & Lopez, R. (2003). Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research*, 120(3-4), 365-389.
- Kress, V. C., & Ghiorso, M. S. (2004). Thermodynamic modeling of post-entrapment crystallization in igneous phases. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137(4), 247-260.
- Landa-Piedra, L. (2015). *Estudio geoquímico, petrográfico y microanálisis químico del magmatismo silíceo de la Cuenca Serdán-Oriental, Puebla* (tesis de licenciatura). Universidad Autónoma de Guerrero, México.
- Langmuir, C. H. (1989). Geochemical consequences of *in situ* crystallization. *Nature*, 340(6230), 199-205.
- Larrea, P., França, Z., Lago, M., Widom, E., Galé, C., & Ubide, T. (2013). Magmatic processes and the role of antecrysts in the genesis of Corvo Island (Azores Archipelago, Portugal). *Journal of Petrology*, 54(4), 769-793.
- LaTourrette, T., Hervig, R. L., & Holloway, J. R. (1995). Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 135(1-4), 13-30.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., ... & Linthout, K. (1997). Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical magazine*, 61(405), 295-310.
- Leeman, W. P., & Smith, D. R. (2018). The role of magma mixing, identification of mafic magma inputs, and structure of the underlying magmatic system at Mount St. Helens. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 103(12), 1925-1944.
- León-Soto, G., Ni, J. F., Grand, S. P., Sandvol, E., Valenzuela, R. W., Speziale, M. G., ... & Reyes, T. D. (2009). Mantle flow in the Rivera—Cocos subduction zone. *Geophysical Journal International*, 179(2), 1004-1012.
- Li, L., Xiong, X. L., & Liu, X. C. (2017). Nb/Ta fractionation by amphibole in hydrous basaltic systems: implications for arc magma evolution and continental crust formation. *Journal of Petrology*, 58(1), 3-28.
- López, J. P., & Bellos, L. I. (2006). *Texturas y estructuras de las rocas ígneas: Significado petrológico e implicancias en las condiciones de formación de las rocas*. Tucumán, Argentina: Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.
- Lucci, F., Carrasco-Núñez, G., Rossetti, F., Theye, T., White, J. C., Urbani, S., ... & Giordano, G. (2020). Anatomy of the magmatic plumbing system of Los Humeros Caldera (Mexico): implications for geothermal systems. *Solid Earth*, 11(1), 125-159.
- Lugo Hubp, J. I. (1984). Geomorfología del Sur de la Cuenca de México (No. 551.4072 L8).

## Referencias

- Lykins, R. W., & Jenkins, D. M. (1992). Experimental determination of pargasite stability relations in the presence of orthopyroxene. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112 (2-3), 405-413.
- Macdonald, R., Smith, R. L., & Thomas, J. E. (1992). Chemistry of the subalkalic silicic obsidians (No. 1523). US Geological Survey.
- Mahood, G. A. (1981). Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center. Sierra la Primavera, Jalisco, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77 (2), 129-149.
- Manea, V. C., & Manea, M. (2011). Flat-slab thermal structure and evolution beneath central Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 168 (8-9), 1475-1487.
- Maniar, P. D., & Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological society of America bulletin*, 101(5), 635-643.
- Maro, G., & Caffè, P. J. (2016). The Cerro Bitiche Andesitic Field: petrological diversity and implications for magmatic evolution of mafic volcanic centers from the northern Puna. *Bulletin of Volcanology*, 78(7), 51.
- Márquez, A., Verma, S. P., Anguita, F., Oyarzun, R., & Brandle, J. L. (1999). Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93 (1-2), 125-150.
- Martini, M., Solari, L., & López-Martínez, M. (2014). Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: Implications for the paleogeography and origin of the Guerrero terrane. *Geosphere*, 10 (6), 1385-1401.
- McDowell, F. W., & Clabaugh, S. E. (1979). Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 180, 113-124.
- McGee, L. E., & Smith, I. E. (2016). Interpreting chemical compositions of small-scale basaltic systems: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 325, 45-60.
- Meade, F. C., Troll, V. R., Ellam, R. M., Freda, C., Font, L., Donaldson, C. H., & Klonowska, I. (2014). Bimodal magmatism produced by progressively inhibited crustal assimilation. *Nature communications*, 5 (1), 1-11.
- Melgar, D., & Pérez-Campos, X. (2011). Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions. *Pure and applied geophysics*, 168 (8-9), 1449-1460.
- Melgarejo, J. C., Proenza, J. A., Galí, S., & Llovet, X. (2010). Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62 (1), 1-23.
- Mena, M. & González-Morán (1978). Regional gravity of Los Humeros volcanic área. *Geofísica Internacional*, 17, 429-443.
- Meriggi, L., Macías, J. L., Tommasini, S., Capra, L., & Conticelli, S. (2008). Heterogeneous magmas of the Quaternary Sierra Chichinautzin volcanic field (central Mexico): the role of an amphibole-bearing mantle and magmatic evolution processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2), 197-216.
- Molina-Guadarrama, A. N., (2018). *Oleadas piroclásticas de Las Derrumbadas (Puebla, México): Estructuras, componentes y procesos de formación* (tesis de licenciatura). Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
- Mollo, S., & Hammer, J. E. (2017). Dynamic crystallization in magmas. *EMU Notes in Mineralogy*, 16, 373-418.
- Morales-Recinos, C. L. (1990). *Hidrogeología de la Cuenca de Oriental, estados de Tlaxcala, Puebla y Veracruz*. (tesis de licenciatura). Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
- Morimoto, N. (1989). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Journal*, 14 (5), 198-221.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38 (5), 757-775.
- Nandedkar, R. H., Ulmer, P., & Müntener, O. (2014). Fractional crystallization of primitive, hydrous arc magmas: an experimental study at 0.7 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167 (6), 1015.
- Negendank, W. J. F., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., & Werle, D. (1985). Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 24 (4).
- Németh, K., & Kereszturi, G. (2015). Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*, 104 (8), 2131-2146.
- Nemeth, K., White, J. D., Reay, A., & Martin, U. (2003). Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields. *Journal of the Geological Society*, 160 (4), 523-530.
- Nixon, T.G., (1989) The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and the Valley of México: *Geological Society of America, Special Paper*, 219, 58 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., & Dávalos-Elizondo, M. G. (2008). On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25 (2), 346-364.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B., & Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 183, 2-37.

## Referencias

- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., & Centeno-García, E. (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, *23* (12), 1127-1130.
- Palacios-Hartweg, L. H., & García-Velázquez, H. (1981). Informe geofísico del proyecto geotérmico Los Humeros—Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. *Comisión Federal de Electricidad*, 96.
- Pale-Berruecos, H. R. (2014). *Origen del magmatismo cuaternario de la Cuenca de Serdán Oriental: evidencias petrográficas y geoquímicas* (tesis de licenciatura). Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
- Pardo, M., & Suarez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *100* (B7), 12357-12373.
- Patchett, P. J., & Ruiz, J. (1987). Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *96* (4), 523-528.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., ... & Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, *35* (18).
- Perfit, M. R., & Davidson, J. P. (2000). Plate tectonics and volcanism. En *Encyclopedia of Volcanoes*, 89-113.
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, *69* (1), 61-120.
- Ramos-Arias, M. A., Centeno-García, E., Ortega-Obregón, C., & Solari-Lovati, L. (2015). U-Pb geochronological evidence about assemblage and dismembering cycle at western of Pangea: Teziutlán Massif, Puebla, México, at Eastern Oaxaquia microcontinent. In *Geological Society of America Abstracts with Programs, Annual Meeting, Baltimore* (Vol. 47, p. 155).
- Rasoazanamparany, C., Widom, E., Siebe, C., Guilbaud, M. N., Spicuzza, M. J., Valley, J. W., ... & Salinas, S. (2016). Temporal and compositional evolution of Jorullo volcano, Mexico: implications for magmatic processes associated with a monogenetic eruption. *Chemical Geology*, *434*, 62-80.
- Rhodes, J. M., Dungan, M. A., Blanchard, D. P., & Long, P. E. (1979). Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22 N on the Mid-Atlantic Ridge. *Tectonophysics*, *55* (1-2), 35-61.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *160* (1), 45-66.
- Riggs, N., & Carrasco-Núñez, G. (2004). Evolution of a complex isolated dome system, Cerro Pizarro, central México. *Bulletin of Volcanology*, *66* (4), 322-335.
- Rodríguez, S. R., Siebe, C., Komorowski, J. C., & Abrams, M. (2002). The Quetzalapa Pumice: a voluminous late Pleistocene rhyolite deposit in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *113* (1), 177-212.
- Roeder, P. L., & Emslie, R. (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to mineralogy and petrology*, *29* (4), 275-289.
- Rollinson, H. R. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, Londres, Reino Unido, Pearson Education Limited.
- Rosenthal, A., Foley, S. F., Pearson, D. G., Nowell, G. M., & Tappe, S. (2009). Petrogenesis of strongly alkaline primitive volcanic rocks at the propagating tip of the western branch of the East African Rift. *Earth and Planetary Science Letters*, *284* (1-2), 236-248.
- Ross, P. S., Carrasco-Núñez, G., & Hayman, P. (2017). Felsic maar-diatreme volcanoes: a review. *Bulletin of Volcanology*, *79* (2), 20.
- Ruiz, J., Patchett, P. J., & Arculus, R. J. (1988a). 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), 36-43.
- Ruiz, J., Patchett, P. J., & Ortega-Gutiérrez, F. (1988b). Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, *100* (2), 274-281.
- Rutherford, M. J., & Hill, P. M. (1993). Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *98* (B11), 19667-19685.
- Rutherford, M., Devine, J., (2003). Magmatic conditions and magma ascent as indicated by hornblende phase equilibria and reactions in the 1995–2002 Soufriere Hills magma. *Journal of Petrology*, *44* (8), 1433-1453.
- Schaaf, P., & Carrasco-Núñez, G. (2010). Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *197* (1-4), 108-122.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C. (1993). *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico* (Vol. 278). Geological Society of America.
- Sen, G. (2014). *Petrology: Principles and practice*. Springer Science & Business Media.
- Shea, T., Lynn, K. J., & Garcia, M. O. (2015). Cracking the olivine zoning code: Distinguishing between crystal growth and diffusion. *Geology*, *43* (10), 935-938.
- Shuto, K., Sato, M., Kawabata, H., Osanai, Y., Nakano, N., & Yashima, R. (2013). Petrogenesis of Middle Miocene primitive basalt, andesite and garnet-bearing adakitic rhyodacite from the Ryozen Formation: Implications for the tectono-magmatic evolution of the NE Japan arc. *Journal of Petrology*, *54* (12), 2413-2454.

## Referencias

- Siebe, C., & Verma, S. P. (1988). Major element Geochemistry and tectonic setting of Las Derrumbadas rhyolitic domes, Puebla, Mexico. *Chemie der Erde – Geochemistry*, 48, 177-185.
- Siebe, C. (1985). *Geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet der rhyolithischen Dome Las Derrumbadas, Bundestaat Puebla, Mexiko*. Diplomarbeit (tesis de maestría), Universidad Eberhard-Karls Tübingen.
- Siebe, C., Arana-Salinas, L., & Abrams, M. (2005). Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *Journal of volcanology and geothermal research*, 141 (3-4), 225-243.
- Siebe, C., Guilbaud, M. N., Salinas, S., Kshirsagar, P., Chevrel, M. O., De la Fuente, J. R., ... & Godínez, L. (2014, November). Monogenetic volcanism of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field: Maar craters of the Zacapu basin and domes, shields, and scoria cones of the Tarascan highlands (Paracho-Paricutin region). En *Field Guide for the Pre-meeting Fieldtrip (13–17 November 2014) of the 5th International Maar Conference (5IMC-IAVCEI)*.
- Siebe, C., Macías, J. L., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., & Delgado, H. (1995). Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in east central Mexico: implications for future hazards. En *Guidebook of geological excursions: in conjunction with the Annual Meeting of the Geological Society of America, New Orleans, Louisiana, November 6-9, 1995* (pp. 1-48). Louisiana State University. Basin Research Institute. Center for Coastal Energy & Environmental Resources, Baton Rouge, Louisiana, United States.
- Siebert, L., Cottrell, E., Venzke, E., & Andrews, B. (2015). Earth's volcanoes and their eruptions: an overview. En *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 239-255). Academic Press.
- Sillitoe, R. H., Baker, E. M., & Brook, W. A. (1984). Gold deposits and hydrothermal eruption breccias associated with a maar volcano at Wau, Papua New Guinea. *Economic Geology*, 79 (4), 638-655.
- Smith, I. E. M., & Németh, K. (2017). Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. *Geological Society, London, Special Publications*, 446 (1), 1-28.
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Gutiérrez, F. O., Cameron, K. L., & López, R. (2004). ~ 990 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, Mexico: U Pb zircon geochronological and common Pb isotopic data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21 (2), 212-225.
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., López, R., & Hames, W. E. (2003). 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*, 365 (1-4), 257-282.
- Stepanov, A. S., & Hermann, J. (2013). Fractionation of Nb and Ta by biotite and phengite: Implications for the "missing Nb paradox". *Geology*, 41 (3), 303-306.
- Stevens, R. E. (1944). Composition of some chromites of the western hemisphere. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 29 (1-2), 1-34.
- Streck, M. J. (2008). Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69 (1), 595-622.
- Sun, C. (2018). Partitioning and partition coefficients. *Encyclopedia of geochemistry. Encyclopedia of earth sciences series. Springer, Cham*.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42 (1), 313-345.
- Suneson, N. H., & Lucchitta, I. (1983). Origin of bimodal volcanism, southern Basin and Range province, west-central Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, 94 (8), 1005-1019.
- Taylor Jr, H. P. (1980). The effects of assimilation of country rocks by magmas on 18O/16O and 87Sr/86Sr systematics in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 47 (2), 243-254.
- Thomson, E. (1930). Quantitative microscopic analysis. *The Journal of Geology*, 38 (3), 193-222.
- Thornton, C. P., & Tuttle, O. F. (1960). Chemistry of igneous rocks--[Part] 1, Differentiation index. *American Journal of Science*, 258 (9), 664-684.
- Ubide, T., Galé, C., Larrea, P., Arranz, E., & Lago, M. (2014). Antecrysts and their effect on rock compositions: The Cretaceous lamprophyre suite in the Catalanian Coastal Ranges (NE Spain). *Lithos*, 206, 214-233.
- Ustunisi, G., & Kilinc, A. (2011). The role of fractional crystallization, magma recharge, and magma mixing in the differentiation of the Small Hasandag volcano, Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 125 (3-4), 984-993.
- Valentine, G. A., & Gregg, T. K. P. (2008). Continental basaltic volcanoes—processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177 (4), 857-873.
- Verma, S. P. (2000). Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. *Chemical Geology*, 164 (1-2), 35-60.
- Verma, S. P. (2001). Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic evidence for a combined assimilation and fractional crystallization process for volcanic rocks from the Huichapan caldera, Hidalgo, Mexico. *Lithos*, 56 (2-3), 141-164.

## Referencias

- Vilaclara, G., Chávez, M., Lugo, A., González, H., & Gaytán, M. (1993). Comparative description of crater-lakes basic chemistry in Puebla State, Mexico. *Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen*, 25 (1), 435-440.
- Viniegra-Osorio, F. (1965). Geología del Macizo de Teziutlán y la Cuenca Cenozoica de Veracruz: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 17.
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95 (1), 185-187.
- Wilson, B. M. (2007). *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Springer Science & Business Media.
- Wood, C.A., (1980) Morphometric evolution of cinder cones: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 387-413.
- Yáñez-García, A., & Casique, J. (1980). *Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz: México*. Comisión Federal de Electricidad. Reporte interno.
- Yáñez-García, C., & García-Durán, S. (1982). *Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz: México*. Comisión Federal de Electricidad, Reporte Técnico. (No. 333.88 Y3).
- Zack, T., Kronz, A., Foley, S. F., & Rivers, T. (2002). Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists. *Chemical Geology*, 184 (1-2), 97-122.
- Zen, E. A. (1986). Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. *Journal of Petrology*, 27(5), 1095-1117.
- Zimmer, B. W. (2007). Eruptive variations during the emplacement of Cerro Pinto dome complex, Puebla, Mexico (tesis doctoral). Northern Arizona University, E.U.A.
- Zimmer, B. W., Riggs, N. R., & Carrasco-Núñez, G. (2010). Evolution of tuff ring-dome complex: the case study of Cerro Pinto, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Bulletin of Volcanology*, 72 (10), 1223-1240.

## ANEXO I. RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS GEOQUÍMICOS DE ROCA TOTAL

**Tabla I.** Análisis de elementos mayores y traza de roca total y norma CIPW de los basaltos y andesitas del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas.

Volcán	I. Basaltos y andesitas basálticas				II. Andesitas				
	C. La Cruz	Tecajete	Alchichica	Atexcac	C. Alto	C. Alto	Piedras Negras		
<b>Clave (DER-)</b>	1733A	1875A	1706	1704	1736	1739	1878		
<b>Latitud (N)</b>	19°17.065'	19°14.493'	19°24.399'	19°19.842'	19°16.016'	19°15.597'	19°18.140'		
<b>Longitud (O)</b>	97°20.840'	97°31.374'	97°23.855'	97°27.073'	97°22.099'	97°23.620'	97°25.185'		
<b>Altitud (m.s.n.m.)</b>	2,442	2,396	2,342	2,419	2,458	2,460	2,404		
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>									
<i>Catión</i>	<i>L.D.</i>	<i>Técnica</i>							
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0.01	FUS-ICP	50.66	52.07	50.63	55.95	59.81	59.14	61.04
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.001	FUS-ICP	1.218	1.308	1.404	1.068	0.76	0.776	0.844
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.01	FUS-ICP	15.06	16.07	17.72	18.08	17.78	17.55	18.14
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup></b>	0.01	FUS-ICP	9.2	9.04	9.48	7.54	6.95	6.86	5.73
<b>MnO</b>	0.001	FUS-ICP	0.144	0.137	0.141	0.116	0.134	0.131	0.085
<b>MgO</b>	0.01	FUS-ICP	8.49	8.41	6.34	3.28	1.84	1.84	2.64
<b>CaO</b>	0.01	FUS-ICP	9.03	8.1	9.71	8	4.8	4.81	5.63
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.01	FUS-ICP	3.2	3.36	3.53	4.03	4.56	4.52	4.26
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.01	FUS-ICP	1.2	1.47	0.87	1.75	2.17	2.18	1.74
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.01	FUS-ICP	0.37	0.34	0.19	0.34	0.5	0.48	0.2
<b>S</b>	0.001	TD-ICP	0.006	0.002	0.01	0.022	0.005	0.004	0.004
<b>PPC</b>		FUS-ICP	-0.23	-0.13	-0.15	0.18	-0.24	0.54	-0.13
<b>Total</b>	0.01	FUS-ICP	98.35	100.2	99.87	100.3	99.07	98.84	100.2
<b>#Mg</b>			50.6	50.8	42.6	32.6	22.7	23	33.9
<b>FeO<sup>T</sup>/MgO</b>			0.98	0.97	1.35	2.07	3.4	3.35	1.95
<b>ELEMENTOS TRAZA (ppm)</b>									
<i>Elemento</i>	<i>L.D.</i>	<i>Técnica</i>							
<b>Be</b>	1	FUS-ICP	1	1	1	2	2	2	1
<b>Sc</b>	0.01	INAA	22.9	20.5	21	11.7	6.55	6.65	10.6
<b>V</b>	5	FUS-ICP	212	185	200	142	50	51	111
<b>Cr</b>	0.5	INAA	373	343	84.8	13	7.5	3.5	41
<b>Co</b>	0.1	INAA	40.5	36.8	32	14.2	12.6	10.3	12.2
<b>Ni</b>	1	TD-ICP	131	190	24	4	3	3	10
<b>Cu</b>	1	TD-ICP	44	28	15	4	3	3	6
<b>Zn</b>	1	MULT INAA / TD-ICP	72	74	70	78	83	83	62
<b>Ga</b>	1	FUS-MS	-	18	18	21	21	21	20
<b>Ge</b>	0.5	FUS-MS	-	1.5	1.3	1.3	1.5	1.5	1.4
<b>As</b>	1	INAA	-	-	-	-	-	-	-
<b>Br</b>	0.5	INAA	-	-	-	-	-	-	-
<b>Rb</b>	1	FUS-MS	-	30	15	48	60	60	41
<b>Sr</b>	2	FUS-ICP	573	665	554	680	524	522	605
<b>Y</b>	1	FUS-ICP	18	21	22	21	24	24	17
<b>Zr</b>	1	FUS-ICP	155	187	127	200	241	210	178
<b>Nb</b>	0.2	FUS-MS	-	9.1	4.6	6.7	11	10.7	4.5
<b>Mo</b>	2	FUS-MS	-	3	-	-	2	3	-
<b>Ag</b>	0.5	MULT INAA / TD-ICP	-	-	-	-	0.6	0.6	-
<b>In</b>	0.1	FUS-MS	-	-	0.1	-	-	-	-
<b>Sn</b>	1	FUS-MS	-	1	1	1	1	1	2

Anexo I. Resultados de los análisis geoquímicos de roca total

Tabla I (Continuación).

