



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES, UNIDAD MORELIA

**Caracterización geoquímica y petrológica del magmatismo post-caldera en la caldera de
Acoculco, Puebla, México.**

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
Pérez Orozco Juan Daniel

TUTOR:
Dr. Giovanni Sosa-Ceballos
Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, UNAM

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR
Dr. José Luis Macías Vázquez
Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, UNAM
Dr. Ernest Georg Peter Schaaf
Instituto de Geofísica, UNAM

[Morelia, Michoacán, junio 2022]



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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

Agradezco a mi asesor, el Dr. Giovanni Sosa-Ceballos por dirigir mi trabajo de doctorado. Gracias por siempre mantener el criterio del petrólogo de rocas ígneas y transmitir sus conocimientos de forma objetiva, coherente y amable lo cual despierta la creatividad y motiva el aprendizaje.

Gracias al Dr. José Luis Macías Vázquez por su acompañamiento, asesoría y consejos durante el programa de doctorado.

Aprecio los comentarios, revisiones y evaluaciones del Dr. Peter Schaaf durante el curso del doctorado para mejorar este trabajo de investigación.

Gracias a los miembros del comité tutor, los doctores Juan Manuel Espíndola Castro, Peter Schaaf, José Luis Arce Saldaña, y Carles Canet Miquel por tomarse el tiempo de leer este trabajo de tesis, hacer comentarios y sugerencias para enriquecerlo y mejorar mi aprendizaje del tema de investigación.

Siempre agradecido por el apoyo incondicional y emocional por parte de mi familia.

A mi compañeros y amigos del Posgrado en Ciencias de la Tierra, es especial a aquellos del Instituto de Geofísica, Unidad Morelia por su colaboración en la realización de este trabajo.

Al Dr. Denis Ramón Avellán, al Mtro. Felipe García Tenorio, y mi compañero Mario Boijseauneau López por su amistad, consejos, apoyo durante el trabajo de campo y discusión de los resultados. A la Mtra. Nancy Magaña por sus amables comentarios, correcciones, estructura y orden de ideas para la redacción de este escrito.

A los técnicos de laboratorio, Dra. Noemí Salazar, y Mtros, Gaby Reyes, Fabiola Mendiola, Felipe tenorio y Silvestre Melchor por su apoyo en el uso de los equipos y enseñanza de las técnicas analíticas para la obtención de los resultados publicados en esta investigación.

A la parte administrativa del Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, a Adriana y Madeleine por su amistad, amabilidad y ayuda en los procedimientos administrativos.

A la Secretaría de Investigación y Posgrado del Posgrado en Ciencias de la Tierra, en especial a Araceli y Janette por la ayuda y comprensión en los trámites administrativos durante todo el programa de doctorado. A la ENES Campus Morelia y al Instituto de Geofísica Unidad Michoacán por abrirme las puertas y brindarme un espacio excepcional de trabajo.

A CONACYT por proporcionarme una beca para la realización del doctorado.

Agradezco al proyecto del Fondo de Sustentabilidad Energética del CONACYT-SENER (2015-04-268074) y en particular al sub-proyecto PT 4.4 Evolución magmática y fuente de calor en Aocolco: comparación entre la actividad volcánica post-caldera y pre-caldera, por las facilidades otorgadas para realizar este estudio.

“One of the greatest discoveries a man makes, one of his great surprises, is to find he can do what he was afraid he couldn’t do.”

— Henry Ford

INTRODUCCIÓN GENERAL

El presente trabajo trata sobre los procesos magmáticos implicados en la formación de rocas volcánicas producto de erupciones explosivas en el Complejo Caldérico de Acoculco, así como de los procesos por los cuales los fenocristales de estos depósitos retienen concentración de hidroxilo (OH^-) en su estructura cristalina.

La actividad volcánica explosiva está caracterizada por un amplio rango de procesos que culminan en la fragmentación de magma y su dispersión en la atmósfera a través de plumas eruptivas y en la superficie terrestre a través de flujos piroclásticos (compuestas por una mezcla de fragmentos de magma de diverso tamaño, que incluyen vidrio, pómez, líticos, cristales y gases mezcla de cristales, líticos, gas, y fragmentos de pómez) producto del colapso de la pluma eruptiva. Los cristales dentro de los fragmentos de pómez conservan su composición química y estructura cristalina, por lo que estudiar este tipo de materiales brinda información relacionada a los procesos que los formaron y aquellos que los pueden modificar después de ser depositados.

Esta investigación se divide en dos capítulos que proveen datos sobre la profundidad de una cámara magmática en la corteza, por una parte, y por otra, información acerca de la historia deposicional y termal de depósitos ignimbríticos formados por el magma almacenado a profundidad.

El capítulo 1 trata de cómo una zona de almacenamiento puede preservarse después de un evento de colapso; también explica cómo el evento de colapso puede influir en la formación de nuevos conductos por los cuales asciende magma de una fuente diferente a los magmas que se formaron en la etapa de colapso. El capítulo 2 trata sobre los procesos de difusión de hidroxilo en fenocristales de cuarzo y feldespato, y su relación con los procesos post-deposicionales de un depósito ignimbrítico de la caldera de Acoculco.

CONTENIDO

INTRODUCCIÓN GENERAL

1	CAPÍTULO 1 CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA Y GEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO POST-CALDERA, INVESTIGACIÓN EN LA CALDERA DE ACOCULCO, PUEBLA, MÉXICO.	1
1.1	INTRODUCCIÓN	4
1.2	HIPÓTESIS Y OBJETIVOS	6
1.3	LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	7
1.4	MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	9
1.4.1	Geología y tectónica del sector oriental del CVTM	9
1.4.2	Complejo Caldérico de Acoculco	11
1.4.2.1	Estratigrafía	11
1.4.2.1.1	Ignimbrita Acoculco	12
1.4.2.1.2	Ignimbrita Tecoloquillo	13
1.4.2.2	Deformación	13
1.4.2.3	Evolución magmática	15
1.5	MATERIALES Y MÉTODOS ANALÍTICOS	17
1.5.1	Localización de muestras	18
1.5.2	Preparación de muestras	18
1.5.3	Métodos Analíticos	19
1.5.3.1	ICP-MS	19
1.5.3.2	FT-IR	21
1.5.3.2.1	Análisis de volátiles en inclusiones	24
1.5.3.2.2	Cálculo de concentración de volátiles (H ₂ O-CO ₂) en inclusiones	26
1.5.3.3	MICROSONDA ELECTRÓNICA (EPMA)	27
1.5.3.3.1	Vidrio en inclusiones y matriz de pómez	28
1.5.3.3.2	Análisis de fases minerales	28
1.5.3.4	Raman	29
1.5.3.4.1	Análisis de fases minerales	33
1.6	RESULTADOS	34
1.6.1	Depósitos ignimbríticos	34
1.6.1.1	Ignimbrita Acoculco	34
1.6.1.2	Ignimbrita Tecoloquillo	34

1.6.2	Geoquímica de elementos mayores y traza	35
1.6.3	Composición de vidrio en inclusiones y en matriz de pómez	36
1.6.4	Contenido de volátiles (H ₂ O-CO ₂) en inclusiones.....	41
1.6.5	Química de fases minerales	43
1.6.5.1	Feldspatos	44
1.6.5.2	Piroxenos y Anfíboles	44
1.6.5.3	Cuarzo.....	45
1.6.5.4	Óxidos de Fe-Ti.....	49
1.7	DISCUSIÓN.....	51
1.7.1	Relación entre los magmas sin y post-caldera	53
1.7.2	Mezcla de magmas.....	56
1.7.2.1	Composición química de roca y matriz en pómez.....	57
1.7.2.2	Composición de vidrio en inclusiones y fases minerales	59
1.7.2.3	Contenido de volátiles (H ₂ O-CO ₂) en inclusiones.....	60
1.7.3	Condiciones de almacenamiento de los magmas	61
1.7.4	Relación entre la deformación y el sistema magmático en el CCA.....	66
1.8	CONCLUSIONES	72
2	CAPÍTULO 2: HIDROXILIO EN CRISTALES: PROCESOS SIN Y POST-DEPOSICIONALES DE LA	
	IGNIMBRITA TECOLOQUILLO	74
2.1	INTRODUCCIÓN	77
2.2	HIPÓTESIS Y OBJETIVOS.....	79
2.3	MATERIALES Y MÉTODOS ANALÍTICOS	79
2.3.1	Localización de las muestras	79
2.3.2	Preparación de muestras para medir el contenido de hidroxilo	80
2.3.3	Métodos analíticos	81
2.3.3.1	Análisis de hidroxilo en cristales por medio de FT-IR.....	81
2.3.3.2	Cálculo de la concentración de hidroxilo en cristales	83
2.3.4	Modelo de enfriamiento de la ignimbrita Tecoloquillo y de la difusión de hidroxilo en cristales de cuarzo.....	84
2.3.4.1	Cálculo del enfriamiento y tiempo de difusión en cristales de cuarzo	84
2.4	RESULTADOS	88
2.4.1	Concentración de hidroxilo en fenocristales.....	88
2.4.2	Estimación del tiempo de enfriamiento del depósito ignimbrítico	91
2.4.3	Disminución de la concentración del hidroxilo en cristales de cuarzo	92

2.5	DISCUSIÓN	95
2.5.1	Emplazamiento de la Ignimbrita Tecoloquillo.....	95
2.5.1	Temperatura de emplazamiento	96
2.5.2	Origen de los grupos de fenocristales (OH)	97
2.5.3	Difusión de hidroxilo en fenocristales de cuarzo	99
2.5.4	Procesos de difusión en cristales	99
2.5.5	Implicaciones para la generación de fenocristales de cuarzo del grupo deshidratado 101	
2.6	CONCLUSIONES	104
3	BIBLIOGRAFÍA	106
4	APÉNDICE	123
4.1	APÉNDICE A	126
4.2	APÉNDICE B	132

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1.1 Configuración tectónica del CVTM.	8
Figura 1.2 Mapa geológico simplificado del CCA.	11
Figura 1.3 Mapa estructural simplificado de la región de Acoculco.	14
Figura 1.4 Diagrama TAS para las rocas del CCA.	16
Figura 1.5 Diagrama de los materiales y métodos analíticos.	17
Figura 1.6 Preparación de muestras.	19
Figura 1.7 Diagrama mostrando la señal del interferograma.	23
Figura 1.8 Conversion de un espectro en transmitancia a absorbancia.	24
Figura 1.9 Procedimiento para el análisis de inclusiones de vidrio por medio de FT-IR.	25
Figura 1.10 Espectro de infrarrojo de una inclusión de vidrio en un cristal de cuarzo.	26
Figura 1.11 Procedimiento para determinar la composición por microsonda electrónica.	29
Figura 1.12. Diagrama de la dispersión de la luz en el espectro Raman.	32
Figura 1.13 Columna estratigráfica de la ignimbrita Tecoloquillo.	35
Figura 1.14 Diagrama spider de los elementos traza de IA e IT.	36
Figura 1.15 Microfotografías de los conjuntos de inclusiones de vidrio.	38
Figura 1.16 Diagramas de la composición de elementos mayores.	40
Figura 1.17 Diagrama (TAS) de las composiciones químicas de las inclusiones de vidrio.	41
Figura 1.18 Diagrama del contenido de volátiles para inclusiones de la IA e IT.	42
Figura 1.19 Diagrama de la composición de feldespatos y piroxenos.	45
Figura 1.20. Espectros Raman de fenocristales de cuarzo en la IT.	46
Figura 1.21 Fenocristales de óxidos Fe-Ti.	50
Figura 1.22 Diagrama de las composiciones de cristales de anfíboles.	62
Figura 1.23 Microfotografías de cristales de anfíbol.	63
Figura 1.24 Diagramas con los coeficientes de partición de Al/Si de anfíboles.	65
Figura 1.25 El modelo esquemático para la formación de los sistemas magmáticos de IA e IT.	70

CAPÍTULO 2

Figura 2.1 Columna estratigráfica de la ignimbrita Tecoloquillo.	80
Figura 2.2 Preparación de muestras.	81
Figura 2.3 Procedimiento para el análisis cristales por medio de FT-IR.	83
Figura 2.4 Espectro de infrarrojo de un cristal de cuarzo.	84
Figura 2.5 Espectros de absorbancia de fenocristales de cuarzo y feldespato.	89
Figura 2.6 Espectros en absorbancia de fenocristales de cuarzo con inclusiones de rutilo.	90
Figura 2.7 Modelos del enfriamiento.	92
Figura 2.8 Modelos de difusión.	94

APÉNDICE A Y B

Figura 4.1. Modelo de regresión ortogonal.	124
Figura 4.2. Diagrama K_2O vs FeO con las composiciones de vidrio de inclusiones de la IA.	127

Figura 4.3. Diagrama K_2O vs FeO con las composiciones de vidrio de inclusiones de la IT. 132

ÍNDICE DE TABLAS

CAPÍTULO 1

Tabla 1.1 Composiciones de roca total, matriz en pómez y vidrio.	43
Tabla 1.2 Composiciones de piroxenos.....	47
Tabla 1.3 Composiciones de anfíboles.....	48
Tabla 1.4 Composición de pares de óxidos.	51

CAPÍTULO 2

Tabla 2.1 Resultados de las características del pico (área) en la banda 3595 cm^{-1}	90
---	----

APÉNDICE A Y B

Tabla 4.1. Datos normalizados de composiciones de vidrio en inclusiones del grupo 1 de la ignimbrita Acoculco.....	128
Tabla 4.2. Datos corregidos de vidrio en inclusiones del grupo 1 de la ignimbrita Acoculco.	129
Tabla 4.3. Datos normalizados de composiciones de vidrio en inclusiones del grupo 2 de la ignimbrita Tecoloquillo.....	130
Tabla 4.4. Datos corregidos de vidrio en inclusiones del grupo 2 de la ignimbrita Tecoloquillo.	131
Tabla 4.5. Datos normalizados de composiciones de vidrio en inclusiones del grupo 1 de la ignimbrita Tecoloquillo.....	133
Tabla 4.6. Datos corregidos de vidrio en inclusiones del grupo 1 de la ignimbrita Tecoloquillo.	134
Tabla 4.7. Datos normalizados de composiciones de vidrio en inclusiones del grupo 2 de la ignimbrita Tecoloquillo.....	135
Tabla 4.8. Datos corregidos de vidrio en inclusiones del grupo 2 de la ignimbrita Tecoloquillo.	136
Tabla 4.9. Datos normalizados de composiciones de vidrio en inclusiones del grupo 3 de la ignimbrita Tecoloquillo.....	137
Tabla 4.10. Datos corregidos de vidrio en inclusiones del grupo 3 de la ignimbrita Tecoloquillo.	138

1 CAPÍTULO 1

CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA Y GEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO POST-CALDERA, INVESTIGACIÓN EN LA CALDERA DE ACOCULCO, PUEBLA, MÉXICO.

ABSTRACT

The Calderic Complex of Acoculco (CCA; 2.7-0.06 Ma) is located in the eastern part of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), approximately 450 km from the Mesoamerican trench. Faulting in the CCA area has been active from the Pliocene to the present. The regional extensional stress field (NE-SW oriented) developed a system of normal faults (NW-SE direction) with graben-horst structures such as the Rosario-Acoculco horst, where the CCA was emplaced. The CCA produced three explosive eruptions: the Acoculco andesitic ignimbrite (IA; 2.7 Ma; syn-caldera), the Piedras Encimadas rhyolitic ignimbrite (1.3 Ma; late post-caldera), and the Tecoloquillo rhyolitic ignimbrite (IT; 0.8 Ma; late post-caldera).

In this work, we investigated the entrapment conditions of the magmas that formed the magmatic chambers of AI and IT. We also investigated the relationship between the local stress field and the magmatic processes that modified the AI (syn-caldera) and IT (late post-caldera) magmas. We determined the depth of the magmas with the analysis of volatiles (H₂O-CO₂) in glass inclusions. We obtained information on the magmatic processes (magma mixing) using the geochemistry of major and trace elements and mineral chemistry.

The results suggest that there are two entrapment zones: a shallow zone (1.5-2.5 Kbar) and a deep zone (> 4 Kbar). The magmatic chambers of the AI and TI belong to the shallow zone (6-10 km deep) and are isolated from each other. The formation of magmatic chambers is related to the regional and local stress fields. The regional extension facilitated the ascent of calc-alkaline magma and formed the IA magmatic system. The local compressive stress acting on lateral faults (Acoculco fault) as transfer zones allowed magma stagnation, generating the shallow entrapment zone and constructing the IA magma chamber. The new ascent of calc-alkaline magma towards the magma chamber of IA caused the mixing of magmas that catalyzed the eruption of IA and caused the collapse of the roof of the magma chamber. This collapse event destroyed the conduits and created new paths for the magma

ascent which generated a different magmatic system. The ascent of new magma used pre-existing structures, probably deep faults related to graben and horst structures, allowing the ascent of peralkaline magma from a different source than that of the IA magmas. Those magmas were entrapped forming the IT magma chamber in the shallow zone. The injection of new calc-alkaline magmas mixing with peralkaline magmas catalyzed the explosive eruption of IT through NE-SW trending structures.

RESUMEN

El complejo caldérico de Acoculco (CCA; 2.7-0.06 Ma) está ubicado en la parte este del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), aproximadamente a 450 km de distancia de la trinchera Mesoamericana. El fallamiento en el área del CCA ha estado activo desde el Plioceno hasta el presente; el campo de esfuerzos regional extensional con dirección NE-SW desarrolló un sistema de fallas normales de dirección NW-SE con estructuras de graben-horst, como el horst Rosario-Acoculco, donde se emplazó el CCA. El CCA produjo tres erupciones explosivas: la ignimbrita andesítica de Acoculco (IA; 2.7 Ma; sin-caldera), la ignimbrita riolítica Piedras Encimadas (1.3 Ma; post-caldera tardía), y la ignimbrita riolítica de Tecoloquillo (IT; 0.8 Ma.; post-caldera tardía).

En este trabajo se investigaron las condiciones de atrapamiento de las cámaras magmáticas de los eventos eruptivos que formaron a la IA y la IT, así como la relación que existe entre el campo de esfuerzos local y los procesos magmáticos que modificaron los magmas de la IA (sin-caldera) y de la IT (post-caldera tardía). La profundidad de los magmas se determinó con el análisis de volátiles (H₂O-CO₂) en inclusiones de vidrio; también se investigaron los procesos magmáticos (mezcla de magmas) con geoquímica de elementos mayores y traza, y química mineral.

Los resultados sugieren que existen dos zonas de almacenamiento: una zona somera (1.5-2.5 Kbar o 6-10 km de profundidad) y una zona profunda (> 4 Kbar). Las cámaras magmáticas de la IA y la IT se encuentran en la zona somera y están aisladas una de la otra. La formación de las cámaras magmáticas está relacionada con el campo de esfuerzos regional y local. El sistema magmático de la IA se formó debido a que la extensión regional facilitó el ascenso de magma calcoalcalino, y el campo compresivo local actuó en fallas laterales (falla Acoculco) como zonas de transferencia lo que permitió el estancamiento de magma generando la zona de entrampamiento somera y formando la cámara magmática de IA. El nuevo ascenso de magma calcoalcalino desde la zona profunda hacia la cámara magmática de IA, provocó mezcla de magmas catalizando la erupción de IA y provocando el colapso del techo de la cámara magmática. El evento de colapso destruyó los conductos y creó nuevos caminos para el ascenso de magma formando un sistema magmático diferente. El ascenso de nuevo magma usó estructuras pre-existentes, probablemente fallas profundas, como las que

limitan las estructuras de graben y horst, permitiendo el ascenso de magma peralcalino de una fuente distinta a la de los magmas de IA y que se estancó en la zona de entrapamiento somera para formar la cámara magmática de la IT. La inyección de nuevo magma calcoalcalino y peralcalino causó mezcla de magmas y catalizó la erupción explosiva de IT a través de estructuras de dirección NE-SW formando el sistema magmático de la IT.

1.1 INTRODUCCIÓN

El presente trabajo es una investigación sobre la profundidad de la cámara magmática que generó los magmas sin y post-caldera durante la evolución del complejo caldérico de Acoculco (CCA). La composición magmática del CCA comprende desde magmas calcoalcalinos en el evento sin-caldera, que generó a la ignimbrita Acoculco, hasta magmas peralcalinos en la etapa post-caldera con la formación de la ignimbrita Tecoloquillo. Estos magmas pudieron originarse en una o varias cámaras magmáticas estancadas en diferentes profundidades.

Diversos autores han explicado que la variabilidad composicional del CCA se debe a una mezcla de magmas calcoalcalinos y peralcalinos, no relacionados genéticamente, siendo los magmas peralcalinos los que dominaron progresivamente en volumen en la etapa post-caldera (Avellán et al., 2018, 2019; Sosa-Ceballos et al., 2018). Sin embargo, se desconoce la localización a profundidad de los magmas post-caldera que forman parte del último evento magmático y que podrían representar parcialmente la fuente de calor del sistema geotermal.

Sabemos que las cámaras magmáticas se encuentran en profundidades someras (3-8 km) (e.g., Smith et al., 2005; Huber et al., 2019) y que las erupciones formadoras de caldera preceden el colapso del techo de la cámara magmática. Los volúmenes eruptados estimados de erupciones formadoras de caldera sugieren que la cámara magmática no se vacía por completo (Geshi et al., 2014), sin embargo, el colapso provoca la destrucción parcial o total del sistema magmático (Martí y Gudmundsson, 2000; Cole et al., 2005). Por lo tanto, el líquido magmático post-caldera tendría poco o nada de espacio de residencia y debería estancarse en una cámara diferente, a la misma profundidad o a una profundidad distinta. Este estudio propone que el colapso del CCA destruyó los conductos del sistema magmático sin-caldera permitiendo el ascenso de magmas de una fuente diferente a través de nuevos

conductos, estancándose y formando una nueva cámara magmática a una profundidad que podría ser similar a la de los magmas sin-caldera.

Determinar la concentración de volátiles (H_2O-CO_2) en inclusiones de vidrio atrapadas en cristales permite calcular la profundidad a la que se encuentra la cámara magmática (Wallace et al., 1999; Gualda y Ghiorso, 2014). La descompresión de un magma durante un evento de colapso genera depósitos ignimbríticos (Branney, 1995, Cole et al., 2005) cuyos componentes (cristales y pómez) preservan idealmente las condiciones (presión y temperatura) de esa cámara magmática.

En el CCA ocurrieron tres erupciones explosivas que generaron ignimbritas, La ignimbrita andesítica Acoculco (sin-caldera), la ignimbrita riolítica Piedras Encimadas (post-caldera tardía) y la ignimbrita Tecoloquillo (post-caldera tardía). Para conocer la ubicación de las cámaras magmáticas se seleccionaron dos eventos eruptivos: la ignimbrita andesítica Acoculco y la ignimbrita riolítica Tecoloquillo. De estos dos depósitos se analizó su composición química de roca total y elementos traza, vidrio en inclusiones, vidrio en matriz (pómez), y química mineral para determinar el contenido de H_2O-CO_2 incluido en inclusiones de vidrio y los procesos magmáticos que modificaron a los magmas. Determinar dónde se originaron los magmas no es el propósito de este trabajo, más bien, los resultados obtenidos se enfocaron en determinar las diferencias composicionales entre los magmas sin y post-caldera y las características geoquímicas registradas en los depósitos ignimbríticos, producto de la mezcla de magmas. De las tres erupciones ignimbríticas sólo la ignimbrita Acoculco presenta una brecha lítica en la base que sugiere un evento de colapso (e.g., Avellán et al., 2019). La ignimbrita riolítica Piedras Encimadas representa un miembro intermedio entre la ignimbrita Acoculco y la ignimbrita Tecoloquillo. Sin embargo, en la ignimbrita Piedras Encimadas se han registrado inclusiones de vidrio con procesos post-atrapamiento (inclusiones re-cristalizadas), además de cristales alterados hidrotermalmente (Boijseauneau-Lopez, *en preparación*). La profundidad de los magmas en inclusiones de vidrio recristalizadas no puede ser determinada correctamente. Por lo que se decidió dejar fuera de la discusión de esta investigación y tomar en consideración a la IA y la IT como los dos miembros extremos para investigar la profundidad y evolución magmática de los magmas.

Adicionalmente, se relacionó la zona de almacenamiento de los magmas con las etapas de deformación. En el CCA, desde el Plioceno-Pleistoceno ocurrió un régimen extensional que generó 3 fases de deformación (García-Palomo et al., 2002; 2017) en las cuales se produjeron una serie de fallas normales (NE-SW) con estructuras de graben-horst. El régimen extensional desarrolló fallas con desplazamiento lateral (NW-SE), orientadas paralelamente al esfuerzo principal y perpendicularmente a la orientación de las fallas normales, estas fallas laterales fueron interpretadas como fallas de transferencia debido a un ajuste del esfuerzo local (Calcagno et al., 2019; Gómez-Álvarez et al., 2021). El campo de esfuerzos local en las fallas laterales se genera una componente de desplazamiento lateral con un esfuerzo máximo compresivo (σ_1) horizontal que puede generar una barrera de esfuerzos (Gudmundsson, 2002; Le Corvec et al., 2013) y por tanto las condiciones para la formación de una zona de almacenamiento y el estancamiento de los magmas sin y post-caldera.

1.2 HIPÓTESIS Y OBJETIVOS

Hipótesis: Los magmas peralcalinos (IT) no están relacionados genéticamente por la cristalización fraccionada de magmas calcoalcalinos (IA). Por tanto, la ubicación de la cámara magmática post-caldera podría ser diferente ante un evento de colapso, o a la misma profundidad que la cámara magmática sin-caldera pero físicamente aislada. El evento de colapso alteró localmente el campo de esfuerzos y destruyó los conductos por los cuales ascendió el magma sin-colapso, después del colapso, se creó un nuevo sistema magmático que permitió el ascenso de magma alcalino.

Objetivo general: Determinar la zona de estancamiento de los magmas sin-caldera (IA) y post-caldera (IT) ante la ocurrencia de un evento de colapso caldérico e investigar si los magmas están relacionados genéticamente. Además, relacionar la zona de estancamiento de los magmas con el campo de esfuerzos y la deformación en la corteza.

Objetivos específicos:

-Conocer la ubicación de la zona de estancamiento de los reservorios magmáticos entre los magmas sin-caldera y post-caldera mediante la determinación del contenido de volátiles (H_2O-CO_2) en inclusiones de vidrio.

-Realizar una corrección de la composición química del vidrio y del contenido de volátiles (H₂O-CO₂) en inclusiones de vidrio por procesos post-atrapamiento, debido a que durante el ascenso y erupción las inclusiones pueden modificar su composición y contenido de volátiles.

-Conocer los procesos magmáticos que modificaron a los magmas y determinar su evolución magmática con el análisis de la química de roca total, elementos traza y química mineral.

-Determinar si los magmas post-caldera pertenecen a un sistema magmático diferente al sistema magmático sin-caldera, además, investigar la relación genética por cristalización fraccionada entre los magmas post-caldera y sin-caldera.

-Determinar la relación entre el campo de esfuerzos en la corteza y la zona de estancamiento de los magmas mediante la compilación bibliográfica de estudios de la deformación en el área de Acoculco

1.3 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El CCA se encuentra en el sector oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), en la parte norte del estado de Puebla y cerca del límite con el estado de Hidalgo, México (Figura 1.1). El CVTM es un arco volcánico formado en el Mioceno por la subducción de la placa de Cocos y Rivera debajo de la Norteamericana (Pardo y Suarez, 1995; Ferrari et al., 1999, 2012), tiene una orientación oblicua con respecto a la trinchera Mesoamericana y cruza el centro de México desde el estado de Nayarit hasta el estado de Veracruz. El CVTM contiene numerosos sistemas hidrotermales que incluyen algunos campos geotérmicos en producción como Los Humeros en el estado de Puebla (0.5 Ma al Holoceno), los Azufres en Michoacán (1-7 Ma al Pleistoceno tardío), y otros varios prospectos geotermiales mencionados por Prol-Ledesma y Moran Zenteno (2019).

De acuerdo con sus características morfológicas, volcánicas y petrológicas, este arco magmático se divide en tres sectores (oriental, occidental, y central) (Demant, 1981; Pasquaré., et al., 1987) (Figura 1.1). El sector occidental se localiza entre la costa del Pacífico y el punto triple formado por la intersección de los “rifts” Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); el sector central se encuentra entre este punto triple y el sistema de fallas Taxco-San

Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002); finalmente, el sector oriental se sitúa entre este sistema de fallas y el Golfo de México (Gómez-Tuena et al., 2007).

El CCA se sitúa en el sector oriental del CVTM, sobre un espesor de corteza continental de entre 45-50 km (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996), aproximadamente a 450 km de distancia de la trinchera donde subduce la placa de Cocos (Pérez-Campos et al., 2008) y aproximadamente a 140 km del frente volcánico activo de la Sierra Nevada (Macías et al., 2012). La caldera de Acoculco está limitada por el Campo Volcánico Apan-Tezontepec hacia el oeste (CVAT; García-Palomo et al., 2002; García-Tovar et al., 2015), hacia el norte y este por calizas Cretácicas de la Sierra Madre Occidental (Avellán et al., 2018), y hacia el sur por rocas volcánicas del Mioceno del CVTM (García-Palomo et al., 2002).

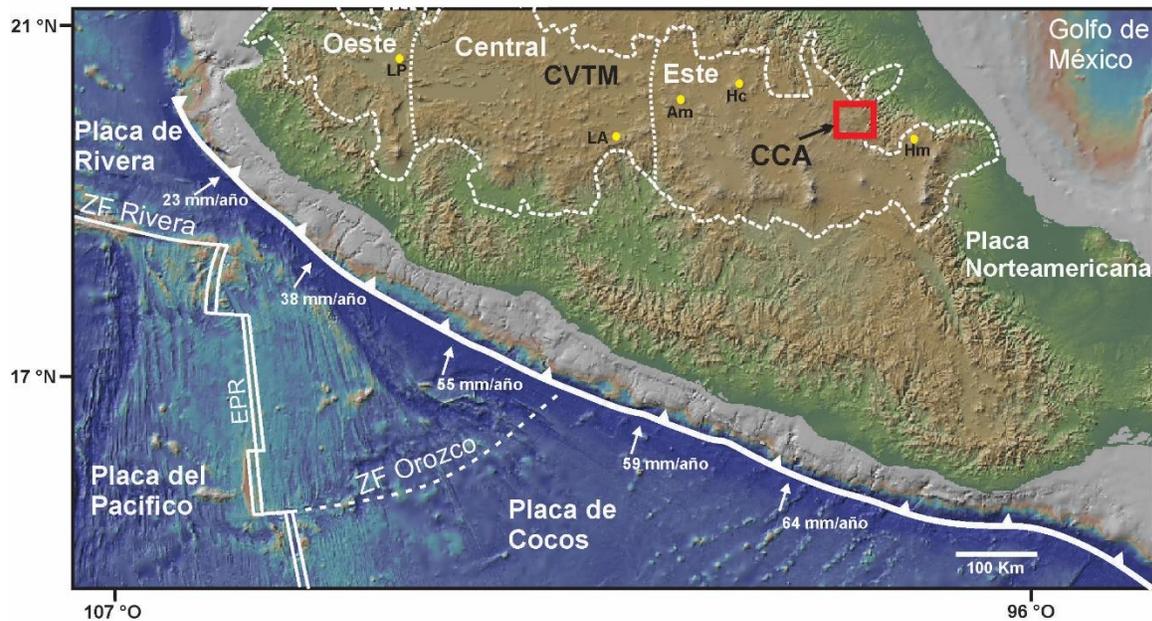


Figura 1.1 Configuración tectónica del CVTM que muestra la zona de subducción activa de las placas de Rivera y Cocos debajo de la placa Norteamericana. También, se indica la localización del Complejo Calderico de Acoculco (CCA; cuadro rojo) en el sector oriental del CVTM, y otras calderas volcánicas; Caldera la Primavera (LP), caldera de Amealco (Am), caldera los Humeros (Hm), caldera Huichapan (Hc), y caldera los Azufres (LA). El mapa de relieve y datos de batimetría fueron modificados de Ryan et al. (2009).

1.4 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El CVTM es uno de los arcos magmáticos activos con mayor diversidad composicional en la Tierra. Este arco volcánico ha evolucionado desde el Mioceno mostrando una gran diversidad magmática, pero en su mayoría posee rocas con afinidad calcoalcalina (Gómez-Tuena et al., 2007). Las rocas distribuidas a lo largo del CVTM se agrupan en campos volcánicos monogenéticos, lavas fisurales, estratovolcanes, domos y calderas. También se pueden apreciar rocas con afinidad alcalina con series magmáticas ricas en Na y K relacionadas a una configuración intraplaca distribuidas especialmente en los sectores oriental y occidental en conos de escoria y lavas fisurales (Gómez-Tuena et al., 2018). Estas rocas aparecen en una asociación cercana espacio-tiempo con volcanes con composiciones típicas de un margen convergente (Gómez-Tuena et al., 2018). En el sector occidental se encuentran algunas rocas alcalinas sódicas en conos de escoria en la base de grandes estratovolcanes andesíticos como Sangangüey, Tequila y Ceboruco (Petroni et al., 2003; Petroni, 2010; Gómez-Tuena et al., 2018). Las rocas alcalinas potásicas son abundantes en el sector occidental formando campos volcánicos monogenéticos construidos localmente dentro de pequeños grabens (San Sebastian, Mascota, Ateguillo, Tapala; Lange y Carmichael, 1991). Rocas de este tipo son menos abundantes en el sector central y oriental del CVTM, pero se han encontrado algunas rocas potásicas formando conos de escoria en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1987), en la región de Valle de Bravo (Gómez-Tuena et al., 2007), y en algunos conos de escoria aislados en el campo volcánico Chichinautzin (Straub et al., 2015). Además, el CVTM muestra vulcanismo silíceo peralcalino y peraluminoso distribuido dentro de calderas, en flujos de lava, domos e ignimbritas (Pardo y Suárez, 1995; Gómez-Tuena et al., 2007, 2018).

1.4.1 Geología y tectónica del sector oriental del CVTM

El sector oriental del CVTM se encuentra sobre rocas de los terrenos Mixteco y Oaxaca (corteza continental del Precámbrico y Paleozoico) (Ortega-Gutiérrez et al., 1994; Gómez-Tuena et al., 2007). El terreno Mixteco está conformado por el complejo Acatlán, que contiene ricas metasedimentarias y metaigneas, con afinidad oceánica y continental. Estas rocas fueron metamorfoseadas a facies de anfibolita, eclogita, esquistos verdes, y después fueron intrusionadas por granitos y afectadas por migmatización (Gómez-Tuena et al., 2007). El terreno Oaxaca es esencialmente compuesto por metapelitas, gneises cuarzofeldespaticos,

anfíbolitas, y mármol, comúnmente intrusionados por anortositas, charnoquitas, y ortogneis máfico de granate (Gómez-Tuena et al., 2007). Las rocas volcánicas del sector oriental del CVTM se encuentran sobre calizas cretácicas (López-Hernández et al., 2009). Entre las estructuras tectónicas encontradas en este sector están los graben de Aljibes, con fallas normales de dirección E-W (Suter et al., 1995), el graben el Mezquital, con estructuras de dirección E-W (Suter et al., 2001), y la presencia de llanuras limitadas por fallas normales de dirección NNE-SSW, particularmente, las llanuras de Tizayuca, Apan y Tlaloc que contienen al campo volcánico Apan-Tezontepec (CVAT; García-Palomo et al., 2002).

Los productos volcánicos son principalmente de composición andesítico-dacítico con afinidad calcoalcalina, a excepción de los basaltos alcalinos en la región de Palma Sola y la secuencia bimodal Pachuca-Tlanchinol (Mioceno tardío-Pleistoceno tardío) (Gómez-Tuena et al., 2003). Durante el Cuaternario, el vulcanismo máfico predominó en volcanes monogenéticos y estratovolcanes, en el campo volcánico Chichinautzin (Márquez et al., 1999) y el CVAT (García-Palomo et al., 2002), así como en la cadena volcánica Sierra Nevada, orientada N-S, compuesta por el Cerro Tláloc, el complejo volcánico Iztaccíhuatl, y el volcán Popocatepetl, el volcán la Maliche y la cadena volcánica de dirección N-S Pico de Orizaba-Cofre de Perote (Carrasco-Núñez y Ban, 1994; Gómez-Tuena et al., 2007). En este sector también se generó vulcanismo silícico que se encuentra en las calderas de Acozulco (Verma, 2001) y los Humeros (Verma, 2000), en los centros silícicos Las Cumbres (Rodríguez et al., 2002), y en domos aislados como Las Derrumbadas, Cerro Pinto, y Cerro Pizarro (Riggs y Carrasco-Núñez, 2004), en el estado de Puebla.

El ascenso de magma en el CVTM está relacionado con los esfuerzos tectónicos regionales extensionales en la corteza. En el sector oriental, el ascenso de magma calcoalcalino ocurre desde la zona del *slab* y se estanca en la corteza en zonas de contraste reológico (sills en la base de la corteza) (Castellanos et al., 2018); estos magmas pueden migrar lateralmente y alcanzar conductos que les permitan ascender a superficie explicando así la contribución de la subducción a pesar de la distancia con la trinchera y de la profundidad del *slab* (Bayona-Ordóñez 2020) que se encuentra a aproximadamente 380 km en esta zona (Pérez-Campos et al., 2008). Por otra parte, los magmas alcalinos intraplaca, sin contribución del *slab* y con

asimilación cortical, están asociados a un fundido parcial por descompresión del manto y por extensión cortical (Gómez-Tuena et al., 2018).

1.4.2 Complejo Caldérico de Aocolco

1.4.2.1 Estratigrafía

El CCA se encuentra en inconformidad sobre calizas cretácicas, expuestas hacia el este-suroeste de la caldera, (López-Hernández et al., 2009; Avellán et al., 2018), la meseta basáltica de Zacatlán, domos del Mioceno temprano (~12.7-10.98 Ma), domos de lavas del Plioceno (~3.9-3 Ma) (Avellán et al., 2018), y flujos de lava de composición basáltica-andesítica de la región de Apan (García-Palomo et al., 2002). Las calizas son intrusionadas por un granito (183 ± 36 ka; Avellán et al., 2018) que produce una aureola de metamorfismo.

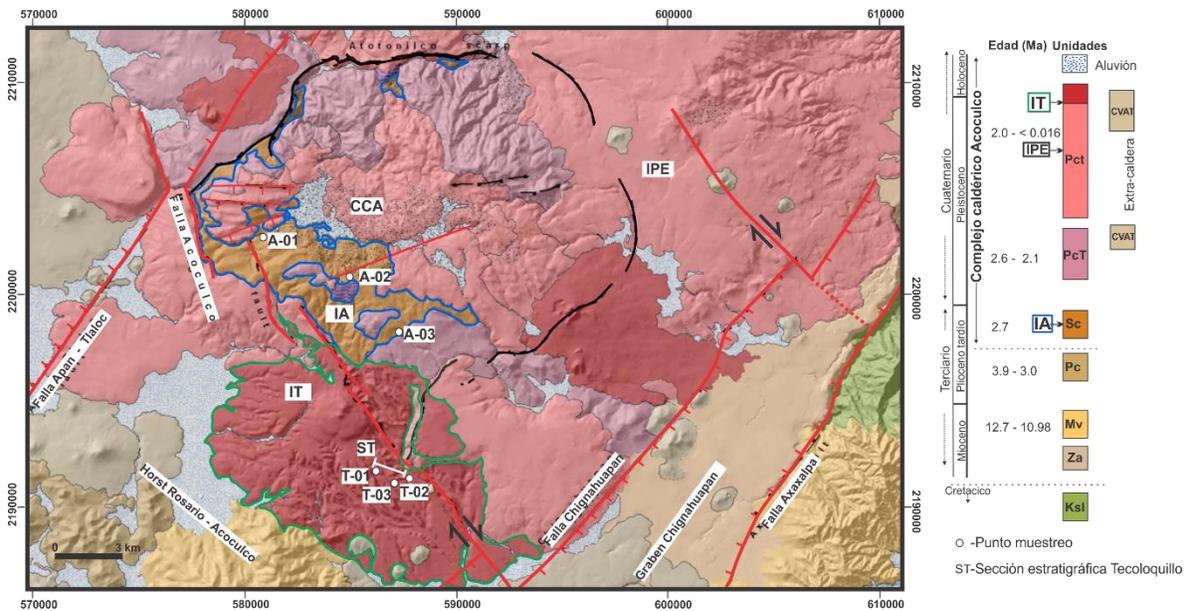


Figura 1.2 Mapa geológico simplificado del CCA, modificado de Sosa-Ceballos et al. (2018) y Avellán et al. (2019). Contiene la distribución de las rocas que subyacen al CCA como calizas (Ksl), Peñuela y Quexnol (Mv), unidad basáltica Zacatlán (Za), y las unidades volcánicas Pre-caldera (Pc), Sin-caldera (Sc), Post-caldera temprana (PcT), Post-caldera tardía (Pct), y extra-caldera (Ec). También muestra la localización de las ignimbritas seleccionadas para este estudio: Ignimbrita Aocolco (IA; línea azul) e Ignimbrita Tecoloquillo (IT; línea verde), así como de la ignimbrita Piedras Encimadas (IPE). Las líneas rojas representan las fallas en el área, modificado de Calcagno et al. (2019), fallas normales NE-SO, el horst Rosario-Aocolco donde se emplazó el CCA, y la falla normal lateral de Aocolco de dirección NNO-SSE con estructuras “en echelon” relacionadas a una zona de transferencia. También se muestran los puntos de muestreo y la ubicación de la sección estratigráfica de la ignimbrita Tecoloquillo.

El CCA se formó hace 2.7 Ma junto con la emisión de la ignimbrita Acoculco generada por el colapso del reservorio magmático y mantuvo su actividad volcánica hasta al menos 0.06 Ma (Avellán et al., 2019). Avellán et al. (2019) propusieron una evolución volcánica para el CCA que comprende 4 etapas de evolución: sin-caldera, post-caldera temprana, post-caldera tardía y extra-caldera (Figura 1.2). Dentro de estas etapas de evolución fueron emitidas tres ignimbritas: la ignimbrita andesítica de Acoculco (IA; sin-caldera 2.7 Ma; 127 km³), la ignimbrita riolítica Piedras Encimadas (post-caldera tardía 1.3 Ma; 26 km³) y la ignimbrita riolítica de Tecoloquillo (IT; post caldera tardía; 0.8 Ma; 11 km³) (Avellán et al., 2019; Sosa-Ceballos et al., 2018). El colapso mencionado arriba produjo una depresión caldérica de 18 x 16 km de diámetro que fue parcialmente rellenada por la IA y por una serie de flujos de lava y domos y un lago (Avellán et al., 2019).

El vulcanismo del CCA (Figura 1.2) comenzó con la emisión de domos de lava dacíticos con afinidad calcoalcalina en la etapa pre-caldera (~3.9 – 3.0 Ma) (Avellán et al., 2019), posteriormente ocurrió la etapa sin-caldera (~2.7 Ma) caracterizada por la emisión de la IA (de afinidad calcoalcalina) y el colapso del reservorio magmático. Después del colapso, la etapa post-caldera temprana (2.6-2.2 Ma) estuvo compuesta por unidades intra-caldera con flujos de lava y domos de composición basáltica-traquiandesítica a basáltica; la etapa post-caldera tardía (2-1 Ma) es representada por una serie de domos riolíticos, flujos de lava, conos de escoria y dos erupciones ignimbríticas emitidas a través de fisuras en el borde de la caldera (Avellán et al., 2019), la ignimbrita Piedras Encimadas, y la IT. La etapa extra-caldera (2.4-0.19 Ma) pertenece a la actividad del CVAT formada por conos de escoria y flujos de lava de composición traquiandesítica a basáltica-andesítica intercalada con los productos volcánicos del CCA (García-Palomo et al., 2002, 2017; López-Hernández, 2009; Avellán et al., 2019).

1.4.2.1.1 Ignimbrita Acoculco

La IA (sin-caldera) (Figura 1.2) está distribuida al norte, sur y este de la caldera; le sobreyacen depósitos lacustres y contiene fragmentos accidentales de rocas pre-caldera que forman parte del basamento local (Avellán et al., 2018; 2019). Es un depósito masivo de color amarillo a blanco que consta de fragmentos de lava redondeados, fragmentos de lava angulares y sub-angulares (fragmentos de color gris, rosa y bandeados) soportados por una matriz de ceniza gruesa a fina. También contiene fragmentos de pómez bandeada (gris a

blanco) y fenocristales de feldespato alcalino y anfíbol. En la base contiene una brecha masiva (5-7 m de espesor) con abundantes fragmentos de lava heterolitológicos y escasos fragmentos de pómez. Algunos fragmentos de lava son afaníticos y otros porfiríticos con fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa. La matriz contiene fragmentos líticos rojizos y cristales aislados de plagioclasas, piroxenos y anfíboles, así como fragmentos de pómez diseminados. La edad reportada para sus depósitos, obtenida en cristales de plagioclasa por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, es de 2.732 ± 0.185 Ma (Avellán et al., 2018).

1.4.2.1.2 Ignimbrita Tecoloquillo

La IT es una ignimbrita riolítica expuesta en la parte sur-suroeste de la caldera (Figura 1.2). Este depósito cubre parcialmente algunas unidades pre-caldera, sin-caldera y post-caldera. Consiste de dos capas: la parte inferior es masiva, frágil y monolitológica soportada por una matriz con fragmentos de pómez quebradizos y ceniza de tamaño medio a fino. Ambas partes (pómez y matriz) contienen fenocristales de cuarzo bipiramidal y feldespato alcalino. La parte superior también es masiva, pero de color gris a rosa. Contiene bloques de lava soportados por una matriz de ceniza de tamaño medio y bloques de un domo riolítico color gris a rosa; esta roca es moderadamente vesicular, fibrosa y porfirítica con fenocristales de cuarzo, feldespato alcalino y anfíbol (Avellán et al., 2019). La edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ reportada de este depósito en fenocristales de sanidino es de 0.8 ± 0.1 Ma (López-Hernández, 2009).

1.4.2.2 Deformación

Las rocas del CCA son cortadas por fallas NE-SW (fallas Apan-Tlaloc y Chignahuapan) del sistema de fallas Tenochtitlan-Apan, así como por fallas NW-SE como la falla Acoculco o Mazamito, y por fallas de dirección E-W (Calcagno et al., 2019; Avellán et al., 2018). Los sistemas de fallas NE-SW y NW-SE se intersecan creando un arreglo ortogonal de grabens, medios-grabens y horst (Figura 1.3).

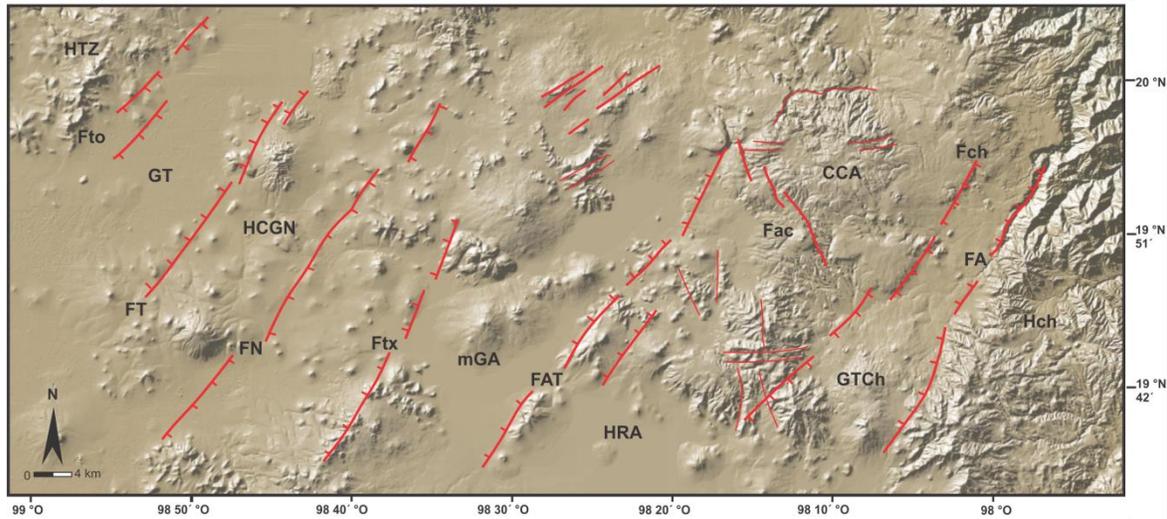


Figura 1.3 Mapa estructural simplificado de la región de Acoculco, modificado de García-Palomo et al. (2018) y Avellán et al. (2018). Se muestra la ubicación de CCA y los principales sistemas de fallas en la zona. La región se encuentra de un régimen extensional orientado al NW-SE formando fallas normales de dirección NE-SW en un arreglo de graben y horst; Chignahuapan horst (ChH), Graben Tlaxco-Chignahuapan (GTCh), Horst Rosario-Acoculco (HRA), medio Graben Apan (mGA), Horst Cerro Gordo-Las Navajas (HCGN), Graben de Tizayuca (GT), y horts Tizayuca-Zapotlitlan (HTZ). Fallas: Axaxalpa (FA), Chignahuapan (FCh), Apan-Tlaloc (FAT), Texcoco (FTx), Las Navajas (FN), Tizayuca (FT), Tolcayuca (FTo), y Acoculco (FAc).

