



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES, MORELIA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA UNIDAD MICHOACÁN
PETROLOGÍA, GEOQUÍMICA, YACIMIENTOS GEOTÉRMICOS Y MINERALES

Estudio petrológico sobre el control de cúmulos de cristales e intrusiones máficas
en el emplazamiento de depósitos piroclásticos y lavas riolíticas del Complejo
Caldera de Acoculco, México.

TITULACIÓN POR TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
MARIO EMMANUEL BOIJSEAUNEAU LÓPEZ

Tutor: GIVANNI SOSA CEBALLOS
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

MORELIA, MICHOACÁN ENERO DE 2024.



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.

AGRADECIMIENTOS

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra-UNAM por la formación académica.

Al Consejo Nacional de Humanidades Ciencias y Tecnologías (**CONAHCyT**) por la beca otorgada para la realización de estudios de Maestría/Doctorado.

Al proyecto #15 del CEMIE-Geo y al WP4.4 de GEMEX por financiar los estudios presentados en esta tesis

A mis padres María de Lourdes López Leyva, Alejandro Carvajal y Amelia López Leyva, por estar siempre para mí y apoyarme a cumplir todas mis metas y sueños.

Agradezco a Dahian Hernández Romero y familia su acompañamiento durante la elaboración de este trabajo, gracias por su cariño y apoyo incondicional durante todo este tiempo. Gracias Dahian, esto no hubiera sido posible sin tu apoyo y amor.

A Miguel Calixto Rojas por tantos años de consejos y aventuras.

A mi familia que siempre ha impulsado mi carrera y me motiva a seguir adelante.

Deseo brindar un generoso agradecimiento a los técnicos e investigadores: Irma Fabiola Mendiola López por su ayuda en la preparación de muestras, Felipe García Tenorio por la elaboración de láminas delgadas y apoyo en campo, Guillermo Cisneros Máximo por apoyo en la elaboración de mapas, Silvestre Cardona Melchor y Gabriela Reyes por su colaboración en microanálisis, Noemí Salazar Hermenegildo por los análisis de microsonda, Gabriela Farfán por su apoyo en la interpretación y análisis de difracción de rayos X. A Benjamin Andrews por su apoyo en la discusión y revisión del artículo doctoral

Quisiera agradecer también a Giovanni Sosa, José Luis Macías y Peter Schaaf por su orientación académica y ser mis ejemplos a seguir durante toda mi estancia en el posgrado.

A mis colegas y amigos Daniel Tapia, Johana Andrea Gómez Arango, Juan Daniel Pérez, Víctor Manuel del Ángel, Xavier Bolós, Darío Torres, Denis Avellán, Gabriela Gómez, Adrián Jiménez, Oscar Hernández y Delphine Sourisseau por sus consejos, apoyo moral, discusiones, cervezas, aventuras, risas, llanto, amistad y todo aquello que vivimos este tiempo juntos.

A todos aquellos que no aparecen en este texto, pero, directa o indirectamente ayudaron a que este trabajo se concluyera.

Contenido

RESUMEN	7
ABSTRACT.....	8
1 INTRODUCCIÓN	9
1.1 ANTECEDENTES.....	12
1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y JUSTIFICACIÓN.....	16
1.3 OBJETIVO GENERAL.....	18
1.4 OBJETIVOS PARTICULARES.....	18
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	19
3 METODOLOGÍA	21
4 RESULTADOS	26
4.1 ACTIVIDAD FÉLSICA POST-CALDERA EN EL COMPLEJO CALDERA DE ACOCULCO	27
4.2 IGNIMBRITA PIEDRAS ENCIMADAS (PEI).....	29
4.2.1 ESTRATIGRAFÍA	29
4.2.2 PETROGRAFÍA.....	30
4.2.3 GEOQUÍMICA	32
4.2.4 QUÍMICA MINERAL	36
5 VULCANISMO MOGENÉTICO INTRA-CALDERA Y EXTRA-CALDERA.....	41
5.1.1 ESTRATIGRAFÍA	41
5.1.2 PETROGRAFÍA.....	43
5.1.3 GEOQUÍMICA	44
6 DISCUSIÓN.....	47
6.1 LA IGNIMBRITA PIEDRAS ENCIMADAS	47
6.2 ALMACENAMIENTO PREVIO A LA ERUPCIÓN	48
6.3 MOVILIZACIÓN A LA SUPERFICIE	54
6.4 ALTERACIÓN HIDROTHERMAL	55
6.5 OH estructural como proxy trazador de procesos hidrotermales	57
6.6 LAS RIOLITAS EN EL ACC Y SU RELACIÓN CON EL “CRYSTAL MUSH”	59
6.7 IMPACTO Y DISTRIBUCIÓN DEL VULCANISMO MOGENÉTICO EN LA REGIÓN DEL ACC	62
6.8 GEOQUÍMICA Y PETROLOGÍA DE LOS PRODUCTOS MÁFICOS EXTRA- E INTRA- CALDERA	63
6.9 RELACIÓN ENTRE EL MAGMATISMO MÁFICO Y FÉLSICO EN FUNCIÓN DEL ARREGLO TECTONO-ESTRUCTURAL DEL ACC	66
7 CONCLUSIONES	67
8 BIBLIOGRAFÍA	69

Figura 1 Ubicación del Complejo de Caldera de Acoculco (ACC) dentro de la Faja Volcánica Trans mexicana (TMVB).	10
Figura 2 Mapa geológico simplificado de la ACC, según Sosa-Ceballos et al. (2018) y Avellán et al. (2019). El mapa contiene la distribución de las rocas del basamento, calizas (Ksl), Peñuela y Quexnol (Mv), y las unidades volcánicas; Vulcanismo pre-caldera (Pc), volcanismo Syn-caldera (Sc), volcanismo post-caldera early-post caldera (Epc), late post-caldera (Lpc) y volcanismo extracaldera (ATVF). Las líneas rojas representan las fallas (después de Calcagno et al. 2019) en el área que forman fallas normales (NE-SW) y estructuras graben-horst. (Modificado de Pérez-Orózcó et al. 2021 y Boijseauneau-López et al. 2023). Al = Ignimbrita Acoculco, TI = Ignimbrita Tecoloquillo, PEI = Ignimbrita Piedras Encimadas.....	11
Figura 3 Esquema simplificado del modelo de un "crystal mush" dónde se revela la relación con un sistema volcánico a partir de la movilización generada por intrusiones máficas. Modificado de Greater et al (2015). El complejo volcánico Ōkātina (Centro Volcánico Ōkātina, también escrito como Okātina) está ubicado en la Zona Volcánica Taupō de la Isla Norte de Nueva Zelanda. Presenta altas tasas de actividad volcánica riolítica explosiva, aunque su última erupción fue basáltica.	13
Figura 4. Columna estratigráfica del Complejo Caldera de Acoculco (modificado de Avellán et al 2019). En el recuadro rojo se muestra la posición estratigráfica de la Ignimbrita Piedras Encimadas (PEI) dentro del ACC.	20
Figura 5 Columna estratigráfica esquemática donde se muestra la posición estratigráfica en la cual fueron colectadas las muestras de la PEI. Las fotos exponen la textura y aspecto general de las muestras colectadas en campo. Se puede apreciar que, en la cima, el depósito no se encuentra consolidado y su nivel de consolidación se incrementa a profundidad. También es notorio que no existen fragmentos de líticos ni de pómez.	22
Figura 6. Mapa de localización con la ubicación de las muestras analizadas en este estudio. Los puntos negros representan las muestras de la PEI, mientras que los triángulos verdes representan muestras de F1 y triángulos amarillos muestras de F2.....	23
Figura 7 Textura en muestra de mano de la PEI. En esta foto se muestra la textura general de la PEI.....	29
Figura 8 Fotografías que muestran las características de la PEI: a) La parte superior no soldada del depósito, b) la parte central soldada del depósito con patrones de fracturas, c) La parte inferior soldada del depósito se aprecia fracturada, y d) un fenocristal de feldespatos.	30
Figura 9. Fotomicrografías de cuatro muestras de la PEI en luz polarizada cruzada. a) el ensamble mineral está formado por fenocristales de feldespatos y cuarzo en una matriz formada fundamentalmente por cristales de tridimita y cristobalita; b) fenocristales de feldespatos subhedrales, redondeados y de aspecto roto. c) a lo largo del depósito existen algunos fenocristales de anortoclasa con textura de exsolución y bordes redondeados, sin embargo, menos del 1 % de los cristales presentan esta textura; d) fenocristal de feldespatos con textura tamiz, bordes redondeados y maclados	31
Figura 10 Diagrama de álcalis total vs sílice de las rocas del Complejo de la Caldera de Acoculco (ACC, campo rojo), PE = Ignimbrita Piedras Encimadas, Tc = Ignimbrita Tecoloquillo, los símbolos de cruz azul representan las de G1 y los símbolos de diamantes representan a las de G2, F1 vulcanismo máfico intra-caldera y F2 extra-caldera. También se muestra un marcado gap composicional entre andesitas y riolitas para todas las rocas del ACC.	32
Figura 11 Diagramas de elementos traza y de tierras raras (REE), normalizados a la condrita (izquierda) y al manto primitivo (derecha; Sun y McDonough, 1989). Símbolos como en la Fig. 4. La muestra de xenolitos	

corresponde a una muestra reportada por Sosa-Ceballos et al. (2018). Las composiciones de Tc se obtuvieron de Pérez-Orozco et al. (2021).....	34
Figura 12 a) Diagrama Zr+Nb+Y+Ce vs SiO ₂ de las riolitas del ACC. b) El diagrama Rb/Ba vs Rb muestra la relación entre la cristalización y la fusión parcial del ACC. c) El #Mg vs SiO ₂ de las riolitas de la PEI muestra los bajos contenidos de #Mg de la mayoría de las muestras. d) Diagrama La/Sm vs La, e) Diagrama Eu/Eu* vs SiO ₂	35
Figura 13 Transecto composicional de feldespato, a) Imagen de electrones secundarios de un cristal de anortoclasa, b) Transecto de composición (A - A') de anortoclasa. En esta imagen se observa la ligera variación de composición desde el centro hasta el borde donde el centro tiende a ser más potásico. c) Diagrama de clasificación de feldespato que muestra bajas variaciones de composición de feldespato. Tomado de Boijseauneau-López et al. (2023)	36
Figura 14 Composición de la matriz mostrada como a) Mapas de rayos X de la matriz y el feldespato. Los mapas de rayos X semicuantitativos muestran la composición homogénea del fenocristal de anortoclasa y la composición de la matriz que está formada enteramente por polimorfos de cuarzo y fragmentos de anortoclasa. La escala lateral muestra las concentraciones relativas de Si, K y Na en intensidades relativas [unidades arbitrarias]. b) Diagrama de álcalis total vs sílice de la matriz realizada con análisis cuantitativo EPMA para tener una referencia composicional.	37
Figura 15 Espectros Raman de microcristales que rodean fenocristales de diferentes posiciones estratigráficas, así como un espectro de feldespato característico (Fritz et al., 2005). b) Espectros FTIR de cristales de tridimita y anortoclasa del fondo del LA PEI. Se debe considerar que las bandas OH-H ₂ O (3000-3800 cm ⁻¹) no muestran dislocación estructural/defectos de agua o hidroxilo.....	38
Figura 16 Patrones de difracción de rayos X representativos de las muestras de PEI (negro) con ajustes de refinamiento de Rietveld (gris) y ajustes de fondo (discontinuos rojos) promediados en tres réplicas de muestras. Las posiciones de los picos de las fases minerales de referencia se muestran arriba con los picos más dominantes resaltados en negro (Harlow 1982; Levien et al. 1980; Downs y Palmer 1994; Hirose et al. 2005; Lee y Xu 2019).....	39
Figura 17 a) y b) muestran micrografías de cristales de Ferropseudobrookita y Ulvospinel de la muestra PEI-1904 con transectos a-a' y b-b'. c) y d) muestra las concentraciones de FeO _{total} (línea azul y rectángulos) y TiO ₂ (línea verde y rectángulos) vs distancia (µm), mostrando también sus correspondientes diagramas de clasificación de óxidos. La ferropseudobrookita tiene una composición relativamente consistente a lo largo del transecto a - a'. El desequilibrio en a y b se evidencia por la forma redondeada y los bordes de bahía de los cristales. Los cambios en la composición de la ulvospinel tienden a ser más extremos que los observados en la ferropseudobrookita. Tomado de Boijseauneau-López et al. (2023).	40
Figura 18 Fotografía que muestra las características del cerro El Tecolote y los halos de alteración presentes.	41
Figura 19 Fotografía que muestra los depósitos piroclásticos de caída de las unidades F2, conos de escoria Amanalco. La alteración hidrotermal ocurre también en estas estructuras extra-caldera generando patrones de oxidación y precipitación de minerales carbonatados de colores blancos.	42
Figura 20 Fotomicrografías de dos muestras G1 en luz polarizada cruzada. La paragénesis mineral está formada por cristales de feldespato, olivino, piroxeno y una matriz vítrea; a) los fenocristales de plagioclasa a menudo tienen texturas de desequilibrio, como bordes redondeados y textura de tamiz; b) glomeropórfido de olivino, piroxeno y plagioclasa (Ol, Px y Pl)	43

Figura 21 Fotomicrografías de dos muestras de F2 en luz polarizada cruzada. a) La paragénesis mineral está formada de feldespato, olivino, piroxeno y una matriz vítrea; a) La presencia de plagioclasa como fenocristal es reducida, no obstante, es abundante como microlito b) muestra microfenocristales de olivino y piroxeno alterados	44
Figura 22 Diagramas binarios de elementos traza, normalizados en base anhidra y en ppm, SiO ₂ en wt% de F1, triángulos verdes y F2 triángulos amarillos	45
Figura 23 a) Mapa de campo magnético reducido al polo (MFRP) de la región ACC modificado de Avellan et al. (2020); EAC1 y EAC2 representan los pozos de CFE. Propongo que las anomalías caracterizadas por -25 a 25 [nT] (centro y NE de la caldera) representan intrusiones máficas que contribuyeron a formar el crystal mush y su movilización a la superficie; los magmas máficos no solo se estancan en profundidad, sino que también forman los volcanes monogenéticos en el lado este de la caldera. b) Perfil de sección transversal simplificado (A-A') que muestra la ubicación de intrusiones superficiales y restos interpretados a partir del mapa MFRP. Dada la naturaleza rica en cristales del PEI, sugerimos que el mush era muy superficial dónde las fallas normales y el arreglo tectónico facilitó su extracción a la superficie. Tomado de Boijseauneau-López et al. (2023).....	50
Figura 24 Diagrama experimental de Or (% mol), P(MPa) vs T (°C). La línea negra continua representa un líquidus de anortoclasa para un magma riolítico per alcalino subsaturado en agua a una fugacidad de NNO +0.8. Las líneas verdes y azules punteadas representan la curva de precipitación de anortoclasa en función de la temperatura para un magma riolítico per alcalino hidratado. La intensidad del color representa el contenido de H ₂ O disuelto. La zona naranja representa la composición general de las anortoclasas de LA PEI con base en su contenido de Or (% mol). La grafica insertada dibuja las curvas experimentales de variación en la fracción molar de anortoclasa en experimentos de descompresión para tiempos de 288 y 175 hrs. Esto explica que el cambio composicional en las anortoclasas es poco en periodos prolongados de tiempo a condiciones de “undercooling”. Datos tomados de Arzilli et al. 2020.....	53
Figura 25 Espectrogramas de micro FTIR, en verde se puede observar el espectro de un cristal de anortoclasa en las bandas 3000 – 4000 cm ⁻¹ sin contenido de OH y en rojo se aprecia el espectro de la matriz con notables picos en las bandas 3700 y 3400 cm ⁻¹	58
Figura 26 Diagrama donde se muestra la normalización de los elementos de la PEI vs la composición de un xenolito de roca intrusiva reportada por Sosa-Ceballos et al. (2018).....	60
Figura 27 Modelo esquemático de la petrogénesis de las riolitas en el ACC. La generación de múltiples composiciones de fundidos en el ACC está impulsada por la cristalización fraccionada de magmas intermedios relacionados con la subducción y los extractos de mush de cuerpos intrusivos per alcalinos de tipo A. LA PEI y otras riolitas ACC parecen ser fundidos puros extraídos del crystal mush. La capa inferior de magmas máficos lleva a algunas partes del cuerpo plutónico caliente a un estado de mush. La adición de calor también reduce la densidad de las partes cristalinas del Plutón aumentando su flotabilidad. Tomado de Boijseauneau-López et al. (2023).....	61
Figura 28 Rb/Nb vs a) Rb ppm, b) SiO ₂ wt%. La divergencia de los puntos observada en los diagramas sugiere que los miembros más evolucionados no pudieron ser generados solamente por cristalización fraccionada pura, lo que implica que la evolución de estas rocas está más ligada a procesos adicionales de masa que producen un enriquecimiento de la relación Rb/Nb. Figuras verdes F1, amarillas F2. Adicionalmente se agregaron datos de otras erupciones monogenéticas, triángulos azules y círculos rojos, descritas por Avellán et al. 2019 y con los datos geoquímicos de Sosa-Ceballos et al. 2021.	65

RESUMEN

La actividad silícica del Complejo Caldera de Acozulco (ACC), Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM), comenzó su actividad durante el Pleistoceno ~2.6 Ma produciendo una serie de lavas y piroclastos de composición andesítica-riolítica hasta el final de la actividad post caldérica ~0.016 Ma. La ignimbrita Piedras Encimadas (PEI) es una de las erupciones riolíticas más importantes en el ACC, debido a su gran abundancia en cristales, a que tuvo una distribución muy amplia y a la ausencia de fragmentos de pómez y baja proporción de líticos en sus depósitos. Los depósitos de la PEI están constituidos casi en su totalidad por cristales de feldespato y polimorfos de sílice con tamaños que van desde $\leq 5 \mu\text{m}$ hasta tamaños centimétricos, en menor proporción ($\leq 1 \text{ vol.}\%$), plagioclasas y óxidos de Fe-Ti con texturas de exsolución. La mayoría de las rocas del ACC presentan una afinidad calco alcalina, pero, los análisis de elementos mayores y traza de la PEI, y otras riolitas (por ejemplo, de la Ignimbrita Tecoloquillo, TEQ), tienen composición per-alcalina. En este trabajo fueron realizados análisis de difracción de rayos X (DRX), espectroscopia infrarroja por transformada de Fourier FTIR, espectroscopía Raman y microsonda electrónica (EPMA) para examinar el origen y las causas de la alta cristalinidad de la PEI. Los resultados de este estudio demuestran que el alto contenido de cristales presentes en la PEI es resultado de una cristalización magmática y una subsecuente alteración hidrotermal. Se propone que la cristalización magmática generó arriba del 60 vol% de cristales mientras que la alteración hidrotermal aportó $\leq 40 \text{ vol}\%$. La alteración hidrotermal promovió procesos de desvitrificación que transformaron la matriz vítrea de la PEI a cristales de tridimita y cristobalita. Por lo que la PEI puede estar relacionada con un “crystal mush” o un reservorio antiguo y cristalizado que se generó después del primer colapso de ACC. Este estudio sugiere que el transporte de los “melts” ultra cristalinos de la PEI ocurre debido a la disminución de densidad generada por la recarga de magmas máficos calientes (magmas tipo Campo Volcánico Aapán-Tezontepec, ATVF, basaltos-traquibasaltos, con firmas alcalinas transicionales) y con los episodios dramáticos de extensión ocurridos en la región del ACC. De esta manera, se sugiere que al interior y exterior del ACC se instauraron “crystal mushes” alimentados por magmas tipo ATVF, los cuales generaron la diversidad geoquímica, diversos episodios de alteración hidrotermal en la región, son los causantes de las manifestaciones hidrotermales superficiales y son las fuentes de calor actuales del sistema geotérmico.

ABSTRACT

The silicic activity of the Acoculco Caldera Complex (ACC), within the Mexican Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), commenced during the Pleistocene ~2.6 Ma, producing a series of andesitic-rhyolitic lavas and pyroclasts until the end of the post-caldera activity ~0.016 Ma. In comparison to other products within the caldera and even contemporaneous ignimbrites from the TMVB, the Piedras Encimadas Ignimbrite (PEI) stands out as one of the most significant rhyolitic eruptions in the ACC. This is due to its high abundance of crystals, its widespread distribution, and the absence of pumice fragments and low lithic content in its deposits. The PEI deposits consist almost entirely of feldspar crystals and silica polymorphs, ranging in size from $\leq 5 \mu\text{m}$ to centimeter-sized crystals. Additionally, in smaller proportions ($\leq 1 \text{ vol.}\%$), plagioclases and Fe-Ti oxides with exsolution textures are present. Most of the rocks within the ACC exhibit a calc-alkaline affinity. However, major and trace element analyses of the PEI and other rhyolites (p. ej., the Tecoloquillo Ignimbrite, TEQ) reveal per-alkaline compositions. In this study, X-ray diffraction (XRD), Fourier-transform infrared spectroscopy (FTIR), Raman spectroscopy, and electron probe microanalysis (EPMA) were conducted to examine the origin and causes of the high crystallinity of the PEI. The results of this study demonstrate that the high crystal content in the PEI is a result of magmatic crystallization and subsequent hydrothermal alteration. It is proposed that magmatic crystallization generated over 60 vol% of the crystals, whereas hydrothermal alteration contributed $\leq 40 \text{ vol}\%$. The hydrothermal alteration promoted devitrification processes that transformed the vitreous matrix of the PEI into tridymite and cristobalite crystals. Thus, the PEI might be associated with a 'crystal mush' or an ancient, crystallized reservoir that formed after the initial collapse of the ACC. This study suggests that the transport of ultra-crystalline melts from the PEI occurs due to density decrease generated by the recharge of hot mafic magmas (Aapán-Tezontepec Volcanic Field, ATVF-type magmas, basalts-trachybasalts with transitional alkaline signatures) and dramatic extensional episodes in the ACC region. Consequently, it is suggested that 'crystal mushes' were established within and outside the ACC, fed by mafic intrusions of ATVF type magmas, which generated geochemical diversity, various episodes of hydrothermal alteration in the area, produced surficial hydrothermal alteration, they are the cause of current superficial hydrothermal manifestations and are the heat sources of the geothermal system.

1 INTRODUCCIÓN

La conexión entre el registro volcánico y el plutónico siempre ha sido enigmática (p. ej., Bachman et al. 2007; Cruden y Weinberg 2018; Clemmens et al. 2022). Mientras que las rocas volcánicas de sistemas magmáticos poligenéticos son el resultado de procesos magmáticos en un reservorio en continua evolución y los sistemas monogenéticos sugieren pulsos magmáticos que se generan en el manto ascendiendo súbitamente a la superficie con mínima interacción con la corteza, la forma en que los sistemas plutónicos de la corteza superior se relacionan con los sistemas magmáticos representan un tema de interés petrológico-vulcanológico. Este tema es problemático ya que es difícil encontrar en los depósitos volcánicos evidencia de los procesos que ocurren durante la consolidación de los plutones (p. ej., Bachman et al. 2007; Glazner et al. 2008; Klemetti y Clynne 2014). No obstante, una de las evidencias de la estrecha relación que hay entre el vulcanismo y el plutonismo son los depósitos asociados a cúmulos de cristales o “crystal mushes”, como será nombrado de aquí en adelante en este trabajo.

Los “crystal mushes” son la conexión entre el plutonismo y el vulcanismo ya que representan cuerpos intrusivos con un contenido de cristales lo suficientemente elevado como para ser considerado un fundido parcial en función de sus propiedades reológicas, pero no lo suficiente cristalino como para considerarse rígido. No obstante, es posible originar grandes erupciones ignimbríticas a partir de la desestabilización de “crystal mushes” que se alojan en la corteza superior, donde la inyección de nuevas intrusiones, generalmente máficas, podrían ocasionarlas (Hildreth 1981; Bachmann y Bergantz 2004; Hildreth y Wilson 2007; Streck 2014). De esta forma, se han catalogado a las ignimbríticas asociadas a erupciones tipo crystal mush en tres tipos principales: (i) depósitos gradualmente zoneados (ej., Bishop Tuff, USA), (ii) depósitos abruptamente zoneados (ej., Mazama, USA) y depósitos homogéneos, los cuales posteriormente fueron subdivididos en riolitas afíricas (ej., Oruanui, NZ) y dacitas ricas en cristales (ej., Fish Canyon Tuff, EUA; [Hildreth 1981]). Algunos de los depósitos ignimbríticos más grandes descritos son típicamente considerados erupciones tipo crystal mush (Bachmann et al. 2002; Gottsmann et al. 2009; Malfait et al. 2014). No obstante, los procesos que diferenciaron dichos magmas y que desencadenaron esas erupciones siguen siendo muy controversiales.

No existen estudios previos que hayan investigado con base en métodos petrológicos y microanalíticos si las ignimbritas riolíticas ricas en cristales se pueden asociar con la movilización y reactivación de “crystal mushes” o con cuerpos dominados por fundidos que se han enfriado y cristalizado hasta un punto de cristalinidad crítica o bloqueo reológico (p. ej., $> \sim 50$ vol.% cristales). Además, la dificultad de estudiar esta clase de depósitos crece cuando los complejos volcánicos producen diferentes tipos de ignimbritas (ricas y pobres en cristales) y una serie de lavas con una relación no tan clara respecto a un crystal mush o a un modelo clásico de formación de ignimbritas. Las ignimbritas ricas en cristales con >70 vol% y libres de fragmentos de pómez han sido raramente descritas en la literatura como parte de erupciones caldéricas y su origen no ha sido completamente comprendido (ej., Sohn et al., 2009; Zhang et al., 2018). En algunos casos, ignimbritas monótonas ricas en cristales de composición intermedia e ignimbritas riolíticas con >50 vol% en cristales han sido interpretadas como erupciones de “crystal mushes” (p. ej., Hildreth 1981; Bachmann y Bergantz 2004; Hildreth 2004; Bachmann y Bergantz 2008; Zhang et al. 2018).

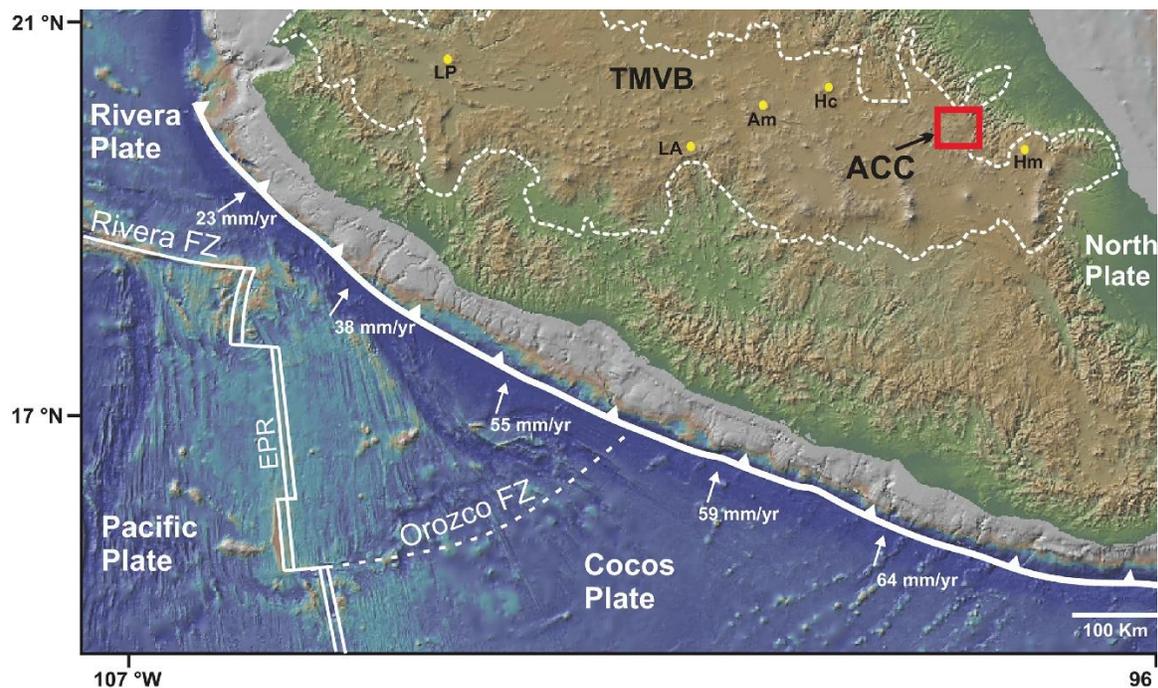


Figura 1 Ubicación del Complejo de Caldera de Acapulco (ACC) dentro de la Faja Volcánica Trans mexicana (TMVB).

El Complejo Caldera de Acapulco (ACC) ubicado en la porción centro oriental de la FVTM (Fig.1) es un excelente caso de estudio debido a que está formada por una gran variedad de

riolitas, además de una ignimbrita, que representa el primer colapso de la caldera, una serie de domos riolíticos que se localizan de forma anular entorno a la caldera y dos ignimbritas de post-colapso, relacionadas con grandes erupciones desencadenadas por la tectónica local (Avellán et al., 2019; 2020). También, tanto dentro como fuera del ACC, el vulcanismo máfico se encuentra ampliamente distribuido antes, durante y después del periodo de vulcanismo félsico de la caldera (Avellán et al., 2019; 2020), donde pocos estudios se han realizado para entender la relación entre el vulcanismo máfico con la génesis de magmas félsicos.

