



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS**  
**GEOLOGÍA**

**ANÁLISIS PETROLÓGICO DE LOS PRODUCTOS  
ERUPTIVOS DEL VOLCÁN IRRUPUTUNCU:  
IMPLICANCIAS EN EL POTENCIAL  
COMPORTAMIENTO ERUPTIVO FUTURO**

**Memoria para optar al Título de Geólogo**

**Matías Andrés Contreras Pinto**

**Profesora Guía:** Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

**Profesor Co-Guía:** Dr. Pablo Antonio Salas Reyes

**Profesor Comisión:** Dr. Oscar Enrique Rafael Figueroa Arriagada

**Concepción, 2024**

*My uncle G told me that I had a chance*

*So then I popped out and did it again*

*And did it again and did it again*

Baby Keem, Kendrick Lamar - family ties

*Dedicada a mis padres,*

*mis abuelas y*

*mi hermana.*

## AGRADECIMIENTOS

Agradecer al Instituto Milenio de Investigación en Riesgo Volcánico–Ckelar Volcanes el cual patrocinó este trabajo. Esta entidad cuenta con el respaldo financiero de la Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo (ANID), a través de la iniciativa Científica Milenio, bajo el código de proyecto ICN2021\_038. También agradezco a Alejandro Sanhueza Passache, Superintendente Recursos Minerales, y a los geólogos de Collahuasi quienes estuvieron muy preocupados de nuestro bienestar durante la estadía en el campamento.

Mi sincero agradecimiento a la profesora Verónica Oliveros; su orientación, conocimientos y disposición han sido fundamentales en el desarrollo de este trabajo. También a mi mentor Pablo Salas, quien me aguantó desde principios de año cuando le enviaba correos; en terreno cuando me apuné a 4500 metros y las constantes dudas durante la realización de la memoria. En todo momento compartió su sabiduría, simpatía y fomentó mi pensamiento crítico.

A Alex Scheinost y Bruno Scaillet por su colaboración y orientación en los análisis de microsonda.

Agradezco a mis padres Julia y Sergio, por su amor incondicional, comprensión y esfuerzo, son mi modelo a seguir. A mi hermana Gabriela, por su paciencia, cariño y confianza.

A mis tíos llamados cariñosamente Susan e Iván que me acogieron en su casa durante todo un año como a uno más de su familia.

A mis amigos Álvaro, Martín, Joaquín O. y Nicolás, mi grupo más cercano, quienes me acompañaron tanto en fiestas como en estudio, en tristezas como alegrías. No menos importantes a mis amigos y amigas Maite, Daniela, Nelson, Esteban, David, Joaquín E., Fernanda y Diego con quienes tengo muy buenos recuerdos y me hubiera gustado compartir aún más. Sin todos ellos no imagino qué hubiera sido la universidad; los quiero mucho.

A mis amigas heredadas del liceo, Catita, Aracely, Valentina Macaya, Valentina Mancilla y Milúh por su confianza, cariño y apoyo, son invaluable. A Basti y Coni, amistades que me dio el deporte durante estos últimos dos años, sin ellos los días de escalada que tan bien me hacían no hubieran sido lo mismo.

Finalmente, agradezco a todas las personas que hicieron de alguna manera que estos seis años lejos de casa fueran especiales y llevaderos.

## ÍNDICE DE CONTENIDOS

<b>1. Introducción.....</b>	<b>1</b>
1.1 Planteamiento del problema.....	1
1.2 Objetivos.....	2
1.2.1 Objetivo General.....	2
1.2.2 Objetivos Específicos.....	2
1.3 Ubicación y accesos.....	3
1.4 Trabajos Anteriores.....	4
<b>2. Marco geológico.....</b>	<b>6</b>
2.1 Marco tectónico.....	6
2.2 Zona volcánica central (ZVC).....	7
2.3 Geología Regional.....	8
2.3.1 Cenozoico Superior.....	8
2.4 Geología Local.....	11
2.4.1 Volcán Irruputuncu.....	11
<b>3. Metodología.....</b>	<b>21</b>
3.1 Etapa de Gabinete I.....	21
3.2 Etapa de Terreno.....	21
3.3 Etapa de Gabinete II.....	22
<b>4. Resultados.....</b>	<b>23</b>
4.1 Información de Terreno.....	23
4.1.1 Flujo piroclástico El Pozo ( <i>Pfp</i> ).....	24
4.1.2 Lavas Queñoas ( <i>Ql</i> ).....	27
4.1.3 Fuente termal.....	29
4.1.4 Depósitos de bloques y ceniza I ( <i>B/AI</i> ).....	30

4.1.5	Depósitos piroclásticos al SW de Irruputuncu ( <i>DpI</i> ) .....	32
4.2	Petrografía al microscopio óptico y lupa binocular .....	35
4.3	Microsonda electrónica.....	36
4.3.1	Vidrio.....	37
4.3.2	Plagioclasa.....	38
4.3.3	Anfíbol.....	39
4.3.4	Piroxeno.....	41
4.3.5	Biotita.....	42
4.3.6	Apatito .....	43
4.4	Termobarometría .....	43
<b>5.</b>	<b>Discusión .....</b>	<b>46</b>
5.1	Extensión de la unidad flujo piroclástico El Pozo .....	46
5.2	Actualización de la estratigrafía de Irruputuncu .....	47
5.3	Texturas de desequilibrio.....	48
5.4	Enclaves.....	51
5.5	Modelo transcortical esquemático del Volcán Irruputuncu .....	53
5.6	Peligro de Irruputuncu .....	56
<b>6.</b>	<b>Conclusión.....</b>	<b>58</b>
<b>7.</b>	<b>Referencias.....</b>	<b>59</b>
<b>8.</b>	<b>Anexos .....</b>	<b>68</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Imagen con las rutas principales desde Iquique hasta la zona aledaña al volcán Iruputuncu. Resaltado en color rojo la ruta utilizada. ....	3
Figura 2.1. Mapa Geológico del Volcán Iruputuncu. Extraído de Rodríguez et al. (2015). ....	13
Figura 4.1. Puntos de terreno sobre el Mapa geológico del volcán Iruputuncu de Rodríguez et al. (2015). ....	23
Figura 4.2. Flujo piroclástico El Pozo en el punto P2, punto más alto reconocible por Rodríguez et al. (2015) para esta unidad. Afloramiento de 5 m de espesor, mal seleccionado, posiblemente intervenido por maquinaria. ....	25
Figura 4.3. Afloramiento de los flujos piroclásticos en el punto P4, atribuidos a la unidad El Pozo. Se aprecian secuencias de flujos piroclásticos de espesores decimétricos variables. ....	26
Figura 4.4. Enfoque a los grounds surge deposit o ash-cloud surge deposit. Reconocibles por ser un nivel fino con abundantes cristales que presenta laminación. ....	26
Figura 4.5. Bloque de las Lavas Queñoas, muy porfídicas y con abundantes fenocristales de plagioclasa (75%). ....	28
Figura 4.6. Enclave de 18 cm en roca hospedante correspondiente a la unidad Lavas Queñoas inferior. Reconocible la comparación de las texturas porfídicas de la lava y microgranular del enclave. ....	28
Figura 4.7. Volcán Iruputuncu y Lavas Queñoas de izquierda a derecha. Se identifica distinto nivel de meteorización en los flujos. Foto realizada desde el NW. FS: Flujo superior, FI: Flujo inferior. ....	29
Figura 4.8. Vista desde el punto P9 hacia Iruputuncu. Ubicados sobre el cauce de las aguas termales. Sulfosales bordeando el cauce de coloración blanquecina y amarilla. ....	30
Figura 4.9. Bloques métricos de la unidad B/AI con estructura jigsaw, ubicados en las faldas de Iruputuncu. Vista hacia el SW. ....	31
Figura 4.10. Enclave centimétrico en los bloques del depósito B/AI. Reconocible la comparación de las texturas porfídicas del host y microgranular del enclave. ....	31
Figura 4.11. Depósito piroclástico de 80-100 cm encontrado en el punto P11, vista hacia el SW. Depósito no registrado anteriormente, presenta abundante material pumíceo de variadas texturas. ....	33

Figura 4.12. Depósito piroclástico de 2.5 m encontrado en el punto P12. Depósito no registrado anteriormente, presenta abundante material pumíceo. Vista hacia el norte. ....	34
Figura 4.13. Depósito piroclástico de espesor observable 1.5 m, presenta abundante contenido de cristales, encontrado en el punto P12. Vista hacia el sur.....	34
Figura 4.14. Diagrama TAS para la composición del vidrio. Estos corresponden a una composición riolítica.....	37
Figura 4.15. Gráfico An vs SiO <sub>2</sub> . Se visualiza que a medida que el wt% de sílice aumenta la anortita disminuye. ....	39
Figura 4.16. Diagrama ternario esquemático Al-Mi-An para los puntos realizados en plagioclasa. Los valores varían en el rango labradorita-bytownita (An 50-90). ....	39
Figura 4.17. Gráfico <sup>[4]</sup> Al vs <sup>A</sup> [Na + K] según Leake et al. (1997) para los puntos realizados en anfíboles. Estos corresponden a minerales de Magnesiohornblenda- Tschermakita-Magnesiohastingsita. Apfu: átomos por formula unitaria. ....	41
Figura 4.18. Diagrama ternario esquemático En-Wo-Fe para los puntos realizados en piroxeno. Estos corresponden a minerales de clinoenstatita o enstatita y augita. ....	42
Figura 4.19. Diagrama P-T para los análisis puntuales en anfíbol. Las líneas azules continuas representan el campo de estabilidad de la cristalización de anfíboles ricos en Mg en equilibrio con fundidos alcalinos y calcoalcalinos (Ridolfi et al., 2016).....	44
Figura 5.1. Mapa geológico del Volcán Irruputuncu propuesto por este trabajo, añadiendo principalmente la unidad DpI en el mapeo y la estratigrafía.....	47
Figura 5.2. Imagen obtenida durante el uso de la microsonda electrónica, muestra un cristal de anfíbol con crecimiento de piroxeno en el borde (muestra MC-IRR-M10), representando una nueva fase de equilibrio en la lava. Anf: Anfíbol, Px: Piroxeno.....	50
Figura 5.3. Diagrama TAS que compara las muestras de roca total obtenidas y recopiladas por Rodríguez et al. (2015) en las distintas unidades de Irruputuncu (puntos azules y naranja) con el vidrio intersticial del enclave MC-IRR-M11A.....	52
Figura 5.4. Modelo transcortical esquemático del Volcán Irruputuncu en donde se ven representadas las cámaras magmáticas interpretadas por termobarometría (con un error de P ± 12%, Ridolfi 2021), la zona mush y el lente riolítico suprayacente a esta. Además, se ubican las muestras MC-IRR-M11 y M11A en el modelo.....	56

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Puntos de terreno, su localización y muestras asociadas.....	24
Tabla 2. Valores normalizados de química mineral del vidrio analizado por microsonda electrónica. Óxidos presentados en wt%.....	37
<i>Tabla 3. Valores normalizados de química mineral de los cristales de plagioclasa analizados por microsonda electrónica. Óxidos presentados en wt%.....</i>	<i>38</i>
<i>Tabla 4. Valores normalizados de química mineral de los cristales de anfíbol analizados por microsonda electrónica. Óxidos presentados en wt%.....</i>	<i>40</i>
Tabla 5. Valores normalizados de química mineral de los cristales de piroxenos analizados por microsonda electrónica. Óxidos presentados en wt% .....	41
Tabla 6. Valores normalizados de química mineral de los cristales de biotita analizados por microsonda electrónica. Óxidos presentados en wt%. .....	43
Tabla 7. Valores normalizados de química mineral del cristal de apatito analizado por microsonda electrónica. Óxidos presentados en wt%. .....	43
Tabla 8. Valores de P(kbar) y T(°C) para los análisis puntuales en anfíbol mediante el modelo de Ridolfi (2021). .....	44
Tabla 9. Valores de P(kbar) para las combinaciones de análisis puntuales de vidrio y anfíbol exclusivos de los enclaves mediante las ecuaciones de Putirka (2016). .....	45

## ÍNDICE DE ANEXOS

<b>Anexo 1. MUESTRA MC-IRR-M1</b> .....	68
<b>Anexo 2. MUESTRA MC-IRR-M3</b> .....	71
<b>Anexo 3. MUESTRA MC-IRR-M4</b> .....	74
<b>Anexo 4. MUESTRA MC-IRR-M10</b> .....	76
<b>Anexo 5. MUESTRA MC-IRR-M11</b> .....	80
<b>Anexo 6. MUESTRA MC-IRR-M11A</b> .....	84
<b>Anexo 7. MUESTRA MC-IRR-M14</b> .....	87
<b>Anexo 8. MUESTRA MC-IRR-M15</b> .....	89
<b>Anexo 9. MUESTRA MC-IRR-M5</b> .....	92
<b>Anexo 10. MUESTRA MC-IRR-M17</b> .....	95

## **RESUMEN**

El volcán Irruputuncu es un pequeño estratovolcán activo (presenta fumarola) ubicado en la frontera Chile-Bolivia en la comuna de Pica, Región de Tarapacá (20°45' S; 68°34' W; 5,165 m s.n.m.). Su registro eruptivo consta principalmente de flujos de lavas, domos, depósitos de bloques y ceniza, y flujos piroclásticos, los que presentan composiciones químicas y mineralógicas casi idénticas, con composiciones de andesita, traqui-andesita, dacita y traqui-dacita con fases minerales de plagioclasa > biotita > hornblenda > piroxeno (Rodríguez et al., 2015).

Con estos antecedentes se busca reconocer los gatillantes eruptivos del Volcán Irruputuncu a través de la identificación y caracterización de texturas de desequilibrio y mezcla de magmas presentes en los productos del volcán.

La realización del terreno al volcán y la recolección de nuevas muestras permitió refinar y añadir información acerca de los depósitos de Irruputuncu, como, por ejemplo, el hallazgo de enclaves y nuevos depósitos piroclásticos. A una parte representativa del material recolectado se les realizó corte transparente y análisis de química mineral, herramientas que permitieron la identificación de texturas de desequilibrio que sugieren mezcla de magmas y, la clasificación según composición de los minerales estudiados. A su vez, a partir de estos recursos se logró registrar la presencia de vidrio intersticial en una muestra de enclave, cuya composición es riolítica, indicio de cristalización fraccionada. Dicha composición no se ha encontrado previamente como depósito en Irruputuncu.

Con los resultados de química mineral también fue posible realizar análisis de termobarometría en anfíboles y anfíbol-fundido. Con estos resultados se propone un modelo transcortical esquemático, en el que se interpreta una cámara magmática zonada, ubicando la zona mush y un lente riolítico suprayacente a profundidades de 11 a 15 km. Estos hallazgos resultan ser factores importantes que revelan el potencial peligro frente a una erupción futura asociada al volcán de estudio.

