



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**ESTUDIO GEOQUÍMICO Y TEXTURAL DE
MINERALES Y VIDRIO EN ENCLAVES
MICROGRANULARES DEL VOLCÁN
IRRUPUTUNCU: IMPLICANCIAS EN EL
SISTEMA DE ALIMENTACIÓN MAGMÁTICO**

Habilitación Profesional para optar al Título de Geóloga/o

Constanza Alexandra Riquelme Sanhueza

Profesor Guía : Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Profesor Co-Guía : Dr. Pablo Antonio Salas Reyes

Profesores Comisión : Dr. Osvaldo Patricio González Maurel

Concepción, 2026

Dedicado a mi madre Elda Rosa Pezo Santibañez ♥

Te extraño todos los días de mi vida.

ÍNDICE

Resumen.....	7
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Planteamiento del Problema.....	1
1.2. Objetivos.....	5
1.2.1. Objetivo General	5
1.2.2. Objetivos Específicos.....	6
1.3. Agradecimientos	6
2. MARCO GEOLÓGICO	9
2.1. Marco Tectónico	9
2.2. Marco Geológico Regional.....	13
2.3. Geología local del volcán Irruputuncu	14
2.3.1. Ubicación, morfología general y estructura del edificio	14
2.3.2. Litologías y unidades volcánicas principales	15
2.3.3. Secuencia eruptiva y evolución del edificio	18
2.4. Petrología y Geoquímica del Sistema Magmático del Irruputuncu.....	22
2.5. Geoquímica de gases del sistema volcánico del Irruputuncu	23
3. METODOLOGÍAS	24
3.1. Análisis petrográfico	24
3.1.1. Selección y preparación de muestras.....	24
3.1.2. Descripciones petrográficas	24
3.2. Análisis químico mediante microsonda electrónica (EPMA).....	25
3.3. Procesamiento de datos y termobarometría	26
4. RESULTADOS	28
4.1. Petrografía óptica de enclaves y del volcán Irruputuncu	28
4.1.1. Características petrográficas generales.....	28
4.2. Química Mineral.....	37
4.2.1. Composición y clasificación de los anfíboles	37
4.2.2. Composición del vidrio intersticial: Diagramas de clasificación.....	38
4.2.3. Diagramas de Harker.....	40

4.3.	Termobarometría	42
4.3.1.	Termobarometría basada en anfíbol (<i>amphibole-only</i>).....	42
5.	DISCUSIÓN.....	50
5.1.	Condiciones de almacenamiento magmático registradas por la termobarometría de anfíbol (<i>amphibole-only</i>)	50
5.2.	Integración al modelo del volcán Irruputuncu	51
5.3.	Alcances y limitaciones de la termobarometría anfíbol-líquido.....	52
5.4.	Relación entre la composición química de los anfíboles y las condiciones magmáticas.....	54
5.5.	Consideraciones petrográficas en relación con la evolución magmática	55
5.6.	Rol del anfíbol como indicador de procesos de desequilibrio.....	60
6.	CONCLUSIONES	62
7.	REFERENCIAS.....	65

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1.	Mapa de Región de ubicación del volcán Irruputuncu	2
2.1.	Mapas locales del volcán Irruputuncu.....	10
2.2.	Mapa geológico del volcán Irruputuncu..	16
4.1.	Microfotografías de enclaves del volcán Irruputuncu	30
4.2.	Glomeropórfido de anfíbol en el enclave.....	34
4.3.	Texturas de desequilibrio en el enclave IRR-M8A	34
4.4.	Glomeropórfido de clinopiroxeno con bordes de reacción (IRR-M8B).....	35
4.5.	Textura tipo patchy zoning en plagioclasa del enclave IRR-M12A	35
4.6.	Glomeropórfidos de anfíbol y textura ofítica del enclave IRR-M12B.....	36
4.7.	Bordes de reacción en anfíbol del enclave MC-IRR-M11	36
4.8.	Diagramas de clasificación química de anfíboles.	37
4.9.	Diagrama TAS.....	38
4.10.	Diagrama SiO ₂ vs K ₂ O para el vidrio intersticial de los enclaves.....	39
4.11.	Diagrama AFM para el vidrio intersticial de los enclaves del volcán	40
4.12.	Diagramas de variación tipo Harker.....	41
4.13.	Diagrama de P-T obtenido mediante el modelo Amp-TB2 de Ridolfi (2021).....	44

4.14. Diagramas de caja de T vs Muestras.....	45
4.15. Diagramas de caja de P vs Muestras.....	45
4.16. Diagrama P-T obtenido a partir del método de equilibrio anfíbol-vidrio.....	48
5.1. Diagrama P-T basado en el método <i>amphibole-only</i> (Ridolfi, 2021).....	51

ÍNDICE DE TABLA

Tabla 4.1. Comparación de las características texturales observadas en los enclaves	29
Tabla 4.2. Comparativa modal de minerales en las muestras.....	31
Tabla 4.3. Presiones y temperaturas para IRR-M6, IRR-M8A y IRR-M12B utilizando el método de <i>amphibole-only</i> (Ridolfi, 2021).....	43
Tabla 4.4. Pares en equilibrio para anfíbol IRR-M6B.	46
Tabla 4.5. Pares en equilibrio para anfíbol IRR-M12B	47

ÍNDICE DE ANEXO

1. CRITERIOS PETROGRÁFICOS Y DESCRIPTIVOS UTILIZADOS	70
1.1. Vesicularidad	71
1.2. Proporción de vidrio.....	71
1.3. Texturas de desequilibrio.....	72
1.4. Criterios para la identificación de equilibrio y desequilibrio cristalino.....	72
2. DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS PARA CADA CORTE	74
2.1. Muestra IRR - M6 (Enclave en Lavas Queñoas - Flujo Superior)	74
2.2. Muestra IRR - M8A (Enclave en Lavas Queñoas - Flujo Inferior)	75
2.3. Muestra IRR - M8B (Enclave en Lavas Queñoas - Flujo Inferior)	77
2.4. Muestra IRR - M12A (Depósitos de Bloque y Ceniza)	79
2.5. Muestra IRR - M12B (Depósitos de Bloque y Ceniza).....	81
2.6. Muestra MC - IRR - M11 (Enclave en Lavas Queñoas - Flujo Superior) ...	82
2.7. Muestra MC - IRR - M11A (Enclave en Lavas Queñoas - Flujo Superior)	84

ÍNDICE DE TABLAS DE ANEXO

1.1. Tabla comparativa de texturas de equilibrio y desequilibrio.....	73
2.1. Componentes del enclave IRR-M6 expresada en porcentaje.	75

2.2. Distribución mineralógica de los fenocristales IRR-M6	75
2.3. Componentes del enclave IRR-M8A expresada en porcentaje.	77
2.4. Distribución mineralógica de los fenocristales IRR-M8A	77
2.5. Componentes del enclave IRR-M8B expresada en porcentaje.	78
2.6. Distribución mineralógica de los fenocristales IRR-M8B	79
2.7. Componentes del enclave IRR-M12A expresada en porcentaje.....	80
2.8. Distribución mineralógica de los fenocristales IRR-M12A.....	80
2.9. Componentes del enclave IRR-M12B expresada en porcentaje.	82
2.10. Distribución mineralógica de los fenocristales IRR-M12B.....	82
2.11. Componentes del enclave MC-IRR-M11 expresada en porcentaje.	83
2.12. Distribución mineralógica de los fenocristales MC-IRR-M11	84
2.13. Componentes del enclave IRR-M11A expresada en porcentaje.....	85
2.14. Distribución mineralógica de los fenocristales MC-IRR-M11A.....	85

Resumen

El volcán Irruputuncu, ubicado en la Zona Volcánica Central de los Andes, presenta enclaves microgranulares en sus productos eruptivos, los cuales constituyen registros directos de la dinámica interna de su sistema magmático. Este trabajo tuvo por objetivo caracterizarlos petrográfica, geoquímica y termobarométricamente, con el fin de evaluar su origen y su relación con un sistema de alimentación estructurado en múltiples niveles corticales.

Se realizó análisis petrográfico de siete enclaves representativos, complementado con análisis de química mineral y de vidrio mediante microsonda electrónica en tres muestras seleccionadas. Además, se estimaron condiciones de presión y temperatura mediante termobarometría basada exclusivamente en anfíbol y se evaluó el equilibrio anfíbol-líquido mediante *melt matching*.

Los enclaves presentan una mineralogía dominada por plagioclasa y anfíbol, con clinopiroxeno subordinado, vidrio intersticial variable y abundantes texturas de desequilibrio, entre ellas textura *sieve* en plagioclasa, bordes de reacción en anfíbol y asociaciones glomeroporfídicas. El vidrio intersticial muestra composiciones riolíticas relativamente homogéneas (72-78 % SiO₂) y afinidad calcoalcalina.

Las estimaciones termobarométricas revelan un sistema magmático verticalmente estructurado, con registros someros (~1–2 kbar), intermedios (~3–4,5 kbar) y profundos (~6,5–7 kbar). A su vez, la termobarometría anfíbol-líquido mostró que solo una parte de los anfíboles alcanza equilibrio con el vidrio preservado, principalmente entre pares de muestras distintas, lo que sugiere que dicho vidrio no representa el líquido original de cristalización de toda la carga mineral.

Los resultados apoyan que los enclaves del Irruputuncu corresponden, al menos en parte, a fragmentos relictos de un mush magmático desarrollado en distintos niveles del sistema y posteriormente movilizados hacia niveles más someros. La coexistencia de cristales con historias P-T contrastantes y de un vidrio intersticial riolítico relativamente homogéneo sugiere interacción tardía con un fundido más evolucionado antes de la erupción. De este modo, los enclaves constituyen un registro clave para comprender la arquitectura y evolución del sistema de alimentación magmático del volcán Irruputuncu.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del Problema

Chile es uno de los países con mayor densidad de volcanes activos en el mundo, debido al proceso de subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. Esta interacción tectónica ha generado un arco magmático continental activo, donde al menos hay 178 volcanes andinos histórica o recientemente activos (Holoceno), además de al menos 50 sistemas de calderas/ignimbritas silíceas potencialmente activas en la Zona Volcánica Central (ZVC) (Stern, 2004). La Zona Volcánica Central (ZVC), que abarca el norte de Chile, Bolivia y parte de Argentina, corresponde a un segmento del arco caracterizado por un volcanismo persistente, centros volcánicos bien preservadas debido a la extrema aridez y sistemas magmáticos complejos que evolucionan en una corteza de gran espesor (Stern, 2004).

Aunque gran parte de la investigación volcanológica del país se centra en los sistemas de la Zona Volcánica Sur (ZVS) sur por su potencial impacto sobre áreas pobladas, los volcanes del norte no son menos relevantes desde una perspectiva geológica y de peligrosidad local y potencialmente regional. En particular, el volcán Irruputuncu constituye una excepción dentro de los volcanes altoandinos, ya que se encuentra aledaño a instalaciones industriales de gran escala, principalmente los campamentos de la Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi y Quebrada Blanca, con una población flotante cercana a 3000 personas, además de comunidades indígenas Aymara y Quechua vinculadas al uso del territorio del Salar de Coposa (Contreras, 2024). Esta situación vuelve especialmente relevante la comprensión de su dinámica interna y su potencial comportamiento eruptivo.

El volcán Irruputuncu (20°45' S; 68°34' W) se ubica en la comuna de Pica, en la frontera de Chile y Bolivia (fig. 1.1) y se encuentra dentro del dominio de los Andes Centrales (15-

33,5°S), una división de la Cordillera de los Andes propuesta por Tassara y Yañez (2003). Corresponde a un estratovolcán formado principalmente por intercalaciones de lavas andesíticas, traqui-andesíticas y dacíticas. El edificio volcánico presenta dos cráteres alineados en dirección NE-SW, de los cuales el cráter activo, ubicado al SW, tiene un diámetro de 200 m (de Silva y Francis, 1991; Rodríguez, 2016).

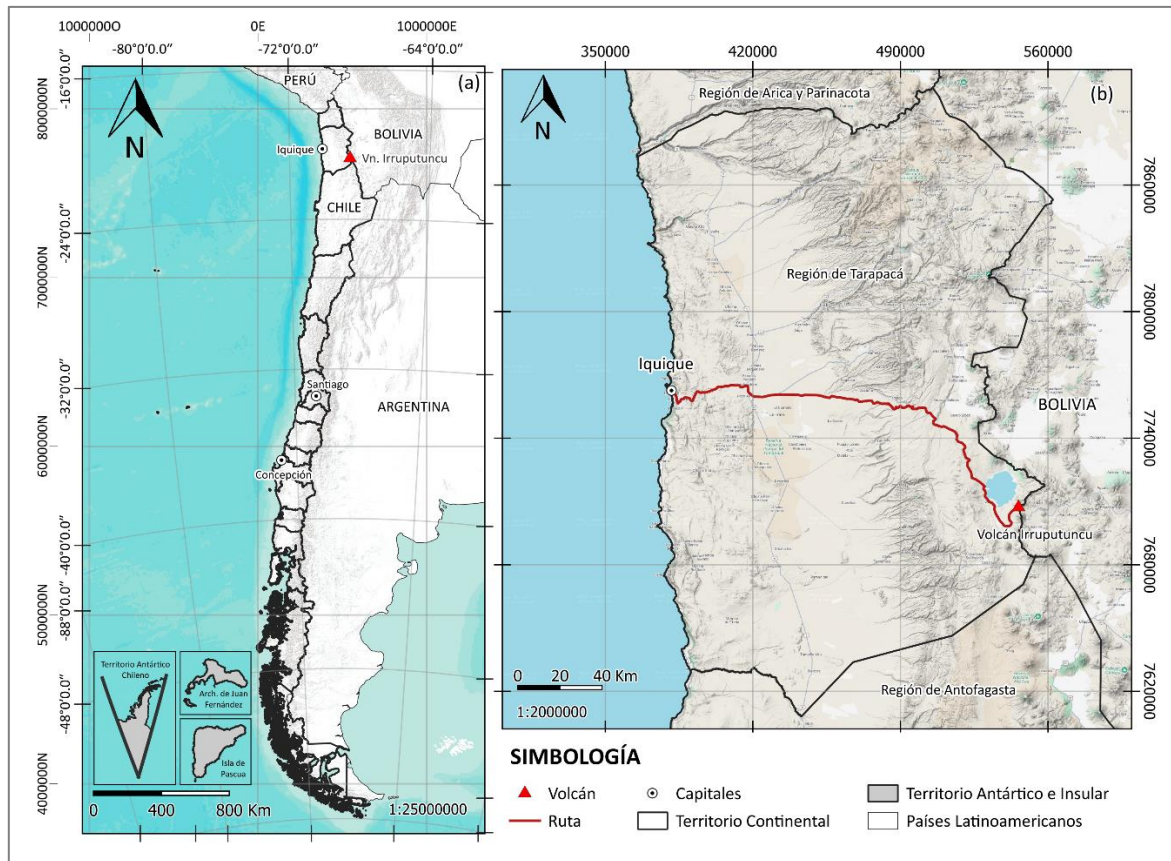


Figura 1.1. Mapa de ubicación del volcán Irruputuncu. (a) Territorio Chileno continental, antártico e insular, con las capitales de Santiago, Concepción e Iquique. (b) Mapa Regional de la Región de Tarapacá con la ruta desde la capital de Iquique hasta el volcán Irruputuncu (2026).

Los estudios petrográficos, geoquímicos y geocronológicos realizados por Rodríguez y otros (2015) permitieron establecer dos etapas principales en la evolución del Irruputuncu, ambas dominadas por magmatismo de composición andesítico - dacítico, afectado por procesos de cristalización fraccionada, asimilación cortical y episodios de mezcla de magmas. Investigaciones posteriores, particularmente la memoria de Contreras (2024), integraron

análisis de química mineral mediante microsonda electrónica en minerales y cálculos termobarométricos, proponiendo un modelo transcortical donde el magma habría residido y diferenciado en un reservorio situado entre 11 y 16 km de profundidad. En este nivel se habría desarrollado una zona *mush*, entendida como grandes reservorios de almacenamiento dominados por cristales (~45-65%) que contienen fundido intersticial evolucionado cuya movilidad es inhibida por una alta fracción de partículas sólidas (Bachmann y Bergantz, 2008; Cashman, Sparks y Blundy, 2017).

En la interpretación clásica de los sistemas volcánicos de arco, la presencia de enclaves máficos o intermedios constituye un indicador clave de procesos de mezcla, recarga y rejuvenecimiento magmático, dado que representan porciones de magma menos evolucionado incorporadas en un magma más silíceo durante episodios de *mingling*. Clásicamente, Vernon (1990) los describe como productos de interacción entre magmas contrastantes, mientras que Pelullo (2013) los define como porciones discretas de magma emplazadas dentro de un magma hospedante de composición distinta”. Estudios recientes, como Ruprecht y otros (2020), resaltan que estos enclaves preservan evidencias texturales y químicas de inyecciones máficas y de la dinámica interna previa a la erupción, por lo que su caracterización permite evaluar el grado de mezcla y la actividad del reservorio magmático.

La presencia de enclaves máficos e intermedios en las lavas Queñoas y en los depósitos de bloques y ceniza descritos por Contreras (2024) sugiere que el sistema experimentó inyecciones episódicas de magma más básico. Estos enclaves muestran texturas glomeroporfíricas, cribado en plagioclasas, anfíboles opacos, bordes reactivos y otras evidencias de desequilibrio que son típicas de procesos de mezcla.

Desde esta perspectiva clásica, los enclaves han sido interpretados como el resultado de pulsos máficos externos incorporados a un magma más evolucionado (Vernon, 1990; Pelullo, 2013; Ruprecht y otros, 2020). Sin embargo, estudios más recientes han propuesto una interpretación alternativa, en la cual los enclaves podrían corresponder a fragmentos del

mush magmático preexistente, incorporados al magma hospedante durante etapas transitorias de movilización del sistema (Winslow y otros, 2022).

Dado que los enclaves pueden corresponder a fragmentos relictos del *mush* subyacente, su caracterización petrográfica y geoquímica ofrece una oportunidad relevante para evaluar si realmente representan porciones cristalinas del reservorio transcortical o si corresponden a pulsos máficos externos sin relación genética con la riolita inferida por Contreras (2024), además de precisar las condiciones termobarométricas del sistema.

En el caso del Irruputuncu, esta distinción resulta particularmente relevante, considerando la existencia de un modelo transcortical previamente propuesto. En sistemas volcánicos de arco, la dinámica de los reservorios dominados por *mush* depende en gran medida de episodios de recarga máfica, los cuales pueden movilizar el fundido intersticial y favorecer la reactivación del sistema magmático (Marsh, 1981; Hildreth y Wilson, 2007; Bachmann y Bergantz, 2008).

En este contexto surge la pregunta central que guía este estudio: ¿corresponden los enclaves máficos del Irruputuncu a fragmentos relictos del *mush* transcortical, o representan inyecciones máficas independientes sin relación genética con el magma hospedante? Considerando la evidencia disponible, se plantea como hipótesis que dichos enclaves corresponden mayoritariamente a restos del *mush*, formados en condiciones intermedias de P-T y posteriormente transportados hacia niveles someros durante episodios de recarga máfica.

A pesar de los avances realizados por Rodríguez y otros (2015), y Contreras (2024), aún persisten incertidumbres respecto de la relación genética entre los enclaves y el reservorio transcortical. En particular, no se han llevado a cabo estudios sistemáticos de química mineral orientados específicamente a evaluar si estos enclaves derivan de un *mush* o si

corresponden a pulsos máficos externos sin vínculo directo con la riolita hospedante. La composición del vidrio intersticial, los patrones de zonación del anfíbol, la presencia de fases reabsorbidas y la comparación entre química mineral y química de roca total constituyen herramientas esenciales para abordar esta interrogante (Bacon, 1986; Ginibre y otros, 2002; Ruprecht y Wörner, 2007; Putirka, 2008).

Se vuelve entonces necesario un estudio detallado de los enclaves presentes en los productos eruptivos del volcán Irruputuncu mediante análisis petrográficos, geoquímicos y mineralógicos, que permita reconocer las texturas de desequilibrio asociadas a recarga, estimar condiciones de presión y temperatura de formación, y evaluar su afinidad con el modelo transcortical previamente propuesto.

Resolver estas interrogantes permitirá refinar el modelo magmático del Irruputuncu, evaluar su grado de recarga y rejuvenecimiento, y estimar con mayor precisión su potencial comportamiento eruptivo futuro, aspecto especialmente relevante considerando la presencia de infraestructura crítica, actividad industrial y comunidades cercanas en su entorno inmediato.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Determinar el origen y la evolución magmática de los enclaves presentes en los productos eruptivos del volcán Irruputuncu, evaluando su relación con distintos procesos de almacenamiento y recarga magmática, así como las condiciones de presión y temperatura asociadas a su formación.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Caracterizar petrográficamente los enclaves del volcán Irruputuncu, con el fin de reconocer y describir las texturas presentes y evaluar su posible asociación con procesos de mezcla, recarga y mingling magmático.
- Determinar la composición química de minerales y vidrio intersticial en los enclaves mediante análisis geoquímicos y mineralógicos, para evaluar su grado de evolución y su afinidad con el magma hospedante.
- Estimar las condiciones de presión y temperatura bajo las cuales se formaron los enclaves mediante termobarometría mineral, con énfasis en anfíbol y fases asociadas.
- Evaluar la relación genética entre los enclaves y el reservorio transcortical propuesto para el volcán Irruputuncu, integrando datos petrográficos, químicos y termobarométricos.

1.3. Agradecimientos

En primer lugar, agradezco a la Institución Ckelar por el financiamiento otorgado para el desarrollo de este trabajo de Habilitación Profesional. Su respaldo me permitió contar con los recursos necesarios para llevar a cabo este trabajo, así como me dio la oportunidad de participar en instancias de difusión científica, contribuyendo de manera significativa a mi formación profesional y al desarrollo de este estudio.

En segundo lugar, deseo expresar de todo corazón un agradecimiento a la Dra. Verónica Oliveros por todo el apoyo y la orientación brindados durante todo el desarrollo de este trabajo. Su disposición permanente, orientación académica y su paciencia a lo largo de todo

el proceso fueron fundamentales para perseverar y lograr terminar esta etapa. Agradezco enormemente su acompañamiento a lo largo de toda esta etapa formativa.

También, deseo agradecer al Dr. Pablo Salas, quien me ha orientado, corregido y ayudado, especialmente en la primera etapa de este proceso. A Álvaro Cárdenas por su apoyo, amabilidad y generosidad con la que compartió su tiempo y conocimientos. Y un especial agradecimiento a la Srta. Carolina Rojas por sus palabras de aliento y el apoyo en lo que ha sido la parte más difícil de este proceso.