El campo de esfuerzos en el área del CCA cambió de tener un esfuerzo principal compresivo orientado al NE-SW durante el Mioceno con fallas de dirección NW-SE, a tener un régimen extensional, esfuerzo principal compresivo (σ_3) orientado al NW 50° SE $\pm 7^\circ$ durante el Plioceno-Pleistoceno que generó fallas normales de dirección NE-SW. Este régimen extensional fue deducido por el alineamiento de conductos volcánicos, orientación de diques, fracturas de extensión y cinemática de fallas en la región Apan-Acoculco (García-Palomo et al., 2002; 2018).

García-Palomo et al. (2018) proponen que durante el régimen extensional ocurrieron tres fases de extensión: la primera generó fallas normales con grandes desplazamientos verticales durante el Plioceno temprano, la segunda provocó un evento extensional o dilatacional que provocó el emplazamiento de las unidades volcánicas del CVAT y del CCA durante el Plioceno tardío y Pleistoceno temprano, y la tercera produjo desplazamientos verticales cortos en las fallas normales desde el Pleistoceno tardío hasta el reciente.

El régimen extensional desarrolló estructuras de graben-horst de dirección NE-SW como los graben de Apan y Tlaxco-Chignahuapan y el horst Rosario-Acocolco (hRA) donde emergió el CCA (García-Palomo et al., 2002, 2018). El hRA está delimitado al Oeste por la falla Apan-Tlaloc y al Este por la falla Chignahuapan (Avellán et al., 2018). El campo de esfuerzos regional, desde el Mioceno y Plioceno-Pleistoceno, desarrolló varias zonas de transferencia como resultado de un ajuste del esfuerzo local con la formación de fallas laterales. La principal zona de transferencia en el CCA es la falla normal con estructuras “*en echelon*” de Acocolco que tiene una componente con un desplazamiento lateral derecho, lo cual provocó desplazamientos en fallas que limitan las estructuras graben-horst (Calcagno et al., 2019; Gómez-Alvarez et al., 2019).

1.4.2.3 Evolución magmática

Sosa-Ceballos et al. (2018) investigó los procesos magmáticos en el CCA y propuso que la evolución magmática comprende desde magmas de composición basáltica-andesítica en las etapas pre y sin-caldera hasta magmas riolíticos en la etapa post-caldera (Figura 1.4). Esta transición magmática es evidente después del evento de colapso donde los magmas muestran variaciones químicas, desde magmas predominantemente calcoalcalinos antes del colapso (pre y sin-caldera) hasta magmas transicionales y peralcalinos después del colapso. La génesis de estos magmas indica que los magmas calcoalcalinos están relacionados a la subducción del CVTM y los magmas peralcalinos a la fusión de un manto metazomatizado, donde seguramente se mezclan con fundidos provenientes de la subducción.

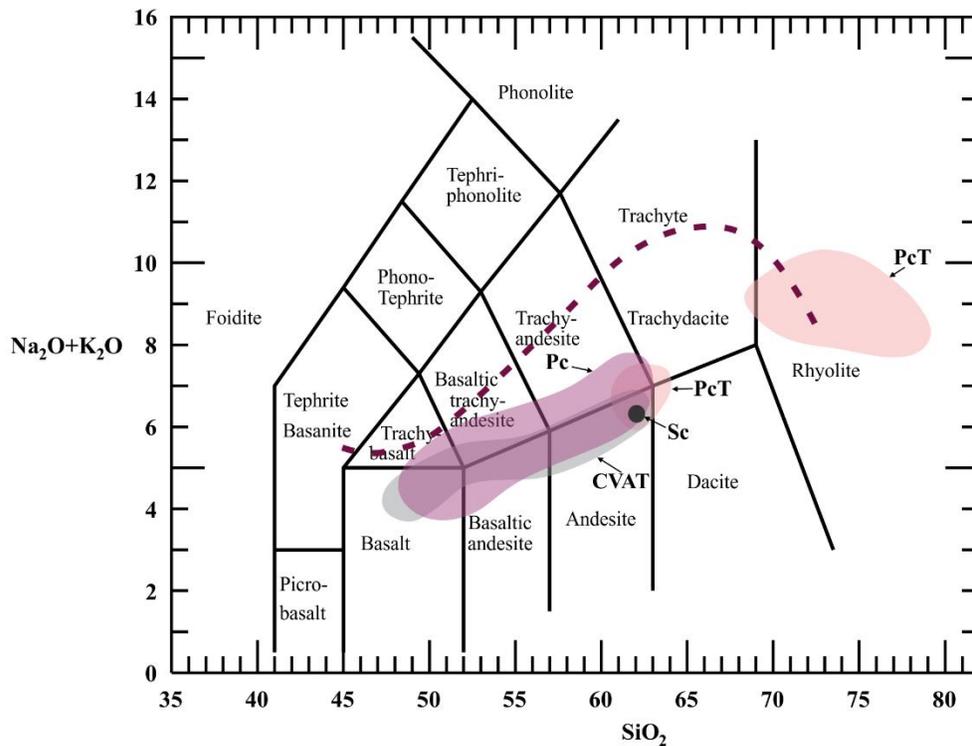


Figura 1.4 Diagrama TAS, álcalis $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 para las rocas del CCA, modificado de Sosa-Ceballos et al. (2018). Se muestra el rango composicional del CVAT (gris), post-caldera temprana (Pc; morado), y post-caldera tardía (PcT; rosa), sin-caldera (Sc: círculo negro). La línea café punteada representa el “*liquid line of descent*” de basaltos alcalinos a comenditas (Chen, 2013), en la que las riolitas peralcalinas del CCA no están relacionadas por un proceso de cristalización fraccionada de magmas máficos.

Esta transición magmática no puede ser considerada como un producto de cristalización fraccionada debido a que no siguen una “*liquid line of descent*”, la cual representa una tendencia de evolución química del líquido magmático desde el miembro más máfico del CCA hasta las riolitas peralcalinas debido a un proceso de cristalización fraccionada. Sosa-Ceballos et al. (2018) sugiere que el campo de esfuerzos local es modificado después del colapso, lo que permitió el ascenso de un volumen de magma peralcalino que se mezcló con los magmas calcoalcalinos y que gradualmente dominó en volumen en la etapa post-caldera tardía. Los experimentos hidrotermales en rocas post-caldera realizados por Sosa-Ceballos et al. (2018) sugieren que algunos magmas se pueden estancar en una zona somera entre 0.8-1.9 km (200-500 bares) formando un enjambre de diques y sills producto del ascenso y estancamiento de magmatismo reciente. El continuo suministro de magma en forma de

intrusiones someras puede ser una fuente de calor que contribuye a mantener activo el sistema geotermal de Acozulco (Sosa-Ceballos et al., 2018).

1.5 MATERIALES Y MÉTODOS ANALÍTICOS

Se realizó una recopilación de información del área de estudio: bibliografía, datos geoquímicos y deformación. En la figura 1.5 se mencionan los materiales y métodos analíticos. Para este trabajo se tomó como base la cartografía, estratigrafía y geocronología de Avellán et al. (2018, 2019), y la petrografía y la geoquímica de Sosa-Caballos et al. (2018), ya que son los trabajos que describen la evolución volcánica y magmática del área de estudio.

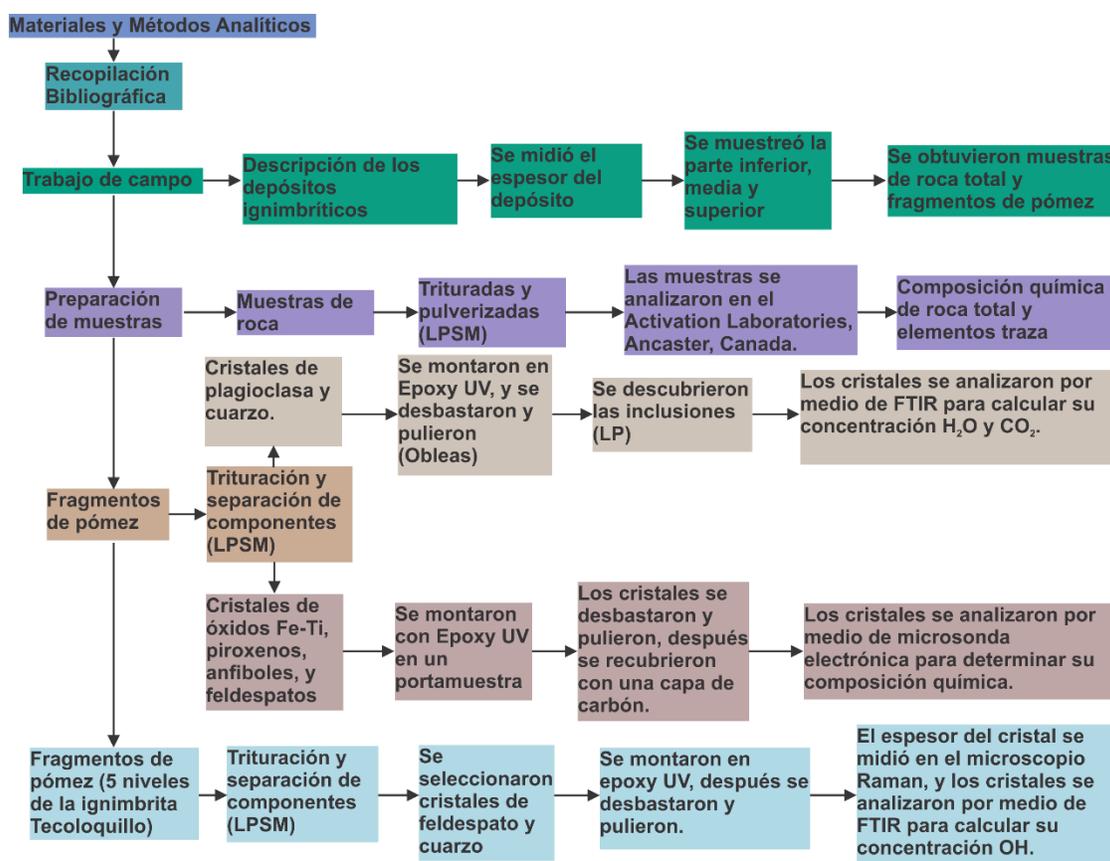


Figura 1.5 Diagrama de los materiales y métodos analíticos. Se describe el muestreo de las ignimbritas Acozulco y Tecoloquillo, la preparación de inclusiones de vidrio y cristales. Las técnicas analíticas fueron la espectroscopía de infrarrojo con transformada de Fourier (FT-IR) para determinar la composición de volátiles en inclusiones de vidrio y concentración de OH en cristales (ver capítulo 2) y se usó la microsonda electrónica para determinar la composición química en cristales de feldespato, piroxeno, anfíboles y óxidos de Fe-Ti. Los laboratorios del Instituto de Geofísica, Unidad Morelia, UNAM donde se prepararon las muestras, LPSM: Laboratorio de partículas y separación de minerales, y LP: Laboratorio de petrografía.

1.5.1 Localización de muestras

Las muestras se tomaron durante tres campañas de campo en los depósitos ignimbríticos de IA e IT. Además, se realizó una descripción estratigráfica de los depósitos usando como antecedente la publicada por Avellán et al. (2018, 2019). Se midió el espesor de ambos depósitos con un altímetro, este espesor se dividió en tres sectores para obtener los niveles inferior, medio y superior. En cada nivel se tomaron muestras de matriz, fragmentos de pómez y líticos. Los puntos de muestreo y línea de sección de la ignimbrita Tecoloquillo se muestran en la figura 1.2. Las muestras de la ignimbrita Acoculco se ubican hacia el oeste y suroeste de la caldera. Las muestras en la ignimbrita Tecoloquillo se encuentran en el borde sur de la caldera y hacia el sur de la ignimbrita Acoculco.

1.5.2 Preparación de muestras

Las muestras de roca de los tres niveles de la IT se trituraron y pulverizaron en el laboratorio de partículas y separación de minerales (LPSM) del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM), Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) para determinar la composición química de roca total y elementos traza. Para la IA usamos las composiciones de roca total y elementos traza publicadas por Sosa-Ceballos et al. (2018).

Se seleccionaron fragmentos de pómez de los tres niveles de ambas ignimbritas con la finalidad de separar cristales con inclusiones de vidrio e investigar el contenido de volátiles (H_2O-CO_2) y la composición química. Los fragmentos de pómez se trituraron y posteriormente se realizó una separación de componentes en el LPSM del IGUM de la UNAM. Los componentes que se separaron para el análisis de inclusiones de vidrio fueron fenocristales de plagioclasa en la IA y cuarzo de la IT. Los fenocristales se montaron sobre una gota de epoxy UV y fueron desbastados y pulidos hasta descubrir la parte superior e inferior y formar láminas delgadas en forma de obleas (Figura 1.6a). Después se analizaron por medio de un microscopio petrográfico en el Laboratorio de Petrografía (LP) del IGUM para elegir las inclusiones de vidrio traslúcidas y sin evidencias de procesos de cristalización post-atrapamiento (PEC; e.g., cristalización de fases minerales) y fracturas. Las inclusiones de vidrio elegidas se descubrieron y pulieron por un lado del fenocristal y se desbastaron lo

más posible del otro lado, asegurando que las inclusiones no tuvieran impurezas u otra inclusión por debajo. Las obleas se montaron con la cara de la superficie de la inclusión hacia arriba en un portamuestras de vidrio con epoxy UV y fueron cubiertas por una película de carbón (Figura 1.6b) para analizar la composición química del vidrio de la inclusión por medio de la microsonda electrónica (ver adelante las condiciones analíticas usadas).

Para determinar la composición química de fases minerales, se separaron y se seleccionaron fenocristales de feldspatos, piroxenos, anfíboles y óxidos de los fragmentos de pómez en ambas ignimbritas. De igual forma, los fenocristales separados por fase mineral se montaron en un portamuestras con epoxy UV. Los cristales se desbastaron hasta descubrir por completo la superficie del cristal de epoxy, después se pulieron para aplicarles una cubierta de carbón (Figura 1.6c) y así analizar su composición química por medio de la microsonda electrónica.



Figura 1.6 Preparación de muestras, a) cristal de cuarzo con inclusiones de vidrio en forma de oblea, b) portamuestra con cubierta de carbón y cristales que contienen inclusiones de vidrio, y c) portamuestra con cubierta de carbón y cristales de anfíbol.

1.5.3 Métodos Analíticos

1.5.3.1 ICP-MS

Las tres muestras de fragmentos de pómez de los tres niveles de la IT fueron analizadas por Activation Labs (Actlabs), de Ancaster Canadá, para determinar la concentración de óxidos mayores y elementos traza utilizando *Fusion-Inductively Coupled Plasma* (FUS-ICP), *total digestion - inductively coupled plasma* (TD-ICP), e *Instrumental Neutro Activation Analysis*

(INAA). Para la IA usamos las concentraciones de óxidos mayores y elementos traza publicados por Sosa-Ceballos et al., (2018).

Los análisis de elementos mayores y traza realizados por Actlabs usan la técnica Inductively coupled plasma-optical emission spectrometry (ICP-OES) para cuantificar las concentraciones de óxidos y elementos de las muestras procesadas por FUS-ICP y TD-ICP. Las descripciones analíticas de estos métodos se especifican en <http://actlabs.com/>. Para FUS-ICP las muestras son oxidadas y después disueltas en un fundente de metaborato de litio y tetraborato de litio, para después ser diluidas en una solución de ácido nítrico. Para TD-ICP las muestras son digeridas mediante la adición secuencial de ácidos fluorhídrico, perclórico, y nítrico. Los ácidos se evaporan, la muestra se seca y se vuelve a disolver con ácido clorhídrico. La técnica ICP-OES utiliza la alta temperatura del plasma en el ICP para atomizar e ionizar los elementos presentes en la muestra (en forma de un aerosol). Se basa en que los electrones son excitados, por la energía del calor del plasma, y se mueven a un nivel de energía más alto que su estado fundamental. Cuando los átomos excitados regresan al estado fundamental, emiten luz a longitudes de onda específicas. La fuente de la energía para excitar a los electrones es el calor proveniente de un plasma de argón que opera a 10 000 kelvin y la cantidad de luz liberada a cada longitud de onda es proporcional al número de átomos o iones (la relación en la intensidad de luz y concentración es descrita por la Ley de Beer-Lambert). Para generar el plasma, primero, se suministra gas argón a una antorcha y se aplica corriente eléctrica de alta frecuencia en la punta del tubo de la antorcha. En el tubo de la antorcha se crea un campo electromagnético generado por la corriente eléctrica ionizando el gas argón y generando el plasma.

Entonces, para el análisis, las muestras son introducidas en forma líquida, transformadas en un aerosol mediante un nebulizador y excitadas mediante un plasma de argón. La mezcla producida es analizada, y las concentraciones de los elementos son determinadas a partir de curvas de calibración pre-establecidas. Las emisiones de los átomos excitados se recogen mediante un sistema óptico basado en un policromador combinado con detectores *charge coupled devices* (CCD), en el cual se miden los fotones de luz a cada longitud de onda, obteniendo los espectros de emisión. Los espectros de emisión contienen picos o líneas en cada longitud de onda (también nombrados líneas analíticas o líneas de emisión), en donde

cada línea analítica tiene una longitud de onda específica que depende del elemento y del nivel de energía.

Por último, sólo los elementos (Au, As, Br, Cr, Ir, Sc, Se, y Sb) fueron medidos con el método INAA por Actlabs. La descripción analítica de este método se especifica en <http://actlabs.com/>. Para esta técnica las muestras son bombardeadas con neutrones para generar nucleidos radioactivos. La medición de la energía y la intensidad de las partículas alfa generadas por su decaimiento se utiliza para cuantificar los diversos elementos presentes en la muestra original. Como estos nucleidos radioactivos decaen, emiten rayos gamma cuyas energías son características de cada nucleido. La comparación de la intensidad de estos rayos gamma con aquellos emitidos por un estándar permite cuantificar las concentraciones de los elementos.

1.5.3.2 FT-IR

La espectroscopía de infrarrojo (FT-IR) es una técnica analítica comúnmente usada para medir el contenido de volátiles disueltos en inclusiones de vidrio alojadas en minerales. Es una técnica no destructiva que utiliza la región de infrarrojo del espectro electromagnético para determinar la estructura de una muestra (Khan et al., 2018) y la concentración de algunos componentes, como H₂O y CO₂.

La luz que vemos con nuestros ojos es sólo una pequeña parte del espectro electromagnético. En el sector de alta energía del espectro visible se encuentra la región ultravioleta y en la porción de baja energía se encuentra la región de infrarrojo. La energía de los fotones en la parte del infrarrojo no es lo suficientemente grande como para excitar a los electrones y que los podamos ver como luz visible, pero puede inducir a la excitación vibracional de los átomos y sus enlaces.

Cuando se irradia a una muestra con luz de infrarrojo, la luz puede ser absorbida o transmitida entre los enlaces de las moléculas causando que éstos vibren a cierta longitud o modos vibracionales (Baker, 2011). Los modos de vibración pueden ser de flexión, modo tijera, cabeceo y torsión, algunos pueden ser vibraciones simétricas o asimétricas (e.g, Khan et al, 2018). Las vibraciones en las moléculas caracterizaran a los átomos y enlaces que las componen ya que tienen una energía vibracional específica en el espectro de infrarrojo (e.g,

Khan et al., 2018). Por ejemplo, la molécula de H₂O está relacionada con la banda 3550 cm⁻¹ y la molécula de CO₂ a la banda 2350 cm⁻¹.

La espectroscopía de infrarrojo consiste en la emisión, por una fuente de láser, de una luz de infrarrojo con una intensidad conocida que pasa a través de un mineral. El espectrómetro contiene un interferómetro, un detector, y un amplificador (eg., Khan et al., 2018). La luz de infrarrojo irradia la muestra pasando a través del interferómetro para después ser colectada en el detector. Posteriormente, la señal es amplificada y convertida a una señal digital (interferograma) por el amplificador. Eventualmente, la señal de infrarrojo es convertida a un espectro usando operaciones matemáticas, específicamente el algoritmo de la transformada de Fourier.

En la espectroscopía de infrarrojo, el principal componente óptico es el interferómetro que tiene un espejo móvil, un espejo fijo, y un “*beamsplitter*” (Khan et al., 2018). El interferómetro modula la luz de infrarrojo que llega al detector para generar un interferograma, en el cual todas las longitudes de onda de la luz de infrarrojo son combinadas en un solo punto “*single-beam spectrum*” que se observa como una sola señal intensa (Figura 1.7). La señal en el interferómetro puede ser usada como indicador de que la luz de infrarrojo está llegando al detector de forma correcta y que la muestra va a estar expuesta a todo el espectro infrarrojo simultáneamente. En resumen, el método para obtener un espectro de infrarrojo incluye inicialmente la colección de un interferograma de una muestra usando un interferómetro y después se aplica la transformada de Fourier en el interferograma para obtener el espectro (Figura 1.7) (e.g., Khan et al., 2018).

El espectro de infrarrojo proporciona la medición de la absorbancia o el porcentaje de transmitancia (eje-y) y la longitud de onda (cm⁻¹) o banda para medir la posición de la especie absorbida (eje-x), típicamente las longitudes de onda están en el rango de 4000-600 cm⁻¹ (Khan et al., 2018).

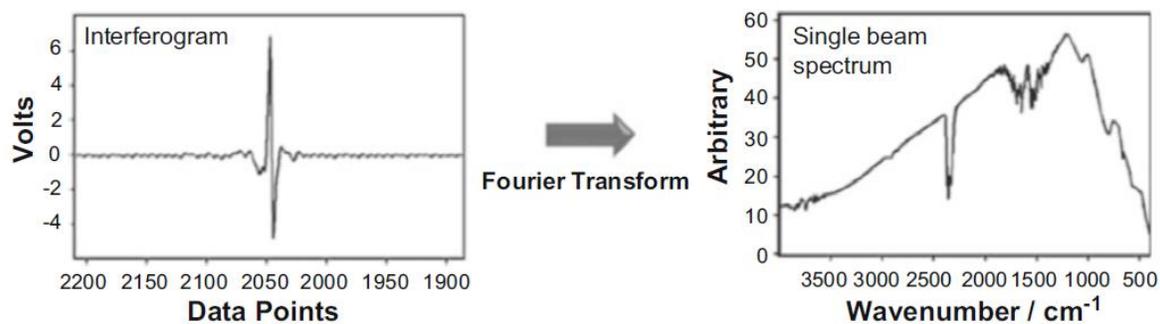


Figura 1.7 La señal del interferograma (izquierda) cambia a un “single beam spectrum” mediante la transformada de Fourier (derecha). Diagrama de Khan et al., (2018).

Un espectro en transmitancia muestra las intensidades relativas en cada longitud de onda cayendo desde una línea base en la parte superior del espectro a la parte inferior. En este caso, un punto cercano a la parte superior significa que poca luz ha sido absorbida por la muestra en una cierta longitud de onda, mientras que las intensidades en las longitudes de onda o bandas que se acerquen al límite inferior del espectro significan que casi toda la luz ha sido absorbida. Usualmente este dato se reporta como un valor de 0 a 100 % de transmitancia.

Los espectros de infrarrojo son comúnmente reportados en absorbancia, la característica de este espectro es que contiene picos por arriba de la línea base. La relación entre transmitancia y absorbancia es logarítmica, es decir, si hay 100 % de transmitancia serán 0 unidades de absorbancia, 10 % de transmitancia es 1 unidad de absorbancia, 1 % de transmitancia son 2 unidades de absorbancia, etc. Los picos de absorción en una banda o longitud de onda son caracterizados por dos parámetros: la longitud de onda a la cual ocurre la máxima absorción y la intensidad de absorción. En el espectro, la intensidad de la banda es proporcional al número de moléculas (por ejemplo, concentración) permitiendo hacer análisis cuantitativos, y significa que si una muestra es más gruesa absorberá más luz de infrarrojo.

Para obtener un espectro de infrarrojo, se comienza tomando el interferograma “*background*” medido en un disco de KBr sin una muestra para evitar la contaminación de aire y vapor de agua (Khan et al., 2018). La muestra por analizar es entonces colocada en el paso de la luz de infrarrojo y se colecta un segundo interferograma superpuesto al interferograma “*background*”. El espectro en transmitancia es útil para medir cuantitativamente, pero el paso

final es la conversión de % transmitancia a absorbancia, cabe mencionar que ésta tiene un comportamiento lineal con la concentración (Figura 1.8).

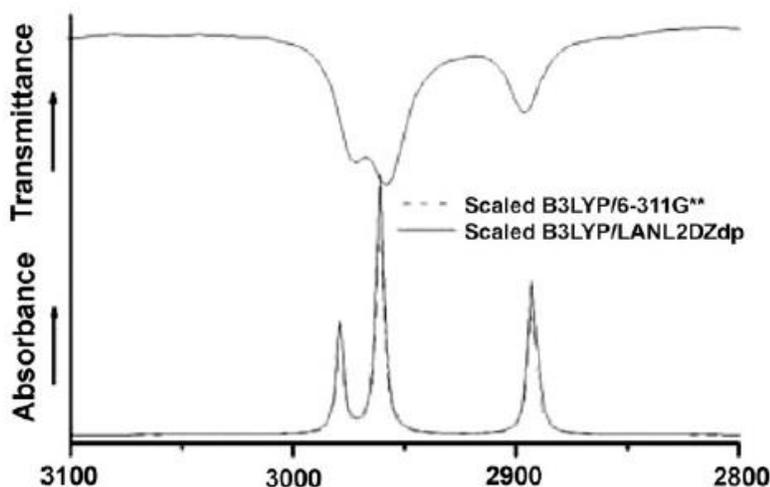


Figura 1.8 El diagrama muestra una comparación entre un espectro en transmitancia y un espectro en absorbancia. Diagrama de Montejo et al., (2005).

Para analizar el contenido de volátiles ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$), la técnica FTIR mide un rango de longitudes de onda, típicamente entre 400 y 4000 cm^{-1} , que es la región del infrarrojo medio. Los picos de absorción que resultan de la inclusión pueden ser medidos (alto y área bajo el pico) para determinar la concentración de las especies minerales (e.g., Newman y Lowenstern, 2002; Kovacs, 2008).

1.5.3.2.1 Análisis de volátiles en inclusiones

El procedimiento para determinar el contenido de volátiles en inclusiones por medio de FT-IR se muestra en la figura 1.9. Los contenidos de $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ se determinaron usando espectroscopía de infrarrojo con el equipo Thermo Scientific FT-IR Nicolet iS50 del Laboratorio de Microanálisis (LMa) del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CEMIE-Geo) en el IGUM, UNAM. Dos horas antes de realizar las mediciones, se introduce al FT-IR aproximadamente 1 litro de nitrógeno líquido para que los detectores de infrarrojo se enfríen y se mantengan estables durante la medición. Para verificar que la señal de infrarrojo llegue al detector, se alinea la luz de infrarrojo con el interferómetro (Interferograma; Figura 1.7).

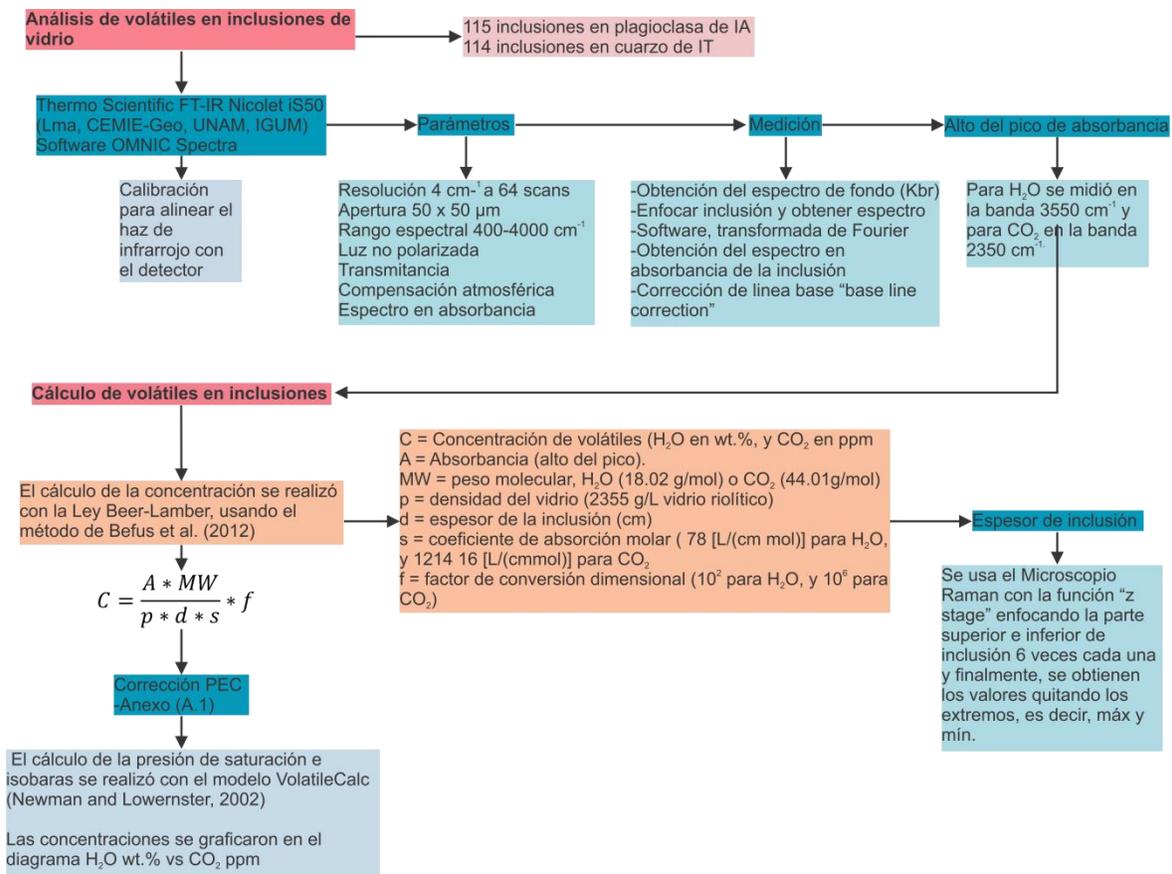


Figura 1.9 Procedimiento para el análisis de inclusiones de vidrio por medio de FT-IR y el cálculo de la concentración de volátiles (H₂O-CO₂) en inclusiones de vidrio.

Previo al análisis, las inclusiones en los cristales se limpiaron con etanol y alcohol para eliminar agua o impurezas del proceso de pulido. Después se obtiene el espectro de fondo o blanco anhidro de KBr, posteriormente se enfoca el área de interés (inclusión), y por último se obtiene su espectro. El software del equipo digitaliza la señal obtenida y le aplica la transformada de Fourier para generar el espectro de infrarrojo en absorbancia de la inclusión.

Los espectros obtenidos (Figura 1.10) fueron procesados con el software OMNIC Spectra. Los parámetros que se utilizaron en el software fueron los siguientes: resolución de 4 cm⁻¹ a 64 scans, apertura de 50x50 μm en un rango espectral de 400 a 4000 cm⁻¹; en transmitancia, se aplicó la herramienta de compensación atmosférica para eliminar la contribución de vapor de agua atmosférica y el espectro resultante en absorbancia. Se realizó una corrección del background en cada espectro usando la corrección de línea base "baseline line correction" polinomial.

1.5.3.2.2 Cálculo de concentración de volátiles (H₂O-CO₂) en inclusiones.

La concentración de volátiles en cada espectro se calculó usando la ley de Beer-Lambert siguiendo el método de Befus et al. (2012), el cual se basa en la siguiente ecuación:

$$C = \frac{A * MW}{p * d * s} * f$$

donde C es la concentración de los volátiles (H₂O en wt.%, y CO₂ en ppm), A es la absorbancia (la altura del pico en la banda de interés, 3550 cm⁻¹ para H₂O y 2350 cm⁻¹ para CO₂; Figura 1.10), MW es el peso molecular del agua (18.02 g/mol) o CO₂ (44.01g/mol), p es la densidad del vidrio (2355 g/L vidrio riolítico), d es el espesor de la inclusión (cm), s es el coeficiente de absorción molar (78 [L / (cm·mol)] para H₂O y 1214 ± 16 [L / (cm·mol)] para CO₂) y f es el factor de conversión dimensional (10² para H₂O y 10⁶ para CO₂) (Stolper, 1982). Para obtener el espesor de la inclusión, con el microscopio del espectrómetro Raman y aplicando la herramienta “z stage”, se enfocó la superficie superior e inferior de la inclusión un total de 6 veces, se eliminaron los valores extremos (menor y mayor) y se promediaron los valores restantes.

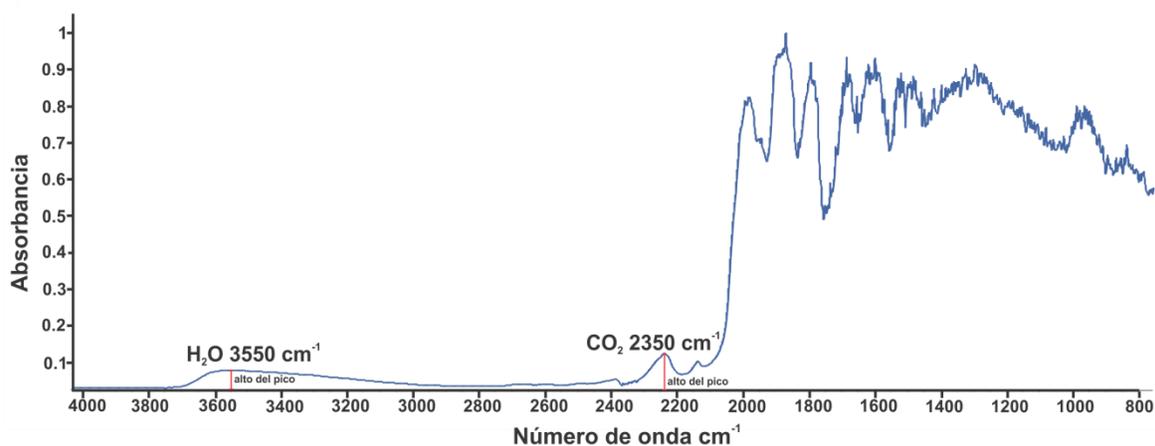


Figura 1.10 Espectro de infrarrojo de una inclusión de vidrio en un cristal de cuarzo. Se observa un incremento en absorbancia en la banda 3550 cm⁻¹ y 2350 cm⁻¹ dentro de la inclusión característico de la presencia de H₂O y CO₂, respectivamente. Para obtener la concentración de volátiles (H₂O-CO₂) se mide el alto del pico en esas bandas.

El contenido de volátiles fue corregido por procesos de cristalización post-atrapamiento (PEC) usando el método de regresión lineal (Apéndice). Los resultados del contenido de volátiles corregidos fueron usados para calcular la presión de saturación y valores de isobaras con el modelo VolatileCalc (Newman y Lowenstern, 2002). Las concentraciones de volátiles de inclusiones e isobaras se graficaron en el diagrama H₂O wt.% vs CO₂ ppm para representar el rango de presión de atrapamiento de las inclusiones.

1.5.3.3 MICROSONDA ELECTRÓNICA (EPMA)

Es una técnica microanalítica que permite un análisis elemental de materiales sólidos a escala de micrones. La microsonda electrónica (EPMA; “*electron probe microanalyzer*”) mide la intensidad de los rayos X emitidos por una especie mineral cuando éste es excitado por un haz de electrones (e.g., Lifshn y Gauvin, 2001; Kearns, 2016). La resolución espacial del equipo (1-5 micras) permite realizar análisis puntuales y determinar diferencias composicionales en zonación de cristales.

El instrumento genera un haz de electrones acelerado (1-30 kV) por un filamento de tungsteno (estable y durable) que incide en un punto enfocado de una muestra plana y pulida. Dado que algunos minerales son dieléctricos, cuando se les aplica una cubierta de un material conductor (típicamente de carbón), se convierten en minerales conductores. Los átomos de la muestra son sometidos a un estado de ionización resultando en la emisión de rayos X característicos detectados y medidos por dos equipos: el espectrómetro de energía dispersa (EDS) y múltiples espectrómetros de longitud de onda dispersa (WDS).

El EDS detecta todos los rayos X incidentes, los clasifica por energía, los cuenta, y finalmente genera un espectro de energía. El WDS selecciona rayos X a longitudes de onda específicas debido a que pasan por un cristal que los difracta con un espaciado conocido (d-spacing) y regido por la ecuación de Bragg. Los espectros WDS son generados secuencialmente según las diferentes posiciones del cristal para distintas longitudes de onda.

La conversión de las señales de rayos X emitidas por la muestra a un análisis cuantitativo requiere de la medición de un estándar de concentración conocida de cada elemento de interés. Los rayos X de la muestra son contados y comparados con los del estándar medido en condiciones idénticas para conocer su relación de intensidad (k-ratio). Esta relación es

corregida por la interacción con la matriz, efectos de dispersión de Rayleigh, efectos de dispersión Compton, y absorción fotoeléctrica. La relación entre la intensidad del rayo X medido de la muestra y la composición elemental se establece usando el método phi-rho-z que representa el análisis cuantitativo expresado en concentraciones elementales o porcentaje en peso (Kearns, 2016; Walshaw, 2018) con una precisión de 1 % a 2 % de la concentración del estándar.

Esta precisión requiere de muestras con superficies correctamente preparadas (planas y pulidas). Además, es necesario elegir adecuadamente las condiciones como el voltaje y corriente del haz de electrones, la rutina de los elementos a analizar, la selección de los detectores, y la determinación del nivel de background en el espectro. Muchos materiales, especialmente los que contienen agua o hidroxilo, sufren un daño por el haz de electrones por la excitación de fotones. Este efecto es mitigado cuando se utiliza un haz desenfocado; por ejemplo, un vidrio riolítico sufre migración de álcalis durante su exposición al haz de electrones (e.g., Kearns, 2016; Walshaw, 2018).

1.5.3.3.1 Vidrio en inclusiones y matriz de pómez

El procedimiento para determinar la composición de elementos mayores en vidrio y cristales por medio de la microsonda electrónica se resume en la figura 1.11. La composición de elementos mayores de vidrio en inclusiones y vidrio en matriz (pómez) fue determinada usando la microsonda electrónica JEOL JXA-8600 (EPMA) en el LMa del IGUM, UNAM. Los análisis se realizaron usando una aceleración de voltaje de 15 keV, corriente del haz de 10 nA y un haz desenfocado de 10 μm para evitar los efectos de pérdida de agua y migración de álcalis. Se realizaron análisis en inclusiones de vidrio y en el vidrio de la matriz de pómez. Los resultados fueron validados con el estándar de vidrio riolítico VG-586.

1.5.3.3.2 Análisis de fases minerales

La composición de elementos mayores de las fases minerales de feldespatos, óxidos Fe-Ti, piroxenos y anfíboles se determinaron por medio de la microsonda electrónica JEOL JXA-8600 (EPMA) en el LMa del IGUM, UNAM. Los análisis se realizaron en el centro y en el borde de los cristales usando una aceleración de voltaje de 15 keV, corriente del haz de 10

nA con un haz enfocado para analizar feldespatos y piroxenos y un haz desenfocado de 5 µm para analizar anfíboles, esto con la finalidad de evitar los efectos de pérdida de agua. Para óxidos de Fe-Ti se utilizó un voltaje de 20 keV, una corriente de 10nA y un haz enfocado. Los resultados fueron validados con el estándar de labradorita para feldespatos, fayalita para óxidos de Fe-Ti, y hornblenda Arenal para piroxenos y anfíboles.

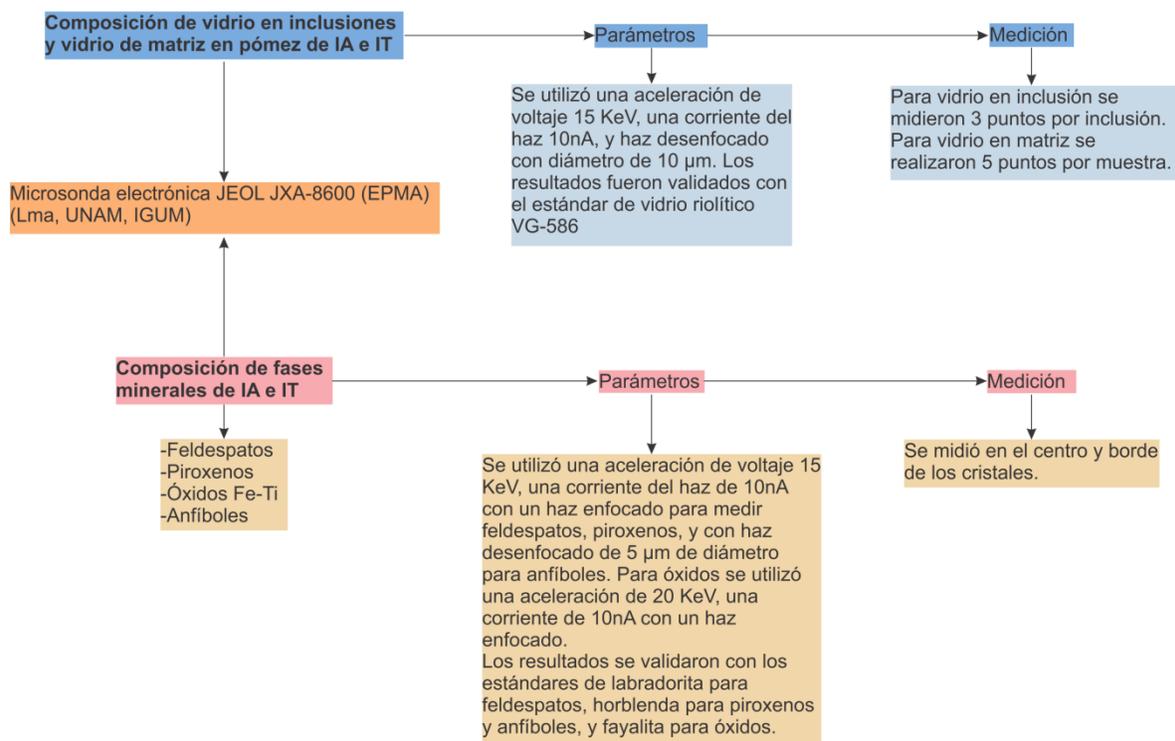


Figura 1.11 Procedimiento para determinar la composición de elementos mayores en vidrio y cristales por medio de la microsonda electrónica.

1.5.3.4 Raman

La espectroscopía Raman es una técnica analítica que se basa en la dispersión de la luz (e.g., Dietzek et al., 2010), permite la caracterización química y estructural de una muestra (e.g., Frezzoti et al., 2012). La dispersión de la luz en moléculas fue predicha usando la teoría cuántica clásica por Smekal (1923) y observada experimentalmente por Raman y Krishnan (1928).

El efecto de la dispersión de la luz Raman puede ser explicado por el modelo mecánico cuántico (e.g., Frezzoti et al., 2012), el cual considera la interacción de fotones con moléculas

en términos de mecanismos de transferencia de energía. Una molécula tiene diferentes niveles de energía vibracional, el estado fundamental $n=0$, y los estados excitados $n=1$, $n=2$, $n=3$ etc., los cuales son separados por la energía cuántica $\Delta E=hV_m$, donde h es la constante de Plank y V_m es la frecuencia de vibración molecular. La luz visible incidente (400-750 nm) con una vibración molecular V_l induce la transición en las moléculas a niveles de energía vibracional virtual. Un nivel virtual no es el nivel de energía actual de la molécula, sino que es generado cuando los fotones interactúan con la molécula, aumentando su energía vibracional. Este nivel virtual es inestable, por lo que la luz es instantáneamente liberada como radiación dispersada a diferente frecuencia cuando regresa al estado inicial.

Cuando un fotón incidente interactúa con la estructura o moléculas de un cristal puede ser dispersado elásticamente o inelásticamente. Generalmente, la luz es dispersada elásticamente donde la energía del fotón dispersado es igual a la del fotón incidente. Este tipo de dispersión se conoce como dispersión de Rayleigh y en ella no existe pérdida de energía (e.g., Jones et al. 2019). La dispersión inelástica de la luz por la materia, donde la energía del fotón dispersado no es igual a la del fotón incidente es conocida como efecto Raman (Figura 1.12a; Long, 2002; Jones et al., 2019). Esta dispersión genera frecuencias de vibración (que dependen de la estructura de la molécula) conocidas como Stokes y anti-Stokes (e.g., Frezzotti et al., 2012). Cuando la energía del fotón dispersado es más baja que la del fotón incidente, el proceso es referido como dispersión de Raman Stokes (Figura 1.12a). En cambio, cuando la energía del fotón dispersado es más alta que la del fotón incidente, el proceso es referido como dispersión Raman anti-Stokes (Figura 1.12 a; Jones et al., 2019).

La espectroscopía Raman mide los fotones que surgen de la dispersión inelástica (Raman) de la luz. (e.g., Frezzotti et al., 2012). Un espectro Raman es el diagrama de la intensidad de la luz expresada en unidades arbitrarias (número de cuentas) contra la frecuencia de la luz dispersada en unidades de frecuencia (número de ondas cm^{-1}). Generalmente, sólo las frecuencias de dispersión de los Raman Stokes son presentadas en el espectro Raman dado que tienen la misma energía que sus contrapartes Raman anti-stokes pero su frecuencia es 10 veces mayor (e.g., Frezzotti et al., 2012). La frecuencia de dispersión Rayleigh (número de onda de la fuente de luz) cae a una frecuencia de 0 cm^{-1} y las frecuencias Raman son expresadas como números de onda relativas o “Raman shifts” (Figura 1.12a). En esta escala,

las frecuencias corresponden a niveles de energía de diferentes vibraciones moleculares de la muestra y son independientes del número de onda de la fuente de luz (e.g., Frezzotti et al., 2012).

Las vibraciones moleculares principales incluyen modos vibracionales de estiramiento y de flexión, siendo las frecuencias de estiramiento más altas que las frecuencias de flexión. Para que un modo vibracional sea activo en Raman deberá producir un cambio de polarización en la molécula, el cual puede ser identificado por las “reglas de selección” para la dispersión Raman. Estas reglas dependen de: 1) la creación de un dipolo inducido en la molécula (polarización); 2) la modificación del dipolo por una vibración molecular; y 3) la dispersión sucesiva de un fotón del dipolo modificado. Como regla, aquellas moléculas que no se polarizan fácilmente son dispersadas pobremente en Raman. Un ejemplo es la molécula de H₂O la cual tiene un momento dipolar fuerte, pero sus electrones no se polarizan fácilmente y su dispersión Raman es débil (e.g., Frezzotti et al., 2012)

La instrumentación para la espectroscopía Raman requiere de una fuente de luz enfocada en una muestra (sólida, líquida o gaseosa); la luz es dispersada, colectada en un ángulo de 90° o 180°, y analizada por el un detector. Los instrumentos Raman utilizan una fuente de luz láser polarizada, que puede ser ultravioleta, visible o infrarroja y que es usada para excitar las moléculas en la muestra. Debido a la alta intensidad y al estrecho ancho de banda que emite la fuente de luz (monocromática) se usan dispositivos de carga acoplada multicanal (CCD) como detectores. La combinación con filtros holográficos se usa para eliminar la línea Rayleigh, lo cual resulta en una señal intensa de dispersión Raman, en la reducción de tiempo de medición (alrededor de 10 segundos) y en bajos límites de detección (e.g., Frezzotti et al., 2012).