Finalmente, se interpreta que si el magma riolítico almacenado es eruptado de manera explosiva podría resultar una erupción sub-pliniana a pliniana. Estas corresponden a erupciones violentas, caracterizadas por columnas eruptivas que alcanzan decenas de kilómetros y flujos piroclásticos, cuando esta última no logra flotabilidad.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 Planteamiento del problema

“Un volcán es un ambiente geológico que, a cualquier escala, es caracterizado por tres elementos relacionados: magma, erupciones, y edificio” (Borgia et al., 2010).

Dentro de esta definición, un componente es el precursor de las demás. Las erupciones volcánicas son divididas según su intensidad, por consiguiente, el tipo de productos emitidos puede ser variable, desde lavas, nubes de ceniza, flujos piroclásticos, etc. Estos productos al ser encontrados en terreno, dan evidencia de la actividad y permiten caracterizarla.

En Chile, los volcanes más estudiados coinciden ser cuales presentan mayor frecuencia de actividad, situándose la mayoría en la zona sur, desde el volcán Cerro Azul-Quizapú hasta el volcán Chaitén (35°S – 43°S), en donde conviven con grandes cantidades de habitantes, ciudades turísticas e importantes, siendo esta una de las variables principales para determinar el riesgo específico asociado a un volcán. No así los que se sitúan al norte de Chile, ya que debido a su ubicación geográfica en el Altiplano-Puna, están alejados de grandes ciudades, de modo que no son un peligro inminente para grandes poblaciones, no así para la comunidad biótica o el impacto ambiental.

Se puede considerar al volcán Irruputuncu como una excepción a la regla, ya que en sus cercanías se encuentran los campamentos de la Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi CMDIC, la cual cuenta con una población flotante importante durante todo el año de aproximadamente 3 mil personas (comunicación personal con superintendente geología mina, Octubre 2023), además de pequeñas comunidades indígenas Aymara y Quechua, como, por ejemplo, la Comunidad Coposa dedicada a actividad ganadera y al cuidado del Salar de Coposa.

Los principales estudios se han basado en dataciones radiométricas en las ignimbritas y estratovolcanes entre los cuales se asienta el volcán, otros se enfocan en el monitoreo de la actividad fumarólica reciente de Irruputuncu, la que consta de emisiones de gases como SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, HCl, N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub> y HF (Tassi et al., 2011), en ocasiones en forma de columna, alcanzando hasta 200 metros de altitud (Aguilera, 2008). Alejándose de esto, Rodríguez et al. (2015) es el estudio en detalle sobre la caracterización, tanto petrográfica como petrológica, sumándole el mapeo de los productos del volcán.

Rodríguez et al. (2015) reconocen variedad de depósitos que componen la estratigrafía de Irruputuncu, tales como, flujos piroclásticos, lavas domo, lavas y depósitos de bloque y ceniza; caracterizados por sus composiciones andesíticas, traqui-andesíticas y dacíticas. Además, plantean mezcla de magmas como factor gatillante de algunas erupciones del volcán, sostenidos en las diferentes texturas de desequilibrio en los diversos minerales presentes en los depósitos y en las texturas de los clastos del flujo piroclástico El Pozo.

Este trabajo se basa en dicha información y trabaja en torno a esta premisa, compila conocimiento sobre la zona y el volcán, realizando una recopilación bibliográfica, muestreo sistemático en terreno de los distintos depósitos, y el estudio pertinente de estos, con el fin de determinar los factores gatillantes que generan las erupciones en Irruputuncu.

A su vez, agregar conocimiento a los eventos que han gatillado erupciones volcánicas en el Volcán Irruputuncu en el pasado, permite visualizar la estructura subsuperficial del sistema volcánico; y por lo tanto esta información puede ser valiosa ante un escenario de reactivación de la actividad magmática, con lo cual puede entregar directrices para optimizar el monitoreo volcánico en superficie.

Esta información posee gran importancia, puesto que en un futuro puede ser usada para complementar o justificar diferentes estudios en el ámbito de monitoreo y peligros volcánicos o relacionados a la petrología en rocas volcánicas.

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 Objetivo General**

Identificación y caracterización de texturas y evidencias de mezcla de magmas, que permitan evaluar su posible rol en gatillar eventos eruptivos en el Volcán Irruputuncu.

### **1.2.2 Objetivos Específicos**

- 1.- Prospección de evidencias de mezcla de magmas dentro de los productos eruptivos.
- 2.- Estimar condiciones pre-eruptivas a partir de texturas de desequilibrio y química mineral.
- 3.- Generar un modelo conceptual de alimentación, almacenamiento y evacuación de magma para el volcán Irruputuncu.

### 1.3 Ubicación y accesos

El volcán Irruputuncu se ubica a aproximadamente 1425 km al norte de la ciudad de Santiago de Chile, específicamente en la frontera Chile-Bolivia en la comuna de Pica, región de Tarapacá ( $20^{\circ}45' S$ ;  $68^{\circ}34' W$ ) a unos 173 km aproximadamente desde la ciudad de Iquique.

El área aledaña al volcán Irruputuncu varía en altitud desde los 3700 a 4300 m s.n.m. Directamente al noroeste del volcán se encuentra el salar de Coposa con una extensión de 1116 km<sup>2</sup>, hacia el sur, levemente al oeste el imponente volcán Pabellón del Inca, hacia el oeste está la entrada a los campamentos de la empresa Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi CMDIC y una pequeña comunidad de gente encargada del cuidado del Salar de Coposa y la Tenencia Ujina.

Desde la capital regional se logra acceder a la zona siguiendo la Ruta 16, luego dirigiéndose a A-65, posteriormente A-651 y finalmente A-687; en esta instancia termina el camino asfaltado y para aproximarse al volcán es necesario utilizar caminos de ripio en dirección al paso fronterizo al sur del Cerro Laguna o en su defecto las huellas trazadas por la empresa Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi CMDIC.

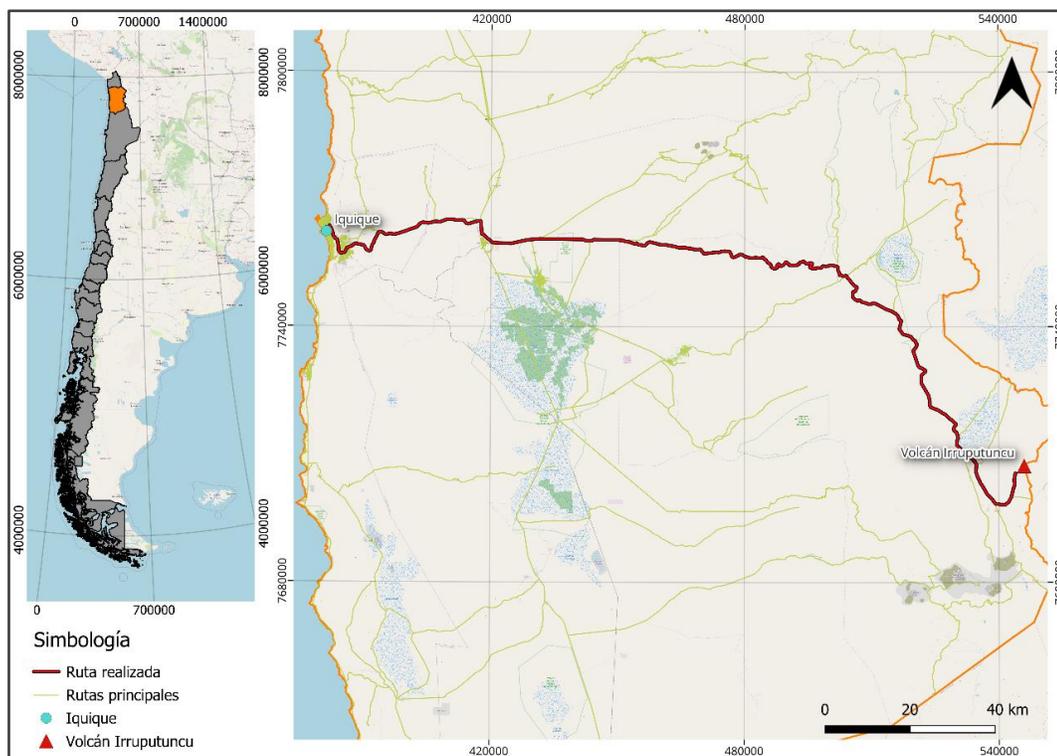


Figura 1.1. Imagen con las rutas principales desde Iquique hasta la zona aledaña al volcán Irruputuncu. Resaltado en color rojo la ruta utilizada.

## 1.4 Trabajos Anteriores

González-Ferrán (1995) realiza una compilación completa de los volcanes de Chile. Contiene antecedentes de la evolución geológica, datos de ubicación morfológica, quimismo y petrografía.

Diversos trabajos se han realizado en el área aledaña a Irruputuncu. El trabajo principal de la zona es el levantamiento de la Hoja Collacagua del Servicio Nacional de Geología y Minería, realizada por Thomas y Vergara (1984). Esta efectúa el mapeo geológico entre las coordenadas 20°00 y 21°00 Lat. S y al este del meridiano 69°00 Long. W, hasta la frontera con Bolivia.

Otro trabajo de gran extensión en el norte de Chile es el de Wörner et al. (2000) en el cual mediante geocronología (Ar-Ar, K-Ar) describe la duración y extensión de la evolución magmática terciaria y cuaternaria entre los 18-22°S, entre aquellas dataciones realizadas, algunas fueron en productos eruptivos del volcán Irruputuncu.

Similar al estudio anterior, Baker & Francis (1978) presenta dataciones K-Ar de rocas volcánicas del Cenozoico Superior del norte de Chile, además calcula volúmenes de lava e ignimbrita para un segmento de la provincia volcánica (19°30'S a 22°30'S) para identificar las fluctuaciones del nivel de actividad volcánica durante los últimos 24 Ma. Segmento en el cual está presente Irruputuncu.

Wörner et al. (2018) explora la naturaleza de los sistemas magmáticos transcorticales de los Andes Centrales que alimentan estratovolcanes actuales, estudiando las variaciones de composición del magma que ha interactuado con una corteza continental cada vez más gruesa durante los últimos 25 millones de años. Además, realizan modelos de alimentación de magma transcortical para los volcanes Parinacota, Taapaca y Aucanquilcha ubicados al norte de la zona de estudio.

Tassi et al. (2011) analizan muestras de gases recogidas de fumarolas y piscinas burbujeantes del volcán Irruputuncu. Apoyados en la geoquímica demuestran que el volcán debería considerarse activo y, por tanto, justifican un seguimiento periódico.

Como se mencionaba anteriormente Rodríguez et al. (2015) es el primer trabajo centrado netamente en Irruputuncu, en el cual reportan datos geoquímicos y petrográficos, añadiendo edades geocronológicas y mapeando todos sus depósitos y asignándoles temporalidad.

Ibáñez (2021) realiza análisis de datos de los sensores multiespectrales ASTER y Landsat 8 en Irruputuncu, identificando alteraciones presentes en este volcán y sus alrededores.

Adentrándose en los tópicos presentes en este trabajo, Renjith (2014) describe microtexturas en plagioclasas asociadas a entornos magmáticos específicos, por lo que contempla un modelo de cristalización y dinámica en la cámara magmática que dio paso a la erupción 1994-1995 en la Isla Barren, India.

Ruprecht et al. (2020) consideran el potencial de preservación de los enclaves máficos en magmas más diferenciados y presentan un modelo para el consumo de dichos enclaves. Además, determinan que la tasa de supervivencia de enclaves es entre 100 a 1000 años para los sistemas andesíticos a dacíticos comunes que con frecuencia erupcionan magmas mezclados con enclaves de tamaño cm a dm.

Winslow et al. (2022) identifican, describen y desarrollan un modelo para los enclaves máficos presentes en la colada de lava riolítica de la erupción del Cordón Caulle de 2011-12 (Zona Volcánica Andina del Sur, SVZ), dichos enclaves interpretados como partes de la zona inferior de un cuerpo de magma riolítico que ha alimentado las erupciones recientes del Cordón Caulle.

Fuera de las temáticas abordadas Tibaldi et al. (2017) reconstruyen las trayectorias del magma en 315 edificios presentes en Zona Volcánica Central de los Andes (Chile-Bolivia-Argentina) mediante el análisis de las características morfoestructurales de cráteres y conos.

## **2. MARCO GEOLÓGICO**

Esta sección del trabajo, se enfoca en explorar los antecedentes geológicos, tectónicos y magmáticos más relevantes de los Andes Centrales, situados en el norte de Chile, específicamente en la región cercana a los 20-21°S. El objetivo es abarcar el estudio del volcán Iruputuncu tanto a nivel regional como local.

### **2.1 Marco tectónico**

La cordillera de los Andes es el rasgo morfoestructural más prominente que se extiende por el margen occidental de Sudamérica, abarcando una impresionante distancia aproximada de 8500 km. Su recorrido comienza en Venezuela y atraviesa países como Colombia, Ecuador, Perú y Bolivia, marcando la frontera entre Chile y Argentina hasta llegar a su punto final en Tierra del Fuego (5°N-56°S).

El volcán Iruputuncu se localiza en el dominio de los Andes Centrales, específicamente en el Segmento Altiplano, que abarca la región comprendida entre los 15° y 23°S (Tassara & Yáñez, 2003).

Este segmento de la cordillera presenta las siguientes características generales:

- Las unidades morfoestructurales se encuentran curvadas en torno al Oroclino boliviano (Gephart, 1994; Isacks, 1988)
- Presenta un ancho máximo de 700 km y el mayor espesor cortical del mundo en un margen de subducción, alcanzando entre 70-80 km (Beck et al., 1996)
- La presencia de la Zona Volcánica Central, que corresponde a un arco magmático actual que incluye grandes estratovolcanes, calderas, volcanismo monogenético y que además coincide con la Cordillera principal (de Silva y Francis, 1991; Stern, 2004; Stern et al. 2007)
- Se encuentra la segunda mayor meseta a nivel global, el Altiplano con una elevación topográfica promedio de 3800 m y dimensiones de 1500 km de largo y 200 km de ancho (Allmendinger et al., 1997; Isacks, 1988)

## **2.2 Zona volcánica central (ZVC)**

La costa del Pacífico de Sudamérica presenta una subducción relativamente inclinada, con un ángulo aproximado de 25-30°, lo que crea las condiciones ideales para la generación de magmatismo a lo largo de los Andes. Sin embargo, existen segmentos donde la subducción se vuelve más plana, con un ángulo cercano a los 10° (Stern, 2004). En consecuencia, el arco volcánico de los andes es dividido en cuatro zonas distintas: Zona Volcánica Norte (ZVN), Zona Volcánica Central (ZVC), Zona Volcánica Sur (ZVS) y Zona Volcánica Austral (ZVA).

La Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) abarca el área situada entre los 14° y 27°S a lo largo de la Cordillera de los Andes. Esta zona es rica en actividad volcánica y alberga más de 1100 cuerpos volcánicos y centros de emisión. Entre ellos, se encuentran grandes edificios volcánicos activos, así como centros o campos activos de menor tamaño, y diversas morfologías asociadas al volcanismo, que se elevan por encima de los 4000 metros sobre el nivel del mar (m s.n.m.).

Varios estudios previos, como de Silva y Francis (1991), y Stern et al. (2007), han investigado la geología y la actividad volcánica en esta zona. Uno de los edificios volcánicos es el volcán Iruputuncu, protagonista de este estudio.

La mayoría de los centros volcánicos en la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) tienen una edad pre-Pleistoceno, que se estima que se remonta desde el Mioceno superior en adelante, como se ha mencionado en estudios realizados por de Silva y Francis (1991), así como por Wörner et al. (2000). Es importante destacar que muy pocos de estos centros volcánicos han sido investigados en detalle.

Un factor clave que ha contribuido a la buena preservación de las estructuras volcánicas en la zona es la presencia de condiciones extremadamente áridas. Esta aridez prevaleciente ha permitido que las formaciones volcánicas se conserven de manera notable (Wörner et al., 2000; Stern et al., 2007).

En cuanto a la actividad volcánica en la época del Pleistoceno-Holoceno, se caracteriza por la formación de estratovolcanes y complejos de domos asociados con flujos piroclásticos, tefra y flujos de detritos, así como algunos complejos de calderas (Stern et al., 2007). De manera secundaria, también se presentan conos monogenéticos, conos piroclásticos y domos aislados.

La descripción de la litología en la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) ha sido abordada por varios autores con diferentes enfoques. Según Lucassen et al. (2001), la corteza superior bajo la ZVC está compuesta por una variedad de rocas, que incluyen:

- Rocas ígneas y sedimentarias del Triásico-Jurásico.
- Rocas volcanoclásticas continentales de la época cretácica.
- Rocas volcánicas del Mioceno al Holoceno.

Por otro lado, Feeley & Hacker (1995) han propuesto una interpretación diferente. Según ellos, los aproximadamente 20 kilómetros superiores de la corteza bajo la Zona Volcánica Central consistirían principalmente en granitoides. Los que estarían emplazados dentro de rocas sedimentarias del Mesozoico. Además, según esta interpretación, los cuerpos de granitoides serían contemporáneos al volcanismo más reciente en la región.

## **2.3 Geología Regional**

La descripción más exhaustiva sobre la geología regional del área se encontró en el estudio llevado a cabo por Vergara y Thomas (1984) para SERNAGEOMIN y algunas modificaciones que algunos autores agregaron con posterioridad. La carta corresponde a la N°59 Hoja Collacagua.

En esta sección, se describirán las rocas estratificadas relevantes que rodean y subyacen al complejo volcánico. Posteriormente, se analizará con más detalle la geología local del volcán.

Las rocas estratificadas que emergen en esta región presentan un espesor aproximado de 8000 metros y abarcan un rango de edades desde el Paleozoico hasta la actualidad, según lo informado por Vergara y Thomas (1984).

### **2.3.1 Cenozoico Superior**

#### **Ignimbrita Huasco (*Tsh*) (*Mioceno Medio*)**

Esta formación está compuesta principalmente por tobas, las cuales están total o parcialmente soldadas y tienen composiciones riolíticas y dacíticas. Según dataciones realizadas mediante el método K-Ar en biotitas, se ha estimado que esta unidad tiene una edad que oscila entre  $14,6 \pm 0,4$  y  $17,1 \pm 0,8$  Ma, lo que la ubica en el período del Mioceno Medio. Esta unidad se encuentra en

discordancia sobre las unidades pre-miocénicas y subyace en concordancia con secuencias volcánicas y sedimentarias del Cenozoico Superior (Vergara y Thomas, 1984).

### **Ignimbrita Ujina (*Tsu*) (*Mioceno Superior*)**

Esta formación fue originalmente caracterizada por Vergara (1978b) como una unidad compuesta por rocas ignimbríticas, y se encuentra en una posición discordante sobre las unidades anteriores al Mioceno, mientras que se encuentra en concordancia bajo la Ignimbrita Pastillos.

En una descripción más detallada, esta formación está compuesta por tobas que han sido soldadas, presentando tonalidades que varían desde el rosado hasta el gris. Adicionalmente, se encuentran intercalaciones de material piroclástico de textura fácilmente desintegrable (Vergara y Thomas, 1984).

### **Estrato-Volcanes I (*TMv*) (*Mioceno Superior - Plioceno*)**

Vergara y Thomas (1984) definieron de esta manera a los estratovolcanes más antiguos en el área, los cuales se destacan por presentar conos altamente erosionados, con gran parte de sus núcleos expuestos y exhibiendo alteraciones de tipo solfatárica. No obstante, algunos miembros de este conjunto han experimentado pocos procesos erosivos debido a su menor altura. Esta unidad engloba a los volcanes Millunu, el domo de lava de Yuma, el volcán Quenuane y Guailaputuncu. Algunos de estos volcanes están parcialmente cubiertos por depósitos de ignimbritas del Pleistoceno (Ignimbrita Pastillos) y por flujos de lava originados en otros centros volcánicos de edades pleistocénicas o más recientes.

### **Estrato-Volcanes II (*Tpv*) (*Plioceno*)**

Dentro de esta categoría, Vergara y Thomas (1984) agrupan la mayoría de los centros volcánicos en la región. Estos se presentan como estratovolcanes con alturas aproximadas de 1000 metros sobre la superficie de los salares. Estos volcanes exhiben conos relativamente bien conservados, mientras que sus cráteres muestran un grado moderado de erosión, principalmente debido a la acción de glaciares que se formaron en las partes más elevadas. Entre los volcanes que forman parte de este grupo se encuentran Paruma, Chutinza, Laguna, Vulcan, Napa, Huaila Occidente y Piga.

En cuanto a la composición litológica de estos centros, predominan las andesitas con presencia de piroxeno y hornblenda, además de dacitas (Vergara y Thomas, 1984). Las lavas emitidas por estos volcanes cubren áreas que incluyen sectores de otros volcanes similares, en algunos casos de mayor antigüedad, y se asignan al rango temporal del Mioceno Superior-Plioceno. De manera similar, ciertos centros en este grupo están cubiertos por depósitos de ignimbritas del Pleistoceno.

### **Estrato-Volcanes III (TPLv) (Plioceno Superior-Pleistoceno)**

Dentro de esta categoría se encuentran los estratovolcanes cuyos conos se mantienen notablemente preservados, ya sea porque no han sido erosionados o porque aún manifiestan actividad solfatárica. Este conjunto incluye los volcanes Pabellón del Inca, Poruñita e Irruputuncu, siendo este último aún activo. A excepción del Poruñita, que consiste exclusivamente en andesitas, los dos restantes se componen de sucesivas capas de dacitas y andesitas, en variantes de piroxena y hornblenda (Vergara y Thomas, 1984).

### **Ignimbrita Pastillos Qip(i) Qip(s) (Pleistoceno)**

Se extiende en direcciones tanto norte como sur de la región de la hoja Collacagua, habiendo sido caracterizada por Vergara (1978b). Se sitúa sobre los depósitos aterrizados del Plioceno, además de cubrir la mayoría de los centros volcánicos en la zona. Basándose en la composición litológica, esta formación fue subdividida en dos miembros: uno inferior y otro superior.

#### **Miembro Inferior**

Rocas de colores gris claro a blanco, las que corresponden a tobas y depósitos laháricos altamente porosos y con muy bajo grado de soldamiento. Los clastos son litología pumíca, ignimbrítica y, en pequeña proporción, andesítica (Vergara y Thomas, 1984).

#### **Miembro Superior**

Corresponde a un depósito de cineritas dacíticas no soldadas y en algunos sectores se encuentran niveles de arcillolitas, limos y diatomitas grises y amarillas.

La Ignimbrita Pastillos posee una edad Pleistocénica Media en base a dos dataciones de K-Ar y a la fauna de diatomea que se encontraron en la unidad (Vergara y Thomas, 1984).

## 2.4 Geología Local

### 2.4.1 Volcán Irruputuncu

El volcán Irruputuncu es un pequeño estratovolcán compuesto activo ubicado en la frontera Chile-Bolivia en la comuna de Pica, Región de Tarapacá (20°45' S; 68°34' W; 5,165 m s.n.m.).

Está situado en la porción suroeste del anfiteatro de un volcán colapsado, con una antigüedad preholocena (González-Ferrán, 1995). En su cima, se pueden observar dos cráteres alineados en dirección noreste-suroeste, siendo el cráter ubicado en el extremo sur el que está activo. Este cráter activo tiene un diámetro de 200 metros.

La actividad histórica registrada en el volcán Irruputuncu es escasa y se limita a una serie de pequeñas erupciones freáticas que ocurrieron el 26 de noviembre de 1995. Durante este evento, se observaron varias emisiones de plumas ascendentes, alcanzando alturas de al menos 1000 metros sobre el cráter. Estas plumas variaron en color, presentando tonalidades blanco, gris y gris oscuro, y fueron dispersadas lentamente hacia el este (BGVN, 1997).

El volcán Irruputuncu se emplaza sobre las Ignimbritas Ujina (Mioceno Superior), y Pastillos (Pleistoceno Medio), ambas descritas anteriormente. Este volcán está mayormente compuesto por flujos de lava de grandes espesores (23-180 m), así como lavas domo, depósitos de bloques y ceniza y depósitos piroclásticos. La composición de estos depósitos piroclásticos es mayormente andesítica (Silva y Francis, 1991; Wörner et al., 2000). Además, en el cráter activo del volcán se han identificado depósitos de azufre, asociado con la actividad volcánica en curso en el área.

Tanto Wörner et al. (2000) como Stern et al. (2007) datan la historia eruptiva del volcán Irruputuncu, asignándole un rango de edades de los  $0,14 \pm 0,04$  Ma para una lava sobre el flanco oeste mediante el método K-Ar hasta los  $1570 \pm 900$  años para un depósito de flujo bloque-ceniza mediante  $^{14}\text{C}$  en el flanco suroeste respectivamente.

En el área del volcán se han reconocido al menos otras dos secuencias volcánicas (Baker y Francis, 1978; Vergara y Thomas, 1984). El primero es el Grupo Volcánico I, correspondiente a edificios volcánicos andesíticos-dacíticos fuertemente erosionados del Mioceno medio a superior (Rodríguez et al., 2015). El segundo es el Grupo Volcánico II, constituido por edificios volcánicos moderadamente erosionados formados principalmente por andesitas y dacitas. Ejemplos de

miembros de esas unidades, son los volcanes Laguna y Bofedal, ambos del Plioceno ubicados inmediatamente al noreste y sureste, respectivamente, del volcán Irruputuncu.

Rodríguez et al. (2015) reconoce dos etapas de construcción para el volcán:

Irruputuncu I, un volcán del Pleistoceno Medio caracterizado por tres etapas, el depósito piroclástico El Pozo, lavas Fase 1 y el depósito de avalancha de detritos, resultado del colapso de la cara SW del edificio volcánico, la cual pone fin a la etapa activa de este primer edificio.

Irruputuncu II, un volcán Pleistoceno Medio-Holoceno, es caracterizado por cuatro etapas (lavas Queñoas, Depósito de bloques y cenizas I, lavas del Cráter y, Depósito de bloques y cenizas II).

Es cotidiano en Irruputuncu la emisión continua de una columna de gases con una altura aproximada de 200 metros, proveniente de las fumarolas presentes en su cráter activo (Aguilera, 2008).

La actividad volcánica actual, desde el punto de vista de los gases y fluidos emitidos, se destaca por la presencia de depósitos de azufre y emisiones de gases, siendo el dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ) el componente principal, acompañado de menor proporción de ácido sulfhídrico ( $\text{H}_2\text{S}$ ), ácido clorhídrico ( $\text{HCl}$ ), nitrógeno ( $\text{N}_2$ ), ácido fluorhídrico ( $\text{HF}$ ), oxígeno ( $\text{O}_2$ ) y metano ( $\text{CH}_4$ ) (Clavero et al., 2006; Tassi et al., 2011).

La temperatura de salida de los gases es variable, oscilando entre los  $83^\circ\text{C}$  y los  $240^\circ\text{C}$ . Además, el análisis químico y la composición isotópica de los gases sugieren que se trata de una mezcla entre fluidos magmáticos, hidrotermales y atmosféricos, una característica típica de sistemas volcánicos en márgenes convergentes (Tassi et al., 2011).

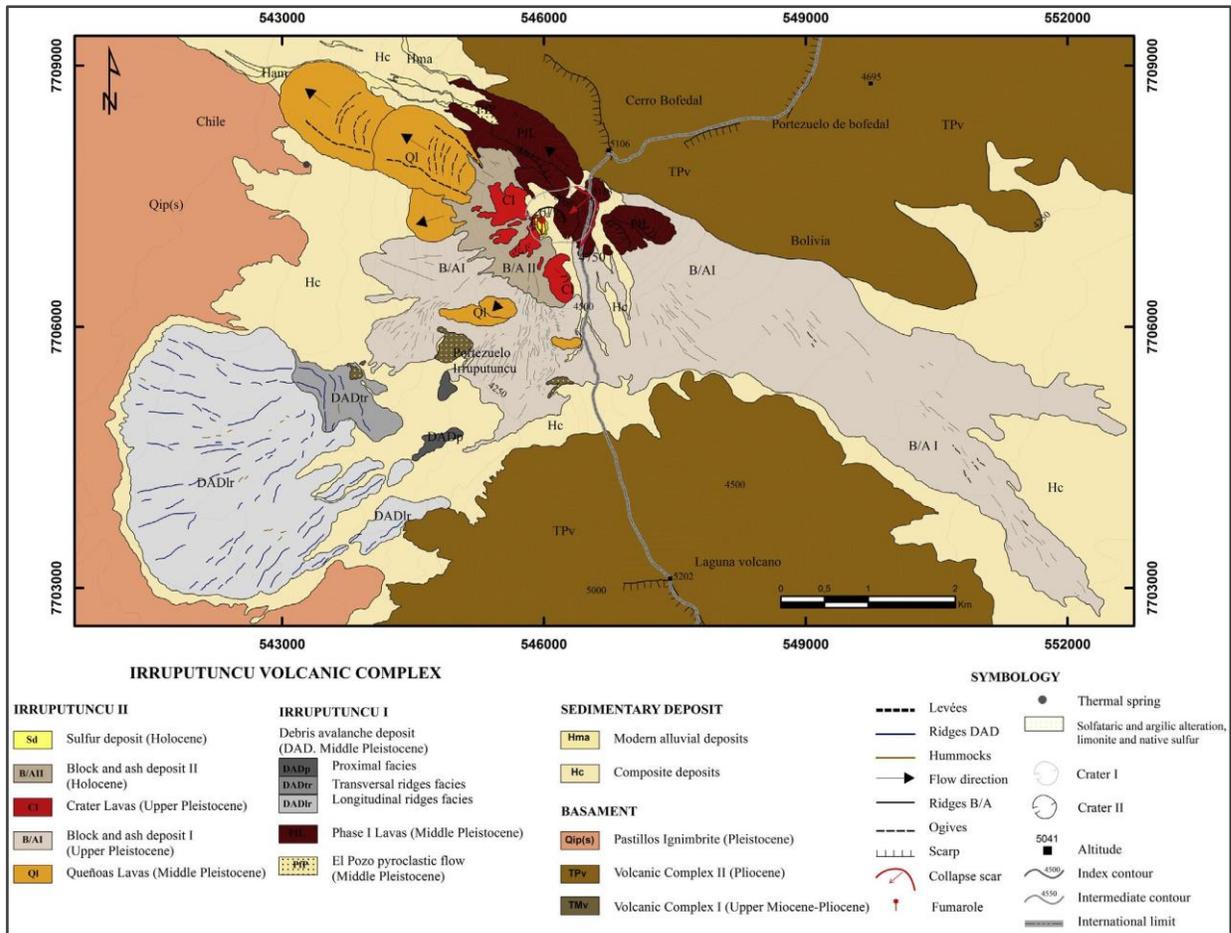


Figura 2.1. Mapa Geológico del Volcán Irruputuncu. Extraído de Rodríguez et al. (2015).