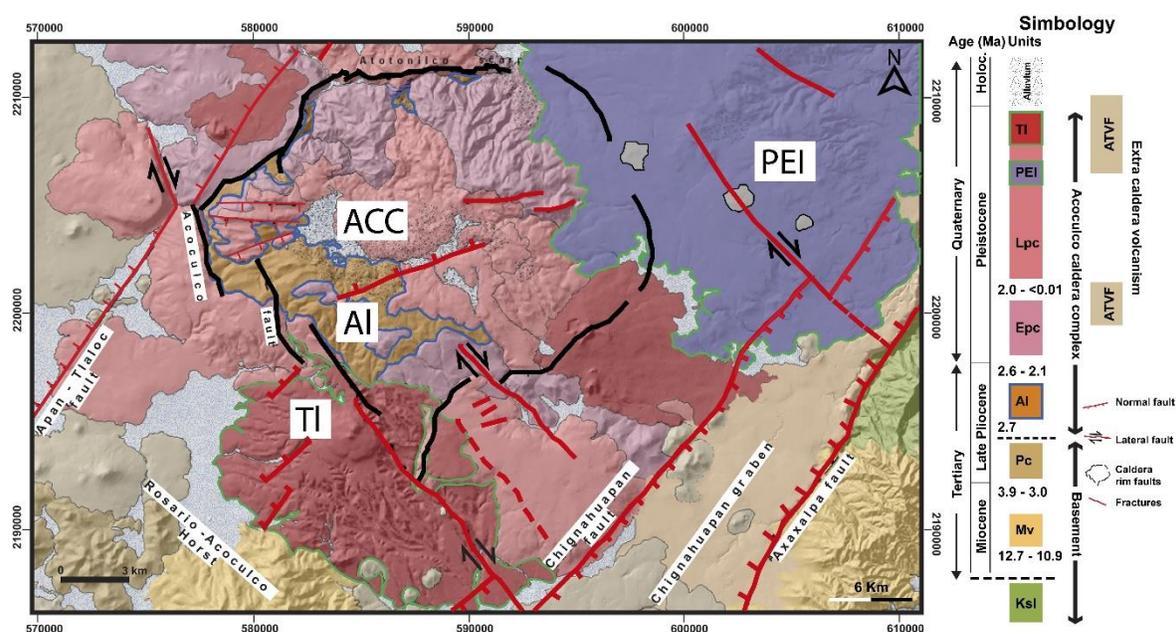


Figura 2 Mapa geológico simplificado de la ACC, según Sosa-Ceballos et al. (2018) y Avellán et al. (2019). El mapa contiene la distribución de las rocas del basamento, calizas (Ksl), Peñuela y Quexnol (Mv), y las unidades volcánicas; Vulcanismo pre-caldera (Pc), vulcanismo Syn-caldera (Sc), vulcanismo post-caldera early-post caldera (Epc), late post-caldera (Lpc) y vulcanismo extracaldera (ATVF). Las líneas rojas representan las fallas (después de Calcagno et al. 2019) en el área que forman fallas normales (NE-SW) y estructuras graben-horst. (Modificado de Pérez-Orózcó et al. 2021 y Boijseaneau-López et al. 2023). Al = Ignimbrita Acoaculco, TI = Ignimbrita Tecoloquillo, PEI = Ignimbrita Piedras Encimadas

Uno de los productos más importantes dentro del ACC es la PEI (Fig. 2). Esta ignimbrita representa la erupción félsica con mayor extensión y volumen dentro del ACC (~26 km³, Avellán et al., 2020), también es la de mayor contenido en cristales dentro de todos los depósitos riolíticos descritos en México (≥ 60 % vol.) [ej. La ignimbrita Huichapan con ~ 40 % vol. y ~100 km³, (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009; Pacheco-Hoyos et al., 2018); Ignimbrita Tilzapotla con ≤ 35 % vol. y 550 km³, (Morán-Zenteno et al., 2004; Hernández-Vargas et al., 2017)]. Por tal motivo, este estudio ayudará a comprender como los depósitos

ricos en cristales son producidos. Este trabajo está orientado a ayudar a determinar las instancias en las cuales el modelo del crystal mush es aplicable o no. Además, se evaluará el impacto del magmatismo máfico en la génesis y evolución de las riolitas del ACC, las causas y orígenes del contenido de cristales presentes en el depósito con base en estudios de difracción de rayos X (DRX), espectroscopia infrarroja por transformada de Fourier FTIR, espectroscopía Raman y microsonda electrónica (EPMA). En este trabajo se presenta el registro geoquímico y mineralógico de la ignimbrita de post-colapso Piedras Encimadas y de otros productos félsicos del ACC (Fig. 2) con la intención de entender la relación entre el vulcanismo félsico y máfico en el ACC. Se caracterizó petrológica y geoquímicamente a los miembros del vulcanismo máfico intra y extra-caldera. Se discute el origen de diferentes ignimbritas félsicas y domos silíceos del ACC. Asimismo, se propone un nuevo modelo petrológico que ayudará a comprender la evolución del sistema magmático y del magmatismo dentro del ACC.

1.1 ANTECEDENTES

Los modelos petrogenéticos clásicos sugieren que los fundidos de composición riolítica son el resultado de procesos magmáticos como la cristalización fraccionada (Sigurdsson y Sparks 1981), contaminación selectiva (MacDonald et al. 1987), fusión parcial de productos corticales, o una combinación de procesos como la asimilación cortical y cristalización fraccionada (DePaolo 1981). Otra de las formas en las que estos magmas se pueden generar es a través de la extracción de fundidos ricos en sílice en un crystal mush donde las porciones menos viscosas y cristalizadas del mush son movilizadas generando erupciones (Fig. 2). Este proceso puede representar la fusión de cristales que ya existían en el mush donde sus características pudieron ser heredadas de los mushes a las porciones extraídas. De tal forma, los fundidos extraídos de los “crystal mushes” podrían proporcionar evidencia adicional para explicar el origen de rocas riolíticas, las cuales no pueden ser explicadas por métodos convencionales (Hildreth 1981; Bachmann y Bergantz 2004; Hildreth 2004; Bachmann y Bergantz 2008). Por ejemplo, los extractos de mush pueden explicar la existencia de magmas afídicos o de ignimbritas ultra cristalinas. Grandes volúmenes de magmas félsicos pueden permanecer por encima de su solidus por largos periodos de tiempo en un estado denominado como crystal mush (Koyaguchi et al., 1990, Bachmann et al., 2007; Huber et al., 2009).

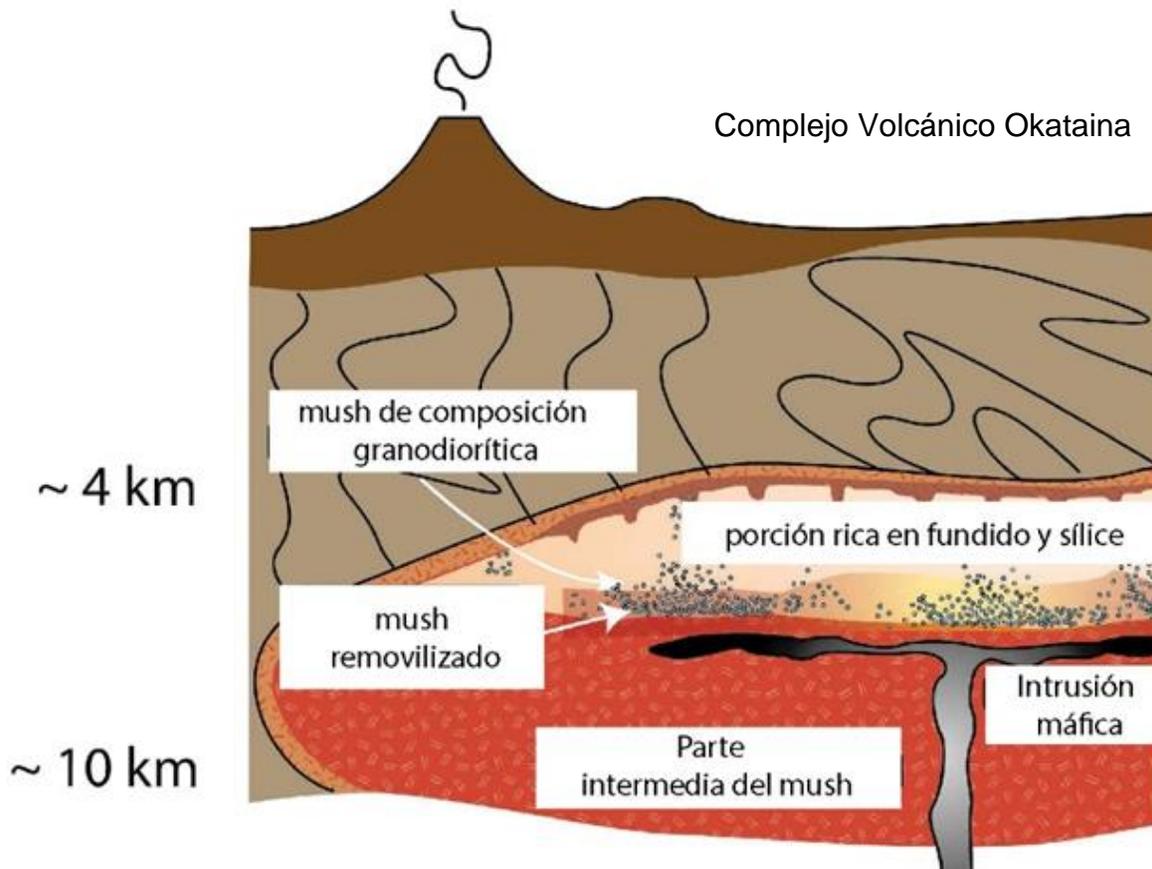


Figura 3 Esquema simplificado del modelo de un "crystal mush" dónde se revela la relación con un sistema volcánico a partir de la movilización generada por intrusiones máficas. Modificado de Greater et al (2015). El complejo volcánico Okataina (Centro Volcánico Okataina, también escrito como Okataina) está ubicado en la Zona Volcánica Taupō de la Isla Norte de Nueva Zelanda. Presenta altas tasas de actividad volcánica riolítica explosiva, aunque su última erupción fue basáltica.

El modelo de "crystal mushes" es comúnmente usado para explicar las condiciones termodinámicas requeridas para crear una ignimbrita dacítica/riodacítica rica en cristales o una riolita pobre en cristales (ej., Hildreth 1981; Bachmann y Bergantz 2004; Hildreth, 2004; Bachmann y Bergantz 2008; Macdonald et al. 2008; Girard y John Stix 2009; Burgisser y Bergantz 2011; Cooper y Kent 2014; Streck 2014; Klementti & Clynne 2014; Spera y Bohrson 2018; Boro et al. 2020; Lubbers et al. 2020). El modelo original de un mush fue conceptualizado como la extracción de fundidos provenientes de cuerpos granodioríticos parcialmente cristalizados ~50 vol% (Bachmann y Bergantz, 2004; Hildreth, 2004). Este proceso explica la homogeneidad en temperatura, cristalinidad y la composición de elementos mayores observados a lo largo de algunos depósitos ignimbríticos (ej., Bateman y Chappell, 1979, Whitney y Stormer, 1985, Bachmann et al., 2002). Con respecto al tema de los magmas tipo crystal mush, existen muchas interrogantes que permanecen sin resolver,

incluyendo como estos magmas son generados, extraídos y movilizados desde el crystal mush hasta la superficie, además de los grandes volúmenes de crystal mush ($>2000 \text{ km}^3$) que son requeridos para generar algunos km^3 de riolitas pobres en cristales (Streck 2014).

Los primeros esfuerzos realizados para explicar la génesis y transporte de los magmas asociados con “crystal mushes” fueron realizados por Bachmann & Bergantz (2006), quienes describen como el reciclado de remanentes ricos en cristales de episodios magmáticos previos, la subsecuente inyección de magmas máficos hidratados calientes y los procesos de hibridación (en la base de los mushes) pueden generar, en conjunto, magmas tipo crystal mush, además de que la movilización de estos magmas puede ser el resultado de la percolación o aspersion de gases que facilita la auto convección en la base del sistema. Posteriormente, Huber et al. (2010) propusieron que los cuerpos ultra cristalinos pueden fundirse (descongelarse o derretirse) eficientemente a bajas presiones y con la inyección de volátiles. Esto sugiere que las ignimbritas ricas en cristales pueden ser generadas por intrusiones subyacentes a un crystal mush. Más tarde, Burgisser y Bergantz (2011) sugirieron que la rápida movilización o despresurización (“unzipping”) de “crystal mushes” viscosos ricos en cristales, puede ser el mecanismo responsable del transporte de magmas tipo crystal mush. El recalentamiento de un magma rígido y rico en cristales puede reducir la cristalinidad y con esto generar una capa menos densa que rápidamente pueda moverse a la cima a través de la mezcla de magmas y homogenización de las porciones más viscosas. La velocidad a la que ocurre este proceso puede dar como resultado la producción de grandes cantidades de fundidos móviles disponibles para ser erupcionados (Burgisser and Bergantz 2011).

Otros modelos sugieren que la génesis de magmas tipo crystal mush están relacionadas con la reactivación de mushes bloqueados como resultado de la sobre presurización interna del reservorio magmático (Huber et al. 2011). Este mecanismo produce pequeñas cantidades de fundidos (10–20%), rompe las celdas cristalinas a través de micro-fracturamiento, permite tanto el desbloqueo del mush de forma eficiente, como la adición de gases en los sistemas magmáticos y promueve la auto asimilación y/o la asimilación de la roca encajonante. En consecuencia, la erupción de aquellos fundidos resulta en depósitos volcánicos con contenidos de cristales cercanos a su bloqueo reológico ($\sim 50 \text{ vol\%}$ de cristales).

Finalmente, el modelo de superficie elástica (Karlstrom et al. 2012) propone que los fundidos en una cámara magmática pueden experimentar una transición reológica durante el proceso eruptivo (ej., durante la erupción que forma una caldera). Esta transición desencadena un comportamiento fluido de las porciones de magma cercanas al conducto mientras que el reservorio parental pudiera permanecer rígido y continuar bloqueado. De tal forma, la superficie elástica se incrementa a lo largo de toda la cámara magmática mientras la erupción continua. Cuando la transición elástica crece, la estructura de la caldera puede cambiar su geometría durante la erupción debido al cambio en el régimen de esfuerzos que modifica los patrones de las fallas por donde ocurre la erupción. En consecuencia, la geometría de una caldera está influenciada, más no está delimitada por el tamaño o forma del reservorio magmático. Está en función de las variaciones en los campos de esfuerzos que determinan el patrón estructural por el cual la erupción ocurrirá.

Uno de los temas más relevantes y poco estudiados del ACC es el origen de los magmas félsicos en la región y el impacto que tiene el vulcanismo máfico sobre la evolución de la caldera. El modelo actual de evolución del ACC sugiere que la actividad en la caldera comenzó con un colapso en forma de “piecemeal-trapdoor” (Avellán et al. 2020), que generó a la ignimbrita de composición andesítica de Acoculco. Después del primer colapso, se presenta una predominancia composicional félsica. Además, la génesis de estos magmas post-colapso en el ACC es producto de la interacción de diferentes pulsos magmáticos en al menos dos reservorios identificados en la corteza superior, uno somero y otro profundo (Sosa-Ceballos et al. 2018; Pérez-Orozco et al. 2020). Las características geoquímicas, petrológicas y mineralógicas presentes en ciertos depósitos félsicos del ACC como son las ignimbritas Piedras Encimadas (PEI) y Tecoloquillo (TEQ) pudieran sugerir que las rocas félsicas del ACC tienen un origen en la corteza superior, probablemente diferente a los modelos tradicionales previamente propuestos. Es decir, la presencia de depósitos con un muy elevado contenido de cristales, composición per alcalina y presencia de fases minerales de origen intrusivo presentes en estos depósitos pudiera sugerir que las rocas félsicas del ACC están influenciadas por “crystal mushes”, periódicamente afectados por la recarga de magmas máficos. Estos magmas máficos probablemente tengan una estrecha relación con el vulcanismo observado al exterior e interior de la caldera.

El vulcanismo intra y extra-caldera del ACC está formado por conos de escoria, flujos de lava fisural e intrusiones en forma de diques y sills, los cuales han sido relacionados al Campo Volcánico Apan Tezontepec (ATVF, Sosa-Ceballos et al. 2018; Avellán et al. 2019). El tiempo de actividad del ATVF (~2.5 Ma – Holoceno, García-Palomo et al. 2002; García-Tovar et al. 2015) en el ACC ha existido desde antes del primer colapso de la caldera hasta el fin de la actividad félsica de la zona. Aunque el magmatismo máfico del ATVF ha coexistido con el vulcanismo félsico del ACC, no comparten un mismo origen e incluso parecieran no estar relacionados genéticamente (Sosa-Ceballos et al. 2018). No obstante, no se ha estudiado la forma en que los magmas máficos del ATVF afectan al vulcanismo félsico de la región o, incluso, si pudieran tener un fuerte impacto en su evolución.

1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y JUSTIFICACIÓN

Los “crystal mushes” podría representar una nueva perspectiva para la investigación de un sistema magmático (“plumbing system”). El modelo de crystal mush representa el vínculo entre dos de los grandes productos de la actividad magmática en la tierra, los grandes cuerpos graníticos y las grandes erupciones volcánicas silícicas (Burgisser & Bergantz 2011). No obstante, las características estratigráficas, petrográficas, geoquímicas, mineralógicas e isotópicas que relacionan un depósito volcánico o una erupción con un crystal mush (activo o extinto) o una cámara magmática en estado fundido, continúan en debate por la comunidad petrológica. Esto debido a que la idea de cómo deberían ser los reservorios magmáticos en función de los depósitos superficiales es diversa y ha evolucionado rápidamente en la última década (Foley et al. 2020). Además de temas como la geometría y distribución de un crystal mush a profundidad, sus características y el impacto de su retroalimentación en el vulcanismo o procesos hidrotermales en una región, escala temporal de los procesos pre-eruptivos, las implicaciones de las composiciones y texturas de minerales, así como la existencia e importancia de procesos magmáticos en este sistema siguen en debate (Glazner et al., 2004; Bachmann & Bergantz, 2008; Bachmann & Huber, 2016; Cashman et al., 2017; Kennedy et al., 2018; Foley et al. 2020).

También existe controversia en el papel que tiene el magmatismo bimodal máfico en zonas donde se ha reportado la actividad de “crystal mushes” [ej., San Luis Caldera Complex del campo volcánico San Juan en Colorado, EUA (Streck et al., 2014; la provincia de Zhejiang al sureste de China (Zhang et al., 2018), Campi Flegrei y Santorini (Townsend et al., 2019)]

y cuáles son las características principales de las erupciones tipo *crystal mush*, reconocibles en campo y gabinete. Los rasgos más frecuentes asociados con los “*crystal mushes*” son el volumen de la erupción, muy alto o muy bajo contenido en cristales y su composición, tradicionalmente, félsica. Por tal motivo, estudiar al ACC cobra relevancia, ya que es un punto importante de vulcanismo félsico en la FVTM, donde el volumen de sus productos félsicos y el contenido en cristales reportado en varias de sus erupciones podrían sugerir que hay un *crystal mush* asociado o influenciando la génesis y composición de los magmas eruptados en la región. Además, debido a que en el ACC es notoria la presencia de magmas máficos asociados al ATVf durante todo su tiempo de actividad (Sosa-Ceballos et al. 2018), es una zona donde se puede estudiar la relación que tiene el magmatismo máfico alcalino en la producción de magmas félsicos en la FVTM, independientemente de si existe o no un *crystal mush* en ACC.

Es importante notar que posterior al primer colapso de ACC, la producción de magmas félsicos en la región aumentó con el tiempo, produciendo erupciones piroclásticas de volúmenes considerables, $\leq 23 \text{ km}^3$ para el caso de la PEI (Avellán et al., 2020). La ocurrencia de estas grandes erupciones permite cuestionar si los magmas máficos tipo ATVf intervinieron en el desarrollo y evolución de múltiples reservorios magmáticos félsicos debajo de ACC o si sólo interactuaron con dichos reservorios provocando cambios en la dinámica eruptiva, como ocurre comúnmente en los estratovolcanes, donde la mezcla de magmas máficos desestabiliza los reservorios magmáticos y produce erupciones explosivas (ej. Sparks, 1979).

Si bien el origen de las rocas félsicas en ACC ha sido asociada a múltiples reservorios, periodos y procesos magmáticos (Sosa-Ceballos et al. 2018), nunca ha sido considerada la posibilidad de que un *crystal mush* esté influenciando la génesis de rocas félsicas en la región. Además, la presencia de magmas tipo ATVf puede ser crucial para evaluar la formación y evolución de “*crystal mush*” debajo del ACC. Esto es debido a que el ascenso, movilización y erupción de “*crystal mushes*” requiere de condiciones termo-mecánicas muy particulares que sólo pueden ser explicadas con el aporte continuo de calor, energía, volátiles y masa provenientes de nuevos pulsos magmáticos. De tal forma, al estudiar el ACC también se podrá evaluar si durante el periodo de actividad del ACC la inyección continua de magmas

máficos tipo ATVF fueron el causante de la reactivación y movilización de posibles “crystal mushes” alojados en la corteza superior.

Para resolver parte de los problemas antes mencionados en esta tesis, se realizaron estudios estratigráficos, mineralógicos, petrológicos y geoquímicos en rocas del ACC, considerando que las poblaciones de cristales en una roca ígnea son un cúmulo de procesos magmáticos y post-deposicionales que registran una historia de estados termodinámicos y procesos cinéticos y que ocurren desde la génesis de los magmas hasta etapas posteriores a su depósito (ej., Hawkesworth et al., 2004; Hargraves, 2014). Como resultado de estos procesos, el contenido de trazas de volátiles, química, textura, paragénesis mineral y asociación mineral pueden reflejar la historia de dichos eventos fisicoquímicos. Así, al estudiar con detalle las fases minerales presentes en los diversos depósitos volcánicos riolíticos del ACC se obtendrá la información necesaria para comprender como se originaron estas rocas y como fueron modificadas posteriormente a su emplazamiento. Finalmente, los estudios geoquímicos y mineralógicos en los diversos eventos eruptivos del ACC permitirán comprender si todas las rocas félsicas del ACC comparten el mismo origen o no y cual la relación que guardan con el vulcanismo máfico monogenético previamente asociado con el ATVF.

1.3 OBJETIVO GENERAL

Caracterizar el registro geológico, geoquímico y mineralógico de la ignimbrita Piedras Encimadas (PEI) y de otros productos félsicos del ACC para comprender su origen y evolución, así mismo, establecer la relación que guarda con la posible presencia de “crystal mushes” alojados en la corteza superior y el vulcanismo máfico monogenético de la región.

1.4 OBJETIVOS PARTICULARES

- Caracterizar geoquímica y petrográficamente la PEI para comprender su origen.
- Caracterizar el vulcanismo monogenético máfico y su impacto en la génesis de magmas félsicos dentro del ACC.
- Establecer las diferencias geoquímicas entre el vulcanismo riolítico efusivo y explosivo del ACC.
- Determinar los procesos magmáticos de la PEI con base en estudios petrográficos y geoquímicos.
- Determinar el origen de la ultra cristalinidad de la PEI con base en métodos microanalíticos de espectroscopía Raman, FTIR, XRD y microsonda electrónica.

- Determinar los contenidos de trazas de OH en polimorfos de cuarzo, feldespato y matriz de las rocas de la PEI con base en análisis de FTIR para determinar si hay procesos postdeposicionales afectando su contenido.
- Proponer un modelo en el que se explique la génesis de la PEI y otros magmas del ACC.
- Definir como la presencia de “*crystal mushes*” puede afectar la distribución del vulcanismo, actividad hidrotermal, geotérmica y mineral en una región volcánica.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

El ACC se localiza en el borde este de la FVTM (Fig. 1a), definido como un arco volcánico producto del magmatismo generado por la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa norteamericana (Pardo & Suárez 1995; Gómez-Tuena et al. 2018). El basamento local del ACC está formado por calizas Cretácicas (Avellán et al. 2019; López-Hernández et al. 2009), intruida por una serie de cuerpos graníticos, con edades de al menos 183 ± 36 ka (Avellán et al. 2019) y flujos de lava con composición andesítica y andesítica basáltica (García-Palomo et al. 2002). Los cambios en la orientación del sistema de esfuerzos regionales durante el Mioceno produjeron un sistema de fallas normales con tendencias NW-SE (García-Palomo et al. 2002; Gómez-Álvarez et al. 2021). Esta deformación produjo el sistema de fallas Tlaxco con orientación NW-SE en la parte sur del ACC (Gómez-Álvarez et al. 2021). Durante el Pleistoceno, el sistema de fallas cambió su orientación hacia NE-SW, lo que produjo una serie de estructuras de graben y horst, tales como los grabenes Apán, Tlaxco-Chignahuapan y el horst Rosario-Acocolco (García-Palomo et al. 2002, 2018).

Unidades Litoestratigráficas

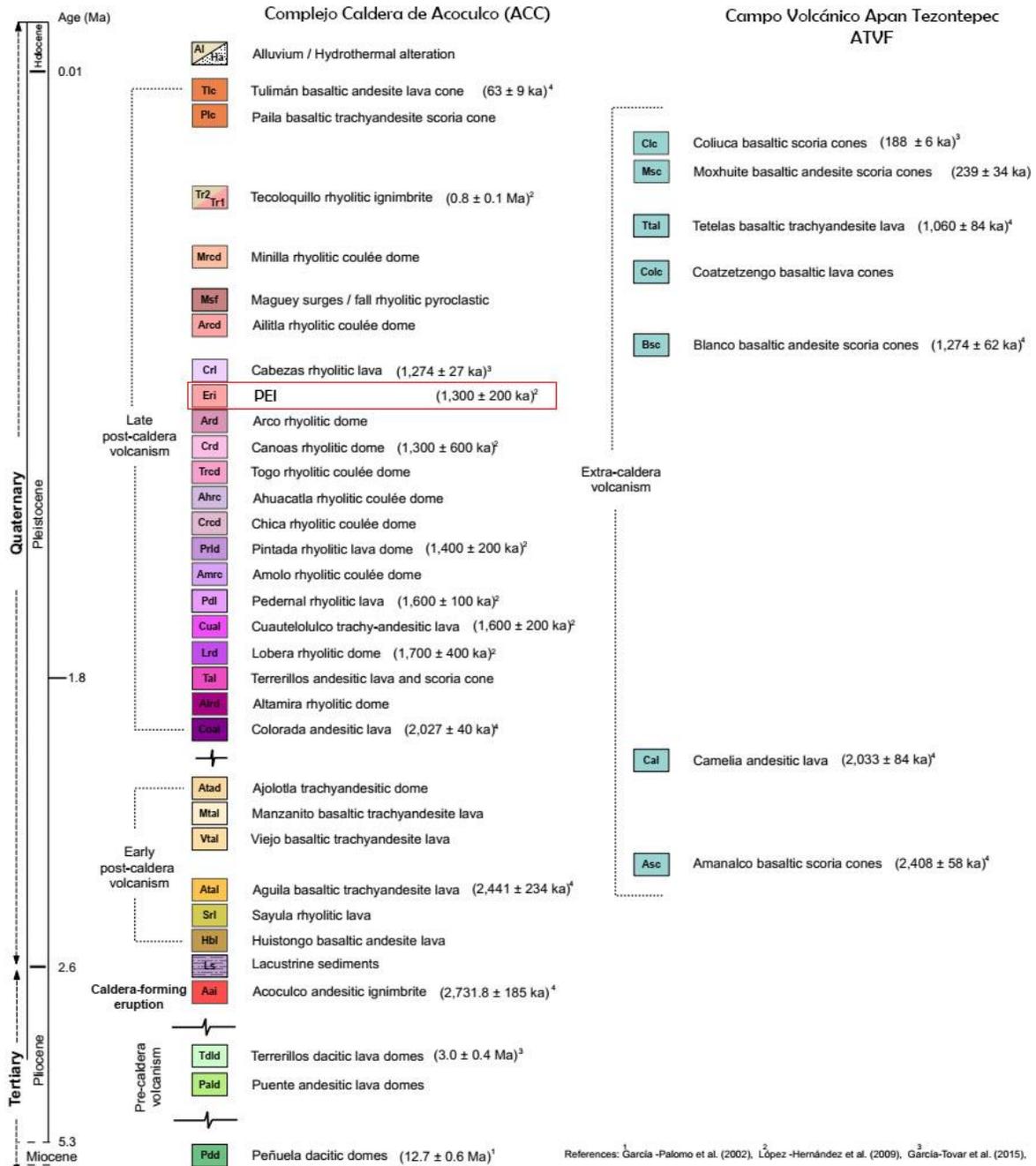


Figura 4. Columna estratigráfica del Complejo Caldera de Acochulco (modificado de Avellán et al 2019). En el recuadro rojo se muestra la posición estratigráfica de la Ignimbrita Piedras Encimadas (PEI) dentro del ACC.