Un efecto adverso en la espectroscopía Raman es la fluorescencia. La fluorescencia es una interacción de resonancia de la luz con los estados electrónicos de la muestra y puede ser fácilmente de seis órdenes de magnitud más grande que la dispersión Raman (e.g, Hollricher, 2010). La fluorescencia generalmente aparece como un fondo o background muy amplio (Figura 1.12b), a menudo mucho más intenso que la dispersión Raman (e.g., Frezzotti et al., 2012; Hollricher, 2010). El efecto de fluorescencia comúnmente surge por el epoxy usado para pegar una sección delgada de una muestra de roca y puede ser fácilmente eliminado

usando epoxy no fluorescente o limpiando de impurezas la superficie de la muestra (e.g., Frezzotti et al., 2012). Sin embargo, la fluorescencia también puede ser emitida por compuestos de hidrocarburo o por minerales ricos en Fe. Incrementar el número de la fuente de luz es una forma de eliminar la fluorescencia. Otro método práctico para mitigar un fondo por fluorescencia consiste en repetir y acumular varias veces las señales espectrales con el fin de “blanquear” este efecto por la prolongada exposición a la luz láser (foto-blanqueado) (Frezzotti et al., 2012). Desafortunadamente no siempre es posible encontrar una excitación de número de onda en la cual no exista fluorescencia, en estos casos, la instrumentación confocal limita la colección de fotones emitidos por fluorescencia de un plano focal y reduce la señal background por fluorescencia (e.g, Hollricher, 2010).

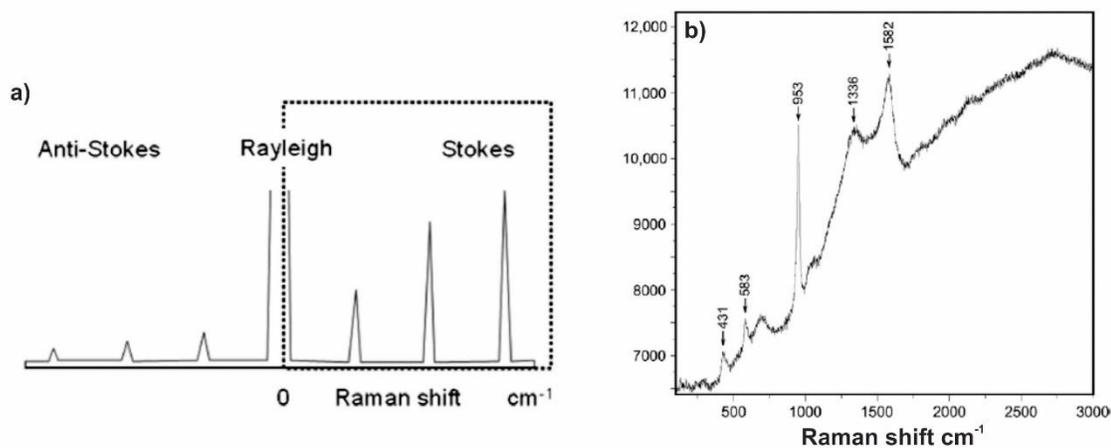


Figura 1.12. a) Diagrama de la dispersión de la luz en el espectro Raman, dispersión elástica (Rayleigh) e inelástica (Raman), tomado de Frezzotti et al., (2012). b) Espectro Raman de una muestra de bitumen en una brecha calcárea. El diagrama muestra un amplio fondo por fluorescencia producido por el bitumen, tomado de Hurai et al., (2015).

Las muestras en espectroscopía Raman no requieren de una preparación especial (e.g., Fries y Steele, 2010). Las mediciones pueden ser realizadas en muestras de roca bajo el microscopio en el laboratorio o en formaciones de roca in situ por instrumentos Raman portátiles en estudios de campo. Las rocas son usualmente diseccionadas para producir una superficie plana para una examinación petrográfica y realizar análisis puntuales mediante Raman; la preparación de secciones delgadas se usa para obtener imágenes Raman detalladas. Las muestras también pueden ser molidas para realizar análisis puntuales estadísticos Raman

representativos de una muestra de roca o bien, las muestras pueden ser analizadas sin ninguna preparación (por ejemplo, en cristales). Sin embargo, generalmente las mediciones Raman son realizadas en muestras de roca o superficies pulidas usando técnicas de imágenes para maximizar la calidad de la señal y para remover la superficie producto de intemperismo de la roca (e.g., Fries y Steele, 2010).

1.5.3.4.1 Análisis de fases minerales

Se obtuvieron espectros de cristales de cuarzo de la IT por medio de espectroscopía Raman con el equipo Microscopio Raman Thermo Scientific en el LMa del IGUM, UNAM. Los análisis se realizaron usando una fuente láser de excitación a 532 nm, con una potencia de 3 mW y un tiempo de exposición de 20 segundos (20 exposiciones y 50 exposiciones de fondo). Se enfocó el área de la muestra a analizar con un microscopio óptico que contiene un objetivo de 20x. Los espectros fueron colectados con un espectrógrafo que tiene una resolución de 25 μm entre un rango espectral de 0-1200 cm^{-1} .

La identificación de fases cristalinas en los espectros Raman se realizó midiendo la posición de los picos en Raman shift (cm^{-1}) con el software libre SpectrGrhyp 1.2 y comparándolos con el catálogo Raman de Frezzotti et al. (2012) que contiene una lista de los principales modos vibracionales Raman de una gran variedad de minerales.

1.6 RESULTADOS

1.6.1 Depósitos ignimbríticos

1.6.1.1 Ignimbrita Acoculco

Para esta investigación se usó la descripción de la estratigrafía de la ignimbrita andesítica Acoculco realizada por Avellán et al. (2018, 2019). Se midió un espesor de 80 m para esta ignimbrita, y las muestras fueron tomadas en fragmentos de pómez (aproximadamente 5 cm de diámetro) y matriz del nivel medio situado a 45 m de altura. Este depósito se encuentra subyaciendo a la IT en la parte sur del CCA (Figura 1.2).

1.6.1.2 Ignimbrita Tecoloquillo

La ignimbrita Tecoloquillo (IT) se encuentra en el borde sur del CCA, donde cubre parcialmente a la IA y a algunas unidades post-caldera (Figura 1.13). El depósito de la IT se dividió en tres niveles (ver sección 1.5.1; Localización de muestras), en los cuales se tomaron muestras de fragmentos de pómez y matriz, y se midió un espesor de 150 m (Figura 1.13). El nivel inferior, con aproximadamente 25 m de espesor, contiene una ignimbrita soldada gris-blanca con estructura tabular (Figura 1.13), fragmentos de pómez friables y elongados contenidos en una matriz de ceniza media-fina. La matriz y fragmentos de pómez tienen abundantes cristales de cuarzo bi-piramidal de color transparente a café y feldespato alcalino, óxidos de Fe-Ti, escasos cristales de piroxenos, anfíboles y fragmentos líticos subangulares (<1cm). El nivel medio, con 100 m de espesor, es una ignimbrita no soldada gris (Figura 1.13). Contiene abundantes fragmentos de pómez redondeados y sub-redondeados (ambos entre 10 a 20 cm de diámetro) soportados por una matriz de cristales y ceniza media. La pómez y la matriz contienen cuarzo transparente bi-piramidal y cuarzo con inclusiones fibrosas de rutilo, feldespato alcalino, óxidos de Fe-Ti, escasos cristales de piroxeno y anfíbol, y fragmentos líticos dispersos. El nivel superior, con 25 m de espesor, es un depósito de bloques y cenizas (Figura 1.13). Contiene bloques de lava sub-redondeados (50 cm de diámetro) contenidos por una matriz fina y blanca, la cual presenta abundantes fragmentos

de pómez redondeados (3 cm de diámetro), cristales de cuarzo, feldespato alcalino, óxidos de Fe-Ti, y escasos cristales de piroxeno y anfíbol.

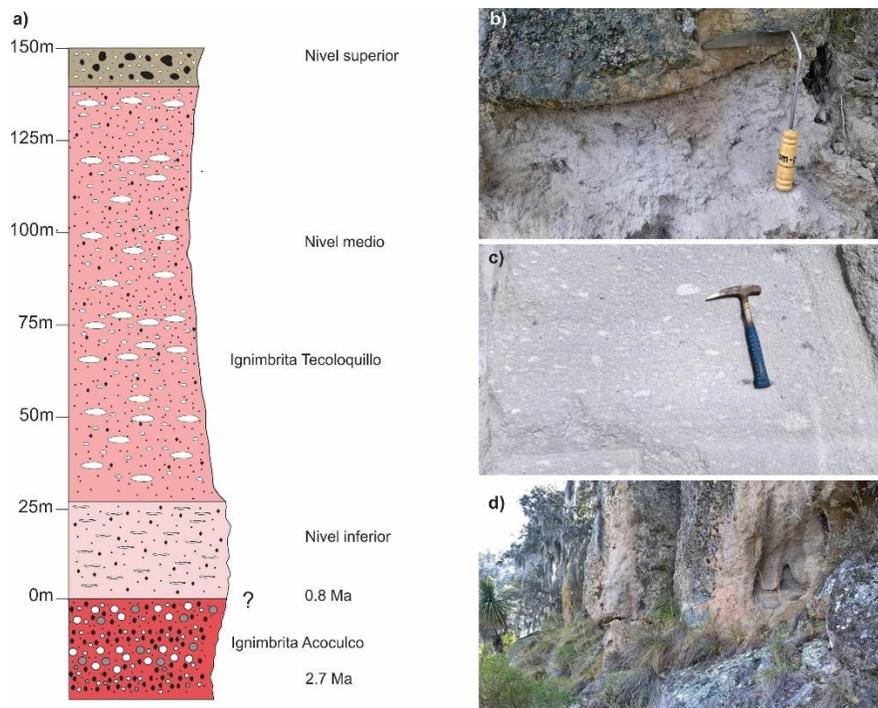


Figura 1.13 Columna estratigráfica de la ignimbrita Tecoloquillo. a) A la IT (0.8 Ma) le subyace la IA (2.7 Ma), el depósito está formado por tres niveles: el nivel inferior contiene una ignimbrita soldada con estructura tabular (d), el nivel medio tiene una ignimbrita no soldada con fragmentos de pómez redondeados a sub-redondeados de entre 10-20 cm de diámetro (c), y el nivel superior está formado por un flujo de bloques y ceniza (b).

1.6.2 Geoquímica de elementos mayores y traza

Las composiciones químicas de roca total (elementos mayores y traza) de IT (este estudio) y de la IA (datos publicados por Sosa-Ceballos et al. (2018)) se compararon para conocer la variación química de las rocas sin-caldera (composición andesítica-basáltica) y post-caldera tardía (composición riolítica) (Figura 1.4).

Sosa-Ceballos et al., (2018) muestran que la IA es de composición andesítica (62.17 wt.% SiO₂) con un índice de peralcalinidad [PI molar (Na₂O+K₂O/Al₂O₃)] de 0.52. Los resultados de este trabajo indican que la IT es de composición riolítica (nivel inferior con 77.71 wt. % SiO₂, nivel medio con 83.62 wt.% SiO₂, y nivel superior con 75.82 wt.% SiO₂). La muestra

más rica en sílice es la del nivel medio de la IT, este valor es difícil de encontrar en riolitas no alteradas, por lo que probablemente se trata de una muestra con alteración hidrotermal. Evaluar la alteración hidrotermal no es el objetivo de este trabajo, por tanto, esta muestra se descartó de la discusión porque se consideró que no representa la composición de roca total del depósito. Por tanto, la IT es de composición riolítica (75.81 – 77.71 wt.%) con un PI de 0.84-0.91. Las composiciones de roca total de IT comparadas contra las de IA tienen alto contenido en K₂O (5 wt.%) y bajo contenido en CaO (0.5wt.%), FeO (2 wt.%) y MgO (0.20 wt.%) (Tabla 1.1).

Las concentraciones de elementos traza normalizados con el manto primitivo (Figura 1.14) muestran que ambas rocas (IA e IT) están enriquecidas en elementos de tierras raras ligeras (LREE) con anomalías negativas de Nb y Ta, y anomalías positivas de Pb y anomalías negativas de Ba, Sr, P, Eu y Ti. Como diferencia, IA carece de anomalía negativa de Ba y la IT muestra una alta relación Rb/Sr (aproximadamente 100).

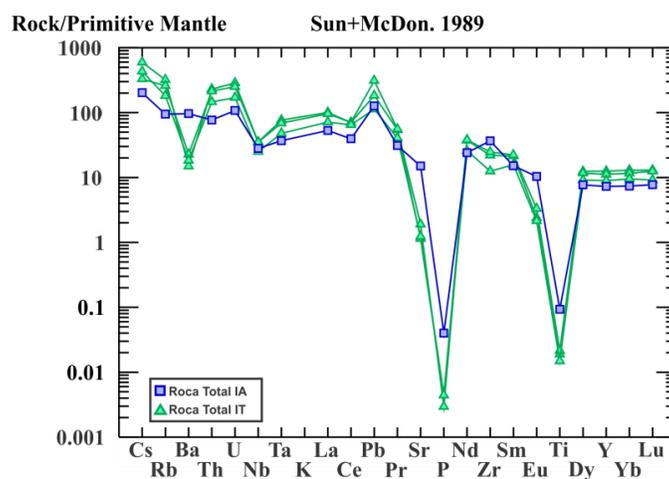


Figura 1.14 Diagrama spider de los elementos traza de IA e IT normalizados con el manto primitivo. Se muestra que los magmas de IT tienen anomalías negativas en Ba, Sr, P, Eu y Ti, típicas de riolitas peralcalinas. También, los magmas de IA e IT contienen anomalías negativas de Nb y Ta y anomalías positivas de Pb, típicas de magmas calcoalcalinos.

1.6.3 Composición de vidrio en inclusiones y en matriz de pómez

Los fragmentos de pómez de la IA del nivel medio son de color blanco y gris, contienen líticos de obsidiana, fenocristales de plagioclasa (45 %), anfíbol (25 %), ortopiroxeno y clinopiroxeno (25 %), y óxidos de Fe-Ti (5 %). Las inclusiones de vidrio, de 20-40 µm de

diámetro, alojadas en fenocristales euhedrales de plagioclasa (con tamaños de 500-900 μm) son de dos tipos: inclusiones traslúcidas e inclusiones cafés, ambas con una burbuja (Figura 1.15). Las inclusiones cafés se encuentran en diferentes cristales de plagioclasa que las inclusiones traslúcidas.

Los fragmentos de pómez de IT del nivel medio tienen un diámetro de entre 15-20 cm. Están formados por fenocristales de cuarzo transparente (35 %), cuarzo con inclusiones fibrosas de rutilo (10 %), feldespatos alcalinos (35 %), anfíbol (10 %), óxidos de Fe-Ti (5 %), y cristales de ortopiroxeno (5 %). Las inclusiones de vidrio, de entre 40-100 μm de diámetro, son traslúcidas con una burbuja (Figura 1.15) y están alojadas en fenocristales de cuarzos transparentes (800-2000 μm de diámetro) euhedrales y subhedrales. Debido a que en el nivel inferior y superior de la IT las inclusiones en cristales de cuarzo transparente tienen inclusiones re-cristalizadas, éstas fueron descartadas porque representan inclusiones con procesos de cristales post-atrapamiento (PEC) que influyen en la composición del vidrio de la inclusión y concentración de volátiles (Frezzotti, 2001; Kamenestky et al., 2003).

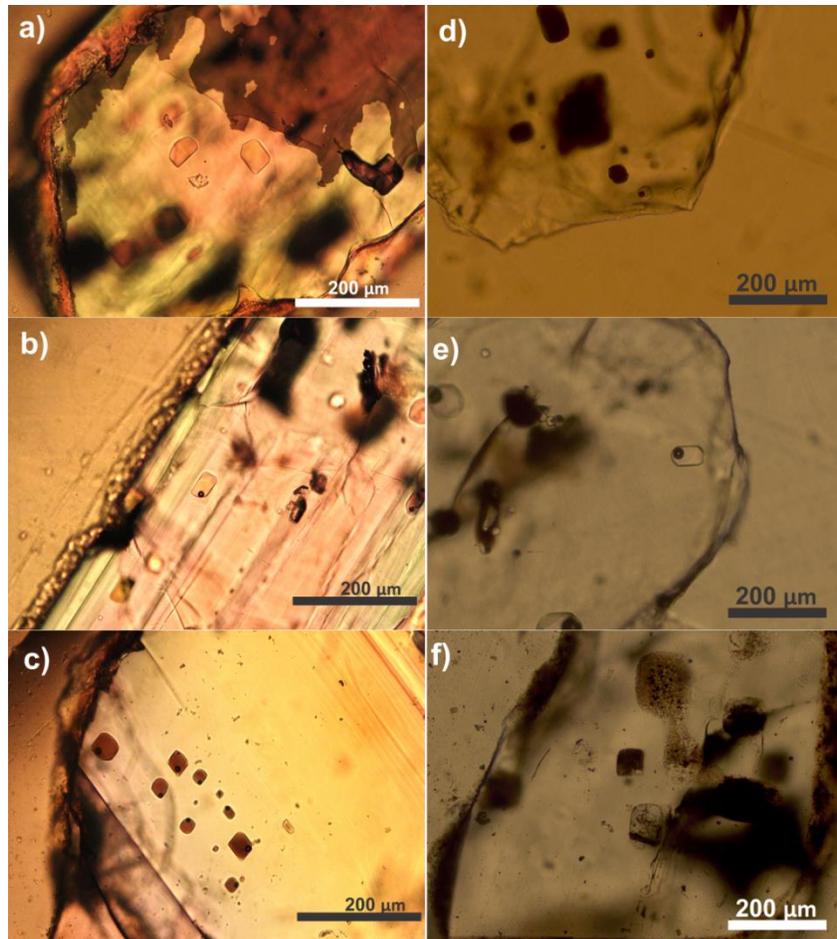


Figura 1.15 Microfotografías de los conjuntos de inclusiones de vidrio en plagioclasa para la IA, a) inclusiones traslúcidas, b) y c) inclusiones traslúcidas y cafés con una burbuja. La mezcla de magmas es el único proceso magmático por el cual se pueden tener dos tipos de inclusiones (traslúcidas y cafés). También, se muestran las inclusiones de vidrio en cuarzo de la IT; d) inclusiones re-cristalizadas del nivel inferior, e) inclusiones traslúcidas con una burbuja del nivel medio, y f) inclusiones re-cristalizadas del nivel superior.

La composición química del vidrio en inclusiones se determinó en 115 inclusiones de vidrio en plagioclasa para la IA y 114 inclusiones de vidrio en cuarzo para la IT. Estas composiciones se corrigieron por PEC (Apéndice A y B). Las composiciones se graficaron en un diagrama K_2O vs FeO (Figura 4.2 y 4.3; Apéndice A y B), en donde los elementos mayores presentaron dos líneas de tendencia para IA y tres líneas de tendencia para IT; una tendencia negativa representa una evolución del fundido sin PEC, y una tendencia positiva indica cristalización de fases minerales, dentro de la inclusión, como piroxeno, óxido de Fe-Ti y feldespato. La diferencia entre la tendencia negativa y la positiva radica en la corrección por PEC. El porcentaje de cristalización post-atrapamiento (Apéndice A y B) para IA es de

7% PEC y para IT es de 5-8 % PEC en promedio. Algunas inclusiones en ambas ignimbritas tienen entre 25-28 % PEC. El porcentaje de PEC se utilizó para corregir las composiciones de vidrio de inclusiones y las concentraciones del contenido de volátiles (H_2O-CO_2). Después de la corrección por procesos PEC (apéndice A y B) solo 9 inclusiones de la IA y 3 inclusiones de la IT representaron condiciones magmáticas. En el apéndice A y B se describe la metodología para la discriminación de la composición química de vidrio en las inclusiones.

Las composiciones de elementos mayores de inclusiones de vidrio de IA e IT muestran dos tendencias diferentes en los diagramas binarios (Figura 1.16): IA presenta una tendencia positiva (K_2O vs SiO_2) y una tendencia negativa (CaO , FeO , Al_2O_3 y MgO vs SiO_2) mientras que la IT tiene una tendencia negativa (K_2O , Al_2O_3 , y Na_2O vs SiO_2) y una tendencia positiva (FeO y CaO vs SiO_2). También, las composiciones de vidrio comparadas entre la IA y la IT muestran que las inclusiones de IA tienen bajo K_2O , y alto CaO , Na_2O , FeO y MgO , mientras que las composiciones de vidrio en inclusiones de la IT tienen alto K_2O y Na_2O , y bajo CaO , FeO y MgO .

Las inclusiones de vidrio de IA tienen composiciones riolíticas, traquidacíticas y dacíticas (67-72 wt.% SiO_2) (Figura 1.17 y Tabla 1.1). Las inclusiones cafés tienen una composición traquidacítica-dacítica (66.5-70.5 wt.% SiO_2 , 1.1-1.6 wt.% MgO , y 3-3.6 wt.% FeO), mientras que las inclusiones traslúcidas tienen una composición traquidacítica-riolítica (68-73 wt.% SiO_2 , 0.5-0.6 wt.% MgO , y 1.8-2.2 wt.% FeO). Por otro lado, los cristales de cuarzo de la IT tienen inclusiones traslúcidas con composiciones riolíticas (72-74 wt.% SiO_2) (Figura 1.17). Las composiciones de inclusiones de vidrio de IA desarrollan una correlación positiva con la matriz en pómez riolítica (77 wt.% SiO_2) y la composición andesítica de roca total (Figura 1.17). Las inclusiones de vidrio de IT desarrollan una correlación negativa con la composición traquítica (66-68 wt.% SiO_2) de la matriz en pómez y la composición riolítica de roca total.

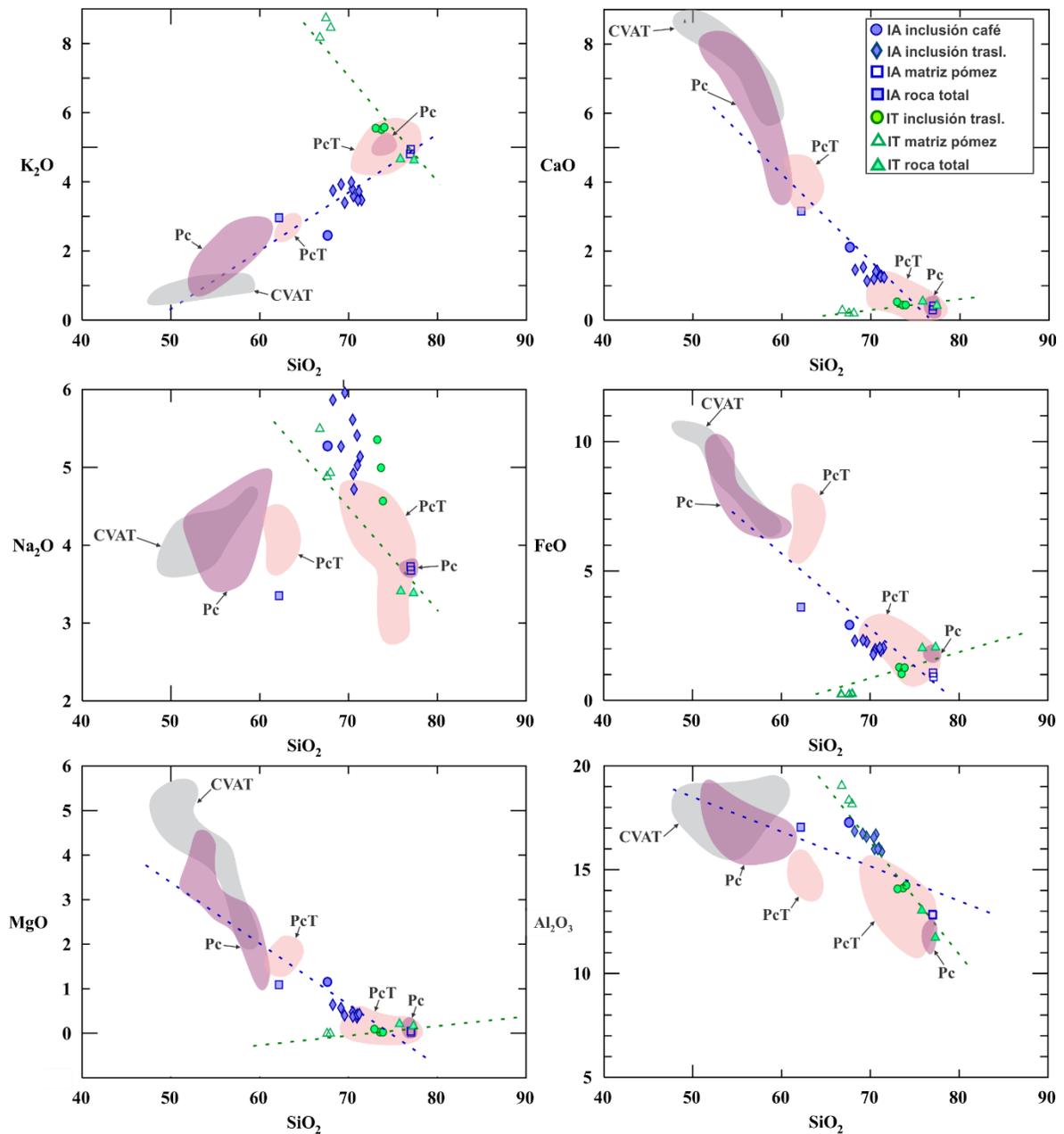


Figura 1.16 Diagramas de la composición de elementos mayores contra el sílice de las rocas de la IA e IT comparada con los rangos composicionales del campo volcánico Apan-Tezontepec (CVAT; gris), post-caldera temprana (Pc; morado), post-caldera tardía (PcT; rosa) (Sosa-Ceballos et al., 2018). Se muestra que las composiciones de las inclusiones de vidrio comparadas con la matriz en pómez y roca total desarrollan dos tendencias, una para la IA (línea punteada azul) y otra para la IT (línea punteada verde). Esto indica que la mezcla de magmas formó los magmas de IA e IT y que estos dos magmas no están relacionados genéticamente.

El procedimiento de corrección por procesos PEC no mostró una correlación entre la presencia y tamaño de la burbuja con el contenido de volátiles calculado en inclusiones traslúcidas y cafés. Las concentraciones de volátiles de inclusiones alojadas en inclusiones de cuarzo con inclusiones fibrosas de rutilo contienen < 2.5 wt.% H₂O, estas inclusiones no fueron corregidas por procesos PEC porque probablemente representan cristales con alteración hidrotermal debido a la presencia de rutilo (TiO₂) (e.g., Shulaker et al., 2015) (ver sección 1.6.5.3) y fueron descartadas de la discusión debido a que no presentan condiciones magmáticas de atrapamiento y sugieren un proceso posterior al atrapamiento que modificó su composición inicial.

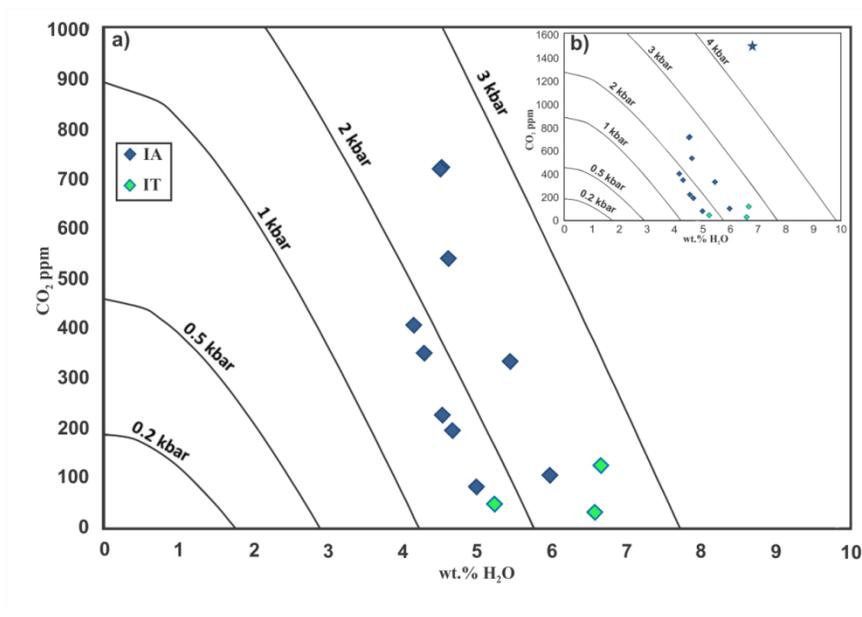


Figura 1.18 a) El diagrama muestra el contenido de volátiles, H₂O (wt.%) vs CO₂ (ppm) para inclusiones traslúcidas de la IA e IT. Las presiones de equilibrio fueron calculadas con el modelo VolatileCalc (Newman and Lowenstern, 2002). Las inclusiones de vidrio se sobrepone a una presión de atrapamiento a aproximadamente 1.5-2.5 kbar. b) La inclusión café de la IA (AGi43-1) sugiere un reservorio magmático profundo > 4 kbar (estrella azul).

Tabla 1.1 Composiciones de roca total, matriz en pómez y composiciones corregidas por procesos PEC de inclusiones de vidrio de IA e IT.

Muestra	TiO₂ (wt.%)	FeO (wt.%)	MnO (wt.%)	CaO (wt.%)	K₂O (wt.%)	Na₂O (wt.%)	SiO₂ (wt.%)	Al₂O₃ (wt.%)	MgO (wt.%)	Total	PI	H₂O (wt.%)	CO₂ (ppm)
Ti-WR	0.20	2.06	0.05	0.41	4.64	3.39	77.32	11.74	0.16	99.97	0.91		
Ti-WR	0.23	2.01	0.03	0.55	4.67	3.42	75.82	13.06	0.19	99.98	0.83		
Ti-WR	0.15	1.45	0.04	0.46	3.07	2.60	83.62	8.40	0.12	99.91	0.91		
Ai-WR	0.97	3.60	0.09	3.16	2.96	3.35	62.17	17.00	1.09	94.39	0.52		
Ai-MxW	0.12	0.96	0.05	0.41	4.93	3.68	77.01	12.79	0.05	100.00	0.90		
Ai-MxG	0.14	1.01	0.05	0.36	4.83	3.73	76.97	12.85	0.06	100.00	0.89		
Ti-Mx01	0.02	0.26	0.03	0.19	8.49	4.93	67.95	18.14	0.00	100.00	0.96		
Ti-Mx02	0.02	0.23	0.01	0.19	8.71	4.89	67.59	18.35	0.00	100.00	0.96		
Ti-Mx03	0.01	0.22	0.02	0.28	8.18	5.50	66.77	19.03	0.00	100.01	0.95		
IA													
AGi2-1	0.42	1.94	0.02	1.43	3.61	4.72	70.62	16.68	0.46	99.89	0.70	5.98	104.48
AGi16-3	0.50	1.96	0.08	1.25	3.52	5.14	71.23	15.84	0.43	99.95	0.78	4.29	349.42
AGi24-1	0.49	1.92	0.05	1.27	3.72	5.02	71.03	16.07	0.35	99.91	0.77	4.53	721.19
AGi45-1	0.29	1.91	0.02	1.40	3.78	4.92	70.54	16.58	0.44	99.87	0.74	4.67	193.27
AGi53-1	0.31	1.87	0.09	1.23	3.93	5.61	70.47	16.01	0.47	100.00	0.85	4.51	718.21
AGi55-1	0.33	1.96	0.07	1.26	3.52	5.41	70.96	16.00	0.43	99.94	0.80	4.61	537.46
AGi6-2	0.33	2.26	0.00	1.14	3.39	5.96	69.57	16.59	0.40	99.65	0.82	5.45	332.00
AGi8-1	0.49	2.33	0.06	1.53	3.92	5.27	69.15	16.73	0.57	100.05	0.78	4.15	404.06
AGi471-2	0.76	2.30	0.19	1.46	3.74	5.87	68.23	16.85	0.64	100.04	0.82	4.54	224.61
AGi43-1	0.97	2.91	0.24	2.11	2.45	5.28	67.63	17.26	1.15	100.00	0.66	6.80	1504.8
IT													
TGi-171	0.10	1.18	0.00	0.45	5.51	5.00	73.65	14.07	0.04	99.98	1.02	6.67	122.33
TGi-391	0.12	1.27	0.00	0.49	5.54	5.36	73.23	14.01	0.06	100.07	1.07	6.59	30.57
TGi-481	0.13	1.26	0.00	0.45	5.56	4.57	73.87	14.24	0.04	100.12	0.96	5.23	47.80

Ai-WR = roca total de IA; Ai-MxW = matriz en pómez blanca de IA; Ai-MxG = matriz en pómez gris de IA; AGi = inclusiones de vidrio de IA; Ti-WR = roca total de IT; Ti-Mx = matriz en pómez de IT; TGi = inclusiones de vidrio de IT; PI = índice de peralcalinidad.

1.6.5 Química de fases minerales

Los resultados de química mineral presentan variaciones entre la IA y la IT. Los análisis se realizaron en el centro y el borde de los fenocristales de feldespato, piroxeno, anfíbol, óxidos de Fe-Ti, y cuarzo en fragmentos de pómez. Los fenocristales son euhedrales y carecen de texturas de desequilibrio (textura tamiz, bordes de descompresión y reacción).

Las composiciones de fases minerales en fenocristales de ambas ignimbritas se describen en las siguientes secciones. Las composiciones de fenocristales de IA (Figura 1.19; Tablas 1.2 y 1.3) pueden ser divididas en dos grupos: máfico y félsico. El grupo máfico tiene plagioclasa con composición de labradorita, ortopiroxeno rico en magnesio, y anfíbol de magnesio-hastingsita. El grupo félsico incluye plagioclasa con composición de andesina-oligoclasa y clinopiroxeno de augita. Las fases minerales de IT forman dos diferentes grupos composicionales (Figura 1.19; Tablas 1.2 y 1.3), un grupo de feldespato alcalino con composición de anortoclasa (3-6 wt.% K₂O) y anfíbol (magnesio-hornblenda), y otro grupo de sanidino (7-10 wt.% K₂O), anfíboles (edenita y ferro-edenita) y ortopiroxenos ricos en hierro.

1.6.5.1 Feldespatos

La composición de plagioclasas en IA está dividida en dos grupos: An₂₉₋₄₈Ab₄₉₋₆₉ y An₅₆₋₅₇Ab₄₀₋₄₂ (Figura 1.19a). Los feldespatos alcalinos de la IT contienen tres grupos composicionales: K_{S20-35}Ab₇₁₋₆₂, K_{S40-60}Ab₅₇₋₄₀, y K_{S2-10}Ab₅₀₋₇₆ (Figura 1.19a). Las composiciones de feldespatos de ambas ignimbritas se graficaron en los diagramas SiO₂ vs K₂O y K₂O vs Na₂O. El diagrama SiO₂ vs K₂O (Figura 1.19c) muestra que los cristales de plagioclasa de IA tienen bajo SiO₂ (55-62 wt.%) y K₂O (<1 wt.%), mientras que los cristales de feldespato alcalino de IT tienen alto SiO₂ (65-70 wt.%) y K₂O (3-10 wt.%). El diagrama K₂O vs Na₂O (Figura 1.19d) muestra dos tendencias diferentes para las composiciones de feldespatos de ambas ignimbritas, la IA contiene un incremento vertical en Na₂O (2-8 wt.%) y la IT tiene un decremento negativo de Na₂O (9-2 wt.%).

1.6.5.2 Piroxenos y Anfíboles

Las composiciones de fenocristales de piroxenos de IA e IT se muestran en la figura 1.19b y la tabla 1.2. La IA contiene dos grupos: clinopiroxenos (En₆₄ y Fs₃₂) y ortopiroxenos (En₄₄, Wo₄₂), mientras que la IT sólo contiene ortopiroxenos (En₅₀₋₆₆, Fs₄₀₋₄₆). La IA e IT contienen anfíboles cálcicos (Tabla 1.3), la IA tiene magnesio-hastingsita, y la IT incluye edenita, ferro-edenita y magnesio-hornblenda. Los anfíboles fueron nombrados de acuerdo con la clasificación de Leake et al., (1997).

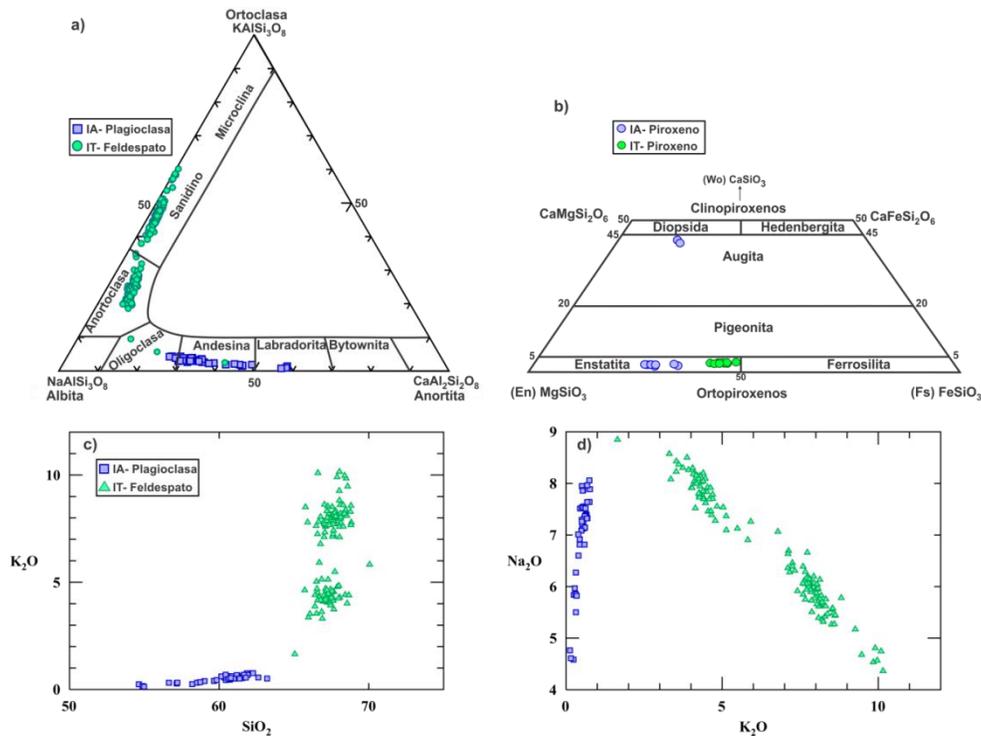


Figura 1.19 La figura muestra la variación composicional de los fenocristales de plagioclasa de IA y feldspatos alcalinos de IT, también de los piroxenos de ambas ignimbritas. a) Las plagioclasas de IA incluyen composiciones desde labradorita, andesina, y oligoclasa, mientras que los feldspatos de IT contienen composiciones desde oligoclasa, anortoclasa, y sanidino. b) Diagrama cuadrilátero de los piroxenos. Los piroxenos de IA tienen composiciones de augita y enstatita, mientras que los piroxenos de IT tienen composiciones de enstatita (Morimoto et al., 1988), c) y d) Los diagramas muestran que las composiciones de feldspatos alcalinos y plagioclasa desarrollan dos tendencias, esto sugiere que ambos magmas no están relacionados genéticamente.

1.6.5.3 Cuarzo

Los espectros Raman de los fenocristales de cuarzo producen distintos modos vibracionales con diferentes intensidades por encima de la línea de fondo. Los cuarzos transparentes contienen modos vibracionales característicos de átomos de sílice y oxígeno con estructuras relacionadas a tetraedros (Figura 1.20a). El pico principal se encuentra en la banda 464 cm^{-1} (Figura 1.20a) y se genera por los modos de estiramiento y flexión simétricos del cuarzo (e.g., Frezzotti et al., 2012). Los cuarzos con inclusiones fibrosas de rutilo contienen crecimiento en cavidades de agujas o filamentos de rutilo de forma radial así como filamentos entrecruzados, también presentan modos vibracionales relacionados a cuarzo (464 cm^{-1} ; Frezzotti et al., 2012; Figura 1.20b y c) y un modo vibracional en la banda 508 cm^{-1} relacionado a estructuras en anillo de cuatro tetraedros que corresponden a plagioclasa de

albita; también contiene modos vibracionales secundarios relacionados a TiO_2 de minerales de anatasa y rutilo (Figura 1.20b y c) y modos secundarios asociados a calcita (e.g., Frezzotti et al., 2012).

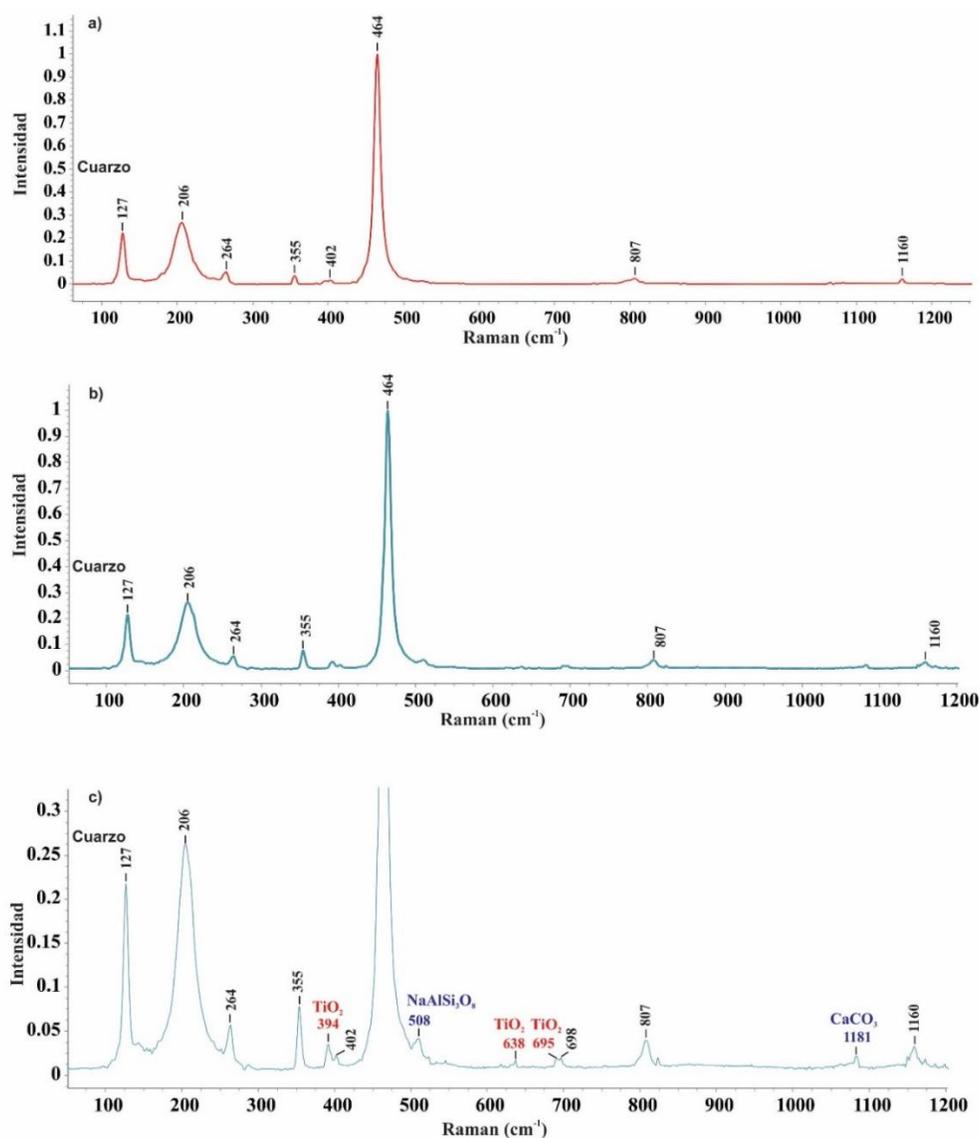


Figura 1.20. Espectros Raman de fenocristales de cuarzo en la IT. a) Fenocristal de cuarzo transparente (línea roja) con modos vibracionales relacionados a cuarzo (e.g., Frezzotti et al., 2012). b) Fenocristal de cuarzo con filamentos de rutilo (línea azul) con modos vibracionales relacionados a cuarzo, y c) Acercamiento del espectro b) que muestra modos vibracionales secundarios de TiO_2 en las bandas 294, 638, 695 cm^{-1} relacionadas a anatasa y rutilo, un modo vibracional en la banda 508 cm^{-1} de plagioclasa de albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y en la banda 1181 cm^{-1} de calcita (CaCO_3) (e.g., Frezzotti et al., 2012).

Tabla 1.2 Composiciones de piroxenos de IA e IT.

	Muestra	TiO ₂ (wt.%)	MnO (wt.%)	K ₂ O (wt.%)	FeO (wt.%)	Na ₂ O (wt.%)	CaO (wt.%)	SiO ₂ (wt.%)	Al ₂ O ₃ (wt.%)	MgO (wt.%)	Total	Wo	En	Fs
IA	Ai-px-06	0.72	8.93	0.08	0.00	21.14	0.37	51.61	2.17	15.75	100.74	42.26	43.81	13.93
	Ai-px-09	0.23	18.39	0.24	0.01	0.95	0.01	54.10	0.60	25.51	100.03	1.87	69.65	28.49
	Ai-px-14	0.31	17.27	0.09	0.00	1.31	0.03	53.90	0.82	26.27	100.00	2.55	71.16	26.29
	Ai-px-16	0.27	17.51	0.20	0.00	1.22	0.03	53.61	0.68	25.66	99.17	2.41	70.40	27.19
	Ai-px-21	0.15	21.08	0.17	0.00	1.24	0.01	53.49	0.42	23.47	100.00	2.46	64.72	32.81
	Ai-px-23	0.21	16.89	0.19	0.00	1.21	0.06	54.39	0.78	26.47	100.14	2.36	71.73	25.91
	Ai-px-25	0.51	8.42	0.10	0.00	21.53	0.33	52.97	1.56	15.83	101.24	42.91	43.90	13.19
	Ai-px-33	0.28	17.29	0.15	0.01	1.25	0.03	54.43	0.69	25.81	99.94	2.46	70.72	26.82
	Ai-px-40	0.29	18.07	0.15	0.00	1.20	0.04	53.68	0.69	25.02	99.12	2.39	69.31	28.30
	Ai-px-41	0.12	21.51	0.33	0.00	1.04	0.00	53.47	0.32	23.29	100.05	2.05	64.22	33.73
	Ai-px-42	0.30	17.39	0.13	0.00	1.21	0.02	55.06	0.75	26.41	101.26	2.34	71.18	26.48
IT	Ti-px-1	0.14	1.62	0.03	27.57	0.04	1.23	51.53	0.34	18.15	100.67	2.64	54.10	43.25
	Ti-px-2	0.18	2.00	0.00	28.06	0.04	1.44	51.77	0.33	17.59	101.41	3.09	52.38	44.53
	Ti-px-3	0.14	1.77	0.00	26.83	0.01	1.30	52.38	0.29	18.87	101.58	2.74	55.23	42.02
	Ti-px-4	0.18	1.93	0.00	26.95	0.03	1.30	51.94	0.42	18.35	101.10	2.76	54.35	42.89
	Ti-px-5	0.18	1.95	0.00	27.98	0.04	1.28	51.88	0.38	17.67	101.33	2.74	52.44	44.82
	Ti-px-6	0.18	2.01	0.00	26.29	0.04	1.29	52.67	0.29	19.28	102.05	2.71	56.41	40.88
	Ti-px-7	0.13	2.03	0.00	27.47	0.04	1.31	51.37	0.27	17.36	99.98	2.84	52.18	44.98
	Ti-px-8	0.20	2.01	0.00	28.60	0.06	1.45	50.78	0.50	16.49	100.09	3.18	50.18	46.64
	Ti-px-9	0.16	2.00	0.00	27.41	0.03	1.35	52.07	0.38	18.14	101.52	2.88	53.64	43.48
	Ti-px-10	0.14	2.00	0.00	26.68	0.05	1.30	52.26	0.31	18.67	101.41	2.76	55.12	42.12

Ai-px = piroxenos de IA, Ti-px = piroxenos de IT, Wo = wollastonita, En = enstatita, Fs = ferrosilita

Tabla 1.3 Composiciones de anfíboles de IA e IT y estimaciones de presión y temperatura calculadas con los modelos de Mutch et al. (2016), T °C (1) Ridolfi y Renzulli (2012) y T °C (2) Ridolfi et al., (2010).