Volcán	I. Basaltos y andesitas basálticas				II. Andesitas				
	C. La Cruz	Tecajete	Alchichica	Atexcac	C. Alto	C. Alto	Piedras Negras		
Clave (DER-)	1733A	1875A	1706	1704	1736	1739	1878		
<b>ELEMENTOS TRAZA (ppm) (Continuación)</b>									
<i>Elemento</i>	<i>L.D</i>	<i>Técnica</i>							
Sb	0.1	INAA	0.2	-	-	0.2	-	-	0.3
Cs	0.1	FUS-MS	-	1	0.7	1.5	2.2	2.1	1.6
Ba	1	FUS-ICP	442	537	297	591	800	782	500
La	0.05	FUS-MS	0.13	30.8	14.1	24.7	37.5	37	18.8
Ce	0.05	FUS-MS	0.31	65.8	32	55.5	77.7	76.7	39.2
Pr	0.01	FUS-MS	0.04	8.21	4.27	7	9.49	9.38	5.07
Nd	0.05	FUS-MS	0.09	33.7	20.1	30.9	37.1	36.3	20.4
Sm	0.01	FUS-MS	-	6.82	5.22	6.86	7.37	7.33	4.34
Eu	0.005	FUS-MS	-	1.99	1.54	1.87	2.06	2.11	1.34
Gd	0.01	FUS-MS	0.02	5.78	4.85	5.38	6.31	6.31	4.08
Tb	0.01	FUS-MS	-	0.82	0.78	0.77	0.92	0.93	0.61
Dy	0.01	FUS-MS	0.01	4.68	4.69	4.27	5.2	5.06	3.28
Ho	0.01	FUS-MS	-	0.88	0.9	0.8	0.98	1	0.65
Er	0.01	FUS-MS	-	2.49	2.7	2.38	2.84	2.93	1.9
Tm	0.005	FUS-MS	-	0.345	0.396	0.364	0.407	0.419	0.274
Yb	0.01	FUS-MS	-	2.33	2.46	2.29	2.95	2.73	1.9
Lu	0.002	FUS-MS	-	0.363	0.376	0.345	0.476	0.452	0.29
Hf	0.1	FUS-MS	-	4.2	3.3	4.9	5.8	5	4.1
Ta	0.01	FUS-MS	-	0.57	0.31	0.41	0.85	0.77	0.31
W	1	INAA	-	-	-	-	122	-	-
Au *	1	INAA	29	-	-	3	2	-	-
Tl	0.05	FUS-MS	-	0.3	0.11	0.25	0.46	0.46	0.43
Pb	5	TD-ICP	164	5	-	-	85	14	8
Bi	0.1	FUS-MS	-	-	-	-	-	-	-
Th	0.05	FUS-MS	-	3.79	3.91	3.88	5.9	5.85	3.87
U	0.01	FUS-MS	-	1.22	1.14	1.44	1.94	1.91	1.31
Masa (g) **		INAA	2.147	2.058	1.74	1.778	1.849	1.667	1.725
<b>MINERALES NORMATIVOS (NORMA CIPW, % en peso)</b>									
<i>Fase mineral ***</i>									
Cuarzo			0.0	0.0	0.0	2.4	9.9	9.5	11.7
Plagioclasa			51.5	53.2	60.3	60.5	59.9	60.4	61.4
Ortoclasa			7.3	8.8	5.2	10.4	13.0	13.2	10.3
Corindón			0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.2	0.0
Diópsido			16.0	11.1	14.1	9.6	0.0	0.0	1.2
Hiperstena			7.0	10.2	2.2	14.2	12.6	12.6	12.1
Olivino			14.8	13.3	14.9	0.0	0.0	0.0	0.0
Ilmenita			2.4	2.5	2.7	2.0	1.5	1.5	1.6
Magnetita			0.1	0.1	0.1	0.1	1.5	1.5	1.3
Apatito			0.9	0.8	0.4	0.8	1.2	1.1	0.5
Pirita			0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total			100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
ID			58.7	61.9	65.5	73.3	82.8	83.1	83.4

\*Concentración en ppb (partes por billón). \*\*Cantidad de muestra analizada. \*\*\*Ninguno de los cálculos presentó feldespatoides en la norma. **Abreviaturas:** PPC: Pérdida por calcinación; ppm: partes por millón; L.D.: Límite de detección. ID (Índice de diferenciación) = [Cuarzo + Ortoclasa + Albita + Nefelina + Kalsilita + Leucita]<sup>norm</sup>, % en peso.  $FeO^T = Fe_2O_3^T * 0.8998$ .  $\#Mg = [MgO / (MgO + FeOT)] * 100$ . Las mediciones con un guión (-) representan concentraciones por debajo del límite de detección. Todos los análisis presentaron contenidos por debajo del límite de detección de Se (<0.5 ppm), Ir (<1 ppb), Cd (<0.5 ppb) y Hg (<1 ppm). **Técnicas analíticas:** Análisis Instrumental de Activación de Neutrones (INAA), Espectrometría de Masas por Fusión (FUS-MS) y Plasma de Acoplamiento Inductivo por Digestión Total (TD-ICP).

Anexo I. Resultados de los análisis geoquímicos de roca total

**Tabla II.** Análisis de elementos mayores y traza de roca total y norma CIPW de las riolitas del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas

Volcán	III. Riolitas									
	Derrumbada Sur		Derrumbada Norte			Xalapazco del Barrio	Cerro Pinto	Tepexitl		
<b>Clave (DER-)</b>	1769B	1770	1748A	1988C	18111	1745A	1744	1742-A		
<b>Latitud (N)</b>	19°16.013'	19°15.580'	19°19.767'	19°18.023'	19°19.475'	19°25.757'	19°22.855'	19°13.321'		
<b>Longitud (O)</b>	97°28.650'	97°27.917'	97°27.171'	97°30.098'	97°28.297'	97°30.917'	97°29.855'	97°25.647'		
<b>Altitud (m.s.n.m.)</b>	2,540	2,615	2,483	2,436	2,492	2,336	2,616	2,417		
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>										
<i>Catión</i>	<i>L.D.</i>	<i>Técnica</i>								
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0.01	FUS-ICP	71.91	73.45	73.68	75.28	75.99	70.64	71.79	73.81
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.001	FUS-ICP	0.136	0.126	0.049	0.045	0.046	0.02	0.023	0.024
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.01	FUS-ICP	15.91	14.71	14.41	13.77	13.78	13.86	13.93	14.01
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup></b>	0.01	FUS-ICP	2.55	2.44	1.51	1.47	1.36	0.95	0.93	1.3
<b>MnO</b>	0.001	FUS-ICP	0.041	0.041	0.053	0.054	0.053	0.123	0.121	0.047
<b>MgO</b>	0.01	FUS-ICP	0.23	0.25	0.1	0.11	0.11	0.04	0.05	0.06
<b>CaO</b>	0.01	FUS-ICP	1.78	1.85	0.92	0.93	0.95	0.49	0.51	0.73
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.01	FUS-ICP	4.45	4.28	4.3	4.15	4.19	4.12	4.15	4.24
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.01	FUS-ICP	3.57	3.26	3.96	3.68	3.7	4.26	4.23	4.31
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.01	FUS-ICP	0.06	0.08	0.05	0.05	0.05	0.03	0.05	0.04
<b>S</b>	0.001	TD-ICP	0.002	0.003	0.001	0.003	0.004	0.002	0.002	0.002
<b>PPC</b>		FUS-ICP	0.01	-0.01	0.77	0.24	0.01	4.16	3.75	0.91
<b>Total</b>	0.01	FUS-ICP	100.7	100.5	99.8	99.77	100.3	98.7	99.52	99.49
<b>#Mg</b>			9.1	10.2	6.9	7.7	8.2	4.5	5.6	4.9
<b>FeO<sup>T</sup>/MgO</b>			9.98	8.78	13.59	12.02	11.12	21.37	16.74	19.49
<b>ELEMENTOS TRAZA (ppm)</b>										
<i>Elemento</i>	<i>L.D.</i>	<i>Técnica</i>								
<b>Be</b>	1	FUS-ICP	2	2	3	3	3	5	5	3
<b>Sc</b>	0.01	INAA	1.55	1.43	1.3	1.09	1.09	3.7	3.6	1.1
<b>V</b>	5	FUS-ICP	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Cr</b>	0.5	INAA	31	-	41.5	4.4	6.1	27.5	-	32.5
<b>Co</b>	0.1	INAA	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Ni</b>	1	TD-ICP	2	2	2	2	2	2	-	1
<b>Cu</b>	1	TD-ICP	-	-	1	-	1	1	1	1
<b>Zn</b>	1	MULT INAA / TD- ICP	76	76	63	63	54	52	51	61
<b>Ga</b>	1	FUS-MS	20	21	18	18	18	21	21	18
<b>Ge</b>	0.5	FUS-MS	1.6	1.3	1.5	1.3	1.4	2.7	2.3	1.7
<b>As</b>	1	INAA	-	-	-	1	-	5	4	1
<b>Br</b>	0.5	INAA	-	-	-	1.1	-	-	-	-
<b>Rb</b>	1	FUS-MS	106	95	118	108	106	199	194	128
<b>Sr</b>	2	FUS-ICP	290	273	137	128	132	7	8	100
<b>Y</b>	1	FUS-ICP	6	5	7	7	7	23	21	5
<b>Zr</b>	1	FUS-ICP	132	132	51	51	53	27	28	39
<b>Nb</b>	0.2	FUS-MS	7.5	8.3	8.1	8.4	8.7	12.6	12.7	7.8
<b>Mo</b>	2	FUS-MS	4	2	3	3	2	3	-	-
<b>Ag</b>	0.5	MULT INAA / TD- ICP	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>In</b>	0.1	FUS-MS	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Sn</b>	1	FUS-MS	1	2	2	2	2	2	2	2

Anexo I. Resultados de los análisis geoquímicos de roca total

Tabla II (Continuación).

			III. Riolitas							
Volcán			Derrumbada Sur		Derrumbada Norte			Xalapazco del Barrio	Cerro Pinto	Tepexitl
Clave (DER-)			1769B	1770	1748A	1988C	18111	1745A	1744	1742-A
<b>ELEMENTOS TRAZA (ppm) (Continuación)</b>										
<i>Elemento</i>	<i>L.D.</i>	<i>Técnica</i>								
<b>Sb</b>	0.1	INAA	-	0.1	0.3	0.3	0.3	0.9	0.8	0.2
<b>Cs</b>	0.1	FUS-MS	3.7	3.3	4.7	4.6	4.5	10.9	10.5	5.2
<b>Ba</b>	1	FUS-ICP	994	940	1076	1028	1046	8	10	1053
<b>La</b>	0.05	FUS-MS	40.3	38.2	21.6	19.4	20.3	4.66	4.79	12
<b>Ce</b>	0.05	FUS-MS	77.6	75.2	42.9	40.1	41.4	11	11.3	26.2
<b>Pr</b>	0.01	FUS-MS	8.71	8.09	4.83	4.35	4.51	1.45	1.52	3.06
<b>Nd</b>	0.05	FUS-MS	31.1	30.6	16.1	15.8	16.2	5.52	5.2	10.7
<b>Sm</b>	0.01	FUS-MS	5.59	5.87	3.25	3.35	3.44	1.98	2.03	2.51
<b>Eu</b>	0.005	FUS-MS	1.08	1.06	0.658	0.644	0.657	0.056	0.065	0.524
<b>Gd</b>	0.01	FUS-MS	3.54	3.61	2.41	2.23	2.19	2.7	2.53	2.01
<b>Tb</b>	0.01	FUS-MS	0.41	0.38	0.32	0.28	0.28	0.59	0.54	0.26
<b>Dy</b>	0.01	FUS-MS	1.58	1.65	1.43	1.33	1.38	3.82	3.7	1.2
<b>Ho</b>	0.01	FUS-MS	0.18	0.19	0.22	0.2	0.21	0.71	0.66	0.14
<b>Er</b>	0.01	FUS-MS	0.39	0.36	0.49	0.51	0.49	2.16	2.05	0.29
<b>Tm</b>	0.005	FUS-MS	0.044	0.039	0.06	0.071	0.071	0.371	0.334	0.035
<b>Yb</b>	0.01	FUS-MS	0.2	0.22	0.36	0.45	0.45	2.43	2.34	0.21
<b>Lu</b>	0.002	FUS-MS	0.025	0.033	0.052	0.068	0.069	0.378	0.342	0.029
<b>Hf</b>	0.1	FUS-MS	3.7	3.9	1.9	2	2.1	1.6	1.5	1.6
<b>Ta</b>	0.01	FUS-MS	0.81	0.94	0.97	1.07	1.13	2.42	2.46	1.14
<b>W</b>	1	INAA	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Au *</b>	1	INAA	-	-	-	1	-	-	-	-
<b>Tl</b>	0.05	FUS-MS	0.83	0.57	1.08	0.74	0.71	1.55	1.31	0.94
<b>Pb</b>	5	TD-ICP	14	11	15	14	15	16	33	16
<b>Bi</b>	0.1	FUS-MS	-	0.1	0.1	0.1	-	0.3	0.4	0.2
<b>Th</b>	0.05	FUS-MS	10	9.78	6.71	6.32	6.36	5.23	5.13	4.29
<b>U</b>	0.01	FUS-MS	2.81	2.71	3.13	3.08	3.03	7.2	7.11	3.46
<b>Masa (g) **</b>		INAA	1.689	1.714	1.487	1.71	1.768	1.297	1.388	1.5
<b>MINERALES NORMATIVOS (NORMA CIPW, % en peso)</b>										
<i>Fase mineral ***</i>										
<b>Cuarzo</b>			27.3	30.9	31.2	34.6	34.8	30.6	31.3	31.0
<b>Plagioclasa</b>			45.9	44.7	41.1	39.6	39.8	39.3	39.0	39.9
<b>Ortoclase</b>			21.0	19.2	23.6	21.9	21.8	26.7	26.1	25.9
<b>Corindón</b>			1.6	1.0	1.5	1.4	1.3	1.7	1.8	1.2
<b>Diópsida</b>			0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<b>Hiperstena</b>			2.7	2.7	1.6	1.6	1.5	1.2	1.2	1.4
<b>Olivino</b>			0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<b>Ilmenita</b>			0.3	0.3	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0
<b>Magnetita</b>			1.1	1.1	0.7	0.6	0.6	0.4	0.4	0.6
<b>Apatito</b>			0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
<b>Pirita</b>			0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<b>Total</b>			100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
<b>ID</b>			94.1	94.9	96.0	96.1	96.4	96.5	96.4	96.7

\*Concentración en ppb (partes por billón). \*\*Cantidad de muestra analizada. \*\*\*Ninguno de los cálculos presentó feldespatoides en la norma. **Abreviaturas:** PPC: Pérdida por calcinación; ppm: partes por millón; L.D.: Límite de detección. ID (Índice de diferenciación) = [Cuarzo + Ortoclase + Albita + Nefelina + Kalsilita + Leucita]<sup>norm</sup>, % en peso.  $FeO^T = Fe_2O_3 \cdot 0.8998$ .  $\#Mg = [MgO / (MgO + FeOT)] \cdot 100$ . Las mediciones con un guión (-) representan concentraciones por debajo del límite de detección. Todos los análisis presentaron contenidos por debajo del límite de detección de Se (<0.5 ppm), Ir (<1 ppb), Cd (<0.5 ppb) y Hg (<1 ppm). **Técnicas analíticas:** Análisis Instrumental de Activación de Neutrones (INAA), Espectrometría de Masas por Fusión (FUS-MS) y Plasma de Acoplamiento Inductivo por Digestión Total (TD-ICP).

## ANEXO II

# DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS

---

En adelante se describe como **macrocristal** a todo aquel componente cristalino con más de 0.4 mm de longitud en la sección más larga, como **microcristal** a aquellos con longitudes entre 0.4 y 0.2 mm y como **microlito** a todo cristal con longitud menor a 0.2 mm; en algunos casos, se ha utilizado el término **megacristal** para referirse a cristales con longitudes superiores a los 2 mm. Estos términos hacen referencia únicamente al tamaño de los cristales, no implican una connotación genética. En tanto, para describir las texturas generales de las rocas se emplearon los términos sugeridos por [Castro-Dorado \(2015\)](#). El orden en que se exponen las descripciones y los conteos modales corresponde al contenido de SiO<sub>2</sub> de las rocas (de más a menos básicas).

### GRUPO COMPOSICIONAL I – Basaltos y andesitas basálticas

#### ALCHICHICA (*Maar*)

*Muestra:* **DER1706**

*Coordenadas:* 19°24.399' latitud N; 97°23.855' longitud O; 2342 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento juvenil contenido en depósitos proximales de oleadas piroclásticas que afloran en las paredes internas del cráter.

En muestra de mano se observa como una bomba volcánica microvesicular con textura de coliflor. No se reconoce contenido cristalino visible, pero sí xenolitos irregulares de pómez de color blanco amarillento.

En lámina delgada, la roca muestra una textura hialocristalina porfídica con matriz microlítica de textura intergranular afieltrada y heterogénea (sectores con mayor contenido microlítico que otros. El contenido de vesículas es muy bajo (~3 vol. %) y el contenido cristalino alto (~76 vol. %); sin embargo, los macrocristales y microcristales son escasos (~1 y ~9.5 vol. % respectivamente), pues la gran mayoría del contenido cristalino corresponde a microlitos (~65 vol. %).

La asociación mineral está dominada por cristales de plagioclasa que se observan poblando densamente la matriz (~55 vol. %) y muy escasamente como microcristales (~0.5 vol. %), pero que no ocurren como macrocristales, a excepción de un único macrocristal reconocible; también se observan abundantes óxidos euhedrales (9 vol. %) y numerosos cristales de olivino como microcristales (10 vol. %) y, en ocasiones, como microlitos (1 vol. %). Los cristales de piroxeno son sumamente escasos, encontrándose como microlitos y sólo dos macrocristales, uno de ortopiroxeno y otro de clinopiroxeno. Destaca la presencia de xenolitos de pómez (~0.3 vol. %) y caliza (~1 vol. %).

### **CERRO LA CRUZ (Cono de escoria)**

*Muestra:* **DER1733A**

*Coordenadas:* 19°17.065' latitud N; 97°20.840' longitud O; 2442 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento denso del interior de un flujo de lava de >4 m de espesor, con auto-brechamiento a la base, proveniente del cono de escoria Cerro La Cruz, el que se observa cubriendo directamente a un depósito de escoria asociado a dicho volcán.

En muestra de mano se observa como un fragmento lávico denso, con abundantes macrocristales subhedrales a euhedrales de olivino (~1 hasta 3 mm de longitud) y algunos cristales subhedrales de plagioclasa (~1 a 2 mm de longitud), en la que la matriz se observa con ligera alteración de coloración blanca.