A Dios, nunca dejarme sola y por estar conmigo en cada momento a través de las personas que agradezco en esta sección. Gracias a mi familia, a mis padres. A mi madre Edith, por ser mi sostén en todo sentido, por estar siempre alentándome, escuchándome, apoyándome y entendiéndome. A mi padre, que ha estado para mí siempre. Su respaldo ha sido fundamental en todo este proceso.

A Alan, mi tío-hermano que me inspira día a día a lograr mis metas, a ser perseverante y a confiar en mí misma. Su manera de enfrentar las cosas, con la certeza de que los objetivos pueden alcanzarse, influyó de forma significativa en mi propia forma de seguir adelante a lo largo de este proceso. De igual manera, deseo agradecer a mi familia del norte por recibirme en su hogar durante etapas importantes de mi formación, y en especial a mi primo Sebastián Ferradas, por abrirme oportunidades y generar lazos importantes, y por brindarme apoyo en momentos clave, entregándome el impulso necesario para continuar en momentos que no quería nada, para seguir avanzando cuando más lo necesité.

A primeros amigos de la universidad Víctor, Catita, Bastián, Roberto. Por lo acompañada que me sentí incluso estando aislada esos primeros años de universidad. A los amigos que formé en el camino; Antonia, Florencia, Gato. Muchas gracias por estar ahí, su presencia hizo que muchos momentos estresantes fueran llevaderos, e incluso entretenidos y llenos de

risas. Gracias a ustedes puedo decir que fuera de todas mis quejas, la experiencia universitaria me llenó de momentos lindos, bacanes y que llevaré conmigo.

Un especial agradecimiento a Bastián, por enseñarme un deporte tan lindo como la escalada, que me ha sumado enormemente a mi vida. Fuera de los beneficios físicos por el mero hecho de hacer deporte, lo más lindo que me ha entregado la escalada son mis amigos Nicolás y Sofía. Gracias a ambos por estar ahí en mis momentos más difíciles, por sacarme sonrisas, por considerarme y apañarme a todo. Los quiero mucho, los considero parte de mi familia.

2. MARCO GEOLÓGICO

Este capítulo presenta el contexto geológico esencial para comprender la evolución del sistema magmático del volcán Irruputuncu. Se revisan los principales elementos tectónicos que controlan el volcanismo en los Andes Centrales, la geología regional del área de Coposa-Puchuldiza y la arquitectura volcánica local del Irruputuncu. Luego se sintetiza el conocimiento existente sobre la petrología, geoquímica y el modelo de reservorio transcortical propuesto para este sistema, incorporando además antecedentes de geoquímica de gases fumarólicos que permiten evaluar su estado actual de actividad. Este marco integra los aspectos necesarios para situar el problema de investigación y sustentar los análisis desarrollados posteriormente.

2.1. Marco Tectónico

La configuración tectónica de los Andes está dominada por la convergencia activa entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana, proceso que ha operado de manera sostenida desde el Mesozoico tardío. Actualmente, la convergencia se produce a tasas del orden de 6,5-7,5 cm/año (DeMets y otros, 2010), generando un régimen compresivo que produce engrosamiento cortical, levantamiento orogénico y un arco magmático continental activo (Isacks, 1988; Allmendinger y otros, 1997). La deshidratación de la placa oceánica subducida induce la fusión parcial en la cuña mantélica, originando los magmas que alimentan el volcanismo andino.

El marco general descrito es plenamente consistente con la síntesis de Stern y otros (2007), quienes destacan que la actividad volcánica a lo largo de Chile resulta directamente de la subducción de las placas de Nazca y Antártica bajo Sudamérica, configurando cuatro segmentos volcánicos principales del arco andino. En particular, la Zona Volcánica Central (ZVC), donde se emplaza el volcán Irruputuncu (fig. 2.1), corresponde a un segmento donde

el ángulo de subducción es relativamente pronunciado ($>25^\circ$), favoreciendo el desarrollo sostenido de magmatismo a lo largo del margen continental. Estos procesos constituyen la base geodinámica que sustenta la existencia y evolución del sistema volcánico del Irruputuncu.

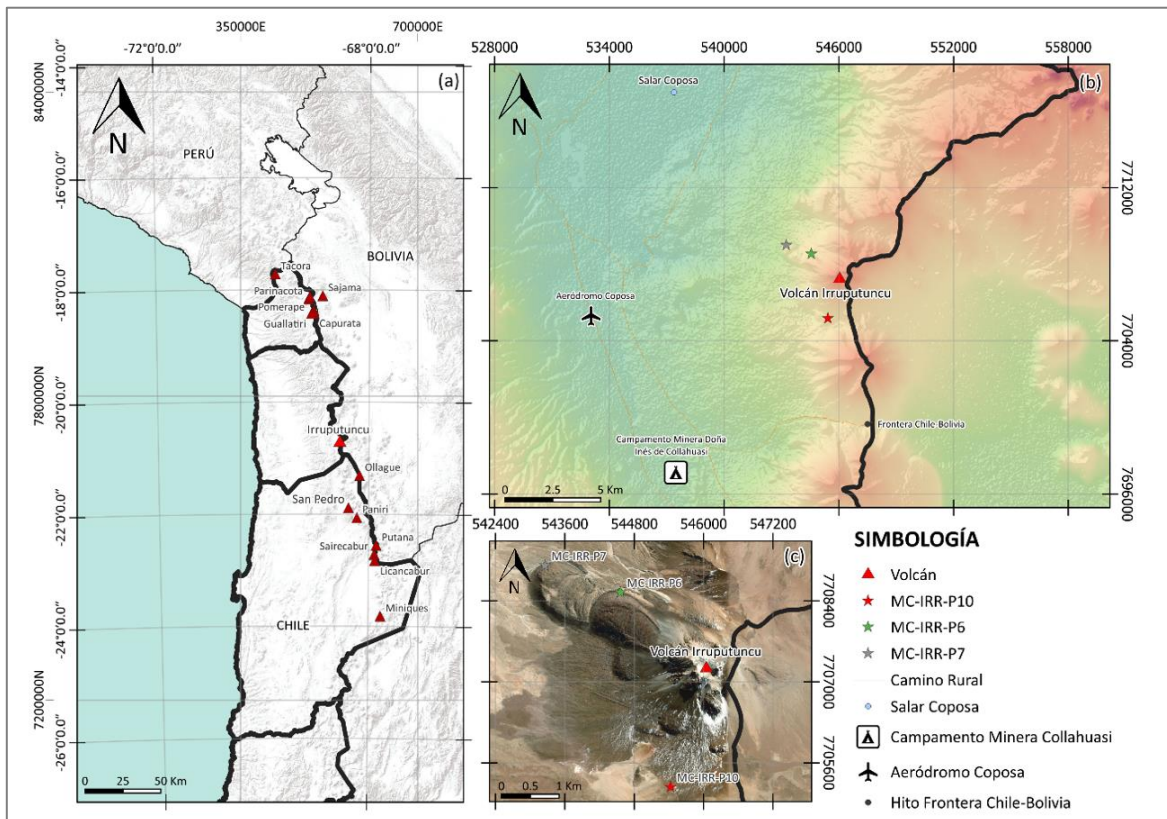


Figura 2.1. Mapas locales del volcán Irruputuncu (2025). (a) Mapa de Zona Volcánica Central con algunos volcanes pertenecientes (basado en Stern, 2007). (b) Mapa local del volcán Irruputuncu con sitios aledaños. (c) Mapa local del volcán Irruputuncu con los puntos de extracción de muestras analizadas en microsonda.

Los Andes Centrales presentan una de las cortezas continentales más gruesas del mundo, alcanzando espesores de 60 a más de 70 km bajo el Altiplano-Puna (Beck y otros, 1996; Wölbern y otros, 2009). Este elevado espesor es el resultado combinado del acortamiento tectónico, la acumulación de material magmático y procesos de delaminación litosférica durante más de 20-30 Ma de convergencia sostenida (Kay y Kay, 1993; Allmendinger y otros, 1997). Una corteza tan gruesa incrementa la retención térmica, prolonga los tiempos

de residencia magmática y promueve la formación de reservorios de gran volumen y larga duración, incluidos sistemas transcorticales y zonas *mush* ampliamente descritos para esta región (de Silva y Gosnold, 2007).

El arco magmático andino se encuentra organizado en cuatro segmentos volcánicos principales, cuya distribución está controlada por variaciones en la geometría de subducción y en la estructura litosférica del margen occidental de Sudamérica. Según la síntesis presentada por Stern y otros (2007), estos segmentos corresponden a: la Zona Volcánica del Norte (ZVN, 2°N-5°S), la Zona Volcánica Central (ZVC, 14°S-28°S), la Zona Volcánica del Sur (ZVS, 33°S-46°S) y la Zona Volcánica Austral (ZVA, 49°S-55°S). Entre estos segmentos se desarrollan brechas volcánicas o *volcanic gaps*, donde la actividad magmática está ausente debido a geometrías de subducción anómalas, tales como zonas de *flat slab* o cambios en la edad y densidad de la litosfera oceánica.

Stern y otros (2007) destacan que el espesor cortical constituye un factor clave en la evolución magmática de la Zona Volcánica Central (ZVC), la cual se desarrolla sobre una corteza continental excepcionalmente gruesa en comparación con otros segmentos del arco andino. Esta condición favorece una mayor retención térmica y tiempos de residencia prolongados del magma, promoviendo procesos de diferenciación y el almacenamiento en niveles intermedios a profundos de la corteza. En este contexto, el emplazamiento del volcán Irruputuncu dentro de la ZVC resulta particularmente relevante, ya que su evolución magmática se habría visto condicionada por estas características estructurales, coherentes con el desarrollo de reservorios de larga duración y sistemas magmáticos complejos descritos para este segmento del arco (Isacks, 1988; Allmendinger y otros, 1997; de Silva, 1989).

En conjunto, la segmentación volcánica del arco andino refleja la estrecha relación entre la geometría de la subducción, las propiedades térmicas de la corteza y los patrones de

magmatismo, proporcionando el marco geodinámico dentro del cual evoluciona el sistema volcánico del volcán Irruputuncu.

La deformación en los Andes Centrales está dominada por un régimen compresivo de larga duración asociado a la convergencia entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana. Este acortamiento se distribuye en un sistema de fallas de piel gruesa que involucra la corteza media y baja, favoreciendo el levantamiento del Altiplano-Puna y el engrosamiento progresivo de la corteza continental (Isacks, 1988; Allmendinger y otros, 1997). La deformación se expresa principalmente mediante fallas inversas y plegamientos amplios, acompañados por estructuras transcurrentes que acomodan variaciones laterales en el acortamiento y segmentan tectónicamente la región.

En el sector occidental del Altiplano, donde se emplaza el Irruputuncu, la deformación se distribuye en dominios estructurales orientados preferentemente N-S a NNE-SSW, consistentes con la arquitectura tectónica descrita por Allmendinger y otros (1997) para esta porción del orógeno. Además, Stern y otros (2007) señalan que la configuración estructural del margen también influye en la ubicación y el alineamiento de los centros volcánicos, favoreciendo la canalización de magmas a través de zonas de debilidad cortical y fallas profundas. Esta interacción entre tectónica y magmatismo es fundamental para entender la evolución de los volcanes de la Zona Volcánica Central, incluyendo el Irruputuncu.

La distribución del volcanismo a lo largo de los Andes está estrechamente controlada por la geometría de la subducción de la Placa de Nazca bajo el margen continental. En segmentos donde la subducción ocurre con un ángulo pronunciado, se desarrolla un arco volcánico activo y continuo, como es el caso de la Zona Volcánica Central, donde se emplaza el volcán Irruputuncu. En contraste, en otros tramos del orógeno andino la placa subducida adopta geometrías subhorizontales o *flat slab*, dando lugar a segmentos del arco caracterizados por la ausencia de actividad volcánica superficial. Esta falta de volcanismo se asocia a una menor eficiencia en la deshidratación de la placa oceánica y en el aporte de fluidos hacia la cuña

mantélica, así como a modificaciones en el régimen térmico del margen. Stern y otros (2007) señalan que estas condiciones explican la presencia de brechas volcánicas entre los distintos segmentos del arco, como la brecha Pampeana entre la ZVC y la ZVS. Este control ejercido por la geometría de subducción proporciona el marco geodinámico dentro del cual se desarrolla y evoluciona el sistema magmático del volcán Irruputuncu.

2.2. Marco Geológico Regional.

El volcán Irruputuncu se emplaza en el extremo occidental del Altiplano, dentro del segmento norte de la Zona Volcánica Central (ZVC), una región caracterizada por la presencia de numerosos estratovolcanes, domos riolíticos, complejos ignimbríticos y extensos depósitos volcánicos relacionados al magmatismo del Altiplano-Puna Volcanic Complex (APVC) (de Silva, 1989; Lindsay y otros, 2001). La geología regional del área de Coposa-Puchuldiza corresponde principalmente a una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas de edad Neógeno-Cuaternario, que sobreyacen a un basamento constituido por unidades sedimentarias y volcánicas mesozoicas deformadas durante el desarrollo del orógeno andino (Stern y otros, 2007).

En el sector donde se ubica el Irruputuncu, los depósitos más abundantes corresponden a lavas andesíticas y dacíticas, coladas piroclásticas y ignimbritas asociadas a la actividad de centros volcánicos del Mioceno tardío al Holoceno. Estas unidades se intercalan con depósitos aluviales, evaporíticos y sedimentarios del Salar de Coposa y cuencas adyacentes, los cuales reflejan la coexistencia de volcanismo activo, subsidencia y condiciones climáticas áridas durante el Neógeno tardío (Jordan y otros, 1983; Clavero y otros, 2002). La región también presenta manifestaciones geotermales importantes (como Puchuldiza y las áreas fumarólicas cercanas al Irruputuncu) que indican la presencia de un sistema hidrotermal alimentado por un reservorio magmático aún caliente.

El paisaje volcánico regional incluye edificios prominentes como el volcán Olca, el complejo volcánico Aucanquilcha, el volcán Isluga y el complejo Tacora-Chupiquiña, todos ellos caracterizados por magmas de composición andesítica a dacítica y procesos de mezcla, asimilación y recarga máfica similares a los documentados en el Irruputuncu (Wörner y otros, 1992; Lindsay y otros, 2001). Esta región constituye un ambiente volcánico activo y persistente, donde los sistemas magmáticos se desarrollan en una corteza excepcionalmente gruesa (~60-70 km), favoreciendo la formación de reservorios prolongados, diferenciación extensiva y la aparición de enclaves máficos en productos volcánicos intermedios o félsicos.

En conjunto, la geología regional del área de Coposa-Puchuldiza enmarca al Irruputuncu dentro de un entorno volcánico complejo, dominado por magmatismo persistente, unidades Neógeno-Cuaternarias y un sistema geotermal activo, proporcionando el contexto necesario para comprender la evolución y dinámica del sistema magmático investigado en este estudio.

2.3. Geología local del volcán Irruputuncu

2.3.1. Ubicación, morfología general y estructura del edificio

El volcán Irruputuncu (20°45'S; 68°34'W) es un estratovolcán de cumbre simple a ligeramente elongada, ubicado sobre el borde occidental del Altiplano y dominando el sector sur del Salar de Coposa. El edificio alcanza ~5100 m s.n.m., con flancos inclinados que promedian entre 15° y 25° en su parte superior y que disminuyen hacia la base. La morfología está marcada por dos cráteres alineados NE-SW: el cráter inactivo al NE y un cráter activo de ~200 m de diámetro orientado hacia el SW, donde actualmente se concentran fumarolas de alta temperatura (de Silva y Francis, 1991; Rodríguez, 2016).

La alineación NE-SW es consistente con tendencias regionales de estructuras andinas, aunque no existen evidencias claras de fallas mayores asociadas al emplazamiento del edificio.

2.3.2. Litologías y unidades volcánicas principales

Las rocas del volcán Irruputuncu corresponden principalmente a lavas de composición andesítica a traqui-andesítica, con productos asociados de colapsos de domo (depósitos de bloques y ceniza), además de depósitos piroclásticos subordinados y actividad fumarólica actual (Rodríguez y otros, 2015).

De acuerdo con el levantamiento estratigráfico y cartográfico de Rodríguez y otros (2015) (fig. 2.2), el edificio se organiza en dos grandes conjuntos (Irruputuncu I e Irruputuncu II), cuyas unidades principales son:

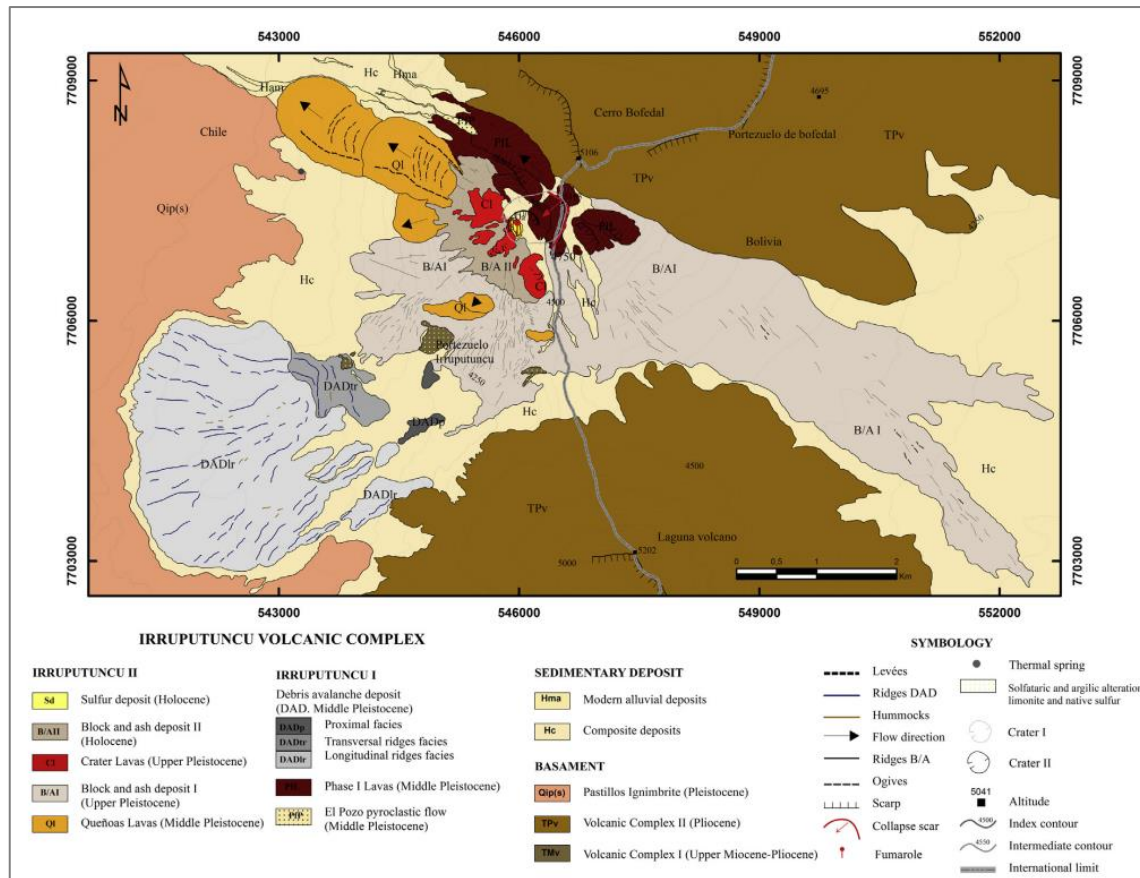


Figura 2.2. Mapa geológico del volcán Irruputuncu. Se observan las litologías para cada etapa (Irruputuncu I e Irruputuncu II). Extraído de Rodríguez y otros (2015).

2.3.2.1. Irruputuncu I (*Pleistoceno Medio*; ~258->140 ka)

a. Flujo piroclástico “El Pozo” (Pfp) (*Pleistoceno Medio*; $258,2 \pm 48,8$ ka):

Depósito piroclástico ubicado en el flanco NW, descrito como la unidad más antigua reconocida; presenta un espesor del orden de decenas de metros y está compuesto por niveles de flujos piroclásticos con matriz de ceniza fina y abundante componente pumiceo (Rodríguez y otros, 2015).

b. “Fase Lavas I” (*PIL*) (*Pleistoceno Medio*):

Unidad compuesta por flujos de lava y domos, correspondiente a la estructura más antigua preservada del complejo; se reconoce como subyacente/sobrepuesta en relación con *PfP* y el colapso del edificio (Rodríguez y otros, 2015).

c. Depósito de avalancha de escombros (*DAD*) (*Pleistoceno*; $\sim 109,8 \pm 79,1$ ka, edad bajo el depósito):

Depósito asociado a colapso de flanco que marca el término del primer edificio; en el trabajo se reporta una edad en material bajo el *DAD* del orden de $\sim 109,8 \pm 79,1$ ka (Rodríguez y otros, 2015).

2.3.2.2. Irruputuncu II (*Pleistoceno Medio-Holoceno*; <140 ka-reciente)

a. Lavas Queñoas (*QI*) (*Pleistoceno Medio*; 140 ± 40 ka):

Conjunto de coladas lávicas (múltiples flujos) emitidas desde el sector del Cráter II, distribuidas principalmente hacia los flancos W-SW-NW; se reporta una edad K-Ar de 140 ± 40 ka para esta unidad (Wörner y otros, 2000, compilado/empleado por Rodríguez y otros, 2015).

b. Depósito de bloques y ceniza I (*B/AI*) (*Pleistoceno Superior*; entre $55,9$ ka y 140 ka):

Depósito de flujo de bloques y ceniza (block-and-ash flow) que cubre parcialmente unidades previas (incluyendo *QI* y *PIL*), caracterizado por mala selección, bloques angulosos y matriz lapilli-ceniza; su edad propuesta queda acotada entre las edades de *QI* (140 ka) y de las lavas Cráter (55,9 ka) (Rodríguez y otros, 2015).

c. Lavas Cráter (CI) (*Pleistoceno Superior*; $55,9 \pm 26,8$ ka):

Unidad de lavas (flujos cortos y domos) asociada al entorno del Cráter II/sector somital, que delimita el cráter activo actual; se reporta una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $55,9 \pm 26,8$ ka (Rodríguez y otros, 2015).

d. Depósito de bloques y ceniza II (B/AII) (*Holoceno*; $1,57 \pm 0,9$ ka):

Depósito de bloques y ceniza emplazado en flancos NW-W-SW, con bloques subangulosos a angulosos en matriz abundante; se reporta una edad ^{14}C de $1,57 \pm 0,9$ ka (Rodríguez y otros, 2015; Stern y otros, 2007).