Muestra	TiO ₂	MnO	K ₂ O	FeO	Na ₂ O	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Total	P	T °C	T °C
	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)		(Kbar)	(1)	(2)
IA Ai-Am-07	4.10	0.10	0.38	11.33	2.63	11.46	42.54	11.41	14.36	98.30	4.89	992.32	967.45
Ai-Am-08	4.11	0.05	0.49	11.40	2.57	11.81	42.76	11.56	14.48	99.23	4.95	977.29	973.17
Ai-Am-11	3.90	0.00	0.52	10.96	2.47	11.71	42.20	11.15	14.58	97.48	4.78	965.23	970.62
Ai-Am-12	4.18	0.04	0.45	11.66	2.56	11.64	42.35	11.45	14.19	98.52	4.93	977.90	971.68
Ai-Am-13	4.42	0.10	0.42	11.16	2.48	11.92	41.80	11.86	14.38	98.53	5.23	993.41	991.35
Ai-Am-15	3.52	0.04	0.50	11.48	2.61	11.72	43.37	11.17	14.87	99.27	4.64	966.07	957.93
Ai-Am-17	4.22	0.05	0.47	11.29	2.64	11.61	42.14	11.23	14.29	97.94	4.43	986.72	954.55
Ai-Am-18	3.74	0.00	0.41	11.77	2.82	11.33	43.10	10.84	14.95	98.95	4.77	986.95	968.94
Ai-Am-19	4.29	0.06	0.38	11.24	2.68	11.76	42.96	11.31	14.54	99.22	4.40	975.03	956.06
Ai-Am-20	3.64	0.11	0.54	11.60	2.56	11.68	42.80	10.67	14.70	98.29	4.86	995.04	970.05
Ai-Am-22	4.13	0.12	0.42	11.32	2.64	11.58	42.48	11.35	14.40	98.42	4.60	983.56	956.16
Ai-Am-24	3.84	0.00	0.38	11.64	2.70	11.18	42.56	10.98	14.58	97.82	5.18	992.00	987.85
Ai-Am-26	4.51	0.03	0.45	11.68	2.55	11.70	41.69	11.80	14.20	98.59	4.64	978.98	965.15
Ai-Am-27	4.08	0.08	0.44	11.26	2.69	11.85	42.90	11.04	14.40	98.73	4.87	968.80	966.78
Ai-Am-28	3.90	0.04	0.49	11.98	2.51	11.59	42.29	11.34	14.12	98.25	4.88	985.34	977.99
Ai-Am-29	4.22	0.00	0.43	11.35	2.67	11.75	42.30	11.41	14.61	98.72	5.21	976.90	983.76
Ai-Am-30	4.00	0.05	0.52	11.27	2.43	11.74	41.85	11.80	14.40	98.05	4.62	957.88	960.18
Ai-Am-31	3.86	0.00	0.53	11.68	2.58	11.79	42.95	11.02	14.39	98.75	4.56	970.25	963.09
Ai-Am-32	3.84	0.00	0.47	11.78	2.61	11.77	43.00	11.05	14.89	99.37	5.08	994.49	988.21
Ai-Am-34	4.41	0.05	0.45	10.98	2.67	11.95	42.17	11.68	14.54	98.89	4.95	985.97	979.93
Ai-Am-35	4.32	0.00	0.43	11.28	2.67	11.76	42.25	11.49	14.51	98.65	4.59	966.10	955.65
Ai-Am-36	4.55	0.06	0.41	11.26	2.68	11.74	41.89	12.03	14.22	98.83	4.75	982.85	964.58
Ai-Am-37	4.11	0.05	0.39	11.92	2.39	11.52	42.74	10.99	14.31	98.41	4.36	955.65	946.12
Ai-Am-38	4.18	0.06	0.34	11.76	2.71	11.64	42.74	11.22	14.19	98.82	4.72	962.11	965.23
Ai-Am-39	3.49	0.07	0.54	11.60	2.43	11.61	43.30	10.65	14.73	98.43	5.12	992.92	977.71
Ai-Am-43	3.97	0.00	0.51	11.53	2.45	11.75	42.83	11.24	14.66	98.92	4.62	976.12	958.91
Ai-Am-44	4.33	0.04	0.44	11.26	2.62	11.46	42.17	11.72	14.28	98.32	4.97	985.51	974.11
Ai-Am-45	3.87	0.12	0.48	11.51	2.46	11.57	42.60	10.97	14.40	97.96	4.62	976.12	958.91
Ai-Am-46	4.20	0.06	0.38	11.61	2.52	11.65	42.44	11.58	14.49	98.93	4.97	985.51	974.11

IT	Ti-Am-021	1.48	0.80	0.75	16.76	2.30	10.31	41.63	6.01	10.32	90.36	2.12	880.04	760.18
	Ti-Am-029	1.45	0.69	0.79	19.99	2.07	9.77	45.97	6.37	10.13	97.22	2.20	936.46	834.54
	Ti-Am-061	1.21	0.70	0.67	19.46	1.98	9.94	48.53	5.83	11.14	99.46	1.82	861.44	733.69
	Ti-Am-062	1.42	0.86	0.79	20.85	2.29	9.94	45.24	6.50	9.94	97.82	2.21	912.23	777.07
	Ti-Am-063	1.43	0.79	0.68	20.05	2.04	10.23	45.27	6.05	10.20	96.74	2.01	890.56	796.04
	Ti-Am-064	1.46	0.71	0.75	21.19	2.15	10.06	45.49	6.29	10.17	98.25	2.09	873.56	785.53
	Ti-Am-065	1.40	0.61	0.82	20.14	2.04	9.91	46.07	6.35	10.61	97.94	1.96	957.54	818.54
	Ti-Am-066	1.49	1.16	0.75	20.31	1.96	10.08	46.53	6.16	11.08	99.52	1.82	896.57	796.36
	Ti-Am-067	1.31	0.78	0.72	20.55	2.04	9.86	46.54	5.74	10.87	98.43	2.00	892.59	819.56
	Ti-Am-068	1.43	0.77	0.71	21.16	2.04	10.32	46.03	6.21	10.58	99.25	2.47	943.47	852.46
	Ti-Am-069	1.77	0.78	0.91	21.38	2.33	9.87	44.60	7.19	10.21	99.04	2.03	866.58	802.63
	Ti-Am-0610	1.48	0.60	0.78	20.77	2.03	10.17	45.94	6.22	10.46	98.45	1.98	885.24	799.58

Ai-Am = anfíboles de IA, Ti-Am = anfíboles de IT.

1.6.5.4 Óxidos de Fe-Ti

Las composiciones de los óxidos de Fe-Ti en fragmentos de pómez de ambas ignimbritas fueron determinadas para aproximar la temperatura pre-eruptiva. Los fenocristales de óxidos de Fe-Ti en la IA contienen texturas de desequilibrio (Figura 1.21a), por lo cual los valores obtenidos de su composición fueron descartados. Los fenocristales de óxidos de Fe-Ti en la IT son subhedrales y contienen bordes definidos (Figura 1.21b), de los cuales se seleccionaron óxidos de Fe-Ti en equilibrio. El equilibrio se evaluó usando el test de Mn-Mg de Bacon y Hirschman (1988) (Tabla 1.4). La temperatura pre-eruptiva de la IT es de 740 °C y fue calculada con el geotermómetro de Ghiorso y Evans (2008) con una incertidumbre de ± 40 °C (Figura 1.21c).

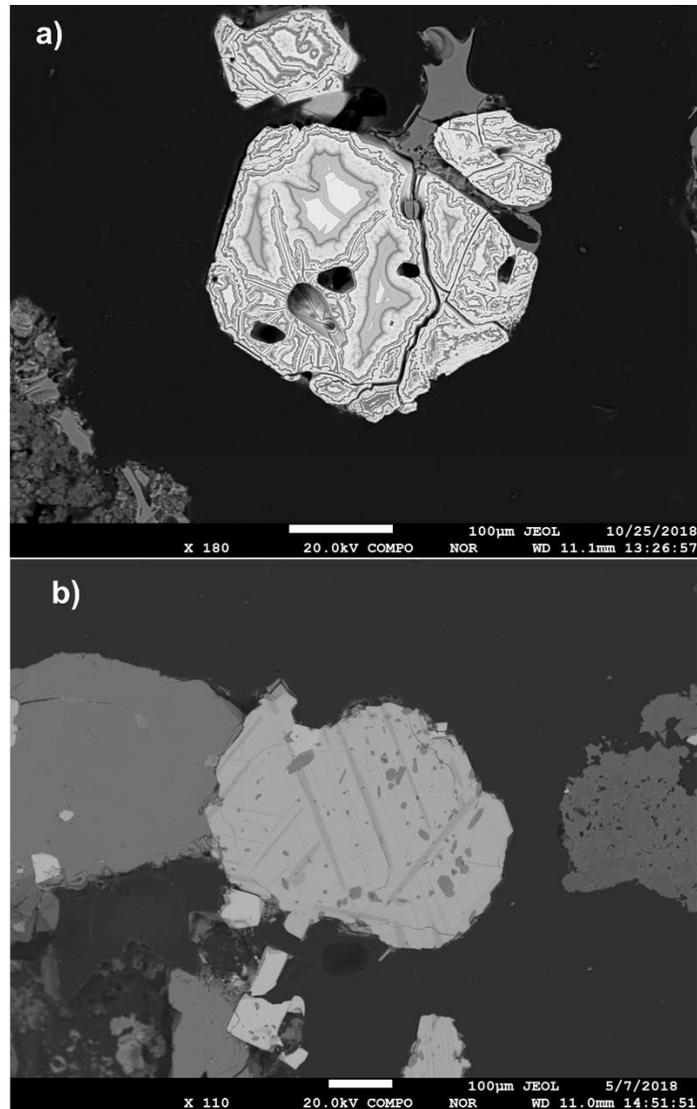


Figura 1.21 Fenocristales de óxidos Fe-Ti, imágenes tomadas con electrones retrodispersados (BSE). a) fenocristal con textura de disequilibrio de la IA; b) fenocristal subhedral de la IT; c) Gráfica la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) pre-eruptiva de la IT estimada contra la fugacidad del oxígeno (oxígeno de níquel-níquel; NNO). Estos datos tienen una tendencia negativa que refleja una temperatura de equilibrio (Ghiorso y Evans, 2008).

Tabla 1.4 Composición de pares de óxidos de Fe-Ti (magnetita e ilmenita) en equilibrio de la IT. La temperatura pre-eruptiva fue estimada con el modelo de Ghiorso y Evans, (2008).

Mg	72-3	102-6	100-8	53-8	53-8	53-8	53-8	100-8	100-8	41-11	5-11	72-3	72-3	110-5	66-5	63-6	90-5	53-8
SiO ₂	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1
TiO ₂	6.7	6.5	6.9	8.0	8.0	8.0	8.0	6.9	6.9	6.1	6.5	6.7	6.7	5.1	5.3	5.9	5.7	8.0
Al ₂ O ₃	0.4	0.3	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4
Cr ₂ O ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe ₂ O ₃ *	55.8	56.5	55.4	53.6	53.6	53.6	53.6	55.4	55.4	57.3	56.5	55.8	55.8	58.8	58.2	57.1	58.2	53.6
FeO*	36.1	36.0	36.2	37.0	37.0	37.0	37.0	36.2	36.2	35.4	35.9	36.1	36.1	34.7	34.7	35.2	35.3	37.0
MnO	1.3	1.2	1.3	1.5	1.5	1.5	1.5	1.3	1.3	1.4	1.2	1.3	1.3	1.1	1.1	1.3	1.3	1.5
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Total	100.5	100.7	100.5	100.8	100.8	100.8	100.8	100.5	100.5	101.0	100.9	100.5	100.5	100.3	99.9	100.1	100.9	100.8

Ilm	60-1	93-2	93-2	93-2	18-2	67-2	62-4	73-4	50-4	44-6	44-6	10-1	60-1	109-1	109-1	93-2	109-1	93-2
SiO ₂	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.6	0.2	0.2	0.0	0.2	0.0
TiO ₂	46.7	46.9	46.9	46.9	47.7	47.4	47.6	47.2	46.4	45.9	45.9	47.5	46.7	41.0	41.0	46.9	41.0	46.9
Al ₂ O ₃	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0
Cr ₂ O ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe ₂ O ₃ *	10.4	11.8	11.8	11.8	10.5	10.6	10.3	11.1	12.4	12.5	12.5	9.7	10.4	20.1	20.1	11.8	20.1	11.8
FeO*	38.4	37.5	37.5	37.5	38.3	38.0	38.1	38.0	37.0	36.4	36.4	38.4	38.4	33.4	33.4	37.5	33.4	37.5
MnO	3.5	3.8	3.8	3.8	3.7	3.7	3.8	3.4	3.7	3.6	3.6	3.5	3.5	3.0	3.0	3.8	3.0	3.8
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5
Total	100.2	100.6	100.6	100.6	100.7	100.9	100.5	100.3	100.3	99.2	99.2	99.5	100.2	98.3	98.3	100.6	98.3	100.6
Test	Eq																	
T (°C)	706.6	722.2	730.5	748.5	727.2	729.4	724.0	719.0	739.2	726.0	733.5	694.1	706.6	769.7	774.7	712.1	782.6	748.5

Mg = magnetita, Ilm = ilmenita de la IT, Fe₂O₃* y FeO* = calculado, Test = Test de equilibrio Bacon y Hirschman (1988), T (°C) = temperatura estimada con el modelo de Ghiorso and Evans (2008).

1.7 DISCUSIÓN

Este trabajo se enfocó en analizar las principales diferencias composicionales entre el magma emitido durante el colapso de la caldera Acoculco (IA) y el magma emitido en la etapa post-caldera tardía por la IT. Las características químicas de los magmas de IA e IT indican que los procesos magmáticos registrados en la composición de los elementos traza, inclusiones de vidrio y química mineral provocaron variaciones en la composición final de los magmas (Figuras 1.14 y 1.17). Estas diferencias químicas se usaron como el marco geológico responsable de los procesos magmáticos que actúan en la formación de estos magmas.

Sosa-Ceballos et al. (2018) estudió el origen de los magmas en el CCA y observó que los magmas sin-caldera y post-caldera muestran diferencias en su composición química. Los magmas involucrados durante la erupción sin-caldera produjeron rocas típicas de arco calcoalcalinas y los magmas en la etapa post-caldera tardía generaron gradualmente rocas que se hicieron más peralcalinas producto de la fusión parcial de un manto metazomatizado (García-Palomo et al., 2002; Sosa-Ceballos et al., 2018). La figura 1.14 muestra que las rocas andesíticas de la IA (sin-caldera; 2.7 Ma) están enriquecidas en elementos móviles (Rb y Ba) con anomalías negativas en Nb, Ta, y una anomalía positiva de Pb. Estas características son típicas de magmas calcoalcalinos formados en un ambiente de subducción, por lo cual podemos decir que este magma calcoalcalino es similar a los magmas reportados en Sosa Ceballos et al., (2018). Por otro lado, la IT de composición riolítica (post-caldera tardía; 0.8 Ma) muestra anomalías negativas prominentes en Sr, Ba, Ti, Eu, P, enriquecimiento de Rb (Figura 1.14), y una relación Rb/Sr (4-80). Estas anomalías, y la presencia de minerales como anortoclasa en la ignimbrita, son características de rocas riolíticas peralcalinas (Halliday et al., 1989).

Aunque desconocemos el origen en el manto de los fluidos y fundidos que generaron a los magmas de la IA y la IT, la fuente de los magmas calcoalcalinos (como los magmas que formaron a la IA) podría estar asociada con el ascenso de isoterma debido al flujo de material astenosférico alrededor del borde y durante la propagación del desgarre del slab en el proceso de subducción (e.g., Castellanos et al., 2018). Los magmas de la IA tienen valores altos de Ba/Th, Th/Nb, La/Sm (normalizado a condrita) y Ba/Nb, así como anomalías positivas de Pb y enriquecimiento de Th, sugiriendo una contribución de material del slab subducido, así como aporte de sedimentos fundidos (Orozco-Esquivel et al., 2007; Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010; Créon et al., 2018). Estos magmas podrían ascender y estancarse en zonas de contraste reológico (sills en la base de la corteza), de donde pueden haber migrado lateralmente hasta alcanzar conductos que les permitan ascender a superficie, explicando así la contribución de la subducción (en la región del CCA) a pesar de la distancia con la trinchera que se encuentra a aproximadamente 450 km en esta zona (e.g., Bayona-Ordóñez 2020; Pérez-Campos et al., 2008). Para los magmas alcalinos (como los magmas que formaron a la IT) en el sector oriental del CVTM su origen está asociado a un fundido parcial por descompresión del manto (Orozco-Esquivel et al., 2007; Gómez-Tuena et al., 2018).

También, a procesos de fusión de un manto metasomatizado (Sosa-Ceballos et al., 2018) en procesos intraplaca, sin contribución del slab debido a un valor bajo de Ba/Th, Th/Nb y sin asimilación cortical (e.g., Sosa-Ceballos et al., 2018).

1.7.1 Relación entre los magmas sin y post-caldera

Los magmas silíceos del CCA han sido relacionados con la cristalización fraccionada de magmas máficos (Verma 2001). La cristalización es un proceso de diferenciación magmática en el que un líquido magmático (composición basáltica) puede producir líquidos magmáticos silíceos. La evolución de un líquido magmático parental basáltico involucra la cristalización de minerales ricos en Mg, Fe y Ca, por lo que el líquido magmático decrece su contenido en estos minerales e incrementa su contenido de sílice y álcalis, generando la cristalización de minerales ricos en Na, Ca, K, y Si, también incrementa su viscosidad y disminuye su temperatura, hasta producir un magma de composición riolítica (e.g., Rogers, 2015).

La formación de un magma riolítico peralcalino (como IT) por cristalización fraccionada de un magma máfico (como los magmas que generaron a los magmas de IA; consideramos que los magmas intermedios de IA fueron generados por fusión y evolución de un magma máfico), probablemente requeriría el estancamiento de un magma en la corteza superior. Se necesitaría una cámara magmática conectada a un magma basáltico alcalino, en donde pulsos de este magma entrarían a la cámara magmática y sufrirían cristalización fraccionada bajo condiciones isobáricas con asimilación de porciones de la corteza (e.g., Macdonald et al., 2008). Los nuevos pulsos menos evolucionados y el magma residente se mezclarían isotérmicamente y el producto sería diferenciado bajo cristalización fraccionada isobárica. Este proceso podría repetirse varias veces. Por ejemplo, en cada inyección de magma menos evolucionado, probablemente el contenido de MgO en la mezcla incrementaría y la subsecuente cristalización causaría un decremento en MgO (e.g., Ustinisik y Kilinc, 2011) como ocurre en el diagrama del contenido de MgO vs SiO₂ (Figura 1.16).

El proceso de la inyección de magma basáltico tendría que ser constante por el tiempo en que ocurren las dos erupciones (el tiempo entre las erupciones de IA e IT es de aproximadamente de 2 Ma) para mantener la temperatura de la cámara magmática e inhibir la cristalización, ya que, si la entrada de calor disminuyera, o las inyecciones de magma cesaran, entonces el

magma comenzaría a enfriarse y a cristalizar alcanzando su temperatura *solidus* (etapa plutónica) (e.g., Macdonald, 2012; Gelman et al., 2013).

En una cámara magmática de aproximadamente 10 km^3 , un magma basáltico y riolítico deberían alcanzar el 50% de cristalización en un periodo comprendido de 2500 años y de menos de 1500 años, respectivamente (Hawkesworth et al., 2000). Lowenstern et al. (2006) estimaron una tasa de producción para formar un magma silíceo ($10\text{-}50 \text{ km}^3$) partiendo de un magma basáltico de 2×10^{-4} a $1.0 \times 10^{-3} \text{ km}^3/\text{año}$ y menciona que el tiempo para desarrollar composiciones riolíticas desde un magma basáltico tiene un orden de 10^4 años. Por otra parte, durante el proceso de cristalización fraccionada, los fenocristales pueden quedar suspendidos en el magma (que se está enfriando, aumentando la viscosidad y el grado de diferenciación). El tiempo de residencia de los cristales en el líquido magmático va desde decenas de años hasta los 100 años (Hawkesworth et al., 2000). Estos tiempos de residencia, e incluso de diferenciación, son obtenidos de feldespatos alcalinos y de rocas que experimentaron fraccionamiento de feldespato alcalino. Sin embargo, se han reportado tiempos de residencia de entre 10^3 a 10^5 años precedidos de líquidos magmáticos viscosos y de conjuntos minerales que no están en equilibrio con el líquido magmático (Hawkesworth et al., 2000).

Considerando la tasa de producción de un magma silíceo a partir de un magma basáltico (e.g., Lowenstern et al., 2006) y un tiempo de aproximadamente 2 Ma entre ambas erupciones (entre la IA y la IT) se tendrían al menos 400 km^3 de magma producido. Si esta gran cámara magmática tuviera un flujo constante de magma basáltico para mantener el sistema caliente se inhibiría la cristalización y probablemente la cámara magmática se mantendría en composiciones intermedias. Sin embargo, el volumen de la cámara magmática es vaciado parcialmente durante la erupción (e.g. Geshi et al., 2014) y el volumen emitido, estimado para la IT es de 11 km^3 (Avellán et al., 2019), por lo que se infiere que para formar los magmas peralcalinos por cristalización fraccionada, el flujo de magma basáltico fue intermitente en la cámara magmática y así el sistema pudo enfriarse y evolucionar a composiciones riolíticas.

Por otro lado, la secuencia de cristalización responsable de producir riolitas peralcalinas incluye desde un basalto alcalino, mugaritas, benmoreitas y traquitas (Macdonald, 2012). La viscosidad de un magma peralcalino es relativamente baja lo que permite la separación

efectiva de plagioclasa, feldespato alcalino, ilmenita y apatita (donde Sr, Eu, Ba, Ti y P son compatibles). Sin embargo, las riolitas peralcalinas son a menudo afíricas (<6 % de fenocristales), y es un tema de debate si el fraccionamiento de magmas peralcalinos (con un conjunto mineral conformado por feldespato alcalino + fayalita + hedembergita + óxidos + cuarzo) es efectivo debido a que los líquidos magmáticos residuales evolucionados tienen un alto contenido de FeO y bajo SiO₂ aumentando su densidad (McDonald et al., 2012; Sosa-Ceballos et al., 2018), pero al disminuir su temperatura aumentan su viscosidad inhibiendo el ascenso y estancándose en la corteza (Scaillet y McDonald, 2006). El proceso de cristalización fraccionada desde basaltos alcalinos por alrededor de 2 Ma para producir magmas riolíticos peralcalinos, probablemente causaría un enfriamiento y solidificación del magma. Gelman et al. (2013) estiman un tiempo de enfriamiento para el magma en una cámara magmática de entre 0.2-1.2 Ma (a partir de que las inyecciones de magma profundo cesan), el cual depende de la frecuencia de las inyecciones de magma y de la fracción del líquido magmático (concentración del líquido magmático en la cámara magmática). Con una tasa de inyecciones de magma baja ($5.25 \times 10^{-3} \text{ km}^3/\text{año}$), la cámara magmática alcanzó una fracción del líquido magmático de entre 0.1-0.2 en donde el tiempo de enfriamiento fue pequeño (aproximadamente 0.2 Ma). Con una tasa de inyecciones de magma alta ($1.57 \times 10^{-2} \text{ km}^3/\text{año}$) la cámara magmática alcanzó una fracción del líquido magmático de 0.7 en donde el tiempo de enfriamiento fue de cerca de 1.2 Ma. Aunque desconocemos el volumen de las cámaras magmáticas de la IA y la IT, podemos sugerir que los tiempos de enfriamiento (e.g., Gelman et al., 2013) son menores al tiempo en que ocurren ambas erupciones explosivas (IA e IT; 2 Ma), por lo que el magma tuvo tiempo suficiente para enfriar y cristalizar. Además, en las rocas del CCA, la secuencia de cristalización de riolitas peralcalinas desde basaltos alcalinos (e.g., Macdonald, 2012) no coincide con las tendencias de evolución entre las composiciones de vidrio en inclusión, vidrio en matriz y roca total de la IA y la IT (Figura 1.17). Por lo tanto, podemos decir que las rocas evolucionadas de la IT no son producto de la evolución de magmas de IA.

La composición del líquido magmático de IT (matriz en pómez y vidrio en inclusiones; Figura 1.17) no puede ser explicada por cristalización de un magma con composición similar a IA (roca total). Si un magma de composición similar a IA cristalizara después del evento de colapso, la composición final de este magma podría ser similar a la composición de matriz

en pómez de IA. Aunque la composición de roca total de IT es similar a la matriz en pómez de IA, la composición de matriz en pómez y las inclusiones de vidrio de IT están más enriquecidas en álcalis que la composición de IA (Figura 1.17) y para ser generadas por cristalización fraccionada requieren de un basalto alcalino o una traquiandesita (estas composiciones no se han registrado en el CCA).

La secuencia de cristalización de un magma como IA es inconsistente con el conjunto mineral presente en rocas de IT. La cristalización de un magma como IA puede producir composiciones de plagioclasa desde labradorita a andesina-oligoclasa, sin embargo, es incapaz de producir los feldespatos alcalinos (anortoclasa) encontrados en las rocas de IT (Figura 1.19 a, c y d). Estas observaciones sugieren que las rocas de IT no son un producto de diferenciación de magmas como IA. Más adelante se explica cómo la composición final de las rocas de IA e IT es modificada por un proceso de mezcla de magmas.

1.7.2 Mezcla de magmas

Diferentes estudios de mezcla de magmas explican lo que ocurre cuando existe una interacción entre dos magmas con diferente temperatura, composición, densidad, y viscosidad (e.g., Richer et al., 2003; Eichelberger et al., 2000; Bergantz et al., 2015). La inyección de un nuevo magma máfico dentro de un magma félsico genera un contraste termal y composicional, añade masa e incrementa el volumen de magma (Eichelberger, 1980, Bacon, 1986; Simankin y Bindeman 2012). Por tanto, el proceso de mezcla de magmas influye en la composición final y queda registrada en la composición química de las rocas, minerales e inclusiones de vidrio y en sus características texturales.

Las rocas de IA e IT contienen evidencias en su composición final de un proceso de mezcla. Esta mezcla de magmas se observa en las características texturales y químicas de los fragmentos de pómez de ambas ignimbritas. Contienen fragmentos de pómez bandeada, presentan un amplio rango composicional entre las inclusiones de vidrio, matriz en pómez y en roca total, tienen diferentes poblaciones de minerales, y el contenido de volátiles en inclusiones presenta flujo de CO₂ producto de la inyección de magmas máficos (ver más adelante).

En los patrones de elementos traza de ambas ignimbritas también se encuentran evidencias de un proceso de mezcla de magmas. El patrón de elementos de la IT es característico de riolitas peralcalinas, pero persisten las anomalías en Nb, Ta y Pb que son características de rocas calcoalcalinas generando un patrón de elementos traza con anomalías similares a la IA. El índice de peralcalinidad de la IT (0.84-0.91) indica que las rocas no son puramente peralcalinas. Esto sugiere que durante el ascenso del magma peralcalino sucedió una mezcla con magmas calcoalcalinos para formar un magma híbrido (mezcla de dos magmas primarios, en este caso un magma peralcalino y un magma calcoalcalino, el producto de esta mezcla crea un magma secundario o un magma híbrido (e.g., Gribble, 1989; Laumonier et al., 2014). Este proceso de mezcla de magma pudo enmascarar el patrón de elementos traza de los magmas peralcalinos (debido a que durante la mezcla se añade masa) (e.g., Schaaf et al., 2005; Reubi y Blundy, 2008; Sosa-Ceballos et al., 2012) y producir un patrón similar al de los magmas de IA.

Además, debido al amplio rango composicional entre el vidrio en inclusiones y la matriz en pómez en ambas ignimbritas, también se propone una mezcla con magmas máficos para la IA y una mezcla con magmas alcalinos para la IT.

1.7.2.1 Composición química de roca y matriz en pómez

La mezcla de magmas queda registrada en los fragmentos de pómez en forma de un bandeamiento (e.g., Andrews y Manga, 2014). El bandeamiento en fragmentos de pómez comúnmente representa un evento de *mingling*, en el cual cada banda contiene diferente composición y textura (e.g., Bardelli et al., 2020). *Mingling* es normalmente asociado con una mezcla de magmas de diferente composición, viscosidad, temperatura y reología, los cuales no se mezclan completamente para formar un producto híbrido (e.g., Blake y Fink, 2000).

Los fragmentos de pómez de la IA contienen bandas de matriz de pómez de color blanca y gris, lo cual representa un evento de *mingling* (e.g., Blake y Fink, 2000; Bardelli et al., 2020). Sin embargo, la composición química es similar entre estas bandas (Tabla 1.1), y pueden ser generadas por dos razones: que las bandas de pómez tengan diferente vesicularidad producto de magmas con distinta viscosidad, y en consecuencia diferente reflexión de la luz, o bien,

que la diferencia de viscosidad de los magmas sea producida por porciones de magma con ligeras diferencias en el contenido de agua, y quizá también de diferentes zonas de la cámara magmática provocando un cambio en el color de la pómez.

Para determinar el proceso magmático de mezcla en la formación de los magmas de IA e IT se compararon las composiciones de matriz en pómez, vidrio de inclusiones, y de roca total de ambas ignimbritas con las muestras de rocas máficas y félsicas del CCA reportadas por Sosa-Ceballos et al. (2018) (Figuras 1.16 y 1.17). Las inclusiones de vidrio representan la composición del líquido magmático cuando ocurrió la cristalización de los minerales (Roedder, 1992; Lowenstern, 1994; Steele-Macinis et al., 2011; Johnson et al., 2018) y en diferentes etapas de la evolución magmática. Conforme van cristalizando las fases minerales, el líquido magmático residual se va empobreciendo de los elementos que cristalizan, por lo que la matriz en pómez registra la composición del líquido magmático desgasificado en el proceso de fragmentación durante la erupción. Entonces, si la composición de matriz en pómez fuera más evolucionada que la composición de vidrio en inclusiones, se podría sugerir que el proceso dominante es la cristalización. Por el contrario, si el vidrio de la matriz en pómez fuera menos evolucionado que el vidrio de las inclusiones (Figura 1.17) indicaría que la mezcla de magmas fue un proceso frecuente.

Por un lado, los resultados de la IA muestran que la matriz de pómez es más evolucionada que el vidrio en inclusiones y la roca total (Figura 1.17). Las tres composiciones forman una tendencia positiva y esto sugiere una secuencia de cristalización (incremento en contenido de sílice y álcalis) o de asimilación de un cuerpo intrusivo. Por otro lado, la composición de roca total es menos evolucionada que el vidrio de la matriz en pómez e inclusiones y esto sugiere que probablemente la evolución de la matriz es producida parcialmente por cristalización, pero para formar la composición de roca total se requiere de la mezcla entre un miembro de composición similar a la matriz en pómez y un miembro máfico.

Las evidencias de mezcla de magmas o calentamiento de IA son las siguientes: primero, las muestras de IA contienen texturas de disolución y fluctuaciones composicionales en fenocristales de piroxeno y plagioclasa (e.g., Sosa-Ceballos et al., 2018); segundo, los fragmentos de pómez de IA contienen inclusiones de vidrio más máficas (inclusión café). Por tanto, la mezcla de magmas se puede modelar entre un miembro máfico de IA con una

composición similar a la que generó las rocas del CVAT y un miembro félsico con la composición de la matriz en pómez (Figura 1.17). Así, la variabilidad composicional que presentan las inclusiones de vidrio de IA (Figura 1.17) sugiere que magmas como los que dominaron en la etapa post-caldera, llegaron en pulsos discretos hasta la cámara magmática como lo reporta Sosa-Ceballos et al. (2018).

Las composiciones de IT indican que la roca total es más evolucionada que el vidrio en inclusiones y la matriz en pómez (tendencia negativa; Figura 1.17). El vidrio de inclusiones y la roca total siguen una secuencia de cristalización, pero no así la matriz en pómez. Si se considerara una secuencia de cristalización, la matriz en pómez debería tener una composición intermedia entre el vidrio de inclusiones y la roca total. Por lo tanto, este comportamiento sugiere una mezcla de magmas que se puede modelar entre un miembro alcalino de composición similar a la matriz en pómez (no reportada antes en rocas del CCA) y un miembro félsico similar a la composición de la roca total.

1.7.2.2 Composición de vidrio en inclusiones y fases minerales

La variabilidad composicional de vidrio en inclusiones y la composición de fases minerales en la IA e IT también sugieren un proceso de mezcla de magmas. Los cristales de plagioclasa de la IA tienen dos tipos de inclusiones con diferente color y composición: cafés y traslúcidas (Figura 1.15). Las inclusiones cafés tienen una composición traquidacítica, mientras que las inclusiones traslúcidas tienen una composición traquidacítica-riolítica (Figura 1.17). Por otro lado, los cristales de cuarzo de la IT tienen inclusiones traslúcidas con composiciones riolíticas (Figuras 1.15 y 1.17). Las composiciones de fases minerales de IA contienen grupos de fenocristales máficos y félsicos (Figura 1.19; Tablas 1.2 y 1.3) y las fases minerales de IT tienen un grupo con feldespatos alcalinos de anortoclasa y sanidino, y otro grupo con plagioclasa rica en sodio de oligoclasa-andesina (Figura 1.19; Tablas 1.2 y 1.3).

Cabe destacar que una porción del depósito de la IT presenta fragmentos de pómez con cristales de cuarzo transparentes y cristales de cuarzo con inclusiones fibrosas de rutilo (Figuras 1.13 y 1.20). El intercrecimiento de filamentos de rutilo dentro del cristal de cuarzo (cuarzo rutilado) se puede formar por la exsolución de un cuarzo saturado en Ti (Cherniak et al., 2007) en donde el rutilo precipita progresivamente cuando disminuye la temperatura y la

presión (Rusk et al., 2011). También puede ser producto de una alteración hidrotermal a baja temperatura con fluidos ricos en titanio (e.g., Ostapenko et al., 2007; Pirajno, 2008; Shulaker et al., 2015). En el CCA se ha reportado la presencia de fluidos hidrotermales con Ti (Sánchez-Córdova, 2021) y se han encontrado, producto de alteración hidrotermal, cristales de anatasa y rutilo en arcillas de caolín en el área de Acoculco (García-Valles et al. 2015; Hernández-Chávez et al., 2021). Por lo que, el TiO_2 encontrado en cuarzos de la IT dentro de los espectros Raman (Figura 1.20) sugiere que los filamentos en los cristales de cuarzo son producto de alteración hidrotermal en la zona. Las composiciones de las inclusiones de vidrio encontradas en cristales de cuarzo con inclusiones fibrosas de rutilo, así como los cristales de cuarzo que las alojan fueron descartados para calcular la presión de atrapamiento del magma debido a que pueden pertenecer a un depósito hidrotermal de baja temperatura y representar xenocristales muestreados por el magma en su camino a la superficie (ver Capítulo 2).

1.7.2.3 Contenido de volátiles ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$) en inclusiones

El contenido de volátiles en inclusiones de la IA y la IT confirma los procesos de mezcla de magmas. La inclusión café de IA es rica en $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, tiene 1500 ppm de CO_2 y 7 wt.% de H_2O (Figura 1.18b), lo cual representa una presión de atrapamiento de aproximadamente 4.5-5 kbar. Esta inclusión tiene una composición traquidácica-dacítica diferente al grupo de inclusiones traslúcidas de composición traquidácica-riolítica. Esto indica que pertenece a un magma más máfico y profundo que el magma de la cámara magmática de IA. Este magma máfico introdujo gases a la cámara magmática, principalmente CO_2 (e.g., Blundy et al., 2010; Mormone et al. 2011). La entrada de CO_2 en un magma saturado en volátiles puede disminuir la solubilidad de H_2O e incrementar la concentración de CO_2 para equilibrar la presión en la cámara magmática. Por esto, las inclusiones de IA se enriquecen gradualmente en CO_2 y disminuyen su contenido de H_2O (Figura 1.18). Este comportamiento indica que la cámara magmática de IA fue inyectada en múltiples ocasiones por magmas similares sin catalizar la erupción. Eventualmente las inyecciones de magma máfico aumentaron la presión de la cámara magmática y catalizaron la erupción. Así, los cristales que alojaban inclusiones ricas en volátiles ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$) fueron introducidos dentro de la cámara magmática de IA. Estos cristales probablemente sean antecristales debido a que pertenecen al mismo sistema

magmático (e.g., Jerram y Martin, 2008). Por otro lado, las inclusiones de IT tienen contenidos de volátiles pobres en H₂O-CO₂ comparados con las inclusiones de IA pobres en CO₂, en donde la mezcla con magmas más máficos no ha sido documentada. También, las concentraciones de H₂O y CO₂ en inclusiones sugieren que las cámaras magmáticas de IA e IT fueron almacenadas a profundidades similares. Lo que sugiere que después del evento de colapso la zona de estancamiento de los magmas se mantuvo.

1.7.3 Condiciones de almacenamiento de los magmas

Las presiones de saturación de las concentraciones de H₂O-CO₂ en inclusiones se calcularon con el modelo VolatileCalc (Newman y Lowenstern, 2002) y la presión de cristalización con el equilibrio químico en anfíboles con el modelo de Mutch et al. (2016). El rango de presiones de anfíboles en ambas ignimbritas se puede dividir en dos grupos: el grupo de anfíboles de la IT (Al^{IV} 0.03 – 0.18) con un rango de presión de 1.8-2.47 Kbar y el grupo de anfíboles de la IA (Al^{IV} 0.11 – 0.18) con un rango de presión de 4.6-5.2 Kbar (Figura 1.22 a y b).

La presión de saturación de H₂O-CO₂ en inclusiones de vidrio de ambas ignimbritas (1.5-2.5 Kbar) y la presión de anfíboles en la IT (1.8-2.47 Kbar) sugieren una zona de almacenamiento somera para las cámaras magmáticas de IA e IT, mientras que la presión de anfíboles de la IA 4.6-5.2 kbar sugiere un reservorio profundo para los magmas que fueron inyectados en la cámara magmática de IA (Figura 1.22b). Considerando en 2800 kg/m³ el promedio de densidad de la corteza en CVTM (Ortega-Gutiérrez et al., 2008) la profundidad de la zona somera se encuentra entre 6-10 km y la cristalización de anfíboles del reservorio profundo está entre 18-20 km. La temperatura de cristalización de la cámara magmática de IA se encuentra entre 950-990 °C y entre 860-960 °C para la cámara magmática de IT. Estas temperaturas se estimaron con el geotermómetro en anfíboles de Ridolfi y Renzulli (2012), y Ridolfi et al. (2010) (Figura 1.22b).

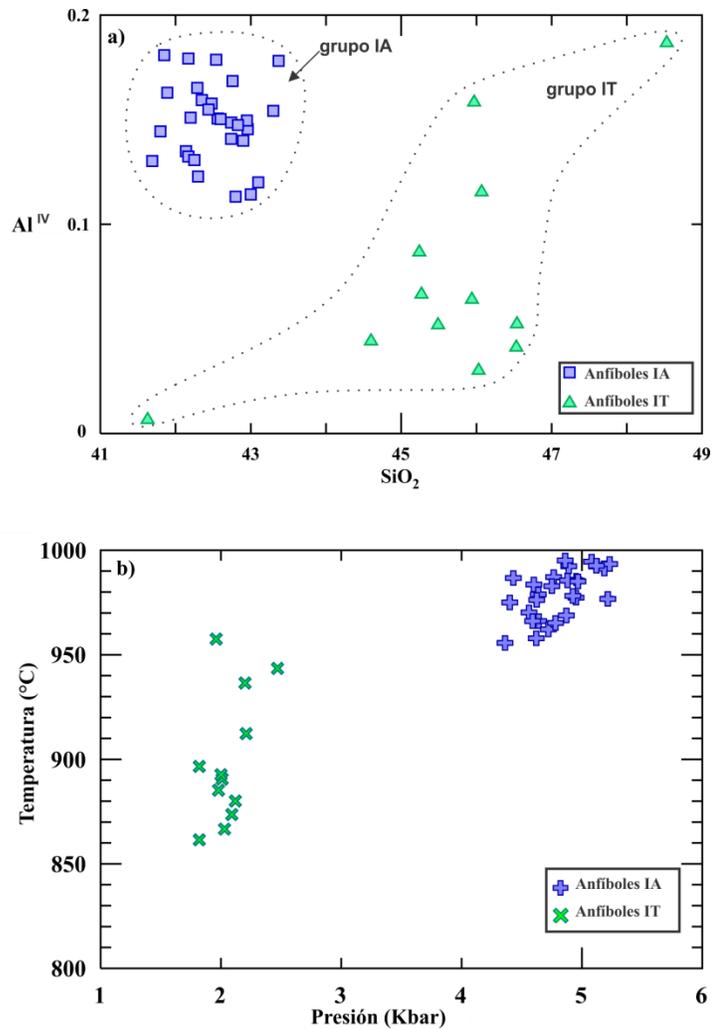


Figura 1.22 Diagrama de las composiciones de cristales de anfíboles. a) el diagrama Al^{IV} vs SiO_2 contiene dos grupos: el grupo IA (con valores de Al^{IV} entre 0.11 – 0.18) y el grupo IT (con valores de Al^{IV} entre 0.03 – 0.18). b) Temperatura de cristalización vs presión de cristalización en anfíboles de IA e IT. Los anfíboles de IA tienen una temperatura de 950-990 °C y los anfíboles de IT tienen una temperatura de 860-960 °C. Los datos muestran dos zonas de almacenamiento. La zona de almacenamiento somero aproximadamente entre 1.5-2.5 Kbar (6-10 km de profundidad) donde se sobreponen con la presión de entrapamiento en inclusiones de IA e IT y anfíboles de IT. La zona profunda alrededor de 5 Kbar (18-20 km de profundidad) donde se encuentran los anfíboles de IA.

Las texturas en cristales de anfíbol (bordes de reacción) permiten observar cómo el sistema magmático responde al ascenso de magma y a procesos de mezcla (DeAngelis et al., 2015). Por ejemplo, los bordes de descompresión o deshidratación ayudan a determinar la rapidez de ascenso del magma (e.g., Browne y Gardner, 2006) y los bordes de calentamiento registran la entrada de un magma caliente a un reservorio (e.g., Ruprecht y Bachman, 2010). Sin

embargo, experimentos de descompresión y calentamiento en anfíboles (Rutherford y Hill, 1993; Rutherford y Devine, 2003; DeAngelis et al., 2015) sugieren que el espesor del borde de reacción y el tamaño de los microlitos en el borde son producto de ambos procesos (descompresión y calentamiento).

Los cristales de anfíbol en ambas rocas (IA e IT) carecen de texturas de disequilibrio como bordes de descompresión o de calentamiento (Figura 1.23), por el contrario, son cristales euhedrales con bordes definidos que sugieren una textura de equilibrio, lo cual señala una rápida descompresión y tiempos de residencia cortos en una cámara magmática donde los cristales de anfíbol no son una fase estable (DeAngelis, et al., 2015). La presión estimada en los anfíboles de la IA (4.6-5.2 Kbar) sugiere que pertenecen a un reservorio magmático profundo que forma parte del magma que se inyectó en la cámara magmática de la IA, y catalizó la erupción sin-caldera. Si los cristales de anfíbol ascendieron de un reservorio profundo y después se mezclaron en la cámara magmática somera, su carencia de bordes de reacción sugiere que ocurrió un evento de mezcla inmediatamente antes de la erupción. Por tanto, se deduce que los cristales de anfíbol no tuvieron tiempo suficiente para formar bordes de disequilibrio o de descompresión.

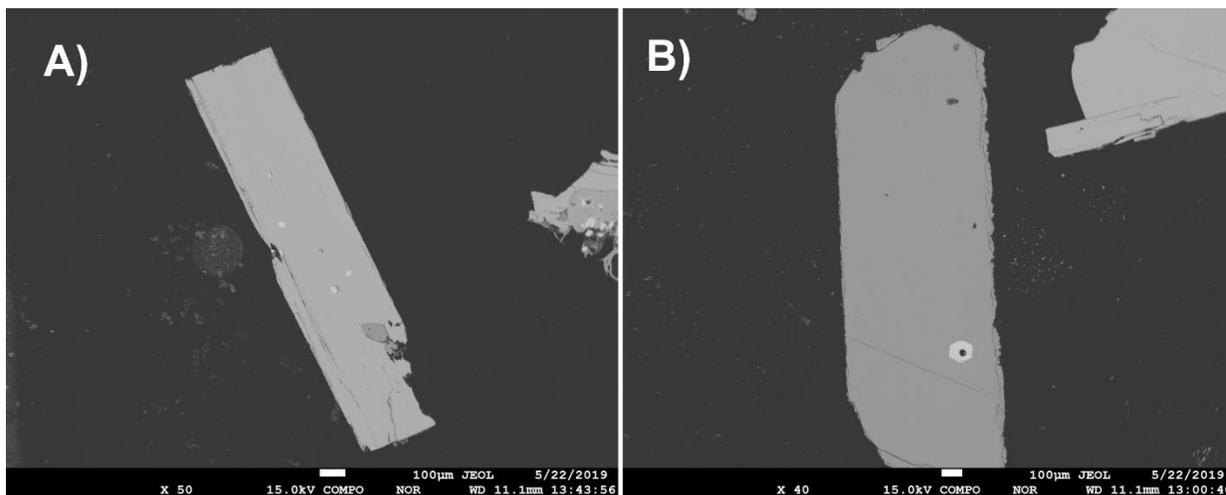


Figura 1.23 Microfotografías de cristales de anfíbol, A) IA y B) IT. Imágenes tomadas con electrones retrodispersados (BSE). En las figuras se muestra que los cristales son euhedrales y no tienen texturas de disequilibrio como bordes de reacción o calentamiento. Estas texturas de equilibrio indican una descompresión repentina y tiempos cortos de residencia en la cámara magmática donde los anfíboles no fueron una fase mineral estable.

El desequilibrio composicional entre los cristales de anfíbol de la IA y el magma residente de la IA demuestra que los cristales ascendieron rápidamente. Para evaluar el equilibrio de los cristales se comparó el coeficiente de partición (Al/Si) del borde de los anfíboles con la composición del vidrio en inclusiones $((Al/Si)_{anfíbol} / (Al/Si)_{vidrio\ inclusión}$; Figura 1.24a). Pichavant et al., (2002) calculó un coeficiente de partición entre cristales de anfíbol y el líquido magmático: $(Al/Si)_{anfíbol} / (Al/Si)_{vidrio} = 0.97 \pm 0.06$. En los cristales de anfíbol y la matriz de pómez de la IA, el coeficiente de partición $(Al/Si)_{anfíbol} / (Al/Si)_{vidrio\ matriz}$ es de 1.48-1.72; cuando se comparan los anfíboles con la composición de la inclusión menos evolucionada (inclusión café 67.6 wt.% SiO₂) el coeficiente de partición $(Al/Si)_{anfíbol} / (Al/Si)_{vidrio\ inclusión}$ es de 0.96-1.12 (Figura 1.24a). Estos coeficientes de partición comparados con el valor de 0.97 calculado por Pichavant et al., (2002), nos permite inferir que los anfíboles de IA no se encontraban en equilibrio con la matriz de pómez, sin embargo, cristalizaron en un magma máfico profundo, diferente a la cámara magmática de IA y pueden ser clasificados como xenocristales debido a que no pertenecen al mismo sistema magmático de IA.