La actividad volcánica del ACC inició hacia 2.7 Ma y continuó hasta 0.016 Ma (Avellán et al. 2020). La evolución volcánica del ACC fue caracterizada por Avellán et al. (2019) en unidades syn-caldera, early post-caldera, late post-caldera, y extra-caldera (Fig. 4). Las unidades volcánicas pre-caldera presentes en ACC están formadas de domos de composición

andesítica y dacítica. La etapa syn-caldera es resultado del primer colapso en la región, dónde se produjo a la Ignimbrita Acoculco, de composición andesítica hacia ~2.7 Ma (Avellán et al. 2019). La siguiente gran erupción piroclástica en la región fue la que ocurrió sobre el borde E-NE del anillo de la caldera y produjo a PEI. Este evento eruptivo representa la reactivación de la caldera, dónde el punto emisor de esta erupción se localiza a lo largo de la porción este de la estructura de anillo del ACC (López-Hernández et al. 2009; Avellán et al. 2020). Posteriormente, otro evento eruptivo explosivo ocurrió hacia ~ 0.8 Ma en la porción suroeste de la caldera, donde se emplazó la Ignimbrita Riolítica Tecoloquillo (TEQ) y su domo somital (Avellán et al. 2019). Pérez-Orozco et al. (2021) revelaron que los productos eruptivos de esta ignimbrita muestran evidencia de mezcla de magmas entre fundidos calco-alcalinos y per-alcalinos. Además, las inclusiones de vidrio de este trabajo sugieren que existen al menos dos cuerpos de magmas alimentando la erupción, localizados entre 6 – 10 km de profundidad y aislados entre sí.

Los episodios de vulcanismo riolítico más voluminosos dentro del ACC están representados por los depósitos de la PEI y TEQ. Otros productos félsicos antiguos en la región son el Complejo Dómico Peñuela, de composición dacítica (~13-10 Ma) y los Domos Terrerillos ~3.0 Ma (García-Palomo et al. 2002; Avellán et al. 2018; 2020). Los productos félsicos pertenecientes a las unidades que representan la actividad post-caldera (~2 – 0.016 Ma) generaron flujos de lava y domos con composiciones predominantemente riolíticas (Avellán et al., 2019; 2020). Adicionalmente, durante la formación del ACC, el vulcanismo máfico (2.4–0.19 Ma) relacionado con el Campo Volcánico Apan-Tezontepec (ATVF) se encuentra interdigitado con los productos del ACC y han sido catalogados como la etapa extra-caldera (García-Palomo et al., 2002, 2017; López-Hernández et al., 2009; Avellán et al., 2019).

3 METODOLOGÍA

Con la intención de contrastar los cambios texturales, mineralógicos y químicos, se recolectaron 20 muestras de la parte basal, media y cima de la PEI con la finalidad de realizar análisis estratigráficos, petrográficos, geoquímicos, mineralógicos, Raman, FTIR y difracción de rayos X. Para los análisis se seleccionaron 4 muestras representativas con nomenclaturas PEI-1904, PEI-1902, Ac-100, PEI-1908 (Tabla 1, Fig. 5) dónde las muestras fueron fragmentadas para los análisis.

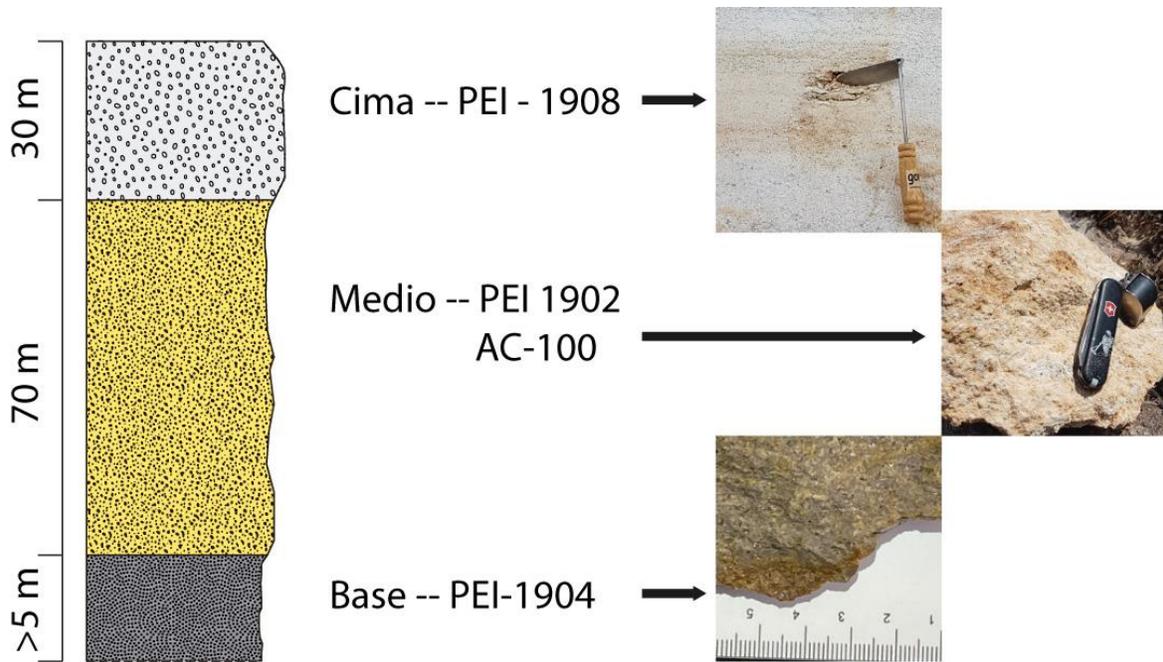


Figura 5 Columna estratigráfica esquemática donde se muestra la posición estratigráfica en la cual fueron colectadas las muestras de la PEI. Las fotos exponen la textura y aspecto general de las muestras colectadas en campo. Se puede apreciar que, en la cima, el depósito no se encuentra consolidado y su nivel de consolidación se incrementa a profundidad. También es notorio que no existen fragmentos de líticos ni de pómez.

Para estudiar la relación que hay entre el vulcanismo máfico y el félsico dentro del ACC se estudiaron también los productos de 4 volcanes máficos monogenéticos localizados dentro y fuera del borde sureste de la caldera. Estas muestras corresponden a lavas y depósitos piroclásticos de caída, los cuales fueron nombrados como F1 para las secuencias intra-caldera y F2 para las extra-caldera. Las muestras de F1 y F2 se encuentran a lo largo de la parte sureste de ACC (Fig. 6). Se eligieron estos depósitos por que colindan con el borde estructural de la caldera. De las rocas máficas colectadas se realizaron 16 láminas delgadas, 7 de F1 y 9 de F2 con la intención de observar la mineralogía y las relaciones texturales de los fragmentos de escoria y lavas que conforman los depósitos estudiados. Uno de los propósitos de estudiar estas rocas es la de observar cuales son las diferencias entre el magmatismo máfico intra vs extra-caldera en el ACC.

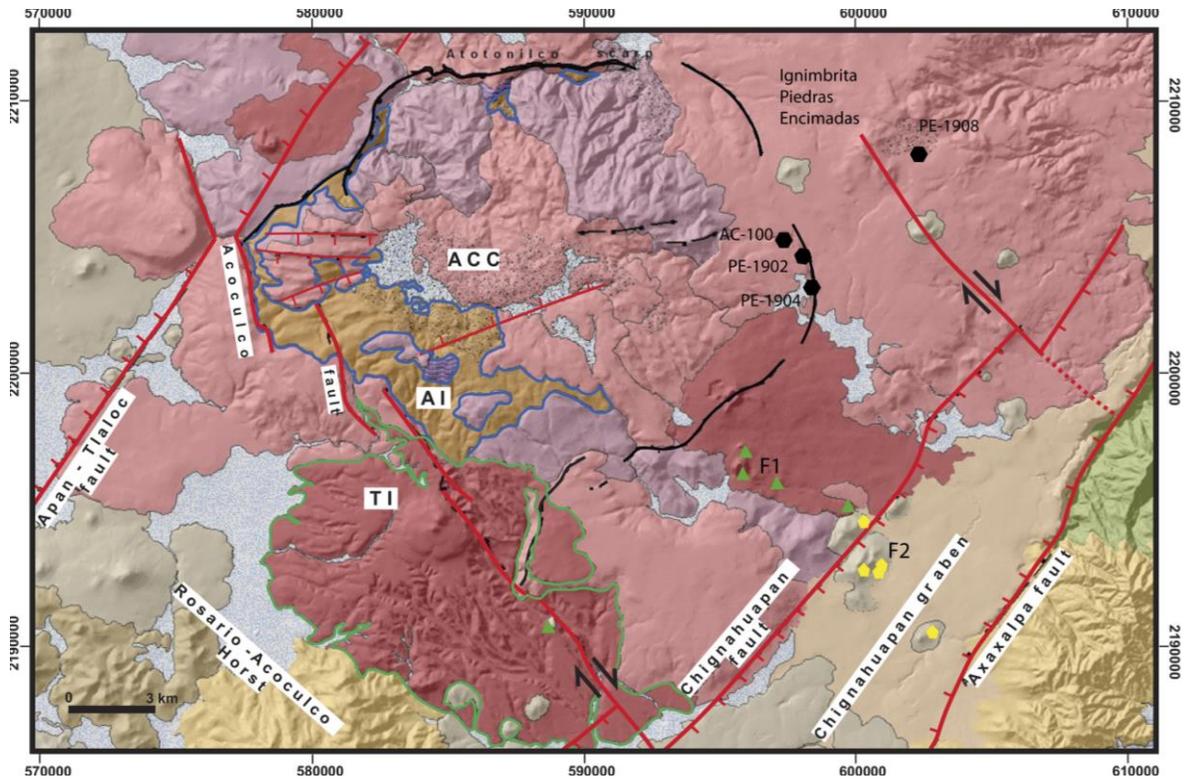


Figura 6. Mapa de localización con la ubicación de las muestras analizadas en este estudio. Los puntos negros representan las muestras de la PEI, mientras que los triángulos verdes representan muestras de F1 y triángulos amarillos muestras de F2.

Se realizaron 22 análisis geoquímicos de roca total de estas muestras. F1 está formado por el Cerro Tecolote con muestras AC-GF-02, AC-GF-03, AC-GF-04, AC-GF-05 y AC-GF-06 (Tabla 1). F2 está formado por depósitos del Cono Apapasco y por las muestras AC-GF-07, AC-GF-08, AC-GF-09, AC-GF-10 y AC-GF-12 (Fig.).

Los 22 análisis de geoquímica de roca total y de elementos traza fueron realizados a través de espectroscopia de emisión de plasma de acoplamiento inductivo (ICP-ES) y de espectrometría de masas de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) en Activation Laboratories, Ancaster, Canada. Se realizaron láminas delgadas y pulidas de las muestras de la PEI para realizar análisis petrográficos y de microsonda electrónica (EPMA). Se analizaron las fases minerales y vidrio usando una microsonda JEOL JXA- 8230 ubicada en el Laboratorio de Microanálisis del CEMIE-Geo, Unidad Michoacán del Instituto de Geofísica, UNAM. Las condiciones analíticas fueron 15 eV de voltaje y 10 nA de corriente en el haz de electrones. Para el análisis de plagioclasas se utilizó un haz enfocado, mientras que en el análisis de vidrio se empleó un haz desenfocado a 10 μm para evitar la pérdida de Na y agua

por migración (Devine et al., 1995). La incertidumbre analítica (1σ) en las mediciones fue determinada con análisis de estándares secundarios donde la variación en las mediciones fue ± 1 para %SiO₂, TiO₂, K₂O y Al₂O₃, mientras que para Fe₂O₃, Na₂O, MgO fue $\pm 2\%$. Se realizaron cálculos para la conversión de análisis químicos en formulas estructurales (Jeffery & Hutchison, 1981).

Para investigar como la alteración hidrotermal pudo modificar la cristalinidad de los depósitos de la PEI se realizaron análisis de Espectroscopía Infrarroja basada en la Transformada de Fourier (FTIR), espectroscopía Raman y difracción de rayos X (DRX) en minerales y matriz de roca de las diferentes muestras. Los cristales seleccionados para análisis de FTIR fueron seleccionados, montados en resina epoxi, descubiertos y pulidos de ambas caras por medio de abrasivos hasta obtener espesores de 100-450 μm . Estos cristales fueron limpiados en acetona y secados en un horno a 60°C para eliminar rastros de materia orgánica y agua absorbida durante la preparación de la muestra. Para realizar las mediciones se utilizó un equipo Thermo Scientific FTIR en el laboratorio de microanálisis de la unidad Michoacán del Instituto de Geofísica. Se utilizó luz infrarroja coherente con un tamaño (spot size) de 50X50 μm . Resolución espectral de 4 cm^{-1} con 64 scans dentro del espectro entre 400 a 4000 cm^{-1} . En los análisis se utilizó un fondo de KBr para realizar la corrección y poder generar espectros de absorbancia. En cada medida de IR de cada cristal fue corregido con la medida de fondo de KBr. Además, cada mineral fue inspeccionado para seleccionar zonas libres de inclusiones (melt, mineral y fluidas) y fracturas. Los espectros fueron procesados con el software Thermo Scientific Omnic. Cada espectro fue corregido con el método (base line automatic correction) y después analizado visualmente de la existencia de picos de absorbancia en la región OH, región materia orgánica y región SiO₂; los espectros con picos prominentes de absorbancia en el rango de materia orgánica fueron discriminados. Los espectros fueron seleccionados y agrupados con similar absorbancia en el rango SiO₂ y OH. Las concentraciones de OH en los cristales analizados fue calculada con base en la ley de Beer Lambert:

$$A = \epsilon \times c \times t$$

$$c = \frac{A}{\epsilon \times t}$$

Dónde A es la altura del pico en la región de infrarrojo de interés, c es la concentración de las especies hidratadas expresadas en moles $\text{H}_2\text{O}/\text{L}$, t es el grosor de la muestra pulida en cm y ϵ es el coeficiente de absorción molar [$\text{l}/(\text{mol}\cdot\text{cm}^2)$]. Los análisis de Raman fueron realizados con un láser de 532 nm en un rango de longitudes de onda de $3568 - 20\text{ cm}^{-1}$, a una resolución de $1.7 - 2.7\text{ cm}^{-1}$, con una apertura de $50\text{ }\mu\text{m}$ y 8.8 mV de intensidad del láser.

La identificación de fases minerales fue realizada a través de la difracción de rayos X usando un difractómetro Rigaku D/MAX-Rapid micro-X-ray en el Smithsonian National Museum of Natural History Department of Mineral Sciences, Washington D. C. El instrumento usa una fuente de rayos X de $\text{Mo K}\alpha$ ($\lambda = 0.71069\text{ \AA}$) donde los datos fueron colectados en una placa detectora 2D con una geometría Debye-Scherrer. Las muestras de polvos fueron suavemente molidas y trituradas en un mortero de ágata para después montarlas en capilares tipo Kapton con un diámetro de $1\text{ }\mu\text{m}$. Las muestras fueron analizadas en partidas de 10 minutos cada una con un omega fijo a 0° y una rotación Pi de $1^\circ/\text{segundo}$. Tres muestras con réplica fueron medidas para cada análisis enfocando los rayos X en tres diferentes regiones de la muestra de los capilares rellenos con el polvo. Los archivos con las imágenes de DRX fueron corregidos del background de forma manual e integrados en un diagrama de intensidad contra 2θ desde 4.0 hasta $45.0\text{ }2\theta^\circ$ y $81.6337-430.00\text{ }\beta$ usando el software 2DP.

Las fases minerales de nuestras muestras fueron originalmente identificadas usando la función de búsqueda del software Jade 2021 (Materials Data, Inc.) con la base de datos PDF-4 2021 ICDD. Las contribuciones de las fases minerales en cada una de las diferentes muestras fueron obtenidas de forma porcentual y en peso porcentual a través de análisis de refinamiento Rietvel usando el software GSAS-II (Toby and Von Dreele 2013; Post y Bish 1989). El fondo fue modelado usando una función Chebyshev polinomial. Los patrones de XRD usados para el modelado de las estructuras fueron anortoclasas [(Al, Si₃) (Na_{0.667}K_{0.333}) O₈; ficha 0000874-Harlow 1982], cuarzo (ficha 0000789-Levien et al. 1980), cristobalita (ficha 0001629-Downs and Palmer 1994), tridimita, con una estructura monoclinica (ficha 0013132-Hirose et al. 2005), y tridimita, con una estructura ortorrómbica (ficha 0020744-Lee y Xu 2019). Aunque en estas muestras se identificaron otras fases feldespáticas (ej., plagioclasas), se eligió la estructura de anortoclasa como un feldespato

representativo en nuestro sistema (como resultado de la caracterización petrográfica y geoquímica) con la finalidad de minimizar el número de fases en los refinamientos Rietveld. No obstante, el contenido de otras variedades de feldespatos en los depósitos de PEI representan menos del 1 vol% junto con otras fases minerales como los óxidos, por lo que previo al refinamiento Rietveld se verificó la nula o muy baja contribución de estas fases en los espectros colectados, fijando el objetivo en identificar y cuantificar las fases cristobalíticas y tridimíticas en las muestras.

Para caracterizar la matriz y estudiar la diversidad mineral de las rocas de la PEI también se realizaron análisis de espectroscopía Raman en los laboratorios de Microanálisis del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán. Los espectros Raman obtenidos fueron integrados y comparados con la base de datos RUFF (Lafuente et al. 2015) para la clasificación de resultados. Las muestras de matriz y mineral fueron medidas usando un Raman Thermo Scientific con una fuente de laser verde de longitud de onda de 532 nm, de diodo impulsado en estado sólido (DPSS por sus siglas en inglés), 8 mW de potencia de la fuente de emisión, diámetro del haz menor a 3 nm, 900 líneas por milímetro, resolución de 1.7 – 2.7 cm^{-1} y un rango espectral de 50 – 2000 cm^{-1} . Cada espectro fue colectado con una apertura de 50 μm y las zonas de interés fueron localizadas usando el objetivo de 20x del aparato, con un tiempo de exposición de 5 x 20 s

4 RESULTADOS

Uno de los objetivos principales de este proyecto es el de entender la relación genética que hay entre el vulcanismo félsico y posibles “crystal mushes” alojados en la corteza superior, así como la influencia o relación que existe con los magmas máficos (asociado al ATVF) post-caldera en la región. Para lograr este objetivo primero describí las estructuras volcánicas y tipos de depósitos asociados a estos eventos post-caldera basado en las descripciones de Avellán et al. (2019; 2020). Después, me centraré en mostrar los resultados de los análisis estratigráficos, petrográficos, geoquímicos y químicos mineralógicos de la PEI. Derivado de los estudios de antecedentes y con la finalidad de estudiar el origen de los diferentes productos félsicos del ACC, se agregaron a este estudio los resultados de geoquímica de las rocas publicadas en el trabajo de Sosa-Ceballos et al. (2018). Con base en esos resultados y en la geoquímica ahí observada se decidieron realizar dos grupos composicionales para las rocas félsicas post-caldera G1 son aquellas que tienen un patrón geoquímico similar a PEI y

G2 aquellos productos que tienen patrones composicionales diferentes a la PEI, también se comparan estos datos con los de la ignimbrita Tecoloquillo (TEQ), la cual representa el último evento félsico asociado a la caldera. Esas diferencias y similitudes son descritas en conjunto con la geoquímica de la PEI. Finalmente, se presentan los datos de los productos volcánicos máficos post-caldera estudiados en este trabajo, los cuales se dividieron en dos grupos. F1, aquellos productos máficos intra-caldera con edades inferiores ~63 ka y F2, productos máficos extra-caldera (~ 2 400 ka) ambos relacionados con el vulcanismo máfico del ATVF.

4.1 ACTIVIDAD FÉLSICA POST-CALDERA EN EL COMPLEJO CALDERA DE ACOCULCO

La actividad félsica en el ACC comenzó hace ~2.4 con el flujo de lava riolítica de Sayula (Srl, Fig. 4) al noroeste del margen de la caldera. La porción terminal del flujo forma una meseta de cima plana con un talud escarpado. Consiste en lavas de obsidiana bandeadas de color gris a negro-marrón con estructura de entablamiento en sus frentes. Posteriormente, hacia ~2 000 ka ocurrió la erupción que generó al domo riolítico Altamira (Alrd, Fig. 4) a lo largo del borde suroeste de la caldera, tiene una morfología asimétrica de cresta. Las rocas de esta unidad son de color gris claro a gris rosado con bandas difusas. La parte superior del tiene una textura holohialina ligeramente desvitrificada con esferulitas. Después, la actividad félsica continuó hacia 1 700 ka con la erupción del domo riolítico Lobera (Lrd, Fig. 4) en el margen oeste sobreyaciendo a la ignimbrita de Acoculco. Esta unidad está representada por un domo asimétrico de color blanco rosáceo y orientación N-S. Hacia 1 600 ka surge la lava riolítica Pedernal (Pdl, Fig 4), la cual está expuesta en la parte central-norte de la caldera, con un relieve topográfico bajo y una morfología de cresta-colina. Las lavas de esta unidad son de color gris rosado a blanco rosado con algunas zonas alteradas hidrotermalmente. El siguiente evento volcánico generó al flujo riolítico de coulée de Amolo (Amrc, Fig. 4) a las afueras del margen noreste de la caldera con levées empinados y flujos masivos de lava blanco-rosado-gris. Posteriormente, hacia 1 400 ka apareció el domo riolítico de la Pintada (Prld, Fig 4) en la parte interna occidental de la caldera, con un relieve topográfico bajo, morfología de cresta y alineación E-O. Además, está formado por lavas en bloque de color gris claro a rosado. Los domos riolíticos de Chica, Ahuacatla y Togo (Crcd, Ahrc y Tred, Fig. 4) son domos de coulée riolítica ubicados fuera del borde norte de la caldera que

ocurrieron entre 1 400 y 1 300 ka. Estas unidades fueron emitidas hacia el norte del escarpe de Atotonilco como domos de coulée delimitados por levées empinados. Estas lavas son de color gris claro a gris rosado. En 1 300 ka la actividad continuó con el surgimiento del domo riolítico de Canoas (Crd, Fig. 4), el cual se encuentra a lo largo del borde norte de la caldera y en la cañada de Atotonilco, sus lavas son de color gris claro a blanco rosado. Posteriormente, el domo riolítico de Arco (Ard, Fig. 4) hizo erupción, este está expuesto a lo largo del margen suroeste de la caldera formando un domo asimétrico, orientado NO-SE y paralelo a la falla Manzanito. Este domo es blanco a gris claro, cuenta con la presencia de disyunciones columnares y lavas en bloque. Tiene un aspecto moteado dado por abundantes esferulitas (de hasta 10 cm de diámetro). La actividad en la caldera continuó con la aparición de las lavas riolíticas de Cabezas hacia 1 274 ka (Crl, Fig. 4) en la periferia oeste de la caldera, generando un flujo de obsidiana negra con fragmentos angulares y caras curvas planas.

Después de esta serie de emisiones efusiva félsicas ocurridos en diferentes porciones del borde e interior de la caldera, la actividad explosiva del ACC se reactivó con la erupción que generó a la PEI hacia 1 270 ka (Fig. 4). Los productos generados en esta erupción están ampliamente expuestos en los sectores este-noreste del margen de la caldera (Fig. 2). PEI es una ignimbrita masiva, soldada y soportada por cenizas de color gris claro a blanco. Posteriormente, la actividad en la caldera tuvo otro evento efusivo con la aparición del domo riolítico coulée de Ailitla (Arcd, Fig. 4) al sureste del margen de la caldera, representando una de las formas de relieve más prominentes del complejo. Posteriormente, entre 1 200 y 800 ka ocurrieron las erupciones que generaron a la Unidad Maguey (Msf, Fig. 4), compuesta por una sucesión de depósitos piroclásticos riolíticos de oleadas/caídas expuestas al oeste del margen de la caldera y del domo de coulée riolítico de la Minilla (Mrcd, Fig. 4) al noroeste del borde de la caldera. Este último es un flujo de lava de color gris claro a gris rosado que se extiende hacia el oeste-noroeste con levées muy empinados. También presenta texturas vesiculares, granulares-sacaroidales. Finalmente, la actividad félsica en la caldera termina hacia 800 ka con la erupción que generó a la ignimbrita riolítica de Tecoloquillo (TEQ, Fig 4), la cual aflora en el borde suroeste de la caldera, consta de al menos dos estratos masivos no soldados de color gris claro. Estos estratos consisten en fragmentos de pómez altamente friables y fragmentos de lava vesiculares incrustados en una fina matriz de ceniza. TEQ está

compuesto por un domo riolítico central que tiene una superficie en bloque. Estos depósitos se caracterizan por tener un alto contenido de cuarzo.

4.2 IGNIMBRITA PIEDRAS ENCIMADAS (PEI)

4.2.1 ESTRATIGRAFÍA

La PEI es un depósito masivo de color gris y ultra rico en cristales, con valores de ≥ 60 %vol. fenocristales (Fig. 7). Este depósito está formado mayoritariamente por feldespato alcalino (anortoclasa) y cuarzo principalmente, también en menor proporción (< 1 vol. %), plagioclasas, zircones, apatitos y óxidos de hierro titanio.



Figura 7 Textura en muestra de mano de la PEI. En esta foto se muestra la textura general de la PEI.

El espesor máximo observado es >100 m (Fig. 5) y los depósitos generalmente se encuentran friables hacia la cima (Fig. 8a), soldados en la base (Fig. 8 b, c) y sin presencia de texturas eutaxíticas visibles. Los fragmentos de roca colectados de los depósitos de la PEI parecen contener una matriz fina de cenizas (Fig. 5, 7, 8d), sin embargo, la porción fina de las muestras está conformada de un agregado microcristalino de polimorfos de cuarzo con tamaños de ceniza gruesa a fina (Fig. 7).

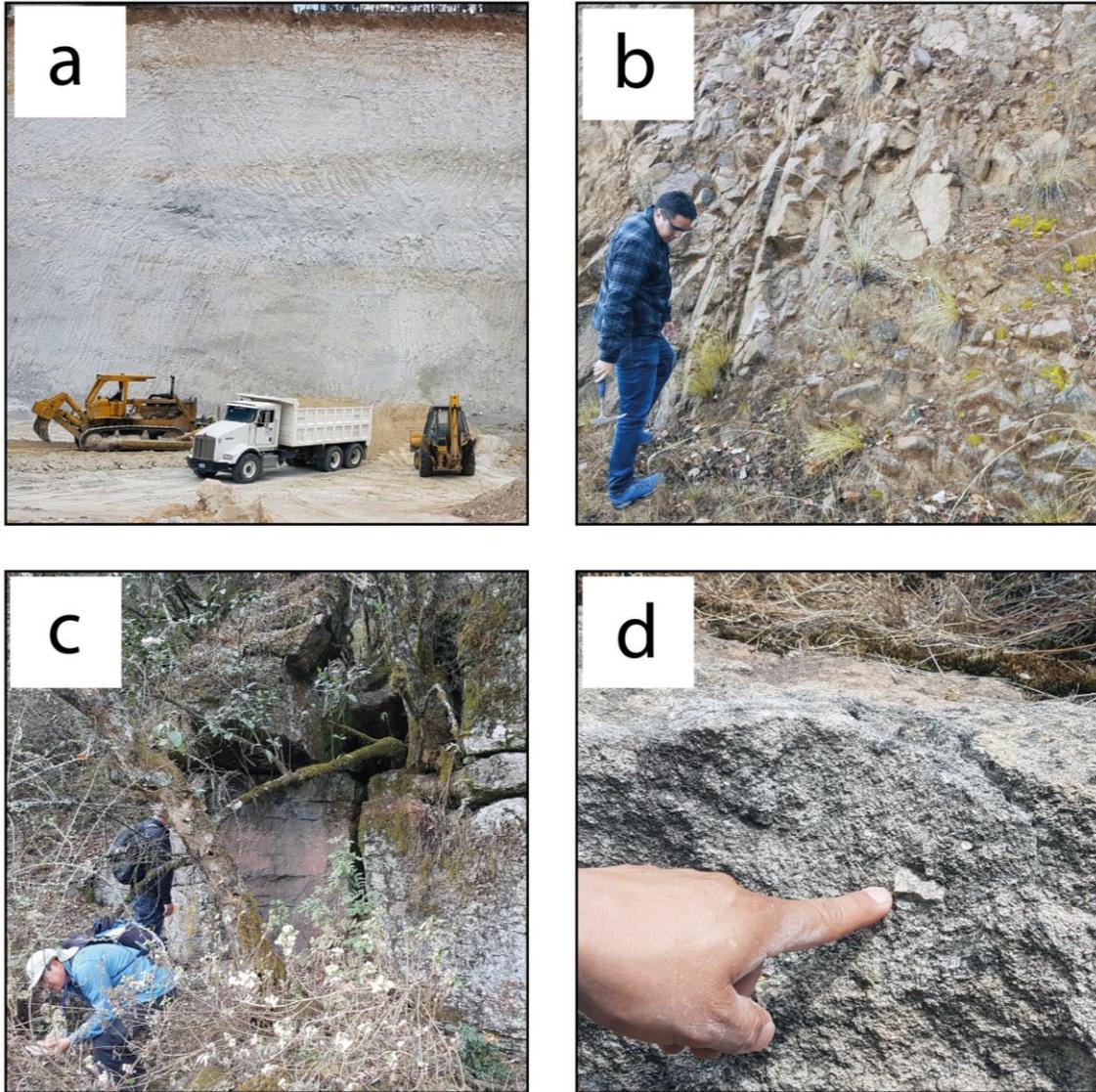


Figura 8 Fotografías que muestran las características de la PEI: a) La parte superior no soldada del depósito, b) la parte central soldada del depósito con patrones de fracturas, c) La parte inferior soldada del depósito se aprecia fracturada, y d) un fenocristal de feldespato.