2.3.3. Secuencia eruptiva y evolución del edificio

Con base en la estratigrafía levantada por Rodríguez y otros (2015), es posible distinguir dos grandes fases eruptivas:

2.3.3.1.1. Fase 1: Construcción del edificio (andesítico - dacítico)

Esta fase corresponde a la etapa inicial de desarrollo del volcán, caracterizada por la emisión de lavas andesíticas a dacíticas y depósitos piroclásticos subordinados. Dentro de esta fase se incluyen los productos asociados al edificio denominado Irruputuncu I, que comprende el depósito piroclástico El Pozo, los flujos de lava tempranos y un depósito de avalancha de escombros generado por el colapso parcial del flanco suroccidental del volcán. Esta fase culmina con la inestabilización del edificio y el desarrollo de depósitos asociados a dicho colapso (Rodríguez y otros, 2015).

2.3.3.1.2. Fase 2: Etapa explosiva y crecimiento tardío

La segunda fase eruptiva corresponde al desarrollo del edificio Irruputuncu II, caracterizado por una combinación de actividad efusiva y explosiva. Durante esta etapa se emplazan las

Lavas Queñoas, se desarrollan domos dacíticos en el sector central del volcán y se generan depósitos de bloques y ceniza asociados a colapsos de domos. Esta fase representa la etapa más joven del volcán e incluye la actividad eruptiva más reciente reconocida en el registro geológico, con productos bien preservados y relaciones estratigráficas claras con las unidades subyacentes (Rodríguez y otros, 2015; Contreras, 2024).

Rodríguez y otros (2015) interpretan esta transición como evidencia de un reservorio magmático estratificado donde se produjo rejuvenecimiento y recarga máfica, hipótesis fortalecida por los antecedentes petrográficos, geoquímicos y termobarométricos compilados posteriormente por Contreras (2024).

2.3.4. Petrología y características mineralógicas de los productos volcánicos

Los productos eruptivos del volcán Irruputuncu presentan composiciones intermedias a silícicas típicas del volcanismo calcoalcalino de la Zona Volcánica Central, con un espectro que abarca desde andesitas a dacitas. Petrográficamente, las lavas exhiben texturas porfídicas con abundantes fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y, en menor proporción, clinopiroxeno. La plagioclasa se presenta frecuentemente con zonación marcada y texturas de cribado, mientras que el anfíbol es común en forma de cristales parcialmente opacos o con bordes de descomposición, lo que sugiere episodios de desestabilización durante ascensos rápidos o eventos de recarga máfica (Rodríguez y otros, 2015; Contreras, 2024). La magnetita y otros opacos aparecen como fases accesorias abundantes, indicando condiciones de oxidación relativamente altas en el sistema, consistentes con el magmatismo de arco en corteza gruesa.

Geoquímicamente, las lavas del Irruputuncu siguen un patrón evolutivo controlado por cristalización fraccionada de plagioclasa, anfíbol y óxidos de Fe-Ti, acompañado por grados

variables de asimilación cortical (Rodríguez y otros, 2015). La presencia de fases reabsorbidas y la coexistencia de minerales en diferentes estados de equilibrio reflejan un entorno magmático dinámico, donde episodios de recarga y mezcla jugaron un rol significativo en la evolución del reservorio.

Una característica distintiva del sistema es la presencia frecuente de enclaves máficos e intermedios, especialmente en las lavas Queñoas y en depósitos de bloques y ceniza. Estos enclaves se presentan como cuerpos de pocos centímetros a decenas de centímetros, de composición más básica que el magma hospedante. Petrográficamente, muestran texturas glomeroporfíricas, plagioclasas cribadas, anfíboles opacos, clinopiroxenos resorbidos y fases minerales en claro desequilibrio, todos ellos indicadores robustos de procesos de mezcla y mingling entre magmas de distinta temperatura, viscosidad y grado de evolución (Vernon, 1990; Pelullo, 2013; Ruprecht y otros, 2020). En varios enclaves se observa vidrio intersticial de composición más primitiva, que aporta información relevante para evaluar la naturaleza del magma involucrado.

Los estudios recientes de Contreras (2024) sugieren que algunos de estos enclaves podrían corresponder a fragmentos relictos de un mush alojado a profundidades intermedias (~11-16 km), desde donde se habrían movilizado durante episodios de recarga máfica. En este contexto, la química mineral (especialmente del anfíbol), la presencia de fases reabsorbidas y la comparación entre química de roca total y mineral constituyen herramientas clave para evaluar la magnitud y el origen de estas interacciones magmáticas.

En conjunto, la petrología del Irruputuncu revelaría la coexistencia de magmas diferenciados con aportes máficos episódicos, reflejados tanto en las texturas de desequilibrio de las lavas como en la abundancia de enclaves, lo cual evidencia un sistema magmático altamente dinámico y en permanente rejuvenecimiento.

2.3.5. Actividad hidrotermal y fumarolas actuales

El volcán Irruputuncu presenta una actividad hidrotermal significativa, expresada principalmente en la presencia de fumarolas de alta temperatura ubicadas en el borde del cráter activo y en sectores del flanco superior. Estas manifestaciones corresponden a emisiones persistentes de vapor, dióxido de azufre (SO₂), dióxido de carbono (CO₂) y sulfuro de hidrógeno (H₂S), características de sistemas volcánicos con un reservorio magmático aún caliente y en estado de desgasificación continua (Tassi y otros, 2005; Vaselli y otros, 2010).

Las fumarolas del Irruputuncu han sido objeto de mediciones geoquímicas en distintas campañas, revelando composiciones dominadas por componentes magmáticos profundos con aportes menores de vapor meteórico. Las relaciones CO₂/SO₂ y H₂S/SO₂ indican un sistema con alta contribución magmática y evidencias de procesos de desgasificación desde niveles intermedios de la corteza, coherentes con un reservorio transcortical parcialmente cristalizado como el propuesto en estudios recientes (Moussallam y otros, 2017; Contreras, 2024). La persistencia de SO₂, en particular, sugiere la presencia de material magmático caliente a profundidad, dado que este gas se destruye rápidamente en sistemas hidrotermales cerrados y solo se preserva cuando el flujo magmático es activo.

Además del campo fumarólico de la cumbre, la región cercana al Irruputuncu presenta manifestaciones geotermales adicionales, como las áreas termales de Puchuldiza y Coposa, ubicadas a pocos kilómetros al norte y noreste del edificio. Estos sistemas incluyen piscinas termales, emanaciones gaseosas de baja temperatura y depósitos asociados a alteración hidrotermal, los cuales reflejan circulación de fluidos calientes en la corteza superior y un gradiente térmico elevado característico del margen occidental del Altiplano (Tassi y otros, 2005).

La coexistencia de actividad hidrotermal superficial con un campo fumarólico estable respalda la interpretación de que el Irruputuncu alberga un sistema magmático activo, capaz

de mantener temperaturas elevadas y promover circulación de fluidos. Esta condición es relevante no solo para entender la evolución magmática del volcán, sino también para evaluar su estado actual y potencial actividad futura.

2.4. Petrología y Geoquímica del Sistema Mágmatico del Irruputuncu

El volcanismo del Irruputuncu corresponde a un sistema calcoalcalino típico de la Zona Volcánica Central, compuesto principalmente por lavas andesíticas y dacíticas que muestran evidencias de evolución en corteza continental gruesa. La mineralogía dominante (plagioclasa zonada, anfíbol parcialmente desestabilizado, biotita y óxidos de Fe-Ti) indica condiciones de cristalización en niveles intermedios y un sistema magmático influido por variaciones en presión, temperatura y contenido de agua (Rodríguez y otros, 2015).

Los datos geoquímicos de roca total disponibles muestran tendencias coherentes con procesos de cristalización fraccionada de plagioclasa, anfíbol y magnetita, acompañados por grados variables de asimilación de corteza inferior, patrón común en volcanes vecinos como Aucanquilcha, Olca e Isluga (Wörner y otros, 1992). El enriquecimiento moderado de elementos incompatibles y las anomalías negativas en Nb y Ta son características típicas del magmatismo generado en zonas de subducción.

Un rasgo distintivo del Irruputuncu es la presencia frecuente de enclaves máficos e intermedios en lavas dacíticas, especialmente en las Lavas Queñoas, aunque también en los *block and ash*. Estos enclaves exhiben texturas glomeroporfiricas, plagioclasas cribadas y anfíboles parcialmente opacos, rasgos que reflejan episodios de mezcla y mingling entre magmas de distinta temperatura y composición (Vernon, 1990; Ruprecht y Wörner, 2007). La coexistencia de estos enclaves con minerales en desequilibrio sugiere que el sistema experimentó recargas máficas capaces de rejuvenecer un reservorio parcialmente cristalizado.

El modelo más reciente propuesto para el volcán indica que su evolución estuvo controlada por un reservorio transcortical alojado entre ~11 y 16 km de profundidad, donde se habría desarrollado una zona *mush* con altos porcentajes de cristales y fundido intersticial (Contreras, 2024). En este contexto, los enclaves representan registros directos de la dinámica interna del sistema y constituyen una herramienta fundamental para evaluar los procesos de recarga, mezcla y diferenciación que afectaron al Irruputuncu.

2.5. Geoquímica de gases del sistema volcánico del Irruputuncu

El volcán Irruputuncu presenta una actividad fumarólica persistente concentrada en el cráter activo, caracterizada por emisiones dominadas por H₂O, CO₂, SO₂ y H₂S. La composición de estos gases es típica de sistemas volcánicos con un componente magmático significativo y un sistema hidrotermal poco desarrollado, lo que sugiere la presencia de un reservorio caliente y parcialmente conectado con la superficie (Tassi y otros, 2005; Vaselli y otros, 2010).

Las relaciones entre gases reactivos, como CO₂/SO₂ y H₂S/SO₂, indican que la desgasificación proviene de niveles intermedios de la corteza, coherentes con el modelo de reservorio transcortical propuesto para el Irruputuncu (Contreras, 2024). La persistencia del SO₂ (gas de vida corta en sistemas puramente hidrotermales) es un indicador clave de aporte magmático reciente o sostenido, lo que respalda la interpretación de que el sistema no está extinguido y mantiene actividad interna.

3. METODOLOGÍAS

3.1. Análisis petrográfico

3.1.1. Selección y preparación de muestras

Se seleccionaron muestras representativas de lavas y depósitos de bloques y ceniza recolectados en el terreno de Matías Contreras (2024) que contienen enclaves máficos e intermedios bien preservados, priorizando aquellos con contactos nítidos con la roca hospedante. De cada enclave se extrajeron fragmentos frescos destinados a la confección de láminas delgadas y secciones pulidas utilizadas en los análisis petrográficos y geoquímicos. La selección buscó abarcar distintos tamaños, grados de preservación y variabilidad interna, con el fin de obtener una visión representativa de los procesos magmáticos registrados en estos cuerpos.

3.1.2. Descripciones petrográficas

Luego de obtener las 5 secciones delgadas, se observaron y describieron mediante microscopía óptica de luz transmitida en el Laboratorio de Petrografía del Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción. Este proceso se realizó en conjunto con dos muestras previamente estudiadas por Matías Contreras (2024), correspondientes a MC-IRR-M11 y MC-IRR-M11A. Las observaciones se efectuaron utilizando un microscopio polarizante Leica DM750, bajo luz polarizada plana (LPP) y nicoles cruzados (NC).

La caracterización petrográfica incluyó la identificación de fases minerales, texturas primarias y secundarias, relaciones texturales y evidencias de desequilibrio mineralógico, tales como zonaciones, bordes de reacción, texturas cribadas y glomeropórfidos. El tamaño de grano fue clasificado de manera descriptiva en grano fino (<1 mm), grano medio (1-5

mm) y grano grueso (>5 mm), siguiendo el criterio propuesto por McKenzie y otros (1996), reproducido en López y Bellos (2006).

Adicionalmente, la vesicularidad, la proporción de vidrio intersticial y la abundancia relativa de fases minerales fueron estimadas de manera modal a partir de la observación microscópica de los cortes delgados, considerando el porcentaje areal aproximado ocupado por cada componente. Con el fin de facilitar la comparación entre enclaves, estos parámetros fueron clasificados en rangos cualitativos bajo, medio y alto, definidos a partir de los valores relativos obtenidos para el conjunto de muestras analizadas, y no como umbrales absolutos. Los rangos utilizados, junto con los valores porcentuales asociados, se presentan y justifican en el Anexo, donde se detallan los criterios petrográficos empleados para cada descripción.

Las microfotografías fueron obtenidas mediante el sistema de cámara digital integrado al microscopio, utilizando el software LAS EZ 3.4, con calibración previa de escala a partir de una placa graduada de 0.01 mm, asegurando la correcta representación dimensional de las imágenes.

3.2. Análisis químico mediante microsonda electrónica (EPMA)

Se realizaron análisis químicos de anfíbol y vidrio intersticial mediante microsonda electrónica en los cortes IRR-M6, IRR-M8A e IRR-12B. Los análisis fueron realizados en la Universidad de Nevada, Reno (Estados Unidos) por la geóloga Kimberly Hernández, utilizando una microsonda electrónica JEOL modelo JXA-iHP200F. Este equipo está equipado con cinco espectrómetros de dispersión de longitud de onda (WDS), un detector de catodoluminiscencia (CL) hiperespectral y un detector *Thermo UltraDry EDS*, operando mediante los paquetes de *software* “*Probe for EPMA*” y “*Probe Image*”. Los resultados fueron entregados como concentraciones de óxidos mayores expresadas en porcentaje en peso.

Previo a su utilización, los análisis fueron revisados y filtrados, descartando aquellos con sumas de óxidos anómalas o evidencias de alteración analítica. Para los análisis de vidrio, las concentraciones de óxidos fueron normalizadas a 100 %, con el fin de permitir su comparación directa y su posterior uso en diagramas geoquímicos y cálculos termobarométricos.

El hierro total fue considerado como FeO total, de acuerdo con el formato de los datos analíticos disponibles. Esta aproximación se adoptó debido a que la microsonda electrónica no permite discriminar directamente entre los estados de oxidación del hierro (Fe^{2+} y Fe^{3+}), por lo que el contenido total de hierro es reportado convencionalmente como FeO total, práctica ampliamente utilizada en estudios geoquímicos de minerales y vidrios volcánicos.

3.3. Procesamiento de datos y termobarometría

Los datos químicos fueron organizados y procesados utilizando rutinas desarrolladas en Python, empleando librerías estándar para análisis y visualización de datos, tales como NumPy, Pandas, Matplotlib, SciPy, etc.

La estimación de las condiciones de presión y temperatura se realizó mediante termobarometría basada exclusivamente en anfíbol, utilizando el modelo Amp-TB2 propuesto por Ridolfi (2021), el cual constituye una actualización de las calibraciones empíricas desarrolladas previamente por Ridolfi y Renzulli (2012). Este modelo fue seleccionado debido a su aplicabilidad a magmas calcoalcalinos y a su validez en un amplio rango de condiciones P-T.

Los resultados obtenidos fueron filtrados considerando los rangos de validez del modelo, y posteriormente analizados mediante funciones de densidad de probabilidad (*kernel density estimation*, KDE), con el objetivo de evaluar la distribución de los campos P-T registrados

por los enclaves estudiados. Las incertidumbres asociadas a los cálculos termobarométricos corresponden a las reportadas por el modelo original, del orden de $\pm 12\%$ para la presión y $\pm 22\text{ °C}$ para la temperatura.

4. RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos a partir del análisis de los enclaves presentes en los productos eruptivos del volcán Irruputuncu. En primer lugar, se describen las características petrográficas de las muestras, considerando texturas, mineralogía y rasgos de desequilibrio observados en lámina delgada. Posteriormente, se reportan los resultados de química mineral, incluyendo la composición de los anfíboles y del vidrio intersticial, junto con su representación en diagramas de clasificación geoquímica. Finalmente, se presentan las estimaciones de presión y temperatura obtenidas a partir de cálculos termobarométricos, describiendo sus rangos y distribución de muestras.

4.1. Petrografía óptica de enclaves y del volcán Irruputuncu

Las muestras descritas a continuación corresponden a siete enclaves hospedados en diferentes unidades del Volcán Irruputuncu, siguiendo la nomenclatura estratigráfica propuesta por Rodríguez (2016). Cinco de estos enclaves están asignados a la unidad de Lavas Queñoas (*Ql*), en sus flujos superior e inferior y dos asignados a la unidad de depósitos de Bloque y Ceniza (*B/Ai*). Todas las secciones presentan una mineralogía dominada por plagioclasa, anfíbol y biotita con cantidades menores de clinopiroxenos y magnetita, además de proporciones variables de vidrio intersticial.

4.1.1. Características petrográficas generales

Los enclaves analizados presentan una mineralogía relativamente homogénea, dominada por plagioclasa y anfíbol, con menor presencia de clinopiroxeno y magnetita (tabla 4.2). Asimismo, se observa la presencia de vidrio intersticial y vesículas en proporciones variables (tabla 4.1). No obstante, pese de esta similitud composicional general, las muestras exhiben variaciones texturales significativas, particularmente en el tamaño de grano y el grado de

heterogeneidad textural, la relación granulométrica entre plagioclasa y anfíbol, la cantidad de vidrio intersticial y la vesicularidad (tabla 4.1).

Tabla 4.1. Comparación de las características texturales observadas en los enclaves IRR-M6, IRR-M8A, IRR-M8B, IRR-12A, IRR-12B, MC-IRR-M11 y MC-IRR-M11A.

ID	Tamaño de cristales	Grado de heterogeneidad textural	Relación Plg-Anf	Vidrio	Vesículas	Texturas de desequilibrio observadas	Intensidad Relativa
IRR-M6	Fino (93 %), medio (7 %)	Baja	Similar	Bajo	Bajo-medio	Textura <i>sieve</i> en plagioclasa, bordes de reacción en anfíbol, glomeroporfídica local	Baja-media
IRR-M8A	Fino (79 %), medio (19 %), grueso (2 %)	Alta	Variable	Medio	Medio	Textura <i>sieve</i> , zonación irregular, bordes de reacción quelífticos, glomeroporfídica	Media-Abundante
IRR-M8B	Fino (97 %), medio (3 %)	Medio	Similar	Alto	Alto	<i>Patchy zoning</i> en plagioclasa, bordes de reacción en anfíbol y clinopiroxeno, textura ofítica	Abundante
IRR-M12A	Fino (92 %), medio (8 %), grueso (1 %)	Media	Similar	Medio	Medio	<i>Patchy zoning</i> , textura <i>sieve</i> , bordes de reacción y reabsorción, glomeroporfídica	Abundante
IRR-M12B	Fino (>90 %), medio (7 %)	Alta	Anf >>Plg	Alto	Alto	Bordes de reacción en anfíbol, textura ofítica, clinopiroxeno asociado a vesículas	Media-abundante
MC-IRR-M11	Fino (≈100 %)	Alta	Similar	Alto	Alto	Plagioclasa fracturada, textura poiquilítica y ofítica en anfíbol	Media
MC-IRR-M11A	Fino (85 %), medio (≈10 %), grueso (<5 %)	Media-Alta	Plg>>Anf	Medio	Bajo-medio	Textura <i>sieve</i> en plagioclasa, glomeroporfídica de anfíbol, poiquilítica local	Media

Nota: El tamaño de cristal corresponde a una estimación visual realizada en lámina delgada basada en la definición de fino, medio, grueso propuesta por McKenzie y otros (1996). La relación anfíbol-plagioclasa se refiere a la diferencia de tamaño entre ambas fases minerales. Los porcentajes de vidrio y vesículas se estiman de manera relativa respecto del área total del enclave observado Bajo: <8%, Medio: 8 a 15%, Alto >15% para el vidrio y Bajo: <10%, Medio: 10 a 17%, Alto >17% para las vesículas. Las texturas de desequilibrio corresponden a rasgos petrográficos observacionales descritos en detalle en el Anexo, tales como textura *sieve*, zonación irregular, bordes de reacción y glomeroporfidos. La intensidad relativa se establece en función de la abundancia y recurrencia de dichos rasgos dentro de cada muestra.

Las descripciones detalladas de cada corte se presentan en el Anexo, mientras que en esta sección se enfatizan las diferencias comparativas entre los enclaves, integrando las

observaciones microscópicas con los parámetros resumidos en la tabla 4.1 y la tabla 4.2. Estas comparaciones se apoyan en las microfotografías presentadas en la figura 4.1.

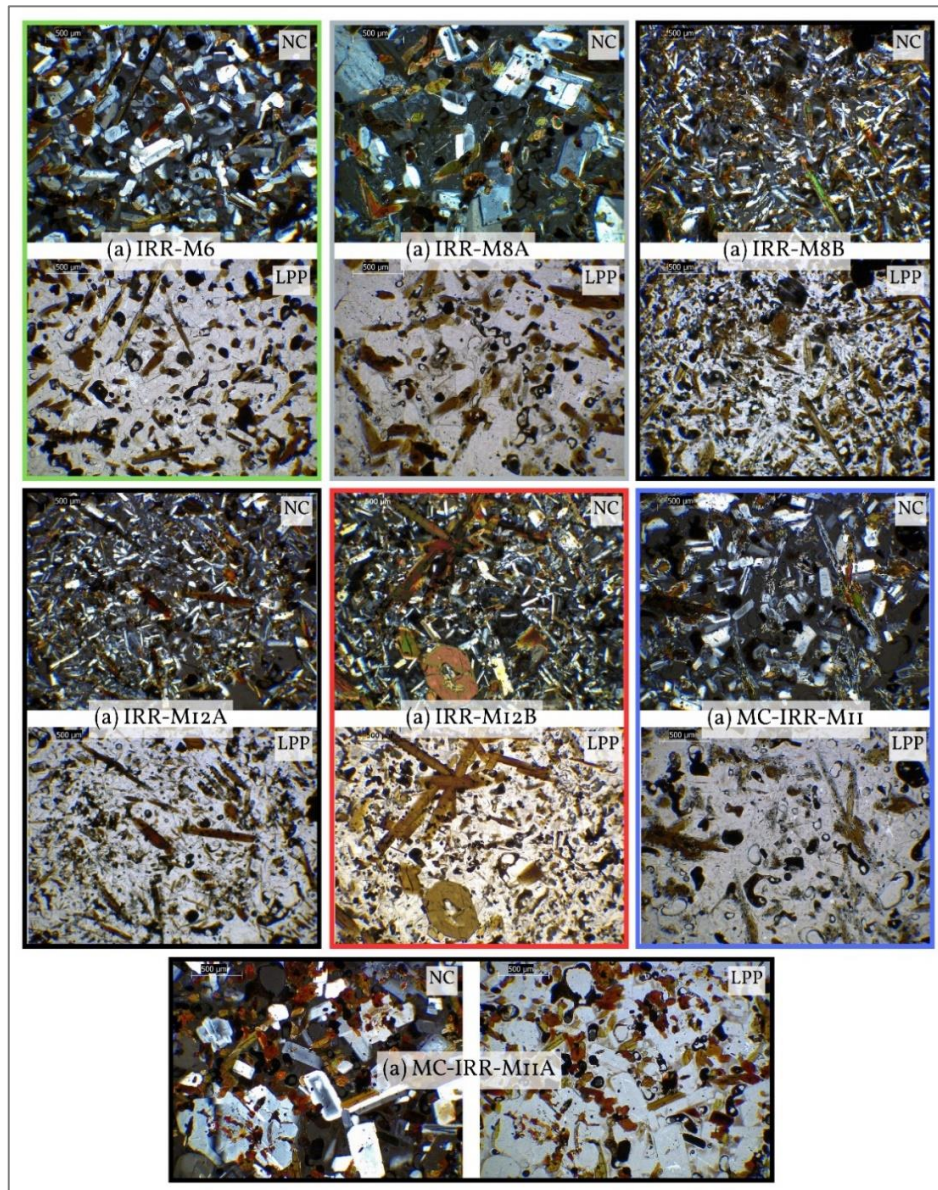


Figura 4.1. Microfotografías de enclaves del volcán Iruputuncu observadas bajo luz polarizada plana (LPP) y nicoles cruzados (NC). (a) IRR-M6: textura relativamente homogénea. (b) IRR-M8A: textura heterogénea, con anfíboles de distinto tamaño y bordes de reacción de clinopiroxeno. (c–d) IRR-M8B e IRR-M12A: texturas finas y homogéneas, con mayor contenido de vidrio intersticial. (e) IRR-M12B: textura heterogénea, con poblaciones cristalinas contrastantes. (f–g) MC-IRR-M11 y MC-IRR-M11A: alto contenido de vidrio intersticial y vesículas, con anfíboles alterados.