Al igual que los cristales de anfíbol de IA, los cristales de anfíbol de IT pertenecen a un magma diferente. Las composiciones de anfíboles de IT indican que, cuando se compara la composición de anfíboles con la composición de vidrio en inclusiones, el coeficiente de partición $(Al/Si)_{anfíbol} / (Al/Si)_{vidrio\ inclusión}$ es de 0.6-0.8 (Figura 1.24b) lo que sugiere que los anfíboles no están en equilibrio con el líquido magmático (comparando con el coeficiente de partición de 0.97 ; Pichavant et al., 2002). Por lo tanto, los anfíboles de IT pueden ser clasificados como xenocristales debido a que son parte de un magma que fue inyectado y que pudo catalizar la erupción explosiva. Estos cristales de anfíbol registran una presión de cristalización similar a la de las inclusiones de IT (Figura 1.18) sugiriendo que los cristales de anfíbol pertenecen a un cuerpo magmático diferente almacenado a la misma profundidad de la cámara magmática de IA, pero físicamente aislado.

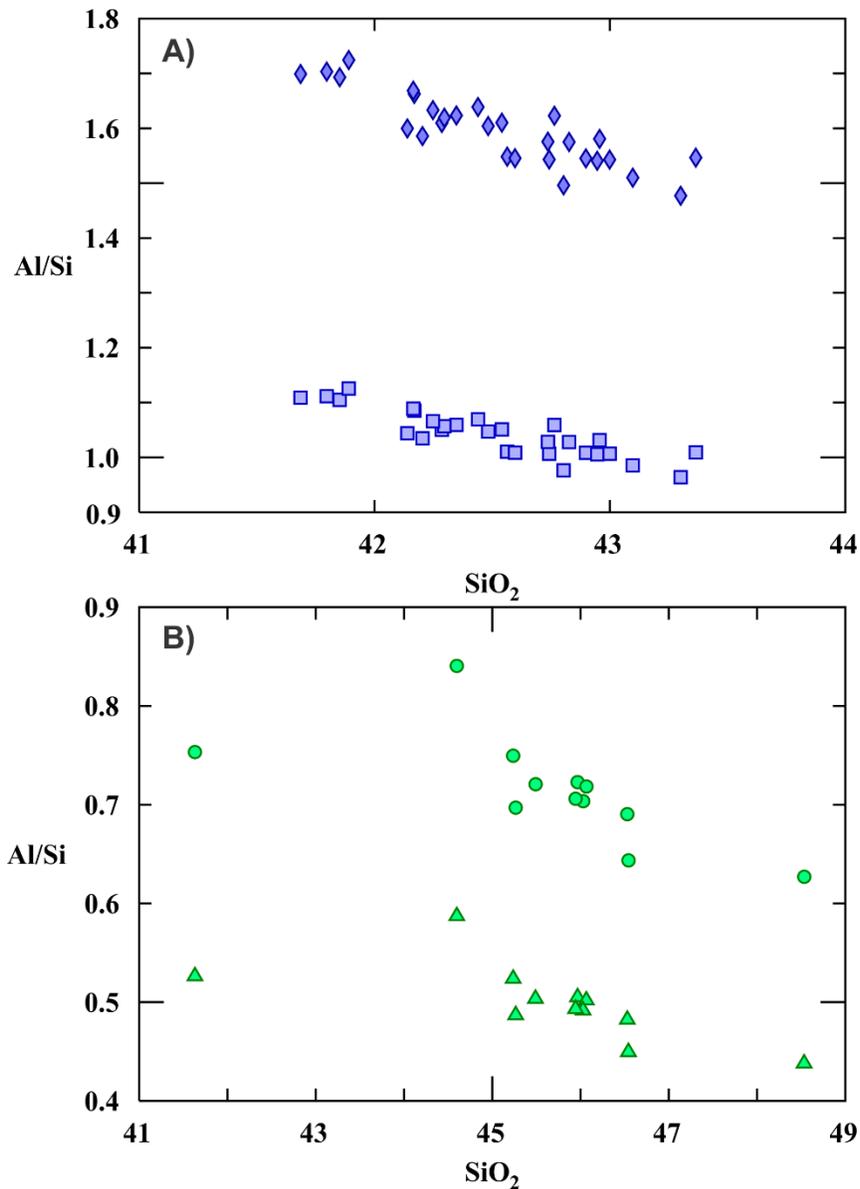


Figura 1.24 Diagramas con los coeficientes de partición de Al/Si de anfíboles, vidrio en inclusiones y matriz en pómez vs SiO₂ (composición en equilibrio calculado por Pichavant et al., (2002) con un coeficiente de partición $(Al/Si)_{anfíbol} / (Al/Si)_{vidrio} = 0.97 \pm 0.06$. A) Comparaciones de la IA: coeficiente de partición $(Al/Si)_{anfíbol} / (Al/Si)_{vidrio\ matriz}$ entre los cristales de anfíbol y la matriz en pómez es de 1.48-1.72 (diamantes azules), lo que nos indica que los anfíboles están en desequilibrio con el magma residente; sin embargo, los cristales de anfíbol parecen estar en equilibrio con el vidrio de inclusiones máficas (inclusión café, 67.6 wt.% SiO₂, cuadrados azules), su coeficiente de partición $(Al/Si)_{anfíbol} / (Al/Si)_{vidrio\ inclusión}$ es de 0.96 – 1.12. Lo anterior indica que los anfíboles pertenecen al magma inyectado en el proceso de mezcla de magmas. B) Composiciones de IT, el coeficiente de partición Al/Si entre anfíboles y vidrio en inclusiones parece estar en desequilibrio, $(Al/Si)_{anfíbol} / (Al/Si)_{vidrio\ inclusión}$ es de 0.6 – 0.8 (círculo verde), de la misma manera, el coeficiente de partición $(Al/Si)_{anfíbol} / (Al/Si)_{vidrio\ matriz}$ entre anfíboles y matriz en pómez es de 0.4 – 0.6 (triángulo verde), esto sugiere que probablemente los anfíboles de IT son parte de un magma inyectado en la cámara magmática de IT y que catalizó la erupción explosiva.

1.7.4 Relación entre la deformación y el sistema magmático en el CCA

La determinación de las presiones de atrapamiento calculadas para los magmas de la IA (sin-caldera) e IT (post-caldera tardía) indican que las cámaras magmáticas se encuentran a una profundidad similar. Esto sugiere que la zona de estancamiento de los magmas ante el evento de colapso no se desplazó hacia arriba o debajo de la cámara magmática colapsada, sino que se mantuvo a la misma profundidad. En donde, se formó la cámara magmática post-caldera tardía (IT), físicamente aislada y generada por un sistema magmático diferente al de los magmas sin-caldera. Por lo tanto, la pregunta fundamental es: ¿qué relación tiene la tectónica local con el emplazamiento de estas cámaras magmáticas y las erupciones de la IA y la IT? Para dar respuesta a esta pregunta, se investigó la relación entre los períodos de deformación reportados por García-Palomo et al. (2018) en el CCA y la zona de estancamiento de los magmas.

Estudios en calderas revelan que los eventos de colapso destruyen parcial o completamente el sistema magmático (Martí and Gudmundsson, 2000; Gudmundsson, 2016) y vacían parcialmente el volumen de la cámara magmática colapsada (e.g., Geshi et al., 2014). El evento de colapso reduce el espacio para el estancamiento de magma, y como consecuencia, el estancamiento y evolución de los nuevos líquidos magmáticos post-colapso se pueden almacenar a una profundidad diferente, o a la misma profundidad que la cámara magmática colapsada, pero físicamente aislados (e.g., Myers et al., 2016; Kennedy et al., 2018). La destrucción del sistema magmático, después del evento de colapso, dificulta el suministro de magma a la cámara magmática colapsada lo que fomenta la inyección de diques a un lado (Martí y Gudmundsson, 2000). Después del evento de colapso el campo de esfuerzos local se modifica generando una zona de compresión a ambos lados de la caldera, lo que fomenta que los diques se transformen en sills y se puedan convertir en una nueva cámara magmática, que, a su vez, eventualmente, puede dar lugar a un nuevo colapso de la caldera como lo menciona Martí y Gudmundsson (2000).

En el modelo propuesto por Martí y Gudmundsson (2000) proponen que los magmas de la cámara magmática colapsada y la nueva cámara magmática tienen un origen común. Sin embargo, en el CCA los magmas sin-caldera (IA) y post-caldera tardía (IT) tienen magmas

de fuentes diferentes. Por lo tanto, proponemos que el evento de colapso destruyó el sistema magmático sin-caldera, alteró y cambió el campo de esfuerzos local en un proceso similar al propuesto por Marti y Gudmundsson (2000). Pero, el evento de colapso trastornó fallas regionales y modificó el campo de esfuerzos permitiendo el ascenso de magma de una fuente diferente a la de los magmas sin-caldera. El nuevo ascenso de magma por un nuevo sistema magmático formó una cámara magmática a una profundidad similar a los magmas sin-caldera. Además, sugerimos que el desarrollo de una zona de transferencia o falla Acoculco (Calcagno et al., 2019) durante las etapas de deformación (e.g., García-Palomo et al., 2018) permitió que los magmas se estancaran en la misma zona de atrapamiento.

En el área del CCA se ha propuesto la formación de zonas de transferencia o fallas laterales como la falla Acoculco (Calcagno et al., 2019; Gómez-Álvarez et al., 2019) debido al campo de esfuerzos extensional regional, en donde el esfuerzo máximo compresivo (σ_1) es horizontal con dirección NW-SE y el esfuerzo mínimo compresivo (σ_3) es vertical (García-Palomo et al., 2018). La zona de transferencia se debe a un ajuste del campo de esfuerzos local generando fallas paralelas a la extensión regional con un movimiento lateral (Calcagno et al., 2019; Gómez-Álvarez et al., 2019) y perpendiculares a las fallas que forman las estructuras de graben y horst. Localmente, en las zonas de transferencia los esfuerzos (σ_3 y σ_1) se desplazan hacia el plano horizontal generando el movimiento lateral en las fallas y produciendo áreas en compresión. En estudios que relacionan el campo de esfuerzos con el ascenso de magma en la corteza indican que el estancamiento de magma ocurre cuando se generan barreras de esfuerzos o zonas de compresión en la corteza, donde (σ_1) es horizontal (e.g., Gudmundsson, 2002; Pérez-Orozco et al., 2018), mientras que las zonas en extensión donde (σ_1) es vertical y (σ_3) horizontal facilitan el ascenso de magma (e.g., Gudmundsson, 2002; Le Corvec, 2013). De esta manera la formación de una zona de transferencia (falla Acoculco) puede generar las condiciones para el estancamiento de magma.

Por lo tanto, proponemos un modelo para la caldera Acoculco que permite explicar la formación de la zona de estancamiento y el ascenso de magma por diferentes sistemas magmáticos. En el CCA, se produjeron tres periodos regionales de extensión (García-Palomo et al., 2018). Durante el primer periodo (Plioceno temprano) se formaron fallas normales que generaron los grabens y horst de dirección NE-SW sobre sistemas de fallas NW y E-W

(García-Palomo et al., 2002, 2018) (Figura 1.25a). El segundo periodo extensional (Plioceno tardío al Pleistoceno temprano; contemporáneo a la formación de la caldera de Acozulco y del Campo Volcánico Apan-Tezontepec) es conocido como un evento dilatacional (García-Palomo et al., 2018). Posiblemente, al inicio de este periodo ocurrió el ascenso de magma calcoalcalino favorecido por la extensión regional desde el reservorio profundo hasta la cámara magmática somera de IA (Figura 1.25a). Debido a que la extensión fue continua posiblemente se pudieron formar fallas lítricas de bajo ángulo ($<30^\circ$) que obstaculizaron el ascenso de magma, o el magma se estancó por inconformidades estratigráficas (e.g., Gudmundsson, 2012) para formar la cámara magmática de IA y el sistema magmático somero de IA (Figura 1.25a). Otra posibilidad es que si la zona de transferencia a lo largo de la falla de Acozulco comenzó a formarse durante este periodo pudo producir un régimen compresivo local que permitió a los magmas acumularse. El ascenso de magma desde la zona profunda a la cámara magmática es confirmado por la presencia de cristales de anfíbol sin bordes de desequilibrio y por inclusiones máficas que indujeron a un evento de mezcla de magmas, causaron exsolución de volátiles, aumentaron la presión, y catalizaron la erupción explosiva de la IA (e.g., Sparks et al., 1977; Thomas et al., 1993), provocando el colapso del techo de la cámara magmática. El evento de colapso destruyó los conductos del sistema magmático de IA debajo de la caldera de Acozulco (Figura 1.25b) y generó un cambio en el campo de esfuerzos local (e.g., Martí and Gudmundsson, 2000).

Después del colapso, se pudieron reactivar estructuras regionales pre-existentes como las estructuras de graben y horst facilitando la descompresión de magma (e.g., Lipman, 1997) a través de nuevos conductos (e.g., Le Corvec et al., 2013), lo que probablemente originó un nuevo sistema magmático por el cual ascendió magma de una fuente diferente a los magmas sin-caldera. Durante el tercer periodo (Pleistoceno tardío al reciente), la deformación extensional en dirección NW-SE (García-Palomo et al., 2018) continuó generando las condiciones de los esfuerzos en zonas de transferencia y causó desplazamientos laterales de las fallas que limitan las estructuras de graben-horst en el área (Figura 1.25b). También, la extensión favoreció el ascenso de magma alcalino y peralcalino, principalmente producido por una fusión parcial de un manto metazomatizado (Sosa-Ceballos et al., 2018) formando el sistema magmático de IT. El magmatismo alcalino ha sido reportado en la parte oriental

del CVTM por Verma (2001; 2016) y Gómez-Tuena et al. (2018) con una edad del Mioceno al reciente relacionado a un proceso de rift.

El ascenso de magma alcalino pudo ocurrir en forma de pulsos continuos durante el segundo y tercer periodo, y fue obstaculizado por la formación de barreras de esfuerzo en la zona de transferencia que produjo la falla Acoculco (e.g., Martí y Gudmundsson, 2000; Gudmundsson, 2002). En la zona de estancamiento los diques se convirtieron a sills para generar la cámara magmática de IT (Figura 1.25c). La inyección de magma alcalino y peralcalino, así como de magma calcoalcalino (CVAT) causaron un proceso de mezcla de magmas que catalizó la erupción explosiva de IT a través de estructuras de dirección NE (e.g., Avellán et al., 2018). Posiblemente, la erupción de la IT fue fisural (e.g., Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003) debido a que durante la evolución de fallas con desplazamiento lateral se desarrollan estructuras *en echelon*, donde localmente se generan fallas normales que pueden alcanzar la cámara magmática, y por tanto facilitar el ascenso y la erupción de magma en superficie (e.g., Sosa-Ceballos et al., 2021). Así, proponemos que el estancamiento de magma de IT ocurrió por la zona compresiva generada por la zona de transferencia, y la erupción de este magma fue facilitada cuando se formaron las fallas normales en las zonas *en echelon*. Proponemos que después del colapso, el campo de esfuerzos local compresivo en la zona de transferencia mantuvo una zona de estancamiento de los magmas. También, después del evento de colapso, el cambio en el campo de esfuerzos sobre fallas regionales y fallas pre-existentes generó las condiciones para el ascenso de magma de una fuente distinta a la de los magmas sin-caldera.

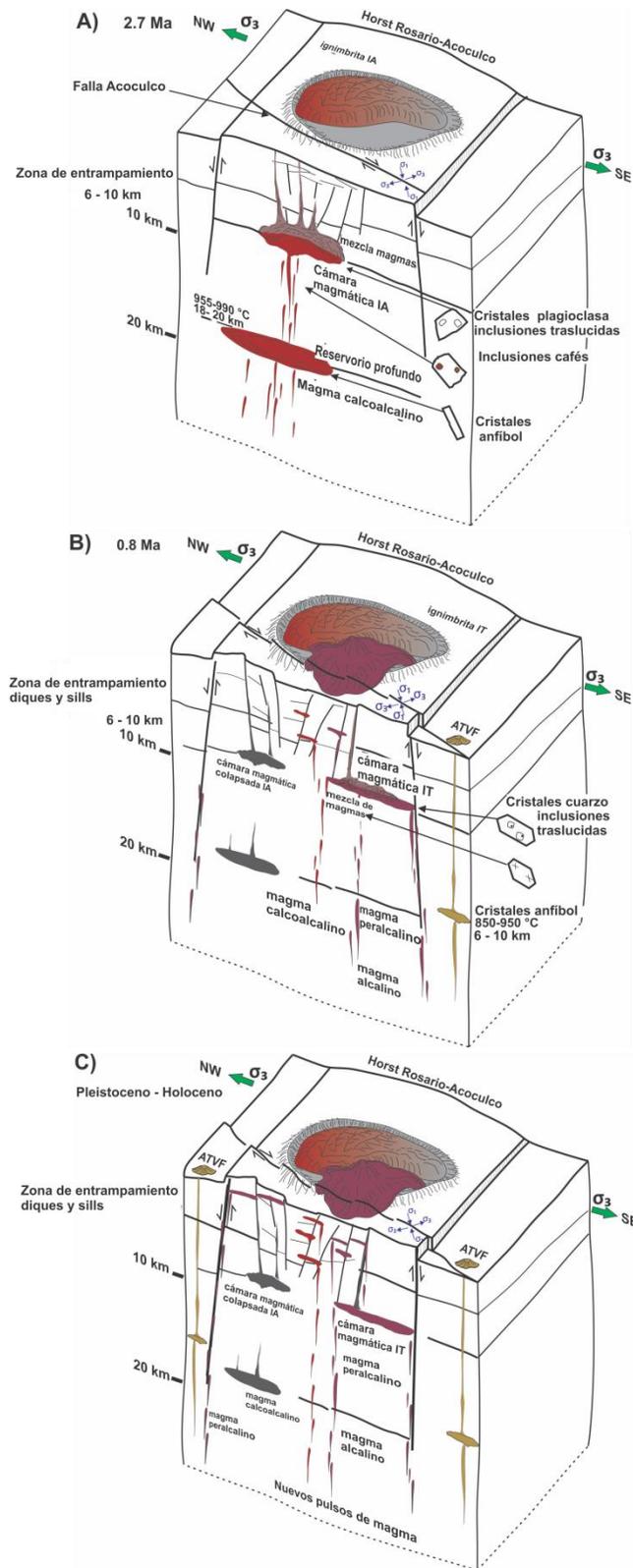


Figura 1.25 El modelo esquemático (sin escala) muestra las etapas de extensión y la formación de los sistemas magmáticos de IA e IT. Las ignimbritas sólo están representadas en superficie. A) el

primer periodo de extensión ocurrió durante el Plioceno temprano y produjo grandes desplazamientos verticales en las fallas de dirección NE-SO de las estructuras de graben y horst. El campo extensional (σ_1 vertical y σ_3 horizontal) promovió el ascenso de magma calcoalcalino. Esta extensión también desarrolló fallas laterales en zonas de transferencia, como la falla de Acoculco (NO-SE). El ascenso de magma fue detenido por una inconformidad estratigráfica o por un campo de esfuerzos local al final de este periodo, zonas locales compresivas ocurren en las zonas de transferencia, en las cuales σ_1 es horizontal. Los diques calcoalcalinos pudieron ser estancados en forma de sills para formar la cámara magmática de IA. La presión de saturación de inclusiones de vidrio y presiones de cristalización en anfíboles sugieren una zona de almacenamiento a aproximadamente 1.5-2.5 Kbar.

B) El segundo evento extensional (Plioceno tardío a Pleistoceno temprano) fue contemporáneo con el emplazamiento de la caldera Acoculco y del CVAT. En esta etapa ocurrió el evento de colapso de IA y la generación del sistema magmático de IA. La extensión favoreció el repentino ascenso de líquido magmático del nivel profundo, donde los anfíboles de IA son estables a la zona de almacenamiento somera (1.5-2.5 Kbar). La rápida descompresión es confirmada por la ausencia de texturas de desequilibrio en anfíboles de IA lo que sugiere el repentino ascenso de magma. El ascenso de este volumen de magma caliente provocó inmediatamente la mezcla de magmas que causó el colapso y la erupción explosiva. El evento de colapso perturbó las fallas y conductos debajo de la caldera Acoculco y de acuerdo con el cambio en el campo de esfuerzos, se crearon nuevos conductos para el ascenso de magma peralcalino de IT. Las composiciones de vidrio en inclusiones de IT indican que estos magmas fueron derivados de un magma distinto a un magma del tipo IA. La zona de estancamiento somero detuvo el ascenso de magma causado por la zona de transferencia, y desarrolló la cámara magmática de IT a 1.5-2.5 Kbar (sugerido por las concentraciones de H_2O-CO_2 en inclusiones de vidrio y presión de cristalización en anfíboles) casi al mismo nivel que la cámara magmática de IA. La inyección de nuevo magma alcalino y peralcalino causó un proceso de mezcla de magmas que catalizó la erupción explosiva de IT a través de estructuras de dirección NE, formando el sistema magmático de IT.

C) El tercer evento extensional ocurrió desde el Pleistoceno tardío al reciente. El régimen extensional fue continuo después del segundo periodo y durante el tercer periodo, lo que causó el desarrollo de estructuras “en echelon” en la falla Acoculco y desplazamientos en las estructuras de graben y horst. La continua extensión favoreció el ascenso de nuevos pulsos de magma, donde desarrollaron una red de intrusiones por encima de la cámara magmática colapsada. Estas inyecciones suministran calor al sistema geotermal del CCA.

1.8 CONCLUSIONES

La química de roca total, química de fases minerales y de inclusiones de vidrio demostraron que los magmas sin y post-caldera no están relacionados genéticamente, sino que pertenecen a fuentes magmáticas diferentes. Los magmas de IA son calcoalcalinos y los magmas de IT son peralcalinos, sus condiciones de almacenamiento (contenido de volátiles H₂O-CO₂ en inclusiones de vidrio) indican que después del colapso, los magmas post-caldera se localizaron a una profundidad similar (1.5-2.5 Kbar; 6-10 km) a la de los magmas sin-caldera. Los resultados de este capítulo fueron publicados en el artículo Pérez-Orozco, J. D., Sosa-Ceballos, G., y Macías, J. L. (2021). “Tectonic and magmatic controls on the evolution of post-collapse volcanism. Insights from the Acozulco Caldera Complex, Puebla, México”. Por la revista *Lithos*.

Las mediciones en los geotermómetros de óxidos de Fe-Ti y anfíbol sugieren que las temperaturas de las cámaras magmáticas se encuentran entre 950-990 °C (IA) y 800-900 °C (IT). Los datos de temperatura y profundidad serán de utilidad para el modelo termal del CCA, ya que por encima de la zona de almacenamiento de los magmas existe un espacio para que nuevos pulsos de magma se puedan entrapar, manteniendo caliente el sistema geotermal del CCA.

Al corregir las composiciones de vidrio en inclusiones por procesos post-atrapamiento, con la química mineral en fenocristales y química de elementos mayores, pudimos confirmar que las cámaras magmáticas de IA e IT se encuentran aisladas entre sí y que fueron generadas por diferentes sistemas magmáticos, además, proponemos que el proceso magmático que modificó a los magmas fue una mezcla de magmas. La mezcla de magmas de composición calcoalcalina máfica formó los magmas de IA, y la mezcla entre magmas de composición calcoalcalina y peralcalina generó los magmas de IT. En ambos casos, el ascenso de nuevos pulsos de magma (que causaron sobrepresión y calentamiento) en la cámara magmática catalizaron las erupciones explosivas.

Por último, se logró relacionar las etapas de deformación con la zona de almacenamiento de los magmas. El análisis realizado indicó que el desarrollo de una zona de transferencia (falla lateral; falla Acozulco), perpendicular al fallamiento normal (NW-SE) que formó las

estructuras de graben y horst, generó las condiciones para el estancamiento de magma (barreras de esfuerzo) en la zona somera. La zona de transferencia se pudo desarrollar durante o antes del evento de colapso. El evento de colapso (sin-caldera) destruyó los conductos y alteró el campo de esfuerzos local (lo que facilitó el ascenso de magma peralcalino y la formación de un nuevo sistema magmático). Debido a que la zona de transferencia fue mantenida después del colapso, provocó el estancamiento de magma post-caldera a una profundidad similar a las de los magmas sin-caldera.

2 CAPÍTULO 2: HIDROXILO EN CRISTALES: PROCESOS SIN Y POST-DEPOSICIONALES DE LA IGNIMBRITA TECOLOQUILLO

ABSTRACT

The objective of the present study was to determine the concentration of hydroxyl (OH⁻) in phenocrysts to identify different populations of phenocrysts in an ignimbrite deposit and characterize their post-depositional processes. The OH⁻ concentration in phenocrysts decreases during the slow cooling of the ignimbrite deposit. Therefore, knowing the content of OH⁻ in phenocrysts helped to determine the syn and post-depositional processes.

We used infrared spectroscopy measurements (FT-IR) to calculate the OH⁻ content in quartz and feldspar phenocrysts from five vertical zones of the Tecoloquillo ignimbrite (IT) in the calderic complex of Acoculco. The FT-IR technique allowed us to identify both the structural substitutions between cations and the OH⁻ content. We classified populations of phenocrysts (quartz and feldspars) according to their OH⁻ content.

The results indicated that IT has two groups of phenocrysts: a dehydrated group and a hydrated group. The dehydrated group (feldspars and quartz), found at all vertical zones, shows an absence of OH⁻ because it does not contain absorbance peaks in the OH region. The hydrated group, located in the intermediate zone, contains quartz phenocrysts with rutile inclusions. These crystals have an absorbance peak in the infrared band 3595 cm⁻¹ (1.2 to 5.6 ppm OH⁻) related to hydrothermal alteration.

The process proposed to describe the deposit of the IT was the progressive aggradational model, in which during the IT eruption sampled a horizon of phenocrysts with hydrothermal alteration. Hence, the phenocrysts had different initial OH⁻ content and, in both groups, the same post-depositional cooling time and, therefore, the same OH⁻ diffusion time. Subsequently, we made a model to determine the emplacement temperature of the IT and the cooling time. The results indicated that the temperature range is between 350 ° C-429 ° C with a cooling time of 7-8 days.

We concluded that the the slow cooling after deposition was the essential process by which phenocrysts suffered OH⁻ diffusion. However, due to the lack of OH⁻ diffusion studies in

quartz, we can not exclude the influence of degassing by a fissural eruption or a mixture of magmas because those are processes where a chemical gradient potential would be generated causing the loss of structural OH⁻ in the crystals.

RESUMEN

El objetivo del presente estudio fue determinar la concentración de hidroxilo (OH^-) en fenocristales para identificar diferentes poblaciones de estos en un depósito ignimbrítico y caracterizar sus procesos post-deposicionales. La concentración de OH^- en fenocristales disminuye gradualmente por el enfriamiento lento que ocurre después de que se forma un depósito, por tanto, conocer el contenido de OH^- fue de utilidad para determinar los procesos sin y post-deposicionales. Para esta investigación se usaron las mediciones de espectroscopia de infrarrojo (FT-IR) para calcular el contenido de OH^- en fenocristales de cuarzo y feldespatos de cinco zonas de la ignimbrita Tecoloquillo (IT) en el Complejo Caldérico de Acoculco. La técnica de FT-IR permitió identificar tanto las sustituciones estructurales entre cationes en un mineral como el contenido de OH^- y mediante éste se clasificaron poblaciones de fenocristales. Los resultados indicaron que la IT tiene dos grupos de fenocristales: un grupo deshidratado y otro grupo hidratado. En el grupo deshidratado (feldespatos y cuarzos), que se encuentra en todas las zonas de la IT, hay ausencia de OH^- . El grupo hidratado se encuentra en el nivel intermedio de la IT, a este grupo lo conforman fenocristales de cuarzo con inclusiones fibrosas de rutilo que tienen un pico de absorbancia en la banda de infrarrojo de 3595 cm^{-1} (1.2 a 5.6 ppm OH^-), la cual está relacionada a alteración hidrotermal. Se propone un modelo agradacional progresivo, producto de un solo evento eruptivo, para describir el proceso que depositó a la IT. Esto sugirió que la erupción de la IT extrajo fenocristales con alteración hidrotermal de rocas emplazadas cerca de la superficie. Se infirió que los fenocristales tuvieron distinto contenido de OH^- estructural inicial y, en ambos grupos, el mismo tiempo de enfriamiento posterior al depósito y el mismo tiempo de difusión de OH^- . Posteriormente realizamos un modelo para determinar la temperatura de emplazamiento de la IT y el tiempo de enfriamiento. Se obtuvo que la IT se emplazó con una temperatura de entre 350°C - 429°C con un tiempo de enfriamiento de 7-8 días. Dado lo anterior, se concluyó que el principal proceso por el cual los fenocristales sufrieron difusión de OH^- fue el enfriamiento lento que ocurrió después de su deposición, sin embargo, debido a la falta de estudios de difusión de OH^- en cuarzos no se puede descartar la influencia de una desgasificación producto de una erupción fisural o inclusive por una mezcla de magmas, ya que todos éstos son procesos donde se generaría un gradiente de potencial químico que provocaría la pérdida de OH^- estructural en los cristales.

2.1 INTRODUCCIÓN

Este capítulo tiene como objetivo principal determinar el contenido de hidroxilo (OH^-) en fenocristales para clasificar poblaciones de cuarzo y feldespato en la ignimbrita Tecoloquillo (IT), en el Complejo Caldérico de Acoculco (CCA). Además, conocer la historia de enfriamiento y los procesos pre y post-deposicionales del depósito ignimbrítico,

El agua en forma de OH^- en minerales nominalmente anhidros (MNAs), como fenocristales de feldespatos y cuarzo (Anderson et al., 2000; Johnson, 2006; Johnson y Rossman, 2004) es incorporado en la estructura cristalina (por lo que también es llamado OH^- estructural). La incorporación de OH^- se da por una sustitución de una carga balanceada en la estructura del tetraedro de silicio. La sustitución más abundante es la sustitución llamada hetero-electrónica de la forma $\text{M}^{3+} + \text{M}^+ = \text{Si}^{4+}$, donde M^{3+} son cationes trivalentes (Al^{3+} , Fe^{3+} , B^{3+}) y M^+ son cationes monovalentes (Li^+ , Na^+ , K^+ , y H^+). De esta forma el H^+ es incorporado en la estructura del tetraedro de silicio donde se une a los átomos de oxígeno para formar el OH^- . También, el H^+ puede sustituir directamente al Si en la sustitución llamada hidrogranate o $4\text{H}^+ = \text{Si}^{4+}$ (Kats, 1962; Müller y Koch-Müller, 2009; Biró et al., 2017; Pálos et al., 2019; Potrafke et al., 2019). Estas sustituciones son controladas por parámetros fisicoquímicos como la presión, temperatura, composición, fugacidad de agua o procesos de difusión de H^+ (Potrafke et al., 2019). El contenido de OH^- fue determinado usando la técnica de espectroscopía de infrarrojo (FT-IR) que es una herramienta que permite medir el contenido de OH^- en la estructura de los cristales, donde a cada sustitución como $\text{Si}^{4+} = \text{Al}^{3+} + \text{H}^+$, o $\text{Si}^{4+} = 4\text{H}^+$ le corresponde un número de onda específico (Kats, 1962; Aines y Rossman, 1984; Rovetta et al., 1989; Baron et al., 2015; Frigo et al., 2016; Biró et al., 2017; Potrafke et al., 2019). Biró et al., (2017) y Pálos et al., (2019) establecen que la disminución en la concentración de OH^- en MNAs (dentro de depósitos ignimbríticos) representa la pérdida de OH^- por difusión de H^+ a una alta temperatura de emplazamiento con un enfriamiento lento; por el contrario, la concentración de OH^- es retenida por un enfriamiento rápido.

Los estudios de difusión de OH^- en MNAs son limitados y existen pocos datos al respecto, lo que genera interpretaciones variadas acerca del origen de la concentración de OH^- en estos cristales. Los trabajos publicados sugieren que el tiempo de difusión de hidrógeno en los cristales de cuarzo va desde horas hasta días (e.g., Myers et al., 2018). Recientemente, la disminución de concentración de OH^- en fenocristales de cuarzo ha sido relacionada con el

último evento de la fase eruptiva, después de la fragmentación y ascenso de magma a superficies, y los autores sugieren un rango de 16 minutos a 2.4 horas (Jollands et al., 2020). Es notorio que la concentración de OH^- en fenocristales requiere de más estudios y datos que permitan realizar una interpretación precisa de su contenido.

Para este capítulo se usaron las mediciones de FT-IR en fenocristales de cuarzo y feldespato para calcular su contenido de OH^- y determinar los procesos sin y post-deposicionales. Se abordan las descripciones de los procesos que pueden influir en la pérdida por difusión de OH^- en los fenocristales. También, se presenta un modelo que estima una temperatura de emplazamiento para la IT mediante el cálculo del tiempo de difusión OH^- en fenocristales y del tiempo de enfriamiento del depósito.

2.2 HIPÓTESIS Y OBJETIVOS

Hipótesis:

- En depósitos ignimbríticos hay diferentes poblaciones de fenocristales que pueden pertenecer a la cámara magmática, a reservorios magmáticos someros, o a zonas con alteración hidrotermal. Estos fenocristales son incorporados durante el ascenso de magma a superficie, y se pueden distinguir en función de su contenido de OH⁻ estructural.
- La temperatura de emplazamiento del depósito ignimbrítico puede ser estimada por la disminución de la concentración de OH⁻ desde el centro al borde en cristales de cuarzo de la IT.

Objetivos:

- Determinar la concentración de OH⁻ en los cristales de cuarzo y feldespato de la IT.
- Estimar el tiempo de difusión que tardaron los cristales en perder su OH⁻ estructural.
- Determinar la temperatura de emplazamiento y el tiempo de enfriamiento de la IT a partir del tiempo de difusión de H⁺ en los fenocristales de la IT.
- Interpretar los procesos petrológicos por los cuales se formaron los diferentes grupos de cristales OH.

2.3 MATERIALES Y MÉTODOS ANALÍTICOS

2.3.1 Localización de las muestras

El área de estudio se encuentra dentro del CCA, la descripción y estratigrafía de la IT se describe en la sección 1.6.1.2, capítulo 1. Para el análisis de OH⁻ en cristales se dividió a la IT en 5 zonas (Figura 2.1). Se consideró una distancia aproximada de 15 m de separación entre la base y la primera zona y, de igual forma, 15 m de separación de la cima a la última zona. Las zonas se encuentran dentro de los tres niveles de la IT (inferior, medio y superior) y están separadas entre sí por 30 m de altura.

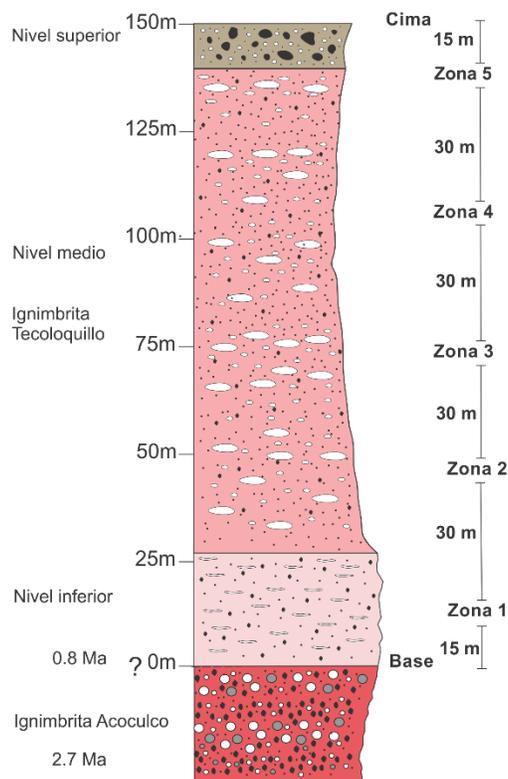


Figura 2.1 Columna estratigráfica de la ignimbrita Tecoloquillo, y ubicación de las 5 zonas de muestreo. Figura modificada de la figura 1.13 del capítulo 1.

2.3.2 Preparación de muestras para medir el contenido de hidroxilo

Para determinar el contenido de OH^- en fenocristales se seleccionaron fragmentos de pómez de las 5 zonas. Los fragmentos de pómez fueron triturados, la muestra triturada fue tamizada, posteriormente se seleccionó la muestra del tamiz No. 18 (1 mm de apertura) de donde se separaron fenocristales de cuarzo y feldespato manualmente mediante un microscopio óptico. Los fenocristales fueron preparados en el Laboratorio de Petrografía (LP) del IGUM, se montaron sobre una gota de epoxy UV, se desbastaron por ambos lados (superior e inferior) para descubrir de epoxy al cristal y se pulieron para formar láminas (Figura 2.2 a y b). Las láminas se lavaron en baño de ultrasonido para quitar impurezas del proceso de pulido.

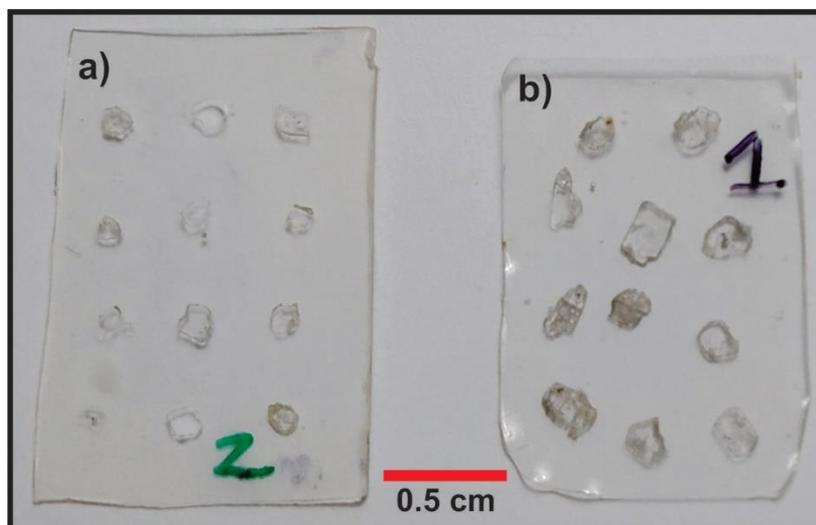


Figura 2.2 Preparación de muestras, a) fenocristales de cuarzo y b) fenocristales de feldespato en forma de láminas.

2.3.3 Métodos analíticos

2.3.3.1 Análisis de hidroxilo en cristales por medio de FT-IR

La espectroscopía de infrarrojo es particularmente útil para determinar el contenido de “agua” en MNAs (Kovacs, 2008) debido a que puede identificar y caracterizar el hidroxilo (OH^-), hidrógeno estructural (H^+), y agua molecular (H_2O) en inclusiones y microinclusiones (Stenia, 2004). La técnica analítica del FT-IR se explica con más detalle en la sección 1.5.3.2, capítulo 1. Las diferentes sustituciones en donde el H^+ puede entrar en la estructura del tetraedro de silicio tienen una longitud de onda característica en el espectro de infrarrojo de absorción conocida como la región OH ($3000\text{-}3700\text{ cm}^{-1}$). Por ejemplo, la sustitución en cristales de cuarzo de $\text{Al}^{3+} + \text{H}^+$ por Si^{4+} (referida como Al-OH estructural) es responsable de generar tres bandas 3310 , 3378 , y 3420 cm^{-1} (Aines y Rossman 1984). La sustitución de Li-OH desarrolla bandas de absorción en el rango de $3470\text{-}3482\text{ cm}^{-1}$ (Baron et al., 2015), la banda 3595 cm^{-1} está relacionada a la sustitución $\text{B}^{3+} + \text{H}^+$ por Si^{4+} (Müller and Koch-Müller 2009), la banda 3585 cm^{-1} se le asigna a la sustitución de hidrogranate ($4\text{H}^+ = \text{Si}^{4+}$) que ha sido identificada en cuarzos sintéticos (Rovetta 1989).

El procedimiento para determinar la concentración de OH⁻ en cristales por medio de FT-IR se describe en la figura 2.3. Para determinar la concentración OH⁻ en MNAs (feldespato y cuarzo en IT), se utilizó el equipo Thermo Scientific FT-IR Nicolet iS50 del Laboratorio de Microanálisis (LMa) del CEMIE-Geo en el IGUM, UNAM. Se seleccionaron 30 fenocristales de cuarzo y 30 fenocristales de feldespato de cada zona de la IT sumando un total de 300 fenocristales. Las láminas fueron limpiadas con etanol y alcohol para eliminar agua o impurezas del proceso de pulido. El análisis se realizó en fenocristales no orientados (e.g. Qui et al., 2018) expuestos y libres de epoxy, en áreas libres de vidrio de matriz, inclusiones, minerales accesorios y fracturas siguiendo el método de Biró et al. (2017). Se utilizaron los siguientes parámetros: luz no polarizada, resolución de 4 cm⁻¹ a 64 scans, apertura rectangular de 25 x 25 μm en un rango espectral de 400 a 4000 cm⁻¹, transmitancia, compensación atmosférica y el espectro resultante en absorbancia. La medición de los fenocristales se llevó a cabo con una temperatura ambiente de 21 °C para descartar la incorporación de ruido por humedad.

Para obtener el espectro de infrarrojo o de absorción de los fenocristales, primero se obtuvo el espectro de fondo o blanco anhidro de KBr y después se enfocó el área de interés. Los espectros recabados fueron procesados con el software OMNIC Spectra. Se realizó una corrección del background en cada espectro usando la corrección polinomial de línea base “*baseline automatic correction*” y la herramienta “*smoothing*” con el software libre Spectragryph.

Los espectros de infrarrojo de fenocristales de cuarzo y feldespato fueron inspeccionados en la región OH (Figura 2.4). Los espectros que mostraron picos de absorbancia en la banda 3550 cm⁻¹ se descartaron ya que esta banda está relacionada con agua molecular y satura el espectro además de cubrir las posibles bandas con intercambio de H⁺ y OH⁻. Posteriormente, se identificó la longitud de onda del pico de absorción de los espectros la región OH⁻ y se calculó el área bajo el pico con la herramienta “*área*” del software OMNIC *spectra*. La banda de infrarrojo donde se visualiza el pico se comparó con las sustituciones reportadas en la literatura recopilada (Götze et al., 2001; Johnson, 2005; Müller y Koch-Müller, 2009; Hamada et al., 2011; Stalder y Konzett, 2012; Baron et al., 2015; Protafke et al., 2019) para identificar la sustitución de H⁺ más un catión por Si⁴⁺ en el tetraedro de silicio.

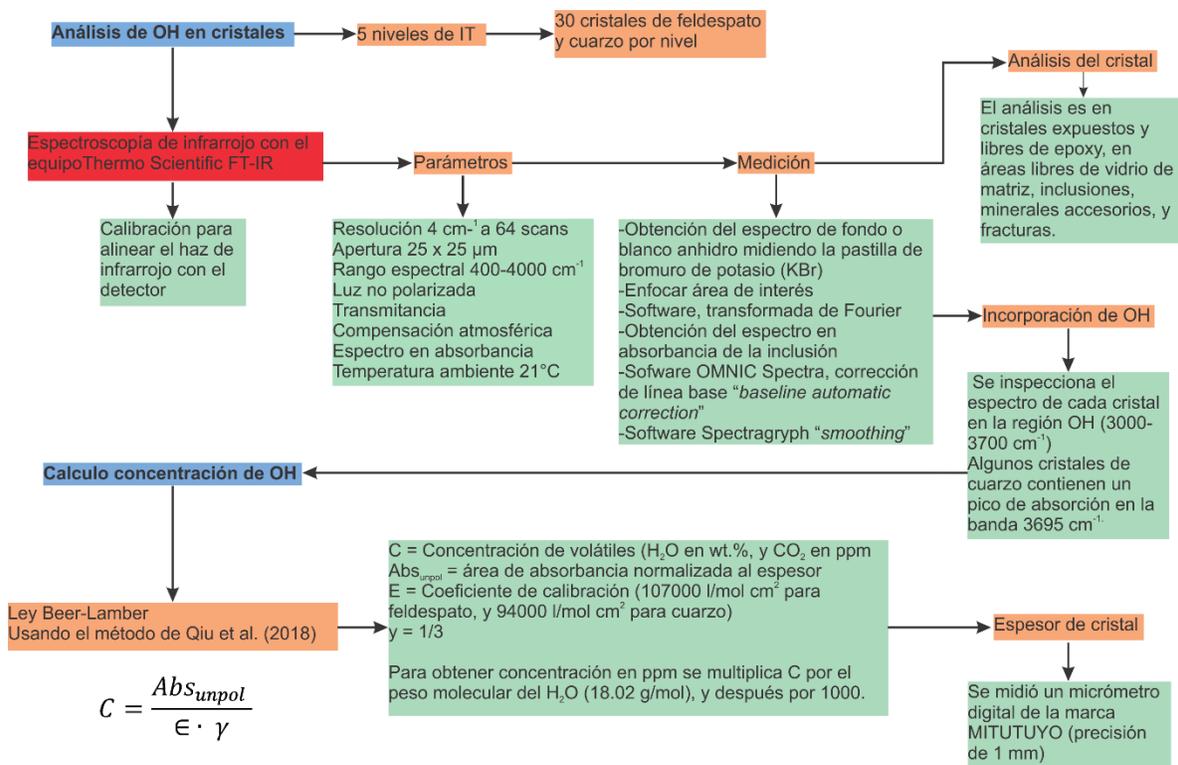


Figura 2.3 Procedimiento para el análisis cristales por medio de FT-IR y el cálculo de la concentración de OH⁻ en cristales.

2.3.3.2 Cálculo de la concentración de hidroxilo en cristales

El contenido de OH⁻ (OH ppm) en fenocristales se calculó usando el método de Qiu et al. (2018) acorde a la ley de Beer-Lambert:

$$C = \frac{Abs_{unpol}}{\epsilon \cdot \gamma}$$

donde, “C” es la concentración, “Abs_{unpol}” es el área de absorbancia (Figura 2.4) con luz no polarizada normalizada al espesor del cristal, “ε” es el coeficiente de calibración para la composición de cada cristal, 9400 ± 20000 l/mol·cm² para cuarzo y 107000 ± 5000 l/mol·cm² para los feldespatos (Thomas et al., 2009, Johnson and Rossman, 2003), y “γ” es un valor

constante de 1/3. Para obtener el valor de “C” se multiplica por el peso molecular del agua (18.02 g/mol) y después por 1000 para convertirla en ppm.

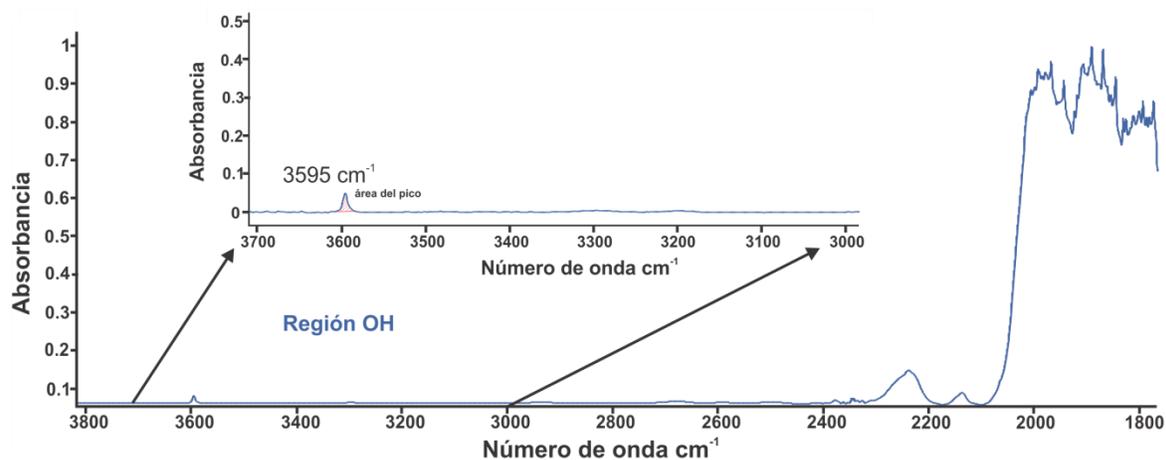


Figura 2.4 Espectro de infrarrojo de un cristal de cuarzo entre las bandas 1800 – 3800 cm^{-1} . Se muestra un acercamiento a la región OH entre las bandas 300 – 3700 cm^{-1} , donde se observa un pico de absorbancia que indica la presencia de OH^- en el cristal. Para obtener la concentración de OH^- se calcula el área bajo el pico.