Fragmentos de pómez, líticos o vidrio son poco comunes dentro los depósitos de la PEI. La porción friable tiene un color blanco y amarillento (Fig. 8a), mientras que las porciones soldadas tienen un aspecto más grisáceo (Fig. 8b, c) y tienen patrones de fracturamiento marcados.

4.2.2 PETROGRAFÍA

Los fenocristales presentes en los depósitos de la PEI presentan un tamaño de 1 cm en promedio (pero pueden tener tamaños que exceden el cm de largo, Fig. 7) y tienen formas subhedrales rotas (Fig. 9a). Los micro fenocristales y fenocristales muestran texturas de

desequilibrio como texturas de exsolución, bordes redondeados y reabsorbidos (Fig. 9 b, c, d). Además, todos los depósitos de la PEI muestran relictos de minerales máficos de tamaños micrométricos. La matriz de las muestras está formada por cristales de tamaños micrométricos, o inferiores a $1\ \mu\text{m}$, de polimorfos de cuarzo y feldespato. Estos cristales tienen formas anhedrales y suelen tener un aspecto roto con bordes angulosos (Fig. 9).

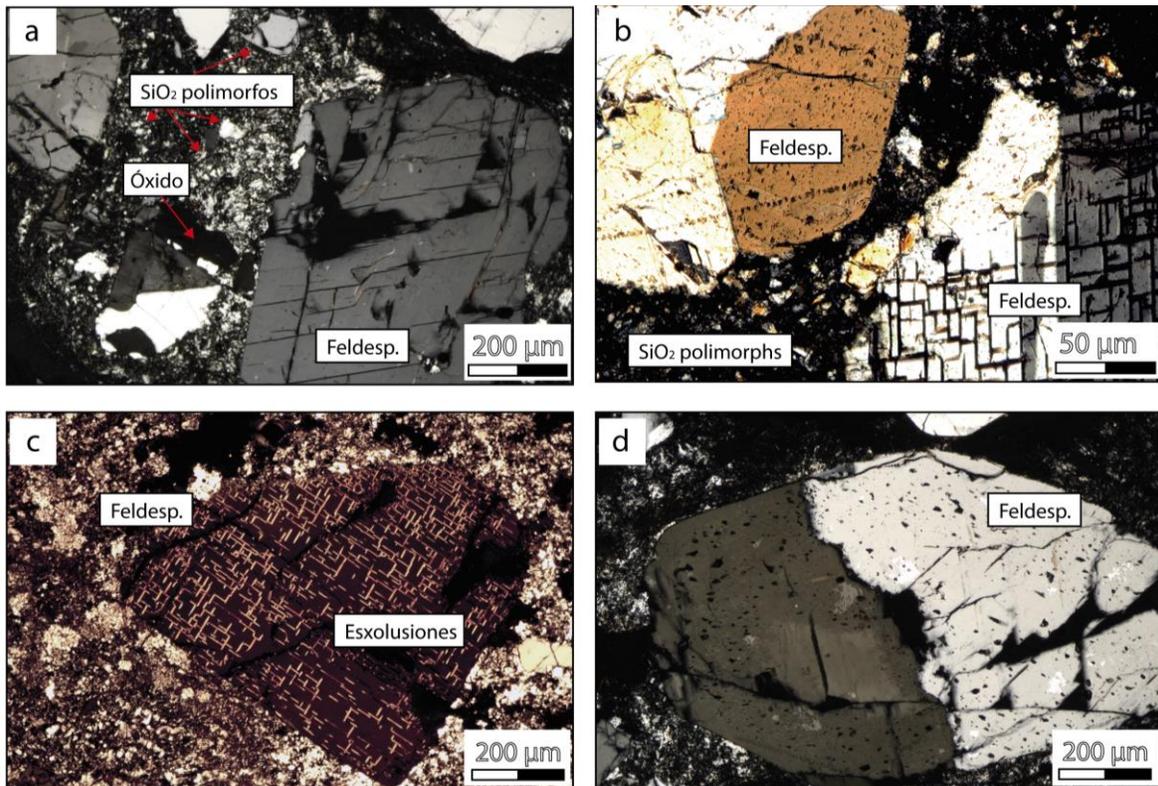


Figura 9. Fotomicrografías de cuatro muestras de la PEI en luz polarizada cruzada. a) el ensamble mineral está formado por fenocristales de feldespato y cuarzo en una matriz formada fundamentalmente por cristales de tridimita y cristobalita; b) fenocristales de feldespato subhedrales, redondeados y de aspecto roto. c) a lo largo del depósito existen algunos fenocristales de anortoclasa con textura de exsolución y bordes redondeados, sin embargo, menos del 1 % de los cristales presentan esta textura; d) fenocristal de feldespato con textura tamiz, bordes redondeados y maclados

4.2.3 GEOQUÍMICA

Las muestras de la PEI son de composición riolítica y muestran una ligera variación a lo largo de sus depósitos (Fig. 10, tabla 1). Los análisis químicos muestran que la PEI se vuelve más silícica y pobre en F_2O_3 and MgO hacia la cima del depósito. Las concentraciones de elementos traza normalizados contra el manto primitivo muestran anomalías negativas de Ba, Nb, Ta, U, Th, K y Zr; y anomalías positivas de Pb, Sr, Eu, P and Ti. Conjuntamente, los Heavy Rare Earth Elements (HREE) presentan una tendencia horizontal donde los Light Rare Earth Elements (LREE) se aprecian más enriquecidos que los HREE (Fig. 11).

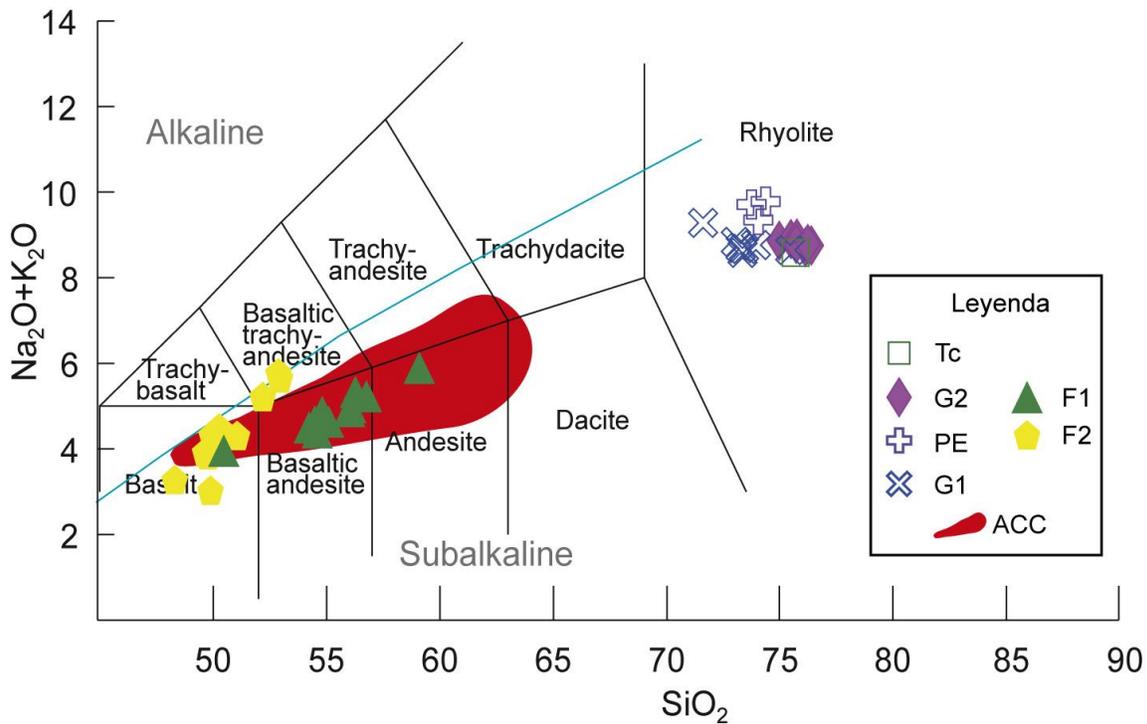


Figura 10 Diagrama de álcalis total vs sílice de las rocas del Complejo de la Caldera de Acoculco (ACC, campo rojo), PE = Ignimbrita Piedras Encimadas, Tc = Ignimbrita Tecoloquillo, los símbolos de cruz azul representan las de G1 y los símbolos de diamantes representan a las de G2, F1 vulcanismo máfico intra-caldera y F2 extra-caldera. También se muestra un marcado gap composicional entre andesitas y riolitas para todas las rocas del ACC.

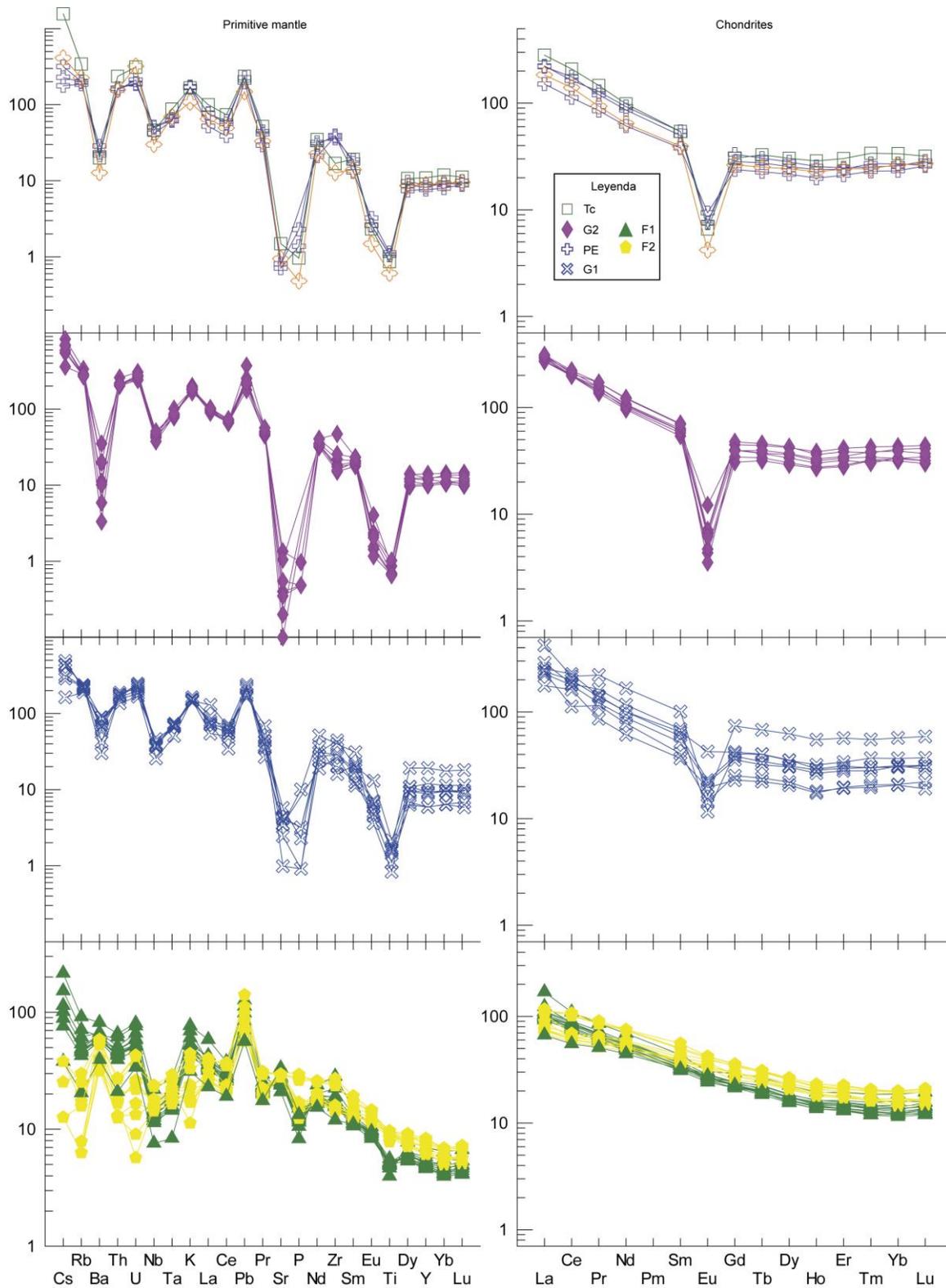


Figura 11 Diagramas de elementos traza y de tierras raras (REE), normalizados a la condrita (izquierda) y al manto primitivo (derecha; Sun y McDonough, 1989). Símbolos como en la Fig. 4. La muestra de xenolitos corresponde a una muestra reportada por Sosa-Ceballos et al. (2018). Las composiciones de Tc se obtuvieron de Pérez-Orozco et al. (2021)

Respecto a los demás productos félsicos del ACC, G1 y G2, la concentración de SiO₂ en roca total varía entre 70- 76 wt% con concentraciones de álcalis totales (Na₂O + K₂O) entre 5.61– 9.79 wt% (Fig. 10). Químicamente estas rocas se clasifican como riolitas (LeBas et al., 1986). G1 es relativamente más pobre en sílice (1-2 SiO₂ wt%) que G2. El enriquecimiento relativo de LILE (Elementos Litófilos de Iones Grandes) en comparación con los HFSE (Elementos de Alta Fuerza de Campo) y las anomalías Nb-Ta-Pb revelan la naturaleza calco-alcalina de ambos grupos (Fig. 11). Las lavas y piroclastos félsicos del ACC muestran valores bajos de la relación Eu/Eu* (≤ 0.3) y de Ba 500 ppm (Fig. 12). También, estas rocas muestran tendencias positivas de las relaciones Ba/Rb vs Rb, Rb vs La, bajo #MgO (1 – 16) y una muestran dispersión en los diagramas La/Sm vs La (Fig. 12).

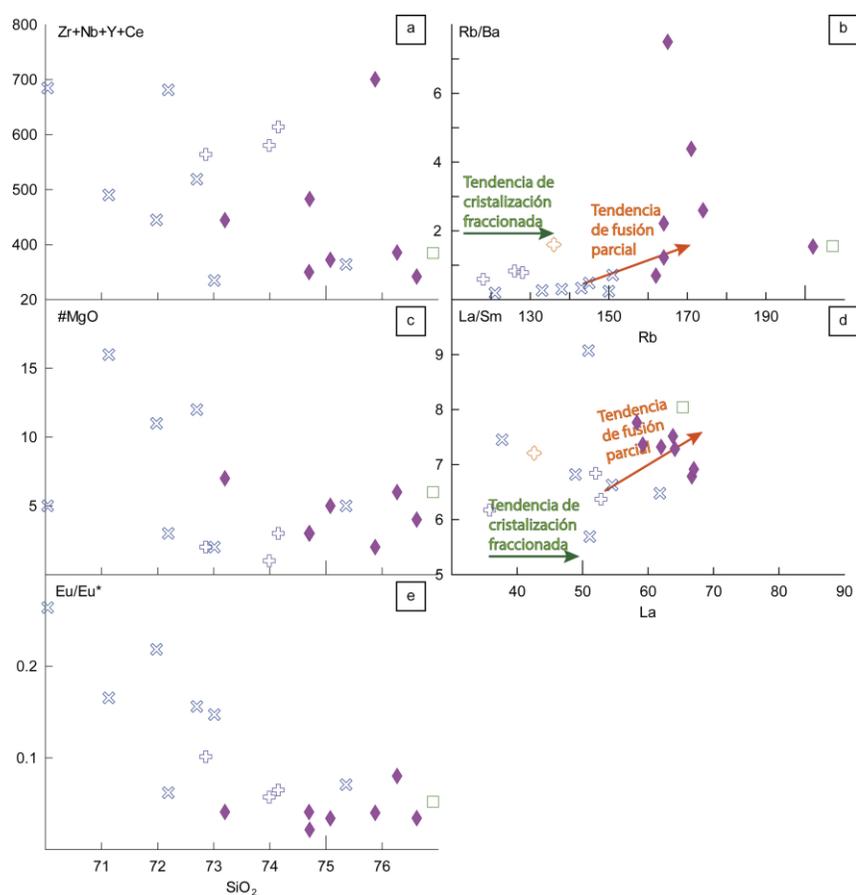


Figura 12 a) Diagrama Zr+Nb+Y+Ce vs SiO₂ de las riolitas del ACC. b) El diagrama Rb/Ba vs Rb muestra la relación entre la cristalización y la fusión parcial del ACC. c) El #Mg vs SiO₂ de las riolitas de la PEI muestra los bajos contenidos de #Mg de la mayoría de las muestras. d) Diagrama La/Sm vs La, e) Diagrama Eu/Eu* vs SiO₂.

4.2.4 QUÍMICA MINERAL

Los análisis de microsonda electrónica muestran que los fenocristales de feldespato presentes en los depósitos de la PEI tienen una composición de anortoclasa de 2 – 8 mol% An y 20 – 78 mol% Or (Fig. 9). Sin embargo, los análisis de XRD y Raman muestran que la mayoría de los fenocristales son de anortoclasa (Figs. 13 a, b y c, 14 a, 15 a y b).

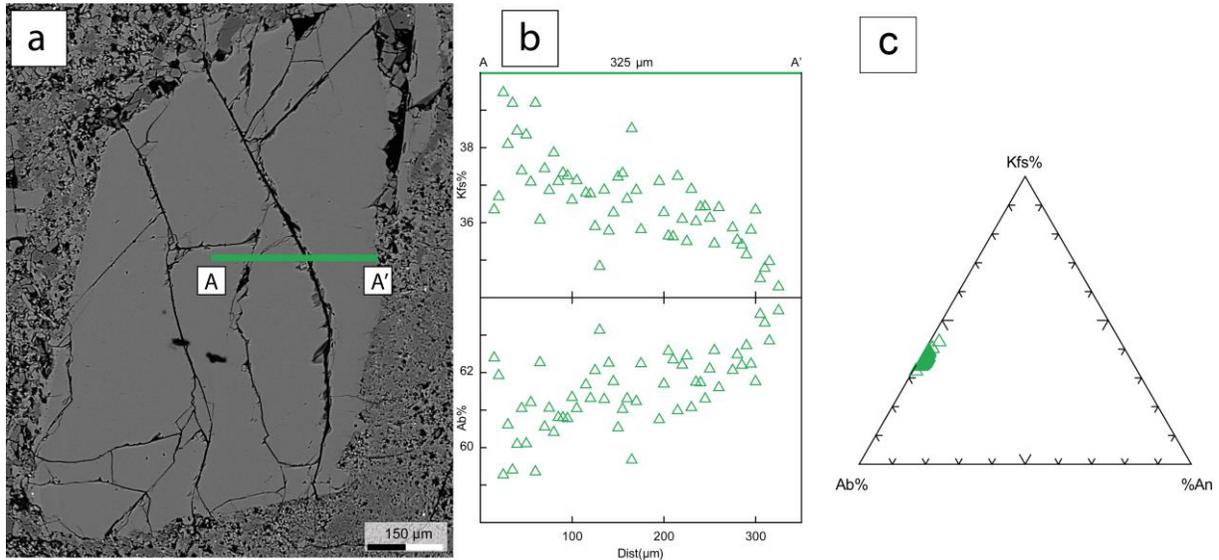


Figura 13 Transecto composicional de feldespato, a) Imagen de electrones secundarios de un cristal de anortoclasa, b) Transecto de composición (A - A') de anortoclasa. En esta imagen se observa la ligera variación de composición desde el centro hasta el borde donde el centro tiende a ser más potásico. c) Diagrama de clasificación de feldespato que muestra bajas variaciones de composición de feldespato. Tomado de Boijseauneau-López et al. (2023)

Las imágenes de rayos x realizadas en la microsonda electrónica confirman que la matriz o parte fina está compuesta por microcristales ($< 5 \mu\text{m}$) de cuarzo y feldespato con valores de 6 – 13 wt% de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Fig. 14 b).

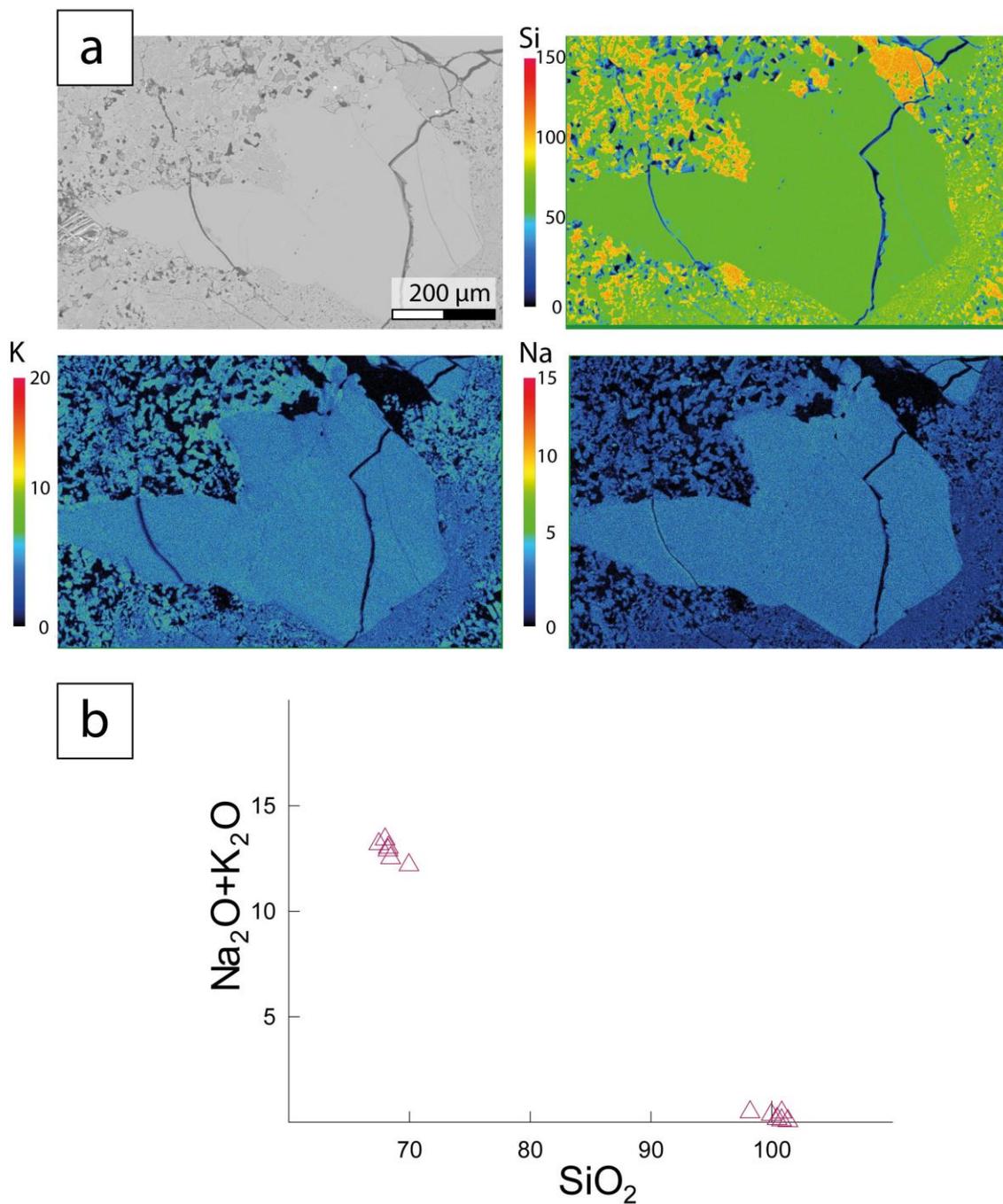


Figura 14 Composición de la matriz mostrada como a) Mapas de rayos X de la matriz y el feldespato. Los mapas de rayos X semicuantitativos muestran la composición homogénea del fenocristal de anortoclasa y la composición de la matriz que está formada enteramente por polimorfos de cuarzo y fragmentos de anortoclasa. La escala lateral muestra las concentraciones relativas de Si, K y Na en intensidades relativas [unidades arbitrarias]. b) Diagrama de álcalis total vs sílice de la matriz realizada con análisis cuantitativo EPMA para tener una referencia composicional.

Los análisis de espectroscopía FTIR muestran que los cristales primarios de polimorfos de cuarzo y anortoclasa en su mayoría no tienen defectos estructurales de OH o H₂O en las bandas 3000-3800 cm⁻¹(Fig. 15). No obstante, existen cristales de anortoclasa con contenidos de OH estructural de 5 a 75 ppm (Tabla 2), distribuidos en menor proporción (≤ 10 % vol cristales analizados) a lo largo de todo el depósito. Mientras que la mayoría de los polimorfos de cuarzo, como la tridimita y la matriz muestran picos en las bandas 3000-3800 cm⁻¹(Fig.15).

Tabla 2. Valores de OH estructural en ppm medidos en cristales de anortoclasa, polimorfos de sílice y matriz de la muestra 1908.

Sample	Type	W/D	Baseline corre	Atot	T (μm)	Atot / cm	k	Hydroxyl defect (ppm)	Hydroxyl defect (H / 106 Si)	Kfs%	%An	%Ab	
PE-1901-1-1	individual	Dry	a.c	15.5	142	1091.55	0.04	48.93	325.87		36	2	62
PE-1901-2-2	individual	Dry	a.c	11.1	170	652.94	0.04	29.27	194.93		37	2	61
PE-1901-3-1	individual	Dry	a.c	16	167	958.08	0.04	42.95	286.03		36	2	61
PE-1901-4-2	individual	Dry	a.c	19	176	1079.55	0.04	48.39	322.29		30	3	65
PE-1901-6-2	individual	Dry	a.c	26	156	1666.67	0.04	74.71	497.57		37	2	62
PE-1901-6-3	individual	Dry	a.c	13	177	734.46	0.04	32.92	219.27		36	2	61
PE-1908-1-3	individual	Dry	a.c	2.501	165	151.58	0.04	6.79	45.25		35	2	63
PE-1908-3-3	individual	Dry	a.c	1.998	177	112.88	0.04	5.06	33.70		38	2	61
PE-1908-3-4	individual	Dry	a.c	11.603	300	386.77	0.04	17.34	115.47		38	2	60
PE-1908-7-2	individual	Wet	a.c	23.83	265	899.25	0.04	40.31	268.46		32	3	65
PE-1908-8-3	individual	Dry	a.c	0.001	137	0.07	0.04	0.00	0.02		38	2	60
PE-1908-7-3	individual	Dry	a.c	0.001	153	0.07	0.04	0.00	0.02		26	5	69
PE-1908-7-1	individual	Dry	a.c	0.005	158	0.32	0.04	0.01	0.09		40	2	59
PE-1908-5-1	individual	Dry	a.c	0.004	148	0.27	0.04	0.01	0.08		35	2	63

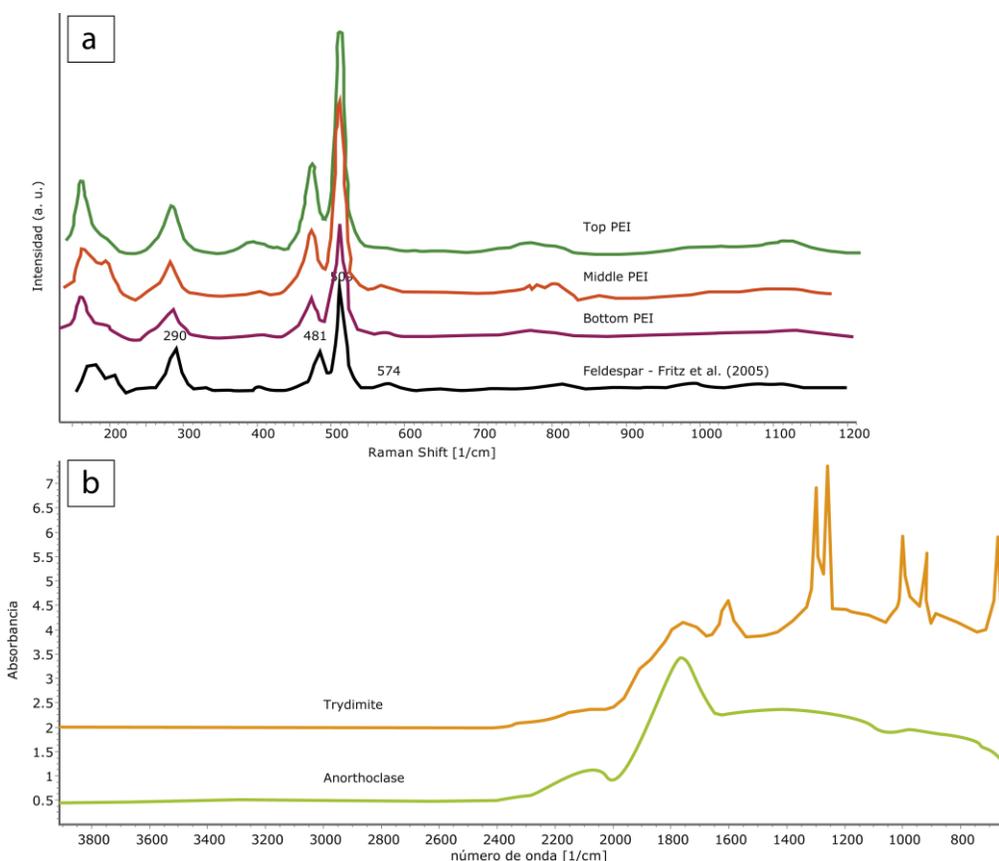


Figura 15 Espectros Raman de microcristales que rodean fenocristales de diferentes posiciones estratigráficas, así como un espectro de feldespatos característico (Fritz et al., 2005). b) Espectros FTIR de cristales de tridimita y anortoclasa del fondo del LA PEI. Se debe considerar que las bandas OH-H₂O (3000-3800 cm⁻¹) no muestran dislocación estructural/defectos de agua o hidroxilo.