### 2.4.1.1 Irruputuncu I

En esta sección se utilizan los nombres de las unidades definidos por Rodríguez et al. (2015).

#### Flujo piroclástico “El Pozo” (Pfp) (Pleistoceno Medio)

Este depósito se ubica localmente en el flanco noroeste del volcán abarcando un área de aproximadamente 0,02 km<sup>2</sup>. Rodríguez et al. (2015) identifican a esta unidad como la más antigua de Irruputuncu, ya que se encuentra bajo de la unidad Fase Lavas I y DAD. Aunque también estos postulan que el flujo piroclástico pudo haber sido generado por un antiguo edificio que fue erosionado y ahora escondido.

La unidad El Pozo posee un espesor aproximado de 50 m y está compuesta por la acumulación de flujos piroclásticos de bajo espesor. Estos flujos presentan variaciones en su espesor, oscilando entre 90 y 140 cm (Rodríguez et al., 2015). Se compone principalmente de pómez vítreas

clastosportadas, con una matriz de ceniza de grano fino que constituye un 5% del volumen total. La selección de los componentes es pobre y se observa la presencia de pómez gruesas (65% vol. < 50 cm), escorias (8% vol. < 7 cm) y fragmentos mixtos (10% vol.), así como clastos líticos y cristales desprendidos de biotita (5% vol.) (Rodríguez et al., 2015). Los clastos líticos muestran formas subangulares a angulares y se identifican al menos tres poblaciones de clastos, todas con signos de alteración a óxidos de Fe.

La composición química en roca total de la unidad El Pozo varía desde traqui-andesita hasta traquidacita (59,7%-63% SiO<sub>2</sub>). En su matriz (~77% vol.) se encuentran cristales de plagioclasa (~10% vol.), hornblenda (~5% vol.) y biotita (~8% vol.), junto con un vidrio abundante y microlitos de plagioclasa-anfíbol (Rodríguez et al., 2015).

La datación de la unidad El Pozo establece su edad en  $258,2 \pm 48,8$  ka (Ar-Ar en biotitas de pómez, Rodríguez et al., 2015). Aunque se realizaron mediciones que indican edades más recientes, estas discrepancias se atribuyen a posibles alteraciones. Por ende, los investigadores consideran que la edad más fiable es la previamente mencionada (Rodríguez et al., 2015).

#### **“Fase Lavas I” (PIL) (Pleistoceno Medio)**

Dentro de esta unidad se encuentran flujos de lavas y domos que constituyen la estructura más antigua presente en el complejo del volcán Irruputuncu (Rodríguez et al., 2015). Estos flujos de lava consisten en bloques de composición traqui-andesítica, con cristales de plagioclasa y biotita como sus fases principales. Los flujos de lava se distribuyen en las secciones noreste y este del volcán, y al menos un domo de lava se ha identificado en la porción noreste del cráter I, que es el cráter más antiguo y ubicado hacia al noreste. Estas lavas y flujos se extienden en direcciones noroeste, noreste y sureste desde el cráter I, cubriendo el basamento regional (correspondiente a la Ignimbrita Pastillos) y el depósito El Pozo (Rodríguez et al., 2015).

Los flujos de lava presentan espesores que varían entre 35 y 113 metros, ocupando un área de aproximadamente 1,7 km<sup>2</sup>. En esta unidad se observan rocas con distintas texturas, incluyendo porfídica, de desequilibrio e hipocristalina. Los fenocristales, que constituyen alrededor del 20% del volumen, están compuestos principalmente por plagioclasa con signos de reabsorción, biotitas (9% vol.) con textura glomeroporfídica y, ocasionalmente, piroxeno en los bordes con texturas de desequilibrio. Además, se encuentran hornblendas (6%). La matriz (65% vol.) exhibe una textura

hialopilitica y contiene principalmente vidrio, microlitos de plagioclasa, biotitas, hornblendas y minerales opacos (Rodríguez et al., 2015).

A pesar de los esfuerzos, Rodríguez et al. (2015) no lograron obtener una edad confiable para esta unidad (se obtuvo una edad de  $10,2 \pm 21,2$  ka mediante la técnica de Ar-Ar en material suelto), debido a las incertidumbres asociadas. Por lo tanto, en la estimación de la edad de la Fase Lavas I, se deben basar en relaciones estratigráficas, que sugieren un rango de edad entre 258 ka y 140 ka, considerando las edades de las unidades El Pozo y Queñoas.

### **Depósito de Avalancha de Detritos (DAD) (Pleistoceno Medio)**

Este depósito presenta forma de abanico, con un frente radial que se extiende desde las faldas del volcán y se sitúa sobre los depósitos horizontales de la Ignimbrita Pastillos. Se expande a lo largo de aproximadamente 6,3 km en dirección suroeste desde el cráter I, abarcando un área de alrededor de  $7,1 \text{ km}^2$ , y alcanza un espesor máximo de 10 metros. El depósito presenta una homogeneidad en su composición y muestra una erosión aluvial limitada, salvo en las áreas distales (Rodríguez et al., 2015).

La unidad DAD contiene bloques cuya composición varía entre andesítica y traqui-andesítica, similar a lo observado en la unidad Fase Lavas I. Según la perspectiva de Rodríguez et al. (2015), se propone que la unidad DAD se formó a raíz del colapso del flanco suroeste del edificio volcánico Irruputuncu I. Basándose en la distribución a gran escala de características como montículos y crestas, así como en las propiedades de los bloques, se ha subdividido la unidad DAD en tres subunidades distintas, las cuales se definen más abajo.

Aunque no se ha obtenido una edad precisa, Rodríguez et al. (2015) fundamentan su estimación de edad en relaciones estratigráficas. Dado que la unidad DAD es más reciente que la Fase Lavas I y más antigua que la unidad de Lavas Queñoas, se sugiere que DAD posee una edad mínima de  $140 \pm 40$  ka, situándola en el Pleistoceno Medio, debido a la datación asignada para las Lavas Queñoas definidas más abajo.

### **Facies proximales (DADp)**

Este depósito cubre un área de alrededor de  $0,1 \text{ km}^2$ . Dentro de este depósito, se encuentran bloques pertenecientes al edificio volcánico de composición andesítica. Estos bloques tienen un diámetro que no excede los 2 metros y muestran características subangulares, así como estructuras de tipo

rompecabezas (*jigsaw*) que están bien desarrolladas. No se han identificado texturas de montículos o crestas en esta subunidad (Rodríguez et al., 2015).

La roca que compone esta subunidad presenta diversas texturas, incluyendo porfídica, hipocristalina, glomeroporfídica, poiquilitica e intersertal. En su composición se pueden observar fenocristales de plagioclasa que constituyen aproximadamente el 20% del volumen total, usualmente presentando bordes de reabsorción. Además, se encuentran biotitas (10% vol.), hornblenda de tonalidades cafés y oxihornblenda (4% vol.), así como cuarzo en proporciones menores (<1% vol.). La matriz está compuesta mayormente por vidrio, microlitos de plagioclasa, piroxeno y biotitas (Rodríguez et al., 2015).

#### **Facie de crestas transversales (*DADtr*)**

Esta subunidad abarca un área aproximada de 0,5 km<sup>2</sup>. Se caracteriza por la presencia de crestas de longitud menor a 700 metros, las cuales se orientan en direcciones norte-sur y noroeste-sur, en disposición transversal a la propagación supuesta de la avalancha (Rodríguez et al., 2015). *DADtr* contiene bloques de composición andesítica, siendo que la mayoría exhibe estructuras tipo rompecabezas. Estos bloques de lava andesítica presentan una textura hipocristalina y porfídica. Los fenocristales presentes en la roca están compuestos por plagioclasas con zonación y rasgos de reabsorción, así como biotitas (~8% vol.) y hornblenda (~3% vol.). La masa fundamental está compuesta por vidrio, microlitos de plagioclasa, hornblendas, biotitas y minerales opacos (Rodríguez et al., 2015).

#### **Facie de crestas longitudinales (*DADlr*)**

Esta subunidad representa la facies más alejada del depósito de avalancha de detritos (*DAD*) y exhibe un frente radial que toma la forma de un abanico. Es la subunidad con la mayor extensión, cubriendo un área de aproximadamente 6,5 km<sup>2</sup>. Se asienta sobre la Ignimbrita Pastillos y en parte se superpone a Estrato-Volcanes II en la dirección suroeste. Desde el punto de vista morfológico, este depósito se caracteriza por la presencia predominante de montículos (*hummocks*) y crestas alineadas longitudinalmente a lo largo del flujo, pero con un cierto patrón de disposición radial (Rodríguez et al., 2015).

La composición principal de esta subunidad está constituida por bloques de lavas andesíticas que tienen dimensiones menores a 6 metros. En algunas ocasiones, estos bloques muestran signos de

alteración parcial, aunque Rodríguez et al. (2015) no especifica de que tipo. La roca presenta texturas porfídicas, hipocristalinas y poiquilíticas. Los minerales presentes incluyen plagioclasas con reabsorción en los bordes, que representan aproximadamente un 20% del volumen, biotita (~10% vol.), hornblendas en tonos cafés (~2% vol.), que a veces son reemplazadas por piroxeno en los bordes, y ortopiroxeno (~2% vol.). La masa fundamental está compuesta por vidrio, microlitos de plagioclasa, hornblendas, biotitas y minerales opacos (Rodríguez et al., 2015).

#### **2.4.1.2 Irruputuncu II**

##### **Lavas Queñoas (QI) (Pleistoceno Medio)**

Esta unidad se compone de seis flujos de lava bloque que se encuentran distribuidas en los flancos noroeste, oeste y suroeste del edificio Irruputuncu II. Estos flujos se extienden desde el cráter II a distancias que van de 1,2 a 3,4 km y cubren un área de aproximadamente 2,5 km<sup>2</sup>. Las lavas en los flancos oeste, suroeste y sur de esta unidad tienen un espesor que varía entre 23 y 95 metros, mientras que las lavas en la dirección noroeste tienen un espesor que oscila entre 117 y 180 metros. Las Lavas Queñoas se apoyan sobre la Ignimbrita Pastillos en la parte noroeste de la región. En su parte superior, esta unidad está parcialmente cubierta por la unidad "depósitos de bloque y cenizas II", mientras que en su lado sur se encuentra parcialmente rodeada por los flujos de la unidad "bloque y cenizas I" (Rodríguez et al., 2015).

Las rocas de estos flujos de lava presentan una composición que va desde andesítica hasta traquiandesítica (Mamani et al., 2010; Rodríguez et al., 2015) y contienen plagioclasa y biotita como fenocristales. Se pueden observar diversas texturas en estas rocas, incluyendo hipocristalinas, porfídicas, glomeroporídificas, poiquilíticas, intersertales y de desequilibrio (Rodríguez et al., 2015). Los fenocristales principales consisten en plagioclasas con bordes de reabsorción y una textura tipo sieve (~13% vol.), biotitas (~6% vol.) y hornblendas (~3% vol.) que muestran evidencia de desequilibrio, además de clinopiroxenos y ortopiroxenos (~5% vol.). La matriz está compuesta por vidrio, microlitos de plagioclasa, biotita, piroxeno, hornblenda y minerales opacos (Rodríguez et al., 2015).

Wörner et al. (2000) determinaron dos edades para los flujos de las Lavas Queñoas, una de  $140 \pm 40$  ka y otra de  $450 \pm 400$  ka (ambas correspondientes al Pleistoceno Medio) mediante la técnica de K-Ar en biotita. Sin embargo, la última edad no se considera confiable debido al alto error.

### **Depósitos de bloques y ceniza I (B/AI) (*Pleistoceno Superior*)**

Este depósito se localiza en los flancos oeste, suroeste y sureste del volcán, y está compuesto exclusivamente por rocas de composición traqui-andesítica (Rodríguez et al., 2015). Este depósito presenta un espesor promedio de alrededor de 2 metros y cubre un área aproximada de 11,3 km<sup>2</sup>. Se posiciona sobre las lavas de la unidad Queñoas y la unidad Fase Lavas I, y se encuentra parcialmente cubierto por el depósito de bloques y ceniza II (B/AII).

Esta unidad es masiva, con matriz soportada y pobremente seleccionada. Contiene bloques angulares de tamaño menor a 3 metros en una matriz de clastos de ceniza y lapilli (Rodríguez et al., 2015). Las rocas que la conforman presentan texturas porfídicas, hipocristalinas y de desequilibrio. Los fenocristales predominantes son plagioclasas (~18% vol.) con texturas de reabsorción, ocasionalmente acompañados de cristales de hornblenda. También se encuentran hornblenda (~4% vol.), biotita (~10% vol.) y clinopiroxeno y ortopiroxeno (~6% vol.). La matriz fundamental contiene vidrio y microlitos de plagioclasa, anfíbol, biotita y minerales opacos.

Basándose en el análisis químico de los bloques, Rodríguez et al. (2015) interpretan que este depósito se originó a raíz del colapso de uno o varios domos de lava, que podrían haber provenido de la unidad Queñoas. Los autores proponen una estimación de edad para este depósito en el rango de 55,9 ka a 140 ka, fundamentándose en la estratigrafía y en las edades de las unidades Queñoas y Lavas Cráter.