En lámina delgada, se trata de una roca de textura hialocristalina porfídica con matriz microlítica traquitoide medianamente desarrollada. Su contenido cristalino es moderadamente alto (~86.5 vol. %) aunque con relativamente baja cantidad de macro y microcristales (~12 vol. %), correspondiendo el resto a componentes microlíticos (~74.5 vol. %).

La asociación mineral está dominada por abundantes macrocristales, y en ocasiones microcristales, de olivino y escasamente de clinopiroxeno, los cuales se encuentran embebidos en una matriz densamente poblada por microlitos de plagioclasa y en mucho menor medida de olivino y clinopiroxeno; el porcentaje restante corresponde a vidrio (~13.5 vol. %) y vesículas (~2 vol. %). No se observa ningún xenolito en la muestra.

### **TECAJETE (Cono de toba)**

*Clave:* **DER1875A**

*Coordenadas:* 19°14.493' latitud N; 97°31.374' longitud O; 2,396 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento juvenil contenido en depósitos proximales del volcán Tecajete.

En muestra de mano, se observa como una bomba basáltica de color negro, con abundantes vesículas elongadas (1 a 4 mm de longitud, ~45 vol. %) y textura porfídica. El contenido cristalino visible corresponde a cristales subhedrales a euhedrales de olivino (1 a 3 mm de longitud, 15 vol. %). Se observa ligera alteración marrón en la matriz.

En lámina delgada, es una roca hialocristalina porfídica vesicular con matriz microlítica de textura traquitoide semidesarrollada y heterogénea (sectores con mayor contenido cristalino que otros). Presenta un alto contenido cristalino (~75 vol. %), del que gran parte corresponde a macrocristales (~6 vol. % del total) y en menor medida a microcristales (~10 vol. %), siendo el resto componentes microlíticos (~35

## Anexo II. Descripciones petrográficas de las muestras analizadas

vol. %); además, se observa un contenido bajo de vesículas (~15 vol. %). La asociación mineral consta de cristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, éstos dos últimos presentes únicamente como microlitos. No se identificaron xenolitos en esta muestra.

### **CERRO EL ÁGUILA (Cono de escoria)**

*Muestra:* **DER1729**

*Coordenadas:* 19°20.015' latitud N; 97°25.975' longitud O; 2,489 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento de lava extraído de un dique en el flanco suroccidental de Cerro El Águila.

En muestra de mano consiste en un fragmento denso de lava que presenta un color negro y textura porfídica, observándose macrocristales de plagioclasa (<4 mm de longitud) y piroxenos (<2 mm de longitud).

En lámina delgada se observa como una roca de textura hialocristalina porfídica con matriz microlítica de textura traquitoide semidesarrollada e intergranular. Presenta escasas vesículas (~5 vol.%) y un contenido cristalino moderadamente alto (~65 vol. %), del cual la mayoría corresponde a componentes microlíticos (~57 vol. %), siendo escasos los micro- y macrocristales (~7.5 vol. %). Su asociación mineral consiste en cristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y escaso olivino, destacando la presencia xenocristales de feldespato potásico y cuarzo, así como xenolitos de *skarn* y de caliza.

### **ATEXCAC (Maar)**

*Muestra:* **DER1704 (dos láminas)**

*Coordenadas:* 19°19.842' latitud N; 97°27.073' longitud O; 2,419 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento juvenil de escoria basáltica proveniente de depósitos proximales de oleadas piroclásticas que afloran en el interior del cráter.

En muestra de mano se observa como un fragmento de escoria con bajo contenido de vesículas (<40 vol. %) de tamaños variables (2 mm a 1.2 cm) y abundantes macrocristales anhedrales y redondeados de plagioclasa (2 a 3 mm de longitud), así como algunos cristales tabulares, de color negro y crucero visible en al menos una dirección, que probablemente sean anfíboles (1 a 2 mm de longitud).

En lámina delgada se observa una roca de textura hialocristalina porfídica y vesicular con matriz microlítica de textura intergranular heterogénea (sectores con mayor cantidad de microlitos que otros). Presenta un contenido cristalino moderadamente alto (55 vol. % del total) aunque su contenido en macrocristales es más bien bajo (~17 vol. % del total), correspondiendo el resto a componentes microlíticos (38 vol. %); destaca la abundancia de xenolitos de caliza (~8 vol % del total). Su asociación mineral está dominada por macrocristales y microcristales de plagioclasa, escasos macrocristales y

## Anexo II. Descripciones petrográficas de las muestras analizadas

microcristales de anfíbol, así como algunos microcristales y microlitos de olivino. En una de las láminas se observaron cuatro macrocristales de ortopiroxeno y sólo un macrocristal de clinopiroxeno. La matriz está compuesta por abundantes microlitos de plagioclasa y olivino, y ocasionalmente de clinopiroxeno.

### **TOXTEPEC (Maar)**

*Muestra:* **DER1724**

*Coordenadas:* 19°13.247' latitud N; 97°29.694' longitud O; 2,419 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento juvenil de escoria basáltica proveniente de depósitos proximales heterolitológicos, mal seleccionados y endurecidos que afloran en las paredes internas del cráter del *maar*.

En muestra de mano, se observa como un fragmento de escoria relativamente denso, con cristales visibles de olivino y piroxeno.

En lámina delgada, se observa como una roca de textura hialocristalina glomeroporfídica y vesicular, con matriz microlítica heterogénea (sectores con mayor contenido cristalino que otros) de textura afieltrada e intergranular. Su contenido vesicular es relativamente abundante (~38 vol. %), mientras que su contenido cristalino, normalizado sin vesículas, es muy alto (~82 vol. %), aunque tan sólo el 8 vol. % corresponde a macrocristales y ~15 vol. % a microcristales, siendo los componentes microlíticos los más abundantes (~59 vol. %).

La asociación mineral está dominada por cristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, destacando la ausencia de ortopiroxeno, anfíbol o xenolitos.

### **GRUPO COMPOSICIONAL II – Andesitas**

En el agrupamiento bajo estudio únicamente se encuentran tres volcanes de composición intermedia: el cono de escoria Cerro Alto y el flujo de lava Piedras Negras, analizados como parte del presente trabajo, y el cono de toba Cerro Mermejo no incluido en este estudio debido a la ausencia de muestra.

### **CERRO ALTO (Cono de escoria + flujos de lava asociados)**

*Muestra:* **DER1736**

*Coordenadas:* 19°16.016' latitud N; 97°22.099' longitud O; 2458 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento de lava denso proveniente de la base del frente de un flujo de lava en bloques asociado al cono de escoria.

En muestra de mano se observa como un fragmento lávico denso de color gris oscuro azulado con escaso contenido de vesículas (~10 vol. %) y textura porfídica. Su contenido mineral reconocible consiste únicamente en pequeños cristales (<1 mm de longitud) de plagioclasa, aunque en ocasiones se reconocen escasos cristales más grandes (2 a 3 mm) de formas subredondeadas.

## Anexo II. Descripciones petrográficas de las muestras analizadas

### *Muestra:* **DER1739**

*Coordenadas:* 19°15.597' latitud N; 97°23.620' longitud O; 2460 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento de lava denso proveniente de la cima de un flujo de lava en bloques asociado al cono de escoria.

La muestra de mano corresponde a un fragmento lávico denso de color gris oscuro con escasas vesículas pequeñas y textura porfídica. Su contenido mineral reconocible consiste en pequeños cristales de plagioclasa (<1 mm de longitud); algunas partes de la matriz presentan alteración de coloración blanca.

En lámina delgada, ambas muestras exhiben una textura hialocristalina porfídica con matriz microlítica traquitoide semi-desarrollada y heterogénea (sectores con mayor contenido cristalino que otros). El contenido cristalino varía de ~50 vol. % en el frente del flujo de lava, hasta ~85 vol. % en la cima de dicho flujo; sin embargo, la gran mayoría de los cristales corresponden a microlitos (48 y 72 vol. %, respectivamente) siendo escasos los microcristales (~2 a 12 vol. %) y los macrocristales raros a inexistentes (<0.5 vol. %). La asociación mineral está dominada por cristales de plagioclasa y óxidos, destacando la ausencia de xenolitos y de cristales reconocibles de olivino o piroxeno.

### **PIEDRAS NEGRAS (flujo de lava en bloques sin cono asociado)**

#### *Muestra:* **DER1731**

*Coordenadas:* 19°17.705' latitud N; 97°25.313' longitud O; 2429 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento de lava denso proveniente del sector sur del flujo de lava en bloques Piedras Negras.

En muestra de mano se muestra como un fragmento lávico de color negro y textura porfídica, con abundante contenido cristalino visible, el cual consiste principalmente en macrocristales de plagioclasa (<0.5 mm de longitud), piroxenos y anfíboles (<1 cm) así como cristales blancos rectangulares de hasta 0.8 cm. Cabe señalar que en otros afloramientos a lo largo de la margen del flujo dichos cristales rectangulares no reaccionan con HCl, presentan diferentes coloraciones (verdosas, rojizas y grisáceas) y alcanzan longitudes de hasta 5 cm.

#### *Muestra:* **DER1878**

*Coordenadas:* 19°18.140' latitud N; 97°25.185' longitud O; 2404 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento de lava denso proveniente del sector norte del flujo de lava.

En muestra de mano se observa como un fragmento lávico de textura porfídica con alto contenido cristalino visible (~35 vol. %), con una asociación mineral caracterizada por cristales negros tabulares subhedrales a euhedrales de 3 a 6 mm de longitud (anfíbol, ~15 vol. %), cristales traslúcidos subhedrales

## Anexo II. Descripciones petrográficas de las muestras analizadas

y anhedrales de 2 a 3 mm (plagioclasa), y escasamente pequeños cristales euhedrales inferiores a 1 mm de longitud (plagioclasa). No se observan clastos de pómez, pero algunos fragmentos colectados en el mismo flujo presentan líticos de color verde oscuro de hasta 1.5 cm de longitud, en los cuales se pueden observar cristales negros subhedrales (anfíbol/piroxeno).

En lámina delgada, ambas muestras presentan una textura hialocristalina porfídica con matriz microlítica afieltrada. Su contenido cristalino es relativamente alto (entre ~70 y 75 vol. %) y la asociación mineral está dominada por cristales de plagioclasa y anfíbol, con menor presencia de clinopiroxeno, ortopiroxeno y un cristal de olivino. La matriz está formada por abundantes microlitos de plagioclasa y óxidos, con menor ocurrencia de clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíbol, todos ellos embebidos en una matriz vítrea.

### **GRUPO COMPOSICIONAL III – Riolitas**

En la zona de estudio se reconocen cinco volcanes de composición riolítica, que de norte a sur son: el *maar* Xalapazco del Barrio, el complejo anillo de toba/domo Cerro Pinto, los domos de Las Derrumbadas (Norte y Sur) y el *maar* Tepexitl.

#### **DERRUMBADA SUR (Domo)**

*Muestra:* **DER1713C**

*Coordenadas:* 19°13.454' latitud N; 97°26.117' longitud O; 2,455 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento lávico denso proveniente de un depósito de avalancha de escombros emplazado sobre el borde NO del cráter del *maar* Tepexitl y que aflora en una cantera al noroeste de dicho cráter.

En muestra de mano, se observa como un fragmento denso de color gris que contiene pequeños cristales (<2 mm de longitud) de biotita y plagioclasa.

*Muestra:* **DER1769A**

*Coordenadas:* 19°16.013' latitud N; 97°28.650' longitud O; 2,540 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento de riolita extraído de una cantera al oriente de la Derrumbada Sur.

En muestra de mano, se observa como un fragmento lávico denso que contiene abundantes cristales de plagioclasa y escasos cristales de granate.

En lámina delgada, ambas muestras presentan una textura hialocristalina a holocristalina porfídica con matriz microlítica felsítica. A pesar de su alto contenido cristalino (~82 a 95 vol. %), la mayor parte de este corresponde a componentes microlíticos (~66 a 82 vol. %), presentando un bajo contenido de microcristales (~9 a 5 vol. %) y macrocristales (~8 vol. %). Su asociación mineral está dominada por

## Anexo II. Descripciones petrográficas de las muestras analizadas

cristales de plagioclasa, con menor cantidad de feldespato y biotita, así como óxidos (1.5 a 12 vol. %) y trazas de cuarzo, zircón, apatito, monacita y probablemente piroxeno.

### **DERRUMBADA NORTE** (Domo)

*Muestra:* **DER1748A**

*Coordenadas:* 19°19.767' latitud N; 97°27.171' longitud O; 2,483 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento de obsidiana proveniente de un depósito de avalancha de escombros de la Derrumbada Norte emplazado sobre el borde SE del cráter del *maar* Atexcac.

En muestra de mano, se observa como un fragmento denso de textura porfídica, dominado por una matriz vítrea de color negro y fractura concoide. La asociación mineral consiste en cristales subhedrales y, en ocasiones, subredondeados de plagioclasa (>2 mm de longitud), así como macrocristales euhedrales (<2 mm de longitud) y euhedrales (~1 mm de longitud) de biotita. Además, también se reconocen diminutos cristales de óxidos y, probablemente, de cuarzo (cristales anhedrales y traslúcidos de color blanquecino a grisáceo). Destaca la ausencia de cristales visibles de granate.

*Muestra:* **DER1716A1**

*Coordenadas:* 19°16.627' latitud N; 97°28.839' longitud O; 2,549 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento lávico denso de riolita extraído de una capa de textura brechada, color rosado y de ~3 m de espesor (aunque varía lateralmente); dicha capa aflora en una cantera al suroeste de la Derrumbada Norte y corresponde, posiblemente, a un depósito de avalancha de escombros proveniente de dicho domo.

En muestra de mano, se observa como un fragmento lávico denso de color gris, con escasos cristales reconocibles (<2 mm) de biotita y plagioclasa. Destaca la ausencia de cristales visibles de granate.

En lámina delgada, ambas muestras presentan una textura porfídica hialocristalina con matriz heterogénea (algunos sectores con mayor contenido cristalino que otros) de textura microlítica felsítica y, en ocasiones, de flujo (muestra 1748A). Su contenido cristalino es alto (~84 a 87 vol. %), pero contiene escasos macrocristales (4 a 1 vol. %) y microcristales (~5 a 2 vol. %), siendo la mayoría componentes microlíticos (~75 a 84 vol. %). La asociación mineral está dominada por cristales de biotita, feldespato potásico, plagioclasa y óxidos, con trazas de granate, apatito, zircón y monacita.

### **XALAPAZCO DEL BARRIO** (*Maar*)

*Muestra:* **DER1745A**

*Coordenadas:* 19° 25.757' latitud N; 97° 30.917' longitud O; 2,336 m.s.n.m.

## Anexo II. Descripciones petrográficas de las muestras analizadas

*Origen:* Fragmento de obsidiana pumícea proveniente de una capa matriz-soportada de color café que forma parte de la secuencia de oleadas piroclásticas proximales que afloran en el interior del cráter del *maar* Xalapazco del Barrio.

En muestra de mano, se observa como un fragmento subredondeado (~6 cm de longitud) con textura brechoide, en la que se observan fragmentos vítreos angulosos a subredondeados, de tamaños variables y de color negro, embebidos en una masa vítrea de color gris claro en la que suelen observarse cristales subredondeados, translúcidos y de color blanco (plagioclasas y probablemente cuarzo) así como bandas blancas irregulares de textura vítrea microvesicular.

En lámina delgada, se observa como una roca de textura hialocristalina porfídica con matriz de textura microlítica felsítica y heterogénea (sectores con mayor contenido cristalino que otros), así como de flujo. Su contenido cristalino es alto (~82 vol. %), pero corresponde a su mayoría a componentes microlíticos (68 vol. %), siendo escasos los microcristales (~10 vol. %) y particularmente los macrocristales (~4 vol. %).

La asociación mineral consiste principalmente en cristales de feldespatos potásico, con menor cantidad de biotita y plagioclasa, así como escasos cristales de cuarzo. La matriz está dominada por abundantes cristales de feldespatos (feldespato potásico y plagioclasa), biotita y probablemente de cuarzo. Destaca la presencia de sectores microlíticos con matriz vítrea de color pardo oscuro y con textura vítrea fluidal, en la cual se observan escasos macrocristales, principalmente de feldespatos potásico.

### **CERRO PINTO** (Complejo domo/anillo de toba)

*Muestra:* **DER1744**

*Coordenadas:* 19°22.855' latitud N; 97°29.855' longitud O; 2,616 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento de riolita proveniente de un depósito de oleadas piroclásticas que aflora en las paredes del borde sur del anillo de toba norte del complejo Cerro Pinto.

En muestra de mano, se observa como un fragmento riolítico con fracturamiento prismático. Exhibe una textura porfídica compuesta por escasos cristales (~1 mm de longitud) de plagioclasa y biotita, así como algunos macrocristales (~1 a 3 mm de longitud) subhedrales a anhedrales y de color pardo verdoso, que podrían ser piroxenos o algún tipo de mineral alterado.

En lámina delgada, se observa como una roca de textura hialocristalina porfídica con matriz fluidal heterogénea de vitrofirica eutaxítica a ligeramente microlítica felsítica. Presenta un bajo contenido cristalino (<30 vol. %), la mayoría del cual corresponde a macrocristales (~13 vol. %) y microcristales (~7 vol. %), siendo escasos los microlitos (~9 vol. %). La asociación mineral está dominada por cristales de feldespatos potásico y plagioclasa, con menor presencia de cristales de biotita y cuarzo.

**TEPEXITL** (*Maar*)

*Muestra:* **DER1713-A1**

*Coordenadas:* 19° 13.454' latitud N; 97° 26.117' longitud O; 2,455 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento de obsidiana proveniente de un depósito de toba brechada que aflora en la parte superior de una cantera en el interior norte del *maar* Tepexitl.

En muestra de mano, se observa como un fragmento de color negro y de textura vítrea, pero con presencia de varios macrocristales (hasta 5 mm de longitud) traslúcidos y de color blanco (probablemente cristales de cuarzo y plagioclasa).

*Muestra:* **DER1713-A2**

*Coordenadas:* 19° 13.454' latitud N; 97° 26.117' longitud O; 2,455 m.s.n.m.

*Origen:* Fragmento de riolita proveniente de un depósito de toba brechada que aflora en la parte superior de una cantera en el interior norte del *maar* Tepexitl (al igual que la muestra DER1713-A1).

En muestra de mano, se observa como un fragmento lávico denso de color gris y textura porfídica, con abundantes macrocristales (<3 mm de longitud) de plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los bordes del fragmento muestreado presentan una coloración blanca que podría deberse a alteración o precipitación.

En lámina delgada, ambas rocas presentan una textura porfídica hialocristalina con matriz microlítica traquítica y microvesicular con alto contenido cristalino (~70 vol. % a 76 vol. %), pero bajo contenido de macrocristales (~4.5 a 10 vol. %) y microcristales (~4 a 6 vol. %). La asociación mineral está compuesta por cristales de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita, con una escasa presencia de granate.

## ANEXO III. RESULTADOS DE ANÁLISIS MINERALES POR MICROSONDA ELECTRÓNICA

**Tabla I.** Análisis de elementos mayores por microsonda electrónica de los cristales de feldespato de los volcanes del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas.