Tabla 4.2. Comparativa modal de minerales en las muestras IRR-M6, IRR-M8A, IRR-M8B, IRR-12A, IRR-12B, MC-IRR-M11 y MC-IRR-M11A.

ID	Plagioclasa (%)	Anfibol (%)	Clinopiroxeno (%)	Biotita (%)	Magnetita (%)	Vidrio (%)
IRR-M6	55	25	10	3	3	4
IRR-M8A	48	22	12	4	5	7
IRR-M8B	42	18	10	2	11	17
IRR-M12A	46	20	9	3	7	15
IRR-M12B	40	18	8	3	8	23
MC-IRR-M11	50	24	9	3	6	8
MC-IRR-M11A	45	22	8	3	9	13

Nota: Las proporciones minerales corresponden a estimaciones modales realizadas a partir de observaciones petrográficas en lámina delgada. Los porcentajes están normalizados al 100 %. Las variaciones reflejan diferencias relativas entre muestras.

4.1.2. Variaciones en tamaño de grano y relación entre fases

El tamaño de grano dominante en los enclaves varía entre fino y fino-medio, llegando localmente a fino-medio a medio-grueso, aunque se reconocen diferencias claras entre las distintas muestras (tabla 4.1).

El enclave IRR-M6 se caracteriza por un tamaño de grano fino a medio, con cristales de plagioclasa y anfíbol con dimensiones similares entre sí. No presenta un contraste granulométrico marcado, lo que confiere al enclave una textura relativamente homogénea.

En contraste, el enclave IRR-M8A muestra una mayor variabilidad en el tamaño de grano, coexistiendo cristales finos, medios y localmente gruesos. En este enclave, la relación entre plagioclasa y anfíbol es variable, y se observa una clara diferencia de tamaños entre ambas fases, lo que contribuye a una textura heterogénea.

Los enclaves IRR-M8B e IRR-M12A presentan un tamaño de grano fino a medio, pero con una relación más equilibrada entre plagioclasa y anfíbol, cuyos tamaños tienden a ser similares. En ambos casos, la textura es más uniforme en comparación con IRR-M8A, reflejando un grado de heterogeneidad intermedio a bajo.

El enclave IRR-M12B exhibe una relación granulométrica contrastante, donde el anfíbol domina claramente sobre la plagioclasa (Anf >> Plg). Se observan anfíboles de mayor tamaño coexistiendo con cristales más finos, lo que resulta en una textura marcadamente heterogénea.

Por su parte, el enclave MC-IRR-M11 presenta un tamaño de grano fino, con una relación plagioclasa-anfíbol similar, aunque con rasgos texturales. En MC-IRR-M11A, se reconocen plagioclasas de mayor tamaño (Plg >> Anf), otorgando al enclave un carácter textural intermedio.

4.1.3. Grado de heterogeneidad textural y ordenamiento de los enclaves

El grado de heterogeneidad textural, evaluado de manera cualitativa y resumido en la tabla 4.1, permite establecer un ordenamiento comparativo entre los enclaves estudiados.

Los enclaves IRR-M6, IRR-M8B e IRR-M12A presentan texturas relativamente más homogéneas, caracterizadas por tamaños de grano similares entre fases y una menor superposición de dominios texturales contrastantes. En contraste, IRR-M8A, IRR-M12B y MC-IRR-M11 exhiben una heterogeneidad textural alta, evidenciada por la coexistencia de poblaciones cristalinas de distinto tamaño, variaciones en la relación plagioclasa-anfíbol y altos contenidos de vidrio y vesículas.

Los enclaves MC-IRR-M11A e IRR-M8B ocupan una posición intermedia, mostrando rasgos de desequilibrio y heterogeneidad moderados.

4.1.4. Vidrio intersticial y vesicularidad

El contenido de vidrio intersticial varía ampliamente entre los enclaves (tabla 4.1). IRR-M6 presenta un contenido bajo de vidrio, coherente con su mayor grado de cristalinidad y homogeneidad textural. En contraste, IRR-M8B, IRR-M12B y MC-IRR-M11 muestran contenidos elevados de vidrio intersticial.

Los enclaves IRR-M8A, IRR-M12A y MC-IRR-M11A presentan contenidos intermedios de vidrio intersticial relativo respecto a las otras muestras.

La vesicularidad sigue una tendencia similar, con valores bajos a medio-bajos en IRR-M6 y MC-IRR-M11A, y valores altos en IRR-M8B, IRR-M12B y MC-IRR-M11. La asociación entre altos contenidos de vidrio y vesículas es particularmente evidente en estos últimos enclaves.

4.1.5. Texturas de desequilibrio

Las texturas de desequilibrio están presentes en todas las muestras, aunque con distinta expresión e intensidad (tabla 4.1).

En el enclave IRR-M6, estas texturas son escasas y se restringen principalmente a texturas tipo *sieve* en plagioclasa, bordes de reacción localizados en anfíbol y glomeropórfidos locales de anfíbol (fig. 4.2), consistente con una intensidad relativa baja.

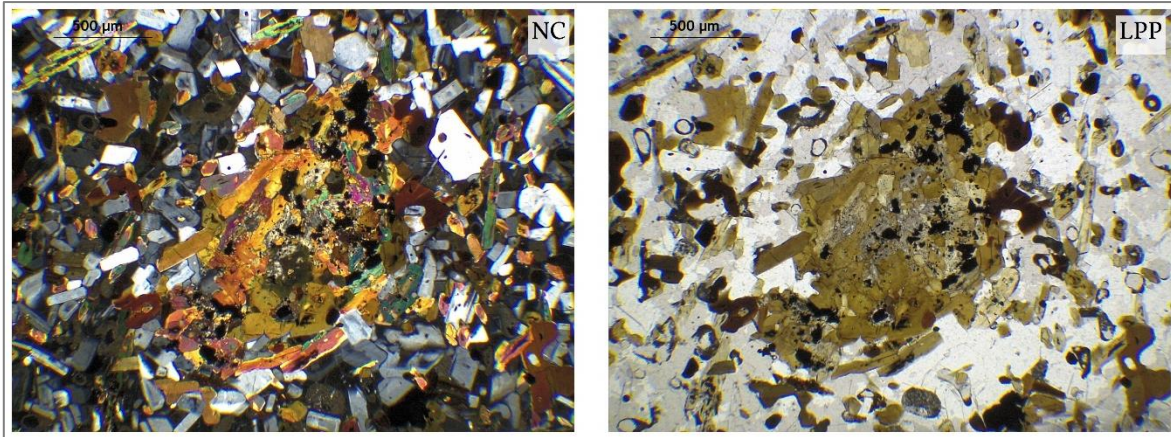


Figura 4.2. Glomeropórfido de anfíbol en el enclave IRR-M6. Nícoles cruzados (NC) y Luz polarizada plana (LPP).

En IRR-M8A, las texturas de desequilibrio son más abundantes y diversas, incluyendo texturas *sieve* en plagioclasa, bordes de reacción de clinopiroxeno en anfíbol, zonación irregular y glomeropórfidos bien desarrollados (fig. 4.3). Esta muestra presenta una de las intensidades relativas más altas de desequilibrio.

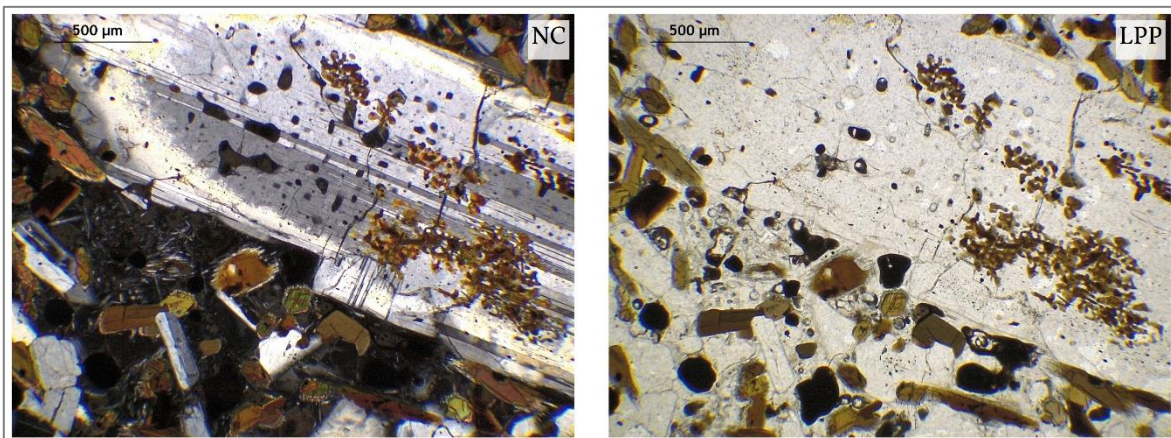


Figura 4.3. Texturas de desequilibrio en el enclave IRR-M8A, incluyendo bordes de reacción, textura *sieve* y poiquilítica en plagioclasas. Nícoles cruzados (NC) y Luz polarizada plana (LPP).

El enclave IRR-M8B se distingue por la presencia de un glomeropórfido de clinopiroxeno con bordes de reacción (fig. 4.4) y desarrollo local de textura ofítica, junto con una matriz

finas y un alto contenido de vidrio, lo que se traduce en una intensidad de texturas de desequilibrio abundante.

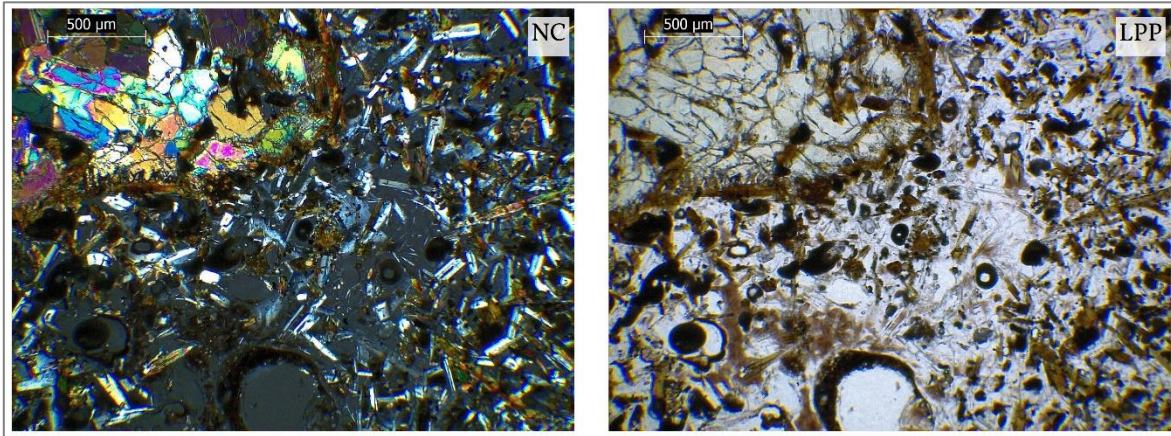


Figura 4.4. Glomeropórfido de clinopiroxeno con bordes de reacción en el enclave IRR-M8B. Nicoles cruzados (NC) y Luz polarizada plana (LPP).

En IRR-M12A, se observan texturas *sieve*, bordes de reacción y asociaciones glomeroporfídicas, con una intensidad también considerada abundante, aunque desarrollada dentro de una matriz más homogénea (fig. 4.5).

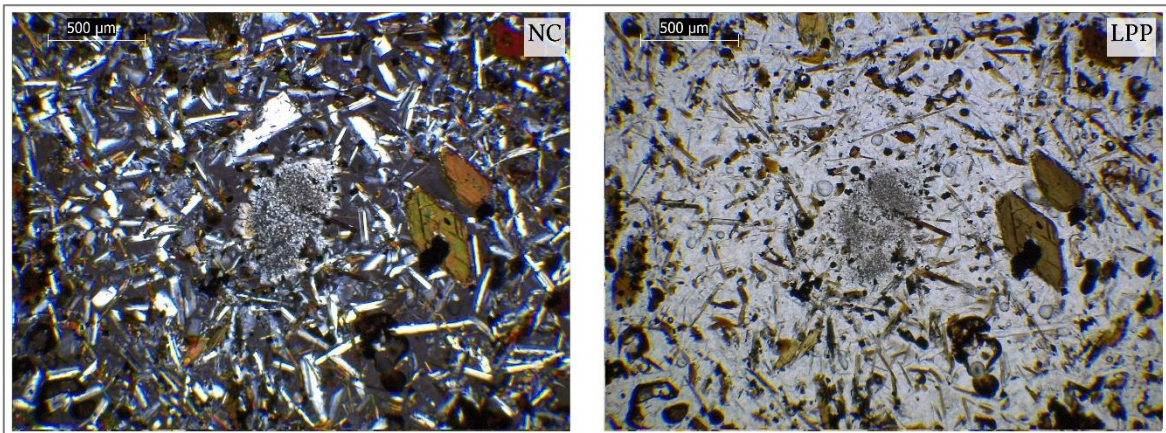


Figura 4.5. Textura tipo *patchy zoning* en plagioclasa del enclave IRR-M12A. Nicoles cruzados (NC) y Luz polarizada plana (LPP).

El enclave IRR-M12B presenta bordes de reacción bien desarrollados en anfíbol, texturas ofíticas, además de las texturas *sieve* y poiquilítica en plagioclasas (fig. 4.6), configurando un conjunto de rasgos de desequilibrio de intensidad media a abundante.

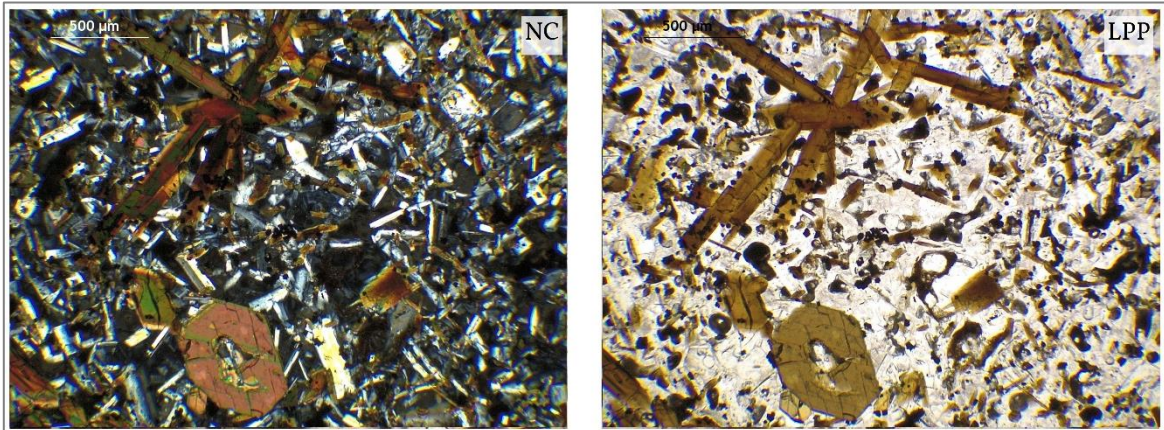


Figura 4.6. Glomeropórfidos de anfíbol y textura ofítica del enclave IRR-M12B. Nícoles cruzados (NC) y Luz polarizada plana (LPP).

Finalmente, MC-IRR-M11 y MC-IRR-M11A muestran texturas de desequilibrio dominadas por anfíbol intensamente alterado y desarrollo de texturas poiquilíticas, con una intensidad relativa media (fig. 4.7).

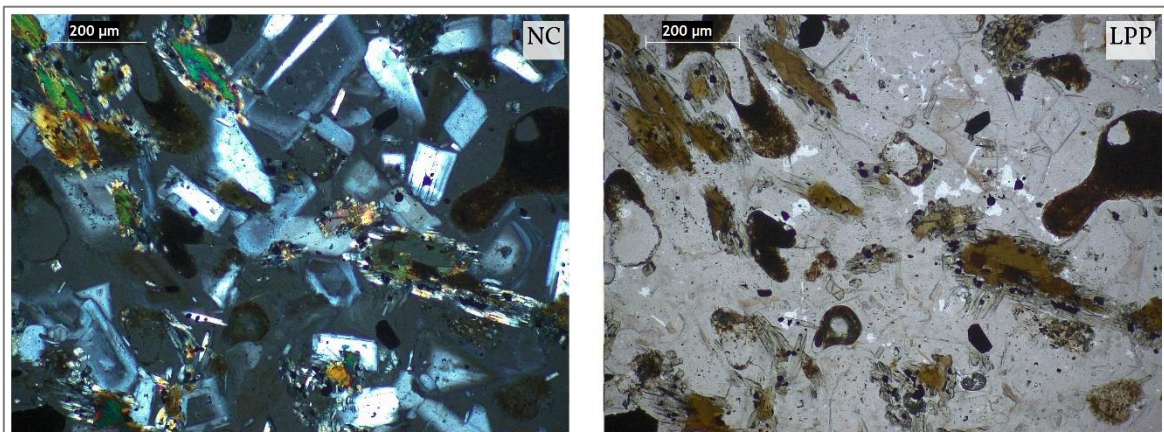


Figura 4.7. Bordos de reacción en anfíbol del enclave MC-IRR-M11. Nícoles cruzados (NC) y Luz polarizada plana (LPP).

4.2. Química Mineral

En este capítulo se recopilan los resultados del análisis de química mineral obtenidos a partir de microsonda electrónica en las muestras IRR-M6, IRR-M8A e IRR-M12B.

4.2.1. Composición y clasificación de los anfíboles

Los anfíboles presentes en los enclaves fueron caracterizados a partir de su composición química mineral. Los análisis permiten evaluar la distribución composicional de los anfíboles entre las distintas muestras (fig. 4.8) y compararlos mediante diagramas de clasificación propuestos por Leake y otros (1997).

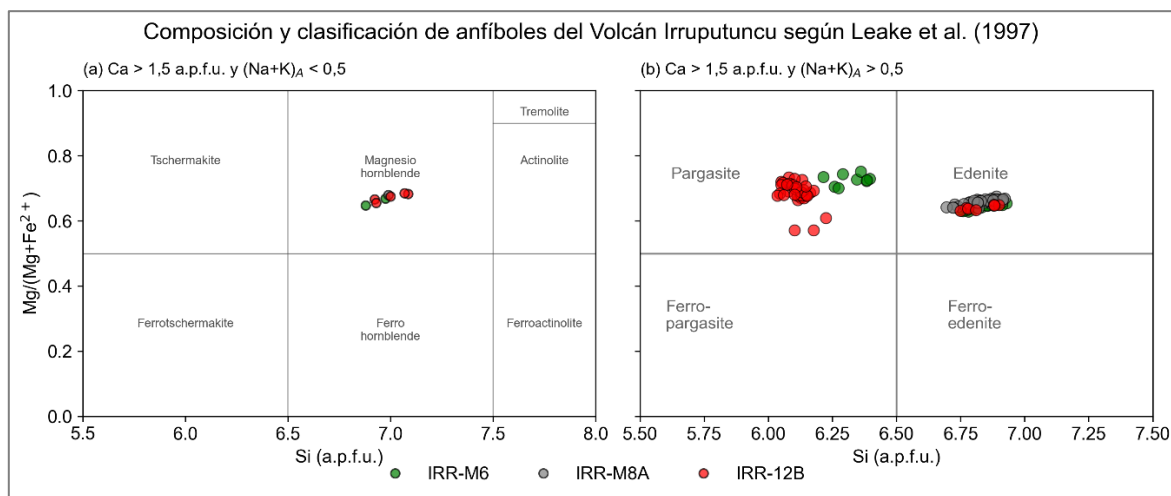


Figura 4.8. Diagramas de clasificación química de anfíboles para las muestras IRR-M6, IRR-M8A e IRR-M12B. Las composiciones corresponden principalmente a magnesio-hornblenda y a edenita y pargasita, mostrando un solapamiento composicional entre las distintas muestras analizadas. a.p.f.u.: átomos por fórmula unitaria.

Las composiciones de los anfíboles de las tres muestras analizadas corresponden principalmente a magnesio-hornblenda y a edenitas y pargasitas, mostrando un solapamiento composicional entre las distintas muestras. En la muestra IRR-M12B se identifican anfíboles

clasificados como pargasita y edenita, al igual que en la muestra IRR-M6. Por su parte, los anfíboles de la muestra IRR-M8A corresponden exclusivamente a edenitas.

4.2.2. Composición del vidrio intersticial: Diagramas de clasificación

La composición química del vidrio intersticial fue evaluada mediante su proyección en diagramas de clasificación geoquímica. Para los resultados geoquímicos presentados a continuación (diagramas TAS, AFM, SiO_2 vs K_2O y diagramas de variación tipo Harker), las composiciones de vidrio intersticial se expresaron como óxidos mayoritarios normalizados a 100%, con el fin de facilitar la comparación entre los análisis.

En el diagrama TAS (fig. 4.9), los análisis de vidrio se ubican principalmente en el campo correspondiente a composiciones riolíticas, con una distribución relativamente concentrada.