Los espectros de XRD, Raman y FTIR muestran que la matriz o parte fina de la PEI es una mezcla de polimorfos de sílice y fragmentos de anortoclasa (Fig. 15 a y b, 16).

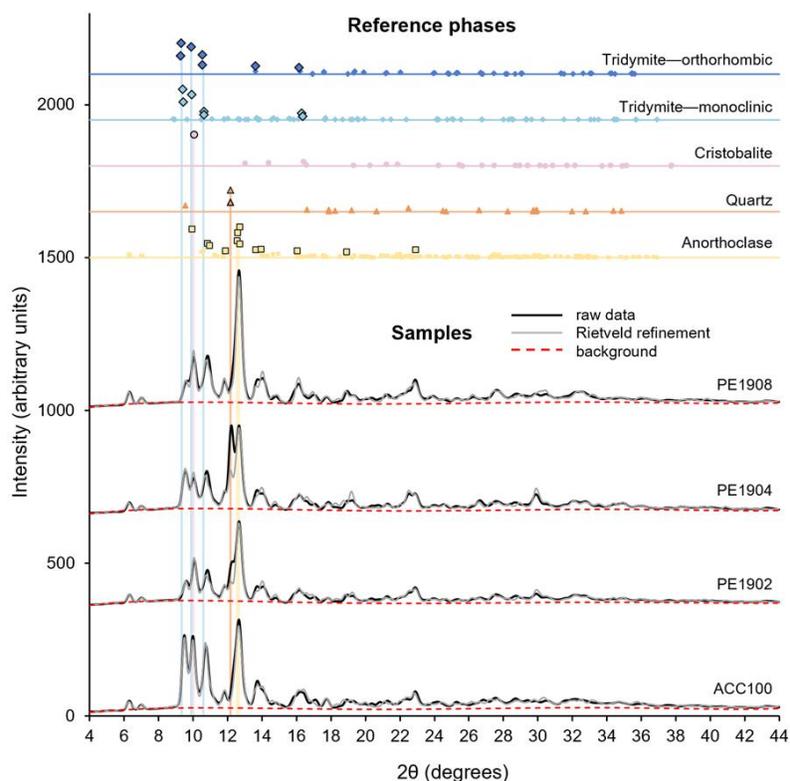


Figura 16 Patrones de difracción de rayos X representativos de las muestras de PEI (negro) con ajustes de refinamiento de Rietveld (gris) y ajustes de fondo (discontinuos rojos) promediados en tres réplicas de muestras. Las posiciones de los picos de las fases minerales de referencia se muestran arriba con los picos más dominantes resaltados en negro (Harlow 1982; Levien et al. 1980; Downs y Palmer 1994; Hirose et al. 2005; Lee y Xu 2019)

Tabla 3. Contenido de las diferentes fases minerales modeladas mediante el refinamiento Rietvel.

Sample	Phase	Phase %	s.d.	Wt %	s.d.
ACC100	Anorthoclase	51.6	0.8	63.1	1
	Quartz	16.2	3.4	4.9	0.6
	Cristobalite	9.6	2.6	2.6	0.4
	Tridymite--Monoclinic	6.2	0.5	20.3	0.9
	Tridymite--Orthorhombic	16.4	1.6	9	0.6
	Total	100		100	
PE1902	Anorthoclase	51.1	7.5	78.4	0.3
	Quartz	34.2	5.5	13	0.5
	Cristobalite	13.8	0.2	4.7	0.3
	Tridymite--Monoclinic	0.9	0.3	3.8	0.4
		Total	100		100
PE1904	Anorthoclase	42.2	1.6	70.3	0.4
	Quartz	52	2.9	21.5	1
	Cristobalite	4.3	5.7	1.6	0.9
	Tridymite--Monoclinic	1.5	0.5	6.6	0.8
		Total	100		100
PE1908	Anorthoclase	76	1.1	88.5	1.7
	Quartz	18.4	3.4	5.3	0.8
	Cristobalite	4	4.5	1.1	0.9
	Tridymite--Monoclinic	1.6	0.5	5.1	1.1
		Total	100		100

Los óxidos presentes en LA PEI presentan composiciones que van de ferropseudobrookita – ilmenita a ulvoespinela – wustita. Las variaciones FeO, Fe₂O₃, and TiO₂ son notables desde el centro hasta el borde de los fenocristales (Fig. 17). Los transectos composicionales observados en los óxidos muestran que existe una relación inversamente proporcional con el incremento del Fe (Fig. 17).

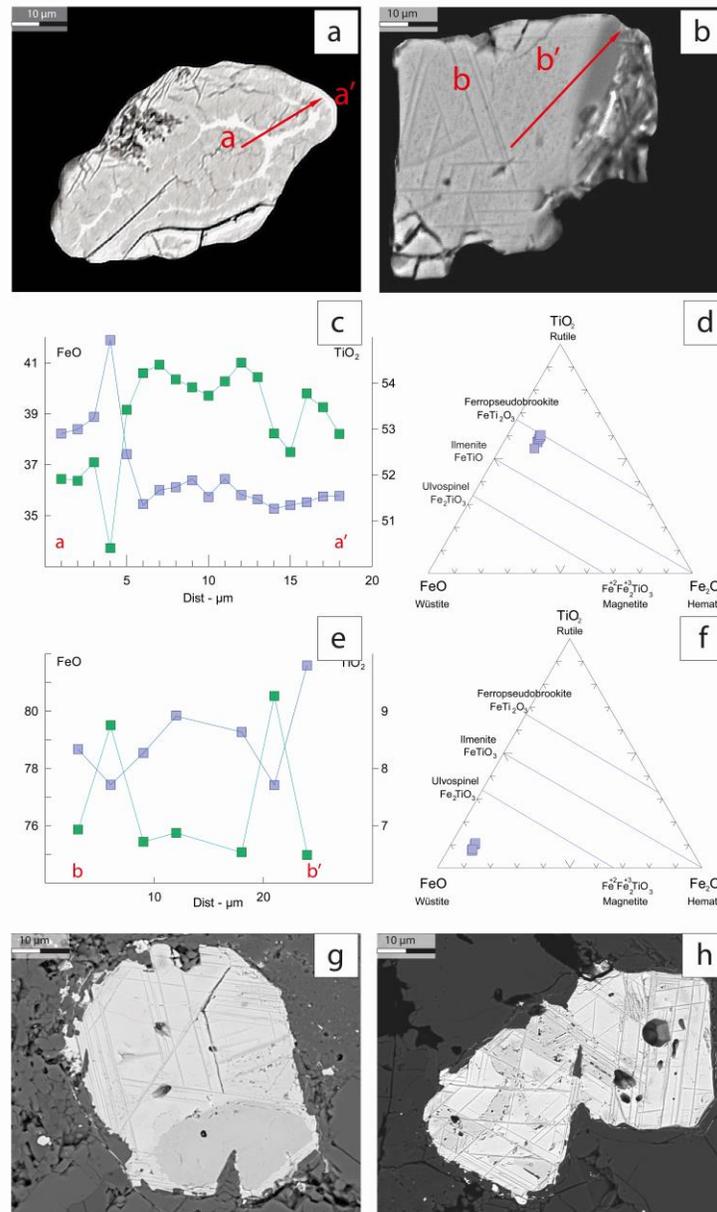


Figura 17 a) y b) muestran micrografías de cristales de Ferropseudobrookita y Ulvoespinel de la muestra PEI-1904 con transectos a-a' y b-b'. c) y d) muestra las concentraciones de FeO_{total} (línea azul y rectángulos) y TiO₂ (línea verde y rectángulos) vs distancia (μm), mostrando también sus correspondientes diagramas de clasificación de óxidos. La ferropseudobrookita tiene una composición relativamente consistente a lo largo del transecto a – a'. El desequilibrio en a y b se evidencia por la forma redondeada y los bordes de bahía de los cristales. Los cambios en la composición de la ulvoespinel tienden a ser más extremos que los observados en la ferropseudobrookita. Tomado de Boijseauneau-López et al. (2023).

5 VULCANISMO MONOGENÉTICO INTRA-CALDERA Y EXTRA-CALDERA

5.1.1 ESTRATIGRAFÍA

Para este trabajo se puso especial interés en el magmatismo máfico post-caldera para estudiar el papel que tiene en la evolución geoquímica del ACC, ya que estos productos existen durante todo el tiempo de vida de la caldera y probablemente interactúen. Se eligieron 4 estructuras volcánicas localizadas en el borde sur-sureste de la caldera (Fig 6) para realizar análisis petrográficos y geoquímicos. Se decidió comparar los productos intra-caldera (F1), los más jóvenes ~63 ka y los extra-caldera (F2), los más viejos ~2 400 ka.

Las muestras de F1 pertenecen al volcán Cerro El Tecolote y La Paila con una edad ~ 63 ka (Fig. 4). El Cerro El Tecolote (Fig. 17) está formado por dos tipos de productos, derrames de lavas y piroclastos de caída. Mientras que La Paila consiste de flujos de lava afanítica, de color gris oscuro, auto-brechadas y bloques vesiculares, principalmente, no obstante, también presenta una fase explosiva que generó depósitos piroclásticos de caída formados por fragmentos de escoria vesicular con tamaños de lapilli y ceniza gruesa. La textura de las lavas es afanítica, aunque algunas veces puede tener micro fenocristales visibles. La mineralogía observable es de olivino (Ol), ortopiroxeno (OPx) y Plg. En ambos volcanes se puede apreciar halos de alteración hidrotermal que generan tonalidades amarillentas, rojizas, grises, rosas y blancas.



Figura 18 Fotografía que muestra las características del cerro El Tecolote y los halos de alteración presentes.

Las unidades que integran F2 son dos volcanes que fueron cartografiadas como parte del grupo de conos de escoria basáltica Amanalco, con una edad relativa de $2,408 \pm 58$ ka (Fig. 4, Avellán et al., 2019; 2020). Ambas estructuras están formadas en el centro por un cono de escoria formado por depósitos piroclásticos de caída, conformados por fragmentos de escoria color negro y soporte grano a grano. Los fragmentos de escoria tienen tamaños de lapilli a ceniza media, se encuentran vesiculados y con formas subangulosas. También, cada uno de estos volcanes tiene asociado una fase efusiva formada por derrames de lava. La textura de las lavas para ambas unidades es afanítica, aunque es posible observar algunos fenocristales de olivino, orto y clino piroxeno, plagioclasas y sanidino. A diferencia de F1, F2 tiene halos de alteración que generan coloraciones rojizas y blancas (Fig. 19).

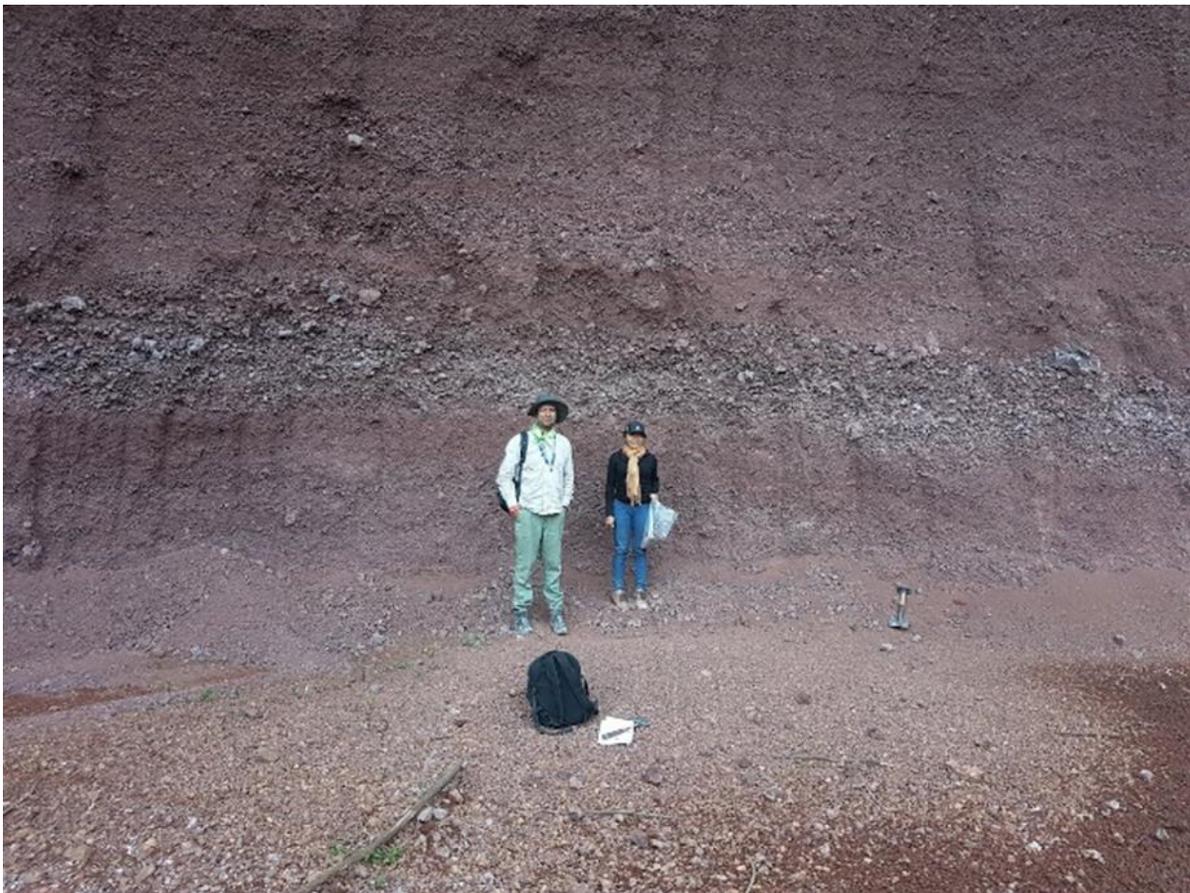


Figura 19 Fotografía que muestra los depósitos piroclásticos de caída de las unidades F2, conos de escoria Amanalco. La alteración hidrotermal ocurre también en estas estructuras extra-caldera generando patrones de oxidación y precipitación de minerales carbonatados de colores blancos.

5.1.2 PETROGRAFÍA

Para los análisis petrográficos se eligieron muestras de fragmentos de escoria de todas las unidades de F1 y F2.

5.1.2.1 F1

F1 presentan texturas hipocristalinas y vesiculares. La paragénesis mineral observada en las secciones delgadas es de orto piroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe – Ti y olivino. Los fenocristales tienen formas anhedrales y subhedrales, con texturas de desequilibrio (Fig. 20) Las vesículas de las unidades que conforman a F1 tienen formas elípticas. Todas las muestras presentan glomeropórfidos (Fig. 20) de fenocristales de ortopiroxenos con plagioclasas que presentan desequilibrio. También se observan relictos de plagioclasas con texturas de bahía y tamiz. Por tamaños y texturas se identifican tres grupos de plagioclasas; fenocristales >200 μm , micro fenocristales 10 – 200 μm y microlitos <10 μm . Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales, con texturas de desequilibrio, por ejemplo, bordes redondeados o tamiz (Fig. 20). Los micro fenocristales de plagioclasa presentan formas subhedrales y sin texturas de desequilibrio, los microlitos presentan formas euhedrales tabulares. Los ortopiroxenos aparecen como fenocristales y micro fenocristales, con formas anhedrales y subhedrales.

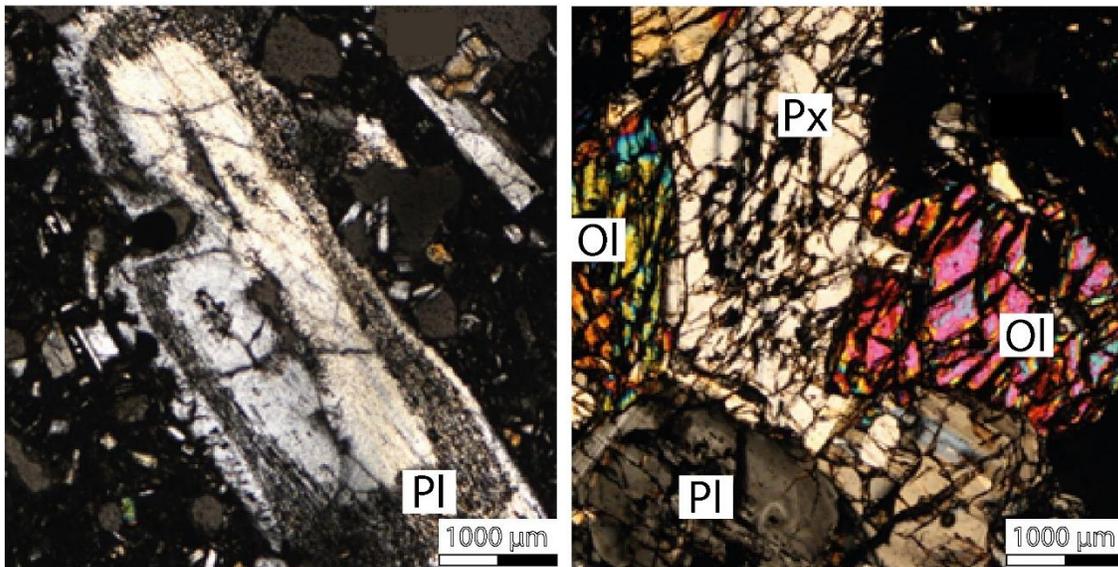


Figura 20 Fotomicrografías de dos muestras G1 en luz polarizada cruzada. La paragénesis mineral está formada por cristales de feldespato, olivino, piroxeno y una matriz vítrea; a) los fenocristales de plagioclasa a menudo tienen texturas de desequilibrio, como bordes redondeados y textura de tamiz; b) glomeropórfido de olivino, piroxeno y plagioclasa (Ol, Px y Pl)

5.1.2.2 F2

Las muestras de fragmentos de escoria de F2 presentan una textura vesicular y afanítica. Están compuestas de una matriz hipocristalina que contiene microlitos de plagioclasa y vidrio que se pueden mostrar en arreglos pilotaxíticos y traquíticos. Su paragénesis mineral es de plagioclasa (pl), olivino (ol), orto y clino piroxeno (px), además de óxidos de Fe-Ti. En todas las muestras se observan microlitos y micro fenocristales de pl y px, pero, no hay fenocristales de estas fases. Sólo los olivinos se llegan a presentarse como fenocristales, aunque, suelen encontrarse alterados al igual que algunos micro fenocristales de px. Las vesículas de estas muestras tienen formas redondeadas. %). En estas rocas no se observaron glomeropórfidos.

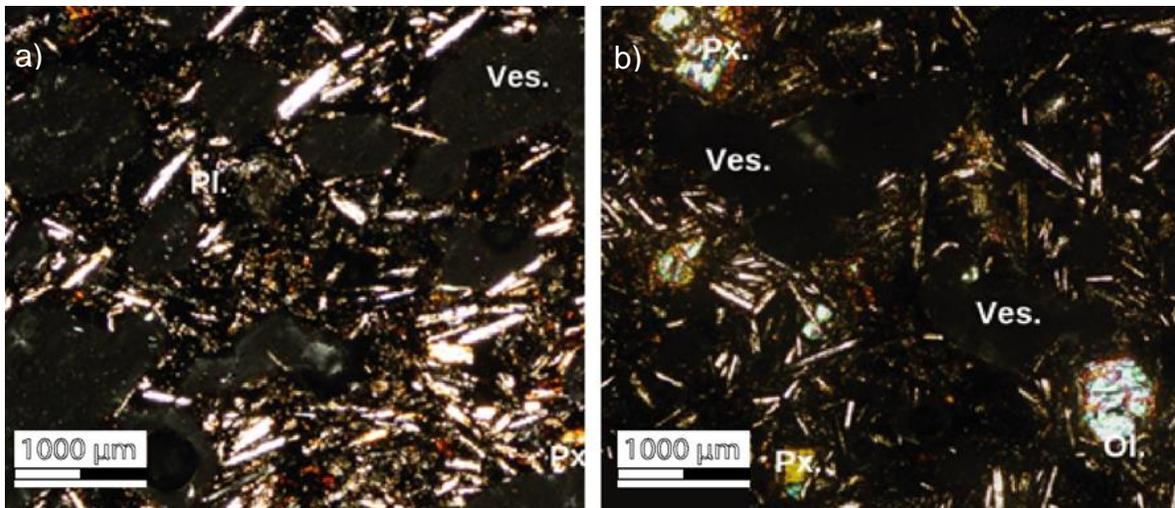


Figura 21 Fotomicrografías de dos muestras de F2 en luz polarizada cruzada. a) La paragénesis mineral está formada de feldespato, olivino, piroxeno y una matriz vítrea; a) La presencia de plagioclasa como fenocristal es reducida, no obstante, es abundante como microlito b) muestra microfenocristales de olivino y piroxeno alterados

5.1.3 GEOQUÍMICA

Se puede apreciar que las rocas más jóvenes pertenecientes a F1 contienen un mayor contenido de sílice en comparación con F2 (Fig- 10, Tabla 4). No obstante, F1 tiene un número de magnesio más elevado (#MgO entre 52 - 60) que F2 (#MgO entre 27 - 50). La concentración química de elementos mayores en roca total de F1 es de 45 – 65 wt% SiO₂, 16 – 18 wt% Al₂O₃, 4 – 8 wt% Fe₂O₃, 0.08 – 0.14 wt% MnO, 2 – 8 wt% MgO, 4 – 10 wt% CaO, 2 – 4 Na₂O wt%, 1 – 2.6 wt% K₂O, 0.8 – 1.2 TiO₂ wt% y 0.2 – 0.4 wt% P₂O₅. El contenido de álcalis totales (Na₂O + K₂O) es de 3 – 6 wt%. Este grupo de rocas varía entre basalto, basalto-andesitas y andesitas (Fig. 10). La concentración química de elementos mayores en

roca total de F2 es entre 47 – 65 wt% SiO, 15 – 20 wt% AlO, 4 – 8 wt% FeO, 0.13 – 0.16 wt% MnO, 2– 5.8 wt% MgO, 7 – 9 wt% CaO, 2 – 6 NaO wt%, 0.2 – 1.4 wt% KO, 1.6 – 2 TiO wt% y 0.2 –0.7 wt% PO. El contenido de álcalis totales (NaO + KO) es de 3.5 – 6.2 wt% Este grupo químicamente varía entre basaltos y traquiandesitas basálticas (Irvine & Baragar, 1971). La concentración de elementos mayores muestra que el grupo F1 tiene una correlación positiva entre el SiO y KO. Además, es posible apreciar que, para el caso de los siguientes óxidos: TiO, NaO, FeO, MnO y MgO, F1 y F2 las muestras F1 y F2 se agrupan. No obstante, el PO muestra dispersión (Figura 22).

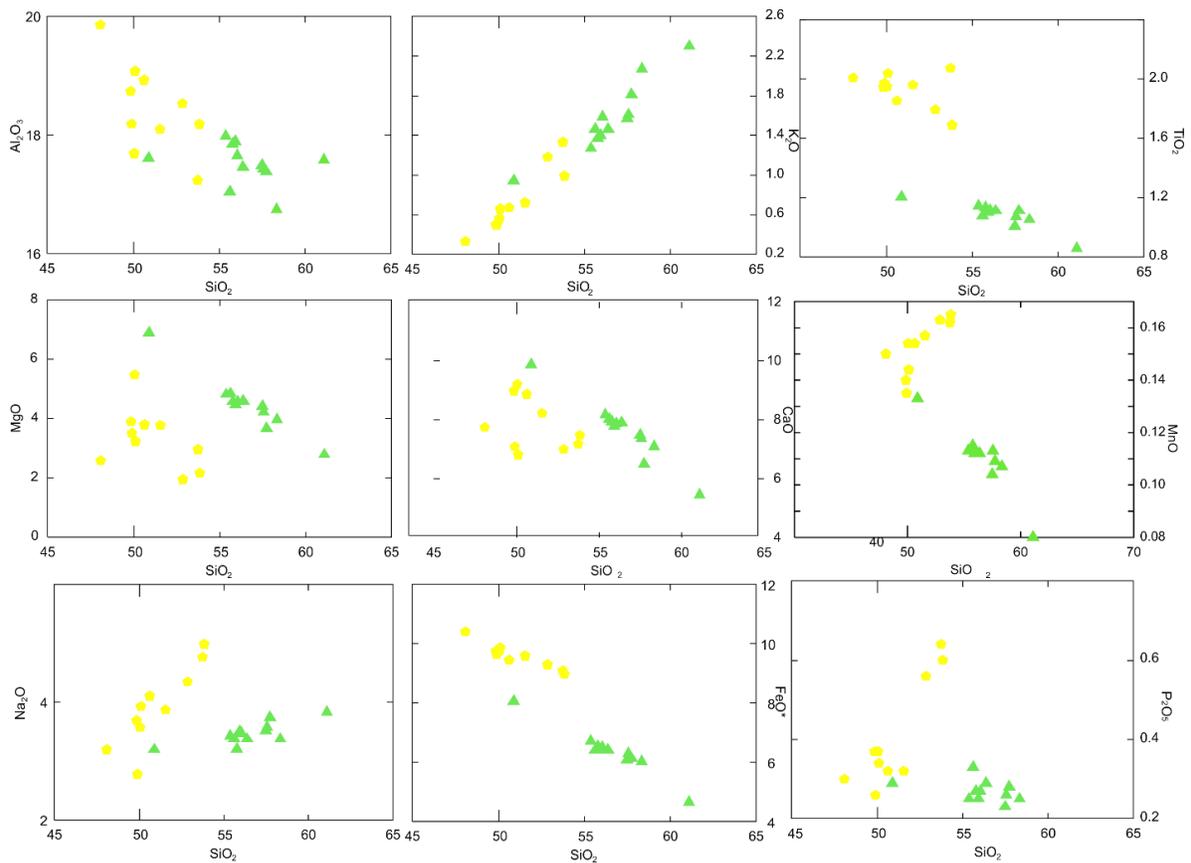


Figura 22 Diagramas binarios de elementos traza, normalizados en base anhidra y en ppm, SiO₂ en wt% de F1, triángulos verdes y F2 triángulos amarillos

6 DISCUSIÓN

6.1 LA IGNIMBRITA PIEDRAS ENCIMADAS

Los depósitos de la PEI fueron descritos originalmente como ignimbritas (López-Hernández et al. 2009; Avellán et al. 2019; 2020). No obstante, el término ignimbrita implica el contenido de pómez y cenizas, algo que parece no estar presente en este depósito. Debido a su alto contenido de cristales, primero nos cuestionamos si los depósitos de la PEI tienen un origen volcánico explosivo. Esto debido a su alta cristalinidad entre cerca de 99 Vol% observada en los espectros XRD (Fig. 16) y la ausencia de fragmentos de juveniles y texturas eutaxíticas. La mayoría de rocas que han sido descritas como altamente cristalinos suelen asociarse con rocas ígneas intrusivas o sub volcánicas, más no con rocas explosivas como las ignimbritas. Una de las hipótesis que simplifica el origen de la alta cristalinidad es que los depósitos de la PEI fueran formados en un cuerpo intrusivo que exhumado y expuesto debido a procesos erosivos. Esta hipótesis puede ser cuestionada debido a que los depósitos tienen una forma tabular, que están soldados en la base del depósito y presentan un adelgazamiento sistemático que rellena los valles hacia el este (Fig. 2) – todas estas características son encontradas en ignimbritas. Las evidencias de campo sugieren que estas rocas son ignimbritas que fueron eruptadas por el borde este de la caldera dónde los depósitos se engrosan y desde ahí, se adelgazan hacia el noreste (López-Hernández et al. 2009; Avellán et al. 2019).

Los depósitos de la PEI son altamente cristalinos: la parte superior del depósito contiene más del 70 % de fenocristales con tamaños ≥ 2 mm, mientras que las porciones media e inferior contienen de 50 a 60 % de fenocristales (Fig. 4, 8). Además, los fenocristales de anortoclasa están embebidos en una matriz formada exclusivamente por polimorfos de sílice y fragmentos de anortoclasa, sin evidencias de fragmentos vítreos, ni procesos de elutriación que pudieran enriquecer diferencialmente el contenido de los cristales. La presencia de mega cristales de feldespato potásico (Fig. 7) sugiere que los magmas de la PEI cristalizaron cerca de su umbral de bloqueo reológico, ya que los magmas naturales no precipitan una cantidad significativa de feldespato potásico mientras son móviles (ej., Glazner y Johnson 2013). Por lo tanto, el tamaño y la abundancia de mega cristales (algunos de ellos con texturas de exsolución) y la ausencia de fragmentos de vidrio o pómez sugieren fuertemente que los depósitos de la PEI representan un crystal mush movilizado hacia la superficie.