2.3.4 Modelo de enfriamiento de la ignimbrita Tecoloquillo y de la difusión de hidroxilo en cristales de cuarzo

2.3.4.1 Cálculo del enfriamiento y tiempo de difusión en cristales de cuarzo

La difusión en cristales se produce cuando la concentración de un componente no es uniforme en un sistema y genera un gradiente de potencial químico (Crank 1975; Zhang, 2010), es decir, provoca que el movimiento de moléculas ocurra desde donde se encuentra la mayor concentración hacia la menor. Este movimiento de moléculas es llamado difusión (e.g., Powell, 1978). Por ejemplo, la disminución de concentración de OH^- en minerales nominalmente anhidros (como cuarzo) en un sistema volcánico ocurre cuando existe un gradiente de potencial químico de hidrógeno que depende de la presión, temperatura y actividad de hidrógeno (Kats, 1962; Kronenberg et al., 1986; Biró et al., 2017).

El factor principal que afecta la difusión de hidrógeno en cristales de cuarzo es el cambio de la temperatura en un depósito ignimbrítico (Biró et al., 2017). La tasa de enfriamiento o disminución de calor de la ignimbrita con el tiempo (velocidad de enfriamiento) es controlado

por la difusividad térmica (D). El valor de D, también conocido como coeficiente de difusión, es la relación entre la conductividad térmica y la capacidad calorífica por la densidad (Eppelbaum et al., 2014).

La temperatura de emplazamiento (T_e) se estimó con el modelo de Trolese et al., (2019). Este modelo sugiere que la temperatura inicial de los flujos piroclásticos se correlaciona linealmente al porcentaje de masa colapsada de la columna eruptiva. También, menciona que la disminución de la temperatura ocurre por la entrada de aire atmosférico durante el colapso de la columna eruptiva. Es decir, en un bajo volumen de colapso de la columna eruptiva (entre 10-50 %, con una altura mayor de 2 km) la temperatura eruptiva desciende cerca de 26-45 %, sugiriendo una entrada de aire eficiente dentro de la región de chorro (*jet region*) y generando ignimbritas no soldadas. Trolese et al. (2019) menciona que las ignimbritas de gran volumen ($>1000 \text{ km}^3$), que se encuentran principalmente soldadas, están caracterizadas por un alto volumen de colapso ($>50 \%$) y con alturas de colapso de la columna eruptiva menores de 2 km, lo cual genera una disminución en la temperatura eruptiva inferior al 26 % permitiendo tener altas temperaturas en el flujo piroclástico y generando soldamiento en el horizonte ignimbrítico. También, sugiere que la disminución de temperatura está relacionada con una mezcla de aire atmosférico durante el colapso y la entrada adicional de aire en la *jet region*. Cuando ocurre el colapso de la columna eruptiva, la temperatura del flujo piroclástico tiene una disminución de decenas de grados (comparada con la temperatura de emplazamiento del flujo piroclástico) lo que indica que las ignimbritas pueden ser térmicamente estables durante el transporte.

La T_e se estimó para una temperatura con una disminución máxima de 45 %, mínima de 26 % y un valor intermedio de 35 % del modelo de Trolese et al., (2019) de la temperatura eruptiva de $740 \pm 40 \text{ }^\circ\text{C}$ calculada con composiciones de óxidos de Fe-Ti en la IT (sección 1.6.5.4). Para determinar el enfriamiento del depósito se usó la ecuación de Wallace et al., (2003), ya que con este modelo se puede estimar la disminución de temperatura con respecto al tiempo $T(z, t)$ para ciertos niveles por encima de la base del depósito:

$$T(z, t) = T_{atm} + \frac{T_p - T_{atm}}{2} \cdot \left[\operatorname{erf} \frac{Z_1 - Z}{\sqrt{4Kt}} + 2\operatorname{erf} \frac{Z}{\sqrt{4Kt}} - \operatorname{erf} \frac{Z_1}{\sqrt{4Kt}} \right] + \frac{T_g - T_{atm}}{2} \cdot \left[\operatorname{erf} \frac{Z_1 + Z}{\sqrt{4Kt}} - \operatorname{erf} \frac{Z_1 - Z}{\sqrt{4Kt}} \right]$$

donde $T(z, t)$ es la temperatura del depósito a una altura con respecto a la base y a un tiempo dado t (s). T_p es la temperatura de emplazamiento o la temperatura inicial de depósito o de la ignimbrita, T_{atm} es la temperatura atmosférica (15 °C), T_g es la temperatura del piso donde se deposita la ignimbrita (10 °C), Z_1 es el espesor del depósito, Z es la diferencia entre la altura del límite superior y el límite inferior del nivel de interés por encima de la base del depósito, y K es la difusividad térmica que se mantiene constante durante el enfriamiento. El enfriamiento de la IT fue estimado para intervalos de tiempo de 200 s (e.g., Biró et al., 2017) en el nivel intermedio de la ignimbrita ($Z_i - Z = 50$ m).

En la IT no se midió un valor para la difusividad; sin embargo, se aproximó mediante el modelo numérico de Riehle et al., (1995) y con la ecuación de la difusividad térmica usando datos de las propiedades termales de ignimbritas (e.g., Eppelbaum et al., 2014) y de ignimbritas de la región de Acoculco (Canet et al., 2015). El modelo de Riehle et al., (1995) relaciona a la difusividad con la porosidad, con la composición del vidrio y con la temperatura. La porosidad es inversamente proporcional a la difusividad, es decir, cuando la porosidad aumenta, la difusividad decrece, por ejemplo: la difusividad de un vidrio riolítico con 10 % de porosidad es 0.0050 cm²/s, y a 60 % de porosidad, la difusividad es 0.0038-0.0042 cm²/s. Por otro lado, la difusividad también varía con la temperatura y la compactación, por ejemplo: una ceniza riolítica que tiene 60 % de porosidad, a una temperatura de 700 °C, tiene una difusividad de 0.0041 cm²/s. Después de la compactación se reduce su porosidad a 10 %, la temperatura a 500 °C, y la difusividad incrementa a 0.0046 cm²/s. Para el nivel intermedio no soldado de la IT, suponiendo una porosidad de aproximadamente 60 % y una temperatura de emplazamiento entre 400-500 °C, se puede estimar una difusividad térmica de aproximadamente 0.004 cm²/s.

Canet et al. (2015) calcula la difusividad de sus muestras para un pozo de exploración en el área de Acoculco con la siguiente ecuación:

$$d = \frac{\lambda}{pc}$$

donde d es la difusividad térmica, p es la densidad, c es la capacidad calorífica y λ representa la conductividad térmica. Las densidades de las muestras en el trabajo de Canet et al. (2015) se encuentran entre 2120-2700 kg/m³. Los valores de conductividad térmica (1.65 W/mK) y capacidad calorífica (840 J/KgK) son obtenidos de Eppelbaum et al. (2014) que obtuvo estos valores de la medición en rocas ignimbríticas de composición riolítica. Dentro de estas muestras existe una ignimbrita con alteración argílica a 100 m de profundidad, a ésta le corresponde una difusividad de aproximadamente 0.008 cm²/s.

Debido a que las variables para determinar el valor de D varían entre los dos modelos anteriores, y por otra parte se desconoce la específica para la IT, podemos considerar que el valor de la difusividad para la IT puede tener un valor máximo de 0.008 cm²/s y un valor mínimo de 0.004 cm²/s. De esta manera se calculó el enfriamiento con tres diferentes difusividades: 0.004 cm²/s (D1), 0.008 cm²/s (D2) y un valor intermedio de 0.006 cm²/s (D3). Estas difusividades fueron usadas para conocer el enfriamiento de las temperaturas de emplazamiento.

Para determinar cuál de las T_e tuvo la IT, primeramente, se calculó el tiempo de difusión en los fenocristales de la IT. En la IT se encontraron dos grupos de fenocristales: deshidratados e hidratados; sus concentraciones de OH⁻ características son mostradas en la sección de resultados 2.4.1. Debido a que los fenocristales hidratados tienen un perfil de difusión, se estimó el tiempo que les tomaría perder su concentración de OH⁻ desde el centro al borde del cristal. Para esto, se hicieron tres consideraciones: a) el tiempo de difusión en el cual los cristales del grupo hidratado abatieron su concentración OH⁻ a cero (en la literatura, las concentraciones en ppm de OH⁻ se encuentran representadas hasta un orden de 10⁻¹, por lo que el valor de 0.049 redondeado a un decimal se consideró como cero), b) la pérdida por difusión de OH⁻ en cristales de cuarzo prácticamente se detiene a una temperatura de 200-100 °C donde el coeficiente de difusión es $<1.2 \times 10^{-17}$ m²/s, debido a esto, la disminución de OH⁻ es depreciable (Biró et al., 2017; Jollands et al., 2020), y c) la difusión de OH⁻ en el cristal comienza cuando la ignimbrita se deposita (e.g., Biró et al., 2016; 2017).

Para calcular la disminución de concentración OH⁻ en los cristales de cuarzo durante el enfriamiento de la IT se usó la ecuación de difusión de Ingrin et al. (1995) usada por Biró et al. (2017):

$$C_{av} = \frac{8C_0}{\pi^2} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{(2n+1)^2} \exp\left(-\frac{Dt(2n+1)^2\pi^2}{4L^2}\right)$$

Con esta ecuación se puede observar que la concentración promedio (C_{av}) está afectada por el valor de D (m^2/s), el tiempo t (s) y el promedio del diámetro del cristal (m). El diámetro se determinó para cada cristal usando un microscopio óptico. Se calculó la disminución de concentración para intervalos de tiempo de 200 s (e.g., Biró et al., 2017) con el enfriamiento de las diferentes temperaturas de emplazamiento. Los coeficientes de difusión se determinaron extrapolando los valores de difusión calculados en cristales de cuarzo a diferentes temperaturas por Kats (1962) y Kronenberg et al., (1986).

El enfriamiento para cada una de las temperaturas de emplazamiento a diferente difusividad térmica se usó para calcular la disminución de OH^- en los cristales hidratados. Entonces, cuando la disminución de concentración de OH^- alcanzó una concentración de cero y ésta se encontró a una temperatura de enfriamiento de aproximadamente $100\text{ }^\circ\text{C}$ para una o varias T_e con diferente D , se consideró como el rango de temperatura en el cual la ignimbrita se depositó o la temperatura de emplazamiento que tuvo la IT.

2.4 RESULTADOS

2.4.1 Concentración de hidroxilo en fenocristales

La figura 2.5 muestra los espectros en absorbancia de la región OH de las zonas de la IT. Los fenocristales de cuarzo (1 mm de diámetro en promedio) y feldespato (1 mm de diámetro en promedio) se dividen en dos grupos: un grupo deshidratado que no contiene picos de absorción en la región OH, y un grupo hidratado que tiene un pico de absorción en la banda 3595 cm^{-1} dentro de la región OH (Figura 2.6) con un contenido de entre 1.2 y 7.3 ppm OH (mediciones en el centro del cristal; Tabla 2.1). El grupo deshidratado se encuentra en todo el depósito de la IT (Figura 2.5 c y d), mientras que el grupo hidratado (Figura 2.6), al cual

pertenecen fenocristales de cuarzo con inclusiones fibrosas de rutilo (CR) con 0.5 milímetros de diámetro en promedio, sólo se encuentra en el nivel medio (entre las zonas 03, 04, y 05).

En los fenocristales del grupo deshidratado, las mediciones de infrarrojo del centro, borde y un punto medio entre estos dos presentan un comportamiento homogéneo, es decir, sin un incremento o decremento de absorción en la región OH. Los análisis en fenocristales del grupo hidratado sugieren que el contenido de OH⁻ decrece desde el centro al borde (Figura 2.6), los fenocristales pierden entre el centro y borde hasta 2.4 ± 0.65 ppm OH (cristales R-1-4 y R-2-3). La concentración decrece en promedio 0.5 ppm OH quitando los valores máximos.

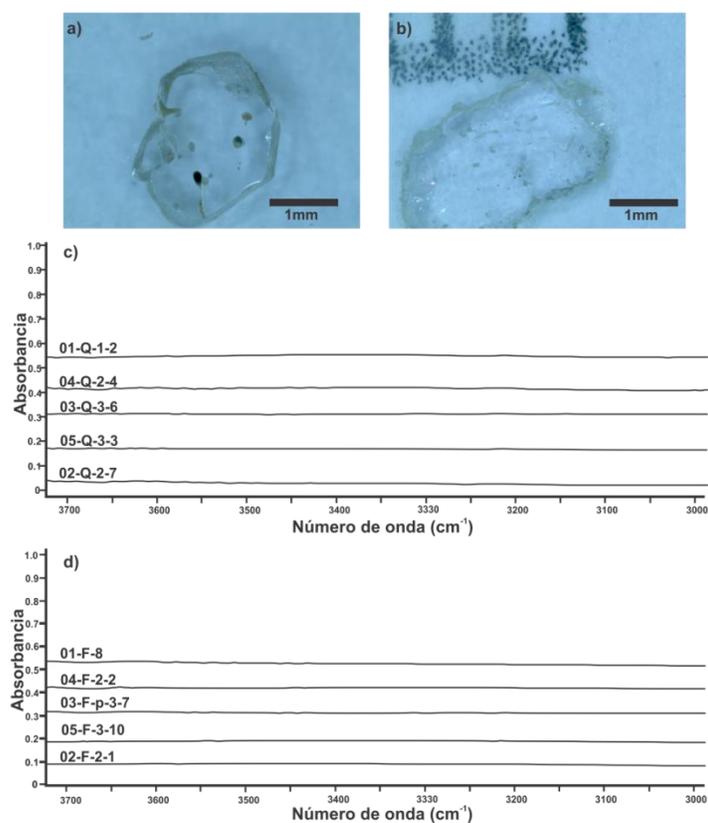


Figura 2.5 Espectros de absorbancia de las cinco zonas (01: superior; 04, 03 y 05: medio; 02: inferior) de la IT en fenocristales de cuarzo y feldespato. Los fenocristales de cuarzo (a) y feldespato (b) tienen un diámetro de aproximadamente 1.5 mm, y en promedio estos fenocristales tienen un diámetro de 1 mm. Los espectros en absorbancia en cuarzos (c) y feldspatos (d) no contienen picos de absorción en la región OH (grupo deshidratado). Se observa que la concentración OH no varía con respecto a la altura del depósito.

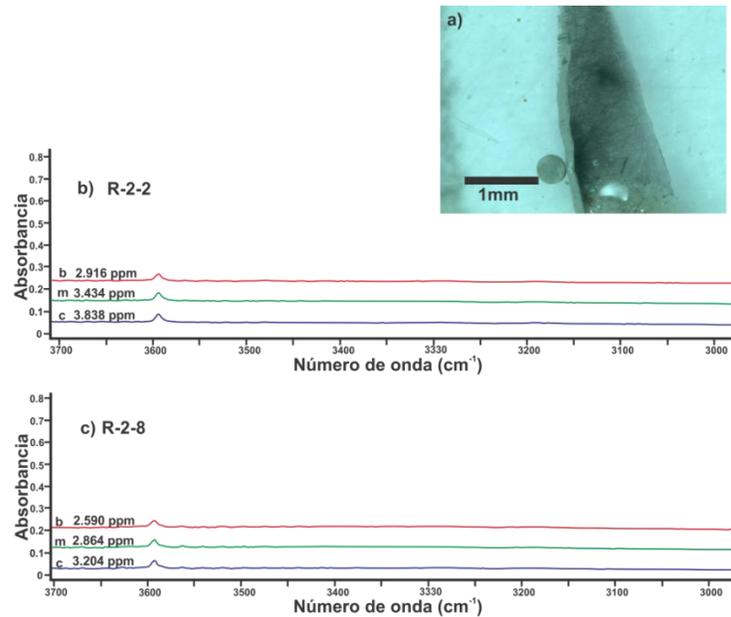


Figura 2.6 Espectros en absorbancia de fenocristales de cuarzo CR (a) con un diámetro de aproximadamente 1 mm. Se muestran los espectros de los análisis en centro, medio y borde de dos fenocristales representativos b) y c). Los espectros muestran un pico de absorción en la banda 3595 cm^{-1} y la concentración de OH^- en ppm. La concentración de OH^- disminuye hacia el borde de los fenocristales.

Tabla 2.1 Resultados de las características del pico (área) en la banda 3595 cm^{-1} y concentraciones de OH^- en fenocristales CR.

Muestra	área (cm^{-2})	concentración (ppm)	Muestra	área (cm^{-2})	concentración (ppm)
R-1-c	0.339	6.5 ± 1.76	R-3-4-c	0.086	1.65 ± 0.45
R-2-c	0.27	5.2 ± 1.40	R-3-4-b	0.062	1.18 ± 0.32
R-3-c	0.188	3.6 ± 0.97	R-3-5-c	0.067	1.29 ± 0.35
R-4-c	0.231	4.4 ± 1.2	R-3-5-b	0.056	1.07 ± 0.29
R-5-c	0.383	7.3 ± 1.98	R-4-1-c	0.062	1.18 ± 0.32
R-6-c	0.337	6.5 ± 1.75	R-4-1-m	0.056	1.08 ± 0.29
R-8-c	0.2	3.8 ± 1.04	R-4-1-b	0.050	0.96 ± 0.26
R-10-c	0.158	3.0 ± 0.82	R-4-3-c	0.074	1.42 ± 0.38
R-1-4-c	0.1256	2.4 ± 0.65	R-4-3-m	0.069	1.32 ± 0.36
R-1-4-b	0	0.0 ± 0	R-4-3-b	0.061	1.18 ± 0.32
R-1-6-c	0.2649	5.1 ± 1.37	R-4-8-c	0.113	2.17 ± 0.59
R-1-6-m	0.225	4.3 ± 1.17	R-4-8-b	0.107	2.04 ± 0.55
R-1-6-b	0.2181	4.2 ± 1.13	R-5-6-c	0.161	3.08 ± 0.83
R-2-2-c	0.2002	3.8 ± 1.04	R-5-6-m	0.123	2.35 ± 0.64

R-2-2-m	0.1791	3.4	± 0.93	R-5-6-b	0.122	2.33	± 0.63
R-2-2-b	0.1521	2.9	± 0.79	R-5-7-c	0.165	3.17	± 0.86
R-2-3-c	0.294	5.6	± 1.52	R-5-7-m	0.152	2.91	± 0.79
R-2-3-m	0.2665	5.1	± 1.38	R-5-7-b	0.106	2.02	± 0.55
R-2-3-b	0.1642	3.1	± 0.85	R-6-3-c	0.095	1.82	± 0.49
R-2-5-c	0.1308	2.5	± 0.68	R-6-3-m	0.090	1.72	± 0.46
R-2-5-m	0.1401	2.7	± 0.73	R-6-3-b	0.089	1.70	± 0.46
R-2-5-b	0.1273	2.4	± 0.66	R-6-6-c	0.133	2.55	± 0.69
R-2-8-c	0.1671	3.2	± 0.87	R-6-6-m	0.108	2.07	± 0.56
R-2-8-m	0.1494	2.9	± 0.77	R-6-6-b	0.108	2.07	± 0.56
R-2-8-b	0.1351	2.6	± 0.7	R-7-4-c	0.126	2.42	± 0.65
R-2-9-c	0.1392	2.7	± 0.72	R-7-4-m	0.113	2.17	± 0.59
R-2-9-m	0.1242	2.4	± 0.64	R-7-4-b	0.104	1.99	± 0.54
R-2-9-b	0.1227	2.4	± 0.64				

-c = centro, -m = medio, y -b = borde.

2.4.2 Estimación del tiempo de enfriamiento del depósito ignimbrítico

Con los resultados de las mediciones de pares de óxidos de Fe-Ti se estimó una temperatura eruptiva (T_p) de 740 ± 40 °C (sección 1.6.5.4, capítulo 2). Usando la ecuación de Wallace et al. (2003) se determinó el enfriamiento de la IT para temperaturas de emplazamiento con una disminución de 26 % (547 ± 30 °C), 35 % (481 ± 26 °C), y 45 % (407 ± 22 °C) de la T_p (Trolese et al., 2019) y con difusividades D1, D2, y D3.

En la Figura 2.7 se presentan los modelos del tiempo de enfriamiento (días) para las diferentes T_e y D para una zona de 50 m de espesor dentro del nivel medio de la IT. Se puede apreciar cuánto tiempo tarda en descender la temperatura de emplazamiento hasta 200-100 °C; además se observa que a mayor difusividad (0.008 cm²/s), el tiempo de enfriamiento es menor, y a la inversa, a menor difusividad (0.004 cm²/s), mayor tiempo de enfriamiento. Por otro lado, si la T_e disminuye, el tiempo de enfriamiento es menor. Se observa que la disminución de temperatura hasta 100 °C ocurre en un lapso entre 13-26 días para una T_e de 547 ± 30 °C, 10-21 días para una T_e de 481 ± 26 °C y 8-15 días para una T_e de 407 ± 22 °C. Después de este tiempo, el descenso de temperatura es mínimo y se puede mantener por cientos de días (e.g., Wallace et al., 2003).

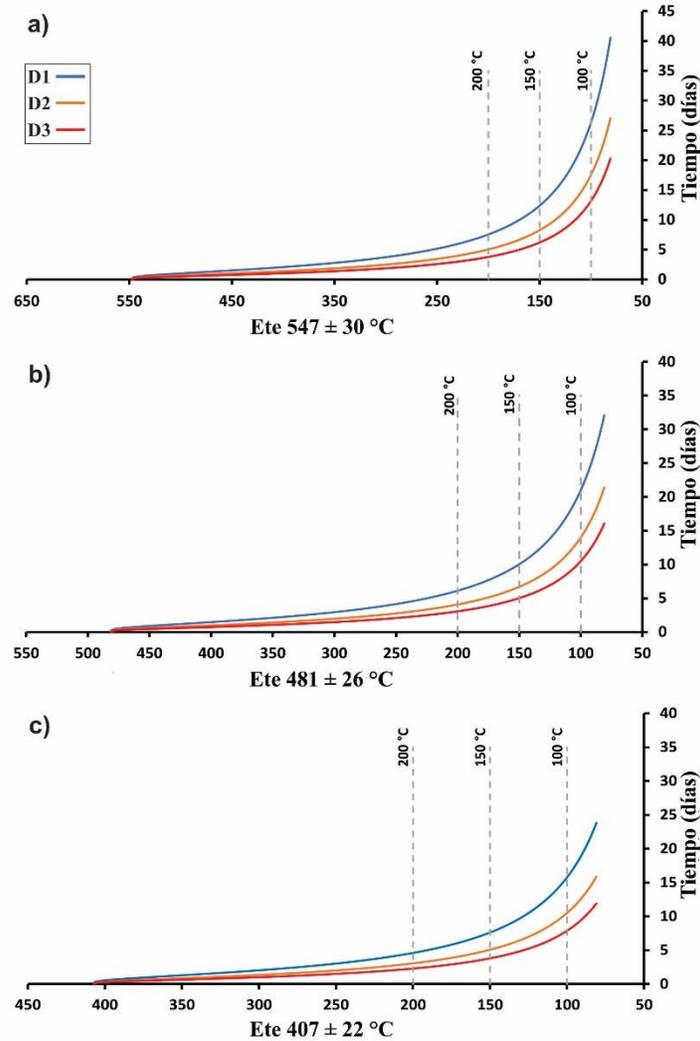


Figura 2.7 Modelos del enfriamiento, hasta un rango de 200-100 °C, de las temperaturas de emplazamiento con disminución del 26 % (a), 35 % (b) y 45 % (c) de la temperatura eruptiva (740 ± 40 °C). Se observa que el enfriamiento está controlado inversamente por la difusividad térmica (D1 0.004 cm²/s; D2 0.006 cm²/s; D3 0.008 cm²/s), es decir, mayor difusividad, menor tiempo de enfriamiento. Además, se aprecia que cuando la temperatura de emplazamiento es menor, el tiempo de enfriamiento disminuye. El tiempo que tardan en llegar las diferentes Te a una temperatura de enfriamiento de 100 °C es de 26 días con D1, 17 días con D2 y 13 días con D3 para una Te de 547 ± 30 °C. Para una Te de 481 ± 26 °C tarda 21 días con D1, 14 días con D2, y 10 días con D3. Para una Te de 407 ± 22 °C tarda 15 días con D1, 10 días con D2 y 8 días con D3.

2.4.3 Disminución de la concentración del hidroxilo en cristales de cuarzo

Los datos obtenidos del enfriamiento para diferentes Te (547, 481 y 407 °C) fueron usados para determinar el tiempo de difusión en el cual los cristales de cuarzo del grupo hidratado

pierden su concentración de OH^- desde el centro al borde. La disminución de OH^- o deshidratación se calculó con la ecuación 2 de Ingrin et al., (1995) (sección 2.4.3.1).

Los modelos de la Figura 2.8 muestran cómo disminuye la concentración promedio (C_{av}) con el tiempo de difusión (días) para las T_e y diferentes difusividades. El modelo de difusión se calculó para una concentración inicial (C_0) de 2.4 ± 0.65 ppm OH y se detuvo hasta que la C_{av} fue aproximadamente cero. En este punto se estimó cuánto tiempo tardó en deshidratarse el cristal y qué temperatura de enfriamiento alcanzó.

Para una T_e de 547 ± 30 °C y con una difusividad D1, la concentración inicial disminuyó hasta una concentración aproximada de cero, en alrededor de 1.1-1.6 días con una temperatura de enfriamiento de 469 ± 49 °C (Figura 2.8a); con D2 tardó aproximadamente 1.3-2.2 días a una temperatura de enfriamiento de 371 ± 61 °C (Figura 2.8b) y para D3, la concentración inicial llegó a cero en aproximadamente 1.7-8.1 días a una temperatura de enfriamiento entre 331-123 °C (Figura 2.8c).

Para una T_e de 481 ± 26 °C con una difusividad D1, la concentración inicial disminuyó hasta una concentración aproximada de cero entre 1.7-2.7 días con una temperatura de enfriamiento de 350 ± 50 °C (Figura 2.8a). Para D2 la concentración C_{av} se redujo a cero a en 2.5-12.5 días a una temperatura de enfriamiento de 200 ± 80 °C (Figura 2.8b). Con el límite inferior, cuando la temperatura de enfriamiento fue de aproximadamente 100 °C, C_{av} era de 0.1 ppm OH. Con D3 no alcanzó una concentración de cero a una temperatura de 100 °C, cuando la temperatura de enfriamiento fue aproximadamente 100 °C la concentración C_{av} se encontraba entre 0.1-0.2 ppm OH (Figura 2.8c).

Para una T_e de 407 ± 22 °C, con D1 la concentración inicial disminuyó hasta una concentración aproximada de cero entre 4-14 días a una temperatura de enfriamiento entre 229-100 °C (Figura 2.8a) pero con el límite inferior no alcanzó una concentración C_{av} de cero. Cuando la temperatura de enfriamiento del límite inferior fue de aproximadamente 100 °C, el valor de C_{av} se encontraba en 0.1 ppm OH. Para D2 no alcanzo una concentración de cero, cuando la temperatura de enfriamiento era de aproximadamente 100 °C la concentración C_{av} tenía un valor entre 0.1-0.3 ppm OH (Figura 2.8b). Con D3, cuando la temperatura de enfriamiento era de aproximadamente 100 °C, la concentración C_{av} se encontraba entre 0.2-0.5 ppm OH (Figura 2.8c).

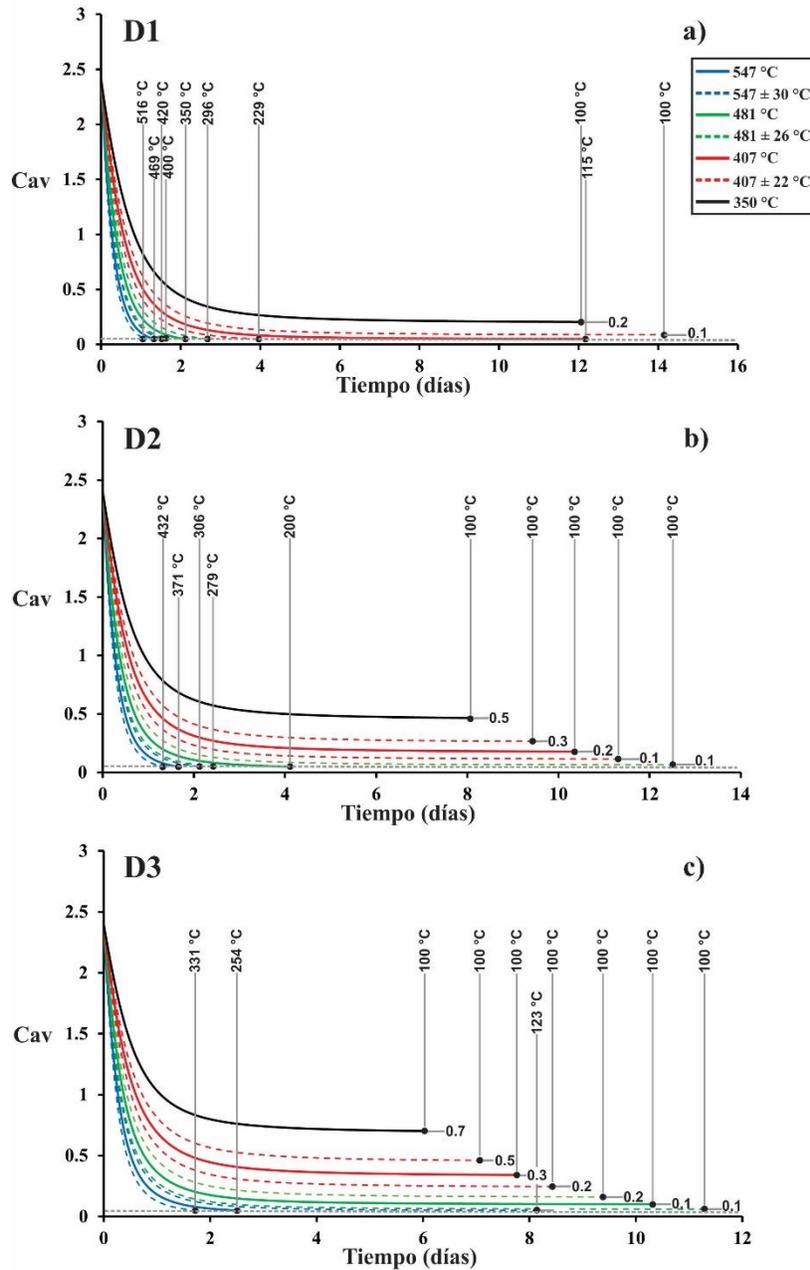


Figura 2.8 Modelos de la disminución de concentración inicial (C_0 ; 2.4 ppm OH) de cristales de cuarzo hidratados vs el tiempo (días). Las gráficas muestran la disminución de concentración (C_{av} ; concentración promedio) con el enfriamiento de las temperaturas de emplazamiento (547 ± 30 °C, 481 ± 26 °C, y 407 ± 22 °C; línea gris punteada es la concentración C_{av} de aproximadamente cero) con las diferentes difusividades, y el tiempo que tarda en disminuir C_{av} hasta llegar a aproximadamente cero. También se muestra la temperatura de enfriamiento de aproximadamente 100 °C y la concentración C_{av} que alcanzó. a) muestra la pérdida de OH para D1, b) para D2 y c) para

D3 a las diferentes temperaturas de emplazamiento. Para comparar se muestra en línea de color negro el comportamiento para una temperatura de emplazamiento de 350 °C para D1, D2 y D3. En las gráficas se muestra que la disminución de concentración C_{av} es dependiente de la temperatura de emplazamiento y del valor de D, a mayor temperatura y D la pérdida de concentración es mayor, mientras que a menor temperatura y D la pérdida de concentración es menor. La temperatura de emplazamiento de la IT se estimó cuando coincide el enfriamiento a una temperatura de 100 °C y C_{av} es de aproximadamente cero. Las temperaturas donde esto ocurre son, para D1 entre el límite inferior de 407 ± 22 °C, con D2 entre el límite superior de 481 ± 26 °C, y para D3 entre el límite inferior de 547 ± 30 °C y el límite superior de 481 ± 26 °C. Debido a que estimamos los valores de D y T_e podemos sugerir que el valor de la temperatura de emplazamiento que coincide con la difusión de OH^- en fenocristales de la IT se encuentra en un rango de 455 ± 65 °C.

2.5 DISCUSIÓN

2.5.1 Emplazamiento de la Ignimbrita Tecoloquillo

La secuencia eruptiva de la IT fue evaluada con datos de química de elementos traza y roca total y con las descripciones estratigráficas de los diferentes niveles. La IT se encuentra sobreyaciendo a la ignimbrita Acoculco (Figura 2.1). La erupción de la IT desarrolló primero una ignimbrita soldada, seguida de una ignimbrita no soldada y finalmente fue cubierta por un flujo de bloques y ceniza del cual se desconoce su edad (Figura 2.1) y según Avellan et al. (2018) fue producto del colapso del domo de lava riolítico. En la IT no se encontró evidencia de una brecha lítica en la base del depósito que sugiera que la ignimbrita fue formada por un evento de colapso calderico (e.g., Avellán et al., 2018). Esto indica que probablemente la brecha lítica fue depositada cerca del conducto en un proceso relacionado a una erupción fisural (e.g., Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003) y que fue cubierta por el paquete de ignimbrita.

Conocer la secuencia eruptiva completa de un depósito ignimbrítico nos da la pauta para estudiar el contenido de OH^- estructural en fenocristales y determinar la historia deposicional y termal de la IT (e.g., Biró et al., 2016, 2017; Pálos et al., 2019). Los dos grupos de fenocristales identificados en la IT (hidratado y deshidratado; Figura 2.5 y 2.6) indican que el emplazamiento en la IT pudo ser producto de dos erupciones que generaron dos horizontes en la ignimbrita, uno con un enfriamiento lento (para perder su concentración de OH^- y formar fenocristales deshidratados) y otro con un enfriamiento rápido el cual retuvo

concentración de OH⁻ y formó el grupo de fenocristales hidratados (e.g., Biró et al., 2017; Pálos et al, 2019). Sin embargo, debido a que ambos grupos de fenocristales se encuentran mezclados en las zonas de la IT, proponemos que la ignimbrita se depositó en un solo paquete mediante un proceso agradacional producto de un solo evento eruptivo. Este modelo indica que el depósito de un flujo piroclástico incrementa a una tasa constante debido a un continuo suministro de material de la corriente piroclástica dentro de la capa límite de flujo “*flow-boundary zone*” (Fisher, 1966; Branney y Kokelaar, 1992) con fluctuaciones en la deposición (agradaciones) que dependen del espesor del flujo piroclástico (Sulpizio et al., 2014). El depósito de las diferentes agradaciones puede ser de forma discontinua o continua. Si la deposición de la IT hubiera sido de forma discontinua significaría que transcurrió un tiempo suficiente entre el depósito de las agradaciones y las capas se enfriaron rápidamente, preservando el OH⁻ estructural; por el contrario, si el depósito de la ignimbrita fuera de forma continua, las agradaciones se depositarían rápidamente (tiempo corto entre el depósito de las capas) y las capas se mantendrían calientes (enfriamiento lento), deshidratando a los cristales. Debido a que en la IT se encuentran fenocristales deshidratados en todas las zonas, suponemos que el depósito de la ignimbrita se dio mediante el modelo agradacional de manera continua provocando un enfriamiento lento (e.g., Biró et al., 2017). Esto sugiere que todas las zonas del paquete de ignimbrita tuvieron una T_e y un tiempo de enfriamiento similar.

2.5.1 Temperatura de emplazamiento

Suponiendo una T_e homogénea para las zonas del depósito, se pudo estimar el tiempo de difusión en que los cristales perdieron como máximo 2.4 ± 0.65 ppm OH y la temperatura de emplazamiento de la IT. Los valores de T_e y D estimados que coinciden con la reducción de concentración de 2.4 a cero ppm OH cuando la temperatura de enfriamiento es de aproximadamente 100 °C (donde la difusión de OH⁻ prácticamente se detiene) (e.g., Biró et al., 2017), son entre el límite inferior de 407 ± 22 °C para D1, entre el límite superior de 481 ± 26 °C con D2, y entre el límite inferior de 547 ± 30 °C para D3. Por lo tanto, podemos sugerir que la temperatura de emplazamiento de la IT se encuentra en el rango de 455 ± 65 °C con un tiempo de enfriamiento de 4 -14 días (Figura 2.8).

El rango de la T_e para la IT concuerda con las temperaturas de emplazamiento típicas de depósitos ignimbríticos no soldados (entre 400-500 °C; e.g., Biró et al., 2017) y con la disminución entre el 26 % y 45 % de la T_p mencionado por Trolese et al., (2019), la cual involucra una mayor entrada y mezcla con aire atmosférico durante el colapso de la columna eruptiva provocando una temperatura de emplazamiento baja y un depósito no soldado. Esta temperatura es así mismo, menor que la temperatura de transición del vidrio (T_v ; 650 °C) (Giordano et al., 2005); por debajo de la T_v las partículas del flujo piroclástico responden elásticamente y pueden formar ignimbritas no soldadas y por encima de la T_v pueden producir soldamiento. Por tanto, la T_e de la IT podría explicar la formación de un horizonte no soldado en el paquete de ignimbrita, pero no así la formación de un horizonte soldado en la base del depósito (Figura 2.1). Sugerimos que la formación de un horizonte soldado en la base del depósito se dio por el aislamiento de la temperatura y por la carga de peso de los niveles superiores, tal como lo mencionan Branney y Kokelaar (1992), y Grunder y Russel (2005). La evidencia de un aislamiento de la T_e en la base del depósito se podría encontrar en las inclusiones re-cristalizadas en esta zona de la ignimbrita (ver figura 1.15 capítulo 1). Aunque generalmente el proceso por el cual las inclusiones recristalizan es un ascenso lento durante la erupción (e.g., Roedder 1979; Kress y Ghiorso, 2004), proponemos que la exposición de esta parte del depósito al aislamiento de la temperatura de la ignimbrita generó las condiciones para que las inclusiones recristalaran en un proceso post-deposicional.

Con una T_e similar en todo el paquete de ignimbrita de la IT, los fenocristales tuvieron que sufrir el mismo tiempo de enfriamiento, y tiempo de difusión. Esto indica que ambos grupos (hidratado y deshidratado) podrían tener un origen común ya que perdieron la misma cantidad de OH⁻ estructural, a causa de una historia de enfriamiento similar.

2.5.2 Origen de los grupos de fenocristales (OH)

El contenido de OH⁻ y las inclusiones de otros minerales indican que las distintas poblaciones de cuarzos proceden de fuentes distintas. Proponemos que el grupo de fenocristales (deshidratados) se formó en la cámara magmática de IT, y el grupo de fenocristales (hidratados; CR) fue muestreado de rocas emplazadas cerca de la superficie y acarreado durante la erupción.

Los fenocristales del grupo hidratado contienen un pico en la banda 3595 cm^{-1} de infrarrojo (Figura 2.6). Esta banda está relacionada con la sustitución de Boro ($\text{Si}^{4+} = \text{B}^{3+} + \text{H}^+$) en la estructura cristalina del cuarzo, la cual ha sido identificada en cuarzos de rocas intrusivas (Baron et al., 2015; Müller y Koch-Müller, 2009; Protafke et al., 2019; Thomas et al., 2009). Si estos fenocristales de cuarzo hubieran sido removidos de una roca intrusiva tendrían que haber permanecido en un magma más caliente generando texturas de desequilibrio como bordes de reacción. Pero los cuarzos CR de IT son euhedrales, lo que sugiere que pudieron ser extraídos de rocas intrusivas cerca de la superficie por la erupción de la IT, por lo que no pudieron generar bordes de reacción. Por otro lado, el Boro dentro de la estructura del cuarzo puede tener un origen hidrotermal. En el ACC, en el área de Chignahuapan, se ha reportado la presencia de aguas hidrotermales con altos contenidos de Cloro (118 mg/l) y Boro (3.2 mg/l) interpretados como una descarga distante del sistema hidrotermal (López-Hernández et al., 2009; Bernard et al., 2011). Además, el TiO_2 presente en los cuarzos hidratados es una evidencia de alteración hidrotermal en el CCA (ver capítulo 1, secciones 1.6.5.3 y 1.7.2.2). En el CCA se ha reportado un enriquecimiento en Ti producto de un evento hidrotermal (alteración tipo *vuggy*; Sánchez-Córdova et al., 2020), en el cual el Ti se encuentra en minerales de anatasa no relacionados con silicatos de origen volcánico primario, sino más bien relacionados a minerales secundarios por alteración hidrotermal. Por tanto, podemos sugerir que los cuarzos CR y con intercambio de H^+ con B^{3+} tienen un origen hidrotermal. Aunque desconocemos la edad de los eventos hidrotermales que ocurrieron en el CCA, los cuarzos CR podrían ser generados antes de la erupción y permanecer en un depósito cerca de la superficie, de donde fueron acarreados durante la erupción de la IT.

La alteración hidrotermal podría modificar e incrementar el contenido original de OH^- en (Shepherd y Johnson, 2016; Pálos et al., 2019) en los cuarzos CR lo que provocaría una diferencia en el contenido de OH^- comparado con los fenocristales de la cámara magmática de IT. Esto sugiere que los grupos de fenocristales OH tuvieron diferente cantidad de OH^- estructural inicial debido a que proceden de fuentes distintas, pero sufrieron un proceso de difusión de H^+ similar por el cual perdieron concentración de OH^- en un proceso post-deposicional (e.g., Biró et al., 2017).

2.5.3 Difusión de hidroxilo en fenocristales de cuarzo

Seleccionamos los fenocristales de cuarzo para investigar los procesos de difusión en la IT, porque la difusión en estos cristales se considera isotrópica o independiente de la orientación cristalográfica (Crank et al., 1975; Biró et al., 2017), mientras que la difusión en cristales de feldespatos puede variar dependiendo de la orientación cristalográfica (Johnson y Rossman, 2003; 2013) y del clivaje.

Consideramos que la difusión en los fenocristales de la IT comienza después del depósito cuando inicia el enfriamiento de la ignimbrita (Biró et al., 2017). La difusión de OH^- en los cristales puede depender del tiempo en que se depositaron las agradaciones del flujo piroclástico. Pero, aunque no podemos determinar el tiempo entre las agradaciones sabemos que ambos grupos de fenocristales OH (hidratado y deshidratado) de cuarzo tienen la misma cantidad de difusión de OH^- por que sufrieron el mismo tiempo de enfriamiento a partir de su emplazamiento. Esto sugiere que para formar los dos grupos de fenocristales se requiere que contengan diferente concentración de OH^- inicial (como un grupo que perteneció a la cámara magmática y otro que modificó su contenido de OH^- por alteración hidrotermal). De esta manera, después del depósito de la IT, los fenocristales de cuarzo que pertenecen a la cámara magmática de IT perdieron por difusión toda su concentración de OH^- , mientras que los fenocristales con mayor contenido de OH^- también sufrieron la misma cantidad de difusión, pero aun así alcanzaron a retener concentración OH^- .

2.5.4 Procesos de difusión en cristales

La disminución de concentración OH^- , o difusión de H^+ , puede ocurrir en diferentes etapas del proceso eruptivo. Aunque consideramos que el principal factor que provoca la disminución de la concentración OH^- es el enfriamiento lento del depósito ignimbrítico, a continuación, describimos los procesos por los cuales puede ocurrir un gradiente de potencial químico (por cambios en la temperatura, presión y composición del líquido magmático) que podrían provocar la difusión de hidrógeno en los cristales.

Durante el ascenso de magma ocurre la fragmentación donde el H_2O y OH^- del líquido magmático se libera repentinamente en forma de gas formando burbujas (Zhang et al., 2007) y provocando una erupción explosiva. Cuando el fundido “melt” hidratado, que se encuentra

en equilibrio en la cámara magmática, asciende durante la erupción (reduce su presión de saturación) se produce un gradiente de potencial químico que causa la pérdida de concentración de H₂O. Humphreys et al. (2009) registraron un perfil de disminución de la concentración de H₂O en inclusiones de vidrio en el borde del cristal o “*melt embayments*” generado por el ascenso de magma (despresurización). La disminución de concentración es en promedio entre 1.0 ± 0.6 a 2.0 ± 0.5 wt.% H₂O desde el borde hacia el centro de la inclusión. Los cristales, que están rodeados por éste líquido magmático, también pueden sufrir difusión de OH⁻ ya que al disminuir la concentración en el *melt* existirá un gradiente de potencial químico entre el cristal y el líquido magmático. Si los cristales sufrieran difusión en esta etapa perderían el OH⁻ en un tiempo corto debido a la temperatura que se encuentran. La temperatura eruptiva en erupciones plinianas (como en la IT) se encuentra entre 780-850 °C, a estas temperaturas la difusión de hidrógeno en cristales de cuarzo es 3×10^{-12} y 2×10^{-11} m²/s, respectivamente (Kronenberg et al., 1986; Biró et al., 2017) por lo que la concentración de OH⁻ en cristales decrecería rápidamente. Sin embargo, la despresurización y desgasificación sin-eruptiva parecen ser repentinas, es decir, no hay tiempo suficiente ni para la cristalización, ni para la difusión de volátiles (H₂O). Por ejemplo, la difusión de H₂O de las inclusiones de vidrio hacia el líquido magmático, a través del cristal, durante la desgasificación es limitada (Humphreys et al., 2008; Tollan et al., 2019), por tanto, la disminución de concentración de OH⁻ en cristales durante la erupción también puede ser limitada.

Después de la erupción, los cristales se ponen en contacto con el aire atmosférico y con material volcánico desgasificado o pómez (e.g, Palós et al., 2019) generando un gradiente de potencial químico donde el H⁺ tiende a abandonar el cristal. El mayor descenso de temperatura, que sufre el flujo piroclástico se da durante el colapso de la columna eruptiva que lo forma (Trolese et al., 2019). Posteriormente, durante el transporte del flujo piroclástico, la temperatura del flujo puede disminuir hasta 150 °C (Sheridan y Wang, 2005; Thomas y Sparks, 1992). Estos descensos de temperatura pueden provocar la pérdida de OH⁻ en los cristales porque pueden generar un gradiente de potencial químico. Sin embargo, los cristales de cuarzo en el flujo piroclástico son transportados en un régimen denso, donde no se mezclan significativamente con el aire atmosférico perdiendo únicamente una fracción de su temperatura inicial (Branney y Kokelaar, 2002). Además, se ha reportado que el flujo

piroclástico solo pierde una cantidad mínima de temperatura (ya que la diferencia entre la temperatura eruptiva del flujo piroclástico y la temperatura de emplazamiento es de decenas de grados) (Trolese et al., 2019). Por tanto, los cristales durante el colapso de la columna eruptiva y el transporte del flujo piroclástico pierden una cantidad mínima de OH^- .

Así, es hasta que el flujo piroclástico se detiene y se deposita, que el sistema comienza a equilibrarse y a enfriarse. Los cristales con concentración de OH^- están rodeados por vidrio (pómez) que carece de OH^- (el cual perdió durante la fragmentación y desgasificación; vidrio desgasificado) generando un gradiente de potencial químico que provoca la difusión de OH^- de los cristales.

2.5.5 Implicaciones para la generación de fenocristales de cuarzo del grupo deshidratado

Los procesos de difusión son ampliamente estudiados en inclusiones magmáticas contenidas en cristales de olivinos (Kats 1962; Kronenberg and Kirby 1986; Mavrogenes y Bodnar 1994; Severs et al. 2007) así como procesos de difusión de OH^- a través de la estructura cristalina en fenocristales de olivino (Kovacs et al., 2008; Qiu et al., 2018), mientras que los estudios de difusión de OH^- en cristales de cuarzo son limitados y existen pocos datos lo que genera múltiples interpretaciones.