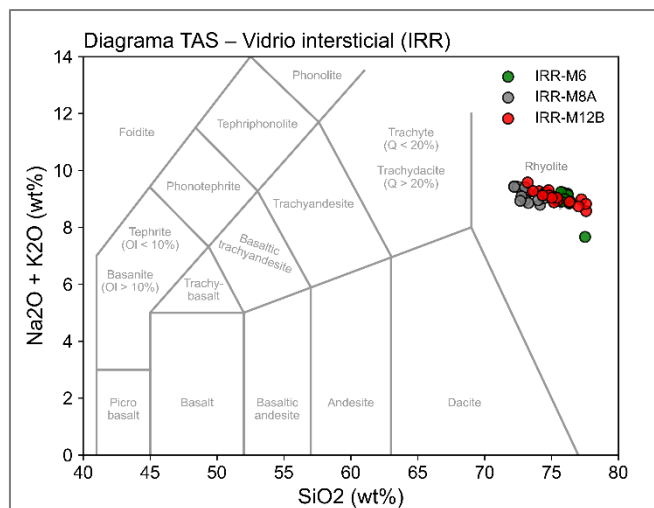


Figura 4.9. Diagrama TAS (SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) para el vidrio intersticial de los enclaves del volcán Irruputuncu. Las composiciones del vidrio intersticial se concentran en el campo riolítico, con una dispersión interna acotada dentro de dicho campo (óxidos normalizados al 100%).

Dentro de este rango riolítico, el vidrio intersticial de IRR-M12B abarca la totalidad del rango composicional observado. El vidrio de IRR-M8A se caracteriza por composiciones relativamente menos evolucionadas, en contraste con el vidrio de IRR-M6, que presenta mayores contenidos de SiO_2 . En cuanto a los álcalis, IRR-M6 e IRR-M8A muestran concentraciones similares, a diferencia de la muestra IRR-M12B, en la cual el contenido de álcalis decrece con el aumento de SiO_2 .

En el diagrama SiO_2 vs K_2O (fig. 4.10), los datos de vidrio muestran una tendencia coherente entre los distintos grupos de muestras. El rango de SiO_2 varía aproximadamente entre 72 y 78 wt%, mientras que el contenido de K_2O se sitúa entre 5 y 6 wt%. El vidrio de IRR-M6 presenta los mayores contenidos relativos de SiO_2 y K_2O , mientras que el vidrio de IRR-M8A muestra los valores más bajos de estos óxidos. Por su parte, las composiciones de vidrio de IRR-M12B se encuentran entre ambos grupos.

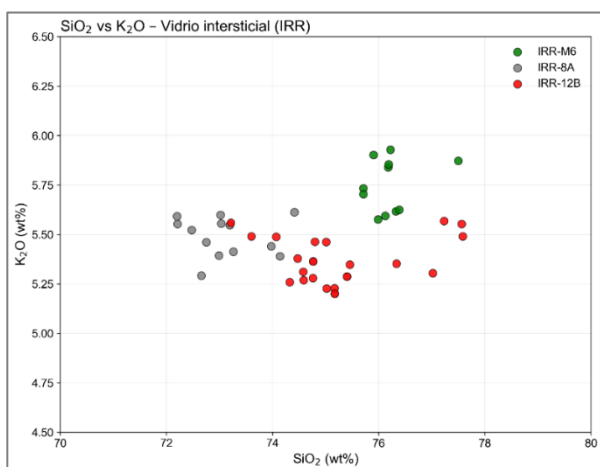


Figura 4.10. Diagrama SiO_2 vs K_2O para el vidrio intersticial de los enclaves analizados. Las muestras tienden a agruparse en poblaciones parciales según su procedencia, pero todas acotadas a un rango de composiciones (óxidos normalizados al 100%).

El diagrama AFM (fig. 4.11) evidencia una distribución consistente de los datos. Las composiciones del vidrio intersticial se distribuyen dentro del campo correspondiente a la serie calcoalcalina.

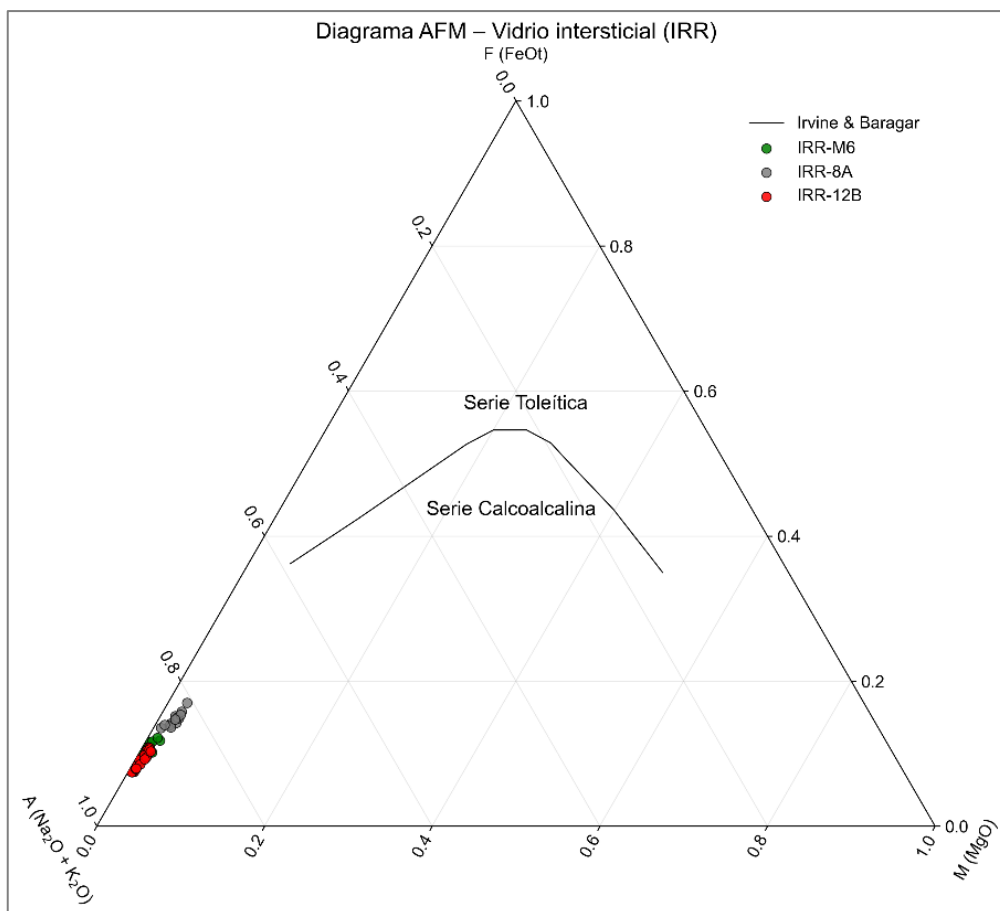


Figura 4.11. Diagrama AFM para el vidrio intersticial de los enclaves del volcán Irruputuncu. Las composiciones del vidrio intersticial se distribuyen dentro del campo correspondiente a la serie calcoalcalina, con una dispersión acotada entre las distintas muestras analizadas (óxidos normalizados al 100%).

4.2.3. Diagramas de Harker

Los diagramas de variación tipo Harker, contruidos en función del contenido de SiO₂ para el vidrio intersticial de las muestras analizadas, se presentan en la figura 4.12.

En estos diagramas, las muestras muestran una distribución sistemática en función del contenido de SiO₂, donde IRR-M8A presenta los valores más bajos, IRR-M6 los valores más altos, e IRR-M12B se distribuye entre ambos rangos composicionales.

Los óxidos TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO y Na_2O exhiben una tendencia negativa con el aumento de SiO_2 , mientras que K_2O muestra una tendencia opuesta, aumentando con el incremento de SiO_2 .

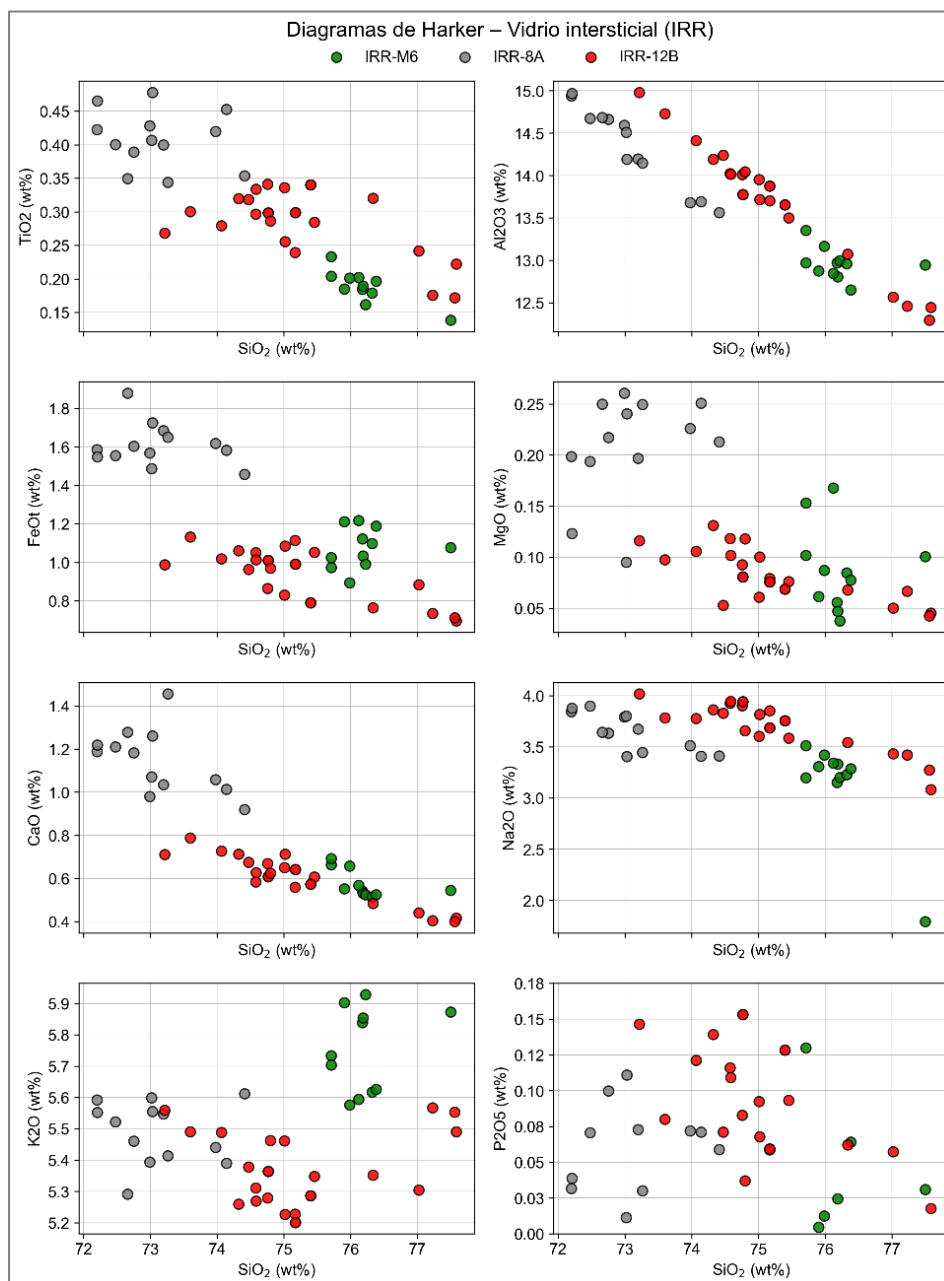


Figura 4.12. Diagramas de variación tipo Harker (SiO_2 vs óxidos mayoritarios) para el vidrio intersticial de los enclaves analizados (óxidos normalizados al 100%).

4.3. Termobarometría

Las condiciones de presión y temperatura de cristalización fueron estimadas utilizando dos enfoques complementarios: (i) termobarometría basada exclusivamente en la química de anfíbol (*amphibole-only*), y (ii) termobarometría basada en el equilibrio anfíbol-vidrio (*amphibole-liquid*).

4.3.1. Termobarometría basada en anfíbol (*amphibole-only*)

Las condiciones de presión y temperatura fueron estimadas a partir de la química mineral de anfíbol utilizando el modelo Amp-TB2 propuesto por Ridolfi (2021), una actualización del modelo de Ridolfi y Renzulli (2012), el cual se basa en formulaciones empíricas calibradas para anfíboles cálcicos en sistemas calcoalcalinos. Los valores obtenidos se encuentran dentro del campo de validez del modelo actualizado, con incertidumbres asociadas del orden de ± 12 % en presión y ± 22 °C en temperatura (Ridolfi, 2021). Los resultados (tabla 4.3) definen tres agrupaciones principales de condiciones P-T (fig. 4.13):

Un primer grupo presenta presiones entre 90 y 180 MPa (≈ 1 -2 kbar) y temperaturas entre 775 y 830 °C. En este rango se incluyen anfíboles de las muestras IRR-M12B, IRR-M8A e IRR-M6.

Un segundo grupo muestra condiciones más elevadas, con presiones entre 290 y 420 MPa (≈ 3 -4.5 kbar) y temperaturas entre 880 y 960 °C. Este grupo está representado exclusivamente por anfíboles de las muestras IRR-M6 e IRR-M8A.

Tabla 4.3. Presiones y temperaturas para IRR-M6, IRR-M8A y IRR-M12B utilizando el método de *amphibole-only* (Ridolfi, 2021).

Muestra (Amph)	T(°C)	P(MPa)	Muestra (Amph)	T(°C)	P(MPa)
IRR-M6 site1 amph	805	131	IRR-M8A site2 amph	811	135
IRR-M6 site1 amph	811	136	IRR-M8A site3 amph	813	134
IRR-M6 site1 amph_5um	805	128	IRR-M8A site3 amph	809	135
IRR-M6 site1 amph_5um	806	123	IRR-M8A site3 amph	827	149
IRR-M6 site1 amph_5um	809	126	IRR-M8A site4 amph	825	151
IRR-M6 site2 amph	819	154	IRR-M8A site4 amph	817	138
IRR-M6 site2 amph	808	130	IRR-M8A site4 amph	818	137
IRR-M6 site2 amph	808	134	IRR-M8A site4 amph	803	121
IRR-M6 site3 amph	801	128	IRR-M8A site5 amph	814	146
IRR-M6 site3 amph	813	142	IRR-M8A site5 amph	810	132
IRR-M6 site3 amph	813	140	IRR-M8A site5 amph	830	164
IRR-M6 site4 amph	799	119	IRR-M8A site6 amph	809	127
IRR-M6 site4 amph	820	160	IRR-M8A site6 amph	833	165
IRR-M6 site4 amph	810	139	IRR-M8A site6 amph	820	140
IRR-M6 site5 amph	947	320	IRR-M8A site7 amph	822	147
IRR-M6 site5 amph	930	286	IRR-M8A site7 amph	819	141
IRR-M6 site5 amph_5um	925	288	IRR-M8A site7 amph	820	140
IRR-M6 site6 amph	947	374	IRR-M8A site8 amph_5um	835	160
IRR-M6 site6 amph	937	322	IRR-M8A site8 amph_5um	814	138
IRR-M6 site6 amph	931	290	IRR-M12B site10 amph_5um	952	439
IRR-M6 site7 amph	804	129	IRR-M12B site1 amph	799	118
IRR-M6 site7 amph	800	127	IRR-M12B site1 amph_5um	805	123
IRR-M6 site7 amph	810	140	IRR-M12B site1 amph_5um	811	140
IRR-M6 site8 amph_5um	818	150	IRR-M12B site2 amph_5um	937	403
IRR-M6 site8 amph_5um	812	139	IRR-M12B site4 amph	941	383
IRR-M6 site8 amph_5um	815	135	IRR-M12B site5 amph	935	400
IRR-M6 site9 amph_5um	807	130	IRR-M12B site5 amph	982	680
IRR-M6 site9 amph_5um	818	138	IRR-M12B site5 amph_5um	941	428
IRR-M8A site1 amph_5um	809	132	IRR-M12B site5 amph_5um-a	937	413
IRR-M8A site1 amph_5um-a	812	137	IRR-M12B site5 amph_5um-a	939	414
IRR-M8A site1 amph_5um-a	817	138	IRR-M12B site6 amph_5um	894	383
IRR-M8A site1 amph_5um-a	822	138	IRR-M12B site6 amph_5um	778	97
IRR-M8A site2 amph	824	155	IRR-M12B site7 amph	798	118
IRR-M8A site2 amph	820	148	IRR-M12B site7 amph	797	123
IRR-M8A site2 amph	816	141	IRR-M12B site7 amph	781	99
IRR-M8A site2 amph	809	135	IRR-M12B site8 amph_5um	977	662
IRR-M8A site2 amph	822	147	IRR-M12B site8 amph_5um	938	409

Un tercer grupo se caracteriza por las condiciones más profundas y calientes, con presiones entre 650 y 680 MPa (≈ 6.5 -7 kbar) y temperaturas cercanas a 975-980 °C, y está representado únicamente por anfíboles de la muestra IRR-M12B.

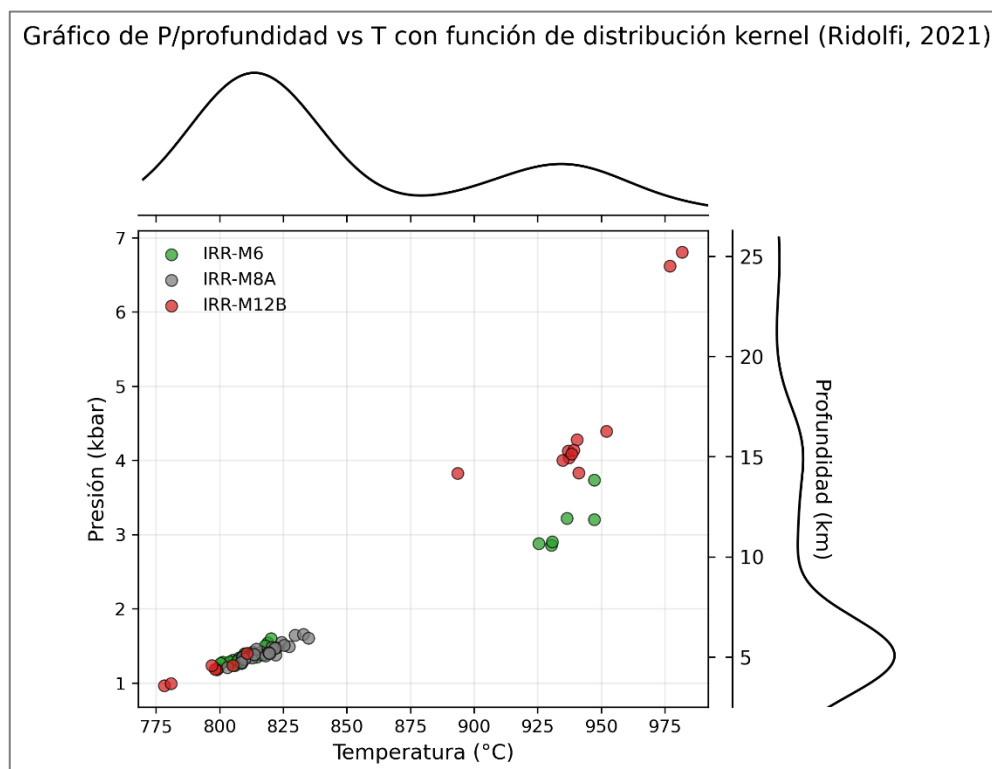


Figura 4.13. Diagrama de presión-temperatura obtenido mediante el modelo Amp-TB2 de Ridolfi (2021) para los anfíboles analizados.

La distribución relacionada a cada una de las muestras se puede apreciar mejor en los siguientes diagramas de caja (fig. 4.14 y fig. 4.15), los cuales resumen los valores de temperatura (T) y presión (P) estimados para las muestras IRR-M6, IRR-M8A e IRR-M12B.

En ambos casos se presentan la mediana, el valor promedio y los posibles valores atípicos, permitiendo visualizar de manera comparativa la dispersión y variabilidad de las condiciones termobarométricas obtenidas para cada muestra. Mientras IRR-M6 e IRR-M8A exhiben rangos más acotados y distribuciones relativamente concentradas, IRR-M12B se caracteriza

por una mayor dispersión tanto en temperatura como en presión, reflejando una mayor variabilidad en las condiciones estimadas.

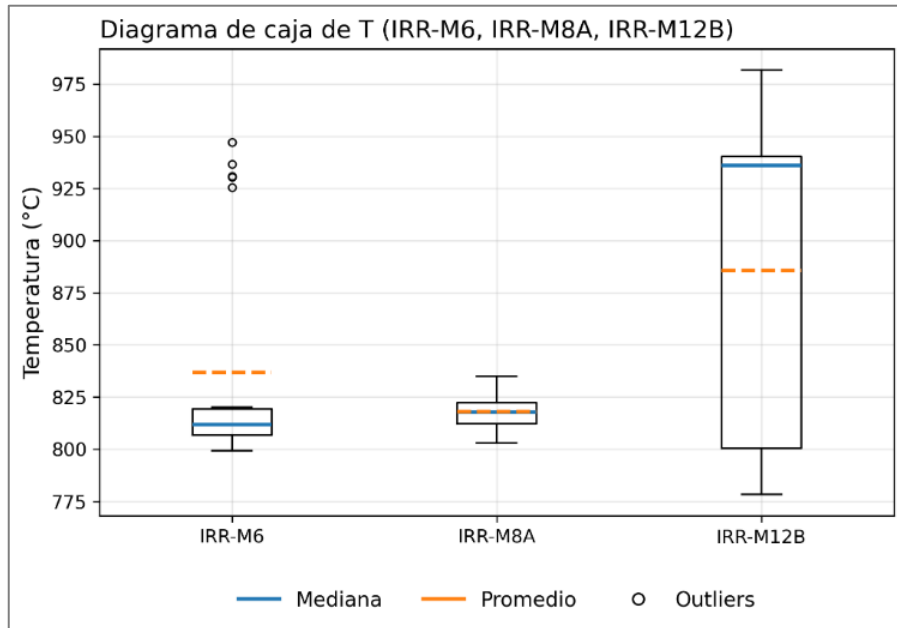


Figura 4.14. Diagramas de caja de T vs Muestras (IRR-M6, IRR-M8A, IRR-M12B)

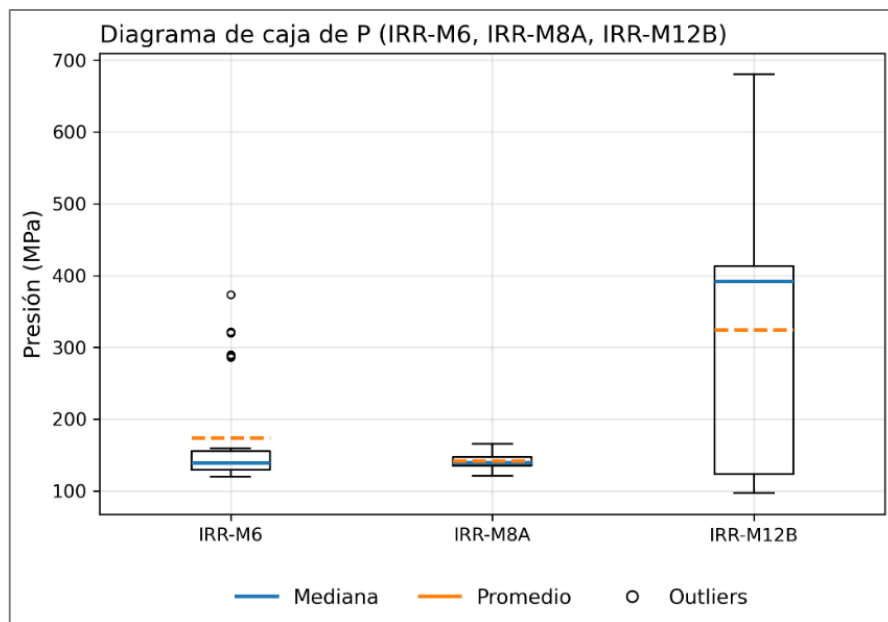


Figura 4.15. Diagramas de caja de P vs Muestras (IRR-M6, IRR-M8A, IRR-M12B)

4.3.2. Termobarometría basada en equilibrio anfíbol-vidrio (*amphibole-liquid*)

Adicionalmente, se estimaron condiciones de presión y temperatura a partir del equilibrio químico entre anfíbol y vidrio intersticial, siguiendo los procedimientos compilados por Wieser y otros (2022) y utilizando las herramientas implementadas en el paquete *Thermobar*.