6.1.1 ALMACENAMIENTO PREVIO A LA ERUPCIÓN

Los recientes estudios geológicos, geofísicos y petrológicos sugieren una serie de zonas de entrapamiento de magmas debajo del ACC (Sosa-Ceballos et al. 2018; Avellán et al. 2020; Pérez-Orozco et al. 2021). En general, estas zonas de almacenamiento o reservorios coinciden en buena medida con las profundidades (150-250 MPa, aproximadamente entre 6-10 km) propuestas por Townsend and Huber (2020) como la región de la corteza en la que los reservorios magmáticos pueden generarse como respuesta a la flotabilidad neutra, el contraste reológico y la reorientación del campo de esfuerzos. La idea principal de esto sugiere que las recargas de magma deforman la corteza superior de forma dúctil, en consecuencia, en esta región es más fácil generar una redistribución de los esfuerzos provocando que las erupciones se inhiban. Como lo que está ocurriendo en la actualidad en la región de Grindavik, Islandia (noviembre de 2023), en la que la sismicidad, la reactivación de fallas, incremento en concentraciones de azufre en manifestaciones hidrotermales existentes y la aparición de nuevas manifestaciones con altas concentraciones de vapor de agua, azufre y CO₂, alertan a las autoridades del peligro de una erupción. Sin embargo, hasta el momento (diciembre de 2023), la distribución de los esfuerzos en esta región está promoviendo que esos magmas en ascenso se estancuen en los últimos kilómetros de la corteza superior.

Por otra parte, las acumulaciones de magma menos profundas ocurren a presiones <150 Mpa, pero generalmente son transitorias. Sin embargo, esta profundidad es menor que la que fue propuesta por Gualda and Ghiorso (2013) para las riolitas con un contenido de sílice similar al observado (250 – 500 MPa). Otra evidencia importante para considerar son las texturas de exsolución presentes en los fenocristales de feldespato (Fig. 9c). Aunque poco distribuidas en los depósitos de PEI las anortoclasas con texturas de exsolución están asociadas con cuerpos intrusivos, donde ocurren como resultado del enfriamiento lento o alteración hidrotermal deutérica de un cuerpo granítico (Lee et al., 1995). Estas texturas también se encuentran presentes en feldespatos alcalinos de rocas metamórficas donde son el reflejo de la historia composicional, termal y deformacional del cristal (Brown y Parsons, 1984). De tal forma, la presencia de texturas de exsolución en fenocristales de feldespato y óxidos de Fe-Ti de la PEI (Fig. 17) sugieren un origen intrusivo. El tamaño de los cristales y las texturas de exsolución son el resultado de un periodo prolongado de cristalización. Este periodo

prolongado sólo puede ocurrir en un cuerpo intrusivo, quizás de tipo batolítico, debido al tamaño de los fenocristales (Fig. 7, 8d) que sugieren un largo periodo de crecimiento y a la extensión de los depósitos (Fig. 2). Mientras que, en un cuerpo volcánico, los cristales suelen tener diversas etapas de desequilibrio, las cuales son provocadas por los procesos magmáticos que ocurren en la porción fundida de reservorios magmáticos. Esto sugiere tiempos poco prolongados de almacenamiento y procesos diversos de desequilibrio asociado a cambios bruscos de P, T y X (composición química), lo que genera texturas complejas, las cuales no son observables en los megacristales de feldespatos de la PEI.

Los pozos de exploración geotérmica en el área de Acozulco alcanzaron una profundidad de 2000 m bajo la superficie; a una profundidad de 1660 m está reportado un cuerpo intrusivo, sobreyacido por 870 m de skarn (Yáñez-García 1980; López-Hernández et al. 2009). Estudios aeromagnéticos revelaron también una serie de cuerpos magmáticos intrusivos alojados en rocas calcáreas a profundidades de entre 1000 – 2500 m de bajo del ACC (López-Hernández et al. 2009; Avellán et al. 2020). Dada la intensa anomalía magnética generada por estas intrusiones, fueron consideradas como máficas por Avellán et al. (2020). Aunque en estas zonas existen también intrusiones graníticas en forma de diques aplíticos a 1600 m, observadas en los pozos exploratorios (López-Hernández et al. 2009; Kruszewski et al. 2021).

Los cuerpos intrusivos máficos interpretados por Avellán et al. (2020) tienen valores de susceptibilidad magnética de 25 a -75 nT, mientras que los pozos exploratorios están situados en zonas con valores menores de -125 a -75 nT a la misma profundidad, sobre un gradiente que genera un lineamiento NE-SW (Fig. 23). Este lineamiento podría corresponder con el contacto entre dos unidades de diferente susceptibilidad magnética y/o una falla que pone en contacto dos cuerpos con diferentes susceptibilidades magnéticas (Fig. 23). De tal forma que los valores de susceptibilidad sobre los cuales están situados los pozos a esas profundidades no podrían corresponder con los de un intrusivo máfico. No obstante, estos valores de susceptibilidad magnética se parecen más al que presenta una roca con menor contenido de minerales magnéticos, es decir, la respuesta es similar a la de un intrusivo félsico.

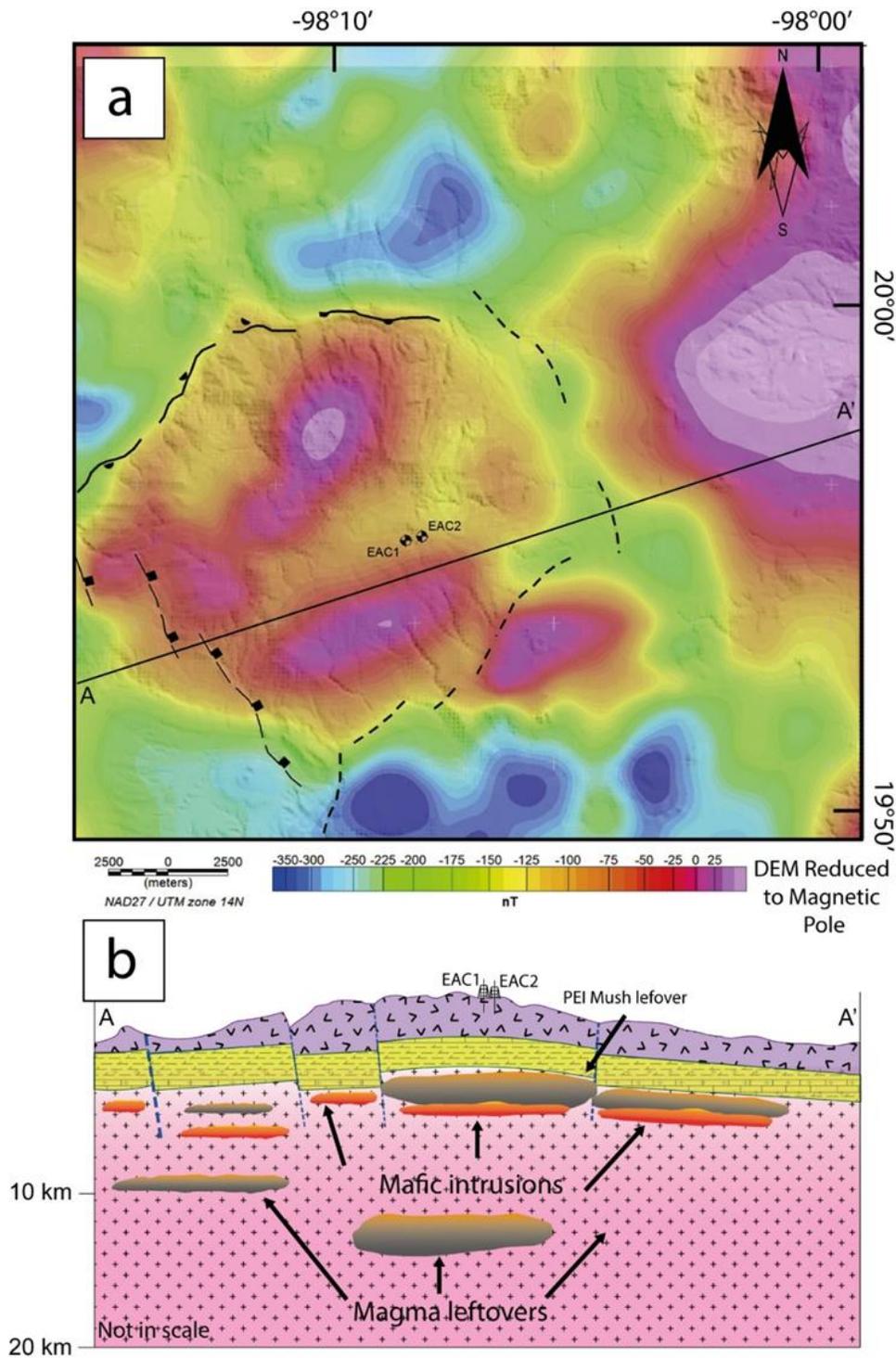


Figura 23 a) Mapa de campo magnético reducido al polo (MFRP) de la región ACC modificado de Avellan et al. (2020); EAC1 y EAC2 representan los pozos de CFE. Las anomalías caracterizadas por -25 a 25 [nT] (centro y NE de la caldera) representan intrusiones máficas que contribuyeron a formar el crystal mush y su movilización a la superficie; los magmas máficos no solo se estancan en profundidad, sino que también forman los volcanes monogenéticos en el lado este de la caldera. b) Perfil de sección transversal simplificado (A-A') que muestra la ubicación de intrusiones superficiales y restos interpretados a partir del mapa MFRP. Dada la naturaleza rica en cristales del PEI, sugerimos que el mush era muy superficial dónde las fallas normales y el arreglo tectónico facilitó su extracción a la superficie. Tomado de Boijseauneau-López et al. (2023)

Esto podría sugerir que los valores de susceptibilidad magnética de -125 a -75 nT (Fig. 23) descritos por Avellán et al. (2020) se pueden correlacionar con los granitos descritos en los pozos a una profundidad mayor a 1660 m por Yáñez-García (1980). Esto indicaría que en el mapa de campo magnético reducido al polo (MFRP) de la región ACC (Fig. 23), las regiones con valores menores a -125 nT podrían corresponder con zonas de skarn (-150 a -300 nT) y Calizas (<300 nT). Mientras que las zonas con valores de -125 a -75 nT podrían representar las zonas con intrusiones félsicas o zonas donde el crystal mush se desarrolló. En consecuencia, la información aeromagnética sugiere que el crystal mush o cuerpos intrusivos (regiones con valores de anomalía magnética -125 a -75 nT; Fig. 23), se encuentran bordeadas por zonas de skarn como resultado de su interacción con las calizas del basamento.

Es importante notar que debajo del borde estructural NE de ACC, donde Avellán et al. (2018) sugiere que la PEI pudo haber salido, no existen anomalías magnéticas positivas en la profundidad de los datos aeromagnéticos que correspondan a intrusiones máficas (en colores rojas-violetas, Fig. 23). Sugiriendo que los valores (-125 a -75 nT) de anomalía magnética en esa zona pudieran representar rocas de composición félsica similares a las descritas en los pozos. Se propone que los remanentes (“*left overs*”) del crystal mush que pudo dar origen a la PEI son félsicos y éstos pudieron haber sido movilizado como resultado de la fusión parcial de una porción del mush o como resultado de la autoasimilación generada por la convección de una región del mush y promovida por la aspersion de gases provenientes de intrusiones máficas. No obstante, estos “*heating elements*”, elementos calentadores o intrusiones máficas en el borde NE están más profundos. Por lo tanto, el proceso de removilización del mush dejó un “*left over*” más silíceo con respecto a su alrededor. Esa es la causa de los valores observados al norte de EAC2.

Los datos aeromagnéticos publicados por Avellán et al. (2020) también muestran que debajo de la porción NE hacia el exterior de ACC existen otras zonas con anomalías magnéticas similares a las descritas al interior de la caldera como cuerpos intrusivos máficos (Fig. 23). Estas anomalías con alta susceptibilidad representan magmas máficos que, si se lograron alojar en niveles más someros de la corteza, a diferencia de lo que se observa en el borde NE (Fig. 23). Los magmas que se alojaron a menor profundidad pudieron desencadenar dos procesos: 1) la asimilación de la corteza circundante y generación de fundidos más

evolucionados, que posteriormente pudieron salir a la superficie en forma de productos volcánicos félsicos posteriores a la PEI; 2) siendo los remanentes de las erupciones máficas, producto del almacenamiento somero de magmas máficos, es decir, los sistemas alimentadores de las erupciones monogenéticas. Como se puede observar al NE de la caldera, dónde estas anomalías tienen a nivel superficial en correspondencia con dos volcanes monogenéticos que sobre yacen a los depósitos de la PEI (Fig. 2). Lo mismo se observa en la porción sur con una serie de conos y derrames. De tal forma que las anomalías positivas al exterior de la caldera podrían representar o corresponder con remanentes de intrusiones máficas antiguas o incluso actuales.

La presencia de cuerpos máficos dentro y fuera de la caldera a profundidad sugiere que existe un reservorio somero de magmas de este tipo en esta porción de la corteza superior (≤ 2500 m). En consecuencia, se sugiere diversas que en la vida del ACC hay etapas donde grandes volúmenes de magmas máficos intrusieron y acumulándose en la corteza superior, posiblemente en dos etapas. La primera ocurrió durante la etapa post-caldera entre $\sim 2.6 - 2.1$ Ma y la segunda en el post-caldera tardío entre $\sim 2.0 - 0.0016$ Ma (Avellán et al., 2020). En estas etapas de intrusión los magmas máficos tienen una expresión superficial como eventos efusivos al interior de caldera durante la actividad post-caldera temprana y hacia el borde la tardía (Avellán et al., 2020). Algunas de estas intrusiones pueden ser remanentes del magmatismo que dieron origen a los volcanes monogenéticos de éstas dos etapas del ACC. Mientras que otras pudieron, además, haber afectado la dinámica del sistema magmático félsico de ACC. Para el caso de la PEI, estos cuerpos máficos pudieron haber realizado un “*underplate*” debajo de un “*mush*” rico en cristales o un intrusivo félsico a profundidades de ≤ 2500 m. Derivado de la interacción entre los volátiles y la temperatura de las intrusiones máficas cercanas al mush, contribuyeron progresivamente a la fusión parcial del mismo (p. ej., Sas et al. 2021; Eichelberger 2020). Donde es posible relacionar a la fusión parcial como causante principal del gap composicional entre las riolitas (Annen et al. 2006) y las demás rocas del ACC observado en los diagramas TAS. Esto eventualmente generó las condiciones termodinámicas y estructurales que permitieron la movilización de una porción del mush o el cuerpo intrusivo a la superficie.

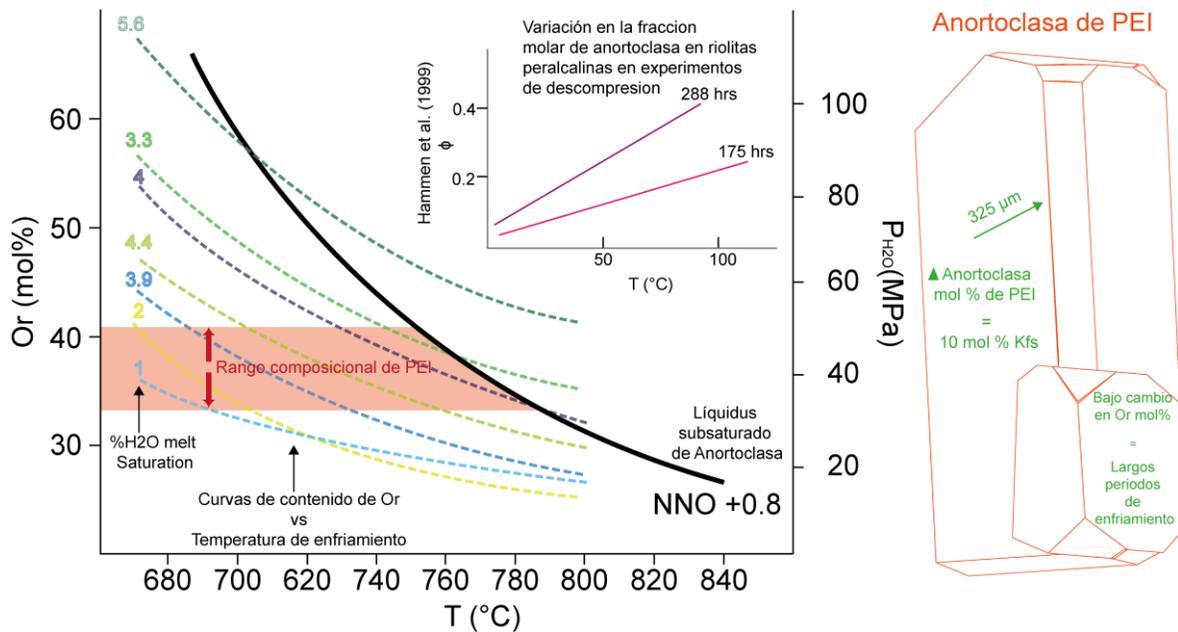


Figura 24 Diagrama experimental de Or (% mol), P(MPa) vs T (°C). La línea negra continua representa un líquido de anortoclasa para un magma riolítico per alcalino subsaturado en agua a una fugacidad de NNO +0.8. Las líneas verdes y azules punteadas representan la curva de precipitación de anortoclasa en función de la temperatura para un magma riolítico per alcalino hidratado. La intensidad del color representa el contenido de H₂O disuelto. La zona naranja representa la composición general de las anortoclasas de LA PEI con base en su contenido de Or (% mol). La grafica insertada dibuja las curvas experimentales de variación en la fracción molar de anortoclasa en experimentos de descompresión para tiempos de 288 y 175 hrs. Esto explica que el cambio composicional en las anortoclasas es poco en periodos prolongados de tiempo a condiciones de “undercooling”. Datos tomados de Arzilli et al. 2020.

Por otra parte, los cristales de feldespato muestran bordes redondeados (Fig. 9) pero se caracterizan por tener una composición constante entre los bordes y centro (Fig. 13, 14). Se propone que el desequilibrio observado en los bordes es producido por cambios de temperatura durante los últimos procesos que precedieron a la erupción, mientras que las composiciones constantes entre el núcleo y el borde podrían producirse por cristalización en un rango estrecho en el espacio P-T (por ejemplo, como podría ocurrir cerca del punto eutéctico que es donde se esperaría obtener una fracción de volumen tan alta de cristales en una composición constante), que impulsan la evolución cristal-fundido, promovida por el flujo volátiles (ej. Blundy et al. 2006). Este proceso podría mantener la composición de los minerales, en esencia, constante (Fig. 24). De tal forma, las intrusiones de magmas por debajo del mush pueden generar un eficiente flujo de volátiles hacia el mush (ej. Huber et al. 2010; Sas et al. 2020). No obstante, se necesitarán estudios futuros con datos específicos para confirmar estas profundidades particulares y probar esta hipótesis.

La interacción del mush con pulsos magmáticos máficos tipo ATVF en ACC podría iniciar la movilización del mush previo a la erupción (p. ej. Sohn et al. 2008; Watts et al. 2016; Repstock et al. 2018). Como resultado, la transferencia de masa de los volátiles de la nueva intrusión aporta entalpía al sistema. En consecuencia, este proceso puede potenciar la descongelación o fusión parcial hasta alcanzar valores de viscosidad y contenido de volátiles suficientes para su posterior movilización a la superficie (Huber et al. 2010).

6.1.2 MOVILIZACIÓN A LA SUPERFICIE

El transporte de fundidos ricos en cristales desde la corteza superior hasta la superficie representa un problema reológico y estructural, ya que la alta viscosidad y la baja elasticidad de los magmas riolíticos dificultan su movimiento en la corteza superior. Para abordar este problema, se sugiere que el mush de la PEI debería tener una fracción crítica de fundido antes de la erupción- Es decir, la parte del “crystal mush” que produjo la PEI, previo a la erupción, debió tener las condiciones de temperatura, presión y volátiles necesarias para poder disparar la erupción. Es posible que, como resultado de una reducción drástica de su viscosidad debida al aumento en su contenido en volátiles y temperatura se haya podido incrementar la proporción de fundido/cristales. La fracción fundida debió promover la transición continua de un sólido parcialmente fundido a un líquido blando, con alrededor de 50 a 55% en volumen de cristales (p. ej., Marsh 2000). Además, la viscosidad podría cambiar órdenes de magnitud (1010 - 1013 poise) entre 40 % y 60 % de cristalización (Lejeune y Richet 1995). Por encima de la cristalinidad crítica de ~50 % en volumen, los cristales forman una fuerte red entrelazada que restringe el flujo, mientras que la viscosidad y el límite elástico caen rápidamente a medida que disminuye la cristalinidad (Marsh 2000). Además, el estado transitorio de comportamiento newtoniano a no newtoniano ocurre entre el 30 % y el 50 % de cristalinidad (Petford 2003) y la caída de la viscosidad podría ser promovida por la recarga de magmas máficos más calientes. Por esa razón, estos cambios reológicos críticos, para el gran volumen de riolitas que se describen aquí, surgen cerca de un punto de cristalinidad crítica. Además, las viscosidades más bajas producidas en esta interacción por la recarga de magma caliente y los continuos episodios de extensión en la región ACC (García-Palomo et al., 2002, 2018) podrían producir erupciones repetidas a lo largo de la vida útil de la caldera.

En el caso de la PEI, se propone que los procesos tectónicos extensionales pudiesen generar condiciones estructurales que facilitaron la recarga de magmas máficos y el ascenso del mush

a la superficie. Esto puede ocurrir debido a que los eventos de recarga disminuyen la viscosidad de la PEI, lo que podría provocar, al menos temporalmente, una disminución de su límite elástico, con lo que aumentarían la probabilidad de generar erupción. En consecuencia, se propone que la erupción de la PEI ocurrió en la parte este del ACC, donde el desplazamiento o la reactivación de una falla regional, como probablemente la del borde de la antigua caldera, controló el emplazamiento de la PEI. Esta falla está asociada con anomalías magnéticas negativas y lineamientos descritos por Avellán et al. (2020). Sin embargo, no se puede descifrar el proceso eruptivo y el tamaño del conducto debido a la erosión y los procesos post-depositacionales que perturbaron los depósitos originales. Si la erupción de la PEI fue un evento explosivo, una porción del material eruptado debió ser material piroclástico juvenil (pómez) acompañado por material fragmentado fino (ceniza), al depositarse debió formar una matriz (≤ 40 vol%), incluyendo una proporción de clastos líticos y xenocristales. Cabe resaltar que los depósitos de la PEI actualmente no cuentan con una matriz de ceniza y pómez, ya que ésta pudo ser reemplazada por alteración hidrotermal.

La alteración sin y post-depositacional de depósitos volcánicos primarios que involucran la formación de minerales de arcilla, han sido observadas en depósitos de oleadas piroclásticas [por ejemplo, en Vulcano, Italia (Capaccioni y Coniglio 1995) y El Chichón, México (Macías et al, 1997)]. Esta evidencia podría sugerir que la naturaleza libre de matriz de la porción soldada de los depósitos de LA PEI podría ser producida por alteración hidrotermal. Dada la alteración hidrotermal generalizada descrita en el ACC, se propone que la matriz fue reemplazada por minerales secundarios durante o después de la erupción (ej., Capaccioni y Coniglio 1995; Macías et al, 1997; Canet et al. 2015; Sánchez-Córdova et al. 2020).

6.1.3 ALTERACIÓN HIDROTERMAL

Aparte de los mega cristales, los depósitos de la PEI contienen microcristales de cuarzo, cristobalita y tridimita, como se observa en el análisis FTIR y Raman (Fig. 14, 15, 16). Del mismo modo, las mediciones XRD muestran estructuras de polimorfos de sílice (Fig. 16). Estas fases minerales están relacionadas con alteración hidrotermal y como otras fases de alteración descritas en los depósitos de la parte interior de la ACC (Canet et al. 2015; Sánchez-Córdova et al. 2020), pero, hasta el momento esta alteración no ha sido reportada al exterior de la caldera. En las porciones con menos contenido de fenocristales de la PEI el contenido de agregados de cuarzo, cristobalita y tridimita puede llegar a 40 – 50 vol.% en las

porciones soldadas de la parte inferior del depósito y esto corresponde con los valores de SiO₂ y álcalis totales observados en la geoquímica de roca total (Fig. 10, Tabla 1). Además, en la parte superior del depósito, los cristales están soportados por una matriz de ceniza formada por polimorfos de cuarzo (Fig. 5, 8). La presencia de tridimita ortorrómbicas coexistiendo con tridimita monoclinica sugiere que la alteración hidrotermal es pervasiva y que estos minerales representan diversos pulsos o eventos de alteración hidrotermal, como lo sugiere Canet et al. (2015) y Sánchez-Córdova et al. (2020). Por lo tanto, se sugiere que la alteración hidrotermal es un proceso postdeposicionales que ha ocurrido en las partes externas de la caldera afectando las unidades que conforman al ACC.

Una de las preguntas pendientes por resolver es cómo y en qué condiciones termodinámicas se formaron los polimorfos de cuarzo de la PEI. Los cristales de cristobalita y tridimita comúnmente precipitan a presiones bajas de hasta ~0.4 MPa y temperaturas entre 870°C y 1470°C, pero estos minerales también existen como fases metaestables en condiciones de temperatura más baja (Kihara et al. 1986; Heaney et al. 1994). Los cristales de tridimita tienden a mostrar una estructura hexagonal por encima de ~380°C, con ligeras distorsiones de los ángulos de enlace Si-O-Si y la longitud del enlace Si-O (Kihara et al. 1986). Entre 380°C y 110°C, la tridimita cristaliza en una estructura ortorrómbica, y por debajo de 110°C, la tridimita monoclinica es ubicua (Heaney et al. 1994). Todos los depósitos de la PEI contienen picos XRD nítidos y bien definidos de tridimita y cristobalitas monoclinicas (Fig. 16). Sin embargo, la tridimita ortorrómbica está presente en la muestra AC100 (Fig. 16, Tabla 3). AC100 está ubicado en el borde E de ACC (Fig. 6), cerca del borde topográfico descrito por Sosa-Ceballos et al. (2018). Por lo tanto, la tridimita ortorrómbica encontrada en los depósitos de la PEI podría sugerir que los fluidos hidrotermales circulan y alcanzan temperaturas altas a las cercanías de las fallas del borde de la caldera y que estos fluidos pueden promover el proceso de desvitrificación de la PEI.

La desvitrificación de rocas piroclásticas u obsidiana riolítica es un proceso relativamente común, que da como resultado la producción de sílice microcristalina y feldespato a partir de depósitos volcánicos de rápido emplazamiento y lento enfriamiento (Rowe et al. 2012), así como también por circulación hidrotermal post-deposicional. Estos procesos de alteración química conducen a flujos masivos de elementos, tanto del vidrio alterado a la solución como

viceversa, como también se ha reportado en rocas máficas del fondo del océano (Furnes 1978; Zhou y Fyfe 1989; Crovisier et al. 1992; Stroncik y Schmincke 2001; Pauly et al. 2011). Como resultado del proceso de alteración hidrotermal, la sobresaturación de fluidos provoca la precipitación de minerales de neoformación o el remplazamiento (Hay y Iijima 1968; Ibrahim y Hall 1996; Stroncik y Schmincke 2001; Kousehlar et al. 2012) como es el caso de la tridimita y la cristobalita observada en muestras de la PEI (Fig. 16).

Los procesos de alteración son generalizados y probablemente afectan a la matriz en mayor grado debido al proceso de desvitrificación después del emplazamiento. Además, los fenocristales de feldespatos no muestran signos de alteración a sericita, zeolitas u otros minerales de alteración típicos de forma pervasiva. Así, la matriz de ceniza preexistente de la PEI podría transformarse a tridimita + cristobalita + cuarzo (Rowe et al., 2012), como se observó en los mapas XRD, Raman, FTIR y EPMA (Fig. 14, 15, 16). Si esto es cierto, el hipotético contenido de vidrio (fragmentos de pómez) o matriz (formada por finas partículas de ceniza) podría alcanzar menos del 40% vol de los depósitos, como se observa en la petrografía y se cuantifica mediante refinamientos de patrones de XRD de Rietveld (Tabla 3). Así, es posible confirmar que la PEI pudo haber estado formada por ceniza y juveniles que fueron desvitrificados por medio de los procesos de alteración hidrotermal subsecuentes al depósito.

6.1.3.1 OH estructural como proxy trazador de procesos hidrotermales

Uno de los objetivos obtenidos al realizar estudios de micro-FTIR en diferentes polimorfos de feldespato y cuarzo, así como en la matriz de los productos de la PEI, fue el explorar la relación que guarda el contenido de OH con procesos de difusión post deposicionales. Esto es debido a que la concentración de OH disminuye con el tiempo a una velocidad determinada por el coeficiente de difusión del OH en el material $\log D_i \text{ (m}^2\text{/sec)} = -14.59 \pm 1.59$, mientras se encuentre a un rango de temperatura de 400 – 850 °C (Zhang et al. 1991) o $\log D_i \text{ (m}^2\text{/sec)} = -10.90 \pm 0.56$ para un rango de temperatura de 510–980 °C (Jambon et al. 1992) en magmas riolíticos. Con estos valores se puede estimar el grado de difusión (x) del OH en el medio usando una simplificación de la segunda ley de Fick:

$$x = (D_i t)^{0.5}$$

Dónde D_i es la difusión inicial y t el tiempo. Para valores de $D_i = 3.16 \times 10^{-13}$ el equilibrio composicional del OH entre los cristales y la matriz puede ocurrir en un tiempo de 37 días (Jambon et al. 1992). Incluso este proceso puede suceder en periodos cortos de tiempo. Se requieren de 2.6 minutos para producir la redistribución del OH en fundidos con valores de $D_i = 6.31 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ (Zhang et al. 1991). Esto quiere decir que entre más pequeño el valor de D_i (cómo el que una riolita en promedio tiene) más lento ocurre la difusión en el sistema en un rango de temperatura por encima de los 400 °C. Esto supondría que el contenido de OH en fenocristales de la PEI debería ser elevado como resultado de un bajo coeficiente de D_i como el que podría tener una roca de composición félsica y al proceso de depósito, dónde el tiempo de enfriamiento es relativamente corto. No obstante, la mayor parte de los fenocristales se encuentran deshidratados.