Muestra	Cerro La Cruz (1733A)			Tecajete (1875A)			Atexcac (1704)			Alchichica (1706)	
	SC-MxPlg-1a	SC-MxPlg-2a	SC-MxPlg-3a	SC-MxPlg-1a	SC-MxPlg-2a	SC-MxPlg-3a	C11-MPlg-2a	C13-FPlg-1a	C13-FPlg-1b	C2-MPlg-1a	C5-FPlg-1b
<b>Cristal</b>											
<b>Tamaño *</b>	Mx	Mx	Mx	Mx	Mx	Mx	Mic	Mac	Mac	Mic	Mac
<b>Ubicación del análisis **</b>	-	-	-	-	-	-	Centro	Centro	Borde	Centro	Borde
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>											
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51.19	50.75	51.34	51.28	52.41	53.35	49.52	50.00	51.66	60.70	49.73
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	29.61	29.99	30.33	29.60	29.05	27.98	30.26	30.86	29.71	23.75	30.35
<b>FeO</b>	1.27	1.16	1.03	0.91	0.80	1.23	0.66	0.40	0.50	0.16	0.28
<b>MgO</b>	0.13	0.13	0.09	0.12	0.11	0.20	0.10	0.08	0.13	0.00	0.07
<b>MnO</b>	0.02	0.04	0.09	0.01	0.02	0.09	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03
<b>CaO</b>	13.01	13.19	13.18	12.54	11.57	11.06	13.32	13.46	12.19	5.12	13.17
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.52	3.61	3.47	3.84	4.09	4.76	3.51	3.35	4.10	7.95	3.70
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.33	0.28	0.27	0.32	0.38	0.43	0.17	0.17	0.23	0.35	0.15
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.03	0.08	0.07	0.09	0.09	0.12	0.05	0.03	0.06	0.00	0.08
<b>Total</b>	99.09	99.22	99.86	98.70	98.51	99.21	97.59	98.34	98.59	98.04	97.55
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 8 OXÍGENOS)</b>											
<b>Si</b>	2.36	2.34	2.35	2.37	2.41	2.45	2.32	2.32	2.38	2.75	2.32
<b>Al</b>	1.61	1.63	1.63	1.61	1.58	1.51	1.67	1.68	1.61	1.27	1.67
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01
<b>Mg</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ca</b>	0.64	0.65	0.64	0.62	0.57	0.54	0.67	0.67	0.60	0.25	0.66
<b>Na</b>	0.31	0.32	0.31	0.34	0.37	0.42	0.32	0.30	0.37	0.70	0.33
<b>K</b>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>MIEMBROS EXTREMOS DE LA SOLUCIÓN SÓLIDA</b>											
<b>Or</b>	2.0	1.7	1.6	1.9	2.3	2.5	1.0	1.0	1.4	2.1	0.9
<b>An</b>	65.8	65.8	66.7	63.1	59.6	54.8	67.0	68.3	61.3	25.7	65.7
<b>Ab</b>	32.2	32.6	31.7	35.0	38.1	42.7	32.0	30.7	37.3	72.3	33.4
<b>Total</b>	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
<b>A/CNK</b>	1.6	1.6	1.7	1.6	1.6	1.5	1.7	1.7	1.6	1.3	1.7
<b>A/NK</b>	4.8	4.8	5.1	4.4	4.1	3.4	5.1	5.4	4.2	1.8	4.9

Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla I (Continuación)** Análisis de elementos mayores de feldspatos.

Muestra	Piedras Negras (1878)											
	C1-FPlg-1a	C1-FPlg-1b	C1-FPlg-1c	C1b-MPlg-1a	C1b-MPlg-1c	C1b-MPlg-1d	C1b-MPlg-1e	C2-MPlg-1a	C2-MPlg-1b	C3-MPlg-1a	C3-MPlg-2a	C3-MPlg-3a
<b>Crystal</b>												
<b>Tamaño *</b>	Mac	Mac	Mac	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic
<b>Ubicación del análisis **</b>	Centro	Manto	Borde	Centro	Manto 2	Manto 3	Borde	Centro	Borde	Centro	Centro	Centro
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>												
<b>SiO<sub>2</sub></b>	52.27	53.92	51.56	51.93	52.80	50.83	51.66	52.03	51.36	50.98	52.40	50.92
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	29.16	28.08	29.63	29.38	28.92	29.95	29.53	29.92	30.23	30.54	29.03	29.78
<b>FeO</b>	0.37	0.38	0.55	0.37	0.32	0.49	0.53	0.48	0.59	0.49	0.41	0.48
<b>MgO</b>	0.02	0.05	0.08	0.07	0.05	0.05	0.07	0.06	0.08	0.06	0.05	0.09
<b>MnO</b>	0.07	0.01	0.00	0.05	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00
<b>CaO</b>	11.87	10.50	12.43	12.37	11.44	12.57	12.15	12.43	13.18	13.05	11.48	12.66
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4.35	4.99	4.05	4.12	4.63	3.82	3.94	4.36	3.89	3.77	4.53	4.01
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.19	0.24	0.13	0.15	0.20	0.18	0.13	0.16	0.12	0.12	0.14	0.17
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.01	0.05	0.04	0.05	0.00	0.03	0.02	0.03	0.05	0.01	0.02	0.02
<b>Total</b>	98.31	98.22	98.48	98.48	98.40	97.92	98.07	99.46	99.48	99.05	98.10	98.12
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 8 OXÍGENOS)</b>												
<b>Si</b>	2.41	2.48	2.38	2.39	2.43	2.36	2.39	2.38	2.35	2.34	2.42	2.36
<b>Al</b>	1.58	1.52	1.61	1.60	1.57	1.64	1.61	1.61	1.63	1.65	1.58	1.63
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
<b>Mg</b>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ca</b>	0.59	0.52	0.61	0.61	0.56	0.63	0.60	0.61	0.65	0.64	0.57	0.63
<b>Na</b>	0.39	0.44	0.36	0.37	0.41	0.34	0.35	0.39	0.35	0.34	0.41	0.36
<b>K</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>MIEMBROS EXTREMOS DE LA SOLUCIÓN SÓLIDA</b>												
<b>Or</b>	1.2	1.4	0.8	0.9	1.2	1.1	0.8	0.9	0.7	0.7	0.9	1.0
<b>An</b>	59.4	53.0	62.4	61.8	57.0	63.8	62.5	60.6	64.7	65.2	57.8	62.9
<b>Ab</b>	39.4	45.6	36.8	37.3	41.8	35.1	36.7	38.5	34.6	34.1	41.3	36.1
<b>Total</b>	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
<b>A/CNK</b>	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.7	1.7	1.6	1.6	1.7	1.6	1.6
<b>A/NK</b>	4.0	3.3	4.4	4.2	3.7	4.6	4.5	4.1	4.6	4.8	3.8	4.4

Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla I (Continuación)** Análisis de elementos mayores de feldespatos.

Muestra	Piedras Negras (1878)			Cerro Alto (1736)			Tepexitl (1713A2)					
	C3-MPlg-3b	C4-MgPlg-1a	C4-MgPlg-1b	C6-MPlg-1a	C6-MPlg-2a	C7-FPlg-1a	C1-FPlg-1a	C3-FFdp-1a	C3-FFdp-1b	C4-FFdp-1a	C5-MFdp-1a	C5-MFdp-1b
<b>Tamaño *</b>	Mic	Meg	Meg	Mic	Mic	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mic	Mic
<b>Ubicación del análisis **</b>	Borde	Centro	Borde	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Borde	Centro	Centro	Borde
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>												
SiO <sub>2</sub>	50.69	53.40	50.47	52.56	51.68	51.62	65.53	63.87	64.05	66.32	65.20	64.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.09	28.93	30.88	29.39	29.68	30.41	23.45	19.34	19.30	22.54	19.39	19.51
FeO	0.41	0.29	0.40	0.54	0.62	0.51	0.06	0.06	0.07	0.00	0.12	0.08
MgO	0.13	0.01	0.08	0.04	0.07	0.07	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
MnO	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	12.80	11.16	13.57	11.92	12.65	12.89	3.42	0.17	0.17	2.81	0.13	0.20
Na <sub>2</sub> O	3.83	4.76	3.79	4.42	4.25	4.03	5.97	2.90	2.89	7.25	3.00	3.13
K <sub>2</sub> O	0.16	0.19	0.10	0.21	0.19	0.18	1.01	12.09	11.59	0.99	11.93	11.69
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.05	0.06	0.04	0.03	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00	0.03	0.01
<b>Total</b>	98.12	98.79	99.36	99.12	99.17	99.73	99.44	98.45	98.12	99.91	99.80	99.17
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 8 OXÍGENOS)</b>												
Si	2.35	2.44	2.32	2.41	2.37	2.35	2.87	2.96	2.97	2.90	2.97	2.96
Al	1.64	1.56	1.67	1.59	1.61	1.63	1.21	1.06	1.05	1.16	1.04	1.05
Fe <sup>2+</sup>	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.64	0.55	0.67	0.58	0.62	0.63	0.16	0.01	0.01	0.13	0.01	0.01
Na	0.34	0.42	0.34	0.39	0.38	0.36	0.51	0.26	0.26	0.61	0.27	0.28
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.71	0.69	0.06	0.69	0.68
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>MIEMBROS EXTREMOS DE LA SOLUCIÓN SÓLIDA</b>												
Or	1.0	1.1	0.6	1.2	1.1	1.0	7.8	72.7	71.9	6.9	71.8	70.4
An	64.3	55.8	66.0	59.1	61.5	63.2	22.2	0.8	0.9	16.4	0.7	1.0
Ab	34.8	43.1	33.4	39.7	37.4	35.8	70.1	26.5	27.2	76.7	27.5	28.6
<b>Total</b>	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
A/CNK	1.7	1.6	1.7	1.6	1.6	1.6	1.7	1.1	1.1	1.4	1.1	1.1
A/NK	4.7	3.6	4.9	3.9	4.1	4.5	2.1	1.1	1.1	1.7	1.1	1.1

Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla I (Continuación)** Análisis de elementos mayores de feldspatos.

Muestra	Tepexitl (1713A2)							Derrumbada Norte (1716)					
	C7-Mx-1a	C7-FPlg-1a	C8-FPlg-1a	C8-FPlg-1b	C8-FPlg-2a	C9-FPlg-1a	C9-FPlg-1b	C3-FPlg-1a	C3-FPlg-1b	C3-FPlg-1c	C4-FPlg-1a	C5-FPlg-1a	C6-FPlg-1a
<b>Tamaño *</b>	Mx	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac						
<b>Ubicación del análisis **</b>	-	Centro	Centro	Borde	Centro	Centro	Borde	Centro	Manto	Borde	Centro	Centro	Centro
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>													
SiO <sub>2</sub>	65.73	65.9	64.66	64.46	66.15	66.09	66.59	58.95	58.30	62.09	61.87	61.68	64.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.40	23.0	23.96	22.54	23.19	23.08	23.51	25.86	26.26	23.78	23.45	24.35	22.63
FeO	0.07	0.0	0.14	0.11	0.10	0.12	0.01	0.12	0.33	0.17	0.08	0.12	0.08
MgO	0.03	0.0	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02
MnO	0.00	0.0	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.02	0.09
CaO	0.10	3.4	4.47	3.24	3.28	0.00	3.36	7.02	8.08	4.82	4.64	5.15	3.39
Na <sub>2</sub> O	3.28	7.2	6.52	8.59	7.23	6.73	5.17	6.55	6.47	7.74	8.06	7.73	8.11
K <sub>2</sub> O	11.68	0.9	0.83	0.98	0.89	0.90	0.95	0.46	0.42	0.71	0.63	0.64	0.93
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.0	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00
<b>Total</b>	100.32	100.40	100.58	99.86	100.76	100.01	99.53	98.95	99.93	99.35	98.73	99.70	99.49
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 8 OXÍGENOS)</b>													
Si	2.98	2.87	2.82	2.85	2.87	2.88	2.90	2.65	2.61	2.77	2.77	2.74	2.84
Al	1.04	1.18	1.23	1.17	1.19	1.19	1.21	1.37	1.39	1.25	1.24	1.28	1.18
Fe <sup>2+</sup>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.16	0.21	0.15	0.15	0.15	0.16	0.34	0.39	0.23	0.22	0.25	0.16
Na	0.29	0.61	0.55	0.74	0.61	0.57	0.44	0.57	0.56	0.67	0.70	0.67	0.70
K	0.67	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.05
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>MIEMBROS EXTREMOS DE LA SOLUCIÓN SÓLIDA</b>													
Or	69.7	6.1	5.7	5.8	6.1	6.6	8.1	2.8	2.5	4.3	3.8	3.8	5.8
An	0.5	19.2	25.9	16.2	18.8	19.1	24.3	36.1	39.8	24.5	23.2	25.9	17.7
Ab	29.8	74.7	68.4	77.9	75.1	74.4	67.6	61.0	57.7	71.2	73.0	70.3	76.5
<b>Total</b>	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
A/CNK	1.1	1.4	1.5	1.2	1.5	1.6	1.9	1.5	1.4	1.3	1.3	1.3	1.3
A/NK	1.1	1.8	2.1	1.5	1.8	1.9	2.5	2.3	2.4	1.8	1.7	1.8	1.6

Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla I (Continuación)** Análisis de elementos mayores de feldspatos.

Muestra	Derrumbada Sur (1769A)												
	C5-MxPlg-1a	C5-MxPlg-2a	C5-FPlg-3a	C5-FPlg-3b	C6-FPlg-1a	C6-FPlg-1b	C6-FPlg-1c	C6-FPlg-1d	C6-FPlg-1e	C6-MPlg-2a	C7-Plg-1a	C7-Plg-2a	C8-FPlg-1a
Cristal													
Tamaño *	Mx	Mx	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mic	Mac (alrededor de Grt)	Mac (alrededor de Grt)	Mac
Ubicación del análisis **	-	-	Centro	Borde	Centro	Manto 1	Manto 2	Manto 3	Borde	Centro	Centro	Centro	Centro
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>													
SiO <sub>2</sub>	58.03	61.67	57.81	59.41	60.18	59.90	59.07	60.20	59.51	59.82	59.03	59.99	59.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.75	25.00	27.40	26.67	26.23	25.80	26.71	26.36	26.80	26.36	26.29	26.52	26.41
FeO	0.26	0.26	0.11	0.20	0.08	0.04	0.01	0.10	0.22	0.24	0.17	0.06	0.03
MgO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
MnO	0.00	0.06	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.04	0.00	0.02	0.04	0.00
CaO	7.83	5.85	8.79	7.45	7.61	7.16	7.99	7.24	7.80	7.17	7.83	7.21	7.64
Na <sub>2</sub> O	6.31	5.49	5.33	5.81	5.65	6.84	5.75	5.37	4.79	6.49	5.83	5.98	6.21
K <sub>2</sub> O	0.47	0.93	0.34	0.42	0.41	0.41	0.42	0.43	0.50	0.54	0.43	0.46	0.40
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.03	0.00
<b>Total</b>	<b>99.64</b>	<b>99.30</b>	<b>99.81</b>	<b>99.97</b>	<b>100.16</b>	<b>100.18</b>	<b>99.99</b>	<b>99.71</b>	<b>99.69</b>	<b>100.66</b>	<b>99.60</b>	<b>100.29</b>	<b>100.20</b>
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 8 OXÍGENOS)</b>													
Si	2.60	2.74	2.59	2.64	2.67	2.66	2.63	2.67	2.65	2.65	2.64	2.65	2.64
Al	1.41	1.31	1.44	1.40	1.37	1.35	1.40	1.38	1.40	1.37	1.38	1.38	1.38
Fe <sup>2+</sup>	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.38	0.28	0.42	0.35	0.36	0.34	0.38	0.34	0.37	0.34	0.38	0.34	0.36
Na	0.55	0.47	0.46	0.50	0.49	0.59	0.50	0.46	0.41	0.56	0.51	0.51	0.54
K	0.03	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>MIEMBROS EXTREMOS DE LA SOLUCIÓN SÓLIDA</b>													
Or	2.8	6.6	2.1	2.7	2.7	2.4	2.7	2.9	3.5	3.3	2.7	2.9	2.5
An	39.5	34.6	46.6	40.4	41.5	35.7	42.3	41.4	45.7	36.6	41.5	38.8	39.5
Ab	57.7	58.8	51.2	56.9	55.8	61.8	55.1	55.6	50.8	60.0	55.8	58.2	58.1
<b>Total</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>
A/CNK	1.5	1.6	1.6	1.6	1.6	1.4	1.6	1.7	1.7	1.5	1.5	1.6	1.5
A/NK	2.5	2.5	3.0	2.7	2.7	2.2	2.7	2.8	3.2	2.3	2.6	2.6	2.5

Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla I (Continuación)** Análisis de elementos mayores de feldspatos.

Muestra	Derrumbada Sur (1769A)											
	C9-FPlg-1a	C9-FPlg-2a	C9-FPlg-3a	C9-FPlg-3b	C11-FPlg-1a	C11-FPlg-1b	C11-FPlg-1c	C11-MPlg-2a	C11-MPlg-2b	C12-MPlg-1a	C12-FPlg-2a	C12-FPlg-2b
<b>Cristal</b>												
<b>Tamaño *</b>	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mic	Mic	Mic	Mac	Mac
<b>Ubicación del análisis **</b>	Centro	Centro	Centro	Borde	Centro	Manto	Borde	Centro	Borde	Centro	Centro	Manto
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>												
<b>SiO<sub>2</sub></b>	58.55	59.45	61.52	59.65	58.96	61.45	59.33	58.32	57.79	58.01	60.47	62.01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	26.73	25.96	24.34	26.22	26.21	25.53	26.02	26.63	27.30	26.49	25.03	24.76
<b>FeO</b>	0.10	0.01	0.13	0.21	0.03	0.24	0.24	0.10	0.26	0.22	0.17	0.06
<b>MgO</b>	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03
<b>MnO</b>	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04	0.00	0.12	0.06	0.00	0.03
<b>CaO</b>	7.89	7.42	5.62	7.52	7.53	6.36	7.54	7.94	8.72	7.89	6.55	5.70
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	6.26	6.50	7.57	5.78	6.77	5.91	6.81	6.40	6.26	6.23	7.11	6.28
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.43	0.39	0.65	0.40	0.34	0.49	0.44	0.40	0.39	0.42	0.51	0.58
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02
<b>Total</b>	99.98	99.77	99.83	99.83	99.84	99.98	100.42	99.78	100.84	99.34	99.84	99.47
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 8 OXÍGENOS)</b>												
<b>Si</b>	2.61	2.65	2.74	2.65	2.63	2.72	2.64	2.61	2.57	2.61	2.69	2.75
<b>Al</b>	1.41	1.36	1.28	1.37	1.38	1.33	1.36	1.40	1.43	1.40	1.31	1.29
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
<b>Mg</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ca</b>	0.38	0.35	0.27	0.36	0.36	0.30	0.36	0.38	0.42	0.38	0.31	0.27
<b>Na</b>	0.54	0.56	0.65	0.50	0.59	0.51	0.59	0.55	0.54	0.54	0.61	0.54
<b>K</b>	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>MIEMBROS EXTREMOS DE LA SOLUCIÓN SÓLIDA</b>												
<b>Or</b>	2.6	2.4	3.9	2.6	2.0	3.3	2.6	2.4	2.2	2.5	3.0	3.9
<b>An</b>	40.0	37.7	28.0	40.8	37.3	36.0	37.0	39.7	42.5	40.1	32.7	32.1
<b>Ab</b>	57.4	59.9	68.2	56.7	60.7	60.6	60.4	57.9	55.2	57.3	64.2	64.0
<b>Total</b>	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
<b>A/CNK</b>	1.5	1.5	1.3	1.6	1.4	1.6	1.4	1.5	1.5	1.5	1.4	1.5
<b>A/NK</b>	2.5	2.3	1.8	2.6	2.3	2.5	2.2	2.4	2.5	2.5	2.0	2.3

Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla I (Continuación)** Análisis de elementos mayores de feldspatos.