### **Lavas Cráter (CI) (*Pleistoceno Superior*)**

Esta unidad está compuesta por domos de lava y flujos de lava de composición traqui-andesítica. Se han identificado al menos siete flujos pequeños, con longitudes que varían entre 0,54 y 0,94 km, y espesores que oscilan entre 68 y 107 metros (Rodríguez et al., 2015). Se encuentra ubicada en la parte suroeste del edificio volcánico y se emitió desde o cerca del cráter II. Cubre un área de aproximadamente 0,9 km<sup>2</sup> y se extiende sobre el cráter activo actual, aunque también está parcialmente cubierta por el depósito de bloques y ceniza II. Esta unidad está en contacto local con la Fase Lavas I y cubre la unidad Queñoas (Rodríguez et al., 2015).

Las rocas que componen esta unidad exhiben diversas texturas, incluyendo porfídicas, hipocristalinas, poiquilíticas y de desequilibrio. En cuanto a los fenocristales, se pueden encontrar plagioclasas (~18% vol.) con una textura sieve, biotitas con textura esquelética (~8% vol.) y

hornblenda (~4% vol.). La masa fundamental (~68% vol.) está compuesta por vidrio y microlitos de plagioclasa, biotita, hornblenda, clinopiroxenos y minerales opacos (Rodríguez et al., 2015).

Mediante mediciones de la técnica Ar-Ar realizadas en la matriz fundamental, se ha determinado una edad para la unidad Lavas Cráter de  $55,9 \pm 26,9$  ka (Rodríguez et al., 2015).

### **Depósitos de bloques y ceniza II (B/AII) (Holoceno)**

Este depósito se encuentra en los flancos noroeste, oeste y suroeste del volcán, cubriendo un área de aproximadamente 0,8 km<sup>2</sup>. Fue originado por el colapso de domos de lava que estaban inicialmente ubicados en o cerca del cráter II o el cráter activo. Se extiende a lo largo de 1,1 km desde el cráter activo y se superpone parcialmente al depósito de bloques y ceniza I, así como a las lavas de las unidades Queñoas y Cráter (Rodríguez et al., 2015). Este depósito presenta estructuras poco desarrolladas, es masivo y pobremente seleccionado, compuesto por bloques subangulares a angulares en una matriz gris oscura de lapilli-ceniza.

Las rocas de este depósito tienen una composición traqui-andesítica y exhiben texturas porfídicas con fenocristales de plagioclasa (~15% vol.) y biotitas (~8% vol.), mientras que la masa fundamental (~77% vol.) está formada por vidrio y microlitos de plagioclasa y minerales máficos.

Stern et al. (2007) obtuvieron una edad de aproximadamente  $1,57 \pm 0,9$  ka mediante el uso de la datación con <sup>14</sup>C.

### **Depósitos de azufre (Sd) (Holoceno)**

En el cráter activo actual del volcán Irruputuncu se pueden encontrar depósitos activos de azufre. Estos depósitos se distribuyen en un área con un diámetro que varía entre 40 y 85 metros. Su morfología se asemeja a la de un flujo de lava tipo *pahoehoe*, aunque con estructuras de flujo relativamente poco desarrolladas (Aguilera, 2008). El color predominante de estos depósitos de azufre es el amarillo, pero en las proximidades de los centros fumarólicos, puede variar entre naranja, rojo, gris o negro, dependiendo de la temperatura de emisión de los gases volcánicos (Naranjo, 1985).

### **2.4.1.3 Otros depósitos**

#### **Depósitos sedimentarios (*Hc* y *Hma*)**

En el área circundante se han depositado unidades sedimentarias recientes que incluyen depósitos aluviales, coluviales y eólicos (Rodríguez et al., 2015). Estos depósitos aluviales y coluviales varían desde no consolidados hasta pobremente consolidados, y están compuestos por fragmentos que abarcan un rango de tamaños desde grava hasta arena. Estos fragmentos tienen su origen en los volcanes Irruputuncu I y II.

Es relevante señalar que se registró un breve período de glaciación en los Andes Centrales entre aproximadamente 15 ka y 11 ka atrás (Grosjean et al., 1995). Durante esta glaciación, hubo procesos de erosión glacial en varios edificios volcánicos de la región (de Silva y Francis, 1991). Sin embargo, no se ha encontrado evidencia de dicha erosión glacial en el volcán Irruputuncu, como la presencia de valles en forma de "U" o depósitos de morrenas. En consecuencia, es probable que el volcán Irruputuncu no haya estado cubierto por glaciares durante este período glacial (Rodríguez et al., 2015).

### **3. METODOLOGÍA**

#### **3.1 Etapa de Gabinete I**

La etapa de gabinete se llevó a cabo desde el 1 de mayo hasta el 17 de junio del 2023 y consistió en la planificación y organización del terreno. Se llevó a cabo una recopilación bibliográfica de los estudios geológicos de la zona y específicamente el volcán, además de la revisión y visualización en Google Earth Pro de los puntos previamente visitados (por Rodríguez et al., 2015; Wörner et al., 2000; Stern et al., 2007) en donde se tomaron muestras para realizar mediciones radiométricas y observaciones de las relaciones de contacto entre las distintas unidades de Irruputuncu.

#### **3.2 Etapa de Terreno**

El terreno consistió en la prospección de los depósitos del volcán Irruputuncu. Esta etapa se inició el día 18 de junio y culminó el día 24 de junio del 2023, siendo días efectivos de terreno 20, 21 y 22 con salidas a las faldas del volcán y posterior discusión junto al profesor guía. La movilización se realizó en camioneta 4x4 arrendada al arribar la ciudad de Iquique.

Los puntos a visitar fueron asignados de manera autónoma de acuerdo a los depósitos de interés propuestos en la etapa pre-terreno y problemáticas a resolver que iban surgiendo durante el terreno. En cada punto visitado se tomaron datos describiendo el afloramiento, incluyendo datos litológicos y estratigráficos. Para esto se utilizaron herramientas como GPS, libreta, bolsas para las muestras, lupa, rayador, cámara fotográfica (smartphone), martillo geológico, entre otros; además de aplicaciones móviles como FieldMove Clino y Google Earth, los que sirven para la toma de datos, puntos de control y navegación.

Se recogieron un total dieciocho muestras, entre roca dura y material no consolidado, las cuales serán de gran importancia en la etapa de análisis post-terreno. Del total de las muestras ocho corresponden a material pumíceo, cuatro a muestras de lava, cuatro a colecciones de enclaves, dos de material no consolidado, entre ellas tefra y depósitos de caída.

### 3.3 Etapa de Gabinete II

La segunda etapa de gabinete tuvo lugar desde el 7 de agosto hasta el 5 de diciembre de 2023, aquí se recopila la información obtenida en terreno, se analizan los resultados y posteriormente la realización de la tesis final.

De las dieciséis muestras obtenidas en terreno, se seleccionaron ocho para hacerles un estudio detallado al microscopio. Siendo cinco de material pumíceo y tres rocas duras (dos enclaves y una lava). La realización de los cortes se llevó a cabo en el taller de cortes del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción.

El estudio petrográfico microscópico se realizó con el microscopio óptico Optika modelo B-500POL-I y para estudiar los componentes de los depósitos no consolidados se ocupó la lupa binocular Zeiss, ambos instrumentos presentes en las instalaciones habilitadas en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción.

Se estudiaron y describieron los cortes en base a la mineralogía y texturas con el fin de aportar información a el objetivo del presente trabajo.

El registro fotográfico de lo anteriormente descrito se realizó gracias a la cámara especializada que incorpora el microscopio óptico y en ocasiones al teléfono celular.

Los estudios de química mineral en las muestras MC-IRR-M1, M11 y M11A fueron realizados por la microsonda electrónica Cameca SX-50 del CNRS-BRGM del Instituto de Ciencias de la Tierra de Orléans, Francia. Las condiciones analíticas de la microsonda electrónica fueron: tensión de aceleración de 15kV, corriente de muestreo de 6nA para vidrios y 12nA para minerales, un diámetro de haz de 10 mm para vidrios y 54mm para minerales, con tiempos de recuento de 10s para todos los elementos del vidrio (Na y K siempre se analizaban primero) y 20s para minerales, y una corrección ZAF.

Específicamente se realizaron un total de treinta y siete puntos, siete puntos en vidrio en la muestra MC-IRR-M11A, diecinueve puntos repartidos en cristales de plagioclasa y anfíbol en las secciones enclave y lava de la muestra MC-IRR-M11 y finalmente once puntos también en cristales de plagioclasa y anfíbol en la muestra MC-IRR-M1.

## 4. RESULTADOS

### 4.1 Información de Terreno

A partir de la campaña de terreno, se logró obtener información sobre las distintas unidades que conforman el Volcán Irruputuncu (Rodríguez et al. (2015)). Para realizar una descripción ordenada y ayudar a la comprensión espacial de los puntos, se adjuntan los puntos visitados sobre el mapa de Rodríguez et al. (2015) y los datos cartográficos de dichos puntos. Adicionalmente, se utilizará la nomenclatura de las unidades por Rodríguez et al. (2015).

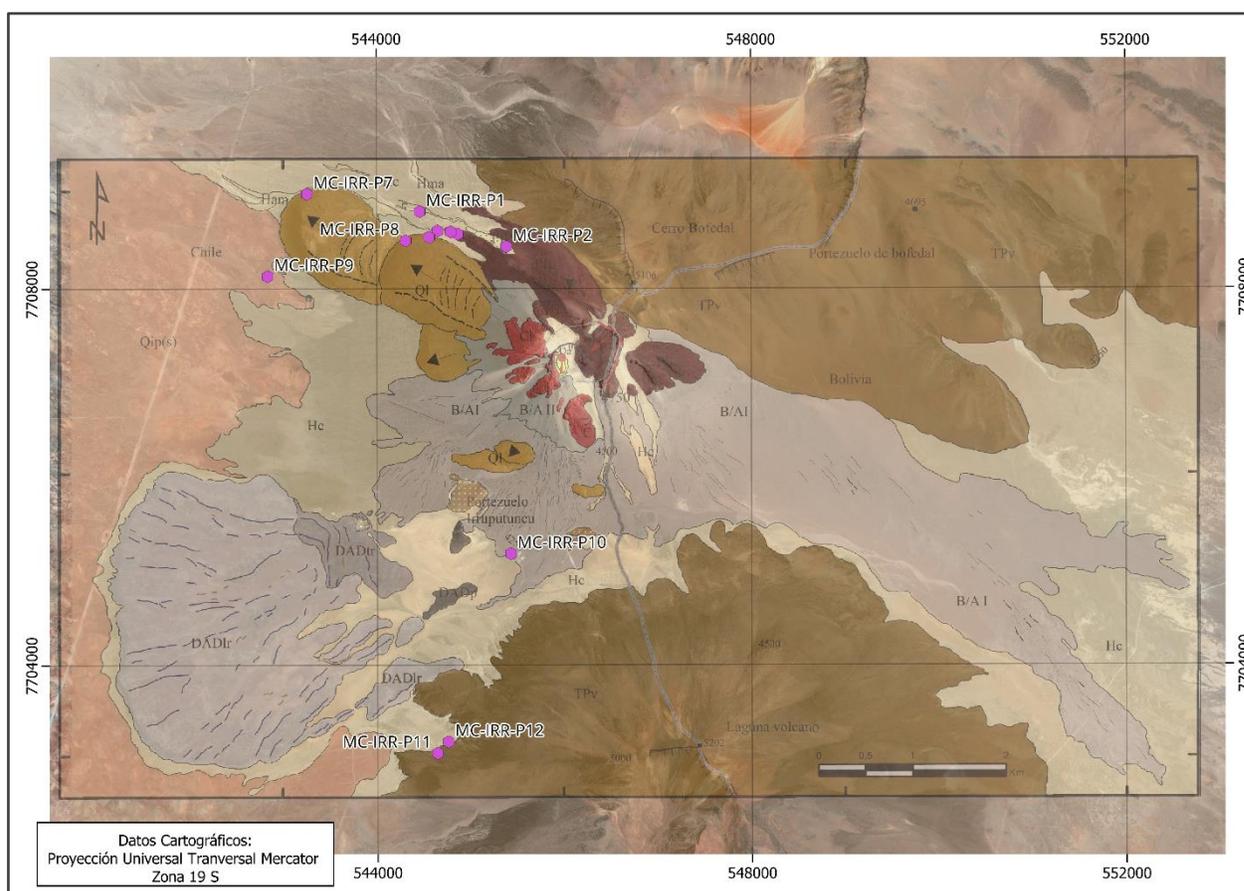


Figura 4.1. Puntos de terreno sobre el Mapa geológico del volcán Irruputuncu de Rodríguez et al. (2015).

Tabla 1. Puntos de terreno, su localización y muestras asociadas.

Punto	Coordenadas UTM		Unidad*	Muestras
	N	E		
MC-IRR-P1	7708819	544459	Flujo piroclástico El Pozo*	-
MC-IRR-P2	7708446	545384	Flujo piroclástico El Pozo*	MC-IRR-M1-M2-M3-M4
MC-IRR-P3	7708580	544867	Flujo piroclástico El Pozo*	-
MC-IRR-P4	7708603	544790	Flujo piroclástico El Pozo*	MC-IRR-M5
MC-IRR-P5	7708613	544650	Flujo piroclástico El Pozo*	-
MC-IRR-P6	7708545	544560	Lavas Queñoas*	MC-IRR-M6-M7
MC-IRR-P7	7709007	543255	Lavas Queñoas*	MC-IRR-M8-M9
MC-IRR-P8	7708510	544310	Lavas Queñoas*	MC-IRR-M10-M11
MC-IRR-P9	7708132	542835	Fuente Termal	-
MC-IRR-P10	7705182	545428	Depósitos de bloques y ceniza I*	MC-IRR-M12-M13
MC-IRR-P11	7703063	544641	Depósitos piroclásticos al SW de Irruputuncu	MC-IRR-M14-M15-M16
MC-IRR-P12	7703185	544757	Depósitos piroclásticos al SW de Irruputuncu	MC-IRR-M17-M18

\*Se utilizan las mismas unidades de Rodríguez et al. (2015) para facilitar la comprensión, sin embargo, hay puntos que corresponden a nuevos afloramientos.

#### 4.1.1 Flujo piroclástico El Pozo (Pfp)

El punto MC-IRR-P2 corresponde a el punto más alto reconocible por Rodríguez et al. (2015) para esta unidad, donde se presenta un afloramiento de 5 metros de espesor con mala selección e imperceptible diferenciación entre los distintos flujos que forman al flujo piroclástico El Pozo (Fig. 4.2); cabe mencionar que el lugar fue intervenido por maquinaria. Se logran identificar 5 tipos diferentes de componentes principales del flujo piroclástico: pómez blancas con cristales de plagioclasa, hornblenda y biotita (70%), pómez bandeadas de coloración grisácea (10%), pómez de textura microgranular (7%), pómez grises con pocos fenocristales (7%), pómez amarillentas (3%) y líticas (3%). En este punto se extrajeron las muestras M1-M2-M3 y M4; correspondientes a lo referido como pómez microgranulares, grises afaníticas, blancas con cristales (plg, hbl, bt) y bandeadas grises respectivamente.