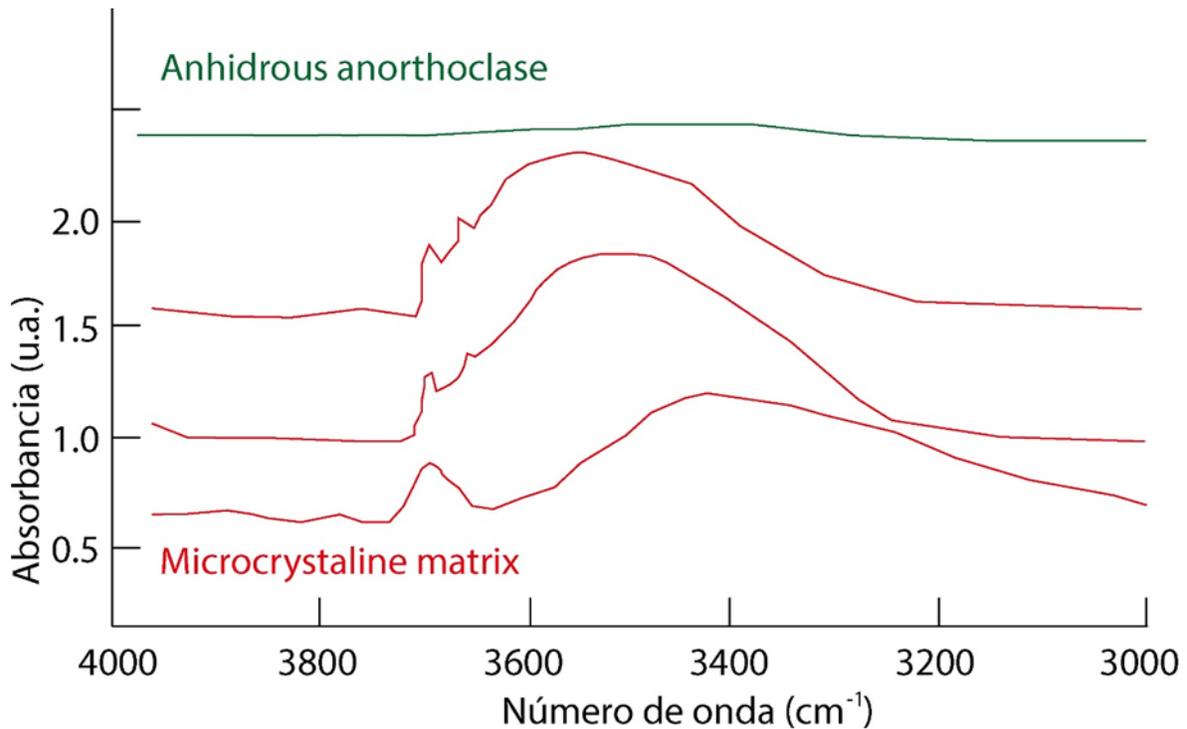


Figura 25 Espectrogramas de micro FTIR, en verde se puede observar el espectro de un cristal de anortoclase en las bandas 3000 – 4000 cm^{-1} sin contenido de OH y en rojo se aprecia el espectro de la matriz con notables picos en las bandas 3700 y 3400 cm^{-1} .

La matriz de la PEI está formada por microcristales de tridimita ortorrómbica, triclinica, algunos cristales de anortoclase y cuarzo alfa (Fig. 14, 15, 16, 25). Esta mezcla cristalina tiene picos sumamente marcados en la región 3000 – 3700 cm^{-1} , lo que sugiere una concentración positiva de OH estructural (Fig. 25) a diferencia de los fenocristales de

anortoclasa que prácticamente se aprecian secos (Fig. 25), sin importar si son de la base, media o cima del depósito. Esto podría sugerir periodos largos de calentamiento a temperaturas ≥ 400 °C muy posiblemente asociado a interacciones con fluidos deutéricos posteriores al depósito de la PEI. Es posible argumentar que un proceso de enfriamiento lento de la PEI pudo generar el mismo patrón de difusión del OH de los fenocristales hacia la matriz. No obstante, la presencia de tridimita ortorrómbica en conjunción de tridimita monoclinica y cristobalita sugieren que la difusión del OH fue mayoritariamente promovida por la circulación de fluidos deutéricos postdeposicionales, que además pudieron enriquecer en OH a las fases neoformadas. De tal forma, las fases neoformadas y la matriz producto de la alteración hidrotermal serán ricos en OH estructural dónde estas fases representan un evento de cristalización en la matriz o cambio estructural para algunas de las fases minerales presentes, producto de la circulación de fluidos probablemente ricos en vapor de agua y SiO_2 . La presencia de cristobalita y tridimita ortorrómbica indican que el proceso hidrotermal pudo tener temperaturas ≤ 350 °C, temperaturas por debajo del punto de cierre de la difusión de OH. Por tal motivo, los cristales neoformados tenderán a presentar concentraciones elevadas de OH estructural. En este sentido los cristales neoformados con mayor contenido de OH estructural probablemente estén asociados con la etapa de hidrotermalismo más reciente. Mientras que los cristales originales en función de la temperatura de alteración podrían o no, presentar difusión del OH en su estructura. Esto sería la razón por la cual encontramos poblaciones de cristales no hidrotermales con trazas de OH estructural mientras que los cristales neoformados presentan una mayor concentración.

6.2 LAS RIOLITAS EN EL ACC Y SU RELACIÓN CON EL “*CRYSTAL MUSH*”

La relación entre los *crystal mush*, y los fundidos que generan ignimbritas ricas en cristales, así como su impacto en el vulcanismo efusivo posterior, no se ha estudiado en detalle. Debido a la diversidad composicional de sus productos eruptivos félsicos, el ACC (Fig. 2) es un lugar ideal para estudiar cómo los magmas viscosos y altamente silícicos impactan en la evolución de la corteza superior (Fig. 4, 10). Las rocas de composición riolítica son los productos volcánicos más comunes del ACC (≥ 70 %). Dada la naturaleza y la relación que guardan los depósitos de la PEI con “*crystal mushes*”, se probó si todas las riolitas del ACC son extractos fundidos producidos en un *crystal mush* o si su origen es más diverso.

Primero, se comparó la composición de la PEI con un xenolito de roca intrusiva encontrada en uno de los pozos exploratorios geotérmicos de Acoculco (Sosa-Ceballos et al. 2018). Se reconoce que la roca intrusiva está más silicificada ($\text{SiO}_2 = 83\%$ en peso), pero al usar los elementos traza, que son relativamente inmóviles en esta roca intrusiva, como un indicador de la composición del mush debajo del ACC, se encuentra que ambas muestran patrones similares en los diagramas spider (Fig. 11). No obstante, si se normalizan las muestras de la PEI respecto al granito (Fig. 26) se puede observar con detalle que tanto difiere uno respecto al otro, de tal forma que la PEI imita la composición de elementos traza que se encuentran en el xenolito de roca intrusiva.

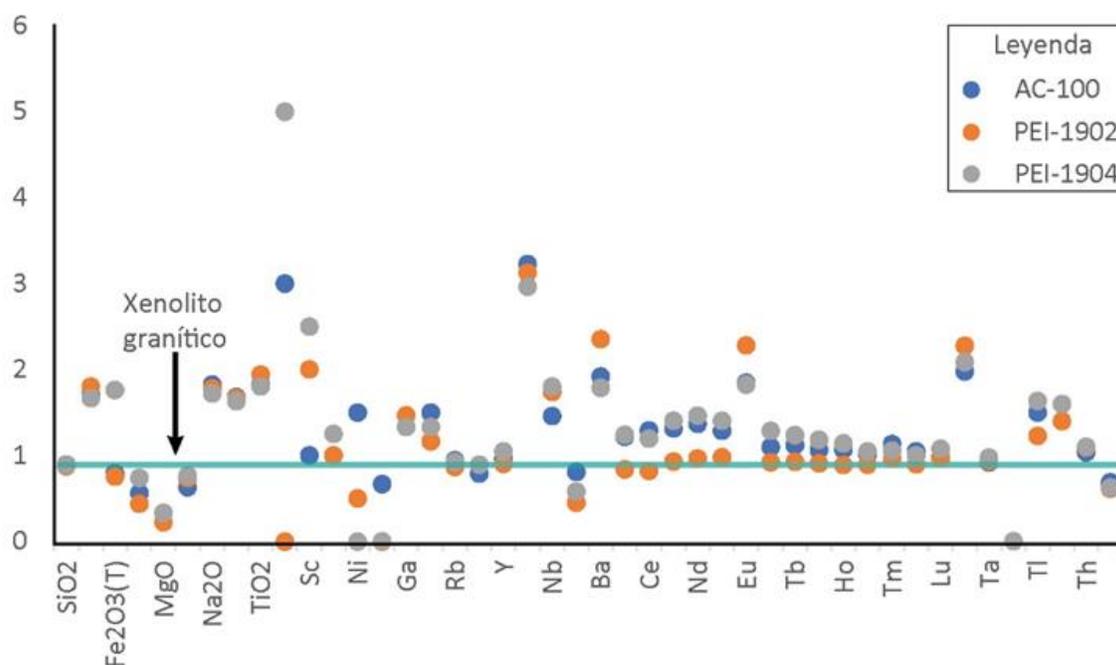


Figura 26 Diagrama donde se muestra la normalización de los elementos de la PEI vs la composición de un xenolito de roca intrusiva reportada por Sosa-Ceballos et al. (2018).

En general, las riolitas del ACC se pueden agrupar en dos grupos: tipo G1 y tipo G2 (Fig. 10, 11), donde las características geoquímicas (como el comportamiento peralcalino) de G1 se pueden relacionar con un crystal mush (Bachmann y Bergantz 2008). Las riolitas de tipo G1 en ACC tienen anomalías clásicas de elementos traza relacionadas con la subducción, como anomalías negativas de Nb y Ta, y también anomalías positivas de Pb (Fig. 10). Esto sugiere que las riolitas tipo G1 del ACC no son magmas puramente extractos del mush; debido a que la mezcla con magmas calco-alcálicos es evidente, como se observa en campos volcánicos

con magmatismo bimodal [ej. San Luis Caldera Complex, San Juan Volcanic Field en Colorado, (MacLeod et al. 1975; Jordan et al. 2004; McClaughry et al. 2009; Ferns y McClaughry, 2013; Ford et al. 2013; Streck 2014)]. Las riolitas de tipo G1 tienen composiciones similares con rocas per alcalinas con un mayor contenido de álcalis, Zr, Nb, Ga, Y y Ce, valores bajos de #MgO ($\#MgO = Mg / [Mg + Fe^{2+}] \times 100$), CaO, Cs, Rb y P.

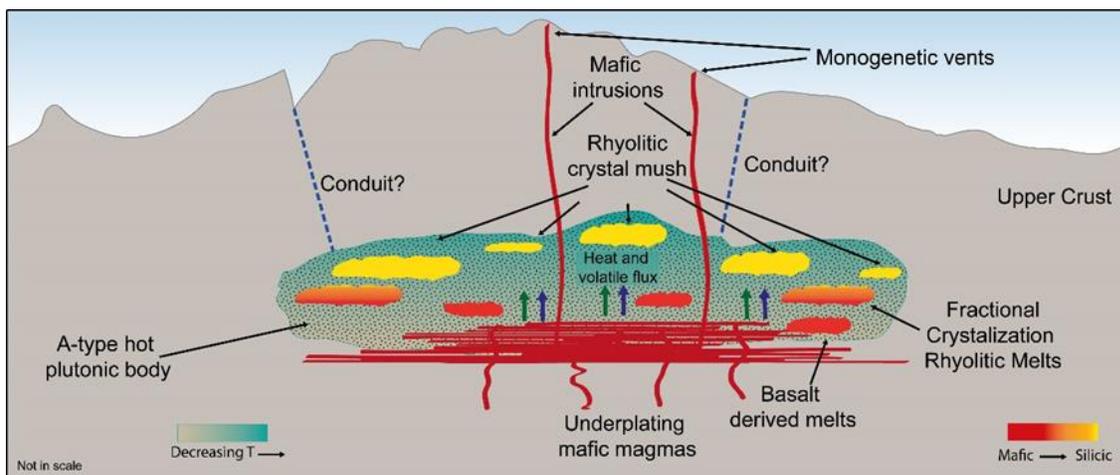


Figura 27 Modelo esquemático de la petrogénesis de las riolitas en el ACC. La generación de múltiples composiciones de fundidos en el ACC está impulsada por la cristalización fraccionada de magmas intermedios relacionados con la subducción y los extractos de mush de cuerpos intrusivos per alcalinos de tipo A. LA PEI y otras riolitas ACC parecen ser fundidos puros extraídos del crystal mush. La capa inferior de magmas máficos lleva a algunas partes del cuerpo plutónico caliente a un estado de mush. La adición de calor también reduce la densidad de las partes cristalinas del Plutón aumentando su flotabilidad. Tomado de Boijseauneau-López et al. (2023).

Las rocas G1 pueden explicarse por cristalización fraccionada de plagioclasa y minerales ferromagnesianos o fusión parcial de rocas ricas en estos minerales (Fig. 11, 12). Esto es evidenciado por las anomalías negativas de Sr y Ti, las cuales pudieran ocurrir en diversas etapas de fraccionamiento ya sea por cristalización o fusión parcial (Fig. 12). No obstante, las anomalías de Ba, Sr, P y Ti observadas en estos grupos, también son características de riolitas per alcalinas (Fig. 12). No se debe pasar por alto la idea de que hubo procesos de cristalización fraccionada para formar a las rocas G2. No obstante, es posible que el proceso que formó las rocas la PEI se puede replicar para explicar las riolitas G2. Con base en lo antes discutido se propone el siguiente modelo (Fig. 27) para la formación de riolitas en el ACC.

Los fundidos primarios se forman en una zona de subducción debido a la fusión parcial de la cuña del manto, producto del abatimiento del punto de fusión asociado a la adición del agua

proveniente de las reacciones metamórficas de deshidratación de la placa subducida, o proveniente de los sedimentos introducidos en la zona de subducción, o bien, por la fusión parcial de una placa metasomatizada e hidratada (p. e.j., Gómez-Tuena et al. 2018; Parolari et al. 2021). Las riolitas G1 se formaron por cristalización fraccionada de magmas intermedios, probablemente de composiciones toleítica-transicional, que arribaron a la corteza superior y asimilaron algunas rocas graníticas de la corteza superior (ej. Sosa-Ceballos et al., 2021). Aunque también es posible que estas evidencias pudieran corresponder con la fusión parcial de cuerpos (totalmente cristalizados o no) de composición cuarzo-feldespática alojados en la corteza superior. Dada la distancia desde la trinchera ~450 km, el espesor de la corteza ~40 km y la profundidad de la placa debajo del ACC ~300 km (Pérez-Campos et al. 2008; Ferrari et al. 2012; Castellanos et al. 2018), algunos fundidos formaron cuerpos intrusivos per alcalinos de tipo A, en un ambiente de tras arco (p. ej., Karsli et al. 2012; Jiang et al. 2006). Quizás, la influencia del flujo del manto en esta región, producido por el retroceso y desgarre de la placa de Cocos (Castellanos et al. 2018) generó la extensión tectónica que promovió el ascenso de los fundidos en esta parte de la TMVB. Por lo tanto, los magmas máficos que emergen a través de puntos emisores de vulcanismo monogenético alrededor del ACC sirvieron como un elemento de alta entalpía que pudo calentar el cuerpo intrusivo, formando un crystal mush y las riolitas G2, fundiendo y extrayendo el mush que permitió el emplazamiento de la PEI a la superficie. Es probable que los procesos que formaron las riolitas ACC no sean únicos, es posible que los conjuntos de rocas volcánicas silíceas de un solo complejo volcánico pueden asociarse a varios mecanismos petrogenéticos.

6.3 IMPACTO Y DISTRIBUCIÓN DEL VULCANISMO MONOGENÉTICO EN LA REGIÓN DEL ACC

De acuerdo a lo discutido en los capítulos anteriores se sugiere que el vulcanismo máfico monogenético del ACC es imprescindible para explicar la génesis y diversidad química de las riolitas asociadas a los mushes por debajo del área de la caldera. Se deduce que la tasa y temporalidad en la que los magmas máficos se inyectan en la corteza superior impactan la actividad de los mushes. Sin embargo, dentro del área de la caldera han sido reportados dos tipos de magmas que dan origen a todos los productos volcánicos monogenéticos en la región. Estos productos volcánicos fueron divididos por Sosa-Ceballos et al. (2018) y Avellán et al.

(2018) en función de su distribución espacial, asociándole el nombre de Extra-caldera y relacionarlas con el Campo Volcánico Apan Tezontepec (ATVF) a todas las unidades máficas o de volcanes monogenéticos distribuidas al exterior de la caldera (Fig. 2). No obstante, durante el periodo de vida del ACC, el vulcanismo máfico también ocurrió al interior de la caldera contemporáneo a los eventos emplazados al exterior de dicho límite caldérico (ej. Avellán et al. 2020). Además, estos autores agruparon a este vulcanismo máfico dentro de las unidades “Early post” y “Late-post” caldera. Dicha división se fundamenta en la idea de que los magmas máficos del exterior de la caldera no tienen relación con el vulcanismo presente al interior. No obstante, es posible observar que todo el vulcanismo máfico al exterior (F2) del borde de la caldera, comparte características geoquímicas como es el caso de las anomalías en elementos traza como en el Nb, Ta y Pb (Fig. 11), las que se distribuyen al interior (F1), incluyendo a las rocas félsicas (G1 y G2). Estas anomalías sugieren que todo el vulcanismo de la región tiene un comportamiento calco-alcalino en mayor o menor medida. Además, Sosa-Ceballos et al. (2018) propone que la diversidad geoquímica observada en el ACC es principalmente formada por la mezcla de magmas máficos y félsicos del interior de la caldera. Esta idea deja de lado que los magmas encontrados en el borde exterior de la caldera pudieran tener una estrecha relación con lo que ocurre al interior. Además, la interacción y el almacenamiento asociado a la interacción entre los magmas máficos y los cúmulos de cristales podrían arrojar patrones geoquímicos similares a cualquier proceso magmático donde exista una mezcla o adición de dos o más componentes con composiciones químicas contrastantes.

6.4 GEOQUÍMICA Y PETROLOGÍA DE LOS PRODUCTOS MÁFICOS EXTRA- E INTRA-CALDERA

Uno de los aspectos más notorios de la suite intra-caldera es que muestra un patrón más evolucionado con respecto al contenido de SiO₂ y K₂O, mientras que los productos extra-caldera presentan un contenido mayor de CaO, Na₂O, FeO, MnO y TiO₂. No obstante, se puede observar que en ambos grupos hay miembros que presentan un patrón toleítico transicional (MgO ≤ 7 %). Donde las muestras intra-caldera presentadas en este trabajo, aunque son más evolucionadas, tienen mayor contenido de MgO y menor contenido de TiO₂ que las extra-caldera, las cuales tienen un menor contenido en SiO₂ y concentraciones de elementos traza similares a una roca alcalina (Fig. 10, 22). Estas evidencias parecen

contraponerse a la idea de la evolución de F1 a partir de F2, ya que las rocas más evolucionadas y jóvenes presentan un número de magnesio más elevado (Tabla 4). No obstante, para tener un panorama más general de los procesos de diferenciación que pudieron existir dentro de la caldera y comparar con lo ocurrido al exterior, es importante tener en cuenta lo que ocurre con el magmatismo máfico coetáneo al ACC en porciones más alejadas de su influencia.

Los datos geoquímicos de vulcanismo extra-caldera distales al norte (Avellán et al. 2020) y sur (Gómez-Álvarez et al. 2021) muestran patrones similares a los observados al interior de la caldera y borde de la caldera. Es decir, dentro y fuera de la caldera se observan magmas con un comportamiento toleítico transicional y calco-alcalino, con un alto contenido de MgO. Dado que existen muestras toleíticas transicionales más antiguas que rocas con patrones calco-alcalinos más evolucionados, es importante evaluar la influencia de procesos magmáticos asociados tanto al almacenamiento somero (corteza superior) como al profundo (corteza media-inferior), con respecto al origen de las rocas más ricas en sílice. Tales como son: la cristalización fraccionada, mezcla de magmas o contaminación debido a asimilación de fragmentos corticales félsicos. La primera variable para evaluar estos procesos es la relación que guardan sus contenidos de elementos traza como son LILE y HFSE. Esta relación permite discriminar entre sistemas controlados por cristalización fraccionada en sistemas cerrados y aquellos que son afectados por procesos de adición de masa (Hunter y Blake 1995). Los diagramas de elementos LILE vs HFSE (Fig. 11) muestran que la cristalización fraccionada de magmas toleíticos transicionales no sería el único mecanismo invocado para generar a las rocas con un contenido más elevado de SiO₂ debido a que durante los procesos de cristalización fraccionada la relación LILE/HFSE no se modifica significativamente por estos procesos como se puede observar en la figura 24, en donde se puede inferir que la evolución magmática de estas rocas ha sido dominada por procesos donde es requerida la adición de masa, no obstante, la cristalización es un proceso importante observado en las muestras más evolucionadas de la suite.

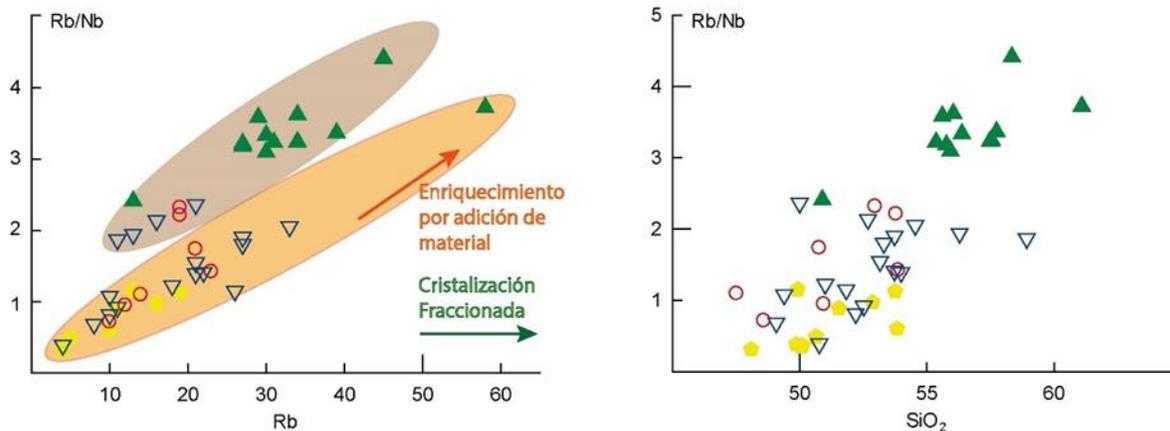


Figura 28 Rb/Nb vs a) Rb ppm, b) SiO₂ wt%. La divergencia de los puntos observada en los diagramas sugiere que los miembros más evolucionados no pudieron ser generados solamente por cristalización fraccionada pura, lo que implica que la evolución de estas rocas está más ligada a procesos adicionales de masa que producen un enriquecimiento de la relación Rb/Nb. Figuras verdes F1, amarillas F2. Adicionalmente se agregaron datos de otras erupciones monogénicas, triángulos azules y círculos rojos, descritas por Avellán et al. 2019 y con los datos geoquímicos de Sosa-Ceballos et al. 2021.

Existen evidencias petrológicas de la ocurrencia de procesos de cristalización observados en F1 como una mayor concentración de fenocristales, demostrada por cúmulos de glomeropórfidos de plagioclasa y piroxeno con textura holohialina, prácticamente ausente de microlitos (Fig. 19). Mientras que para F2 la presencia de fenocristales es baja en comparación con F1, donde la mayoría de los productos de F2 presentan una matriz microlítica bien desarrollada (Fig. 20). Estas evidencias texturales sugieren que hay etapas de cristalización en ambos grupos. No obstante, es difícil modelar la composición de las rocas de F1 como resultado de una línea líquida de descenso generada a partir de magmas similares a F2. Esta hipótesis también puede sustentarse con las texturas observadas en los bordes de los fenocristales de F1. Los cuales no están en equilibrio con la matriz, ya que exhiben bordes redondeados o corroídos y tienen textura tamiz. Mientras que en F2 no se aprecia evidencia de desequilibrio y en cambio se presentan numerosos microfenocristales subhedrales de olivino (Fig. 21) y microlitos de plagioclasa. La presencia de microlitos de plagioclasa sugiere etapas de descompresión y, para el caso de F2, parte del desequilibrio observado en los fenocristales de plagioclasa, pudiera relacionarse con la descompresión generada durante el ascenso de los magmas a la corteza superior (ej, Couch et al. 2003). De tal forma que, la evidencia observada en los cristales de F1 y F2, sugiere diferentes etapas de almacenamiento y desequilibrio, debido a dos causas principales: la adición de masas y la descompresión por ascenso. Desde otra perspectiva, la evidencia observada en los minerales sugiere que los magmas máficos de la región del ACC tienen periodos de almacenamiento en diferentes

puntos de la corteza. Esto permite aportar evidencia para sustentar la idea de que intrusiones máficas someras han mantenido activo el ACC después del primer colapso, dónde el estancamiento somero de magmas máficos podría, además, controlar la alteración hidrotermal y las emanaciones de gases observados en diferentes puntos al exterior e interior de la caldera.

6.5 RELACIÓN ENTRE EL MAGMATISMO MÁFICO Y FÉLSICO EN FUNCIÓN DEL ARREGLO TECTONO-ESTRUCTURAL DEL ACC

La evolución tectónica de la región de ACC tiene tres periodos importantes de actividad desde el Cretácico superior hasta el Cuaternario (Gómez-Álvarez et al. 2021). Producto de esta actividad tectónica se pueden reconocer 3 sistemas de fallas asociadas a estos eventos. Las fallas y pliegues de la Orogenia Laramide tienen orientación NNW-SSE, mientras que el periodo extensional, ocurrido durante el Paleógeno, generó un sistema NE-SW y, desde el Plioceno hasta la actualidad, el campo de esfuerzos ha generado, principalmente, fallas normales con direcciones NW-SE, aunque se tiene evidencia de que algunas fallas de este sistema tienen etapas donde el σ_3 es horizontal (Gómez-Álvarez et al. 2021). La presencia de diferentes familias de fallas en la región de ACC sugiere que el basamento calcáreo y cristalino se encuentra fuertemente deformado de forma frágil en niveles corticales cercanos a la superficie. De tal forma que el ascenso y estancamiento de magmas en la región de ACC, indistintamente de su origen, está siendo influenciado por el reacomodo del campo de esfuerzos en la región a lo largo del tiempo.

En las secciones anteriores se discutió cómo es posible generar la firma per-alkalina y parte de la diversidad de las rocas félsicas, ya sea a través de la fusión parcial de un cuerpo intrusivo tipo-A caliente o debido a la movilización de un crystal mush alojado en la corteza superior. Estos cuerpos podrían tener una similitud con los intrusivos posts-Laramídicos reportados intrusionando a las calizas deformadas de la región, dónde el contacto entre estas unidades genera zonas de skarn (Gómez-Álvarez et al. 2021). Estas zonas de skarn ocurren a lo largo de todas las rocas afectadas por la orogenia Laramide en diferentes regiones del continente donde afloran y tienen interacción con intrusiones de diferentes edades. No obstante, en muchas de las zonas afectadas por dicha orogenia se han descrito skarns asociados generalmente a rocas félsicas, las cuales han sido asociadas principalmente a cuerpos de dimensiones batolíticas. Asimismo, se han descrito mineralizaciones polimetálicas de interés

económico como resultado del proceso metasomático o en forma de vetas y halos de alteración hidrotermal debido a la circulación de fluidos deutéricos provenientes de los cuerpos intrusivos (ej., Gómez-Álvarez et al. 2021).

En la región del ACC estos skarns pueden estar delimitando el cristal mush y zonas de almacenamiento somero de magmas, considerando que esas zonas se encuentran asociadas a la conjunción o intersección de dos o más sistemas de fallas corticales y entonces pueden determinar las regiones de entrapamiento de magmas. Esto puede corroborarse con ciertas evidencias de campo, por ejemplo, los puntos que superficialmente presentan mayor complejidad estructural se observa un incremento de productos volcánicos máficos con firmas alcalinas transicionales. Mientras que en las zonas donde es más evidente el domino extensional de fallas se observa una concentración mayor de productos volcánicos con afinidad alcalina. Esto podría sugerir que los magmas máficos con afinidad alcalina, suelen tener menos periodos de almacenamiento, en comparación con las rocas alcalinas transicionales, que pudieran representar periodos largos de almacenamiento, dando como resultado zonas de “*underplating*” (Fig. 27). Los periodos de “*undeplating*” de magmas máficos (Fig. 23) pudieran ser los responsables de las diferentes etapas de fusión parcial o removilización del mush, además, de que pudiera generar alteración hidrotermal, ya que, estas intrusiones liberan volátiles que no sólo interactúan con el mush, sino también, pudieran interactuar con las rocas del basamento y las que afloran en superficie a través de la circulación de fluidos hidrotermales. En consecuencia, se sugiere que, asociado al mush del ACC, haya una serie de depósitos minerales metasomatizados e hidrotermales de interés económico diseminados a lo largo de las fallas presentes en la región o en los depósitos volcánicos. Por ejemplo, los depósitos de la cima de la PEI son explotados como yacimiento de feldespatos, debido a la abundancia de este mineral, siendo utilizado en la industria de la cerámica y el cemento. Mientras que los depósitos de TEQ sirven como yacimientos de cuarzo, los cuales son empleados en la industria del vidrio

7 CONCLUSIONES

La ignimbrita riolítica ultra-cristalina de Piedras Encimadas (PEI) hizo erupción hace ~1.2 Ma. La PEI está formada principalmente por megacrystales de feldespatos-k de composición homogénea y polimorfos de cuarzo. La alta cristalinidad de la PEI se debe a dos procesos principales: la cristalización magmática y la alteración hidrotermal. La cristalización

prolongada a poca profundidad produjo hasta el 50% de los cristales y la alteración hidrotermal post-depositacional provocó la desvitrificación de los fragmentos juveniles y la matriz restante, la cual indujo la formación de cristales de cristobalita + tridimita, que sugieren diferentes condiciones de P, T y composición de fluidos hidrotermales.