Muestra	Derrumbada Sur (1769A)					Cerro Pinto (1744)						
	C12-FPlg-2c	C12-FPlg-3a	C12-FPlg-3b	C12-FPlg-4a	C12-FPlg-4b	C1-FPlg-1a	C1-FPlg-2a	C2-FFdp-1a	C2-IPlg-2a	C2-FFdp-3a	C2-FPlg-4a	C2-FPlg-5a
<b>Tamaño *</b>	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Inc	Mac	Mac	Mac
<b>Ubicación del análisis **</b>	Borde	Centro	Manto 1	Centro	Manto 1	Centro	Centro	Centro	-	Centro	Centro	Centro
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>												
SiO <sub>2</sub>	58.50	58.87	58.22	58.85	62.79	66.02	65.85	65.27	65.95	66.18	65.87	65.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.03	26.01	26.47	26.43	24.63	18.79	18.92	19.11	21.58	19.17	22.31	21.47
FeO	0.31	0.11	0.22	0.20	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00
MgO	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.06	0.00	0.07	0.01	0.00	0.00	0.09
CaO	7.88	7.77	7.82	7.74	5.59	0.06	0.10	0.07	2.08	0.04	2.70	2.40
Na <sub>2</sub> O	6.31	6.52	6.83	6.62	5.99	2.72	3.06	2.82	9.29	2.94	9.05	9.18
K <sub>2</sub> O	0.53	0.37	0.42	0.48	0.79	12.76	12.56	12.84	1.06	12.53	0.91	1.02
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00
<b>Total</b>	99.56	99.66	100.01	100.39	99.93	100.42	100.50	100.21	99.97	100.98	100.85	99.99
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 8 OXÍGENOS)</b>												
Si	2.63	2.64	2.61	2.62	2.77	3.00	2.99	2.98	2.90	2.99	2.87	2.90
Al	1.38	1.37	1.40	1.39	1.28	1.01	1.01	1.03	1.12	1.02	1.15	1.11
Fe <sup>2+</sup>	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.38	0.37	0.37	0.37	0.26	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.13	0.11
Na	0.55	0.57	0.59	0.57	0.51	0.24	0.27	0.25	0.79	0.26	0.77	0.78
K	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.74	0.73	0.75	0.06	0.72	0.05	0.06
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>MIEMBROS EXTREMOS DE LA SOLUCIÓN SÓLIDA</b>												
Or	3.1	2.2	2.4	2.8	5.4	75.3	72.6	74.8	6.3	73.6	5.4	6.0
An	39.6	38.8	37.8	38.2	32.2	0.3	0.5	0.3	10.3	0.2	13.4	11.9
Ab	57.3	59.0	59.8	59.0	62.4	24.4	26.9	24.9	83.4	26.2	81.2	82.1
<b>Total</b>	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
A/CNK	1.4	1.4	1.4	1.4	1.6	1.0	1.0	1.0	1.2	1.0	1.2	1.2
A/NK	2.4	2.3	2.3	2.3	2.3	1.0	1.0	1.0	1.3	1.0	1.4	1.3

### Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla I (Continuación)** Análisis de elementos mayores de feldespatos.

Muestra	Cerro Pinto (1744)											
	C4-FPlg-1a	C4-FPlg-2a	C5-FPlg-1a	C7-FFdp-1a	C7-FFdp-2a	C7-FPlg-3a	C13a-FFdp-1a	C13a-IPlg-2a	C13a-IPlg-3a	C13b-MFdp-1a	C13b-FPlg-2a	
<b>Cristal</b>												
<b>Tamaño *</b>	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Inc	Inc	Mic	Mac	
<b>Ubicación del análisis **</b>	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	-	-	Centro	Centro	
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>												
SiO <sub>2</sub>	66.10	65.84	64.96	66.13	65.48	65.87	65.43	65.45	65.65	66.01	65.25	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.85	22.13	21.95	18.94	18.88	22.48	18.93	22.36	22.34	19.06	21.61	
FeO	0.09	0.08	0.00	0.02	0.00	0.05	0.02	0.05	0.07	0.00	0.04	
MgO	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MnO	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.02	0.02	0.03	
CaO	0.06	2.65	2.59	0.05	0.07	2.71	0.03	2.92	2.69	0.09	2.59	
Na <sub>2</sub> O	2.93	8.94	8.89	2.77	2.83	8.98	2.79	8.77	9.04	2.87	9.10	
K <sub>2</sub> O	12.59	0.93	0.82	12.95	12.66	0.91	12.65	0.82	0.91	12.67	0.88	
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	
<b>Total</b>	100.67	100.56	99.23	100.87	99.91	100.99	99.89	100.42	100.72	100.71	99.49	
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 8 OXÍGENOS)</b>												
Si	2.99	2.88	2.88	2.99	2.99	2.87	2.99	2.87	2.87	2.99	2.89	
Al	1.01	1.14	1.15	1.01	1.02	1.15	1.02	1.15	1.15	1.02	1.13	
Fe <sup>2+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.00	0.12	0.12	0.00	0.00	0.13	0.00	0.14	0.13	0.00	0.12	
Na	0.26	0.76	0.76	0.24	0.25	0.76	0.25	0.75	0.77	0.25	0.78	
K	0.73	0.05	0.05	0.75	0.74	0.05	0.74	0.05	0.05	0.73	0.05	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
<b>MIEMBROS EXTREMOS DE LA SOLUCIÓN SÓLIDA</b>												
Or	73.6	5.6	5.0	75.3	74.4	5.4	74.8	4.9	5.4	74.0	5.2	
An	0.3	13.3	13.2	0.3	0.3	13.5	0.1	14.8	13.4	0.4	12.9	
Ab	26.1	81.1	81.8	24.5	25.3	81.1	25.1	80.3	81.2	25.5	81.9	
<b>Total</b>	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	
<b>A/CNK</b>	1.0	1.2	1.2	1.0	1.0	1.2	1.0	1.2	1.2	1.0	1.2	
<b>A/NK</b>	1.0	1.4	1.4	1.0	1.0	1.4	1.0	1.5	1.4	1.0	1.4	

\* **Tamaños de cristal:** Meg: megacristal; Mac: macrocristal; Mic: microcristal; Mx: microlito; Inc: inclusión mineral. \*\* Cuando el cristal presentó más de dos zonas de crecimiento (núcleo y borde), las bandas intermedias de sobrecrecimiento (mantos) se enumeran según su posición respecto al centro (*i.e.* manto 1 es más cercano al centro que manto 2).

**A/CNK**=Al/[Ca+Na+K]; **A/NK**=Al/[Na+K], a.p.u.f.

### Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla II.** Análisis de elementos mayores por microsonda electrónica de los cristales de olivino de los basaltos y andesitas del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas.

Muestra	Cerro La Cruz (1733A)											
	C1-MOI-1a	C1-MOI-2a	C1-MOI-2b	C1-MOI-3a	C3-MOI-2a	C3-MOI-3a	C1-FOI-4a	C1-FOI-4b	C1-FOI-5a	C2-FOI-1a	C2-FOI-1b	C2-FOI-2a
Cristal												
Tamaño *	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac
Ubicación del análisis	Centro	Centro	Borde	Centro	Centro	Centro	Centro	Borde	Centro	Centro	Borde	Centro
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>												
SiO <sub>2</sub>	37.45	38.52	38.29	38.39	39.26	38.04	39.74	37.15	39.24	39.24	37.83	39.66
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.03	0.01	0.00	0.04	0.08	0.03	0.00	0.02	0.03	0.02	0.09
FeO	22.30	16.09	19.85	18.62	16.15	21.94	12.27	24.04	13.54	13.96	20.78	12.90
MnO	0.42	0.33	0.34	0.37	0.27	0.36	0.14	0.47	0.25	0.20	0.41	0.22
MgO	37.53	43.36	40.34	41.04	42.69	38.33	46.49	36.11	45.48	44.68	38.73	46.26
<b>Total</b>	97.75	98.33	98.83	98.47	98.44	98.75	98.67	97.79	98.53	98.13	97.78	99.13
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 4 OXÍGENOS)</b>												
Si	0.39	0.41	0.41	0.41	0.42	0.40	0.44	0.38	0.43	0.43	0.40	0.44
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.19	0.14	0.18	0.17	0.15	0.19	0.11	0.21	0.12	0.13	0.18	0.12
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.58	0.70	0.64	0.65	0.69	0.60	0.76	0.55	0.74	0.72	0.60	0.76
<b>Total</b>	1.17	1.26	1.23	1.23	1.26	1.20	1.32	1.15	1.30	1.28	1.19	1.32
<b>#Fo **</b>	75.0	82.8	78.4	79.7	82.5	75.7	87.1	72.8	85.7	85.1	76.9	86.5

**Tabla II (Continuación)** Análisis de elementos mayores de olivino.

Muestra	Cerro La Cruz (1733A)											
	C2-FOI-3a	C2-FOI-3b	C3-FOI-1a	C3-MOI-2b	C4-FOI-1a	C4-FOI-1b	C4-FOI-2a	C4-FOI-2b	C4-FOI-3a	C4-FOI-4a	C6-FOI-1a	C6-FOI-1b
Cristal												
Tamaño *	Mac	Mac	Mac	Mic	Mac							
Ubicación del análisis	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Centro	Centro	Borde
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>												
SiO <sub>2</sub>	38.57	36.62	39.95	36.62	39.78	37.10	39.69	38.21	39.59	39.78	39.58	36.44
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.03	0.00	0.03	0.02	0.08	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.03	0.05	0.01	0.02	0.01	0.01	0.05	0.01	0.05	0.04	0.01
FeO	18.86	28.11	12.19	28.44	11.87	24.41	12.07	18.65	13.80	12.63	12.40	28.21
MnO	0.31	0.71	0.18	0.54	0.17	0.53	0.21	0.38	0.27	0.17	0.30	0.55
MgO	40.09	32.19	46.32	31.93	46.43	35.54	46.71	40.56	45.37	45.63	45.42	32.63
<b>Total</b>	97.88	97.68	98.67	97.58	98.28	97.66	98.68	97.86	99.04	98.28	97.78	97.87
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 4 OXÍGENOS)</b>												
Si	0.41	0.37	0.44	0.37	0.44	0.38	0.44	0.40	0.43	0.44	0.43	0.37
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.17	0.24	0.11	0.24	0.11	0.21	0.11	0.17	0.13	0.12	0.11	0.24
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.63	0.48	0.76	0.48	0.76	0.54	0.77	0.64	0.74	0.75	0.74	0.49
<b>Total</b>	1.21	1.10	1.32	1.09	1.31	1.14	1.32	1.21	1.31	1.30	1.29	1.10
<b>#Fo **</b>	79.1	67.1	87.1	66.7	87.5	72.2	87.3	79.5	85.4	86.6	86.7	67.3

### Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla II (Continuación)** Análisis de elementos mayores de olivino.

Muestra	Tecajete (1875A)											
	C1-FOI-1a	C1-FOI-1b	C1-MOI-2a	C2-FOI-1a	C2-FOI-1b	C2-FOI-2a	C2-FOI-2b	C3-FOI-1a	C3-FOI-1b	C5-FOI-1a	C5-FOI-1b	C8-FOI-2a
<b>Cristal</b>	Mac	Mac	Mic	Mac								
<b>Tamaño *</b>	Mac	Mac	Mic	Mac								
<b>Ubicación del análisis</b>	Centro	Borde	Centro	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>												
<b>SiO<sub>2</sub></b>	40.10	38.13	38.01	39.97	37.47	40.07	37.23	39.68	38.27	39.48	37.63	38.35
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.04	0.04		0.00	0.01	0.04	0.02	0.05	0.08	0.00	0.05	0.02
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.04	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.03	0.07	0.00	0.02	0.03	0.05
<b>FeO</b>	11.28	22.23	21.28	11.42	23.11	12.58	25.48	11.60	22.39	12.64	22.51	18.01
<b>MnO</b>	0.16	0.35	0.37	0.16	0.41	0.13	0.48	0.28	0.29	0.14	0.42	0.35
<b>MgO</b>	46.95	37.82	38.76	47.12	36.59	46.01	34.69	46.96	37.66	45.81	37.60	41.30
<b>Total</b>	98.57	98.56	98.43	98.69	97.61	98.84	97.92	98.64	98.70	98.08	98.23	98.08
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 4 OXÍGENOS)</b>												
<b>Si</b>	0.44	0.40	0.40	0.44	0.39	0.44	0.38	0.44	0.40	0.43	0.39	0.41
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.10	0.20	0.19	0.11	0.20	0.12	0.22	0.11	0.20	0.12	0.20	0.16
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	0.78	0.59	0.61	0.78	0.56	0.76	0.53	0.77	0.59	0.75	0.58	0.66
<b>Total</b>	1.33	1.19	1.20	1.33	1.15	1.32	1.13	1.32	1.19	1.30	1.18	1.23
<b>#Fo **</b>	88.1	75.2	76.5	88.0	73.8	86.7	70.8	87.8	75.0	86.6	74.9	80.3

**Tabla II (Continuación)** Análisis de elementos mayores de olivino.

Muestra	Atexcac (1704)					Alchichica (1706)					
	SC-MOI-1a	SC-MOI-2a	SC-MOI-2b	SC-MOI-3a	SC-MOI-3b	C1-MOI-1a	C2-MOI-1b	C2-MOI-1a	C2-MOI-2a	C2-MOI-2b	C3-MOI-1a
<b>Cristal</b>	SC-MOI-1a	SC-MOI-2a	SC-MOI-2b	SC-MOI-3a	SC-MOI-3b	C1-MOI-1a	C2-MOI-1b	C2-MOI-1a	C2-MOI-2a	C2-MOI-2b	C3-MOI-1a
<b>Tamaño *</b>	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic
<b>Ubicación del análisis</b>	Centro	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Centro	Borde	Centro
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>											
<b>SiO<sub>2</sub></b>	37.78	37.76	37.18	38.34	36.79	38.96	36.86	39.46	38.68	36.67	39.09
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03	0.00	0.02	0.04	0.04
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06
<b>FeO</b>	22.30	22.44	25.98	22.64	26.55	15.82	27.61	16.44	15.98	27.54	14.56
<b>MnO</b>	0.33	0.35	0.49	0.40	0.54	0.36	0.59	0.27	0.21	0.47	0.29
<b>MgO</b>	38.19	37.84	34.47	37.65	33.61	44.33	33.14	43.76	43.63	33.31	43.60
<b>Total</b>	98.64	98.39	98.17	99.05	97.52	99.54	98.23	99.93	98.54	98.03	97.64
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 4 OXÍGENOS)</b>											
<b>Si</b>	0.40	0.39	0.38	0.40	0.37	0.43	0.37	0.43	0.42	0.37	0.42
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.20	0.20	0.22	0.20	0.23	0.14	0.23	0.15	0.14	0.23	0.13
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	0.60	0.59	0.53	0.59	0.51	0.72	0.50	0.71	0.70	0.50	0.70
<b>Total</b>	1.19	1.18	1.13	1.20	1.11	1.30	1.12	1.30	1.27	1.11	1.26
<b>#Fo **</b>	75.3	75.0	70.3	74.8	69.3	83.3	68.2	82.6	83.0	68.3	84.2

### Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla II (Continuación)** Análisis de elementos mayores de olivino.

Muestra	Alchichica (1706)									
	C3-MOI-2a	C3-MOI-2b	C3-MOI-3a	C4-MOI-1a	C4-MOI-1b	C4-MOI-2a	C4-MOI-2b	C5-MOI-1a	C5-MOI-1b	C5-MOI-2a
<b>Cristal</b>	C3-MOI-2a	C3-MOI-2b	C3-MOI-3a	C4-MOI-1a	C4-MOI-1b	C4-MOI-2a	C4-MOI-2b	C5-MOI-1a	C5-MOI-1b	C5-MOI-2a
<b>Tamaño *</b>	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic	Mic
<b>Ubicación del análisis</b>	Centro	Borde	Centro	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>										
<b>SiO<sub>2</sub></b>	38.75	36.98	38.95	39.29	36.81	39.05	37.05	38.54	37.32	38.98
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.01	0.03	0.00	0.00	0.07	0.01	0.06	0.00	0.06	0.00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.02	0.02	0.05	0.00
<b>FeO</b>	15.35	25.53	15.40	16.02	26.65	15.11	25.19	16.07	24.16	15.83
<b>MnO</b>	0.18	0.38	0.22	0.29	0.36	0.04	0.42	0.21	0.39	0.26
<b>MgO</b>	43.47	35.32	42.98	43.61	33.64	43.29	35.00	43.39	35.60	42.90
<b>Total</b>	97.82	98.23	97.54	99.22	97.57	97.51	97.75	98.23	97.56	97.94
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 4 OXÍGENOS)</b>										
<b>Si</b>	0.42	0.38	0.42	0.43	0.37	0.42	0.38	0.41	0.38	0.42
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.14	0.22	0.14	0.15	0.23	0.14	0.22	0.14	0.21	0.14
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	0.70	0.54	0.69	0.71	0.51	0.69	0.53	0.70	0.55	0.69
<b>Total</b>	1.25	1.14	1.25	1.28	1.11	1.25	1.13	1.26	1.14	1.25
<b>#Fo **</b>	83.5	71.2	83.3	82.9	69.2	83.6	71.2	82.8	72.4	82.9

\* **Tamaño de cristal:** Mac: macrocristal; Mic: microcristal; Mx: microlito. \*\* #Fo=Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100, a.p.u.f.

### Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla III.** Análisis de elementos mayores por microsonda electrónica de los cristales de piroxeno de los basaltos y andesitas del AVLD.

Muestra	Cerro La Cruz (1733A)					Alchichica (1706)				Atexcac (1704)	
	C1-FCpx-1a	C1-FCpx-1b	C2-MxCpx-1a	C1-FCpx-2a	C1-FCpx-2b	C4-FCpx-1a	C4-MCpx-1b	C3-FOpx-1a	C3-FOpx-1b	C10-FOpx-1a	C10-FOpx-1b
<b>Cristal</b>	C1-FCpx-1a	C1-FCpx-1b	C2-MxCpx-1a	C1-FCpx-2a	C1-FCpx-2b	C4-FCpx-1a	C4-MCpx-1b	C3-FOpx-1a	C3-FOpx-1b	C10-FOpx-1a	C10-FOpx-1b
<b>Tamaño *</b>	Mac	Mac	Mx	Mac	Mac	Mac	Mic	Mac	Mac	Mac	Mac
<b>Ubicación del análisis</b>	Centro	Borde	-	Centro	Borde	Centro	-	Centro	Borde	Centro	Borde
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>											
<b>SiO<sub>2</sub></b>	52.59	50.47	50.27	52.46	50.82	48.56	48.88	50.15	51.45	52.73	51.55
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2.26	4.52	2.53	2.14	3.95	8.21	4.57	7.11	5.90	1.84	2.88
<b>FeO</b>	4.81	5.63	8.15	5.07	4.72	5.70	8.16	12.23	11.15	16.71	18.79
<b>MgO</b>	16.88	15.59	15.23	17.14	15.73	14.73	14.12	26.94	27.34	24.70	22.94
<b>MnO</b>	0.07	0.07	0.27	0.14	0.06	0.14	0.12	0.25	0.19	0.32	0.34
<b>CaO</b>	21.72	21.76	20.52	21.40	21.46	19.29	20.41	1.13	1.18	1.36	1.08
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.22	0.30	0.40	0.23	0.30	0.58	0.38	0.07	0.10	0.08	0.03
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.44	0.90	1.12	0.49	0.72	0.71	1.44	0.28	0.26	0.18	0.28
<b>Total</b>	98.99	99.22	98.49	99.06	97.76	97.92	98.07	98.15	97.56	97.91	97.89
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 6 OXÍGENOS)</b>											
<b>Si</b>	1.94	1.87	1.90	1.94	1.90	1.81	1.85	1.82	1.87	1.96	1.93
<b>Al</b>	0.10	0.20	0.11	0.09	0.17	0.36	0.20	0.30	0.25	0.08	0.13
<b>Fe<sup>2+</sup> **</b>	0.13	0.13	0.18	0.12	0.14	0.15	0.21	0.31	0.33	0.52	0.60
<b>Fe<sup>3+</sup> **</b>	0.02	0.05	0.08	0.03	0.01	0.02	0.05	0.06	0.01	0.00	0.00
<b>Mg</b>	0.93	0.86	0.86	0.94	0.88	0.82	0.80	1.46	1.48	1.37	1.28
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>Ca</b>	0.86	0.86	0.83	0.85	0.86	0.77	0.83	0.04	0.05	0.05	0.04
<b>Na</b>	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00
<b>Ti</b>	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01
<b>Total</b>	4.01	4.02	4.03	4.01	4.00	4.01	4.02	4.02	4.00	4.00	4.00
<b>#Mg ***</b>	86.2	83.2	76.9	85.8	85.6	82.2	75.5	79.7	81.4	72.5	68.5
<b>A/NK</b>	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.4	0.2	6.2	4.8	1.3	2.8
<b>MIEMBROS EXTREMOS DE LA SOLUCIÓN SÓLIDA</b>											
<b>Wo</b>	44.4	45.5	42.7	43.5	45.6	43.6	44.0	2.4	2.5	2.8	2.3
<b>Fs</b>	7.7	9.2	13.2	8.0	7.8	10.1	13.7	19.8	18.2	26.7	30.8
<b>En</b>	48.0	45.3	44.1	48.5	46.5	46.3	42.3	77.8	79.4	70.5	67.0
<b>Total</b>	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla III (Continuación)** Análisis de elementos mayores de piroxeno.