Previo al cálculo de presión y temperatura, se realizó un procedimiento de *melt matching* con el fin de identificar pares anfíbol-vidrio potencialmente en equilibrio químico, de acuerdo con los criterios descritos por Wieser y otros (2022) y la *web* oficial de *Thermobar*. Este procedimiento evalúa combinaciones anfíbol-vidrio y aplica filtros de equilibrio, principalmente basados en el coeficiente de distribución Fe-Mg (K_D). Los resultados del *matching* (tabla 4.3 y tabla 4.4) indican que:

- La muestra IRR-M6 presenta equilibrio con vidrio intersticial de IRR-M8A (tabla 4.4).

Tabla 4.4. Pares en equilibrio para anfíbol IRR-M6B. Presiones y temperaturas calculadas a partir de las ecuaciones 7a y 4b respectivamente (Putirka, 2016).

Sample Amp	Sample Liq	(P kbar)	T(°C)
IRR-M6 site2 amph	IRR-M8A site3 gl	2.44	813.18
IRR-M6 site4 amph	IRR-M8A site3 gl	2.38	815.63
IRR-M6 site8 amph	IRR-M8A site3 gl	2.26	809.65
IRR-M6 site8 amph	IRR-M8A site3 gl	2.54	811.26
IRR-M6 site8 amph_5um	IRR-M8A site3 gl	2.60	810.19

- No se identificaron pares en equilibrio para los anfíboles de la muestra IRR-M8A.
- Los anfíboles de la muestra IRR-M12B muestran equilibrio con vidrios intersticiales de las muestras IRR-M6 e IRR-M8A (tabla 4.5).

Tabla 4.5. Pares en equilibrio para anfíbol IRR-M12B. Presiones y temperaturas calculadas a partir de las ecuaciones 7a y 4b respectivamente (Putirka, 2016).

Sample Amp	Sample Liq	(P kbar)	T(°C)
IRR-M12B site1amph	IRR-M8A site3 gl	2.37	812.07
IRR-M12B site1amph_5um	IRR-M8A site3 gl	2.45	811.22
IRR-M12B site2 amph	IRR-M6 site9 gl	4.19	788.31
IRR-M12B site2 amph	IRR-M8A site3 gl	3.54	813.80
IRR-M12B site2 amph	IRR-M8A site3 gl	4.10	809.68
IRR-M12B site2 amph	IRR-M8A site6 gl	3.99	818.34
IRR-M12B site6 amph	IRR-M6 site2 gl	4.90	792.67
IRR-M12B site6 amph	IRR-M6 site9 gl	5.10	787.53
IRR-M12B site6 amph	IRR-M8A site3 gl	4.44	812.97
IRR-M12B site6 amph	IRR-M8A site3 gl	5.01	808.86
IRR-M12B site6 amph	IRR-M8A site3 gl	5.00	804.92
IRR-M12B site6 amph	IRR-M8A site5 gl	4.96	811.72
IRR-M12B site6 amph	IRR-M8A site5 gl	5.22	819.71
IRR-M12B site6 amph	IRR-M8A site6 gl	4.90	817.50
IRR-M12B site6 amph	IRR-M8A site8 gl	4.88	820.46
IRR-M12B site6 amph	IRR-M8A site8 gl	4.62	829.97
IRR-M12B site6 amph_5um	IRR-M6 site2 gl	4.55	787.52
IRR-M12B site6 amph_5um	IRR-M6 site9 gl	4.75	782.45
IRR-M12B site6 amph_5um	IRR-M8A site3 gl	4.09	807.55
IRR-M12B site6 amph_5um	IRR-M8A site3 gl	4.66	803.50
IRR-M12B site6 amph_5um	IRR-M8A site3 gl	4.65	799.61
IRR-M12B site6 amph_5um	IRR-M8A site5 gl	4.61	806.32
IRR-M12B site6 amph_5um	IRR-M8A site5 gl	4.87	814.20
IRR-M12B site6 amph_5um	IRR-M8A site6 gl	4.55	812.03
IRR-M12B site6 amph_5um	IRR-M8A site8 gl	4.53	814.94
IRR-M12B site6 amph_5um	IRR-M8A site8 gl	4.27	824.33

Las condiciones de presión y temperatura fueron calculadas utilizando las ecuaciones P7a y T4b de Putirka (2016), seleccionadas por Wieser y otros (2022) para sistemas anfíbol-líquido. Dado que estas formulaciones dependen del contenido de agua del fundido, se estimó un valor uniforme de 4% H₂O para los vidrios.

Los resultados (tabla 4.3 y tabla 4.4) definen dos agrupaciones principales (fig. 4.16).

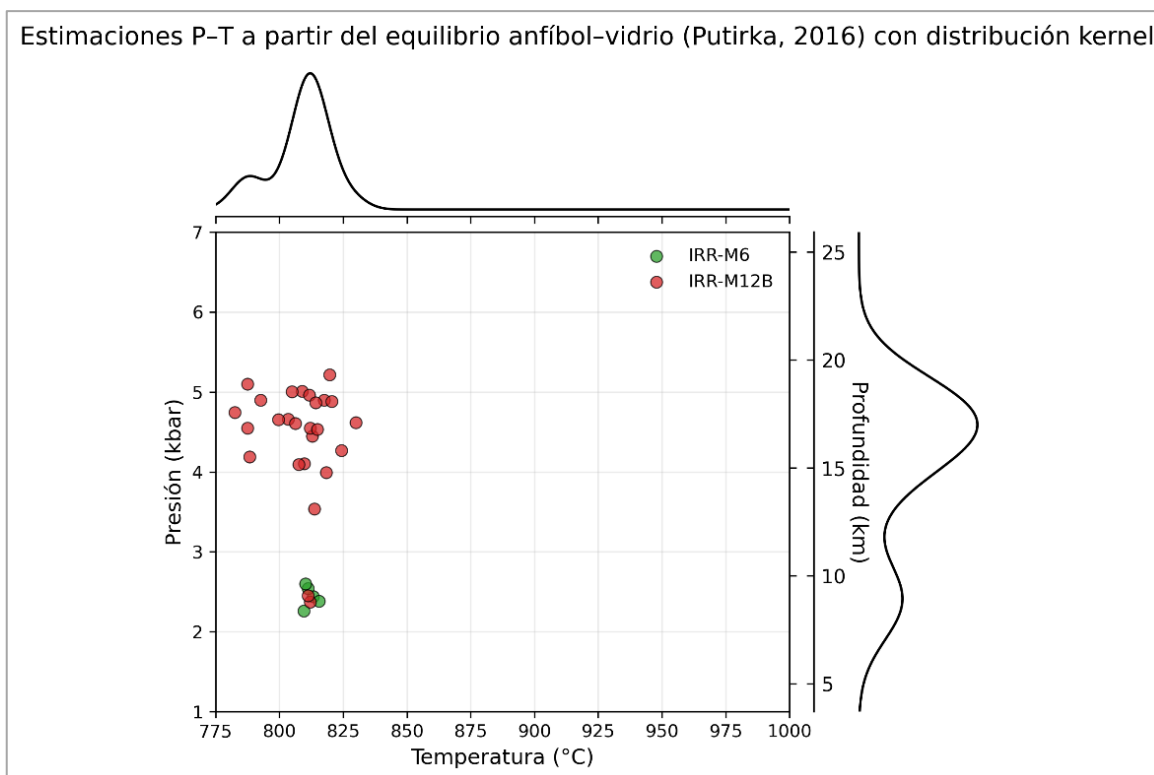


Figura 4.16. Diagrama presión-temperatura obtenido a partir del método de equilibrio anfíbol-vidrio, utilizando las ecuaciones P7a y T4b de Putirka (2016), implementadas en el paquete *Thermobar*. Los puntos corresponden a pares anfíbol-vidrio que cumplen los criterios de equilibrio definidos mediante el procedimiento de *melt matching* (Wieser y otros, 2022).

Un grupo con presiones entre 2 y 3 kbar y temperaturas entre 800 y 825 °C, correspondiente a pares anfíbol-vidrio formados por anfíboles de IRR-M6 y vidrio de IRR-M8A.

Un segundo grupo con presiones entre 3 y 5 kbar y temperaturas entre 775 y 830 °C, que incluye pares formados por anfíboles de IRR-M12B y vidrios de IRR-M6 e IRR-M8A.

Estos resultados muestran un rango de condiciones parcialmente superpuesto con las estimaciones obtenidas mediante el método de anfíbol único, aunque restringido únicamente a aquellos cristales para los cuales se identificó equilibrio con vidrio intersticial.

5. DISCUSIÓN

5.1. Condiciones de almacenamiento magmático registradas por la termobarometría de anfíbol (*amphibole-only*)

Las estimaciones de presión y temperatura obtenidas mediante termobarometría basada exclusivamente en anfíbol (Amp-TB2; Ridolfi, 2021) muestran que los enclaves del volcán Irruputuncu registran un rango amplio de condiciones P-T. Este comportamiento sugiere que los anfíboles no cristalizaron bajo un único conjunto de condiciones, sino que reflejan distintos estadios del sistema magmático (Contreras, 2024).

Los resultados definen tres agrupaciones principales. Un primer grupo, caracterizado por presiones relativamente bajas ($\approx 1-2$ kbar) y temperaturas moderadas ($\approx 775-830$ °C), incluye anfíboles de las muestras IRR-M12B, IRR-M8A e IRR-M6. Un segundo grupo registra condiciones intermedias, con presiones aproximadas de 3-4,5 kbar y temperaturas entre 880 y 960 °C, representadas únicamente por anfíboles de IRR-M6 e IRR-M8A. Finalmente, un tercer grupo se restringe a la muestra IRR-M12B y muestra las condiciones más profundas y calientes, con presiones de 6,5-7 kbar y temperaturas cercanas a 975-980°C.

La coexistencia de múltiples rangos P-T dentro de una misma muestra, particularmente en IRR-M6 e IRR-M12B, indica que los anfíboles no registran un único nivel de equilibrio, sino que sugieren la participación de procesos de cristalización desarrollados bajo diferentes condiciones dentro del sistema magmático. Este comportamiento puede interpretarse en el marco de modelos de sistemas magmáticos transcrustales, donde los minerales pueden crecer y reequilibrarse, de manera parcial o variable, en distintos niveles de la corteza antes de su incorporación al magma eruptivo (Ridolfi y Renzulli, 2012; Ridolfi, 2021).

5.2. Integración al modelo del volcán Irruputuncu

La comparación entre los resultados de termobarometría obtenidos en este estudio y aquellos reportados previamente por Contreras (2024) muestra una notable coherencia en los rangos de presión y temperatura registrados (figura 5.1). Al incorporar ambos conjuntos de datos en un mismo diagrama P-T, se observa que las poblaciones definidas por los anfíboles de Irruputuncu se solapan ampliamente con los campos, específicamente en los niveles de almacenamiento somero ($\approx 1-2$ kbar) e intermedio ($\approx 3-4,5$ kbar), que representan los dominios de mayor recurrencia en el sistema.

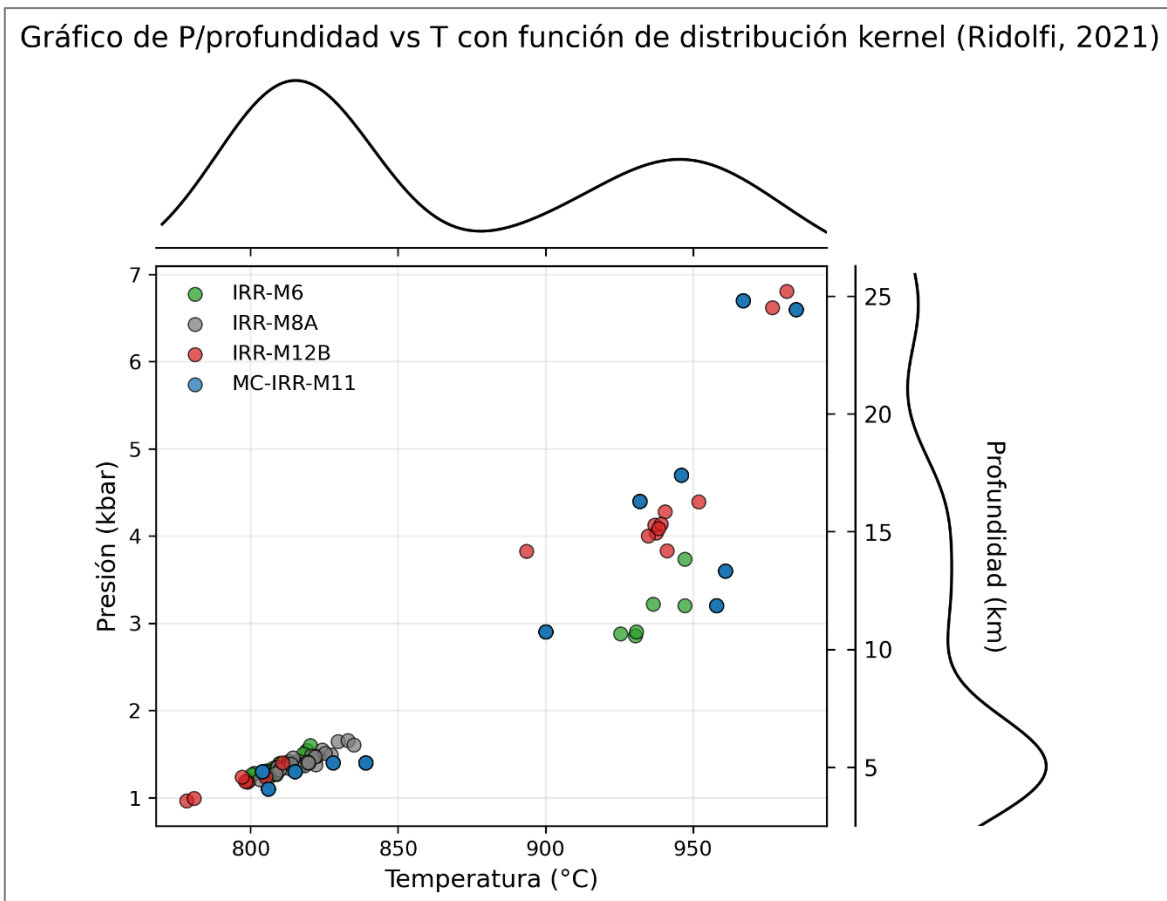


Figura 5.1. Diagrama P-T basado en el método amphibole-only (Ridolfi, 2021) para los anfíboles analizados en este estudio y en el de Contreras (2024).

Este solapamiento sugiere que ambos conjuntos de datos están registrando condiciones similares de almacenamiento y evolución magmática, reforzando la interpretación de un sistema magmático estructurado en múltiples niveles corticales (Contreras, 2024). En este contexto, los enclaves analizados en este trabajo pueden interpretarse como fragmentos de diferentes dominios del sistema descrito por Contreras (2024), incorporados al magma eruptivo durante eventos de movilización y ascenso.

La comparación con trabajos previos permite contextualizar los resultados obtenidos y sugiere cierta persistencia en las condiciones de almacenamiento magmático.

5.3. Alcances y limitaciones de la termobarometría anfíbol-líquido

Los diagramas geoquímicos muestran que el vidrio intersticial de todas las muestras se concentra en composiciones riolíticas, con una dispersión interna acotada y una afinidad calcoalcalina. La limitada variabilidad composicional del vidrio, en contraste con la amplia dispersión P-T registrada por los anfíboles, sugiere la idea de que el vidrio preservado representa un fundido evolucionado común, probablemente asociado a un nivel somero del sistema (Cashman y otros, 2017).

La aplicación de termobarometría anfíbol-líquido mediante el procedimiento de *melt matching* permite identificar únicamente aquellos pares cristal-fundido que cumplen criterios de equilibrio químico, evaluados principalmente a partir del coeficiente de distribución Fe-Mg (K_D) (Putirka, 2016; Wieser y otros, 2022). En este contexto, el *matching* no debe interpretarse como una validación global del equilibrio del sistema, sino como un criterio selectivo que identifica condiciones específicas bajo las cuales algunos anfíboles lograron reequilibrarse con el fundido preservado.

La ausencia de *match* para una parte importante de los anfíboles sugiere que éstos no cristalizaron en equilibrio con el vidrio intersticial actualmente preservado, sino que registran etapas previas de la evolución del sistema, anteriores a la incorporación o estabilización del líquido riolítico. En este contexto, resulta especialmente significativo que los pares en equilibrio identificados no se restrinjan a combinaciones dentro de una misma muestra, sino que incluyan anfíboles de IRR-M12B con vidrios de IRR-M6 e IRR-M8A, además de anfíboles de IRR-M6 con vidrio de IRR-M8A. Este patrón sugiere que el vidrio intersticial riolítico, relativamente homogéneo entre los enclaves analizados, no correspondería al líquido original de cristalización de toda la población de anfíboles, sino a un fundido evolucionado común que interactuó de manera selectiva con distintos fragmentos cristalinos del sistema. La posibilidad de evaluar múltiples combinaciones anfíbol-líquido y aplicar filtros de equilibrio permite precisamente reconocer este tipo de emparejamientos selectivos y distinguirlos de un equilibrio generalizado entre fases coexistentes (Wieser y otros, 2022).

Más que indicar equilibrio global del reservorio, estos *match* cruzados son consistentes con la incorporación tardía de un líquido riolítico al interior del sistema, cuya presencia en el reservorio habría estado limitada a una etapa pre-eruptiva de movilización o reorganización del *mush*. Bajo esta interpretación, los enclaves corresponderían a fragmentos de un armazón cristalino previamente formado bajo distintas condiciones de presión y temperatura, que posteriormente fueron infiltrados o puestos en contacto con un fundido más evolucionado sin que éste alcanzara a borrar completamente las firmas previas registradas en los minerales. Esta lectura es coherente con la visión de sistemas magmáticos transcrustales dominados por *mush*, en los que la segregación y redistribución rápida de fundido puede generar acumulaciones de magma en niveles someros a partir de dominios cristalinos verticalmente conectados, preservando en una misma roca cristales con historias distintas (Cashman y otros, 2017), y con modelos en los que fragmentos de *mush* son incorporados a un magma más evolucionado conservando buena parte de su arquitectura cristalina previa (Winslow y otros, 2022).

En este sentido, la coexistencia entre un vidrio de composición acotada y anfíboles que registran un espectro más amplio de condiciones P-T sugiere que el fundido riolítico preservado no fue necesariamente el medio de crecimiento de toda la carga mineral, sino más bien un líquido tardío que desestabilizó o reequilibró parcialmente porciones del mush durante su movilización. Un análogo útil lo ofrece Cerdón Caulle, donde Winslow y otros (2022) interpretan enclaves máficos cristalinos como fragmentos de mush incorporados a un magma riolítico, y muestran que el fundido intersticial puede ser composicionalmente equivalente al hospedante más evolucionado, aunque el enclave preserve una arquitectura cristalina previa. Así, en Irruputuncu, los *match* entre anfíboles y vidrios de enclaves distintos son compatibles con un escenario en que un líquido riolítico incorporado tardíamente impregnó de manera desigual distintos dominios del *mush* poco antes de la erupción.

5.4. Relación entre la composición química de los anfíboles y las condiciones magmáticas

La composición química de los anfíboles proporciona información adicional sobre las condiciones de cristalización. Las muestras IRR-M6 e IRR-M12B presentan anfíboles con composiciones variables entre edenita, pargasita y magnesio-hornblenda, mientras que IRR-M8A muestra una composición más restringida, dominada por edenita.

Estudios previos han demostrado que estas variaciones composicionales están controladas principalmente por cambios en temperatura, presión y contenido de agua del fundido, siendo las composiciones más pargasíticas indicativas de condiciones más calientes e hidratadas (Ridolfi y Renzulli, 2012; Ridolfi, 2021). En este contexto, la diversidad composicional observada en IRR-M6 e IRR-M12B es coherente con los amplios rangos P-T registrados por el método *amphibole-only*, mientras que la restricción composicional de IRR-M8A concuerda con su rango P-T más acotado.

Esta diversidad composicional de los anfíboles y el rango acotado del vidrio intersticial riolítico (rango 72-78% para todas las muestras), sugiere que los cristales podrían registrar condiciones variables dentro del sistema, mientras que el fundido preservado representaría un estadio más evolucionado y posiblemente asociado a niveles someros

5.5. Consideraciones petrográficas en relación con la evolución magmática

Las observaciones petrográficas realizadas en los enclaves del volcán Irruputuncu permiten aportar un contexto textural preliminar que complementa los resultados termobarométricos y geoquímicos discutidos en las secciones anteriores. Si bien estas observaciones no buscan establecer interpretaciones definitivas, sí permiten explorar posibles relaciones entre las texturas observadas y la evolución del sistema magmático.

Los enclaves analizados no registran una historia textural única, sino distintos grados de heterogeneidad, desequilibrio y preservación de vidrio intersticial, lo que sugiere trayectorias contrastantes dentro de un sistema magmático dinámico y verticalmente estructurado. En este sentido, muestras como IRR-M8A e IRR-M12B presentan texturas más heterogéneas y una mayor abundancia de rasgos de desequilibrio, mientras que IRR-M6 exhibe una textura relativamente más uniforme. Estas diferencias podrían reflejar contrastes en las condiciones de enfriamiento, en la historia de transporte o en el grado de reequilibrio posterior de los cristales. Esta lectura es coherente con modelos transcrustales en los que gran parte del sistema está dominada por mush cristalino, dentro del cual alternan procesos lentos de segregación de fundido con episodios rápidos de desestabilización y transporte magmático, pudiendo coexistir distintos dominios de mush y magma a diferentes niveles corticales (Cashman y otros, 2017; Pelullo, 2013; Bachmann y Huber, 2016).