Las riolitas del ACC se pueden dividir en tipo G1, y G2. Se sugiere que las riolitas G1 se formaron por una combinación de cristalización fraccionada de magmas intermedios y asimilación de la corteza, mientras que las riolitas G2 se formaron por fusión parcial de un cuerpo intrusivo caliente o un crystal mush alojado en los últimos 4 km de la corteza debajo del ACC. La presencia de ignimbritas riolíticas ultra-ricas en cristales en el ACC, sugiere la movilización parcial o total de un crystal mush. Donde la erupción de LA PEI es el resultado de la movilización de una porción del mush a la superficie. La erupción de un crystal mush es posible de explicar debido a la inyección o recarga de magmas calientes, principalmente magmas máficos. La recarga de magmas máficos calientes promovió la movilización de porciones cristalinas del mush, alojadas en la corteza superior a la superficie a través de la propagación de diques a lo largo de las fallas orientales de la caldera. Con base en las interpretaciones aeromagnéticas, se sugiere que la mayor parte de estos magmas máficos no salieron a la superficie, sino que una parte de ellos brotaron a través de puntos emisores monogénicos dentro y fuera del ACC.

La fusión parcial, ya sea de un crystal mush o un cuerpo intrusivo, genera un gap composicional entre las andesitas y riolitas del ACC. De tal forma que durante el periodo de actividad del ACC las intrusiones máficas han servido como elemento calefactor y fuente de volátiles al generar grandes zonas de acumulación o underplating como fue observado en el mapa de campo magnético reducido al (MFRP) de la región ACC. De tal forma, se puede apreciar como el proceso de “*underplating*” generado por los magmas máficos, ha continuado hasta la actualidad, calentando la región y generando alteración hidrotermal posterior a las últimas erupciones félsicas dentro y fuera de la caldera. Tal es el caso de la alteración hidrotermal pervasiva observada en la PEI. Esta alteración se encuentra distribuida ampliamente al exterior de la caldera por encima de anomalías magnéticas, lo que sugiere que existe o existió una anomalía térmica en esa zona que aporta calor y fluidos a la PEI después de su erupción. No obstante, las erupciones máficas posteriores que sobre yacen a la

PEI y los diferentes polimorfos de cuarzo sugieren que la circulación de fluidos puede estar ocurriendo a través de diversos sistemas de fallas en diferentes temporalidades. Esto denota que hay un cambio en el mayor en el régimen de esfuerzos al exterior de la caldera el cual pudo generar las fallas por las cuales los magmas máficos se canalizaron para llegar a la superficie. En consecuencia, este reacomodo en el sistema de esfuerzo puede generar permeabilidad secundaria en diversas porciones silicificadas o con baja permeabilidad al interior de la PEI. Debido a esto, la región comprendida en los depósitos de la PEI puede representar un objetivo de exploración geotérmica, ya que cuenta con todos los elementos de un yacimiento geotérmico. Es decir, se tiene una fuente de calor y de fluidos, una roca sello y un sistema de con diferentes etapas de actividad que produce fallas. Estas fallas pueden generar permeabilidad secundaria con un patrón definido transformando porciones de la PEI como un sistema de almacenamiento o de transporte de fluidos. En consecuencia, la región por debajo de la PEI puede ser un yacimiento geotérmico.

8 BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Díaz, G. J., & López-Martínez, M. (2009). Geologic evolution of the Donguinyó-Huichapan caldera complex, central Mexican volcanic belt, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 179(1-2), 133-148.
- Annen, C., Blundy, J. D., & Sparks, R. S. J. (2006). The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47(3), 505-539.
- Arzilli F, Stabile P, Fabbrizio A, et al (2020) Crystallization Kinetics of Alkali Feldspar in Peralkaline Rhyolitic Melts: Implications for Pantelleria Volcano. *Front Earth Sci (Lausanne)* 8:533088. <https://doi.org/10.3389/FEART.2020.00177/BIBTEX>
- Avellán, D. R., Macías, J. L., Layer, P. W., Cisneros, G., Sánchez-Núñez, J. M., Gómez-Vasconcelos, M. G., ... & Benowitz, J. (2019). Geology of the late Pliocene–Pleistocene Acoculco caldera complex, eastern trans-Mexican volcanic belt (México). *Journal of Maps*, 15(2), 8-18.
- Avellán, D. R., Macías, J. L., Layer, P. W., Sosa-Ceballos, G., Gómez-Vasconcelos, M. G., Cisneros-Máximo, G., ... & Benowitz, J. (2020). Eruptive chronology of the Acoculco

- caldera complex—A resurgent caldera in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of South American Earth Sciences*, 98, 102412.
- Bachmann, O., Dungan, M. A., & Lipman, P. W. (2002). The Fish Canyon magma body, San Juan volcanic field, Colorado: rejuvenation and eruption of an upper-crustal batholith. *Journal of Petrology*, 43(8), 1469-1503.
- 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.
- Bachmann, O., & Bergantz, G. W. (2006). Gas percolation in upper-crustal silicic “crystal mushes” as a mechanism for upward heat advection and rejuvenation of near-solidus magma bodies. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 149(1-2), 85-102.
- Bachmann, O., Miller, C. F., & De Silva, S. L. (2007). The volcanic–plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167(1-4), 1-23.
- Bachmann, O., & Bergantz, G. W. (2008). Rhyolites and their source mushes across tectonic settings. *Journal of Petrology*, 49(12), 2277-2285.
- Bachmann, O., & Huber, C. (2016). Silicic magma reservoirs in the Earth’s crust. *American Mineralogist*, 101(11), 2377-2404.
- Bahat, D. (1979). Anorthoclase megacrysts: physical conditions of formation. *Mineralogical Magazine*, 43(326), 287-291.
- Blundy, J., Cashman, K., & Humphreys, M. (2006). Magma heating by decompression-driven crystallization beneath andesite volcanoes. *Nature*, 443(7107), 76-80.
- Bateman, P. C., & Chappell, B. W. (1979). Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite National Park, California. *Geological Society of America Bulletin*, 90(5), 465-482.
- Boijseauneau-López, M. E., Sosa-Ceballos, G., Farfán, G. A., Macías, J. L., & Andrews, B. J. (2023). Ultra-crystalline pyroclastic deposits and rhyolitic lavas controlled by crystal

- mushes: insights from the Acoculco Caldera Complex, México. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 178(9), 63.
- Boro, J. R., Wolff, J. A., & Neill, O. K. (2020). Anatomy of a recharge magma: Hornblende dacite pumice from the rhyolitic Tshirege Member of the Bandelier Tuff, Valles Caldera, New Mexico, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 175(10), 1-26.
- Brown, W. L., & Parsons, I. (1984). The nature of potassium feldspar, exsolution microtextures and development of dislocations as a function of composition in perthitic alkali feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(4), 335-341.
- Burgisser, A., & Bergantz, G. W. (2011). A rapid mechanism to remobilize and homogenize highly crystalline magma bodies. *Nature*, 471(7337), 212-215.
- Canet, C., Hernández-Cruz, B., Jiménez-Franco, A., Pi, T., Peláez, B., Villanueva-Estrada, R. E., ... & Salinas, S. (2015). Combining ammonium mapping and short-wave infrared (SWIR) reflectance spectroscopy to constrain a model of hydrothermal alteration for the Acoculco geothermal zone, Eastern Mexico. *Geothermics*, 53, 154-165.
- Capaccioni, B., & Coniglio, S. (1995). Varicolored and vesiculated tuffs from La Fossa volcano, Vulcano Island (Aeolian Archipelago, Italy): evidence of syndepositional alteration processes. *Bulletin of Volcanology*, 57(1), 61-70.
- Cashman, K. V., Sparks, R. S. J., & Blundy, J. D. (2017). Vertically extensive and unstable magmatic systems: a unified view of igneous processes. *Science*, 355(6331), eaag3055.
- Castellanos, J. C., Clayton, R. W., & Pérez-Campos, X. (2018). Imaging the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt with ambient seismic noise: Evidence for a slab tear. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(9), 7741-7759.
- Clemens, J. D., Holloway, J. R., & White, A. J. R. (1986). Origin of an A-type granite; experimental constraints. *American Mineralogist*, 71(3-4), 317-324.
- Cooper, K. M., & Kent, A. J. (2014). Rapid remobilization of magmatic crystals kept in cold storage. *Nature*, 506(7489), 480-483.

- Couch, S., Harford, C. L., Sparks, R. S. J., & Carroll, M. R. (2003). Experimental constraints on the conditions of formation of highly calcic plagioclase microlites at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Journal of Petrology*, *44*(8), 1455-1475.
- Crovisier, J. L., Honnorez, J., Fritz, B., & Petit, J. C. (1992). Dissolution of subglacial volcanic glasses from Iceland: laboratory study and modelling. *Applied Geochemistry*, *7*, 55-81.
- Cruden, A. R., & Weinberg, R. F. (2018). Mechanisms of magma transport and storage in the lower and middle crust—magma segregation, ascent and emplacement. *Volcanic and igneous plumbing systems*, 13-53.
- 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.
- Devine, J. D., Gardner, J. E., Brack, H. P., Layne, G. D., & Rutherford, M. J. (1995). Comparison of microanalytical methods for estimating H₂O contents of silicic volcanic glasses. *American Mineralogist*, *80*(3-4), 319-328.
- Downs, R. T., & Palmer, D. C. (1994). The pressure behavior of α cristobalite. *American Mineralogist*, *79*(1-2), 9-14.
- Eichelberger, J. (2020). Distribution and transport of thermal energy within magma–hydrothermal systems. *Geosciences*, *10*(6), 212.
- Ferns, M. L., & McClaughry, J. D. (2013). Stratigraphy and volcanic evolution of the middle Miocene to Pliocene La Grande–Owyhee eruptive axis in eastern Oregon. *The Columbia River Flood Basalt Province: Geological Society of America Special Paper*, *497*, 401-427.
- 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.
- Furnes, H. (1978). Element mobility during palagonitization of a subglacial hyaloclastite in Iceland. *Chemical Geology*, *22*, 249-264.

- Foley, M. L., Miller, C. F., & Gualda, G. A. (2020). Architecture of a super-sized magma chamber and remobilization of its basal cumulate (Peach Spring Tuff, USA). *Journal of Petrology*, *61*(1), ega020.
- Ford, M. T., Grunder, A. L., & Duncan, R. A. (2013). Bimodal volcanism of the High Lava Plains and Northwestern Basin and Range of Oregon: Distribution and tectonic implications of age-progressive rhyolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *14*(8), 2836-2857.
- Fritz, J., Greshake, A., & Stöffler, D. (2005). Micro-Raman spectroscopy of plagioclase and maskelynite in Martian meteorites: Evidence of progressive shock metamorphism. *Antarctic Meteorite Research*, Vol. 18, p. 96, 18, 96.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., & Mora, J. C. (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, *41*(2), 133-150.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Jiménez, A., Tolson, G., Mena, M., Sánchez-Núñez, J. M., ... & Lermo-Samaniego, J. (2018). NW-SE Pliocene-Quaternary extension in the Apan-Acocolco region, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *349*, 240-255.
- García-Tovar, G. P., Martínez-Serrano, R. G., Solé, J., Correa-Tello, J. C., Núñez-Castillo, E. Y., Guillou, H., & Monroy-Rodríguez, E. (2015). Geología, geocronología y geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, *32*(1), 100-122.
- Girard, G., & Stix, J. (2009). Magma recharge and crystal mush rejuvenation associated with early post-collapse Upper Basin Member rhyolites, Yellowstone caldera, Wyoming. *Journal of Petrology*, *50*(11), 2095-2125.
- Glazner, A. F., Bartley, J. M., Coleman, D. S., Gray, W., & Taylor, R. Z. (2004). Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers?. *GSA today*, *14*(4/5), 4-12.

- Glazner, A. F., Coleman, D. S., & Bartley, J. M. (2008). The tenuous connection between high-silica rhyolites and granodiorite plutons. *Geology*, *36*(2), 183-186.
- Glazner, A. F., & Johnson, B. R. (2013). Late crystallization of K-feldspar and the paradox of megacrystic granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *166*(3), 777-799.
- Gualda, G. A., & Ghiorso, M. S. (2013). Low-pressure origin of high-silica rhyolites and granites. *The Journal of Geology*, *121*(5), 537-545.
- Gómez-Alvarez, F., Garduño-Monroy, V. H., Sosa-Ceballos, G., Jiménez-Haro, A., Liotta, D., Gaitan-Ramirez, M. F., ... & Garcia-Hernández, O. H. (2021). New constraints on tectonism and magmatism from the eastern sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt (Chignahuapan Horst, Puebla, México). *Journal of South American Earth Sciences*, *112*, 103468.
- Gottsmann, J., Lavallée, Y., Martí, J., & Aguirre-Díaz, G. (2009). Magma–tectonic interaction and the eruption of silicic batholiths. *Earth and Planetary Science Letters*, *284*(3-4), 426-434.
- Graeter, K. A., Beane, R. J., Deering, C. D., Gravley, D., & Bachmann, O. (2015). Formation of rhyolite at the Okataina Volcanic Complex, New Zealand: New insights from analysis of quartz clusters in plutonic lithics. *American Mineralogist*, *100*(8-9), 1778-1789.
- Hay, R., & Iijima, A. (1968). Nature and origin of palagonite tuffs of the Honolulu Group on Oahu, Hawaii.
- Harlow, G. E. (1982). The anorthoclase structures: the effects of temperature and composition. *American Mineralogist*, *67*(9-10), 975-996.
- Hargraves, R. B. (2014). *Physics of magmatic processes* (Vol. 105). Princeton University Press.
- Hawkesworth, C., George, R., Turner, S., & Zellmer, G. (2004). Time scales of magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, *218*(1-2), 1-16.
- Heaney, P. J., Veblen, D. R., & Post, J. E. (1994). Structural disparities between chalcedony and macrocrystalline quartz. *American Mineralogist*, *79*(5-6), 452-460.

- Hernández-Vargas, J. J., Martiny, B. M., Morán-Zenteno, D. J., Pérez-Gutiérrez, R., & López-Martínez, M. (2017). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and revised stratigraphy of the late Eocene Taxco volcanic field, southern Mexico. *Journal of South American Earth*
- Hildreth, W. (1981). Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10153-10192.
- 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.
- Hildreth, W., & Wilson, C. J. (2007). Compositional zoning of the Bishop Tuff. *Journal of Petrology*, 48(5), 951-999.
- Hirose, T., Kihara, K., Okuno, M., Fujinami, S., & Shinoda, K. (2005). X-ray, DTA and Raman studies of monoclinic tridymite and its higher temperature orthorhombic modification with varying temperature. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 100(2), 55-69.
- Huber, C., Bachmann, O., & Manga, M. (2009). Homogenization processes in silicic magma chambers by stirring and mushification (latent heat buffering). *Earth and Planetary Science Letters*, 283(1-4), 38-47.
- Huber, C., Bachmann, O., & Manga, M. (2010). Two competing effects of volatiles on heat transfer in crystal-rich magmas: thermal insulation vs defrosting. *Journal of Petrology*, 51(4), 847-867.
- Hunter, A. G., & Blake, S. (1995). Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic—calc-alkaline series: Towada volcano, Japan. *Journal of Petrology*, 36(6), 1579-1605.
- Ibrahim, K., & Hall, A. (1996). The authigenic zeolites of the Aritayn Volcaniclastic Formation, north-east Jordan. *Mineralium Deposita*, 31(6), 514-522.
- Jambon, A., Zhang, Y., & Stolper, E. M. (1992). Experimental dehydration of natural obsidian and estimation of DH_2O at low water contents. *Geochimica et cosmochimica acta*, 56(7), 2931-2935.

- Jeffery, P. G., & Hutchison, D. (1981). *Chemical methods of rock analysis* (Vol. 3). Oxford: Pergamon press.
- Jordan, B. T., Grunder, A. L., Duncan, R. A., & Deino, A. L. (2004). Geochronology of age-progressive volcanism of the Oregon High Lava Plains: Implications for the plume interpretation of Yellowstone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *109*(B10).
- Jiang, Y. H., Jiang, S. Y., Zhao, K. D., & Ling, H. F. (2006). Petrogenesis of Late Jurassic Qianlishan granites and mafic dykes, Southeast China: implications for a back-arc extension setting. *Geological Magazine*, *143*(4), 457-474.
- Karlstrom, L., Rudolph, M. L., & Manga, M. (2012). Caldera size modulated by the yield stress within a crystal-rich magma reservoir. *Nature Geoscience*, *5*(6), 402-405.
- Karsli, O., Caran, Ş., Dokuz, A., Çoban, H., Chen, B., & Kandemir, R. (2012). A-type granitoids from the Eastern Pontides, NE Turkey: Records for generation of hybrid A-type rocks in a subduction-related environment. *Tectonophysics*, *530*, 208-224.
- Kennedy, B. M., Holohan, E. P., Stix, J., Gravley, D. M., Davidson, J. R. J., & Cole, J. W. (2018). Magma plumbing beneath collapse caldera volcanic systems. *Earth-Science Reviews*, *177*, 404-424.
- Kihara, K., Matsumoto, T., & Imamura, M. (1986). Structural change of orthorhombic-I tridymite with temperature: A study based on second-order thermal-vibrational parameters. *Zeitschrift für Kristallographie-Crystalline Materials*, *177*(1-4), 27-38.
- Klemetti, E. W., & Clyne, M. A. (2014). Localized rejuvenation of a crystal mush recorded in zircon temporal and compositional variation at the Lassen Volcanic Center, Northern California. *PLoS One*, *9*(12), e113157.
- Kousehlar, M., Weisenberger, T. B., Tutti, F., & Mirnejad, H. (2012). Fluid control on low-temperature mineral formation in volcanic rocks of Kahrizak, Iran. *Geofluids*, *12*(4), 295-311.
- Koyaguchi, T. (1990). Graphical estimations of magma densities and compositional expansion coefficients. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *105*(2), 173-176.

- Kruszewski, M., Hofmann, H., Alvarez, F. G., Bianco, C., Haro, A. J., Garduño, V. H., ... & Saenger, E. H. (2021). Integrated stress field estimation and implications for enhanced geothermal system development in Acoculco, Mexico. *Geothermics*, 89, 101931.
- Le Bas, M. J. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica system. *J. Petrol.*, 27, 247-257.
- Lee, M. R., Waldron, K. A., & Parsons, I. (1995). Exsolution and alteration microtextures in alkali feldspar phenocrysts from the Shap granite. *Mineralogical Magazine*, 59(394), 63-78.
- Lee, S., & Xu, H. (2019). Using powder XRD and pair distribution function to determine anisotropic atomic displacement parameters of orthorhombic tridymite and tetragonal cristobalite. *Acta Crystallographica Section B: Structural Science, Crystal Engineering and Materials*, 75(2), 160-167.
- Lejeune, A. M., & Richet, P. (1995). Rheology of crystal-bearing silicate melts: An experimental study at high viscosities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B3), 4215-4229.
- Levien, L., Prewitt, C. T., & Weidner, D. J. (1980). Structure and elastic properties of quartz at pressure. *American Mineralogist*, 65(9-10), 920-930.
- López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzmán, H., & Quijano-León, J. L. (2009). Hydrothermal activity in the Tulancingo–Acoculco Caldera Complex, central Mexico: exploratory studies. *Geothermics*, 38(3), 279-293.
- Lubbers, J., Deering, C., & Bachmann, O. (2020). Genesis of rhyolitic melts in the upper crust: Fractionation and remobilization of an intermediate cumulate at Lake City caldera, Colorado, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 392, 106750.
- Macdonald, R., Belkin, H. E., Fitton, J. G., Rogers, N. W., Nejbort, K., Tindle, A. G., & Marshall, A. S. (2008). The roles of fractional crystallization, magma mixing, crystal mush remobilization and volatile–melt interactions in the genesis of a young basalt–

peralkaline rhyolite suite, the Greater Olkaria Volcanic Complex, Kenya Rift Valley. *Journal of Petrology*, 49(8), 1515-1547.

MacLeod, N. S., Walker, G. W., & McKee, E. H. (1975). *Geothermal significance of eastward increase in age of upper Cenozoic rhyolitic domes in southeastern Oregon* (No. 75-348). US Geological Survey].

Macías, J. L., Sheridan, M. F., & Espíndola, J. M. (1997). Reappraisal of the 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: new data from proximal deposits. *Bulletin of Volcanology*, 58(6), 459-471.

Macdonald, R., Sparks, R. S. J., Sigurdsson, H., Matthey, D. P., McGarvie, D. W., & Smith, R. L. (1987). The 1875 eruption of Askja volcano, Iceland: combined fractional crystallization and selective contamination in the generation of rhyolitic magma. *Mineralogical Magazine*, 51(360), 183-202.

McCloughry, J. D., Ferns, M. L., Streck, M. J., Patridge, K. A., Gordon, C. L., O'Connor, J. E., ... & Madin, I. P. (2009). Paleogene calderas of central and eastern Oregon: Eruptive sources of widespread tuffs in the John Day and Clarno Formations. *Volcanoes to vineyards: geologic field trips through the dynamic landscape of the Pacific northwest: Geological Society of America field guide*, 15, 407-434.

Malfait, W. J., Seifert, R., Petitgirard, S., Perrillat, J. P., Mezouar, M., Ota, T., ... & Sanchez-Valle, C. (2014). Supervolcano eruptions driven by melt buoyancy in large silicic magma chambers. *Nature Geoscience*, 7(2), 122-125.

Marsh, B. D. (2000). Magma chambers: in Sigurdsson, H., ed., *Encyclopedia of volcanoes*.

Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Solé, J., & Iriondo, A. (2004). A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136(1-2), 97-119.

Pacheco-Hoyos, J. G., Aguirre-Díaz, G. J., & Dávila-Harris, P. (2018). Boiling-over dense pyroclastic density currents during the formation of the ~ 100 km³ Huichapan ignimbrite in Central Mexico: Stratigraphic and lithofacies analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 268-282.

- Pauly, B. D., Schiffman, P., Zierenberg, R. A., & Clague, D. A. (2011). Environmental and chemical controls on palagonitization. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(12).
- Pérez-Orozco, J. D., Sosa-Ceballos, G., & Macías, J. L. (2021). Tectonic and magmatic controls on the evolution of post-collapse volcanism. Insights from the Acoculco Caldera Complex, Puebla, México. *Lithos*, 380, 105878.
- Petford, N. (2003). Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(1), 399-427.
- Philpotts, A. R. (1976). Silicate liquid immiscibility; its probable extent and petrogenetic significance. *American Journal of Science*, 276(9), 1147-1177.
- Post, J. E., & Bish, D. L. (1989). Rietveld refinement of crystal structures using powder X-ray diffraction data. *Modern powder diffraction*, 20, 277-308.
- Repstock, A., Breitzkreuz, C., Lapp, M., & Schulz, B. (2018). Voluminous and crystal-rich igneous rocks of the Permian Wurzen volcanic system, northern Saxony, Germany: physical volcanology and geochemical characterization. *International Journal of Earth Sciences*, 107(4), 1485-1513.
- Rowe, M. C., Ellis, B. S., & Lindeberg, A. (2012). Quantifying crystallization and devitrification of rhyolites by means of X-ray diffraction and electron microprobe analysis. *American Mineralogist*, 97(10), 1685-1699.
- Sánchez-Córdova, M. M., Canet, C., Rodríguez-Díaz, A., González-Partida, E., & Linares-López, C. (2020). Water-rock interactions in the Acoculco geothermal system, eastern Mexico: Insights from paragenesis and elemental mass-balance. *Geochemistry*, 80(1), 125527.
- Sas, M., Shane, P., Kuritani, T., Zellmer, G. F., Kent, A. J., & Nakagawa, M. (2021). Mush, melts and metasediments: A history of rhyolites from the Okataina Volcanic Centre, New Zealand, as captured in plagioclase. *Journal of Petrology*, 62(8), egab038.
- Sigurdsson, H., & Sparks, R. S. J. (1981). Petrology of rhyolitic and mixed magma ejecta from the 1875 eruption of Askja, Iceland. *Journal of Petrology*, 22(1), 41-84.

- Sohn, Y. K., Son, M., Jeong, J. O., & Jeon, Y. M. (2009). Eruption and emplacement of a laterally extensive, crystal-rich, and pumice-free ignimbrite (the Cretaceous Kusandong Tuff, Korea). *Sedimentary Geology*, 220(3-4), 190-203.
- Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., Avellán, D. R., Salazar-Hermenegildo, N., Boijseauneau-López, M. E., & Pérez-Orozco, J. D. (2018). The Acoculco Caldera Complex magmas: Genesis, evolution and relation with the Acoculco geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, 288-306.
- Sparks, R. S. J., Meyer, P., & Sigurdsson, H. (1980). Density variation amongst mid-ocean ridge basalts: implications for magma mixing and the scarcity of primitive lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 46(3), 419-430.
- Spera, F. J., & Bohrsen, W. A. (2018). Rejuvenation of crustal magma mush: a tale of multiply nested processes and timescales. *American Journal of Science*, 318(1), 90-140.
- Streck, M. J. (2014). Evaluation of crystal mush extraction models to explain crystal-poor rhyolites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 284, 79-94.
- Stroncik, N. A., & Schmincke, H. U. (2001). Evolution of palagonite: Crystallization, chemical changes, and element budget. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(7).
- 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.
- Toby, B. H., & Von Dreele, R. B. (2013). GSAS-II: the genesis of a modern open-source all-purpose crystallography software package. *Journal of Applied Crystallography*, 46(2), 544-549.
- Townsend, M., Huber, C., Degruyter, W., & Bachmann, O. (2019). Magma chamber growth during intercaldera periods: Insights from thermo-mechanical modeling with applications to Laguna del Maule, Campi Flegrei, Santorini, and Aso. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(3), 1574-1591.
- Townsend, M., & Huber, C. (2020). A critical magma chamber size for volcanic eruptions. *Geology*, 48(5), 431-435.

- Vigneresse, J. L., Barbey, P., & Cuney, M. (1996). Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology*, 37(6), 1579-1600.
- Walton, A. W., Schiffman, P., & Macpherson, G. L. (2005). Alteration of hyaloclastites in the HSDP 2 Phase 1 Drill Core: 2. Mass balance of the conversion of sideromelane to palagonite and chabazite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(9).
- Watts, K. E., Bindeman, I. N., & Schmitt, A. K. (2011). Large-volume rhyolite genesis in caldera complexes of the Snake River Plain: insights from the Kilgore Tuff of the Heise Volcanic Field, Idaho, with comparison to Yellowstone and Bruneau–Jarbidge rhyolites. *Journal of Petrology*, 52(5), 857-890.
- Watts, K. E., John, D. A., Colgan, J. P., Henry, C. D., Bindeman, I. N., & Schmitt, A. K. (2016). Probing the volcanic–plutonic connection and the genesis of crystal-rich rhyolite in a deeply dissected supervolcano in the Nevada Great Basin: source of the Late Eocene Caetano Tuff. *Journal of Petrology*, 57(8), 1599-1644.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., & Chappell, B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to mineralogy and petrology*, 95(4), 407-419.
- White, A. J., & Chappell, B. W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43(1-2), 7-22.
- Whitney, J. A., & Stormer Jr, J. C. (1985). Mineralogy, petrology, and magmatic conditions from the Fish Canyon Tuff, central San Juan volcanic field, Colorado. *Journal of Petrology*, 26(3), 726-762.
- Wolff, J. A., Ellis, B. S., Ramos, F. C., Starkel, W. A., Boroughs, S., Olin, P. H., & Bachmann, O. (2015). Remelting of cumulates as a process for producing chemical zoning in silicic tuffs: A comparison of cool, wet and hot, dry rhyolitic magma systems. *Lithos*, 236, 275-286.
- Yáñez-García, C., 1980. Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. CFE-GPG internal report 01/80, 59 p.

- Zhang, J. H., Yang, J. H., Chen, J. Y., Wu, F. Y., & Wilde, S. A. (2018). Genesis of late Early Cretaceous high-silica rhyolites in eastern Zhejiang Province, southeast China: A crystal mush origin with mantle input. *Lithos*, 296, 482-495.
- Zhang, Y., Stolper, E. M., & Wasserburg, G. J. (1991). Diffusion of water in rhyolitic glasses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(2), 441-456.
- Zhou, Z., & Fyfe, W. S. (1989). Palagonitization of basaltic glass from DSDP Site 335, Leg 37; textures, chemical composition, and mechanism of formation. *American Mineralogist*, 74(9-10), 1045-1053. *Geosystems*, 16(7), 2127-2146.