Muestra	Piedras Negras (1878)											
	C1-FOpx-1b	C1-FOpx-2a	C1-FOpx-2b	C1-FOpx-2c	C1-FOpx-3a	C1-FOpx-3b	C2-FCpx-1a	C2-FCpx-1b	C2-FCpx-1c	C2-FCpx-2a	C2-FCpx-3a	C2-FCpx-3b
<b>Crystal</b>												
<b>Tamaño *</b>	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac
<b>Ubicación del análisis</b>	Borde	Centro	Manto	Borde	Centro	Borde	Centro	Manto	Borde	Centro	Centro	Manto
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>												
<b>SiO<sub>2</sub></b>	53.27	51.11	54.02	53.35	51.21	52.70	50.97	50.70	48.86	50.05	50.63	50.89
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.41	2.91	1.50	1.13	2.79	2.84	4.65	4.69	5.60	5.54	4.31	4.63
<b>FeO</b>	14.11	20.59	13.92	15.68	19.83	14.50	8.46	6.86	8.66	7.61	7.77	6.70
<b>MgO</b>	26.68	21.79	27.37	26.17	22.69	26.48	14.44	14.79	13.44	14.91	14.62	14.87
<b>MnO</b>	0.40	0.46	0.35	0.47	0.46	0.17	0.17	0.11	0.02	0.07	0.29	0.12
<b>CaO</b>	1.46	1.13	1.45	1.21	0.97	1.21	20.41	20.80	20.35	19.77	19.96	20.64
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.05	0.06	0.03	0.02	0.01	0.04	0.56	0.54	0.55	0.59	0.51	0.51
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.19	0.20	0.16	0.22	0.17	0.28	0.60	0.66	1.05	0.79	0.57	0.69
<b>Total</b>	97.57	98.26	98.81	98.25	98.13	98.21	100.27	99.15	98.52	99.32	98.64	99.04
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 6 OXÍGENOS)</b>												
<b>Si</b>	1.96	1.93	1.96	1.97	1.93	1.93	1.89	1.89	1.85	1.86	1.90	1.89
<b>Al</b>	0.06	0.13	0.06	0.05	0.12	0.12	0.20	0.21	0.25	0.24	0.19	0.20
<b>Fe<sup>2+</sup> **</b>	0.43	0.64	0.41	0.47	0.60	0.43	0.21	0.17	0.21	0.18	0.21	0.19
<b>Fe<sup>3+</sup> **</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.05	0.04	0.06	0.05	0.03	0.02
<b>Mg</b>	1.47	1.23	1.48	1.44	1.27	1.44	0.80	0.82	0.76	0.83	0.82	0.82
<b>Mn</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
<b>Ca</b>	0.06	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.81	0.83	0.82	0.79	0.80	0.82
<b>Na</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
<b>Ti</b>	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
<b>Total</b>	4.00	4.00	4.00	4.00	4.01	4.00	4.02	4.01	4.02	4.02	4.01	4.01
<b>#Mg ***</b>	77.1	65.4	77.8	74.8	67.1	76.5	75.3	79.3	73.5	77.7	77.0	79.8
<b>A/NK</b>	1.0	2.6	1.1	1.0	3.1	2.4	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2
<b>MIEMBROS EXTREMOS DE LA SOLUCIÓN SÓLIDA</b>												
<b>Wo</b>	2.9	2.4	2.9	2.4	2.0	2.5	43.3	44.5	44.4	42.6	43.0	44.3
<b>Fs</b>	22.2	33.8	21.5	24.5	32.2	22.9	14.0	11.5	14.8	12.8	13.1	11.2
<b>En</b>	74.9	63.8	75.6	73.0	65.8	74.6	42.7	44.0	40.8	44.7	43.9	44.4
<b>Total</b>	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

### Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla III (Continuación)** Análisis de elementos mayores de piroxeno.

Muestra	Piedras Negras (1878)						
	C2-FCpx-3c	C2-FCpx-4a	C2-FCpx-4b	C3b-MxOpx-1a	C3b-MxOpx-2a	C7-FOpx-2a	C7-FOpx-2b
<b>Tamaño *</b>	Mac	Mac	Mac	Mx	Mx	Mac	Mac
<b>Ubicación del análisis</b>	Borde	Centro	Borde	-	-	Centro	Borde
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>							
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51.33	52.31	50.57	52.73	53.88	53.37	53.58
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3.83	3.40	4.62	2.96	1.32	1.82	1.04
<b>FeO</b>	8.70	6.52	7.94	14.35	14.40	15.39	15.08
<b>MgO</b>	14.73	15.68	14.38	26.75	26.93	26.21	26.12
<b>MnO</b>	0.24	0.21	0.20	0.38	0.36	0.43	0.35
<b>CaO</b>	19.42	20.88	20.08	1.46	1.64	1.13	1.31
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.44	0.49	0.50	0.02	0.03	0.04	0.01
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.62	0.45	0.67	0.40	0.25	0.19	0.20
<b>Total</b>	99.31	99.92	98.93	99.04	98.81	98.57	97.69
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 6 OXÍGENOS)</b>							
<b>Si</b>	1.91	1.92	1.89	1.92	1.96	1.96	1.98
<b>Al</b>	0.17	0.15	0.20	0.13	0.06	0.08	0.05
<b>Fe<sup>2+</sup> **</b>	0.26	0.18	0.23	0.41	0.43	0.47	0.48
<b>Fe<sup>3+</sup> **</b>	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	
<b>Mg</b>	0.82	0.86	0.80	1.45	1.46	1.43	1.44
<b>Mn</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>Ca</b>	0.78	0.82	0.80	0.06	0.06	0.04	0.05
<b>Na</b>	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ti</b>	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>Total</b>	4.00	4.01	4.01	4.01	4.00	4.00	4.01
<b>#Mg ***</b>	75.1	81.1	76.4	76.9	76.9	75.2	74.9
<b>A/NK</b>	0.2	0.2	0.2	2.2	0.9	1.7	0.9
<b>MIEMBROS EXTREMOS DE LA SOLUCIÓN SÓLIDA</b>							
<b>Wo</b>	41.6	43.7	43.4	2.9	3.3	2.3	2.6
<b>Fs</b>	14.5	10.6	13.4	22.5	22.3	24.2	24.4
<b>En</b>	43.9	45.7	43.2	74.6	74.4	73.5	72.9
<b>Total</b>	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

\*Tamaño de cristal: Mac: macrocristal; Mic: microcristal; Mx: microlito. \*\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados de acuerdo con Droop (1987). \*\*\*#Mg=Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>+Fe<sup>3+</sup>)\*100, a.p.u.f.; A/NK=Al/[Na+K], a.p.u.f.

### Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla IV.** Análisis de elementos mayores por microsonda electrónica de los cristales de anfíbol de los volcanes Atexcac y Piedras Negras.

Muestra	Atexcac (DER1704)							Piedras Negras (DER1878)						
	C5-MAnf-1a	C5-MAnf-1b	C7-FAnf-1a	C9-FAnf-1a	C9-FAnf-2a	C9-FAnf-3a	C10-FAnf-1a	C1b-MAnf-1a	C3-FAnf-1a	C3b-FAnf-1a	C4-FAnf-1b	C4-FAnf-2a	C5-MGAnf-1a	C5b-MGAnf-1a
Cristal														
Tamaño *	Mic	Mic	Mac	Mic	Mic	Mic	Mac	Mic	Mac	Mic	Mac	Mac	Meg	Meg
Ubicación del análisis	Centro	Borde	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Borde	Centro	Centro	Centro
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>														
SiO <sub>2</sub>	40.1	41.0	40.8	42.8	40.0	41.0	40.4	42.1	40.8	41.63	42.97	40.52	42.56	41.72
TiO <sub>2</sub>	3.0	3.0	2.9	3.0	3.0	3.1	2.7	2.7	2.6	2.64	2.47	2.46	2.39	2.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.3	12.1	12.1	11.7	12.5	13.8	13.8	12.8	13.3	11.65	10.76	13.82	12.34	12.52
FeO	13.0	12.3	12.5	12.9	13.2	12.4	13.8	12.6	15.9	12.60	14.13	14.80	11.17	10.91
MnO	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.10	0.20	0.32	0.09	0.10
MgO	14.1	14.4	14.2	14.5	13.9	14.2	12.9	13.8	12.1	14.71	14.20	11.15	14.96	15.07
CaO	10.8	10.9	11.0	11.0	11.1	11.0	11.0	11.1	10.9	11.23	10.90	10.86	11.19	11.07
Na <sub>2</sub> O	2.5	2.4	2.6	2.5	2.5	2.6	2.5	2.6	2.5	2.39	2.52	2.33	2.55	2.70
K <sub>2</sub> O	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.7	0.7	0.5	0.4	0.39	0.42	0.00	0.45	0.46
<b>Total</b>	<b>96.4</b>	<b>96.7</b>	<b>96.9</b>	<b>99.0</b>	<b>96.9</b>	<b>99.0</b>	<b>97.9</b>	<b>98.4</b>	<b>98.6</b>	<b>97.33</b>	<b>98.56</b>	<b>96.26</b>	<b>97.69</b>	<b>96.91</b>
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 23 OXÍGENOS) **</b>														
Si	6.04	6.12	6.10	6.24	6.01	5.99	6.01	6.17	6.06	6.18	6.33	6.12	6.23	6.17
Ti	0.34	0.34	0.33	0.33	0.34	0.34	0.30	0.30	0.29	0.29	0.27	0.28	0.26	0.26
Al	2.18	2.13	2.13	2.01	2.22	2.37	2.42	2.22	2.34	2.04	1.87	2.46	2.13	2.18
Fe <sup>T</sup>	1.64	1.54	1.57	1.57	1.65	1.51	1.72	1.54	1.97	1.56	1.74	1.87	1.37	1.35
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01
Mg	3.16	3.20	3.17	3.14	3.10	3.10	2.86	3.01	2.67	3.25	3.12	2.51	3.27	3.32
Ca	1.75	1.75	1.77	1.72	1.79	1.72	1.74	1.74	1.74	1.79	1.72	1.76	1.76	1.75
Na	0.72	0.69	0.74	0.70	0.72	0.75	0.73	0.73	0.72	0.69	0.72	0.68	0.72	0.77
K	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.13	0.13	0.10	0.08	0.07	0.08	0.00	0.08	0.09
<b>Total</b>	<b>15.94</b>	<b>15.88</b>	<b>15.93</b>	<b>15.82</b>	<b>15.96</b>	<b>15.93</b>	<b>15.91</b>	<b>15.83</b>	<b>15.89</b>	<b>15.89</b>	<b>15.86</b>	<b>15.71</b>	<b>15.84</b>	<b>15.91</b>
#Mg ***	65.8	67.5	66.9	66.7	65.3	67.2	62.5	66.1	57.6	67.5	64.2	57.3	70.5	71.1
A/CNK	0.9	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	0.7	1.0	0.8	0.8
A/NK	2.7	2.7	2.5	2.5	2.7	2.7	2.8	2.7	2.9	2.7	2.3	3.6	2.6	2.5
<b>SITIOS ESTRUCTURALES **</b>														
Si	6.04	6.12	6.10	6.24	6.01	5.99	6.01	6.17	6.06	6.18	6.33	6.12	6.23	6.17
Al <sup>iv</sup>	1.96	1.88	1.90	1.76	1.99	2.01	1.99	1.83	1.94	1.82	1.67	1.88	1.77	1.83
<b>T</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>
Al <sup>vi</sup>	0.22	0.24	0.23	0.25	0.23	0.35	0.42	0.39	0.40	0.22	0.19	0.58	0.37	0.35
Ti	0.34	0.34	0.33	0.33	0.34	0.34	0.30	0.30	0.29	0.29	0.27	0.28	0.26	0.26
Fe <sup>T</sup>	1.64	1.54	1.57	1.57	1.65	1.51	1.72	1.54	1.97	1.56	1.74	1.87	1.37	1.35
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01
Mg	3.16	3.20	3.17	3.14	3.10	3.10	2.86	3.01	2.67	3.25	3.12	2.51	3.27	3.32
<b>C</b>	<b>5.38</b>	<b>5.34</b>	<b>5.32</b>	<b>5.31</b>	<b>5.34</b>	<b>5.33</b>	<b>5.32</b>	<b>5.26</b>	<b>5.35</b>	<b>5.34</b>	<b>5.35</b>	<b>5.28</b>	<b>5.28</b>	<b>5.30</b>
C-5	0.38	0.34	0.32	0.31	0.34	0.33	0.32	0.26	0.35	0.34	0.35	0.28	0.28	0.30
Ca	1.75	1.75	1.77	1.72	1.79	1.72	1.74	1.74	1.74	1.79	1.72	1.76	1.76	1.75
<b>B</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>
Na	0.84	0.78	0.83	0.72	0.85	0.79	0.79	0.73	0.80	0.82	0.79	0.71	0.76	0.82
K	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.13	0.13	0.10	0.08	0.07	0.08	0.00	0.08	0.09
<b>A</b>	<b>0.94</b>	<b>0.88</b>	<b>0.93</b>	<b>0.82</b>	<b>0.96</b>	<b>0.93</b>	<b>0.91</b>	<b>0.83</b>	<b>0.89</b>	<b>0.89</b>	<b>0.86</b>	<b>0.71</b>	<b>0.84</b>	<b>0.91</b>

\* **Tamaño de cristal:** Mac: macrocristal; Mic: microcristal; Meg: megacristal. \*\* Calculados con la hoja de cálculo de [Jeremy Preston & John Still \(2001\)](#), utilizados para la clasificación de los cristales. Se usó una base de 23 oxígenos debido a la falta de las concentraciones de volátiles según [Leake et al. \(1997\)](#). \*\*\* #Mg= Mg/(Mg+Fe)\*100, a.p.u.f.; A/CNK=Al/[Ca+Na+K]; A/NK=Al/[Na+K], a.p.u.f.

### Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla V.** Análisis de elementos mayores por microsonda electrónica de los cristales de biotita de las riolitas del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas.

Muestra	Tepexitl (1713A2)										Derrumbada Sur (1769A)	Derrumbada Norte (1716A1)
	C1-FBt-1a	C1-FBt-1b	C1-FBt-2a	C6-FBt-1a	C6-FBt-1b	C8-FBt-1a	C12-FBt-1a	C12-FBt-1b	C12-FBt-2b	C13-FBt-1b	C12-FBt-1b	C6-FBt-1b
<b>Cristal</b>												
<b>Tamaño *</b>	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac	Mac
<b>Ubicación del análisis **</b>	Centro 1	Centro 2	Centro	Centro	Borde	Centro	Centro 1	Centro 2	Centro 2	Centro 2	Borde	Borde
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>												
<b>SiO<sub>2</sub></b>	35.81	36.03	35.26	35.21	35.39	35.53	35.68	35.80	35.25	34.46	36.07	36.35
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16.57	16.83	16.70	16.46	16.88	16.54	16.48	16.29	16.09	16.67	15.71	17.37
<b>FeO</b>	30.43	30.56	30.57	30.52	30.81	30.34	29.79	29.32	29.94	30.29	24.80	18.11
<b>MgO</b>	2.46	2.47	2.50	2.41	2.52	2.47	2.48	2.44	2.71	2.53	6.52	11.70
<b>MnO</b>	0.26	0.23	0.24	0.24	0.24	0.22	0.23	0.21	0.25	0.25	0.08	0.30
<b>CaO</b>	0.01	0.01	0.04	0.01	0.04	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.33	0.41	0.31	0.39	0.38	0.38	0.51	0.56	0.41	0.38	0.76	0.50
<b>K<sub>2</sub>O</b>	8.69	8.75	8.59	8.72	8.75	8.77	8.60	8.36	8.69	8.74	8.41	8.81
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2.70	2.54	2.39	2.68	2.41	2.77	2.68	2.67	3.51	2.31	5.10	2.96
<b>Total</b>	97.26	97.82	96.59	96.62	97.41	97.04	96.46	95.71	96.85	95.63	97.46	96.11
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 22 OXÍGENOS)</b>												
<b>Si</b>	5.62	5.62	5.58	5.58	5.56	5.60	5.63	5.68	5.56	5.53	5.50	5.45
<b>Al</b>	3.06	3.09	3.12	3.07	3.13	3.07	3.07	3.05	2.99	3.15	2.82	3.07
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	3.99	3.99	4.05	4.05	4.05	4.00	3.93	3.89	3.95	4.06	3.16	2.27
<b>Mg</b>	0.58	0.57	0.59	0.57	0.59	0.58	0.58	0.58	0.64	0.60	1.48	2.61
<b>Mn</b>	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.04
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.10	0.12	0.09	0.12	0.12	0.12	0.15	0.17	0.13	0.12	0.22	0.15
<b>K</b>	1.74	1.74	1.74	1.76	1.75	1.76	1.73	1.69	1.75	1.79	1.64	1.68
<b>Ti</b>	0.32	0.30	0.28	0.32	0.28	0.33	0.32	0.32	0.42	0.28	0.58	0.33
<b>Total</b>	15.45	15.47	15.49	15.50	15.52	15.48	15.46	15.41	15.46	15.57	15.43	15.60
<b>Fe/(Fe<sup>2+</sup>+Mg)</b>	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.7	0.5
<b>A/CNK</b>	1.7	1.7	1.7	1.6	1.7	1.6	1.6	1.6	1.6	1.7	1.5	1.7
<b>A/NK</b>	1.7	1.7	1.7	1.6	1.7	1.6	1.6	1.6	1.6	1.7	1.5	1.7

### Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla V (Continuación)** Análisis de elementos mayores de biotita.