En los puntos MC-IRR-P3 y P4 ubicados en una pequeña quebrada a 550 metros al oeste del punto anterior, se observan afloramientos no registrados previamente de 4 metros aproximadamente (8-

10 metros correspondientes a la pared total) de los que serían secuencias de flujos piroclásticos (Fig. 4.3), reconocibles por la presencia de los mismos componentes pumíceos presentes en MC-IRR-P2, esta vez diferenciables entre sí por niveles centimétricos de grano fino ricos en cristales (plag, bt y anf) y líticos pumíceos tamaño lapilli, con notable laminación. Estos niveles finos corresponderían a *ground surge deposit* o *ash-cloud surge deposit* (Cas & Wright, 1987) correspondientes a la base o techo de los flujos (Fig. 4.4). En este punto se recolectó la muestra MC-IRR-M5 correspondiente a el nivel fino descrito anteriormente.



Figura 4.2. Flujo piroclástico El Pozo en el punto P2, punto más alto reconocible por Rodríguez et al. (2015) para esta unidad. Afloramiento de 5 m de espesor, mal seleccionado, posiblemente intervenido por maquinaria.



*Figura 4.3. Afloramiento de los flujos piroclásticos en el punto P4, atribuidos a la unidad El Pozo. Se aprecian secuencias de flujos piroclásticos de espesores decimétricos variables.*



*Figura 4.4. Enfoque a los grounds surge deposit o ash-cloud surge deposit. Reconocibles por ser un nivel fino con abundantes cristales que presenta laminación.*

#### **4.1.2 Lavas Queñoas (*Ql*)**

Los puntos MC-IRR-P6-P7 y P8 se ubican en el borde SW de los flujos de las Lavas Queñoas. En estos puntos se observan lavas porfídicas con abundantes cristales de plagioclasa euhedrales de gran tamaño (2-3 cm máx.), anfíbol y biotita, siendo los primeros los más abundantes y de mayor tamaño (Fig. 4.5). En ambos flujos de dichas lavas se encuentran enclaves no identificados anteriormente (Fig. 4.6), se diferencian de la lava por tener textura microgranular, una coloración negruzca, en ocasiones la presencia de bordes porosos en contacto con la roca hospedante y ser redondeados. El tamaño máximo de los enclaves encontrados es de 18 cm, el mínimo es de 2 cm y la moda es de aproximadamente 10-11 cm.

Desde estos puntos también son observables diferencias notables en las Lavas Queñoas. El flujo inferior, más antiguo por principio de estratigrafía, presenta abundante vegetación, coloración más clara y un estado de erosión considerablemente mayor al flujo superior; el cual se presenta totalmente desprovisto de vegetación, con morfologías abruptas, lo cual representa, evidentemente una componente temporal entre ambos flujos (Fig. 4.7).

En estos puntos fueron recolectadas las muestras MC-IRR-M6-M7-M8-M9-M10 y M11. M6 corresponde a una muestra de lava del flujo superior; M7 a los enclaves de dicha lava; M8 es la muestra de la lava del flujo inferior; M9 sus respectivos enclaves; M10 repite las lavas del flujo superior y M11 los enclaves de estas lavas.



*Figura 4.5. Bloque de las Lavas Queñoas, muy porfídicas y con abundantes fenocristales de plagioclasa (75%).*



*Figura 4.6. Enclave de 18 cm en roca hospedante correspondiente a la unidad Lavas Queñoas inferior. Reconocible la comparación de las texturas porfídicas de la lava y microgranular del enclave.*



*Figura 4.7. Volcán Irruputuncu y Lavas Queñoas de izquierda a derecha. Se identifica distinto nivel de meteorización en los flujos. Foto realizada desde el NW. FS: Flujo superior, FI: Flujo inferior.*

### **4.1.3 Fuente termal**

El punto MC-IRR-P9 corresponde a un cauce activo de aguas termales, se ubica al sur de las Lavas Queñoas y al noroeste del punto mapeado por Rodríguez et al. (2015) para esta misma unidad. Este punto es una extensión de lo ya informado por los autores.

El cauce presenta sulfosales de color amarillo-blanquecino en sus bordes con extensiones de al menos 2 metros hacia cada lado desde el flujo principal (Fig. 4.8), por lo que en temporadas se estima una considerable crecida del cauce.



*Figura 4.8. Vista desde el punto P9 hacia Irruputuncu. Ubicados sobre el cauce de las aguas termales. Sulfosales bordeando el cauce de coloración blanquecina y amarilla.*

#### **4.1.4 Depósitos de bloques y ceniza I (B/AI)**

Ubicados directamente al sur del volcán, esta unidad es identificable por los bloques angulares de gran tamaño (Fig. 4.9), a su vez se reporta nuevamente la aparición de enclaves no identificados anteriormente en los productos de este depósito (Fig. 4.10).

Aquí se recolectaron las muestras MC-IRR-M12 y M13, correspondientes a los enclaves y la roca hospedante respectivamente.



*Figura 4.9. Bloques métricos de la unidad B/AI con estructura jigsaw, ubicados en las faldas de Irruputuncu. Vista hacia el SW.*



*Figura 4.10. Enclave centimétrico en los bloques del depósito B/AI. Reconocible la comparación de las texturas porfídicas del host y microgranular del enclave.*

#### **4.1.5 Depósitos piroclásticos al SW de Irruputuncu (*DpI*)**

En el punto MC-IRR-P11, ubicado a 4,2 km hacia el S del volcán, sobre la unidad Estrato-Volcanes II (Vergara y Thomas, 1984), en el flanco sur de una quebrada de orientación E-W, se aprecia un depósito piroclástico no descrito previamente de aproximadamente 80 a 100 cm de componentes pumíceos (Fig. 4.11), tales como: pómez blanca con cristales, pómez amarillenta, pómez-escoráceas y pómez grises bandeadas (más abundantes).

Se recogen las muestras MC-IRR-M14-M15 y M16, correspondientes a las pómez escoráceas, pómez blancas y bandeadas respectivamente, con el propósito de comparar estos productos con los del flujo piroclástico El Pozo.

En la quebrada aledaña al punto anterior, ubicados hacia el norte y siendo este el punto MC-IRR-P12, en la cara norte se presenta un nuevo depósito piroclástico de al menos 2 metros y medio de espesor (Fig. 4.12). Presenta diversidad de componentes pumíceos, baja consolidación, selección moderada y una extensión lateral considerable (140 m) al igual que el depósito anteriormente observado de estas características y se considera el mismo depósito encontrado en el punto MC-IRR-P11.

En la cara sur, en lo más bajo de la quebrada y casi imperceptible, un afloramiento pequeño, sin registro previo, de un depósito de color gris blanquecino, muy bien seleccionado, poco consolidado, de grano fino, con abundantes cristales de plagioclasa, biotita y azufre, y muestra evidente laminación (Fig. 4.13).

En toda esta área se recolectaron las muestras MC-IRR-M17 y M18 correspondientes a material no consolidado del depósito fino y a los clastos que se piensan son el componente más máfico encontrado en el depósito de pómez.



*Figura 4.11. Depósito piroclástico de 80-100 cm encontrado en el punto P11, vista hacia el SW. Depósito no registrado anteriormente, presenta abundante material pumíceo de variadas texturas.*



*Figura 4.12. Depósito piroclástico de 2.5 m encontrado en el punto P12. Depósito no registrado anteriormente, presenta abundante material pumíceo. Vista hacia el norte.*



*Figura 4.13. Depósito piroclástico de espesor observable 1.5 m, presenta abundante contenido de cristales, encontrado en el punto P12. Vista hacia el sur.*

## **4.2 Petrografía al microscopio óptico y lupa binocular**

Del total de dieciocho muestras recolectadas en terreno se seleccionaron ocho para realizarles corte transparente y dos para observación de componentes en la lupa binocular.

A continuación, se describirán de manera general cada corte y los componentes del material no consolidado. Una descripción más completa y detallada se encuentra en la sección de Anexos.

### **Muestra MC-IRR-M1: pómez microgranular de El Pozo**

Al microscopio, se observó una diferencia textural en la muestra, en una sección se presenta una textura abundante en cristales y en su contraparte una textura muy vitrofídica de coloración cafésosa. Respecto fenocristales, hay presentes biotita, plagioclasa y anfíbol.

### **Muestra MC-IRR-M3: pómez blanca con cristales de El Pozo**

La roca presenta textura fragmental, donde predomina el vidrio, las vesículas y en menor medida se encuentran cristales rotos de plagioclasas y aglomeraciones de anfíbol.

### **Muestra MC-IRR-M4: pómez bandeada-gris de El Pozo**

Este corte puede representar a lo que se refiere Rodríguez et al. (2015) como el componente escoráceo o más máfico del flujo piroclástico El Pozo, está compuesto mayormente por vesículas y subordinado vidrio y microlitos. En menor proporción cristales de plagioclasa, biotita y anfíbol.

### **Muestra MC-IRR-M5: *grounds surge deposit o ash-cloud surge deposit* de El Pozo**

En este depósito de material no consolidado presenta principalmente líticos de pómez blanquecinas, líticos rosáceos, además cristales de plagioclasa, biotita y anfíbol.

### **Muestra MC-IRR-M10: Lavas Queñoa Superior**

Esta muestra corresponde a una roca volcánica con textura porfídica y fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y piroxeno. En dichos cristales se reconocen abundantes texturas de desequilibrio.

#### **Muestra MC-IRR-M11: enclave Lavas Queñoas superior**

En este corte es posible comparar la andesita hospedante junto a el enclave con abundantes fenocristales. Este último con un alto porcentaje de plagioclasa y anfíboles. Estos cristales presentan tamaño relativamente homogéneo (50-100  $\mu\text{m}$ ).

#### **Muestra MC-IRR-M11A: enclave Lavas Queñoas superior**

La notación de esta muestra es debido a que pertenece al mismo lote de enclaves perteneciente a M11, en este ejemplar se observa únicamente el enclave, con su abundante cantidad de fenocristales de plagioclasa y anfíbol.

#### **Muestra MC-IRR-M14: pómez escorácea de Depósitos piroclásticos al SW de Irruputuncu**

Al microscopio se identifica una roca escorácea similar a lo que es el componente más máfico del flujo piroclástico El Pozo (M4), dominando los contenidos de microlitos, vidrio y vesículas. Respecto a fenocristales, predominan fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita.

#### **Muestra MC-IRR-M15: pómez blanca de Depósitos piroclásticos al SW de Irruputuncu**

Esta muestra posee textura fragmental y vitrofídica, presenta fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. Roca con características similares a la muestra pómez blanca con cristales (M3).

#### **Muestra MC-IRR-M17: depósitos de lapilli laminados**

Consiste en el análisis de los componentes del depósito fino no consolidado, predominan los líticos de pómez, líticos rosáceos, además cristales de plagioclasa, biotita, anfíbol y en esta ocasión azufre.

### **4.3 Microsonda electrónica**

En esta sección, se presentan los resultados obtenidos normalizados de los análisis puntuales de química mineral en las muestras MC-IRR-M11, M11A y M1. Estos resultados fueron clasificados de manera autónoma según mineralogía, la cual fue variante incluso dentro de minerales en los cuales se creía tener certeza su composición. Aunque el código del punto puede diferir de la clasificación, es esta última la que prevalece y dicta la decisión final.

### 4.3.1 Vidrio

Del total de los puntos se omitieron para la clasificación de estos MC-IRR-M11A-G11, MC-IRR-M11A-Amp-9 y MC-IRR-M11A-G12 debido a que no cumplen con los estándares de control de calidad impuestos de manera autónoma. Por lo que, de un total de siete puntos realizados en vidrio, solo se trabajara con cinco de estos, mostrados en la Tabla 2.

Tabla 2. Valores normalizados de química mineral del vidrio analizado por microsonda electrónica. Óxidos presentados en wt%.

Código punto	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	NiO	Cl	F	Total
MC-IRR-M11A-G13	76.86	0.18	12.63	1.44	0.01	0.18	0.70	2.46	5.17	0.00	0.04	0.03	0.23	0.06	100
MC-IRR-M11A-G14	76.92	1.01	12.75	1.33	0.06	0.22	0.15	1.99	5.23	0.00	0.04	0.00	0.29	0.01	100
MC-IRR-M11A-G15	76.17	0.34	12.45	1.16	0.06	0.16	0.68	3.40	5.46	0.00	0.00	0.05	0.07	0.01	100
MC-IRR-M11A-G16	75.97	0.31	12.75	1.13	0.03	0.11	0.72	3.40	5.43	0.02	0.05	0.00	0.09	0.00	100
MC-IRR-M11A-G17	76.14	0.38	12.42	1.31	0.01	0.16	0.88	3.32	5.27	0.00	0.00	0.02	0.10	0.00	100

El resultado del ploteo de los puntos realizados en el vidrio del enclave (sección microfotografías, Anexo 6) en un diagrama Total Alkalies versus Silica – TAS (Le Maitre et al., 1989) fue de una composición riolítica (Fig. 4.14), lo cual será discutido luego.

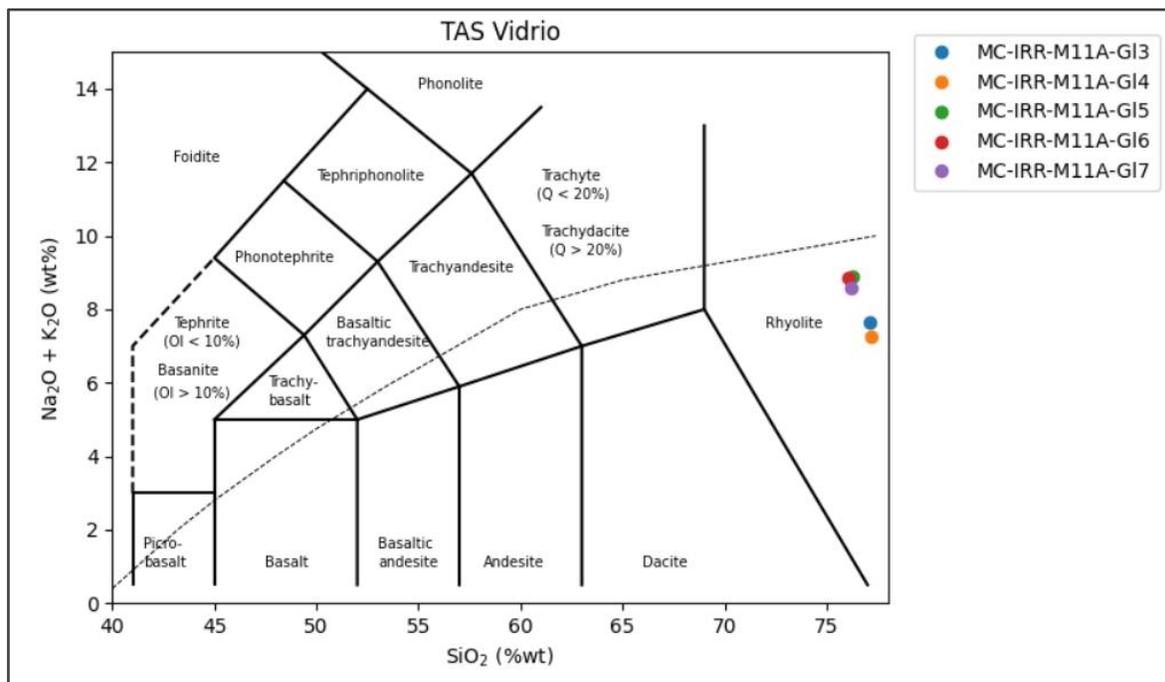


Figura 4.14. Diagrama TAS para la composición del vidrio. Estos corresponden a una composición riolítica.