Una de estas interpretaciones sugiere que el OH^- estructural en cristales de cuarzo proviene de la difusión de H_2O de inclusiones magmáticas. El mecanismo de difusión es controlado por un gradiente de potencial químico entre la inclusión, el cristal y el líquido magmático que rodea al cristal (Severs et al., 2007). En minerales nominalmente anhidros, el H_2O en las inclusiones debe pasar hacia el líquido magmático a través del cristal mediante la difusión de protones (Demouchy and Bolfan-Casanova, 2016; Tollan et al., 2019). Entonces, si las inclusiones magmáticas han experimentado pérdida por difusión de H_2O debe generarse un gradiente de concentración desde el núcleo al borde del cristal (Le Voyer et al., 2014; Tollan et al., 2019). Tollan et al. (2019) miden la integridad del contenido de volátiles en inclusiones magmáticas con la concentración de agua estructural en cristales de cuarzo. Menciona que la difusión de volátiles de las inclusiones puede ser prevenida por la sustitución de cationes en

los espacios estructurales del cristal. Esta interpretación se basa en que los cristales de cuarzo medidos por Tollan et al. (2019) tienen un perfil de difusión de agua, desde el centro al borde, donde el contenido de H^+ y Al^{3+} disminuye (interpretada como el intercambio de $Al^{3+} + H^+$ por Si^{4+} en los sitios estructurales del cristal durante el ascenso y desgasificación del magma). Esta difusión de H_2O de las inclusiones en el cristal puede ser prevenida por una compensación de carga con algún catión en la estructura cristalina. Los cristales de cuarzo también tienen una disminución de H^+ y un incremento de Li^+ (interpretado como $Al^{3+} + Li^+$ por Si^{4+}) hacia el borde, lo que compensa la pérdida de protones de H^+ y preserva el contenido de volátiles en la inclusión.

Las inclusiones magmáticas de la IT contenidas dentro de fenocristales de cuarzos deshidratados registran un contenido de volátiles que estaba en equilibrio en la cámara magmática (Sección 1.6.4, capítulo 1). Por lo que inferimos que la desgasificación pudo ocurrir rápidamente no permitiendo la difusión de H_2O de la inclusión hacia el cristal, o la difusión de H^+ fue prevenida debido a que los sitios estructurales en los cristales de cuarzo estaban ocupados por diferentes cationes que se intercambiaron con protones de H^+ (e.g. Tollan et al., 2019), preservando el contenido de volátiles de las inclusiones de IT.

En los fenocristales de cuarzo deshidratados se realizaron algunas mediciones (transecto centro-borde) en LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) para ver el comportamiento de Al. El comportamiento del Al nos permite observar la difusión en cristales de cuarzo debido a que el contenido de H^+ en cuarzo es controlado por el contenido de Al (Kronenberg et al., 1986), en donde la sustitución de $Al^{3+} + M^+$ por Si^{4+} idealmente requiere una compensación de carga por algún catión monovalente (M^+), como K^+ , Na^+ , Li^+ , pero generalmente se da por H^+ (e.g., Müller y Koch-Müller, 2009). La variación del contenido de Al indica una difusión de H^+ asociada con alguno de estos cationes. Se encontró que las concentraciones de Al en los cristales de cuarzo es la misma desde el centro al borde. Esto sugiere que la difusión de H_2O de las inclusiones de vidrio pudo ser prevenida por la compensación de cationes monovalentes en la estructura cristalina, debido a que sólo una cantidad mínima de H^+ puede ser incorporado en combinación con Al (e.g., Biró et al., 2017).

Otra interpretación del origen de la concentración de OH⁻ en los cristales de cuarzo es que puede ser adquirida por la concentración del líquido magmático. Pero, si un magma está saturado en agua (~6-7 wt% de H₂O; e.g., Blake, 1984; Losq et al., 2015), los cristales sólo pueden albergar una pequeña concentración de OH⁻ ppm. Esto puede suceder debido a que los sitios estructurales en el cristal no pueden alojar más H⁺, sugiriendo que los diversos cristales en la cámara magmática pueden tener una diferencia en concentración de OH⁻, ya que cada cristal va a tener diferente cantidad de sitios estructurales disponibles. Por lo que, en la cámara magmática puede existir un gradiente de potencial químico entre el líquido magmático y el cristal que va a permitir que los cristales se hidraten. Después de la erupción y al momento del depósito pueden formar un perfil de difusión hacia el borde del cristal, de esta manera, Biró et al. (2017) proponen que la concentración en el centro podría ser la mejor aproximación a la concentración que tenían los cristales en la cámara magmática.

Debido a que existen pocos estudios de difusión de OH⁻ en cristales de cuarzo es difícil relacionar algunos de los procesos de difusión arriba mencionados para determinar cuál es el origen de los cristales de cuarzos deshidratados. Aunque el proceso más factible es un enfriamiento lento después del depósito, no se pueden descartar los procesos de desgasificación durante la erupción (como por ejemplo una desgasificación por una erupción fisural) o la deshidratación y rehidratación de los cristales durante una mezcla de magmas, por lo que se requieren más estudios de difusión de H⁺ en cristales de cuarzo para realizar una interpretación del origen de cuarzos que carecen de concentración de OH⁻.

Pero, si consideramos que la superficie de difusión en cristales de cuarzo del grupo deshidratado (1 mm de diámetro) es el doble que la de los cristales de grupo hidratado (0.5 mm de diámetro), y debido a que calculamos la difusión en cristales CR sólo podemos hacer una estimación de la concentración que pudieron tener los cristales de cuarzo deshidratados, la cual puede o no representar la concentración inicial real. La concentración inicial de estos cristales podría ser 2.4 ppm OH si consideramos que perdieron al menos la misma concentración que los cristales del grupo hidratado, incluso como máximo podría ser el doble (4.8 ppm OH) por la longitud de la superficie de difusión.

Por otro lado, una opción para formar el grupo de fenocristales deshidratados es que tuvieron que haber cristalizado en un magma subsaturado en agua, o que perdieran su concentración

de OH⁻ durante la última etapa antes de la fase explosiva que produjo la erupción (e.g., Jollands et al., 2020). La erupción de la IT pudo ocurrir por una erupción fisural ya que el emplazamiento ocurrió sobre una falla regional en el CCA (Pérez-Orozco et al., 2020; Avellán et al., 2018; Calcagno et al., 2019). La rápida apertura y ensanchamiento de un conducto fisural, debido a la tectónica extensional, probablemente causó o incrementó la difusión de hidrógeno por la despresurización y desgasificación del magma durante la erupción provocando la disminución de OH⁻ estructural en los cristales.

2.6 CONCLUSIONES

Se logró determinar el contenido de OH⁻ estructural en fenocristales de cuarzo y feldespato mediante FT-IR. La implementación de éste procedimiento no había sido aplicado hasta ahora en México y probablemente en Latinoamérica. Adicionalmente, los resultados de esta investigación están en proceso de publicarse en una revista internacional.

Los resultados sugirieron la existencia de dos grupos de fenocristales (grupo deshidratado y grupo hidratado). En el grupo hidratado se encontraron picos de absorbancia en la región OH del espectro infrarrojo (banda 3595 cm⁻¹, relacionado con la sustitución de B³⁺ + H⁺ = Si⁴⁺ y a alteración hidrotermal). Estos cristales presentaron un gradiente de concentración de hasta 2.4 ppm OH desde el centro al borde del cristal, el cual se interpreta como un perfil de difusión.

Se determinó que la IT fue formada por un solo evento eruptivo, conforme al modelo agradacional de forma continua, lo que sugiere que todo el depósito se enfrió casi simultáneamente y por tanto los cristales sufrieron la misma razón de difusión de OH⁻. Durante el ascenso a superficie y erupción, el magma interactuó con una zona de alteración hidrotermal arrastrando cristales con ese origen secundario (grupo de cristales hidratado con 1.2 – 5.6 ppm OH). Aquellos cristales pertenecientes a la cámara magmática perdieron toda su concentración por difusión de OH⁻ durante el enfriamiento del depósito ignimbrítico formando el grupo deshidratado, mientras que los cristales con alteración hidrotermal (que modificaron su concentración OH⁻) sufrieron la misma razón de difusión que el grupo deshidratado, pero alcanzaron a retener cierto contenido de hidroxilo.

La temperatura de emplazamiento del depósito ignimbrítico pudo ser estimada por la disminución de concentración de OH⁻ (desde el centro al borde del cristal) en fenocristales de cuarzo del grupo hidratado. Se consideró que el tiempo de enfriamiento del depósito desde una temperatura de emplazamiento (a partir de una temperatura pre-eruptiva de 740 ± 40 °C) debería coincidir con el tiempo de difusión en el que se dio la disminución de concentración entre el centro y el borde del cristal. El rango de temperatura en que estos dos factores coincidieron fue 455 ± 65 °C. El tiempo de enfriamiento para este rango de temperatura fue de aproximadamente 4-14 días. Este tiempo puede ser considerado un enfriamiento rápido comparado con el tiempo de enfriamiento máximo estimado para un valor de D1 (26 días).

3 BIBLIOGRAFÍA

Aguirre-Díaz, G. J., y Labarthe-Hernández, G. (2003). Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology*, 31(9), 773-776.

Aines, R. D., y Rossman, G. R. (1984). Water in minerals? A peak in the infrared. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B6), 4059-4071.

Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vassallo, L. F., & Xu, S. (2002). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55(1), 12-29.

Allan, J. F. (1986). Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4), 473-485.

Anderson, A.T. Jr., Davis, A.M., and Lu, F. (2000) Evolution of Bishop Tuff rhyolitic magma 693 based on melt and magnetite inclusions, and zoned phenocrysts. *Journal of Petrology*, 41, 449–694 473.

Andrews, B. J., y Manga, M. (2014). Thermal and rheological controls on the formation of mafic enclaves or banded pumice. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(1), 1-16.

Avellán, D. R., Macías, J. L., Layer, P. W., Cisneros, G., Sánchez-Núñez, J. M., Gómez-Vasconcelos, M. G., Pola, P., Sosa-Ceballos, G., García-Tenorio, F., Reyes Agustín, G., Osorio-Ocampo, S., García-Sánchez, L., Mendiola, F., Martí, J., López-Loera H., Benowitz J., (2018). Geology of the late Pliocene–Pleistocene Acoculco caldera complex, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of Maps*, 15, 8-18.

Avellán, D. R., Macías, J. L., Layer, P. W., Sosa-Ceballos, G., Gómez-Vasconcelos, M. G., Cisneros-Máximo, G., Sánchez-Núñez, J. M., Martí, J., García-Tenorio, F., López-Loera, H., Pola, A. (2019). Eruptive chronology of the Acoculco caldera complex—A resurgent caldera in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of South American Earth Sciences*, pp. 102412.

Bacon, C. R. (1986). Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B6), 6091-6112.

Bacon, C. R., y Hirschmann, M. M. (1988). Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73(1-2), 57-61.

- Baker, D. J. (2011). Surface modification and characterization of zinc oxide for use in organic photovoltaic devices (Tesis de doctorado, Colorado School of Mines).
- Bardelli, L., Arnosio, M., Báez, W., Suzaño, N., Becchio, R., Viramonte, J., y Berteá, E. (2020). Multi-banded pumice in the Campo de la Piedra Pómez rhyolitic ignimbrite (Southern Puna plateau): Pre-eruptive physical and chemical interactions between mafic and rhyolitic melts. *Journal of South American Earth Sciences*, *101*, 102616.
- Baron, M. A., Stalder, R., Konzett, J., and Hauzenberger, C. A. (2015). OH-point defects in quartz in B- and Li-bearing systems and their application to pegmatites. *Physics and Chemistry of Minerals*, *42*(1), 53-62.
- Bayona-Ordoñez, A., D. (2020). Simulaciones numéricas de intrusiones magmáticas para estudiar el origen geodinámico del Campo volcánico Los Humeros. [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México]. <https://tesiunam.dgb.unam.mx/>
- Blake, S., y Fink, J. H. (2000). On the deformation and freezing of enclaves during magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *95*(1-4), 1-8.
- Befus, K. S., Gardner, J. E., Zinke, R. W. (2012). Analyzing water contents in unexposed glass inclusions in quartz crystals. *American Mineralogist*, *97*, 1898-1904.
- Bergantz, G. W., Schleicher, J. M., y Burgisser, A. (2015). Open-system dynamics and mixing in magma mushes. *Nature Geoscience*, *8*(10), 793-796.
- Bernard, R., Taran, Y., Pennisi, M., Tello, E., y Ramirez, A. (2011). Chloride and Boron behavior in fluids of Los Humeros geothermal field (Mexico): A model based on the existence of deep acid brine. *Applied Geochemistry*, *26*(12), 2064-2073.
- Biró, T., Kovács, I. J., Karátson, D., Stalder, R., Király, E., Falus, G., Fancsik, T and Sándorné, J. K. (2017). Evidence for post-depositional diffusional loss of hydrogen in quartz phenocryst fragments within ignimbrites. *American Mineralogist*, *102*(6), 1187-1201.
- Biró, T., Kovács, I. J., Király, E., Falus, G., Karátson, D., Bendő, Z., Fancsik, T., y Sándorné, J. K. (2016). Concentration of hydroxyl defects in quartz from various rhyolitic ignimbrite horizons: results from unpolarized micro-FTIR analyses on unoriented phenocryst fragments. *European Journal of Mineralogy*, *28*(2), 313-327.
- Blake, S. (1984). Volatile oversaturation during the evolution of silicic magma chambers as an eruption trigger. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *89*(B10), 8237-8244.
- Branney, M. J. (1995). Downsag and extension at calderas: new perspectives on collapse geometries from ice-melt, mining, and volcanic subsidence. *Bulletin of Volcanology*, *57*(5), 303-318.

Branney, M. J., y Kokelaar, P. (1992). A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54(6), 504-520.

Browne, B. L., y Gardner, J. E. (2006). The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy, and formation of hornblende reaction rims. *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3-4), 161-176.

Calcagno, P., Trumpy, E., Gutiérrez-Negrín, L. C., Norini, G., Macías, J. L., Carrasco-Núñez, G., Liotta, D., Garduño-Monroy, V. H., Hersir, G. P., Vaessen, L., Evanno, G., y Galván, A. (2019). Updating the 3D Geomodels of Los Humeros and Acoculco Geothermal Systems (Mexico)—H2020 GEMex Project.

Canet, C., Trillaud, F., Prol-Ledesma, R. M., González-Hernández, G., Peláez, B., Hernández-Cruz, B., y Sánchez-Córdova, M. M. (2015). Thermal history of the Acoculco geothermal system, eastern Mexico: Insights from numerical modeling and radiocarbon dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 305, 56-62.

Carrasco-Núñez, G., and Ban, M., (1994), Geologic map and structural sections of the summit area of Citlaltépetl Volcano, México: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.

Castellanos, J. C., Clayton, R. W., y 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.

Cherniak, D. J., Watson, E. B., y Wark, D. A. (2007). Ti diffusion in quartz. *Chemical Geology*, 236(1-2), 65-74.

Clynne, M. A. (1999). A complex magma mixing origin for rocks erupted in 1915, Lassen Peak, California. *Journal of Petrology*, 40(1), 105-132.

Cole, J. W., Milner, D. M., y Spinks, K. D. (2005). Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews*, 69, 1-26.

Crank, J. (1975). *The mathematics of diffusion*. Oxford university press.

Créon, L., Levresse, G., Carrasco-Núñez, G., y Remusat, L. (2018). Evidence of a shallow magma reservoir below Los Humeros volcanic complex: Insights from the geochemistry of silicate melt inclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 446-458.

DeAngelis, S. H., Larsen, J., Coombs, M., Dunn, A., Hayden, L. (2015). Amphibole reaction rims as a record of pre-eruptive magmatic heating: an experimental approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 426, 235-245.

Demant, A. (1981). Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 5(2), 217-222.

Demouchy, S., y Bolfan-Casanova, N. (2016). Distribution and transport of hydrogen in the lithospheric mantle: A review. *Lithos*, 240, 402-425.

Dietzek, B., Cialla, D., Schmitt, M., y Popp, J. (2010). Introduction to the fundamentals of Raman spectroscopy. In *Confocal Raman Microscopy* (pp. 21-42). Springer, Berlin, Heidelberg.

Druitt, T. H., y Sparks, R. S. J. (1984). On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature*, 310(5979), 679-681.

Eichelberger, J. C. (1980). Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature*, 288(5790), 446-450.

Eppelbaum, L., Kutasov, I., y Pilchin, A. (2014). *Applied geothermics* (pp. 99-149). Springer Berlin Heidelberg.

Faulds, J. E., y Varga, R. J. (1998). The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. *Geological Society of America Special Papers*, 323, 1-45.

Fisher, R. V. (1966). Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *American Journal of Science*, 264(5), 350-363.

Frezzotti, M. L. (2001). Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology. *Lithos*, 55(1-4), 273-299.

Frezzotti, M. L., Tecce, F., y Casagli, A. (2012). Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 1-20.

Fries, M., y Steele, A. (2010). Raman spectroscopy and confocal Raman imaging in mineralogy and petrography. In *Confocal Raman Microscopy* (pp. 111-135). Springer, Berlin, Heidelberg.

Frigo, C., Stalder, R., y Hauzenberger, C. A. (2016). OH defects in quartz in granitic systems doped with spodumene, tourmaline and/or apatite: experimental investigations at 5–20 kbar. *Physics and Chemistry of Minerals*, 43(10), 717-729.

García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, y G., Mora, J.C., (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan región, east-central sector of the Trans-Mexica Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41, 133–150.

García-Palomo, A., Macías, J. L., Jiménez, A., Tolson, G., Mena, M., Sánchez-Núñez, J. M., Arce, J. L., Layer, W. P., Santoyo, M. A., y 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., y 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.

García-Vallès, M., Pi, T., Alfonso, P., Canet, C., Martínez, S., Jiménez-Franco, A., Tarrago, M., y Hernández-Cruz, B. (2015). Kaolin from Acocolco (Puebla, Mexico) as raw material: Mineralogical and thermal characterization. *Clay Minerals*, 50(3), 405-416.

Gelman, S. E., Gutiérrez, F. J., y Bachmann, O. (2013). On the longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs. *Geology*, 41(7), 759-762.

Geshi, N., Ruch, J., y Acocella, V. (2014). Evaluating volumes for magma chambers and magma withdrawn for caldera collapse. *Earth and Planetary Science Letters*, 396, 107-115.

Ghiorso, M. S., y Evans, B. W. (2008). Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer. *American Journal of science*, 308(9), 957-1039.

Giordano, D., Nichols, A. R., and Dingwell, D. B. (2005). Glass transition temperatures of natural hydrous melts: a relationship with shear viscosity and implications for the welding process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(1-2), 105-118.

Gómez-Álvarez, F., Garduño-Monroy, V. H., Sosa-Ceballos, G., Jiménez-Haro, A., Liotta, D., Brogi, A., Gaitán-Ramírez, M. F. (2019). Tectonics and magmatism from Miocene to Quaternary between Acocolco and Los Humeros calderas: geothermal implications. *Asociación Geotérmica Mexicana. XXVI Annual Congress, Morelia, México.*

Gómez-Tuena, A., LaGatta, A. B., Langmuir, C. H., Goldstein, S. L., Ortega-Gutiérrez, F., y Carrasco-Núñez, G. (2003). Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(8).

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., y Ferrari, L. (2007). Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Special Papers*, 422, 129-181.

Gómez-Tuena, A., Mori, L., y Straub, S. M. (2018). Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-science reviews*, 183, 153-181.

Götze, J., Plötze, M., y Habermann, D. (2001). Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz—a review. *Mineralogy and petrology*, 71(3-4), 225-250.

Grunder, A., y Russell, J. K. (2005). Welding processes in volcanology: insights from field, experimental, and modeling studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(1-2), 1-9.

Gualda, G. A., y Ghiorso, M. S. (2014). Phase-equilibrium geobarometers for silicic rocks based on rhyolite-MELTS. Part 1: Principles, procedures, and evaluation of the method. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168(1), 1033.

Gudmundsson, A. (2002). Emplacement and arrest of sheets and dykes in central volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116, 279-298.

Gudmundsson, A. (2016). The mechanics of large volcanic eruptions. *Earth-science reviews*, 163, 72-93.

Gribble, C.D., 1989, Hybridization, Bowes, D.R., ed., *Petrology*. Encyclopedia of Earth Science: Springer, Boston, MA. doi: 10.1007/0-387-30845-8_96

Halliday, A. N., Mahood, G. A., Holden, P., Metz, J. M., Dempster, T. J., y Davidson, J. P. (1989). Evidence for long residence times of rhyolitic magma in the Long Valley magmatic system: the isotopic record in precaldera lavas of Glass Mountain. *Earth and Planetary Science Letters*, 94, 274-290.

Hamada, M., Kawamoto, T., Takahashi, E., y Fujii, T. (2011). Polybaric degassing of island arc low-K tholeiitic basalt magma recorded by OH concentrations in Ca-rich plagioclase. *Earth and Planetary Science Letters*, 308(1-2), 259-266.

Hasenaka, T., y Carmichael, I. S. (1987). The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry. *Journal of Petrology*, 28(2), 241-269.

Hawkesworth, C. J., Blake, S., Evans, P., Hughes, R., Macdonald, R., Thomas, L. E., y Zellmer, G. (2000). Time scales of crystal fractionation in magma chambers—integrating physical, isotopic and geochemical perspectives. *Journal of Petrology*, 41(7), 991-1006.

Hernández-Chávez, M., Vargas-Ramírez, M., Herrera-González, A. M., García-Serrano, J., Cruz-Ramírez, A., Romero-Serrano, J. A., y Sánchez-Alvarado, R. G. (2021). Thermodynamic analysis of the influence of potassium on the thermal behavior of kaolin raw material. *Physicochemical Problems of Mineral Processing*, 57, 39-52.

Hollricher, O. (2010). Raman instrumentation for confocal Raman microscopy. In *Confocal Raman Microscopy* (pp. 43-60). Springer, Berlin, Heidelberg.

Holohan, E. P., de Vries, B. V. W., y Troll, V. R. (2008). Analogue models of caldera collapse in strike-slip tectonic regimes. *Bulletin of Volcanology*, 70, 773-796.

Huber, C., Townsend, M., Degruyter, W., y Bachmann, O. (2019). Optimal depth of subvolcanic magma chamber growth controlled by volatiles and crust rheology. *Nature Geoscience*, 12(9), 762-768.

Humphreys, M. C., Blundy, J. D., y Sparks, R. S. J. (2006). Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: Insights from phenocryst zoning. *Journal of Petrology*, 47(12), 2303-2334.

Humphreys, M. C., Menand, T., Blundy, J. D., y Klimm, K. (2008). Magma ascent rates in explosive eruptions: Constraints from H₂O diffusion in melt inclusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 270(1-2), 25-40.

Hurai, V., Huraiová, M., Slobodník, M., y Thomas, R. (2015). Raman and Infrared Spectroscopic analysis. In *Geofluids: developments in microthermometry, spectroscopy, thermodynamics, and stable isotopes*. Elsevier.

Ingrin, J., Hercule, S., y Charton, T. (1995). Diffusion of hydrogen in diopside: results of dehydration experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B8), 15489-15499.

Johnson, E. A. (2005). Magmatic water contents recorded by hydroxyl concentrations in plagioclase phenocrysts from Mount St. Helens, 1980-1981. *Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement*, 69(10), A743.

Johnson, E. A. (2006). Water in nominally anhydrous crustal minerals: speciation, concentration, and geologic significance. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 62(1), 117-154.

Johnson, E. A., y Rossman, G. R. (2003). The concentration and speciation of hydrogen in feldspars using FTIR and ¹H MAS NMR spectroscopy. *American Mineralogist*, 88(5-6), 901-911.

Johnson, E. A., y Rossman, G. R. (2004). A survey of hydrous species and concentrations in igneous feldspars. *American Mineralogist*, 89(4), 586-600.

Johnson, Marie C., Anderson Jr., Alfred T. and Rutherford, Malcolm J. (2018) "Chapter 8. Pre-eruptive volatile contents of magmas: ". *Volatiles in Magmas*, edited by Michael R. Carroll and John R. Holloway, Berlin, Boston: De Gruyter, (2018), pp. 281-330. <https://doi.org/10.1515/9781501509674-014>

Jollands, M. C., Ellis, B., Tollan, P. M., y Müntener, O. (2020). An eruption chronometer based on experimentally determined H-Li and H-Na diffusion in quartz applied to the Bishop Tuff. *Earth and Planetary Science Letters*, 551, 116560.

Jones, R. R., Hooper, D. C., Zhang, L., Wolverson, D., y Valev, V. K. (2019). Raman techniques: fundamentals and frontiers. *Nanoscale research letters*, 14(1), 1-34.

Kamenetsky, V. S., De Vivo, B., Naumov, V. B., Kamenetsky, M. B., Mernagh, T. P., Van Achterbergh, E., y Davidson, P. (2003). Magmatic inclusions in the search for natural silicate-salt melt immiscibility: methodology and examples. *Developments in Volcanology*, 5. Melt inclusions in volcanic systems: methods, applications and problems, (5), 65-82.

Kats, A. (1962). Hydrogen in alpha-quartz: Philips Research Report, v. 17.

Kearns, S. (2016). *Electro Probe Microanalysis (EPMA)* Springer International Publishing Switzerland 2016

Kennedy, B. M., Holohan, E. P., Stix, J., Gravley, D. M., Davidson, J. R., Cole, J. W., y Burchardt, S. (2018). Volcanic and Igneous Plumbing Systems of Caldera Volcanoes. In *Volcanic and Igneous Plumbing Systems*. Elsevier. pp. 259-284.

Khan, S. A., Khan, S. B., Khan, L. U., Farooq, A., Akhtar, K., y Asiri, A. M. (2018). Fourier transform infrared spectroscopy: fundamentals and application in functional groups and nanomaterials characterization. In *Handbook of Materials Characterization* (pp. 317-344). Springer, Cham.

Kohút, M., y Danišik, M. (2017). Rapid cooling and geospeedometry of granitic rocks exhumation within a volcanic arc: A case study from the Central Slovakian Neovolcanic Field (Western Carpathians). *Island Arc*, 26, e12201.

Kouchi, A., y Sunagawa, I. (1985). A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1), 17-23.

Kovács, I. (2008). Water in the nominally anhydrous minerals of the upper mantle: Analytical and experimental developments. Ph.D. thesis, Australian National University, Canberra.

Kress, V. C., y Ghiorso, M. S. (2004). Thermodynamic modeling of post-entrapment crystallization in igneous phases. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137(4), 247-260.

Kronenberg, A. K., Kirby, S. H., Aines, R. D., y Rossman, G. R. (1986). Solubility and diffusional uptake of hydrogen in quartz at high water pressures: implications for hydrolytic weakening. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B12), 12723-12741.

- Laumonier, M., Scaillet, B., Pichavant, M., Champallier, R., Andujar, J., y Arbaret, L. (2014). On the conditions of magma mixing and its bearing on andesite production in the crust. *Nature communications*, 5(1), 1-12.
- Lange, R. A., y Carmichael, I. S. (1991). A potassic volcanic front in western Mexico: The lamprophyric and related lavas of San Sebastian. *Geological Society of America Bulletin*, 103(7), 928-940.
- Le Corvec, N., Spörli, K. B., Rowland, J., y Lindsay, J. (2013). Spatial distribution and alignments of volcanic centers: clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews*, 124, 96-114.
- Le Losq, C., Mysen, B. O., y Cody, G. D. (2015). Water and magmas: insights about the water solution mechanisms in alkali silicate melts from infrared, Raman, and ²⁹Si solid-state NMR spectroscopies. *Progress in Earth and Planetary Science*, 2(1), 1-16.
- Le Voyer, M., Asimow, P. D., Mosenfelder, J. L., Guan, Y., Wallace, P. J., Schiano, P., Stolper, P., y Eiler, J. M. (2014). Zonation of H₂O and F concentrations around melt inclusions in olivines. *Journal of Petrology*, 55(4), 685-707.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Marech, M.V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., y Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical magazine*, 61(405), 295-310.
- Lifshin, E., y Gauvin, R. (2001). Minimizing errors in electron microprobe analysis. *Microscopy and Microanalysis*, 7(2), 168-177.
- Lipman, P. W. (1997). Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of volcanology*, 59(3), 198-218.
- López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzmán, H., y Quijano-León, J. L. (2009). Hydrothermal activity in the Tulancingo–Acoculco Caldera Complex, central Mexico: exploratory studies. *Geothermics*, 38, 279-293.
- Lowenstern, J. B. (1994). Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma. *Geology*, 22(10), 893-896.

Lowenstern, J. B., Charlier, B. L. A., Clyne, M. A., y Wooden, J. L. (2006). Extreme U–Th disequilibrium in rift-related basalts, rhyolites and granophyric granite and the timescale of rhyolite generation, intrusion and crystallization at Alid Volcanic Center, Eritrea. *Journal of Petrology*, 47, 2105-2122.

Macdonald, R., Davies, G. R., Upton, B. G. J., Dunkley, P. N., Smith, M., y Leat, P. T. (1995). Petrogenesis of Silali volcano, Gregory Rift, Kenya. *Journal of the Geological Society*, 152, 703-720.

Macdonald, R., Belkin, H. E., Fitton, J. G., Rogers, N. W., Nejbort, K., Tindle, A. G., y 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.

Macdonald, R. (2012). Evolution of peralkaline silicic complexes: Lessons from the extrusive rocks. *Lithos*, 152, 11-22.

Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P.W., Rueda, H., Reyes-Agustin, G., y Avellán, D., (2012). Geology and Geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl Volcanoes, Sierra Nevada, Central México: GSA Field Guides. 25, 163–193.

Martí, J., y Gudmundsson, A. (2000). The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of volcanology and geothermal research*, 103(1-4), 161-173.

Márquez, A., Verma, S. P., Anguita, F., Oyarzun, R., y Brandle, J. L. (1999). Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93(1-2), 125-150.

Martí, J., y Gudmundsson, A. (2000). The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of volcanology and geothermal research*, 103, 161-173.

Mavrogenes, J. A., y Bodnar, R. J. (1994). Hydrogen movement into and out of fluid inclusions in quartz: Experimental evidence and geologic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(1), 141-148.

Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76.

Muller, A., y Koch-Muller, M. (2009). Hydrogen speciation and trace element contents of igneous, hydrothermal and metamorphic quartz from Norway. *Mineralogical Magazine*, 73(4), 569-583.

Mutch, E. J. F., Blundy, J. D., Tattitch, B. C., Cooper, F. J., y Brooker, R. A. (2016). An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(10), 85.

Myers, M. L., Wallace, P. J., Wilson, C. J., Morter, B. K., y Swallow, E. J. (2016). Prolonged ascent and episodic venting of discrete magma batches at the onset of the Huckleberry Ridge supereruption, Yellowstone. *Earth and Planetary Science Letters*, 451, 285-297.

Newman, S., y Lowenstern, J. B. (2002). VolatileCalc: a silicate melt–H₂O–CO₂ solution model written in Visual Basic for excel. *Computers & Geosciences*, 28(5), 597-604.

Olvera-García, E., Garduño-Monroy, V. H., Liotta, D., Brogi, A., Bermejo-Santoyo, G., y Guevara-Alday, J. A. (2020). Neogene-Quaternary normal and transfer faults controlling deep-seated geothermal systems: The case of San Agustín del Maíz (central Trans-Mexican Volcanic Belt, México). *Geothermics*, 86, 101791.

Ostapenko, G. T., Tarashchan, A. N., y Mitsyuk, B. M. (2007). Rutile-quartz geothermobarometer. *Geochemistry International*, 45(5), 506-508.

Orozco-Esquivel, T., Petrone, C. M., Ferrari, L., Tagami, T., y Manetti, P. (2007). Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Lithos*, 93(1-2), 149-174.

Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R., y Speed, R., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, *in* Speed, R., ed., *Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Transitions*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. 265–306.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., y Dávalos-Elizondo, M. G. (2008). On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 25(2), 346-364.

Pálos, Z., Kovács, I. J., Karátson, D., Biró, T., Sándorné Kovács, J., Bertalan, É., Besnyi, A., Falus, G., Fancsik, T., Tribus, M., Aradi, L. E., Szabó, C., y Westergom, V (2019). On the use of nominally anhydrous minerals as phenocrysts in volcanic rocks: A review including a case study from the Carpathian–Pannonian Region. *Central European Geology*, 62(1), 119-152.

Pardo, M., y Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100, 12357-12373.

Pasquaré, G., Vezzoli, L., y Zanchi, A. (1987). Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 26(2).

Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J., Singh, S., Manea, V.C., y Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 35, L18303.

Pérez-Cruz, G., (1988). Estudio Sismológico de reflexión del subsuelo de la Cuenca de México. Master Thesis. Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F. (83 p).

Pérez-Orozco, J. D., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V. H., y Avellán, D. R. (2018). Felsic-intermediate magmatism and brittle deformation in Sierra del Tzirate (Michoacán-Guanajuato Volcanic Field). *Journal of South American Earth Sciences*, 85, 81-96.

Pérez-Orozco, J. D., Sosa-Ceballos, G., y Macías, J. L. (2020) Tectonic and magmatic controls on the evolution of post-collapse volcanism. Insights from the Acoculco Caldera Complex, Puebla, México. *Lithos*, 380, 105878.

Petrone, C. M. (2010). Relationship between monogenetic magmatism and stratovolcanoes in western Mexico: The role of low-pressure magmatic processes. *Lithos*, 119(3-4), 585-606.

Petrone, C. M., Francalanci, L., Carlson, R. W., Ferrari, L., y Conticelli, S. (2003). Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace element data from the magmatism of the San Pedro–Ceboruco graben (Nayarit, Mexico). *Chemical Geology*, 193(1-2), 1-24.

Pichavant, M., Martel, C., Bourdier, J. L., y Scaillet, B. (2002). Physical conditions, structure, and dynamics of a zoned magma chamber: Mount Pelée (Martinique, Lesser Antilles Arc). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B5), ECV-1.

Pirajno, F. (2008). *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer Science and Business Media.

Potrafke, A., Stalder, R., Schmidt, B. C., y Ludwig, T. (2019). OH defect contents in quartz in a granitic system at 1–5 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174(12), 98.

Prol-Ledesma, R.M., y Morán-Zenteno, D.J., (2019). Heat flow and geothermal provinces in Mexico. *Geothermics* 78, 183–200.

Qiu, Y., Jiang, H., Kovács, I., Xia, Q. K., y Yang, X. (2018). Quantitative analysis of H-species in anisotropic minerals by unpolarized infrared spectroscopy: An experimental evaluation. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 103(11), 1761-1769.

- Raman, C. V., y Krishnan, K. S. (1928). The optical analogue of the Compton effect. *Nature*, 121(3053), 711-711.
- Reubi, O., y Nicholls, I. A. (2005). Structure and dynamics of a silicic magmatic system associated with caldera-forming eruptions at Batur volcanic field, Bali, Indonesia. *Journal of Petrology*, 46, 1367-1391.
- Reubi, O., y Blundy, J. (2008). Assimilation of plutonic roots, formation of high-K 'exotic' melt inclusions and genesis of andesitic magmas at Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Petrology*, 49(12), 2221-2243.
- Richter, F. M., Davis, A. M., DePaolo, D. J., y Watson, E. B. (2003). Isotope fractionation by chemical diffusion between molten basalt and rhyolite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(20), 3905-3923.
- Ridolfi, F., y Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 877-895.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M. 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 45-66.
- Riehle, J. R., Miller, T. F., y Bailey, R. A. (1995). Cooling, degassing and compaction of rhyolitic ash flow tuffs: a computational model. *Bulletin of Volcanology*, 57(5), 319-336.
- Riggs, N., y Carrasco-Nunez, G. (2004). Evolution of a complex isolated dome system, Cerro Pizarro, central México. *Bulletin of Volcanology*, 66(4), 322-335.
- Rodríguez, S. R., Siebe, C., Komorowski, J. C., y Abrams, M. (2002). The Quetzalapa Pumice: a voluminous late Pleistocene rhyolite deposit in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113(1-2), 177-212.
- Roedder, E. (1992). Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(1), 5-20.
- Rogers, N. (2015). The composition and origin of magmas. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 93-112). Academic Press.
- Rovetta, M. R., Blacic, J. D., Hervig, R. L., y Holloway, J. R. (1989). An experimental study of hydroxyl in quartz using infrared spectroscopy and ion microprobe techniques. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B5), 5840-5850.

- Ruprecht, P., y Bachmann, O. (2010). Pre-eruptive reheating during magma mixing at Quizapu volcano and the implications for the explosiveness of silicic arc volcanoes. *Geology*, 38(10), 919-922.
- Rusk, B., Koenig, A., y Lowers, H. (2011). Visualizing trace element distribution in quartz using cathodoluminescence, electron microprobe, and laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *American Mineralogist*, 96(5-6), 703-708.
- Rutherford, M. J., y Hill, P. M. (1993). Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B11), 19667-19685.
- Rutherford, M. J., y Devine, J. D. (2003). Magmatic conditions and magma ascent as indicated by hornblende phase equilibria and reactions in the 1995–2002 Soufriere Hills magma. *Journal of petrology*, 44(8), 1433-1453.
- Ryan, W. B., Carbotte, S. M., Coplan, J. O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R.A., Ferrini, V., Godwillie, A., Nitsche, F., y Bonczkowski, J. (2009). Global multi-resolution topography synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10 (3).
- Sánchez-Córdova, M. M., Canet, C., Rodríguez-Díaz, A., González-Partida, E., y 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.
- Sánchez-Córdova, M. (2021). Estudio geoquímico de la interacción fluido-roca en el sistema geotérmico de Acoculco, Puebla. [Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de Méxco]. <https://tesiunam.dgb.unam.mx/>
- Severs, M. J., Azbej, T., Thomas, J. B., Mandeville, C. W., y Bodnar, R. J. (2007). Experimental determination of H₂O loss from melt inclusions during laboratory heating: Evidence from Raman spectroscopy. *Chemical Geology*, 237(3-4), 358-371.
- Scaillet, B., y Macdonald, R. (2006). Experimental constraints on pre-eruption conditions of pantelleritic magmas: evidence from the Eburru complex, Kenya Rift. *Lithos*, 91(1-4), 95-108.
- Schaaf, P., y Carrasco-Núñez, G. (2010). Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1-4), 108-122.
- Schaaf, P., Stimac, J. I. M., Siebe, C., y Macías, J. L. (2005). Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatépetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, 46(6), 1243-1282.

Shepherd, H. V., y Johnson, E. A. E. (2016). Water contents of yellowstone magmas estimated from hydroxyl concentrations in feldspar phenocryst. Geological Society of America Abstracts with Programs, Boulder, CO, 40, 62.

Sheridan, M. F., y Wang, Y. (2005). Cooling and welding history of the Bishop Tuff in Adobe Valley and Chidago canyon, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(1-2), 119-144.

Shulaker, D. Z., Schmitt, A. K., Zack, T., y Bindeman, I. (2015). In-situ oxygen isotope and trace element geothermometry of rutilated quartz from Alpine fissures. *American Mineralogist*, 100, 915-925.

Simakin, A. G., y Bindeman, I. N. (2012). Remelting in caldera and rift environments and the genesis of hot, "recycled" rhyolites. *Earth and Planetary Science Letters*, 337, 224-235.

Smekal, A., (1923). The quantum theory of dispersion. *Naturwissenschaften* 11, 873–875

Smith, V. C., Shane, P., y Nairn, I. A. (2005). Trends in rhyolite geochemistry, mineralogy, and magma storage during the last 50 kyr at Okataina and Taupo volcanic centres, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 148(3-4), 372-406.

Sosa-Ceballos, G., Gardner, J. E., Siebe, C., y Macías, J. L. (2012). A caldera-forming eruption~ 14,100 14C yr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213, 27-40.

Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., Avellán, D. R., Salazar-Hermenegildo, N., Boijseauneau-López, M. E., y 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, S. R., Sigurdsson, H., y Wilson, L. (1977). Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267, 315-318.

Stalder, R., y Konzett, J. (2012). OH defects in quartz in the system quartz–albite–water and granite–water between 5 and 25 kbar. *Physics and Chemistry of Minerals*, 39(10), 817-827.

Steele-Macinnis, M., Esposito, R., y Bodnar, R. J. (2011). Thermodynamic model for the effect of post-entrapment crystallization on the H₂O–CO₂ systematics of vapor-saturated, silicate melt inclusions. *Journal of Petrology*, 52(12), 2461-2482.

Stenina, N. G. (2004). Water-related defects in quartz. *Bulletin of Geosciences*, 79(4), 251-268.

Stolper, E. (1982). Water in silicate glasses: an infrared spectroscopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81(1), 1-17.

Straub, S. M., Gómez-Tuena, A., Bindeman, I. N., Bolge, L. L., Brandl, P. A., Espinasa-Perena, R., y Zellmer, G. F. (2015). Crustal recycling by subduction erosion in the central Mexican Volcanic Belt. *Geochimica et cosmochimica acta*, 166, 29-52.

Sulpizio, R., Dellino, P., Doronzo, D. M., y Sarocchi, D. (2014). Pyroclastic density currents: state of the art and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 283, 36-65.

Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., y Farrar, E. (1995). The Acambay graben: Active intraarc extension in the Trans-Mexican volcanic belt, Mexico. *Tectonics*, 14(6), 1245-1262.

Suter, M., Martínez, M. L., Legorreta, O. Q., y Martínez, M. C. (2001). Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 113(6), 693-703.

Thomas, N., Tait, S., y Koyaguchi, T. (1993). Mixing of stratified liquids by the motion of gas bubbles: application to magma mixing. *Earth and Planetary Science Letters*, 115, 161-175.

Thomas, R. M. E., y Sparks, R. S. J. (1992). Cooling of tephra during fallout from eruption columns. *Bulletin of Volcanology*, 54(7), 542-553.

Thomas, S. M., Koch-Müller, M., Reichart, P., Rhede, D., Thomas, R., Wirth, R., y Matsyuk, S. (2009). IR calibrations for water determination in olivine, r-GeO₂, and SiO₂ polymorphs. *Physics and Chemistry of Minerals*, 36(9), 489-509.

Tollan, P., Ellis, B., Troch, J., y Neukampf, J. (2019). Assessing magmatic volatile equilibria through FTIR spectroscopy of unexposed melt inclusions and their host quartz: a new technique and application to the Mesa Falls Tuff, Yellowstone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174(3), 1-19.

Trolese, M., Cerminara, M., Ongaro, T. E., y Giordano, G. (2019). The footprint of column collapse regimes on pyroclastic flow temperatures and plume heights. *Nature communications*, 10(1), 1-10.

Urrutia-Fucugauchi, J., y Flores-Ruiz, J. H. (1996). Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review*, 38, 176-194.

Ustunisik, G., y Kilinc, A. (2011). The role of fractional crystallization, magma recharge, and magma mixing in the differentiation of the Small Hasandag volcano, Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 125(3-4), 984-993.

Verma, S. P. (2000). Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*, 334, 195.

Verma, S. P. (2001). Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Acoculco caldera, eastern Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review*, 43, 31-51.

Verma, S. P., Torres-Sánchez, D., Velasco-Tapia, F., Subramanyam, K. S. V., Manikyamba, C., y Bhutani, R. (2016). Geochemistry and petrogenesis of extension-related magmas close to the volcanic front of the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 72, 126-136.

Wallace, P. J., Anderson Jr, A. T., y Davis, A. M. (1999). Gradients in H₂O, CO₂, and exsolved gas in a large-volume silicic magma system: Interpreting the record preserved in melt inclusions from the Bishop Tuff. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B9), 20097-20122.

Wallace, P. J., Dufek, J., Anderson, A. T., y Zhang, Y. (2003). Cooling rates of Plinian-fall and pyroclastic-flow deposits in the Bishop Tuff: inferences from water speciation in quartz-hosted glass inclusions. *Bulletin of Volcanology*, 65(2), 105-123.

Walshaw, R. (2018, September). Electron probe microanalysis (EPMA) in the Earth Sciences. In *Book of Tutorials and Abstracts*. Leeds.

Zhang, Y. (2010). Diffusion in minerals and melts: theoretical background. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 72(1), 5-59.

Zhang, Y., Xu, Z., Zhu, M., y Wang, H. (2007). Silicate melt properties and volcanic eruptions. *Reviews of Geophysics*, 45(4).

4 APÉNDICE

PROCEDIMIENTO PARA LA CORRECCIÓN POST-ENTRAMPAMIENTO DE VIDRIO EN INCLUSIONES

Las composiciones de vidrio en inclusiones (base anhidra) fueron corregidas por el método de regresión ortogonal. Las composiciones pueden tener distintas tendencias de evolución en el diagrama K_2O vs FeO (positiva y negativa), las cuales se usaron para corregir las composiciones químicas y el contenido de H_2O en vidrio de inclusiones por procesos post-atrapamiento (PEC).

La tendencia negativa (incremento en K_2O y decremento de FeO) probablemente representa la evolución del líquido magmático, ya que durante la evolución, el melt se enriquece en K_2O y se empobrece en FeO debido a la cristalización de fases minerales (probablemente microlitos de feldespatos). Si existe un enriquecimiento en el contenido de FeO en el melt, sugiere que la cristalización de fases minerales ricas en Fe ocurrió debido a un proceso PEC.

Para corregir las composiciones de vidrio de inclusiones que tengan una tendencia positiva, primeramente, se seleccionaron grupos de inclusiones (o al menos dos inclusiones) que formaran una línea recta con una tendencia negativa, la cual fue nombrada *la línea de corrección (CL)*. Estas composiciones representan una aproximación a la composición del melt sin PEC (Figura 4.1) y se pueden desarrollar diferentes CLs para un grupo determinado de inclusiones, las cuales indicarían la participación de distintos fundidos “melts”. Las inclusiones que contienen una tendencia por PEC fueron corregidas con la composición de las inclusiones seleccionadas en la CL. La distancia entre la CL y las inclusiones con tendencia PEC es *el error PEC*, que es calculado con el método de regresión ortogonal (Keles, 2018; Carrol y Ruppert, 1996). Las composiciones que fueron corregidas se encuentran dentro de la CL y se obtienen restando el error PEC a la composición original del vidrio en la inclusión (Figura. 4.1).

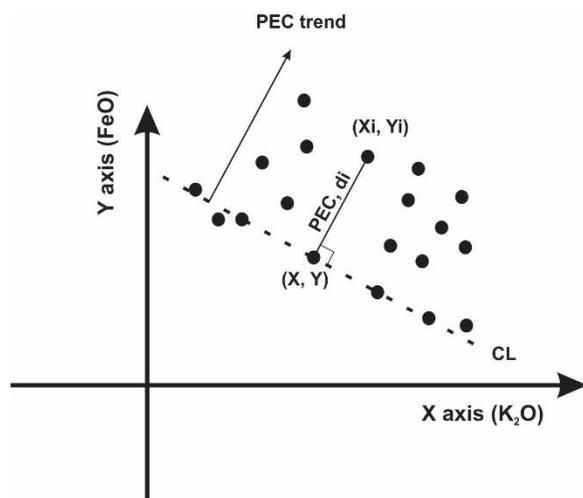


Figura 4.1. Modelo de regresión ortogonal (modificado de Keles, 2018). El diagrama muestra la tendencia positiva por PEC, composiciones de vidrio de inclusiones (puntos color negro (X_i, Y_i)), la línea recta generada por composiciones con una tendencia negativa (línea punteada) y finalmente, las composiciones corregidas (X, Y) calculadas por un punto perpendicular la línea CL.

Las composiciones de vidrio en inclusiones fueron normalizadas en base anhidra y graficadas en el diagrama K_2O vs FeO . Posteriormente, se calculó el error PEC entre la CL y la composición de las inclusiones (punto X_i, Y_i) (Figura 4.1) y se restó a X_i, Y_i para obtener un punto nuevo dentro de la CL (punto X, Y) que corresponde a la composición corregida.

La línea recta (CL) seleccionada con una tendencia negativa obedece a la siguiente ecuación:

$$CL = y = bx + a \quad \text{Eq. (4.1)}$$

donde b es la pendiente de la recta y a es la intersección en el eje de las ordenadas.