Muestra	Cerro Pinto (1744)							
	C1-FBt-1a	C1-FBt-3a	C1-FBt-3b	C4-FBt-1b	C11-FBt-1b	C13a-FBt-1b	C13a-FBt-2a	C13a-FBt-2b
<b>Cristal</b>	1a	3a	3b	1b	1b	1b	2a	2b
<b>Tamaño *</b>	Mic	Mac	Mac	Mic	Mac	Mac	Mac	Mac
<b>Ubicación del análisis **</b>	Centro	Centro	Borde	Borde	Borde	Borde	Centro	Borde
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>								
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36.09	35.78	33.10	33.54	36.19	33.23	35.81	35.93
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17.83	17.45	16.98	17.18	18.00	18.10	17.70	17.62
<b>FeO</b>	27.61	27.35	31.27	30.54	27.21	31.43	27.44	27.53
<b>MgO</b>	3.29	3.24	3.21	3.39	3.41	3.38	3.22	3.28
<b>MnO</b>	0.72	0.74	0.66	0.65	0.71	0.68	0.82	0.83
<b>CaO</b>	0.03	0.03	0.24	0.38	0.00	0.14	0.01	0.06
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.36	0.37	0.42	0.36	0.47	0.35	0.36	0.29
<b>K<sub>2</sub>O</b>	9.04	8.82	7.69	7.57	8.90	8.43	9.05	8.80
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2.98	2.97	2.28	2.26	3.10	2.20	2.98	3.00
<b>Total</b>	97.95	96.75	95.85	95.88	97.97	97.94	97.38	97.33
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 22 OXÍGENOS)</b>								
<b>Si</b>	5.55	5.57	5.33	5.36	5.55	5.24	5.55	5.56
<b>Al</b>	3.24	3.20	3.22	3.24	3.25	3.36	3.23	3.22
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	3.55	3.56	4.21	4.08	3.49	4.14	3.56	3.56
<b>Mg</b>	0.75	0.75	0.77	0.81	0.78	0.80	0.74	0.76
<b>Mn</b>	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.11	0.11
<b>Ca</b>	0.01	0.01	0.04	0.07	0.00	0.02	0.00	0.01
<b>Na</b>	0.11	0.11	0.13	0.11	0.14	0.11	0.11	0.09
<b>K</b>	1.77	1.75	1.58	1.54	1.74	1.70	1.79	1.74
<b>Ti</b>	0.34	0.35	0.28	0.27	0.36	0.26	0.35	0.35
<b>Total</b>	15.42	15.41	15.64	15.57	15.40	15.72	15.44	15.39
<b>Fe/(Fe<sup>2+</sup>+Mg)</b>	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
<b>A/CNK</b>	1.7	1.7	1.8	1.9	1.7	1.8	1.7	1.8
<b>A/NK</b>	1.7	1.7	1.9	2.0	1.7	1.9	1.7	1.8

\* **Tamaño del cristal:** Mac: macrocristal; Mic: microcristal. \*\* En algunos cristales se realizaron dos mediciones en el centro. **A/CNK**=Al/[Ca+Na+K]; **A/NK**=Al/[Na+K], a.p.u.f.

### Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla VI.** Análisis de elementos mayores por microsonda electrónica de los cristales de granate de las riolitas del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas.

Muestra	Derrumbada Sur (1769A)		Tepexitl (1713A2)	
	FGrt-1a	FGrt-1b	FGrt-1a	FGrt-1b
<b>Cristal</b>	Mac	Mac	Mac	Mac
<b>Tamaño *</b>	Mac	Mac	Mac	Mac
<b>Ubicación del análisis</b>	Centro	Borde	Centro	Borde
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>				
SiO <sub>2</sub>	36.60	36.15	36.77	36.50
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.33	0.16	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.25	20.05	20.20	20.25
FeO	31.31	30.85	32.69	33.62
MnO	1.88	2.02	3.82	4.95
MgO	2.40	2.59	1.51	0.85
CaO	4.39	4.63	3.43	2.65
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.07	0.11	0.08
<b>Total</b>	<b>97.19</b>	<b>96.70</b>	<b>98.70</b>	<b>98.93</b>
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 12 OXÍGENOS)</b>				
Si	3.02	3.00	3.02	3.01
Ti	0.02	0.02	0.01	0.00
Al <sup>iv</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sup>vi</sup>	1.97	1.96	1.96	1.97
Fe <sup>2+</sup>	2.16	2.12	2.24	2.31
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.02	0.01	0.01
Mn	0.13	0.14	0.27	0.35
Mg	0.29	0.32	0.18	0.10
Ca	0.39	0.41	0.30	0.23
<b>Total</b>	<b>7.98</b>	<b>7.99</b>	<b>7.99</b>	<b>7.99</b>
<b>A/CNK **</b>	<b>5.1</b>	<b>4.8</b>	<b>6.5</b>	<b>8.4</b>
<b>MIEMBROS EXTREMOS DE LA SOLUCIÓN SÓLIDA</b>				
Alm	72.4	70.5	74.5	76.9
Adr	0.0	0.9	0.5	0.6
Grs	13.2	13.0	9.7	7.3
Prp	10.0	10.8	6.3	3.5
Sps	4.4	4.8	9.0	11.6
Uv	0.0	0.0	0.0	0.0
<b>Total</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>

\*Mac: macrocristal. \*\*A/CNK=Al/[Ca+Na+K], a.p.u.f. Miembros extremos de la solución sólida del granate: Alm: almandino; Adr: andradita; Grs: grosularia; Prp: piropo; Sps: espesartina; Uv: uvarovita.

**Tabla VII.** Análisis de elementos mayores por microsonda electrónica de los cristales de cromita del volcán Cerro La Cruz.

Muestra	Cerro La Cruz (1733A)					
	C6-TiFe-1	C6-TiFe-2	C3-TiFe-1	C3-TiFe-2	C4-TiFe-2	C6-TiFe-3
<b>Cristal</b>	Mx	Mx	Mx	Mx	Mx	Mx
<b>Tamaño *</b>	Mx	Mx	Mx	Mx	Mx	Mx
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>						
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38.57	37.82	38.15	37.40	24.17	23.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.09	15.83	19.47	16.32	6.04	6.52
TiO <sub>2</sub>	0.92	1.61	1.04	1.51	6.77	7.65
FeO	27.96	34.41	29.08	35.00	56.61	56.55
MgO	12.84	10.14	12.47	9.86	4.90	4.63
MnO	0.26	0.30	0.28	0.32	0.48	0.49
NiO	0.17	0.08	0.15	0.12	0.06	0.07
<b>Total</b>	<b>100.81</b>	<b>100.19</b>	<b>100.64</b>	<b>100.54</b>	<b>99.01</b>	<b>99.00</b>
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 32 OXÍGENOS)</b>						
Cr	7.50	7.65	7.46	7.54	5.31	5.08
Al	5.82	4.77	5.68	4.90	1.98	2.14
Ti	0.17	0.31	0.19	0.29	1.41	1.60
Fe <sup>2+</sup> **	3.58	4.66	3.73	4.75	8.31	8.50
Fe <sup>3+</sup> **	2.25	2.83	2.38	2.84	5.34	5.10
Mg	4.70	3.87	4.60	3.75	2.03	1.92
Mn	0.02	0.03	0.03	0.04	0.09	0.09
Ni	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02
<b>Total</b>	<b>24.08</b>	<b>24.13</b>	<b>24.09</b>	<b>24.13</b>	<b>24.49</b>	<b>24.44</b>
<b>MIEMBROS EXTREMOS DE LA SOLUCIÓN SÓLIDA</b>						
Cr	49.5	50.8	49.4	50.6	38.6	34.1
Al	38.5	31.7	37.6	32.9	14.4	14.4
Fe <sup>3+</sup>	12.0	17.5	13.0	16.5	47.1	51.5
<b>Total</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>

\* Tamaño de cristal: Mx: microlito. \*\* Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados de acuerdo con Droop (1987).

Anexo III. Resultados de análisis minerales por microsonda electrónica

**Tabla VIII.** Análisis de elementos mayores por microsonda electrónica de los cristales de óxidos de Fe-Ti de los volcanes del Agrupamiento Volcánico Las Derrumbadas.

Muestra	Cerro La Cruz (1733A)				Cerro Alto (1736)									Piedras Negras (1878)	Derrumbada Norte (1716A1)	
	C4-TiFe-3	C3-TiFe-3m	C3-TiFe-5m	C3-TiFe-6m	C2-TiFe-1a	C2-TiFe-2	C2-TiFe-3	C2-TiFe-4	C2-TiFe-6	C2-TiFe-7	C2-TiFe-12	C5-TiFe-1	C5-TiFe-5	C4-FeTi-3m	<i>FeTi-9m</i>	<i>FeTi-14m</i>
Tamaño *	Mx	Mx	Mx	Mx	Mic	Mic	Mx	Mx	Mx	Mx	Mx	Mic	Mic	Mx	<i>Mx</i>	<i>Mx</i>
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>																
SiO <sub>2</sub>	0.11	0.68	0.15	0.12	0.16	0.13	0.14	0.25	0.23	0.22	0.19	0.13	0.13	0.13	<i>0.06</i>	<i>0.05</i>
TiO <sub>2</sub>	15.71	19.14	20.62	13.56	8.95	9.01	10.13	9.79	12.02	11.96	11.43	8.76	8.97	16.70	<i>44.49</i>	<i>44.95</i>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.95	1.54	1.12	3.05	5.41	5.28	4.00	3.91	3.05	2.96	3.30	5.66	5.76	1.64	<i>0.46</i>	<i>0.40</i>
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.34	0.77	0.06	8.99	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
MgO	3.00	2.82	2.71	3.25	2.35	2.31	2.05	1.98	1.80	1.74	1.93	2.53	2.58	1.67	<i>1.15</i>	<i>1.05</i>
FeO	66.28	72.09	72.94	69.39	80.40	81.14	81.11	81.15	80.37	80.13	80.21	80.88	81.01	77.14	<i>52.00</i>	<i>51.60</i>
NiO	0.04	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	<i>0.00</i>	<i>0.02</i>
MnO	0.48	0.64	0.65	0.49	0.41	0.45	0.47	0.54	0.53	0.54	0.53	0.42	0.43	0.53	<i>2.69</i>	<i>2.54</i>
<b>Total</b>	<b>97.91</b>	<b>97.70</b>	<b>98.27</b>	<b>98.83</b>	<b>97.70</b>	<b>98.36</b>	<b>97.92</b>	<b>97.68</b>	<b>98.01</b>	<b>97.54</b>	<b>97.59</b>	<b>98.37</b>	<b>98.88</b>	<b>97.83</b>	<b><i>100.85</i></b>	<b><i>100.60</i></b>
<b>FÓRMULA ESTRUCTURAL (a.p.u.f., BASE 24 OXÍGENOS)</b>																
Si	0.03	0.20	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.07	0.07	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
Ti	3.41	4.19	4.50	2.90	1.91	1.92	2.18	2.11	2.61	2.61	2.48	1.86	1.89	3.67	<i>0.82</i>	<i>0.83</i>
Al	1.00	0.53	0.38	1.02	1.81	1.76	1.35	1.32	1.04	1.01	1.12	1.88	1.90	0.56	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>
Cr	2.13	0.18	0.01	2.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
Mg	1.29	1.22	1.17	1.38	1.00	0.97	0.88	0.85	0.77	0.75	0.83	1.06	1.08	0.73	<i>0.04</i>	<i>0.04</i>
Fe <sup>2+</sup> **	10.03	11.00	11.21	9.44	8.87	8.87	9.23	9.20	9.77	9.79	9.58	8.73	8.75	10.85	<i>1.07</i>	<i>1.06</i>
Fe <sup>3+</sup> **	5.97	6.53	6.51	7.08	10.26	10.32	10.20	10.29	9.61	9.65	9.80	10.33	10.24	8.01	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
Ni	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>
Mn	0.12	0.16	0.16	0.12	0.10	0.11	0.11	0.13	0.13	0.13	0.13	0.10	0.10	0.13	<i>0.06</i>	<i>0.05</i>
<b>Total</b>	<b>24.00</b>	<b>24.00</b>	<b>24.00</b>	<b>24.00</b>	<b>24.00</b>	<b>24.00</b>	<b>24.00</b>	<b>24.00</b>	<b>24.00</b>	<b>24.00</b>	<b>24.00</b>	<b>24.00</b>	<b>24.00</b>	<b>24.00</b>	<b><i>2.00</i></b>	<b><i>2.00</i></b>
<b>MIEMBROS EXTREMOS DE LA SOLUCIÓN SÓLIDA</b>																
Ti <sup>4+</sup>	17.6	19.3	20.3	14.9	9.1	9.1	10.1	9.8	11.9	11.8	11.4	8.9	9.1	16.3	<i>43.5</i>	<i>43.9</i>
Fe <sup>2+</sup>	51.7	50.7	50.4	48.6	42.1	42.0	42.7	42.6	44.4	44.4	43.8	41.7	41.9	48.1	<i>56.5</i>	<i>56.1</i>
Fe <sup>3+</sup>	30.8	30.1	29.3	36.4	48.8	48.9	47.2	47.6	43.7	43.8	44.8	49.4	49.0	35.6	<i>0.0</i>	<i>0.0</i>
<b>Total</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b><i>100.0</i></b>	<b><i>100.0</i></b>

\* **Tamaño de cristal:** Mic: microcristal; Mx: microlito. \*\* Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculado de acuerdo con Droop (1987). Las mediciones de la Derrumbada Norte (en cursivas) corresponden a cristales de ilmenita, por lo que su fórmula mineral se estimó considerando 2 oxígenos.

## ANEXO IV

# MODELIZACIONES DE ELEMENTOS MAYORES CON RHYOLITE-MELTS

---

Para este trabajo, las modelizaciones se realizaron en la versión 1.2.0 de Rhyolite-MELTS (Gualda *et al.*, 2012; Ghiorso & Gualda, 2015), con el objetivo de reproducir el amplio rango composicional de los magmas mediante procesos de cristalización fraccionada de magmas parentales hidratados - característicos de zonas de subducción- de composición máfica. El origen monogenético de estos volcanes, así como los bajos volúmenes magmáticos de los basaltos y las andesitas, sugiere que su evolución podría estar ligada al ascenso de estos magmas a través de fallas y fracturas, por lo que se efectuaron modelizaciones polibáricas. Adicionalmente, debido a que la gran mayoría de las riolitas bajo estudio representan altos volúmenes magmáticos (3.5-11 km<sup>3</sup>), es posible que su formación esté asociada a la presencia de una o varias cámaras magmáticas, por lo que también se realizaron modelizaciones isobáricas.

La falta de datos geoquímicos en óxidos de Fe-Ti de las rocas bajo estudio imposibilita la determinación de las condiciones de óxido-reducción específicas bajo las cuales se habrían formado estos magmas; sin embargo, trabajos previos han demostrado que los magmas generados en ambientes de subducción evolucionan bajo fugacidades de oxígeno ( $fO_2$ ) relativas al *buffer* Níquel-Óxido de Níquel (NNO, por sus siglas en inglés) presentando valores desde 0 hasta +2 unidades logarítmicas (Scaillet & Pichavant, 2005; Behrens & Gaillard, 2006). Este rango coincide con las condiciones de  $fO_2$  que se han calculado en los magmas de algunos volcanes de la FVTM, como Ceboruco (NNO  $\pm$  0.7 según Nelson, 1980), Colima (NNO +1 según Luhr & Carmichael, 1980) y Popocatepetl (NNO+1 según Witter *et al.*, 2005). Por ello, todos los modelos aquí presentados fueron corridos bajo condiciones de  $fO_2$  relativas al *buffer* NNO.

Las modelizaciones se llevaron a cabo en un rango de temperatura de ~1340 a 650°C, comenzando siempre cerca de la  $T_{liquidus}$ , con pasos de enfriamiento de 10°C y presiones de 200, 500, 700 y 1000 MPa, con  $\Delta P/\Delta T$  para los procesos polibáricos de 3.5, 8.0-9.0, 11.0-13.0 y 14.5-17.5 MPa/°C, respectivamente. Para cada presión se fijaron contenidos iniciales de H<sub>2</sub>O de 1, 3 y 5 %, considerando como magma parental la composición de la roca natural más primitiva del AVLD (muestra DER1733A, proveniente del cono de escoria Cerro La Cruz; MgO=8.49 %).

En total se obtuvieron 24 modelizaciones de cristalización fraccionada (12 polibáricas y 12 isobáricas), cuyos parámetros y resultados se resumen en las Tablas I y II de este anexo. La evolución de la concentración de todos los elementos mayores en el líquido residual (*liquid line of descent*) se presentan en las Figuras 8.4a-g para las modelizaciones polibáricas y en las Figuras 8.5a-g del Capítulo 8 para las modelizaciones isobáricas, usando el MgO (% en peso) como índice de diferenciación debido a que la

versión utilizada presenta una mejor calibración para la modelización de minerales ferromagnesianos, con la excepción de las fases minerales hidratadas (anfíbol y mica).

Las abreviaturas usadas corresponden a las propuestas por [Whitney & Evans \(2010\)](#). Para las fases minerales: Ol= olivino; Opx= ortopiroxeno; Cpx= clinopiroxeno; Spl= espinela; Fsp= feldespato; Amp= anfíbol; Bt= biotita; Grt= granate; Lct= leucita; Qz= cuarzo; Ap= apatito; Rhm-ox= óxidos rombohedrales; Wht= whitlockita; Sph= esfena.

### Modelizaciones polibáricas

Todas las modelizaciones polibáricas logran reproducir líquidos residuales de composición riolítica, la mayoría de ellos de alto sílice (75 % de SiO<sub>2</sub> o superiores) a través de la fraccionación de Ol + Opx + Cpx + Fsp + Spl + Ap ± Bt ± Amp ± Qz ± Lct ± Rhm-ox, representando entre 76.8 y 91.9 % de sólidos fraccionados (*i.e.* grado de fraccionamiento). Las modelizaciones con 1 % de H<sub>2</sub>O inicial reproducen líquidos residuales riolíticos de menor contenido de sílice (~71 % de SiO<sub>2</sub>). A ≥700 MPa destaca la presencia de Lct, una fase mineral ausente en todas las rocas bajo estudio.

A presiones iniciales de 500 a 1000 MPa, el contenido de cristales de Ol fraccionados a bajos contenidos iniciales de H<sub>2</sub>O es muy bajo (<0.2 %). La Bt cristaliza a presiones de entre 500 y 700 MPa a contenidos iniciales de H<sub>2</sub>O de entre 1 y 5%, así como a 1000 MPa a un contenido inicial de H<sub>2</sub>O de 5 %. A partir de 500 MPa, el aumento de H<sub>2</sub>O favorece bastante la cristalización de Ol pero inhibe la formación de Opx, Pl y, en mucho menor medida, de Cpx. En todas las modelizaciones se observa que la cantidad de sólidos fraccionados disminuye con el aumento del contenido inicial de H<sub>2</sub>O, mientras que el aumento de presión no tiene impacto en dicho valor.

A 200, 500 y 700 MPa, los cristales Fsp representan la principal fase mineral fraccionada en los tres escenarios de H<sub>2</sub>O inicial modelizados, (42-47 % y 35-44 %, respectivamente), mientras que a 1000 MPa el Cpx es la principal fase fraccionada (29-32 %).

A presiones iniciales de **200 MPa**, la asociación mineral fraccionada consiste en Ol + Cpx + Fsp + Opx + Ap + Rhm-ox ± Spl ± Qz a cualquier contenido de H<sub>2</sub>O inicial. El contenido de H<sub>2</sub>O inicial no tiene un impacto notable en las fases minerales fraccionadas, con la excepción del Qz, que sólo aparece en una cantidad ínfima a 1 % de H<sub>2</sub>O inicial. El Ol siempre es la primera fase en cristalizar, seguida por Cpx a 1 y 3 % de H<sub>2</sub>O inicial y por Spl a 5 % de H<sub>2</sub>O inicial. En los 3 escenarios de saturación de H<sub>2</sub>O inicial la composición promedio de los cristales de Fsp es predominantemente de An, con menor contenido de Ab y Sa, mientras que el Ol es rico en Fo.

A presiones iniciales de **500 y 700 MPa** la asociación mineral es la misma que a 200 MPa, con la excepción de la cristalización de Bt (en cantidades inferiores al 1 %) desde 1 hasta 5 % de H<sub>2</sub>O inicial, presentando una composición predominante de Phl. En ambos casos, a 1 % de H<sub>2</sub>O el Opx es la primera fase en cristalizar, seguida de Cpx, presentándose Ol rico en Fa en las últimas etapas de cristalización; en

cambio, a 3 y 5 % el Ol rico en Fo es la primera fase en cristalizar, seguida generalmente de Cpx. Todas las modelizaciones presentan cristales de Fsp cuya composición promedio dominante es de Ab, con menor contenido de An y escaso de Sa, a excepción de los modelos a 500 MPa de presión inicial y 1 % de H<sub>2</sub>O inicial, en el que la composición promedio es mayormente rica en Sa. En las modelizaciones de 700 MPa y contenidos iniciales de H<sub>2</sub>O de 1 y 3 % destaca una escasa presencia de Lct ( $\leq 1$  %).