### 4.3.2 Plagioclasa

La mayoría de las plagioclasas son soluciones sólidas ternarias de tres componentes:  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , albita (Ab),  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ , anortita (An), y  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ , ortoclasa (Or). Aunque la estructura de la plagioclasa es esencialmente la misma que la de los feldespatos alcalinos, las dos soluciones sólidas difieren profundamente porque, aunque el  $\text{Na}^+$  y el  $\text{Ca}^{2+}$  tienen radios iónicos similares, la sustitución de  $\text{Na}^+$  por  $\text{Ca}^{2+}$  requiere la sustitución acoplada de  $\text{Si}^{+4}$  por  $\text{Al}^{3+}$  para mantener la neutralidad de carga (Deer et al., 1992).

*Tabla 3. Valores normalizados de química mineral de los cristales de plagioclasa analizados por microsonda electrónica. Óxidos presentados en wt%.*

Código punto	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	P2O5	NiO	Cl	F	Total
MC-IRR-M11-Plg-1	59.73	0.00	25.09	0.26	0.00	0.01	7.21	6.99	0.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100
MC-IRR-M11-Plg-2	59.62	0.00	25.02	0.36	0.00	0.01	7.36	6.96	0.61	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	100
MC-IRR-M11-Plg-3	59.15	0.00	25.42	0.24	0.00	0.02	7.58	6.91	0.61	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	100
MC-IRR-M11-Plg-4	58.09	0.00	26.05	0.34	0.00	0.01	8.47	6.49	0.48	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	100
MC-IRR-M11-Plg-5	52.16	0.05	29.89	0.40	0.00	0.00	13.23	4.02	0.24	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	100
MC-IRR-M11-Plg-6	51.55	0.11	30.19	0.54	0.00	0.01	13.73	3.64	0.19	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	100
MC-IRR-M1-Pl-07	58.96	0.02	25.50	0.36	0.00	0.04	7.48	6.68	0.54	0.03	0.00	0.10	0.00	0.30	100
MC-IRR-M1-Pl-08	50.26	0.00	31.03	0.59	0.06	0.02	13.78	3.53	0.20	0.03	0.00	0.08	0.01	0.41	100
MC-IRR-M1-Pl-09	56.37	0.00	27.29	0.42	0.10	0.03	9.51	5.71	0.40	0.00	0.07	0.01	0.00	0.10	100
MC-IRR-M1-Pl-10	52.78	0.02	29.10	0.51	0.00	0.05	11.72	4.45	0.29	0.00	0.00	0.00	0.01	1.09	100

Se observa una disminución del contenido en anortita de las plagioclasas simultaneo al aumento del contenido de sílice de estas (Fig. 4.15), lo que indica diferenciación en la cámara magmática del volcán Irruputuncu.

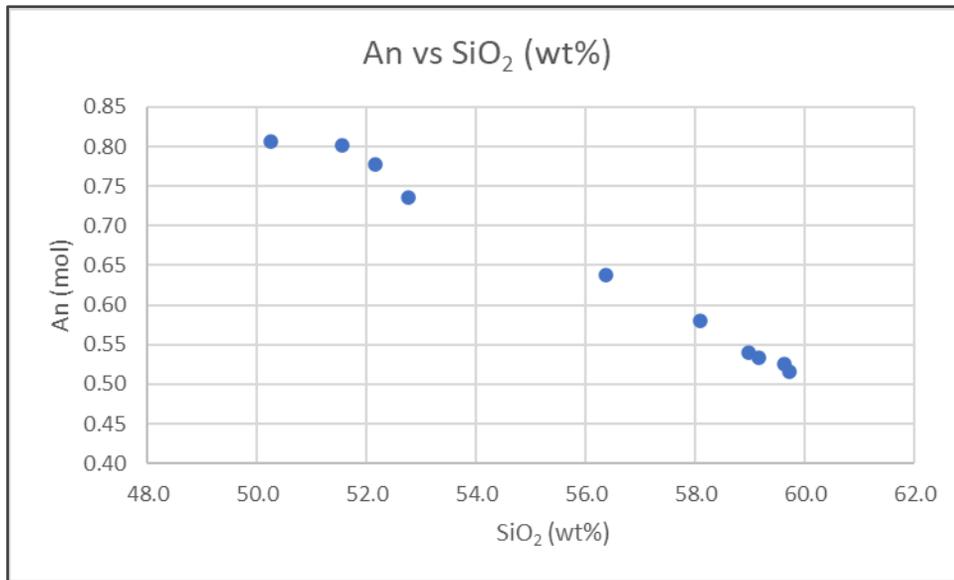


Figura 4.15. Gráfico An vs SiO<sub>2</sub>. Se visualiza que a medida que el wt% de sílice aumenta la anortita disminuye.

De acuerdo con el contenido de anortita es posible clasificar las plagioclasas analizadas dentro del rango labradorita-bytownita (An 50-90).

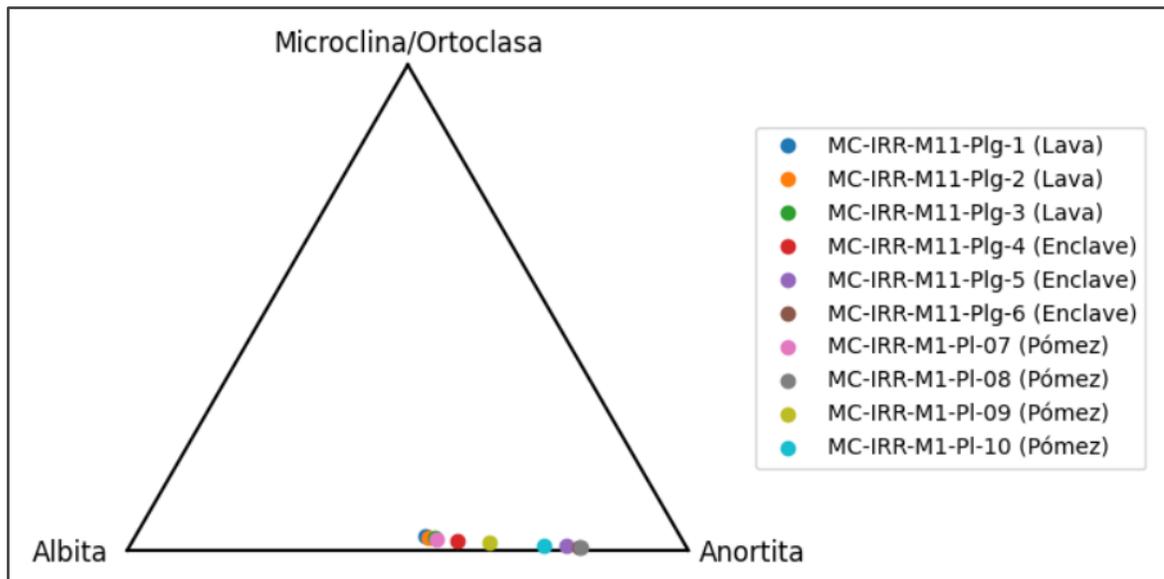


Figura 4.16. Diagrama ternario esquemático Al-Mi-An para los puntos realizados en plagioclasa. Los valores varían en el rango labradorita-bytownita (An 50-90).

### 4.3.3 Anfíbol

Los minerales del grupo de los anfíboles se encuentran en un amplio rango de presiones y temperaturas, son constituyentes comunes tanto en rocas ígneas como metamórficas. Entre las

rocas ígneas se encuentran en todos los grupos principales, desde las ultrabásicas hasta las ácidas y alcalinas, pero son constituyentes particularmente comunes de los miembros intermedios de la serie calcoalcalina (Deer et al., 1992).

*Tabla 4. Valores normalizados de química mineral de los cristales de anfíbol analizados por microsonda electrónica. Óxidos presentados en wt%.*

Código punto	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	NiO	Cl	F	Total
MC-IRR-M11-Amp-4	43.24	2.86	11.69	11.41	0.11	16.08	11.45	2.41	0.64	0.02	0.01	0.05	0.02	0.00	100
MC-IRR-M11-Amp-5	46.96	1.67	7.97	13.82	0.42	14.65	12.10	1.50	0.74	0.04	0.02	0.05	0.06	0.00	100
MC-IRR-M11-Amp-6	44.23	3.29	11.34	9.90	0.11	16.32	11.57	2.47	0.63	0.01	0.06	0.05	0.02	0.00	100
MC-IRR-M11-Amp-10	48.51	1.28	6.74	13.30	0.44	15.62	11.98	1.39	0.60	0.02	0.04	0.00	0.08	0.00	100
MC-IRR-M11-Amp-11	47.98	1.54	7.60	13.65	0.51	15.22	11.26	1.56	0.59	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	100
MC-IRR-M11-Amp-12	42.72	2.37	11.22	16.04	0.45	12.26	11.71	2.07	0.95	0.02	0.03	0.03	0.13	0.00	100
MC-IRR-M11-Amp-13	41.24	2.61	13.27	15.82	0.22	11.90	11.89	2.39	0.59	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	100
MC-IRR-M1-Amp-14	42.05	2.61	12.95	12.50	0.14	14.18	11.37	2.50	0.59	0.00	0.08	0.03	0.04	0.94	100
MC-IRR-M1-Amp-15	42.16	2.43	13.20	13.87	0.15	13.99	10.78	2.23	0.66	0.00	0.12	0.00	0.03	0.39	100
MC-IRR-M1-Amp-16	42.45	2.44	13.35	12.57	0.04	13.94	11.65	2.50	0.61	0.02	0.00	0.02	0.02	0.38	100
MC-IRR-M1-Amp-17	48.07	1.50	7.56	13.75	0.49	14.55	11.81	1.48	0.65	0.00	0.05	0.00	0.10	0.00	100
MC-IRR-M1-05	48.45	1.40	7.30	13.63	0.44	14.90	11.84	1.27	0.65	0.02	0.03	0.00	0.08	0.00	100

Todos los anfíboles pertenecen al grupo de los anfíboles cálcicos. Estos están mayormente representados por magensiohornblenda ( ${}^B\text{Ca} > 1.5$  con  ${}^A(\text{Na}+\text{K}) < 0.5$ , y  ${}^A\text{Ca} < 0.5$  apfu); magnesiohastingsita ( ${}^B\text{Ca} > 1.5$  con  ${}^A(\text{Na}+\text{K}) > 0.5$ , y  $\text{Ti} < 0.5$  apfu) y subordinadamente tschermakita ( ${}^B\text{Ca} > 1.5$  con  ${}^A(\text{Na}+\text{K}) < 0.5$ , y  ${}^A\text{Ca} < 0.5$  apfu), según Leake et al. (1997).

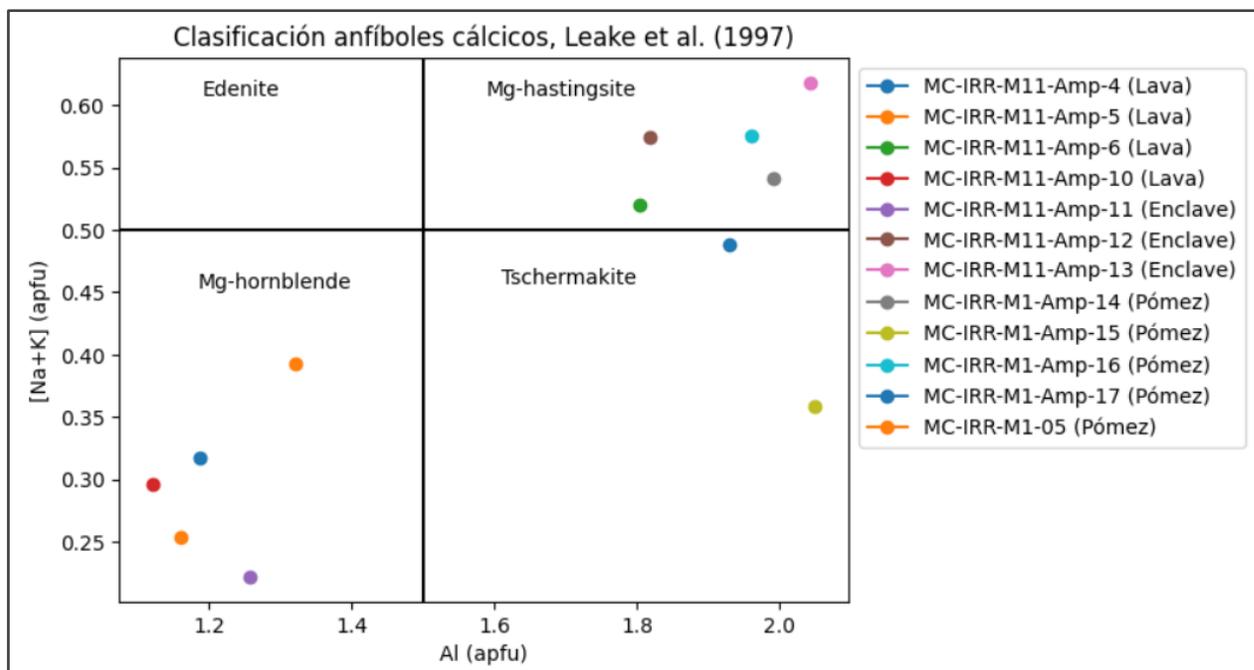


Figura 4.17. Gráfico  $^{41}\text{Al}$  vs  $^{\text{A}}[\text{Na} + \text{K}]$  según Leake et al. (1997) para los puntos realizados en anfíboles. Estos corresponden a minerales de Magnesiohornblenda- Tschermakita-Magnesiohastingsita. Apfu: átomos por fórmula unitaria.