El error PEC o la distancia “di” es calculada con la siguiente ecuación de Keles (2018):

$$PEC = di = \frac{|Y_i - bX_i - a|}{\sqrt{b^2 + 1}} \quad \text{Eq. (4.2)}$$

El nuevo punto (X, Y) fue obtenido encontrando un punto en la CL a una distancia (error PEC) perpendicular a (X_i, Y_i) con las siguientes ecuaciones:

$$X = Xi \pm l \cdot \sqrt{\frac{1}{1+m^2}} \quad \text{Eq. (4.3)}$$

$$Y = Yi \pm m \cdot l \cdot \sqrt{\frac{1}{1+m^2}} \quad \text{Eq. (4.4)}$$

donde m es la pendiente inversa de la LC, y l es la distancia (PEC o di).

El error PEC calculado para cada CL es aplicado a las composiciones de vidrio de cada grupo de inclusiones y al contenido de H₂O. El nuevo contenido de H₂O es calculado con la siguiente ecuación (Eq. 3.5):

$$NewH_2O = (1 - PEC) * H_2O \quad \text{Eq. (4.5)}$$

El nuevo valor de H₂O es calculado con la suposición de que las inclusiones están saturadas de agua y, para determinar cuánta agua corresponde a PEC, es restado del contenido original de agua en la inclusión. Para corregir las composiciones de vidrio en inclusiones en el contenido de Na₂O, Al₂O₃, MnO, SiO₂ y TiO₂ se usan las ecuaciones Eq. 4.2 y 4.3 aplicando el mismo error PEC calculado en K₂O vs FeO.

4.1 APÉNDICE A

Análisis de datos corregidos de las composiciones de vidrio en inclusiones de la IA.

Se analizaron 115 datos normalizados de composiciones de vidrio en inclusiones dentro de fenocristales de feldespatos de la IA. Las composiciones de vidrio de inclusiones de la IA fueron graficadas en el diagrama K_2O vs FeO (Figura 4.2) y corregidas por PEC, en donde, el conjunto de composiciones desarrolló dos grupos (grupo 1 y grupo 2; Figura 4.2). En cada grupo se seleccionó una CL para realizar la corrección por PEC. Se usaron diferentes criterios para discriminar las composiciones de vidrio como: (1) composiciones de vidrio en inclusiones por debajo del 95 wt.% total, (2) seleccionamos inclusiones con un espesor entre 10-25 micras (e.g., Wysoczanski y Tani, 2006) para no sobreestimar o subestimar el valor de H_2O-CO_2 ya que la concentración de volátiles depende del espesor de la inclusión, (3) en vidrios basálticos seleccionamos inclusiones con un contenido de Al_2O_3 entre 15-17 wt%, y en inclusiones riolíticas entre 13-14 wt % Al_2O_3 debido a que valores mayores de estos rangos indican que durante la medición en la microsonda electrónica se midió una fase mineral, probablemente un cristal de feldespato o matriz, (4) en los espectros de infrarrojo de las inclusiones eliminamos los espectros con picos entre las bandas $2800-3000\text{ cm}^{-1}$ perteneciente a la incorporación de materia orgánica, y espectros con incorporación de CO_2 molecular del ambiente representado por la banda 2350 cm^{-1} en forma de dos picos de absorción para evitar la saturación de las bandas de H_2O y CO_2 y sobreestimar los contenidos de volátiles, (5) composiciones con más del 30 % de error PEC, (6) inclusiones con evidencia de alteración hidrotermal (contenido de H_2O entre 0-2.5 wt. % medido en inclusiones de vidrio dentro de cuarzo CR de la IT), y (7) seleccionamos inclusiones con un contenido de volátiles (H_2O y CO_2) que resulten con presiones de saturación <5000 bar de acuerdo con el modelo de Newman y Lowenstern (2002). Por tanto, de las 115 inclusiones de IA analizadas sólo 8 presentaron condiciones magmáticas. Las inclusiones color café de IA representan un grupo diferente y son consideradas como un miembro máfico en la evolución de IA. Desafortunadamente, muchas de estas inclusiones fueron discriminadas debido a que tienen menos de 95 wt.%, sin embargo, una muestra contiene un valor > 95 wt.% total. Esta muestra (AGi43-1) no fue corregida porque no hay suficientes datos para generar una CL que permita realizar su corrección PEC, pero fue tomada en cuenta para el análisis de los datos.

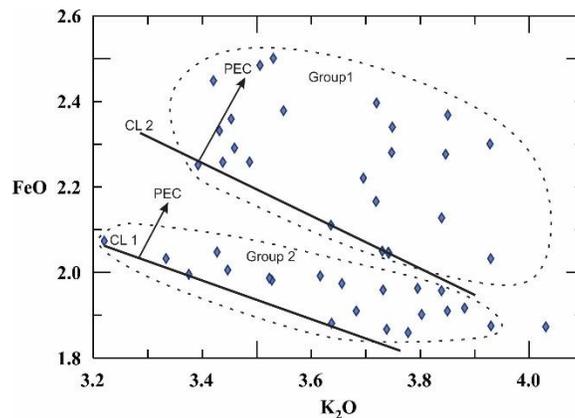


Figura 4.2. Diagrama K_2O vs FeO con las composiciones de vidrio de inclusiones de la IA. En la figura se nota la tendencia positiva por PEC. Las composiciones desarrollan dos grupos (grupo 1 y grupo 2) con sus respectivas líneas de corrección (CL-1 y CL-2). Estas líneas representan la aproximación de dos líquidos magmáticos que participaron en la formación de la IA.

El grupo 1 (tabla 4.1) contiene un error PEC máximo de 28% y un promedio de 7 %. El grupo 2 (tabla 4.3) contiene un error PEC máximo de 23 % y un promedio de 7 %. La tabla 4.2 contiene los datos corregidos para las composiciones de vidrio de inclusiones para el grupo 1 y la tabla 4.4 contiene la información del grupo 2. Los resultados por corrección PEC indican que las composiciones de vidrio en inclusiones se encuentran entre 99-100 wt.% total, similar a los datos no corregidos, lo que sugiere que el proceso de corrección fue adecuado.

Tabla 4.1. Datos normalizados de composiciones de vidrio en inclusiones del grupo 1 de la IA, valores del error PEC, % PEC y contenido de H₂O y CO₂.

Sample	TiO ₂ (wt.%)	FeO (wt.%)	MnO (wt.%)	CaO (wt.%)	K ₂ O (wt.%)	Na ₂ O (wt.%)	SiO ₂ (wt.%)	Al ₂ O ₃ (wt.%)	MgO (wt.%)	Total	H ₂ O (wt.%)	CO ₂ (ppm)	PEC	%PEC
AGi1-1	0.60	1.87	0.10	1.30	4.03	5.42	70.68	15.51	0.49	100	4.55	5355.77	0.019	1.872
AGi2-1	0.47	1.99	0.06	1.48	3.62	4.67	70.57	16.63	0.51	100	6.29	109.93	0.050	4.961
AGi3-1	0.48	2.05	0.11	1.24	3.74	5.46	70.54	15.91	0.47	100	4.25	0	0.128	12.798
AGi3-2	0.55	2.11	0.11	1.39	3.64	5.38	70.36	16.01	0.45	100	4.24	461.70	0.170	16.969
AGi4-2	0.33	1.91	0.04	1.31	3.68	5.51	70.55	16.20	0.47	100	2.18	0	0.017	1.714
AGi5-1	0.46	2.05	0.08	1.32	3.73	5.48	70.34	16.10	0.44	100	2.94	6694.72	0.130	12.998
AGi9-1	0.43	1.96	0.05	1.27	3.84	5.02	70.78	16.16	0.50	100	4.27	107.73	0.062	6.164
AGi14-1	0.65	2.13	0.11	1.68	3.84	5.52	69.02	16.39	0.66	100	5.89	1179.91	0.228	22.843
AGi16-2	0.38	1.97	0.09	1.30	3.66	5.23	70.68	16.21	0.47	100	3.63	1231.21	0.040	4.044
AGi16-3	0.52	1.98	0.10	1.27	3.53	5.11	71.21	15.82	0.45	100	4.39	357.05	0.021	2.136
AGi18-2	0.54	1.91	0.08	1.51	3.85	5.50	69.55	16.54	0.51	100	3.96	523.27	0.018	1.757
AGi20-1	0.50	2.03	0.08	1.23	3.33	4.94	71.40	16.01	0.46	100	3.45	4586.27	0.031	3.087
AGi24-1	0.53	1.96	0.09	1.31	3.73	4.98	70.99	16.03	0.39	100	4.73	752.41	0.041	4.149
AGi25-1	0.46	2.03	0.10	1.47	3.93	5.13	70.05	16.32	0.51	100	5.08	1423.59	0.154	15.395
AGi27-2	0.49	2.07	0.14	1.29	3.22	1.87	74.09	16.40	0.43	100	1.75	1096.55	0.047	4.739
AGi30-1	0.37	2.22	0.19	1.45	3.70	5.59	69.62	16.33	0.53	100	3.06	2052.02	0.290	28.984
AGi30-2	0.44	2.05	0.04	1.58	3.74	4.79	70.19	16.62	0.53	100	3.02	0	0.129	12.905
AGi32-1	0.54	2.17	0.15	1.44	3.72	4.94	70.05	16.48	0.52	100	1.77	615.61	0.241	24.116
AGi32-2	0.50	2.01	-0.03	1.33	3.45	2.96	72.67	16.60	0.52	100	2.49	1282.51	0.028	2.788
AGi33-1	0.39	1.92	0.20	1.16	3.88	5.08	70.42	16.44	0.51	100	3.08	857.45	0.031	3.087
AGi45-1	0.35	1.96	0.08	1.46	3.80	4.86	70.48	16.52	0.49	100	4.95	205.20	0.058	5.817
AGi50-1	0.38	1.90	0.05	1.37	3.80	5.68	70.43	15.96	0.43	100	13.97	446.31	0.000	0.004
AGi53-1	0.31	1.87	0.09	1.23	3.93	5.61	70.47	16.01	0.47	100	4.51	718.21	0.000	0.004
AGi54-2	0.46	2.00	0.06	1.34	3.38	5.02	70.83	16.41	0.51	100	3.36	0	0.003	0.328
AGi55-1	0.36	1.99	0.09	1.29	3.52	5.39	70.94	15.97	0.45	100	4.73	551.48	0.025	2.543
AGi56-1	0.34	2.05	0.15	1.25	3.43	5.07	70.88	16.35	0.48	100	4.28	1436.41	0.065	6.495
AGi21-1	0.33	1.86	0.06	1.20	3.78	5.65	70.86	15.85	0.41	100	7.64	0	0.047	4.674
AGi21-2	0.48	1.87	0.07	1.11	3.74	5.04	71.39	15.82	0.48	100	4.59	0	0.047	4.727
AGi41-1	0.40	1.88	0.03	1.32	3.64	2.27	73.19	16.79	0.49	100	4.74	76.95	0.055	5.462
AGi43-1	0.97	2.91	0.24	2.11	2.45	5.28	67.63	17.26	1.15	100	6.80	6.80	0	0

AGi = vidrio de inclusiones de la IA.

Tabla 4.2. Datos corregidos de vidrio en inclusiones del grupo 1 de la IA, y valores corregidos de H₂O.

Sample	TiO ₂	FeO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Total	H ₂ O
	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)		(wt.%)
AGi1-1	0.58	1.85	0.09	4.03	5.43	1.32	70.68	15.53	0.50	100.01	4.47
AGi2-1	0.42	1.94	0.03	3.61	4.69	1.53	70.58	16.68	0.55	100.02	5.98
AGi3-1	0.35	1.92	0.03	3.72	5.41	1.37	70.57	15.79	0.56	99.73	3.71
AGi3-2	0.38	1.94	0.00	3.60	5.32	1.56	70.41	15.85	0.58	99.64	3.52
AGi4-2	0.34	1.93	0.03	3.69	5.51	1.33	70.56	16.18	0.48	100.04	2.14
AGi5-1	0.33	1.92	0.00	3.70	5.43	1.45	70.38	15.98	0.54	99.72	2.56
AGi9-1	0.37	1.90	0.01	3.83	5.00	1.33	70.79	16.10	0.54	99.87	4.00
AGi14-1	0.43	1.90	0.25	3.79	5.43	1.90	69.09	16.18	0.49	99.46	4.54
AGi16-2	0.34	1.93	0.06	3.65	5.25	1.34	70.69	16.25	0.50	100.02	3.48
AGi16-3	0.50	1.96	0.08	3.52	5.12	1.29	71.22	15.84	0.47	100.01	4.29
AGi18-2	0.53	1.89	0.07	3.85	5.49	1.53	69.56	16.53	0.53	99.96	3.89
AGi20-1	0.47	2.00	0.06	3.33	4.96	1.26	71.41	16.04	0.49	100.02	3.35
AGi24-1	0.49	1.92	0.06	3.72	4.99	1.35	71.00	16.07	0.42	100.02	4.53
AGi25-1	0.31	1.88	0.00	3.90	5.07	1.32	70.01	16.18	0.63	99.29	4.30
AGi27-2	0.45	2.03	0.11	3.21	1.89	1.24	74.08	16.44	0.46	99.91	1.67
AGi30-1	0.66	1.94	0.01	3.64	5.48	1.73	69.70	16.06	0.76	99.96	2.17
AGi30-2	0.32	1.92	0.12	3.71	4.74	1.71	70.23	16.50	0.43	99.69	2.63
AGi32-1	0.30	1.93	0.00	3.67	4.85	1.20	69.98	16.26	0.71	98.89	1.34
AGi32-2	0.47	1.98	-0.01	3.44	2.97	1.30	72.66	16.63	0.50	99.94	2.42
AGi33-1	0.36	1.89	0.18	3.87	5.07	1.19	70.43	16.41	0.53	99.93	2.99
AGi45-1	0.41	1.91	0.04	3.78	4.84	1.51	70.50	16.47	0.54	99.99	4.67
AGi50-1	0.38	1.90	0.05	3.80	5.68	1.37	70.43	15.96	0.43	100.00	13.97
AGi53-1	0.31	1.87	0.09	3.93	5.61	1.23	70.47	16.01	0.47	100.00	4.51
AGi54-2	0.46	1.99	0.06	3.37	5.02	1.34	70.83	16.41	0.51	100.00	3.35
AGi55-1	0.33	1.96	0.08	3.52	5.38	1.31	70.95	15.95	0.47	99.95	4.61
AGi56-1	0.27	1.98	0.11	3.41	5.04	1.31	70.90	16.41	0.53	99.98	4.01
AGi21-1	0.37	1.91	0.03	3.79	5.64	1.24	70.87	15.80	0.45	100.10	7.28
AGi21-2	0.44	1.91	0.04	3.75	5.06	1.16	71.40	15.86	0.52	100.14	4.37
AGi41-1	0.35	1.93	0.00	3.65	2.29	1.26	73.17	16.84	0.53	100.02	4.48

AGi = vidrio de inclusiones de la IA.

Tabla 4.3. Datos normalizados de composiciones de vidrio en inclusiones del grupo 2 de la IA, valores del error PEC, % PEC y contenido de H₂O y CO₂.

Sample	TiO ₂ (wt.%)	FeO (wt.%)	MnO (wt.%)	CaO (wt.%)	K ₂ O (wt.%)	Na ₂ O (wt.%)	SiO ₂ (wt.%)	Al ₂ O ₃ (wt.%)	MgO (wt.%)	Total	PEC	%PEC	H ₂ O (wt.%)	CO ₂ (ppm)
AGi6-1	0.48	2.48	0.09	1.42	3.51	4.82	69.86	16.74	0.60	100	0.21	21.48	4.37	0.00
AGi6-2	0.52	2.45	0.14	1.33	3.42	5.78	69.38	16.40	0.59	100	0.19	19.10	6.74	410.40
AGi8-1	0.46	2.30	0.04	1.50	3.93	5.29	69.18	16.76	0.54	100	0.03	2.74	4.04	393.30
AGi8-2	0.45	2.38	0.02	1.43	3.55	5.79	69.18	16.66	0.55	100	0.10	10.36	3.66	2872.83
AGi8-4	0.70	2.50	0.03	1.61	3.53	5.35	69.34	16.41	0.54	100	0.23	22.75	1.37	0.00
AGi11-1	0.41	2.26	0.09	1.46	3.49	5.76	69.48	16.53	0.53	100	0.01	0.64	5.05	1269.69
AGi12-1	0.48	2.29	0.09	1.46	3.46	5.08	70.18	16.42	0.54	100	0.03	2.99	6.08	2411.12
AGi13-1	0.52	2.26	0.11	1.42	3.44	5.09	70.12	16.55	0.50	100	0.00	0.01	4.58	0.00
AGi13-6	0.52	2.26	0.11	1.42	3.44	5.09	70.12	16.55	0.50	100	0.00	0.01	3.38	1879.80
AGi15-3	0.54	2.25	0.02	1.44	3.39	2.92	72.15	16.78	0.50	100	0.00	0.01	5.30	3437.14
AGi17-1	0.74	2.34	0.08	1.60	3.75	5.18	69.14	16.63	0.55	100	0.04	3.72	5.62	1121.28
AGi18-1	0.54	2.28	0.04	1.62	3.85	5.30	69.16	16.65	0.57	100	0.04	3.96	3.34	513.01
AGi23-1	0.78	2.40	0.05	1.66	3.72	5.18	68.96	16.62	0.63	100	0.10	9.73	3.98	0.00
AGi29-2	0.57	2.36	0.06	1.81	3.45	5.37	68.84	16.94	0.61	100	0.10	9.80	5.66	0.00
AGi38-5	0.52	2.33	0.10	1.35	3.43	5.01	70.06	16.62	0.58	100	0.07	7.36	6.40	923.41
AGi471-1	0.72	2.37	0.06	1.52	3.85	5.27	69.02	16.56	0.63	100	0.05	5.08	3.02	0.00
AGi471-2	0.74	2.28	0.17	1.44	3.75	5.89	68.25	16.87	0.62	100	0.02	2.16	4.44	219.86

AGi = vidrio de inclusiones de la IA.

Tabla 4.4. Datos corregidos de vidrio en inclusiones del grupo 2 de la IA, y valores corregidos de H₂O.

Sample	TiO ₂ (wt.%)	FeO (wt.%)	MnO (wt.%)	K ₂ O (wt.%)	Na ₂ O (wt.%)	CaO (wt.%)	SiO ₂ (wt.%)	Al ₂ O ₃ (wt.%)	MgO (wt.%)	Total	H ₂ O (wt.%)
AGi6-1	0.27	2.27	-0.11	3.54	4.80	1.63	69.90	16.53	0.68	99.50	3.43
AGi6-2	0.33	2.26	-0.04	3.45	5.80	1.52	69.41	16.59	0.66	99.98	5.45
AGi8-1	0.43	2.33	0.01	3.92	5.29	1.53	69.19	16.73	0.55	99.98	3.93
AGi8-2	0.55	2.28	-0.08	3.56	5.78	1.53	69.20	16.55	0.59	99.96	3.28
AGi8-4	0.47	2.28	-0.18	3.56	5.37	1.39	69.30	16.64	0.62	99.44	1.06
AGi11-1	0.40	2.25	0.08	3.49	5.76	1.46	69.48	16.52	0.53	99.99	5.02
AGi12-1	0.45	2.26	0.06	3.46	5.09	1.43	70.18	16.45	0.55	99.93	5.90
AGi13-1	0.52	2.26	0.11	3.44	5.09	1.42	70.12	16.55	0.50	100.00	4.58
AGi13-6	0.52	2.26	0.11	3.44	5.09	1.42	70.12	16.55	0.50	100.00	3.38
AGi15-3	0.54	2.25	0.02	3.39	2.92	1.44	72.15	16.78	0.50	100.00	5.30
AGi17-1	0.70	2.30	0.04	3.75	5.17	1.63	69.14	16.59	0.57	99.91	5.41
AGi18-1	0.50	2.32	0.00	3.84	5.29	1.58	69.15	16.61	0.59	99.88	3.20
AGi23-1	0.69	2.30	-0.04	3.73	5.17	1.75	68.98	16.52	0.67	99.77	3.60
AGi29-2	0.47	2.26	-0.03	3.47	5.36	1.72	68.82	16.84	0.64	99.54	5.10
AGi38-5	0.45	2.26	0.03	3.44	5.00	1.43	70.08	16.55	0.60	99.83	5.93
AGi471-1	0.67	2.32	0.02	3.86	5.27	1.57	69.03	16.51	0.65	99.88	2.87
AGi471-2	0.72	2.30	0.15	3.74	5.88	1.46	68.26	16.85	0.63	99.99	4.35

AGi = vidrio de inclusiones de la IA.

4.2 APÉNDICE B

Análisis de datos corregidos de las composiciones de vidrio en inclusiones de la IT.

Se analizaron 115 datos normalizados de composiciones de vidrio en inclusiones dentro de fenocristales de cuarzo de la IT. Las composiciones de vidrio de inclusiones de la IT fueron graficadas en el diagrama K_2O vs FeO (Figura 4.3) y corregidas por PEC, en donde el conjunto de composiciones desarrolló tres grupos (grupo 1, grupo 2 y grupo 3; Figura 4.3). En cada grupo se seleccionó una CL para realizar la corrección por PEC. Se usaron diferentes criterios para discriminar las composiciones de vidrio como: composiciones con más del 30 % de error PEC, composiciones por debajo del 95 wt.% total, y composiciones con evidencia de alteración hidrotermal (rango de entrapamiento de inclusiones dentro de cristales de cuarzo con rutilo de la IT). Por tanto, de las 115 inclusiones de la IT, sólo tres representaron condiciones magmáticas.

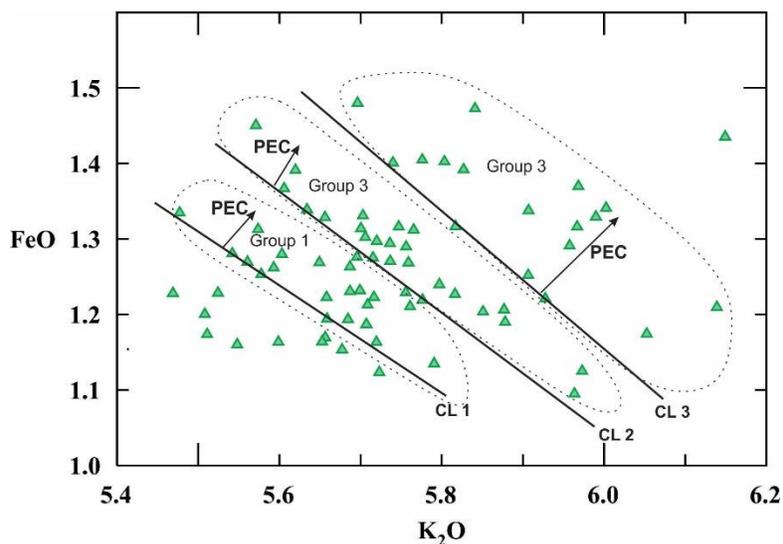


Figura 4.3. Diagrama K_2O vs FeO con las composiciones de vidrio de inclusiones de la IT. En la figura se nota la tendencia positiva por PEC. Las composiciones desarrollan tres grupos (grupo 1, grupo 2 y grupo 3) con sus respectivas líneas de corrección (CL-1, CL-2 y CL-3). Estas líneas representan la aproximación de tres líquidos magmáticos que participaron en la formación de la IT.

El grupo 1 (tabla 4.5) contiene un error PEC máximo de 23 % y un promedio de 7 %. El grupo 2 (tabla 4.7) contiene un error PEC máximo de 25 % y un promedio de 5 %. El grupo 3 (tabla 4.9) contiene un error PEC máximo de 32 % y un promedio de 8 %. La tabla 4.6

contiene los datos corregidos para las composiciones de vidrio de inclusiones para el grupo 1, la tabla 4.8 contiene la información del grupo 2 y la tabla 4.10 contiene los datos del grupo 3. Los resultados por corrección PEC indican que la composición de vidrio en inclusiones se encuentra entre 99-100 wt.% total, similar a los datos no corregidos lo que sugiere que el proceso de corrección fue adecuado.

Tabla 4.5. Datos normalizados de composiciones de vidrio en inclusiones del grupo 1 de la IT, valores del error PEC, % PEC y contenido de H₂O y CO₂.

Sample	TiO ₂ (wt.%)	FeO (wt.%)	MnO (wt.%)	K ₂ O (wt.%)	Na ₂ O (wt.%)	CaO (wt.%)	SiO ₂ (wt.%)	Al ₂ O ₃ (wt.%)	MgO (wt.%)	Total	H ₂ O (wt.%)	CO ₂ (ppm)	PEC	%PEC
TGi-22	0.11	1.15	0.04	5.68	4.20	0.46	73.83	14.46	0.05	100.00	17.17	82.08	0.037	3.720
TGi-131	0.11	1.16	-0.02	5.55	4.54	0.55	73.50	14.60	0.06	100.00	1.00	36.94	0.000	0.013
TGi-14	0.14	1.17	0.01	5.66	4.37	0.46	73.53	14.63	0.07	100.00	0.36	76.95	0.045	4.524
TGi-171	0.12	1.23	0.02	5.52	4.98	0.47	73.63	14.05	0.06	100.00	7.06	129.60	0.056	5.612
TGi-173	0.13	1.17	0.05	5.51	5.35	0.49	73.30	13.92	0.07	100.00	47.04	307.80	0.000	0.013
TGi-20	0.11	1.19	0.06	5.66	4.41	0.49	73.64	14.43	0.05	100.00	0.83	65.96	0.069	6.926
TGi-24	0.13	1.23	0.05	5.47	4.98	0.49	72.86	14.66	0.07	100.00	0	46.17	0.037	3.689
TGi-281	0.12	1.16	0.01	5.72	4.64	0.42	73.64	14.24	0.06	100.00	1.29	0.00	0.061	6.090
TGi-321	0.11	1.16	0.05	5.60	4.86	0.40	73.26	14.54	0.08	100.00	0.49	53.27	0.020	2.029
TGi-322	0.14	1.13	0.04	5.79	4.63	0.45	73.01	14.86	0.05	100.00	0.40	54.96	0.058	5.825
TGi-431	0.17	1.16	0.08	5.65	5.58	0.56	72.36	14.44	0.04	100.00	3.30	10.61	0.039	3.905
TGi-432	0.10	1.12	0.03	5.72	5.08	0.49	72.98	14.44	0.05	100.00	2.63	167.89	0.025	2.468
TGi-44	0.12	1.20	0.04	5.51	4.82	0.40	73.70	14.43	0.05	100.00	1.55	102.60	0.024	2.416
TGi-451	0.13	1.15	0.04	5.41	4.68	0.45	74.01	14.36	0.06	100.00	0.88	8.55	0.052	5.189

TGi = vidrio de inclusiones de la IT.

Tabla 4.6. Datos corregidos de vidrio en inclusiones del grupo 1 de la IT, y valores corregidos de H₂O.

Sample	TiO₂ (wt.%)	FeO (wt.%)	MnO (wt.%)	K₂O (wt.%)	Na₂O (wt.%)	CaO (wt.%)	SiO₂ (wt.%)	Al₂O₃ (wt.%)	MgO (wt.%)	Total	H₂O (wt.%)
TGi-22	0.07	1.12	0.00	5.66	4.19	0.50	73.83	14.42	0.06	99.86	16.53
TGi-131	0.11	1.16	-0.02	5.55	4.54	0.55	73.50	14.60	0.06	100.04	1.00
TGi-14	0.10	1.13	0.05	5.64	4.36	0.50	73.54	14.59	0.05	99.96	0.34
TGi-171	0.06	1.18	0.07	5.51	4.96	0.53	73.63	14.00	0.04	99.97	6.67
TGi-173	0.13	1.17	0.05	5.51	5.35	0.49	73.30	13.92	0.07	99.98	47.03
TGi-20	0.04	1.13	0.00	5.64	4.38	0.42	73.63	14.36	0.07	99.65	0.78
TGi-24	0.10	1.19	0.02	5.46	4.97	0.53	72.87	14.63	0.08	99.83	0
TGi-281	0.06	1.11	0.06	5.70	4.61	0.48	73.65	14.18	0.04	99.90	1.21
TGi-321	0.09	1.14	0.03	5.59	4.85	0.42	73.26	14.52	0.09	100.00	0.48
TGi-322	0.08	1.08	-0.01	5.77	4.61	0.51	73.02	14.81	0.07	99.93	0.38
TGi-431	0.13	1.13	0.04	5.64	5.57	0.60	72.37	14.41	0.05	99.93	3.17
TGi-432	0.12	1.10	0.00	5.71	5.07	0.52	72.98	14.41	0.06	99.98	2.57
TGi-44	0.10	1.18	0.01	5.50	4.81	0.43	73.70	14.40	0.06	100.19	1.51
TGi-451	0.08	1.20	-0.01	5.43	4.66	0.40	74.00	14.31	0.08	100.14	0.84

TGi = vidrio de inclusiones de la IT.

Tabla 4.7. Datos normalizados de composiciones de vidrio en inclusiones del grupo 2 de la IT, valores del error PEC, % PEC y contenido de H₂O y CO₂.

Sample	TiO ₂	FeO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Total	H ₂ O	CO ₂	PEC	%PEC
	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)		(wt.%)	(ppm)		
TGi-21	0.08	1.31	0.03	5.57	5.50	0.31	72.33	14.97	0.06	100.00	0.57	30.78	0.050	5.027
TGi-3	0.12	1.33	0.02	5.48	5.17	0.53	73.80	13.58	0.08	100.00	3.45	16.20	0.023	2.251
TGi-6	0.08	1.24	0.07	5.80	4.60	0.46	73.04	14.69	0.03	100.00	0.29	14.80	0.095	9.476
TGi-10	0.08	1.12	0.01	5.97	4.19	0.50	72.49	15.45	0.06	100.00	0.63	175.89	0.080	7.962
TGi-211	0.13	1.21	0.08	5.76	4.85	0.44	73.36	14.27	0.08	100.00	1.11	382.19	0.052	5.181
TGi-221	0.14	1.22	0.03	5.66	5.13	0.50	72.80	14.39	0.06	100.00	7.39	436.05	0.012	1.228
TGi-26	0.11	1.22	0.04	5.78	4.25	0.44	73.53	14.68	0.07	100.00	0	0.00	0.067	6.662
TGi-272	0.11	1.20	0.03	5.85	4.47	0.45	73.60	14.28	0.07	100.00	0.46	359.10	0.089	8.914
TGi-273	0.13	1.19	0.11	5.88	4.66	0.40	72.64	15.02	0.08	100.00	0.26	76.95	0.090	9.024
TGi-29	0.11	1.27	0.02	5.74	4.64	0.46	73.46	14.38	0.04	100.00	0.75	20.52	0.092	9.220
TGi-31	0.12	1.26	-0.01	5.59	4.66	0.46	73.67	14.37	0.05	100.00	0.43	82.08	0.015	1.510
TGi-322	0.14	1.13	0.04	5.79	4.63	0.45	73.01	14.86	0.05	100.00	0.40	54.96	0.000	0.022
TGi-36	0.13	1.21	0.05	5.71	4.06	0.45	74.22	14.29	0.03	100.00	0.43	28.50	0.028	2.812
TGi-37	0.12	1.19	0.04	5.68	4.57	0.44	73.59	14.40	0.04	100.00	0.61	12.83	0.000	0.022
TGi-38	0.13	1.23	0.02	5.70	4.92	0.46	73.00	14.56	0.06	100.00	1.00	30.78	0.040	4.039
TGi-391	0.12	1.28	-0.01	5.54	5.35	0.49	73.22	14.01	0.06	100.00	6.63	30.78	0.007	0.671
TGi-392	0.13	1.28	0.06	5.70	5.37	0.54	72.69	14.29	0.07	100.00	3.79	15.39	0.077	7.714
TGi-41	0.14	1.22	0.08	5.93	4.48	0.43	73.37	14.37	0.06	100.00	23.46	282.15	0.141	14.134
TGi-422	0.11	1.19	0.05	5.71	5.34	0.37	72.83	14.39	0.03	100.00	0.43	43.97	0.005	0.488
TGi-433	0.11	1.23	0.01	5.82	5.01	0.46	72.84	14.48	0.09	100.00	1.25	38.48	0.093	9.270
TGi-471	0.13	1.23	0.10	5.76	4.64	0.44	72.97	14.79	0.04	100.00	0.65	282.15	0.065	6.515
TGi-481	0.14	1.27	0.02	5.56	4.56	0.45	73.87	14.23	0.04	100.00	5.27	48.09	0.006	0.610
TGi-482	0.11	1.25	0.05	5.58	4.99	0.48	73.26	14.33	0.05	100.00	1.53	161.60	0.000	0.001
TGi-51	0.11	1.27	0.04	5.65	4.63	0.46	73.62	14.24	0.04	100.00	1.24	923.41	0.048	4.837
TGi-55	0.10	1.28	-0.03	5.60	4.63	0.46	73.37	14.53	0.04	100.00	0.46	0	0.036	3.582
TGi-M13	0.12	1.48	-0.02	5.70	4.78	0.46	73.11	14.43	0.08	100.00	0	0	0.256	25.555
TGi-M4	0.12	1.23	0.07	5.69	4.32	0.39	73.74	14.47	0.05	100.00	0.81	403.99	0.033	3.336
TGi-M51	0.12	1.22	0.04	5.72	4.57	0.44	73.43	14.43	0.09	100.00	0.83	35.52	0.041	4.080
TGi-M61	0.15	1.27	0.05	5.76	3.87	0.50	73.48	14.89	0.06	100.00	0.25	219.86	0.101	10.141
TGi-M101	0.12	1.28	0.05	5.72	4.68	0.42	73.23	14.44	0.06	100.00	1.13	0	0.086	8.599
TGi-M102	0.12	1.26	0.08	5.69	5.03	0.48	73.10	14.22	0.05	100.00	1.52	0	0.062	6.160
TGi-M121	0.12	1.09	0.02	5.96	4.40	0.22	73.78	14.44	0.01	100.00	1.29	136.80	0.049	4.889

TGi = vidrio de inclusiones de la IT.

Tabla 4.8. Datos corregidos de vidrio en inclusiones del grupo 2 de la IT, y valores corregidos de H₂O.

Sample	TiO ₂ (wt.%)	FeO (wt.%)	MnO (wt.%)	K ₂ O (wt.%)	Na ₂ O (wt.%)	CaO (wt.%)	SiO ₂ (wt.%)	Al ₂ O ₃ (wt.%)	MgO (wt.%)	Total	H ₂ O (wt.%)
TGi-21	0.13	1.27	0.00	5.55	5.47	0.35	72.36	14.93	0.11	100.17	0.54
TGi-3	0.10	1.31	0.00	5.47	5.16	0.55	73.81	13.56	0.10	100.07	3.38
TGi-6	-0.01	1.16	0.03	5.75	4.55	0.55	73.08	14.61	0.11	99.83	0.27
TGi-10	0.16	1.06	-0.03	5.93	4.15	0.57	72.53	15.39	0.13	99.89	0.58
TGi-211	0.08	1.17	0.06	5.74	4.82	0.49	73.38	14.22	0.13	100.08	1.05
TGi-221	0.13	1.21	0.03	5.65	5.13	0.51	72.81	14.38	0.07	99.91	7.30
TGi-26	0.04	1.16	0.01	5.74	4.21	0.51	73.56	14.62	0.13	99.98	0
TGi-272	0.03	1.13	-0.02	5.81	4.42	0.37	73.56	14.20	0.15	99.64	0.42
TGi-273	0.04	1.11	0.07	5.83	4.61	0.48	72.68	14.95	0.16	99.93	0.24
TGi-29	0.01	1.19	-0.02	5.69	4.59	0.55	73.49	14.31	0.12	99.93	0.68
TGi-31	0.10	1.25	-0.02	5.59	4.65	0.45	73.66	14.36	0.07	100.11	0.42
TGi-322	0.14	1.13	0.04	5.79	4.63	0.45	73.01	14.86	0.05	100.11	0.40
TGi-36	0.10	1.19	0.04	5.70	4.05	0.47	74.23	14.27	0.05	100.10	0.42
TGi-37	0.12	1.19	0.04	5.68	4.57	0.44	73.59	14.40	0.04	100.08	0.61
TGi-38	0.09	1.20	0.00	5.68	4.90	0.50	73.02	14.52	0.09	100.00	0.96
TGi-391	0.12	1.27	-0.01	5.54	5.35	0.50	73.23	14.00	0.07	100.06	6.59
TGi-392	0.05	1.21	0.02	5.66	5.33	0.61	72.73	14.22	0.14	99.97	3.49
TGi-41	0.00	1.10	0.02	5.86	4.40	0.56	73.43	14.26	0.19	99.80	20.15
TGi-422	0.11	1.18	0.04	5.70	5.33	0.38	72.83	14.38	0.04	100.00	0.43
TGi-433	0.02	1.15	-0.03	5.77	4.96	0.55	72.88	14.40	0.17	99.87	1.13
TGi-471	0.06	1.17	0.07	5.72	4.61	0.50	72.99	14.73	0.09	99.96	0.61
TGi-481	0.13	1.26	0.02	5.56	4.56	0.45	73.87	14.23	0.05	100.12	5.23
TGi-482	0.11	1.25	0.05	5.58	4.99	0.48	73.26	14.33	0.05	100.11	1.53
TGi-51	0.07	1.23	0.02	5.63	4.60	0.41	73.60	14.20	0.09	99.84	1.18
TGi-55	0.07	1.25	-0.05	5.59	4.61	0.49	73.39	14.50	0.07	99.91	0.44
TGi-M13	-0.14	1.26	0.10	5.57	4.64	0.69	73.21	14.22	0.30	99.86	0
TGi-M4	0.09	1.20	0.05	5.67	4.30	0.42	73.75	14.44	0.08	100.00	0.78
TGi-M51	0.08	1.19	0.03	5.70	4.55	0.48	73.45	14.39	0.12	99.99	0.80
TGi-M61	0.05	1.18	0.00	5.71	3.82	0.60	73.53	14.81	0.15	99.84	0.23
TGi-M101	0.03	1.20	0.01	5.67	4.63	0.50	73.26	14.37	0.13	99.81	1.04
TGi-M102	0.06	1.21	0.05	5.66	4.99	0.53	73.13	14.17	0.11	99.90	1.43
TGi-M121	0.07	1.05	-0.01	5.94	4.38	0.27	73.80	14.40	0.05	99.95	1.22

TGi = vidrio de inclusiones de la IT.

Tabla 4.9. Datos normalizados de composiciones de vidrio en inclusiones del grupo 3 de la IT, valores del error PEC, % PEC y contenido de H₂O y CO₂.

Sample	TiO ₂	FeO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Total	H ₂ O	CO ₂	PEC	%PEC
	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)		(wt.%)	(ppm)		
TGi-1	0.11	1.39	0.06	5.62	4.97	0.46	73.04	14.28	0.07	100.00	0.29	25.65	0.034	3.417
TGi-11	0.13	1.47	0.02	5.84	4.75	0.38	72.80	14.56	0.06	100.00	0.36	102.60	0.212	21.152
TGi-12	0.13	1.29	0.01	5.76	4.90	0.45	73.09	14.37	0.07	100.00	0.95	51.30	0.010	1.025
TGi-132	0.13	1.17	-0.03	6.05	5.44	0.43	72.19	14.66	0.03	100.00	1.14	359.10	0.051	5.065
TGi-172	0.13	1.34	0.09	6.00	4.60	0.08	73.84	13.93	0.06	100.00	22.79	285.82	0.173	17.307
TGi-18	0.12	1.45	0.05	5.57	4.92	0.48	73.10	14.15	0.05	100.00	2.02	0.00	0.063	6.291
TGi-191	0.15	1.21	-0.04	6.14	5.30	0.32	72.09	14.85	0.04	100.00	2.43	116.97	0.123	12.323
TGi-193	0.10	1.25	-0.05	5.91	4.79	0.35	72.50	15.11	0.06	100.00	0.15	115.43	0.049	4.902
TGi-232	0.06	1.34	0.06	5.91	5.15	0.48	71.96	14.95	0.05	100.00	0.64	538.66	0.125	12.458
TGi-271	0.14	1.37	0.09	5.61	5.06	0.52	73.39	13.92	0.04	100.00	0.59	241.85	0.006	0.609
TGi-282	0.11	1.30	0.08	5.72	4.94	0.46	72.99	14.46	0.03	100.00	0.47	319.90	0.001	0.053
TGi-30	0.13	1.40	0.14	5.80	4.86	0.54	72.70	14.29	0.06	100.00	0.40	37.38	0.132	13.177
TGi-331	0.12	1.31	-0.01	5.70	4.51	0.43	73.30	14.66	0.05	100.00	1.37	21.99	0.005	0.470
TGi-34	0.11	1.32	0.02	5.97	4.46	0.43	73.33	14.48	0.07	100.00	0.13	15.39	0.134	13.426
TGi-351	0.11	1.34	-0.02	5.63	4.27	0.46	73.76	14.45	0.08	100.00	1.12	30.78	0.005	0.499
TGi-401	0.11	1.31	0.06	5.77	4.77	0.51	73.38	14.16	0.03	100.00	0.50	0.00	0.034	3.442
TGi-402	0.11	1.37	0.08	5.97	5.43	0.53	71.77	14.75	0.05	100.00	25.27	2370.08	0.182	18.231
TGi-41	0.14	1.22	0.08	5.93	4.48	0.43	73.37	14.37	0.06	100.00	23.46	282.15	0.032	3.173
TGi-421	0.12	1.33	0.04	5.66	5.29	0.46	73.17	14.08	0.08	100.00	3.80	106.55	0.003	0.343
TGi-461	0.12	1.30	0.01	5.71	4.78	0.42	73.46	14.20	0.06	100.00	0.35	11.84	0.003	0.262
TGi-462	0.10	1.32	0.04	5.82	5.12	0.48	73.08	14.00	0.07	100.00	0.87	209.87	0.063	6.303
TGi-521	0.16	1.33	0.07	5.70	5.03	0.51	73.41	13.87	0.08	100.00	-	-	0.021	2.091
TGi-531	0.11	1.29	0.07	5.96	4.58	0.45	72.78	14.84	0.04	100.00	0.27	153.90	0.108	10.783
TGi-M12	0.12	1.39	0.04	5.83	4.47	0.39	73.22	14.51	0.06	100.00	0.78	307.80	0.134	13.382
TGi-M13	0.12	1.32	0.03	5.75	4.80	0.45	73.23	14.30	0.06	100.00	1.52	205.20	0.029	2.916
TGi-M3	0.12	1.48	-0.02	5.70	4.78	0.46	73.11	14.43	0.08	100.00	0	0	0.148	14.840
TGi-M9	0.11	1.33	0.08	5.99	4.19	0.46	73.02	14.70	0.07	100.00	0.17	61.56	0.157	15.684
TGi-M11	0.14	1.40	0.04	5.74	4.48	0.41	73.42	14.41	0.06	100.00	0.52	38.48	0.100	10.010
TGi-M132	0.10	1.40	0.08	5.78	4.76	0.49	73.13	14.29	0.05	100.00	-	-	0.121	12.082
TGi-M14	0.11	1.44	0.07	6.15	4.19	0.38	72.63	14.83	0.09	100.00	0.20	38.48	0.326	32.618
TGi-M15	0.11	1.29	0.02	5.74	4.63	0.50	73.17	14.53	0.06	100.00	1.31	72.75	0.005	0.469
TGi-7	0.14	1.21	0.06	5.88	4.60	0.48	73.09	14.48	0.07	100.00	0.39	76.95	0.005	0.520

TGi = vidrio de inclusiones de la IT.

Tabla 4.10. Datos corregidos de vidrio en inclusiones del grupo 3 de la IT, y valores corregidos de H₂O.

Sample	TiO ₂ (wt.%)	FeO (wt.%)	MnO (wt.%)	K ₂ O (wt.%)	Na ₂ O (wt.%)	CaO (wt.%)	SiO ₂ (wt.%)	Al ₂ O ₃ (wt.%)	MgO (wt.%)	Total	H ₂ O (wt.%)
TGi-1	0.14	1.36	0.04	5.60	4.95	0.49	73.05	14.26	0.10	99.99	0.28
TGi-11	0.34	1.29	-0.08	5.74	4.61	0.59	72.86	14.39	0.24	99.99	0.28
TGi-12	0.14	1.28	0.01	5.75	4.89	0.46	73.10	14.36	0.08	100.07	0.94
TGi-132	0.18	1.13	-0.05	6.03	5.41	0.48	72.20	14.62	0.07	100.07	1.09
TGi-172	-0.04	1.19	0.01	5.92	4.71	0.25	73.89	14.06	0.21	100.21	18.84
TGi-18	0.18	1.40	0.02	5.54	4.88	0.54	73.12	14.11	0.10	99.87	1.89
TGi-191	0.27	1.10	-0.09	6.08	5.22	0.44	72.12	14.75	0.15	100.04	2.13
TGi-193	0.15	1.21	-0.07	5.88	4.76	0.39	72.52	15.08	0.10	100.01	0.14
TGi-232	0.18	1.23	0.00	5.85	5.07	0.60	71.99	14.85	0.16	99.92	0.56
TGi-271	0.13	1.36	0.09	5.60	5.06	0.52	73.39	13.92	0.04	100.12	0.59
TGi-282	0.11	1.30	0.08	5.72	4.94	0.47	72.99	14.46	0.03	100.10	0.47
TGi-30	0.26	1.29	0.08	5.74	4.78	0.67	72.74	14.19	0.18	99.92	0.35
TGi-331	0.12	1.31	-0.01	5.70	4.51	0.43	73.30	14.65	0.05	100.06	1.37
TGi-34	0.24	1.20	-0.05	5.90	4.38	0.56	73.37	14.38	0.19	100.18	0.11
TGi-351	0.10	1.33	-0.02	5.63	4.27	0.46	73.76	14.46	0.08	100.08	1.11
TGi-401	0.08	1.28	0.04	5.75	4.75	0.54	73.39	14.14	0.06	100.03	0.49
TGi-402	0.29	1.21	-0.01	5.88	5.31	0.70	71.82	14.61	0.21	100.03	20.66
TGi-41	0.10	1.19	0.07	5.91	4.50	0.46	73.38	14.40	0.09	100.10	22.72
TGi-421	0.13	1.33	0.04	5.65	5.29	0.46	73.17	14.08	0.09	100.24	3.78
TGi-461	0.12	1.30	0.01	5.70	4.77	0.42	73.46	14.20	0.06	100.05	0.35
TGi-462	0.17	1.26	0.01	5.79	5.08	0.54	73.10	13.95	0.12	100.02	0.81
TGi-521	0.14	1.31	0.06	5.69	5.04	0.53	73.42	13.89	0.10	100.18	0
TGi-531	0.21	1.20	0.02	5.91	4.52	0.56	72.81	14.76	0.13	100.11	0.24
TGi-M12	0.25	1.27	-0.03	5.76	4.38	0.52	73.26	14.41	0.18	100.00	0.68
TGi-M13	0.09	1.29	0.02	5.73	4.78	0.47	73.24	14.28	0.09	100.00	1.48
TGi-M3	0.26	1.35	-0.09	5.63	4.69	0.60	73.15	14.32	0.21	100.11	0
TGi-M9	0.27	1.19	0.00	5.91	4.09	0.61	73.07	14.58	0.21	99.93	0.14
TGi-M11	0.04	1.31	-0.01	5.69	4.55	0.51	73.45	14.48	0.15	100.17	0.46
TGi-M132	0.22	1.30	0.02	5.72	4.68	0.61	73.16	14.20	0.16	100.07	0
TGi-M14	0.43	1.15	-0.08	5.99	3.98	0.70	72.72	14.58	0.38	99.84	0.13
TGi-M15	0.11	1.29	0.02	5.73	4.62	0.51	73.17	14.52	0.06	100.05	1.30
TGi-7	0.14	1.20	0.06	5.87	4.60	0.48	73.09	14.48	0.08	99.99	0.39

TGi = vidrio de inclusiones de la IT.

BIBLIOGRAFÍA

Carroll, R. J., and Ruppert, D. (1996). The use and misuse of orthogonal regression in linear errors-in-variables models. *The American Statistician*, 50(1), 1-6.

Keles, T. (2018). Comparison of Classical Least Squares and Orthogonal Regression in Measurement Error Models. *International Online Journal of Educational Sciences*, 10(3).

Wysoczanski, R., y Tani, K. (2006). Spectroscopic FTIR imaging of water species in silicic volcanic glasses and melt inclusions: An example from the Izu-Bonin arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156(3-4), 302-314.