En comparación con los escenarios anteriores, a una presión inicial de **1000 MPa** la variación del contenido de H<sub>2</sub>O inicial tiene un mayor impacto en las fases minerales que cristalizan: en primera instancia el Opx es la primera fase en cristalizar en los tres escenarios de H<sub>2</sub>O inicial modelizados, seguido de Cpx, Spl y Fsp, desapareciendo el Ol rico en Fo como fase estable. A 1 % de H<sub>2</sub>O inicial la asociación mineral fraccionada es similar a la que ocurre a 700 MPa con 1 % de H<sub>2</sub>O inicial, pero sin la presencia de Bt y formando escasísimo Ol mayormente rico en Fa. A 3 % de H<sub>2</sub>O inicial los Rhm-Ox desaparecen como fases estables y en su lugar cristaliza Qz (<1 %), además de aumentar el contenido de Spl y Bt. En cambio, a 5 % de H<sub>2</sub>O inicial aparece Amp como fase estable, estando enriquecido en Prg.

#### Modelizaciones isobáricas

Ninguna de las modelizaciones isobáricas logra reproducir líquidos residuales de alto sílice (>72 %) similares a las riolitas del AVLD.

Las modelizaciones isobáricas a 200 MPa de presión con 1 y 5 % de H<sub>2</sub>O inicial logran producir líquidos residuales que finalizan en una composición riolítica de bajo sílice (<72 % de SiO<sub>2</sub>) a través de la fraccionación de Ol + Opx + Cpx + Fsp  $\pm$  Spl + Rhm-Ox  $\pm$  Ap  $\pm$  Bt  $\pm$  Qz  $\pm$  Lct, representando entre el 79 y 87 % de sólidos fraccionados.

En cambio, el resto de las condiciones de presión modelizadas (500, 700 y 1000 MPa) finalizan en composiciones dentro del espectro de basaltos-andesitas en términos de contenido de SiO<sub>2</sub> después de 74 a 95 % de sólidos fraccionados; sin embargo, estas modelizaciones alcanzan composiciones dacíticas (<68 % de SiO<sub>2</sub>) en etapas previas de cristalización. En estas modelizaciones, la asociación mineral fraccionada es similar a la presentada a 200 MPa, con la excepción de una escasa presencia de Amp a 500 MPa y 5 % de H<sub>2</sub>O inicial, así como una abundante cantidad de Gt a partir de presiones iniciales  $\geq$  700 MPa.

Los cristales de Fsp son los principales sólidos fraccionados a 1 % de H<sub>2</sub>O inicial en un rango de presiones de 200 a 1000 MPa, mientras que el Cpx es la principal fase fraccionada a 3 y 5 % de H<sub>2</sub>O inicial a 500 MPa y a 1 y 3 % de H<sub>2</sub>O inicial a 1000 MPa. En tanto, el Grt es la principal fase fraccionada a 5 % de H<sub>2</sub>O inicial a 1000 MPa.

A **200 MPa**, todas las modelizaciones incluyen la cristalización de Ol + Opx + Cpx + Fsp + Spl, siendo siempre el Ol la primera fase en cristalizar. A 1 % de H<sub>2</sub>O inicial aparecen Ap, Rhm-ox, Bt, Lct y Qz en bajas cantidades (<1 %), y las cuales están ausentes a 3 % de H<sub>2</sub>O inicial. En estos dos escenarios el Cpx

es la segunda fase en cristalizar. En cambio, a 5 % de H<sub>2</sub>O inicial la Spl es la segunda fase mineral en cristalizar después del Ol, y se presentan bajas cantidades (<1 %) de Ap, Bt, Lct, Rhm-ox y Qz. En los tres escenarios de H<sub>2</sub>O modelizados el Opx cristaliza siempre después del Fsp y/o Spl.

A **500 MPa**, todas las modelizaciones incluyen la cristalización de Opx + Cpx + Fsp + Spl + Ap + Lct + Qz. Los cristales de Spl son fraccionados en todas las modelizaciones, disminuyendo su abundancia a 5 % de H<sub>2</sub>O inicial. De manera similar, a H<sub>2</sub>O iniciales de 1 y 3 % se presentan bajas cantidades de Ap (<1 %). A 1 % de H<sub>2</sub>O inicial el Opx es la primera fase en cristalizar, pero no se forma Ol. En cambio, a 3 % de H<sub>2</sub>O inicial el Ol aparece como fase estable, siendo la primera en cristalizar. A 5 % destaca la ausencia de Bt y la presencia de Gt y Amp como fases estables, siendo abundante la fraccionación de Gt (14.2 %) e ínfima la de Amp (<0.5 %).

A **700 MPa**, todas las modelizaciones incluyen la cristalización de Opx + Cpx + Fsp + Spl + Lct + Qz + Gt. Los cristales de Spl son fraccionados en todas las modelizaciones en cantidades similares (3.9-5.3 %), por lo que su presencia no se ve controlada por el contenido de H<sub>2</sub>O inicial. En cambio, cristales de Ap y Rhm-Ox sólo se presentan en bajas cantidades (<1 %) a H<sub>2</sub>O iniciales de 1 y 3 %. A 1 % de H<sub>2</sub>O inicial no se forman cristales de olivino, y en su lugar el Opx es la primera fase en cristalizar, seguida de Cpx; además, aparecen bajas cantidades (<1 %) de Bt y Gt. A 3 % la asociación mineral es similar, con la excepción de que el Ol resulta una fase estable, siendo la primera en cristalizar, seguida de Opx y Cpx; en cambio, la Bt desaparece como fase estable. A 5 % el Cpx cristaliza antes que el Opx, y se observa la ausencia de Ap y Rhm-ox,

A **1000 MPa**, todas las modelizaciones incluyen la cristalización de Opx + Cpx + Fsp + Lct + Ap + Gt, éste último siendo fraccionado en abundante cantidad (13.5-28 %). Destaca la ausencia de Ol en los tres escenarios de H<sub>2</sub>O inicial modelizados, siendo siempre el Opx la primera fase mineral en cristalizar, seguida de Cpx.

#### Anexo IV. Modelizaciones de elementos mayores con Rhyolite-MELTS

**Tabla I.** Parámetros y resultados de las modelizaciones polibáricas de cristalización fraccionada bajo condiciones NNO usando Rhyolite-MELTS v1.2.0 (Gualda *et al.*, 2012; Ghiorso & Gualda, 2015).

P <sub>inicial</sub> (MPa)	P <sub>final</sub> (MPa)	T <sub>liquidus</sub> (°C)	T <sub>final</sub> (°C)	ΔP (MPa)	ΔT (°C)	ΔP/ΔT	H <sub>2</sub> O <sub>i</sub> (% en peso)	SiO <sub>2</sub> a T <sub>final</sub>	Grado de fraccionamiento cristalino <sup>1</sup> (% en peso)	Secuencia de fases minerales fraccionadas (% en peso)
200	28.5	1229.1	730	35	10	3.5	1	77.8	86.6	Ol (10.09) → Cpx (18.49) → Fsp (47.19) → Spl (6.17) → Opx (3.63) → Ap (0.61) → Rhm-ox (0.35) → Qz (0.04);
200	42.5	1182.6	730	35	10	3.5	3	77.0	81.3	Ol (11.18) → Cpx (17.18) → Spl (6.21) → Fsp (43.11) → Opx (2.97) → Ap (0.5) → Rhm-ox (0.15)
200	35.5	1213.9	740	35	10	3.5	5	77.3	79.7	Ol (11.09) → Spl (5.99) → Cpx (16.7) → Fsp (42.23) → Opx (3.05) → Ap (0.5) → Rhm-ox (0.09)
500	84	1254.1	730	80	10	8	1	70.9	89.5	Opx (13.95) → Cpx (23.36) → Fsp (43.75) → Spl (6.6) → Ap (0.63) → Rhm-ox (0.28) → Ol (0.14) → Bt (0.77)
500	59	1204.1	710	90	10	9	3	76.1	82.3	Ol (6.57) → Cpx (22.74) → Spl (7.25) → Fsp (38.92) → Opx (5.4) → Ap (0.45) → Rhm-ox (0.05) → Bt (0.94)
500	68	1244.9	700	80	10	8	5	75.8	77.6	Ol (7.72) → Cpx (21.55) → Spl (7.31) → Fsp (35.2) → Opx (5.12) → Ap (0.35) → Bt (0.30)
700	95	1289.3	730	110	10	11	1	70.7	90.4	Opx (11.46) → Cpx (27.78) → Fsp (42.54) y Spl (6.38) → Ap (0.63) → Rhm-oxide (0.35) → Bt (0.70) → Lct (0.51) → Ol (0.04)
700	76	1217.6	690	120	10	12	3	75.1	85.3	Ol (1.74) → Opx (8.33) → Cpx (28.39) → Spl (8.37) → Fsp (34.58) → Bt (1.44) → Lct (1.02) → Ap (0.44) → Qz (1.02)
700	76	1182.0	700	130	10	13	5	75.4	76.8	Ol (7.92) → Cpx (24.08) → Opx (4.44) → Spl (6.88) → Fsp (32.63) → Ap (0.29) → Bt (0.56)
1000	115.5	1338.3	720	145	10	14.5	1	71.3	91.9	Opx (9.66) → Cpx (32.39) → Spl (5.92) → Fsp (39.95) → Ap (0.59) → Rhm-ox (0.45) → Bt (0.54) → Lct (2.07) → Ol (0.05)
1000	104	1264.7	700	160	10	16	3	73.7	82.8	Opx (9.81) → Cpx (31.51) → Spl (8.24) → Fsp (27.38) → Ap (0.28) → Bt (1.22) → Lct (4.15) → Qz (0.17)
1000	20	1211.1	650	175	10	17.5	5	77.7	85.0	Opx (10.34) → Cpx (29.47) → Spl (9.10) → Fsp (28.10) → Amp (0.70) → Lct (2.50) → Bt (0.98) → Ap (0.59) → Qz (3.21)

<sup>1</sup> Valores que corresponden a la cantidad de sólidos fraccionados en las modelizaciones.

## Anexo IV. Modelizaciones de elementos mayores con Rhyolite-MELTS

**Tabla II.** Parámetros y resultados de las modelizaciones isobáricas de cristalización fraccionada bajo condiciones NNO usando Rhyolite-MELTS v1.2.0 (Gualda *et al.*, 2012; Ghiorso & Gualda, 2015).

P <sub>inicial</sub> (MPa)	P <sub>final</sub> (MPa)	T <sub>liquidus</sub> (°C)	T <sub>final</sub> (°C)	ΔP (MPa)	ΔT (°C)	ΔP/ΔT	H <sub>2</sub> O <sub>i</sub> (% en peso)	SiO <sub>2</sub> a T <sub>final</sub> [SiO <sub>2</sub> max] *	Grado de fraccionamiento cristalino * 1 (% en peso)	Secuencia de fases minerales fraccionadas (% en peso)
200	200	1229.1	650	0	10	0	1	70.9 [71.4]	87.1 [86.5]	Ol (8.80) → Cpx (19.09) → Fsp (46.81) → Spl (6.10) → Opx (5.09) → Ap (0.43) → Rhm-ox (0.38) → Bt (0.24) → Lct (0.01) → Qz (0.15)
200	200	1182.6	850	0	10	0	3	61.2	57.3	Ol (10.12) → Cpx (17.32) → Spl (5.63) → Fsp (22.14) → Opx (2.06)
200	200	1213.9	650	0	10	0	5	70.5 [71.6]	79.0 [76.3]	Ol (9.53) → Spl (6.70) → Cpx (18.09) → Fsp (37.99) → Opx (4.04) → Ap (0.12) → Bt (0.67) → Lct (0.87) → Rhm-ox (0.01) → Qz (0.95)
500	500	1254.1	650	0	10	0	1	61.2 [64.5]	92.5 [91.4]	Opx (11.45) → Cpx (28.71) → Fsp (43.59) → Spl (6.05) → Ap (0.53) → Rhm-ox (0.37) → Bt (0.52) → Lct (1.17) → Qz (0.12)
500	500	1204.1	660	0	10	0	3	57.0 [66.4]	85.3 [78.8]	Ol (5.56) → Cpx (27.17) → Opx (7.32) → Fsp (25.67) → Spl (6.06) → Ap (0.09) → Lct (9.92) → Bt (0.52) → Qz (2.59)
500	500	1244.9	650	0	10	0	5	57.3 [65.4]	82.4 [74.3]	Ol (7.92) → Cpx (24.78) → Opx (1.51) → Grt (14.22) → Fsp (13.46) → Spl (1.97) → Amp (0.44) → Lct (14.16) → Qz (3.93)
700	700	1289.3	650	0	10	0	1	51.8 [64.2]	95.1 [92.1]	Opx (9.99) → Cpx (32.92) → Spl (5.34) → Fsp (40.84) → Ap (0.55) → Rhm-ox (0.66) → Grt (1.11) → Bt (0.36) → Lct (2.10) → Qz (1.19)
700	700	1217.6	650	0	10	0	3	55.2 [67.5]	87.8 [77.8]	Ol (0.86) → Opx (7.25) → Cpx (31.17) → Spl (3.95) → Grt (13.35) → Ap (0.28) → Fsp (15.89) → Rhm-ox (0.22) → Lct (10.73) → Qz (4.12)
700	700	1182.0	650	0	10	0	5	54.7 [64.6]	79.6 [71.3]	Ol (5.31) → Cpx (26.56) → Opx (2.28) → Spl (4.10) → Grt (15.35) → Fsp (8.47) → Lct (12.95) → Qz (4.57)
1000	1000	1338.3	650	0	10	0	1	50.2 [62.6]	95.6 [89.4]	Opx (7.06) → Cpx (33.87) → Grt (13.52) y Wht (0.17) → Fsp (34.23) y Ap (0.45) → Rhm-ox (1.19) → Spl (1.36) → Lct (2.74) → Qz (0.92) → Bt (0.06)
1000	1000	1264.7	720	0	10	0	3	62.7	74.0	Opx (7.96) → Cpx (27.93) → Grt (23.5) → Ap (0.68) → Fsp (7.48) → Lct (6.80)
1000	1000	1211.1	650	0	10	0	5	53.9 [62.7]	80.4 [73.1]	Opx (8.85) → Cpx (21.35) → Spl (1.15) → Grt (27.95) → Ap (0.22) → Spl (1.15) → Fsp (6.00) → Lct (11.42) → Qz (3.50) → Spn (0.01)

\* Valores que corresponden a la cantidad de sólidos fraccionados en las modelizaciones. \* En algunas modelizaciones se produjo un descenso del SiO<sub>2</sub> del líquido residual en las últimas etapas de cristalización, por lo que entre corchetes se reporta la concentración máxima de SiO<sub>2</sub> que se alcanzó en dichas modelizaciones, así como los grados de fraccionamiento cristalino correspondiente.

## REFERENCIAS DEL ANEXO IV

- Behrens, H., & Gaillard, F. (2006). Geochemical aspects of melts: volatiles and redox behavior. *Elements*, 2(5), 275-280.
- Ghiorso, M. S., & Sack, R. O. (1995). Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2-3), 197-212.
- Gualda, G. A., Ghiorso, M. S., Lemons, R. V., & Carley, T. L. (2012). Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53(5), 875-890.
- Luhr, J. F., & Carmichael, I. S. (1980). The colima volcanic complex, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71(4), 343-372.
- Nelson, S. A. (1980). Geology and petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 91(11\_Part\_II), 2290-2431.
- Scailliet, B., & Pichavant, M. (2005). A model of sulphur solubility for hydrous mafic melts: application to the determination of magmatic fluid compositions of Italian volcanoes. *Annals of Geophysics*.
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187.
- Witter, J. B., Kress, V. C., & Newhall, C. G. (2005). Volcán Popocatepetl, Mexico. Petrology, magma mixing, and immediate sources of volatiles for the 1994–present eruption. *Journal of Petrology*, 46(11), 2337-2366.

## ANEXO V. RESULTADOS DE TERMOBAROMETRÍA E HIGROMETRÍA DE ANFÍBOL

**Tabla I.** Resultados de termobarometría e higrometría de anfíbol utilizando la metodología propuesta por [Ridolfi et al. \(2010\)](#).

Muestra	Atexcac (1704)				Piedras Negras (1878)					
	C5-MAnf-1a	C7-FAnf-1a	C9-FAnf-2a	C10-FAnf-1a	C1b-MAnf-1a	C3-FAnf-1a	C3b-FAnf-1a	C4-FAnf-2a	C5-MGAnf-1a	C5b-MGAnf-1a
<b>Crystal</b>										
<b>Tamaño *</b>	Mic	Mac	Mic	Mac	Mic	Mac	Mic	Mac	Meg	Meg
<b>Ubicación del análisis</b>	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro
<b>ELEMENTOS MAYORES (% en peso)</b>										
SiO <sub>2</sub>	40.09	40.82	40.05	40.40	42.10	40.79	41.63	40.52	42.56	41.72
TiO <sub>2</sub>	2.99	2.94	2.97	2.66	2.75	2.58	2.64	2.46	2.39	2.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.31	12.08	12.52	13.80	12.82	13.34	11.65	13.82	12.34	12.52
FeO	13.01	12.54	13.16	13.83	12.59	15.86	12.60	14.80	11.17	10.91
MnO	0.13	0.14	0.14	0.14	0.14	0.15	0.10	0.32	0.09	0.10
MgO	14.07	14.25	13.87	12.90	13.78	12.07	14.71	11.15	14.96	15.07
CaO	10.84	11.03	11.14	10.95	11.11	10.91	11.23	10.86	11.19	11.07
Na <sub>2</sub> O	2.46	2.57	2.49	2.52	2.56	2.50	2.39	2.33	2.55	2.70
K <sub>2</sub> O	0.51	0.54	0.58	0.67	0.53	0.45	0.39	0.00	0.45	0.46
<b>Total</b>	96.40	96.90	96.91	97.86	98.37	98.64	97.33	96.26	97.69	96.91
<b>#Al ** 1</b>	0.00	0.02	0.01	0.09	0.10	0.08	0.00	0.17	0.09	0.08
<b>CONDICIONES FISICOQUÍMICAS DE CRISTALIZACION <sup>1</sup></b>										
H <sub>2</sub> O <sub>amp</sub> (% en peso)	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
T (°C)	991	982	996	998	973	976	967	975	968	982
Incertidumbre (σ <sub>est</sub> )	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
P (MPa)	407	381	429	572	436	506	334	613	386	413
Incertidumbre (Error máximo)	45	42	47	63	48	56	37	153	42	45
Profundidad en la corteza continental (km) ***	15.4	14.4	16.2	21.6	16.5	19.1	12.6	23.2	14.6	15.6
ΔNNO	0.94	0.89	0.79	0.49	0.7	0.3	1.1	0.0	1.1	1.2
log (fO <sub>2</sub> )	-9.38	-9.57	-9.44	-9.65	-9.9	-10.2	-9.6	-10.5	-9.7	-9.3
Incertidumbre (σ <sub>est</sub> )	0.40	0.40	0.40	0.40	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
H <sub>2</sub> O <sub>líquido</sub> (% peso)	5.37	5.14	5.34	6.67	6.3	7.2	5.3	9.7	5.9	5.7
Incertidumbre	0.80	0.77	0.80	1.00	0.9	1.1	0.8	1.5	0.0	0.9

<sup>1</sup> Las condiciones fisicoquímicas de cristalización de los anfíboles y el #Al fueron determinados con la hoja de cálculo Amp-BT.xls provista por [Ridolfi et al. \(2010\)](#). \* **Tamaño de cristal:** Mac: macrocristal; Mic: microcristal; Meg: megacristal. \*\* #Al=Al<sup>vi</sup>/(Al<sup>iv</sup>+Al<sup>vi</sup>), a.p.u.f.; calculados en base 13 cationes según [Leake et al. \(1997\)](#). \*\*\* Considerando una densidad de la corteza continental de 2700 kg/m<sup>3</sup>.