La muestra IRR-M6 presenta la textura más homogénea entre las analizadas, con bajo contenido de vidrio intersticial, baja a media vesicularidad y escasa expresión de texturas de

desequilibrio, restringidas principalmente a textura *sieve* en plagioclasa, bordes de reacción localizados en anfíbol y glomeropórfidos locales. Petrográficamente, ello sugiere un enclave relativamente más cristalizado y con menor preservación de fundido tardío. Sin embargo, esta relativa homogeneidad textural contrasta con la variabilidad composicional de sus anfíboles y con el rango P-T que éstos registran. En términos interpretativos, IRR-M6 podría representar una porción del *mush* que preserva una compleja historia de cristalización y almacenamiento, pero que alcanzó un mayor grado de maduración o reequilibrio textural antes de su incorporación al magma hospedante. Este tipo de desacople entre historia cristalina y fase líquida preservada es esperable en sistemas abiertos o híbridos, donde el fundido presente al momento de la erupción no necesariamente corresponde al medio original de crecimiento de toda la carga mineral, y donde los enfoques de *matching* mineral-líquido permiten justamente discriminar equilibrios selectivos más que un equilibrio global del sistema (Ridolfi, 2021; Wieser y otros, 2022).

En contraste, IRR-M8A presenta una textura marcadamente más heterogénea, con variabilidad en el tamaño de grano, relaciones variables entre plagioclasa y anfíbol, y una alta abundancia de texturas de desequilibrio, incluyendo textura *sieve* en plagioclasa, bordes de reacción en anfíbol, zonación irregular y glomeropórfidos bien desarrollados. En el caso de Irruputuncu, Rodríguez y otros (2015) ya documentaron que las texturas *sieve*, los bordes reabsorbidos y la opacificación en anfíboles y biotitas son compatibles con mezcla de magmas y con cambios fisicoquímicos durante distintas etapas de la evolución del sistema. En la misma línea, Contreras (2024) interpreta la textura *sieve* fina en plagioclasa como resultado de disolución parcial asociada a interacción con un fundido más caliente y más rico en Ca, y relaciona la reabsorción en plagioclasas, anfíboles y cuarzo con cambios importantes de temperatura, presión, composición del fundido y contenido de agua, atribuibles, por ejemplo, a eventos de recarga. Además, el desarrollo de piroxeno en bordes de anfíbol descrito por Contreras (2024) en productos de las Lavas Queñoas constituye un antecedente consistente con la idea de que, durante etapas tardías de la evolución del sistema, el anfíbol dejó de ser estable y fue parcialmente reemplazado por piroxeno bajo nuevas condiciones de equilibrio. En este contexto, los bordes de reacción observados en IRR-M8A

pueden interpretarse como expresión de una desestabilización importante, probablemente vinculada a reequilibrio en condiciones relativamente someras.

A pesar de esta heterogeneidad petrográfica, los anfíboles de IRR-M8A muestran una composición más restringida, dominada por edenita. Este punto debe tratarse con cautela, ya que la presencia de anfíboles edeníticos no demuestra por sí sola un único reservorio. Sin embargo, Ridolfi y Renzulli (2012) indican que los anfíboles de alta sílice que, en sentido estricto, corresponderían a edenitas, suelen encontrarse en rocas saturadas en cuarzo y feldespato alcalino y mostrar contenidos relativamente altos de K, mientras que las pargasitas suelen asociarse a condiciones distintas de cristalización, en general menos evolucionadas y con mayor contenido de agua en el fundido. En ese contexto, la combinación en IRR-M8A de texturas intensas de desequilibrio con una química de anfíboles más acotada y edenítica es compatible con una modificación tardía importante en un dominio más evolucionado del sistema, probablemente asociado a un fundido silicificado tardío y a condiciones más someras que homogeneizaron parcialmente la población de anfíboles sin borrar completamente los rasgos texturales heredados.

La muestra IRR-M12B exhibe una de las configuraciones petrográficas más informativas del conjunto. Presenta una textura fuertemente heterogénea, con anfíbol dominando claramente sobre plagioclasa, coexistencia de cristales de distinto tamaño, glomeropórfidos de anfíbol y desarrollo de textura ofítica. A ello se suma un alto contenido de vidrio intersticial y una vesicularidad elevada, rasgos que indican que esta muestra preservó de manera más efectiva tanto el armazón cristalino como el fundido tardío asociado. Desde el punto de vista interpretativo, esta combinación de heterogeneidad textural, abundante fase vítrea y diversidad en la población mineral es coherente con un enclave que retuvo con mayor fidelidad la arquitectura de un *mush* movilizado. Un análogo útil lo ofrece Cordón Caulle, donde Winslow y otros (2022) interpretan enclaves cristalinos con texturas intercrecidas e irregularidad en las vesículas como fragmentos de un *mush* cristalino incorporados a un magma riolítico, y muestran además que el fundido intersticial puede ser composicionalmente equivalente al hospedante más evolucionado.

En IRR-M12B, además, el hecho de que los anfíboles logren *match* con vidrios de otras muestras y que su vidrio abarque prácticamente todo el rango riolítico observado en el estudio sugiere que esta muestra no representa un dominio cerrado, sino uno particularmente sensible a la infiltración o interacción con fundidos tardíos. Por ello, IRR-M12B es la que mejor expresa la idea de un fragmento de *mush* desestabilizado, en el cual coexisten señales heredadas de múltiples condiciones de almacenamiento con una incorporación posterior de líquido riolítico. Esta interpretación calza con la propuesta de Cashman y otros (2017), quienes destacan que la inestabilidad de sistemas magmáticos verticalmente extensos puede reunir en una misma muestra cristales con historias contrastantes junto con fundidos movilizados en etapas tardías, y con la idea de que los enclaves pueden registrar procesos internos de *mush* más que simples pulsos de recarga máfica (Winslow y otros, 2022).

La comparación entre IRR-M8A e IRR-M12B es particularmente relevante. Aunque ambas muestras son texturalmente heterogéneas y muestran abundantes rasgos de desequilibrio, no expresan el mismo tipo de historia magmática. IRR-M8A combina desequilibrio petrográfico intenso con una química de anfíbol más restringida y más compatible con reequilibrio en un dominio evolucionado; IRR-M12B, en cambio, conserva mayor diversidad textural y composicional, además de la evidencia de interacción con vidrios de distintas muestras en el análisis anfíbol-líquido. En este marco, los datos apoyan la posibilidad de que IRR-M8A represente una porción del sistema más fuertemente modificada por un nivel somero y evolucionado, mientras que IRR-M12B preserve una señal más compleja y de múltiples etapas del *mush*.

La presencia variable de vidrio intersticial, particularmente en enclaves con texturas finas y mayor vesicularidad, podría estar relacionada con la preservación de fundido durante etapas tardías de la evolución magmática. Esta observación es coherente con la composición riolítica relativamente homogénea del vidrio intersticial y con los resultados obtenidos mediante termobarometría anfíbol-líquido, que sugieren equilibrio selectivo con un fundido

evolucionado, posiblemente asociado a niveles someros del sistema, tal como permiten evaluar los enfoques de *matching* mineral-líquido discutidos por Wieser y otros (2022). En este contexto, el hecho de que los enclaves analizados presenten vidrio dentro de un rango composicional acotado, mientras que sus anfíboles y texturas registran una variabilidad mayor, sugiere que el fundido preservado no corresponde necesariamente al medio donde cristalizó toda la carga mineral. Más bien, este vidrio podría representar un líquido evolucionado incorporado tardíamente, que impregnó o interactuó con fragmentos cristalinos del *mush* durante etapas previas a la erupción, en una dinámica compatible con sistemas transcrustrales dominados por *mush*, como los discutidos por Cashman y otros (2017) y Winslow y otros (2022).

Esta lectura puede afinarse aún más considerando que, al no contar con análisis de roca total para los enclaves, no es posible comparar de manera directa la composición global de cada muestra con la del vidrio intersticial y con la química mineral de sus fases principales. Por ello, no puede asumirse automáticamente que dicho vidrio represente la composición global del enclave. Aun así, la hipótesis de un fundido tardío incorporado a un sistema dominado por *mush* es coherente tanto con el marco conceptual de sistemas transcrustrales inestables desarrollado por Cashman y otros (2017), como con el caso de Cordón Caulle descrito por Winslow y otros (2022), donde el fundido intersticial de enclaves cristalinos resulta composicionalmente equivalente al hospedante riolítico y se interpreta como producto de extracción o interacción tardía con un fundido evolucionado. Del mismo modo, Bachmann y Huber (2016) plantean que la segregación de fundido desde reservorios ricos en cristales puede generar lentes de magma más evolucionado en niveles superiores del sistema, lo que entrega un marco adicional para interpretar la presencia de vidrio riolítico relativamente homogéneo en estos enclaves.

Por otra parte, la coexistencia de texturas de desequilibrio como la textura *sieve* en plagioclasas, los bordes de reacción y las asociaciones glomeroporfídicas, junto con anfíboles que registran un amplio rango de condiciones P-T, podría indicar que los cristales fueron afectados por cambios en las condiciones fisicoquímicas del sistema durante su

historia. Este tipo de comportamiento ha sido documentado en sistemas magmáticos abiertos, donde los minerales pueden experimentar crecimiento, desestabilización y reequilibrio parcial en distintos niveles de almacenamiento antes de su incorporación al magma eruptivo (Ridolfi y Renzulli, 2012; Pelullo, 2013).

A partir de estas observaciones, las diferencias petrográficas entre los enclaves no solo pueden relacionarse con contrastes locales de enfriamiento o textura, sino también con distintas posiciones o trayectorias dentro del sistema de alimentación magmático. IRR-M6 parece registrar una porción más cristalizada y texturalmente madura del mush; IRR-M8A una porción intensamente desestabilizada pero más reequilibrada en condiciones evolucionadas; e IRR-M12B un fragmento más complejo, capaz de preservar tanto la diversidad interna del sistema como la interacción tardía con un fundido riolítico. Esto es consistente con la interpretación de los enclaves del Irruputuncu como fragmentos relictos de un mush magmático activo, movilizados durante episodios de recarga, redistribución de fundido y transferencia magmática en un reservorio verticalmente organizado (Cashman y otros, 2017; Winslow y otros, 2022).

5.6. Rol del anfíbol como indicador de procesos de desequilibrio

La variabilidad composicional y termobarométrica registrada por los anfíboles, junto con la presencia generalizada de texturas de desequilibrio, sugiere que este mineral actúa como un registrador sensible de la dinámica magmática. El anfíbol responde de manera eficiente a cambios en presión, temperatura, contenido de agua y estado redox, lo que lo convierte en una herramienta clave para el estudio de procesos magmáticos transitorios (Ridolfi, 2021; Putirka, 2016).

En este sentido, la coexistencia de anfíboles que registran condiciones de cristalización más profundas con la presencia de vidrio intersticial riolítico (75-77 % SiO₂) en los enclaves no necesariamente representa una contradicción, sino que sugiere la operación de procesos de

cristalización fraccionada dentro de un mush magmático, previo a su movilización hacia niveles someros. Este tipo de comportamiento es consistente con sistemas magmáticos abiertos y dinámicos, como los descritos para reservorios transcrustales (Bachmann & Huber, 2016; Cashman y otros, 2017).

6. CONCLUSIONES

La caracterización petrográfica, geoquímica y termobarométrica de los enclaves presentes en los productos eruptivos del volcán Irruputuncu evidencia que estos cuerpos registran una historia magmática compleja, desarrollada bajo condiciones variables de presión y temperatura. Las observaciones realizadas indican que los enclaves no se formaron en un único nivel de almacenamiento ni en equilibrio con un solo fundido, sino que reflejan procesos magmáticos ocurridos en distintos dominios del sistema, lo que es consistente con un reservorio magmático dinámico y estructurado verticalmente, como los descritos para volcanes de la Zona Volcánica Central (Ridolfi y Renzulli, 2012; Bachmann y Bergantz, 2008; Cashman y otros, 2017).

La termobarometría basada exclusivamente en anfíbol permitió identificar tres rangos principales de presión y temperatura. Un dominio somero (entre aproximadamente 1-2 kbar y 775-830 °C) está representado por anfíboles de las muestras IRR-M6, IRR-M8A e IRR-M12B. Un dominio intermedio (entre ~3-4.5 kbar y 880-960 °C) fue reconocido únicamente en las muestras IRR-M6 e IRR-M8A, mientras que un dominio más profundo (entre ~6.5-7 kbar y 975-980 °C) fue registrado exclusivamente por la muestra IRR-M12B. La coexistencia de estas poblaciones P-T dentro de una misma muestra indica que los anfíboles no cristalizaron bajo un único estado de equilibrio, sino que preservan información correspondiente a distintos estadios de cristalización y posible reequilibrio durante la evolución del sistema magmático (Ridolfi, 2021).

La comparación entre los resultados obtenidos en este estudio y aquellos reportados previamente por Contreras (2024) muestra una buena concordancia en los rangos de presión y temperatura, particularmente en los niveles someros e intermedios de almacenamiento. Este solapamiento sugiere que los enclaves analizados forman parte del mismo sistema magmático regional del Irruputuncu y que representan fragmentos de distintos dominios internos del reservorio, incorporados al magma eruptivo durante eventos de movilización y

recarga. De esta manera, los resultados obtenidos no solo son compatibles con el modelo previamente propuesto para el volcán, sino que además lo refuerzan al aportar evidencia adicional sobre la existencia de múltiples niveles de almacenamiento.

La aplicación de termobarometría anfíbol-líquido mostró que solo una fracción limitada de los anfíboles alcanza condiciones de equilibrio químico con el vidrio intersticial preservado, evaluado mediante criterios de *melt matching* y coeficientes de distribución K_D (Putirka, 2016; Wieser y otros, 2022). En contraste, el vidrio intersticial presenta composiciones consistentemente riolíticas (72-78 % SiO_2) y una afinidad calcoalcalina similar en todas las muestras. Esta homogeneidad composicional del fundido, frente a la amplia dispersión P-T registrada por los anfíboles, sugiere que el vidrio corresponde a un estadio de diferenciación tardío y relativamente somero del sistema, y que muchos de los cristales presentes no se formaron en equilibrio con este líquido, sino que fueron incorporados desde dominios más profundos o previamente cristalizados (Ridolfi y Renzulli, 2012; Cashman y otros, 2017). Además, el hecho de que los match se produzcan principalmente entre anfíboles y vidrios de muestras distintas apoya la interpretación de que dicho fundido no corresponde al líquido original de cristalización de toda la carga mineral, sino a un líquido evolucionado incorporado tardíamente que interactuó de manera selectiva con fragmentos del mush durante etapas previas a la erupción (Winslow y otros, 2022).

Las variaciones composicionales observadas en los anfíboles, junto con la presencia generalizada de texturas de desequilibrio (como plagioclasas con textura *sieve*, zonación en parches (*patchy zoning*) y anfíboles con bordes de reacción) indican que los enclaves registran cambios abruptos en las condiciones fisicoquímicas del sistema magmático. Este conjunto de evidencias es consistente con procesos de recarga, movilización parcial del *mush* y reequilibrio incompleto de los cristales, rasgos característicos de sistemas magmáticos abiertos y dinámicos (Bachmann y Huber, 2016; Cashman y otros, 2017). En particular, la heterogeneidad textural observada en IRR-M8A e IRR-M12B, junto con el desarrollo de piroxeno en bordes de anfíbol descrito para productos de las Lavas Queñoas, refuerza la idea

de que estos enclaves registran episodios de desestabilización mineral durante etapas tardías de la evolución del sistema (Contreras, 2024).

A partir de todas estas evidencias, los resultados obtenidos apoyan la hipótesis de que los enclaves del volcán Irruputuncu corresponden, al menos en parte, a fragmentos relictos de un *mush* magmático desarrollado en niveles intermedios de la corteza, que fueron movilizados y transportados hacia niveles más someros durante episodios de reorganización interna del sistema y posterior ascenso magmático. La coexistencia de cristales con historias P-T contrastantes, junto con un vidrio intersticial riolítico relativamente homogéneo, indica que dicho *mush* no fue transportado como un sistema completamente en equilibrio, sino que experimentó interacción tardía con un fundido más evolucionado antes de la erupción.. No obstante, la presencia de firmas de desequilibrio y la ausencia de equilibrio generalizado con el vidrio intersticial indican que el sistema no puede interpretarse como un reservorio cerrado, y que la posible contribución de pulsos máficos externos no puede descartarse completamente, en concordancia con interpretaciones recientes propuestas para sistemas similares (Winslow y otros, 2022).

Finalmente, este trabajo demuestra que los enclaves del volcán Irruputuncu constituyen un registro clave de la dinámica interna del sistema magmático, permitiendo integrar observaciones petrográficas, composicionales y termobarométricas en un modelo coherente de almacenamiento y evolución magmática. En términos globales, los resultados obtenidos respaldan de manera sólida la existencia de un sistema magmático transcrustal, dinámico y verticalmente organizado, en el cual distintos dominios del *mush* pueden ser movilizados, reequilibrados parcialmente e incorporados al magma eruptivo durante etapas tardías de la evolución del reservorio. Estos resultados contribuyen a refinar el modelo magmático previamente propuesto para el volcán y proporcionan una base sólida para futuras investigaciones orientadas a evaluar la evolución temporal del reservorio y su implicancia en el comportamiento eruptivo del sistema.

7. REFERENCIAS

- Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., & Isacks, B. L. (1997). The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **25**, 139-174.
- Bachmann, O., & Bergantz, G. W. (2008). Rhyolites and their source *mushes* across the volcanic-plutonic continuum. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **167**, 1-48.
- Bachmann, O., & Huber, C. (2016). The inner workings of crustal distillation columns: The physical mechanisms and rates controlling phase separation in silicic magma reservoirs. *Journal of Petrology*, **57**(1), 3-36.
- Bacon, C. R. (1986). Magma mixing and the compositional diversity of glass inclusions. *Journal of Geophysical Research*, **91**(B6), 6091-6112.
- Beck, S. L., Zandt, G., & Myers, S. C. (1996). Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, **24**(5), 407-410.
- Cashman, K. V., Sparks, R. S. J., & Blundy, J. (2017). Vertically extensive and unstable magmatic systems: A unified view. *Science*, **355**(6331), eaag3055.
- lavero, J., Sparks, R. S. J., Huppert, H. E., & Dade, W. B. (2002). Geological constraints on eruptive processes in northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **118**, 85-110.
- Contreras, M. (2024). *Estudio petrológico y evolución magmática del volcán Irruputuncu*. Memoria de Título, Universidad de Concepción (Inédito): Concepción.
- de Silva, S. L. (1989). Altiplano-Puna volcanic complex of the Central Andes. *Geology*, **17**, 1102-1106.
- de Silva, S. L., & Francis, P. W. (1991). *Volcanoes of the Central Andes*. Springer.
- de Silva, S. L., & Gosnold, W. D. (2007). The thermal regime of the Central Andes and its implications. *Tectonophysics*, **434**, 1-22.
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, **181**(1), 1-80.
- Ginibre, C., Wörner, G., & Kronz, A. (2002). Minor- and trace-element zoning in plagioclase: Implications for magma chamber processes at Parinacota volcano. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **143**, 300-315.

- Hibbard, M. J. (1995). *Petrography to petrogenesis*. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 587 p.
- Hildreth, W., & Wilson, C. J. N. (2007). Compositional zoning of the Taupo magma system. *Journal of Petrology*, **48**(5), 951-999.
- Isacks, B. (1988). Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, **93**(B4), 3211-3231.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V. A., & Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, **94**, 341-361.
- Kay, R. W., & Kay, S. M. (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, **219**(1-3), 177-189.
- Leake, B. E.; Woolley, A. R.; Arps, C. E. S.; 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. A.; Maresch, W. V.; Nickel, E. H.; Rock, N. M. S.; Schumacher, J. C.; Smith, D. C.; Stephenson, N. C. N.; Ungaretti, L.; Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, **35**(1), 219-246
- Lindsay, J. M., de Silva, S. L., Trumbull, R., Emmermann, R., & Wemmer, K. (2001). La Pacana caldera and ignimbrites of the APVC. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **111**, 343-371.
- López, J. P., & Bellos, L. I. (2006). Texturas y estructuras de las rocas ígneas: Significado petrológico e implicancias en las condiciones de formación de las rocas. *Miscelánea INSUGEO*, **15**, 7-57.
- Marsh, B. D. (1981). On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **78**, 85-98.
- Moussallam, Y., Peters, N., y otros (2017). Volcanic gas emissions and magma dynamics in the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Pelullo, C. (2013). Petrography and geochemistry of magma enclaves. Tesis doctoral, Johannes Gutenberg University of Mainz, Mainz, Alemania. Putirka, K. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **69**, 61-120.

- Putirka, K. D. (2016). Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and implications for magma storage depths. *American Mineralogist*, **101**(4), 841-858.
- Ridolfi, F., & Renzulli, A. (2012). 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*, **163**(5), 877-895.
- Ridolfi, F. (2021). Amp-TB2: An updated model for calcic amphibole thermobarometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **22**(2), e2020GC009298.
- Rodríguez, C. (2016). Informe geológico del volcán Irruputuncu. Memoria de Título para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Rodríguez, I., Roche, O., Moune, S., Aguilera, F., Campos, E., & Pizarro, M. (2015). Evolution of Irruputuncu volcano, Central Andes, northern Chile. In *Journal of South American Earth Sciences* (Vol. 63, pp. 385–399).
- Ruprecht, P., & Wörner, G. (2007). Variable regimes of magma recharge and mixing in the Central Andes. *Journal of Petrology*, **48**(4), 801-821.
- Ruprecht, P., Cooper, K. M., Kent, A. J. R., & Till, C. B. (2020). Magma mixing and storage in arc volcanoes: Constraints from mineral and melt inclusion chemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, **532**, 116030.
- Shelley, D. (1993). *Igneous and metamorphic rocks under the microscope: Classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations*. Chapman & Hall, London, 445p
- Stern, C. R. (2004). Active Andean magmatism: Its geologic and tectonic setting. *Reviews of Geophysics*, **42**(4).
- Stern, C. R., Kilian, R., Olker, B., y otros (2007). Chile and its volcanoes. En T. Moreno & W. Gibbons (Eds.), *The Geology of Chile* (pp. 147-180). Geological Society of London.
- Streck, M. J. (2008). Mineral textures and zoning as evidence for open-system processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **69**, 595–622.
- Tassi, F., Vaselli, O., Caselli, A., y otros (2005). Fluid geochemistry of hydrothermal systems in the Central Andes. *Chemical Geology*, **221**, 187-199.
- Vaselli, O., Tassi, F., y otros (2010). Gas geochemistry in volcanic arcs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

- Vernon, R. H. (1990). Crystallization, diffusion and magma mixing in enclaves. *Earth-Science Reviews*, **29**, 1-46.
- Vernon, R. H. (2004). A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, Cambridge, 594p.
- Winslow, H., Ruprecht, P., Gonnermann, H. M., Phelps, P. R., Muñoz-Saez, C., Delgado, F., Pritchard, M., & Amigo, A. (2022). *Insights for crystal mush storage utilizing mafic enclaves from the 2011-12 Cordón Caulle eruption*. Scientific Reports, 12, 9734.
- Wieser, P. E., Petrelli, M., Lubbers, J., Wieser, E., Özaydın, S., Kent, A. J. R., & Till, C. B. (2022). *Thermobar: An open-source Python3 tool for thermobarometry and hygrometry*. Volcanica, **5**(2), 349-384.
- Wölbern, I., Heit, B., Yuan, X., y otros (2009). Receiver function images from the Central Andes. *Geophysical Journal International*, **177**(1), 296-308.
- Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., & Wilke, H. (1992). Geochronology and geochemistry of central Andean volcanism. *Tectonophysics*, **205**, 263-284.

ANEXO

Este anexo presenta las descripciones petrográficas detalladas de enclaves representativos del volcán Irruputuncu, con el objetivo de documentar las observaciones microscópicas que sustentan los resultados e interpretaciones desarrolladas en el cuerpo principal del trabajo. Las descripciones se basan exclusivamente en observaciones en sección delgada.

1. CRITERIOS PETROGRÁFICOS Y DESCRIPTIVOS UTILIZADOS

Las descripciones petrográficas de los enclaves del volcán Irruputuncu se realizaron siguiendo criterios clásicos de petrografía ígnea, considerando cristalinidad, tamaño de grano, relaciones texturales y presencia de texturas de desequilibrio, de acuerdo con metodologías ampliamente utilizadas en la literatura (Shelley, 1993; Hibbard, 1995; Vernon, 2004).

En particular, la caracterización de la vesicularidad, proporción de vidrio e intensidad de las texturas de desequilibrio se efectuó mediante un enfoque comparativo y relativo, ya que no existen clasificaciones universales que definan umbrales absolutos para estas variables en enclaves magmáticos. En este sentido, términos como *bajo*, *moderado* y *alto* son comúnmente utilizados en estudios petrográficos de forma contextual, permitiendo establecer comparaciones internas dentro de un mismo conjunto de muestras (Hibbard, 1995; Shelley, 1993; Vernon, 2004).

1.1. Vesicularidad

La vesicularidad se estimó visualmente en sección delgada y se expresó como porcentaje aproximado del área total del enclave. A partir de la distribución de valores observados en las muestras analizadas (7-23 %), se definieron los siguientes rangos descriptivos relativos:

- Vesicularidad baja: <10 %
- Vesicularidad moderada: 10-17 %
- Vesicularidad alta: >17 %

Estos rangos permiten discriminar enclaves poco vesiculados, intermedios y altamente vesiculados dentro del conjunto estudiado, sin implicar una clasificación absoluta aplicable a otros sistemas magmáticos.

1.2. Proporción de vidrio

La proporción de vidrio se estimó de manera modal en sección delgada y se clasificó de forma relativa según los valores observados en las muestras (4-22 %). En base a esta distribución, se establecieron los siguientes rangos:

- Vidrio bajo: <8 %
- Vidrio moderado: 8-15 %
- Vidrio alto: >15 %

Esta clasificación permite evaluar la importancia relativa de la fase vítrea entre enclaves y discutir su relación con procesos de enfriamiento rápido, desgasificación y desequilibrio magmático.

1.3. Texturas de desequilibrio

La intensidad de las texturas de desequilibrio (por ejemplo, textura *sieve*, *patchy zoning*, bordes de reacción, texturas ofíticas y glomeroporfídicas) se evaluó de manera cualitativa, considerando su recurrencia, extensión y número de fases afectadas en cada muestra. En este trabajo, la intensidad se expresa de forma relativa como baja, moderada o abundante, siguiendo criterios descriptivos comúnmente empleados en petrología ígnea (Hibbard, 1995; Vernon, 2004; Streck, 2008).

Este enfoque comparativo permite integrar coherentemente la información textural y modal, y establecer relaciones internas entre enclaves asociados a un mismo sistema magmático.

1.4. Criterios para la identificación de equilibrio y desequilibrio cristalino

La distinción entre cristales en equilibrio y desequilibrio se realizó a partir de criterios petrográficos observacionales, basados exclusivamente en texturas y relaciones cristalinas reconocidas en sección delgada. En este contexto, se consideraron como indicadores de equilibrio aquellas fases que presentan formas euhedrales a subhedrales, bordes bien definidos, zonación normal continua y ausencia de bordes de reacción. Por el contrario, se interpretaron como indicadores de desequilibrio la presencia de texturas *sieve* y *patchy zoning* en plagioclasa, bordes de reacción en anfíbol (incluyendo desarrollo de piroxeno y magnetita fina), texturas ofíticas o quelifíticas, glomeroporfíricas asociadas a minerales reactivos, y evidencias de reabsorción o fracturación cristalina (Hibbard, 1995; Vernon, 2004; Streck, 2008).

Sobre la base de estos criterios, en las descripciones petrográficas se reconocen familias de cristales que representan condiciones relativas de equilibrio y desequilibrio dentro de cada enclave.

Tabla Anexo 1.1. Tabla comparativa de texturas de equilibrio y desequilibrio.

Observación petrográfica	Interpretación asociada
Cristales euhedrales a subhedrales, con bordes rectos y bien definidos	Cristales en equilibrio
Zonación normal continua en plagioclasa	Cristales en equilibrio
Ausencia de bordes de reacción o coronas minerales	Cristales en equilibrio
Textura sieve en plagioclasa	Indicador de desequilibrio
Zonación en parches (<i>patchy zoning</i>)	Indicador de desequilibrio
Bordes de reacción en anfíbol (oxihornblenda, piroxeno, magnetita fina)	Indicador de desequilibrio
Texturas ofíticas o quelifíticas asociadas a bordes de reacción	Indicador de desequilibrio
Glomeroporfirica asociada a minerales con texturas reactivas	Indicador de desequilibrio
Cristales fracturados o parcialmente reabsorbidos	Indicador de desequilibrio

Nota: La clasificación se basa exclusivamente en criterios texturales observados en sección delgada, siguiendo descripciones clásicas de petrología ígnea (Hibbard, 1995; Vernon, 2004; Streck, 2008).

2. DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS PARA CADA CORTE

2.1. Muestra IRR - M6 (Enclave en Lavas Queñoas - Flujo Superior)

La muestra IRR-M6 corresponde a un enclave con textura inequigranular, caracterizado por la coexistencia de cristales de grano fino (<1mm) y una proporción subordinada de grano medio. Aproximadamente el 93 % del enclave está constituido por cristales de grano fino, mientras que el 7 % corresponde a cristales de grano medio. La vesicularidad alcanza alrededor de un 10 %, con formas irregulares, y la proporción de vidrio corresponde a cerca del 4 %. El enclave presenta una matriz microcristalina, con vidrio intersticial y microlitos subordinados, y el contacto con la roca de caja es neto e irregular.

Desde el punto de vista textural, se reconocen dos familias principales de cristales, definidas a partir de los criterios petrográficos observacionales establecidos previamente. La primera familia está compuesta por cristales que presentan características compatibles con condiciones relativas de equilibrio, dominada por plagioclasas subhedrales de grano fino a medio, bien preservadas, con zonación simple continua y bordes bien definidos, que conforman la base cristalina predominante del enclave.

La segunda familia corresponde a cristales que exhiben indicadores texturales de desequilibrio, representada principalmente por anfíboles de grano medio con bordes de reabsorción, que localmente se agrupan formando texturas glomeroporfídicas, así como por plagioclasas automorfas con textura *sieve*, frecuentemente fracturadas. De manera local se reconocen texturas poiquilíticas, asociadas a este conjunto de cristales en desequilibrio. Asimismo, se observan inclusiones fluidas tipo 1 en plagioclasas automorfas.

La composición modal del enclave indica un predominio de plagioclasa (64 %) y anfíbol (36 %) dentro del conjunto de los fenocristales, acompañados por magnetita subordinada. Los valores de vesicularidad y vidrio se sitúan dentro de rangos bajos a moderados en relación con el conjunto de enclaves analizados.

Tabla Anexo 2.1. Componentes del enclave IRR-M6 expresada en porcentaje.

Componente	%
Fenocristales	86
Vidrio	4
Vesículas	10

Tabla Anexo 2.2. Distribución mineralógica de los fenocristales IRR-M6 (Normalizada al 100% dentro del conjunto de fenocristales).

Mineral	%
Plagioclasa	64
Anfíbol	36
Magnetita	3

2.2. Muestra IRR - M8A (Enclave en Lavas Queñoas - Flujo Inferior)

La muestra IRR-M8A corresponde a un enclave con textura inequigranular seriada, dominada por cristales de grano fino, cristales de grano medio (19%) y subordinadamente, cristales de grano grueso (2%). El tamaño del grano fino es en su mayoría <0.5 mm, mientras que el cristal de mayor tamaño corresponde a una plagioclasa de aproximadamente 5 mm.

El enclave presenta una vesicularidad relativamente alta (aproximadamente 17 %), con vesículas de morfología irregular, y una proporción de vidrio cercana al 7 %, distribuido principalmente de forma intersticial. La base textural está constituida por una matriz microcristalina, con vidrio intersticial y microlitos subordinados. El contacto con la roca de caja es neto e irregular con un leve aumento de minerales máficos hacia el borde.

Desde el punto de vista textural, se reconocen dos familias principales de cristales, de acuerdo con los criterios petrográficos definidos previamente. La primera familia está constituida por cristales que presentan características compatibles con condiciones relativas de equilibrio, dominada por plagioclasas subhedrales a euhedrales, de grano fino a medio, con zonación simple continua y bordes bien definidos, que conforman una parte significativa de la población cristalina del enclave.

La segunda familia corresponde a cristales que exhiben indicadores texturales de desequilibrio. Localmente se observan glomeropórfidos de clinopiroxenos y glomeropórfidos de anfíbol. También forman parte de esta familia plagioclasas automorfas con textura sieve, fracturadas o con textura poiquilítica local. De manera puntual, se observan inclusiones fluidas tipo 1 y 2 en estas plagioclasas.

En términos de composición modal (tabla), el conjunto de los fenocristales está dominado por plagioclasa, seguida por anfíbol, con menor presencia de piroxeno y magnetita diseminada y como cristales de grano fino subhedrales. La combinación de mayor vesicularidad, presencia de vidrio intersticial y abundancia de texturas de desequilibrio distingue a esta muestra respecto de enclaves del flujo superior.

Tabla Anexo 2.3. Componentes del enclave IRR-M8A expresada en porcentaje.

Componente	%
Fenocristales	76
Vidrio	7
Vesículas	17

Tabla Anexo 2.4. Distribución mineralógica de los fenocristales IRR-M8A (Normalizada al 100% dentro del conjunto de fenocristales).

Mineral	%
Plagioclasa	63
Anfíbol	20
Clinopiroxeno	14
Magnetita / opacos	3

2.3. Muestra IRR - M8B (Enclave en Lavas Queñoas - Flujo Inferior)

La muestra IRR-M8B corresponde a un enclave con textura inequigranular, dominada ampliamente por cristales de grano fino (<1 mm), los cuales representan aproximadamente el 97 % del corte. El 3 % restante corresponde a cristales de grano medio, compuestos por plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno. La plagioclasa de mayor tamaño alcanza aproximadamente 2,7 mm. La vesicularidad es alta (~23 %), con vesículas de morfología irregular; localmente se reconocen zonas grises donde no es posible distinguir completamente las fases presentes. El vidrio alcanza cerca del 15 % y se distribuye principalmente de forma intersticial, dentro de una matriz microcristalina que constituye la base textural del enclave. El contacto con la roca de caja no se observa en el corte analizado.

Desde el punto de vista textural, se reconocen dos familias principales de cristales, de acuerdo con los criterios petrográficos definidos previamente. La primera familia está constituida por cristales con características compatibles con condiciones relativas de equilibrio, representada por plagioclasas finas subhedrales, que conforman gran parte de la base cristalina del enclave, acompañadas por anfíboles finos relativamente bien preservados.

La segunda familia corresponde a cristales que exhiben indicadores texturales de disequilibrio. En esta familia destacan anfíboles que localmente forman aglomerados glomeroporfídicos. Estos cristales presentan además textura ofítica, englobando plagioclasas, y se asocian a magnetita muy fina concentrada preferentemente en los bordes de reacción. Asimismo, se reconocen plagioclasas automorfas con zonación en parches (*patchy zoning*), bordes de reacción y textura poiquilítica local. Los anfíboles muestran bordes de reacción de piroxenos y, de manera puntual, se observan como fases muy finas rellenando vesículas. En algunos cristales se reconocen inclusiones, observadas de manera local.

En términos modales, el enclave está dominado por plagioclasa, seguida por anfíbol, con presencia subordinada de clinopiroxeno y magnetita, esta última distribuida de forma diseminada en el corte y con mayor concentración en los bordes de reacción. La combinación de alta vesicularidad, proporción significativa de vidrio y abundantes texturas de disequilibrio caracteriza a la muestra IRR-M8B dentro del conjunto de enclaves del flujo inferior.

Tabla Anexo 2.5. Componentes del enclave IRR-M8B expresada en porcentaje.

Componente	%
Fenocristales	62
Vidrio	15
Vesículas	23

Tabla Anexo 2.6. Distribución mineralógica de los fenocristales IRR-M8B (Normalizada al 100% dentro del conjunto de fenocristales).

Mineral	%
Plagioclasa	54
Anfibol	39
Clinopiroxeno	4
Magnetita	3

2.4. Muestra IRR - M12A (Depósitos de Bloque y Ceniza)

La muestra IRR-M12A corresponde a un enclave con textura inequigranular, dominada por cristales de grano fino, con tamaños entre 0,5 y 1mm, que representan aproximadamente el 92% del corte. El grano medio constituye cerca del 7%, mientras que el grano grueso alcanza de manera puntual alrededor del 1%. El cristal de mayor tamaño corresponde a una plagioclasa automorfa de aproximadamente 7mm. La vesicularidad alcanza alrededor del 15%, con vesículas de formas irregulares. El enclave presenta una matriz microcristalina con vidrio intersticial subordinado, y el contacto con la roca de caja es neto e irregular.

Desde el punto de vista textural, se distinguen dos familias principales de cristales, de acuerdo con los criterios petrográficos definidos previamente. La primera familia corresponde a cristales con características compatibles con condiciones relativas de equilibrio, dominada por plagioclasas finas a subhedrales, con zonación simple, que conforman la base cristalina más estable del enclave. En algunos casos, estas plagioclasas presentan desarrollo local de textura poiquilítica.

La segunda familia está compuesta por cristales que exhiben indicadores texturales de desequilibrio. En esta familia destacan anfíboles de grano medio con bordes de reacción, algunos de los cuales presentan textura ofítica y se disponen localmente como

glomeropórfidos, asociados a magnetita muy fina concentrada en los bordes de reacción. Asimismo, se reconocen plagioclasas automorfas con textura *sieve*, zonación en parches (*patchy zoning*), bordes de reacción y textura poiquilítica. Los clinopiroxenos se presentan como cristales aislados con bordes de reacción de anfíbol o como fases parcialmente reemplazadas por anfíbol. De manera puntual, se identifican inclusiones fluidas tipo 1 en plagioclasas automorfas.

En términos modales, el enclave está dominado por plagioclasa, seguida por anfíbol, con presencia subordinada de clinopiroxeno y magnetita, esta última distribuida de forma diseminada y concentrada preferentemente en los bordes de reacción. La combinación de una granulometría predominantemente fina, una vesicularidad moderada y una abundancia de texturas de desequilibrio caracteriza a la muestra IRR-M12A dentro del conjunto de enclaves asociados a los depósitos de bloque y ceniza.

Tabla Anexo 2.7. Componentes del enclave IRR-M12A expresada en porcentaje.

Componente	%
Fenocristales	80
Vidrio	5
Vesículas	15

Tabla Anexo 2.8. Distribución mineralógica de los fenocristales IRR-M12A (Normalizada al 100% dentro del conjunto de fenocristales).

Mineral	%
Plagioclasa	72
Anfíbol	26
Clinopiroxeno	3
Magnetita	2

2.5. Muestra IRR - M12B (Depósitos de Bloque y Ceniza)

La muestra IRR-M12B corresponde a un enclave con textura inequigranular, dominada por cristales de grano fino (<1 mm), que constituyen aproximadamente el 93% del corte. El grano medio representa cerca del 7% y está representado principalmente por anfíboles euestructurales (cristales que reflejan la estructura cristalina), acompañados por plagioclasas subordinadas. La vesicularidad alcanza alrededor del 20%, con vesículas de morfología irregular. El vidrio corresponde a cerca del 11% y se distribuye principalmente de forma intersticial dentro de una matriz microcristalina que constituye la base del enclave. El contacto con la roca de caja es neto e irregular.

Desde el punto de vista textural, se reconocen dos familias principales de cristales, de acuerdo con los criterios petrográficos definidos previamente. La primera familia está compuesta por cristales con características compatibles con condiciones relativas de equilibrio, representada por plagioclasas de grano fino, subhedrales, con zonación visible, acompañadas por anfíboles finos relativamente bien preservados, que conforman la base cristalina predominante del enclave.

La segunda familia agrupa los cristales que exhiben indicadores texturales de desequilibrio. Esta familia está dominada por anfíboles de grano medio con bordes de reacción, que presentan textura ofítica y, de manera local, textura glomeroporfídica. A este conjunto se asocian plagioclasas automorfas con desarrollo local de textura poiquilítica. Los clinopiroxenos se observan como cristales aislados con bordes de reacción de anfíbol y, de manera puntual, asociados a los bordes de vesículas.

En términos modales, el enclave está dominado por plagioclasa, seguida por anfíbol, con presencia subordinada de clinopiroxeno y magnetita, esta última distribuida de forma

diseminada en el corte. La combinación de una granulometría predominantemente fina, vesicularidad moderada a alta y texturas de desequilibrio asociadas principalmente a anfíboles caracteriza a la muestra IRR-M12B dentro del conjunto de enclaves de los depósitos de bloque y ceniza.

Tabla Anexo 2.9. Componentes del enclave IRR-M12B expresada en porcentaje.

Componente	%
Fenocristales	69
Vidrio	11
Vesículas	20

Tabla Anexo 2.10. Distribución mineralógica de los fenocristales IRR-M12B (Normalizada al 100 % dentro del conjunto de fenocristales).

Mineral	%
Plagioclasa	67
Anfíbol	33
Clinopiroxeno	1
Magnetita	1

2.6. Muestra MC - IRR - M11 (Enclave en Lavas Queñoas - Flujo Superior)

La muestra MC-IRR-M11 corresponde a un enclave con textura inequigranular, dominada por cristales de grano fino, que representan aproximadamente el 95% del corte, con tamaños generalmente menores a 0,5mm. El grano medio constituye cerca del 5% y está compuesto principalmente por anfíboles, acompañados por plagioclasas subordinadas. La vesicularidad

alcanza alrededor del 12%, con vesículas de morfología irregular. El vidrio corresponde a cerca del 8% y se distribuye principalmente de forma intersticial dentro de una matriz microcristalina que constituye la base del enclave. El contacto con la roca de caja es neto e irregular.

Desde el punto de vista textural, se reconocen dos familias principales de cristales, de acuerdo con los criterios petrográficos definidos previamente. La primera familia está representada por plagioclasas subhedrales de grano fino, con zonación visible, que conforman la base cristalina predominante del enclave.

La segunda familia está constituida por cristales que presentan texturas de desequilibrio, representada principalmente por anfíboles con bordes de reacción, localmente dispuestos en glomeropórfidos, así como por plagioclasas automorfas con textura *sieve* y textura poiquilítica local, que en algunos casos engloban anfíboles.

En términos modales, el enclave está dominado por plagioclasa, seguida por anfíbol, con presencia subordinada de magnetita/opacos, esta última distribuida de manera diseminada en el corte y concentrada preferentemente en los bordes de reacción asociados a anfíboles.

Tabla Anexo 2.11. Componentes del enclave MC-IRR-M11 expresada en porcentaje.

Componente	%
Fenocristales	80
Vidrio	8
Vesículas	12

Tabla Anexo 2.12. Distribución mineralógica de los fenocristales MC-IRR-M11 (Normalizada al 100% dentro del conjunto de fenocristales).

Mineral	%
Plagioclasa	63
Anfibol	23
Magnetita	1

2.7. Muestra MC - IRR - M11A (Enclave en Lavas Queñoas - Flujo Superior)

La muestra MC-IRR-M11A corresponde a un enclave con textura inequigranular, caracterizado por una alta proporción de vidrio y una baja vesicularidad. Predomina el grano fino, que representa aproximadamente el 85 % del corte y está compuesto por plagioclasas y anfíboles, mientras que el grano medio constituye cerca del 10 %, representado principalmente por anfíboles. De manera puntual se reconoce grano grueso subordinado (<5 %), representado por una plagioclasa automorfa con textura sieve. La vesicularidad alcanza alrededor del 7 %, y el vidrio corresponde a cerca del 15 %, distribuido de forma intersticial dentro de una matriz microcristalina. El contacto con la roca de caja no se observa en el corte analizado.

Desde el punto de vista textural, se reconocen dos familias principales de cristales. La primera familia está representada por plagioclasas subhedrales de grano fino, con zonación normal, que conforman la base cristalina predominante del enclave.

La segunda familia está constituida por cristales que presentan texturas de desequilibrio, representada por anfíboles dispuestos en aglomerados glomeroporfídicos, así como por plagioclasas automorfas con textura *sieve* y textura poiquilítica local, particularmente en los cristales de mayor tamaño. De manera puntual, se reconocen inclusiones en plagioclasas.

En términos modales, el enclave está dominado por plagioclasa, seguida por anfíbol, con presencia subordinada de magnetita, distribuida de forma diseminada en el corte.

Tabla Anexo 2.13. Componentes del enclave MC-IRR-M11A expresada en porcentaje.

Componente	%
Fenocristales	78
Vidrio	15
Vesículas	7

Tabla Anexo 2.14. Distribución mineralógica de los fenocristales MC-IRR-M11A (Normalizada al 100% dentro del conjunto de fenocristales).

Mineral	%
Plagioclasa	66
Anfíbol	33
Magnetita	1