#### 4.3.4 Piroxeno

Los piroxenos son el grupo más importante de silicatos ferromagnesianos formadores de rocas, y se presentan como fases estables en muchos tipos diferentes de rocas ígneas (Deer et al., 1992).

Tabla 5. Valores normalizados de química mineral de los cristales de piroxenos analizados por microsonda electrónica. Óxidos presentados en wt%

Código punto	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	P2O5	NiO	Cl	F	Total
MC-IRR-M11-Amp-1	50.52	0.71	3.30	7.25	0.14	16.69	20.63	0.34	0.02	0.35	0.03	0.01	0.00	0.00	100
MC-IRR-M11-Amp-3	52.82	0.21	1.29	16.36	0.49	26.73	1.97	0.03	0.02	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	100
MC-IRR-M11-Amp-7	52.50	0.70	2.10	7.75	0.30	17.09	19.13	0.33	0.05	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	100
MC-IRR-M11-Amp-8	53.52	0.19	1.14	16.92	0.48	26.17	1.42	0.03	0.04	0.05	0.03	0.02	0.00	0.00	100

Utilizando los rangos de composición y nomenclatura que presentan Deer et al. (1992) para ortopiroxenos y clinopiroxenos, fue posible determinar que los piroxenos analizados se centran en dos composiciones, clinoenstatita o enstatita y augita.

El silicato de magnesio,  $\text{MgSiO}_3$ , se presenta en tres polimorfos bien caracterizados: enstatita y protoenstatita, con simetría ortorrómbica, y clinoenstatita, con simetría monoclinica. La

clinoenstatita ha sido sintetizada a una temperatura inferior a 566°C, lo que sugiere que es el polimorfo estable de baja temperatura. También puede producirse por enfriamiento rápido de protoenstatita o enstatita y por deformación por cizallamiento de estas fases. Los miembros de la serie clinoenstatita-clinoferrrosilita son infrecuentes, pero se encuentran en algunas rocas ígneas y metamórficas, y en meteoritos (Deer et al., 1992).

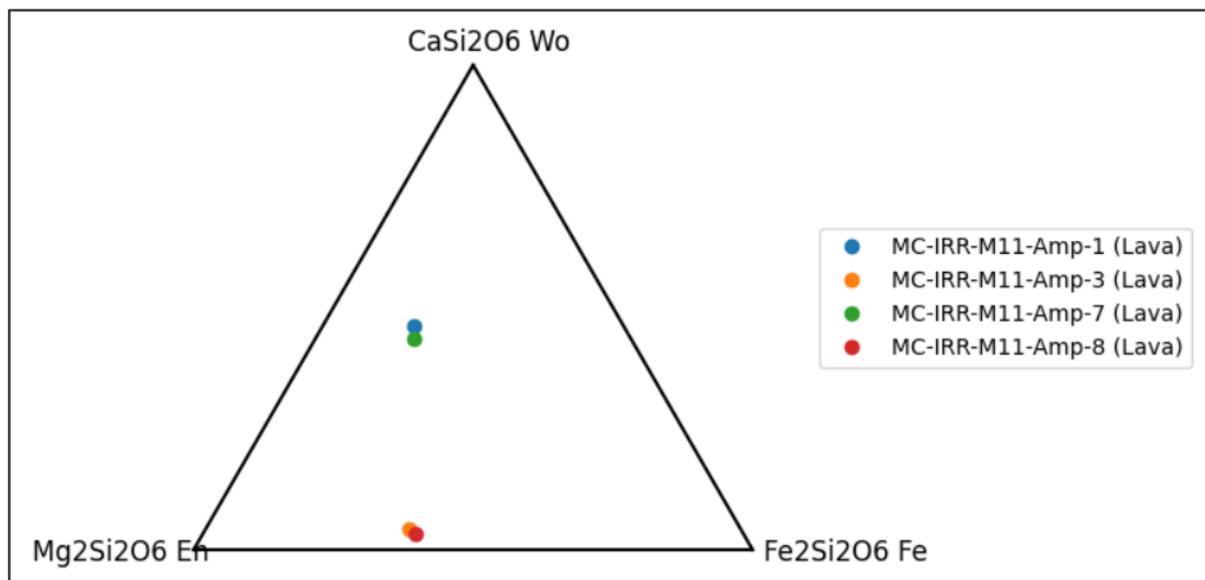


Figura 4.18. Diagrama ternario esquemático En-Wo-Fe para los puntos realizados en piroxeno. Estos corresponden a minerales de clinoenstatita o enstatita y augita.

#### 4.3.5 Biotita

Las biotitas se encuentran en una amplia gama de rocas ígneas. Ha habido muchos intentos de correlacionar la composición química de las biotitas con los tipos de rocas ígneas en las que se encuentran. Existe, como era de esperar, cierta correlación con la química general de las rocas, pero es limitada porque otros factores, como las condiciones físicas de cristalización y la naturaleza de los minerales que las acompañan también son importantes (Deer et al., 1992).

En rocas plutónicas es común en composiciones intermedias y ácidas, aunque también es un componente importante de algunas rocas básicas (Deer et al., 1992).

Tabla 6. Valores normalizados de química mineral de los cristales de biotita analizados por microsonda electrónica. Óxidos presentados en wt%.

Código punto	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	P2O5	NiO	Cl	F	Total
MC-IRR-M1-06	38.38	4.96	14.29	16.89	0.21	14.42	0.03	0.49	9.17	0.00	0.00	0.00	0.17	1.01	100
MC-IRR-M1-07	38.50	4.93	14.23	17.02	0.07	14.61	0.04	0.45	9.64	0.00	0.02	0.02	0.18	0.28	100

#### 4.3.6 Apatito

Los miembros del grupo del apatito son minerales accesorios comunes en casi todas las rocas ígneas y también se encuentran en rocas sedimentarias y metamórficas. Son los minerales portadores de fósforo más abundantes; las variedades más comunes están representadas por la serie isomorfa con miembros finales: fluorapatito  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ , clorapatito  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$ , hidroxiapatito  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$  (Deer et al., 1992).

Tabla 7. Valores normalizados de química mineral del cristal de apatito analizado por microsonda electrónica. Óxidos presentados en wt%.

Código punto	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	P2O5	NiO	Cl	F	Total
MC-IRR-M11-Amp-2	0.27	0.00	0.01	0.41	0.14	0.13	54.79	0.14	0.09	0.00	40.59	0.05	1.05	2.32	100

#### 4.4 Termobarometría

La definición de las condiciones de P-T del ascenso, evolución y almacenamiento del magma antes de su erupción es uno de los principales objetivos de la vulcanología y la petrología ígnea. En los últimos años se han dedicado muchos esfuerzos a este fin, pero sigue siendo difícil determinar estos parámetros con incertidumbres razonablemente bajas (Blundy & Cashman, 2008).

El interés por utilizar anfíboles cálcicos para comprender los procesos magmáticos de los sistemas volcánicos se debe a su presencia en una amplia variedad de productos ígneos relacionados con la subducción, que van desde rocas cálcico-alcalinas máficas-intermedias a rocas cálcico-alcalinas silíceas de medio y alto K (Ridolfi et al., 2010) y además, a su alta sensibilidad a los cambios fisicoquímicos, lo que los convierte en un buen trazador de procesos subvolcánicos como el almacenamiento, mezcla y ascenso del magma (Rutherford & Devine, 2003; Rutherford & Hill, 1993; Zhang et al., 2017).

En esta sección se presentan los resultados de la termobarometría aplicada a los análisis puntuales en anfíbol realizados por microsonda electrónica mediante el modelo de Ridolfi (2021), una versión

actualizada de Ridolfi & Renzulli (2012), que se basa en un procedimiento empírico para estimar la presión calculada a partir de una serie de cinco ecuaciones barométricas, permitiendo estimar los parámetros físico-químicos con errores relativamente bajos ( $P \pm 12\%$ ,  $T \pm 22^\circ\text{C}$ ).

Tabla 8. Valores de  $P(\text{kbar})$  y  $T(^{\circ}\text{C})$  para los análisis puntuales en anfíbol mediante el modelo de Ridolfi (2021).

Código anfíbol	T ( $^{\circ}\text{C}$ )	P (kbar)
MC-IRR-M11-Amp-4 (lava)	961	3.6
MC-IRR-M11-Amp-5 (lava)	828	1.4
MC-IRR-M11-Amp-6 (lava)	958	3.2
MC-IRR-M11-Amp-10 (lava)	806	1.1
MC-IRR-M11-Amp-11 (enclave)	839	1.4
MC-IRR-M11-Amp-12 (enclave)	900	2.9
MC-IRR-M11-Amp-13 (enclave)	932	4.4
MC-IRR-M1-Amp-14 (pómez)	985	6.6
MC-IRR-M1-Amp-15 (pómez)	946	4.7
MC-IRR-M1-Amp-16 (pómez)	967	6.7
MC-IRR-M1-Amp-17 (pómez)	815	1.3
MC-IRR-M1-05 (pómez)	804	1.3

Las condiciones calculadas están estrechamente relacionadas con las variaciones de los elementos principales. La presión parece aumentar con el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y disminuir con el  $\text{SiO}_2$ .

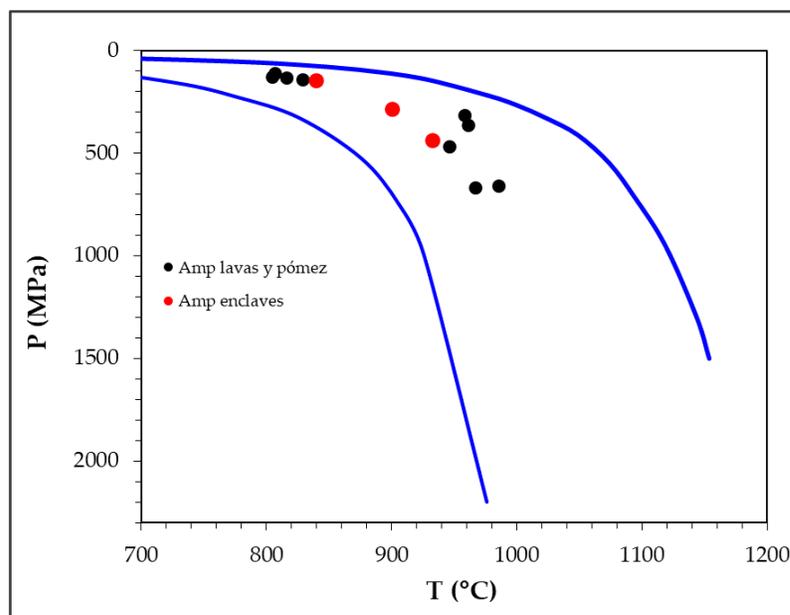


Figura 4.19. Diagrama  $P$ - $T$  para los análisis puntuales en anfíbol. Las líneas azules continuas representan el campo de estabilidad de la cristalización de anfíboles ricos en  $\text{Mg}$  en equilibrio con fundidos alcalinos y calcoalcalinos (Ridolfi et al., 2016).

Dentro de los resultados se logran diferenciar tres poblaciones de anfíboles, una que indica presiones de 1.1-1.4 kbar con temperaturas en el rango de 804-839 °C, la segunda con presiones de 2.9-4.7 kbar y temperaturas de 900 a 961 °C y la última con presiones de 6.6-6.7 kbar y temperaturas de 967 a 985 °C.

De manera complementaria se usó el documento Excel adjunto en Putirka (2016) en donde se hicieron combinaciones entre los análisis puntuales de vidrio y anfíbol, siendo las mostradas en la Tabla 9 las cuales se encontraban en el rango del test de equilibrio e indicarían la presión de equilibrio entre el vidrio y el anfíbol.

Las estimaciones de presión del anfíbol (ecuaciones 7a y 7b) son sensibles a el contenido de agua en el fundido, aumentando en proporción de 0,4 kbar por 1 wt% de aumento de H<sub>2</sub>O; por su parte, los termómetros de anfíbol son efectivamente insensibles al H<sub>2</sub>O (con un cambio de <2 °C por 1 wt% de H<sub>2</sub>O) (Putirka, 2016).

*Tabla 9. Valores de P(kbar) para las combinaciones de análisis puntuales de vidrio y anfíbol exclusivos de los enclaves mediante las ecuaciones de Putirka (2016).*

Liquid Composition	Amphibole Compositions	Barometers from Putirka (2016) Am Min	
		Eqn. 7a (kbar)	Eqn. 7b (kbar)
MC-IRR-M11A-G13	MC-IRR-M11-Amp-12	4.0	3.5
MC-IRR-M11A-G15	MC-IRR-M11-Amp-12	2.6	2.5
MC-IRR-M11A-G15	MC-IRR-M11-Amp-13	3.4	4.3

## **5. DISCUSIÓN**

### **5.1 Extensión de la unidad flujo piroclástico El Pozo**

Rodríguez et al. (2015) muestran imágenes de esta unidad donde subyace a la unidad DAD en los puntos IRRU P10a e IRRU P10b, alejada de la zona NW en donde se mapea a la unidad El Pozo como una pequeña sección alargada pendiente abajo. Los antecedentes recabados difieren de la interpretación realizada por Rodríguez et al. (2015) de que los depósitos piroclásticos bajo la unidad DAD correspondan a la unidad El Pozo. En cambio, se cree que ese depósito piroclástico bajo la unidad DAD sería correlacionable con el nuevo depósito reportado en los puntos MC-IRR-P11 y P12, definido como un depósito de caída, específicamente un depósito de caída de pómez los cuales raramente tienen espesores mayores a 10 m y el tamaño de grano predominante puede ser mayor a 64 mm (Cas & Wright, 1987). Dicho depósito tendría una dirección de dispersión hacia el sureste y se ha podido fotointerpretar hasta 12 km al sur del cono activo de Irruputuncu (Fig. 5.1).

En este trabajo, en los puntos MC-IRR-P3-P4 se presentan afloramientos atribuidos a la unidad El Pozo que por su localización y características son más representativos de la descripción que presentan Rodríguez et al. (2015). Haciendo así diferencia con las fotografías del depósito bajo la unidad DAD donde se observa un afloramiento de carácter masivo donde es muy difícil diferenciar entre los distintos flujos piroclásticos y no concuerda con la localización dada para la unidad El Pozo.

Por lo tanto, el flujo piroclástico El Pozo se restringe netamente a la zona NW en donde está mapeado por Rodríguez et al. (2015) y los puntos IRRU P10a e IRRU P10b (Rodríguez et al., 2015) en los que realiza análisis de roca total correspondería a una unidad no reportada anteriormente de un depósito de caída correlacionable con los depósitos encontrados en MC-IRR-P11 y P12 (Fig. 5.1).

## 5.2 Actualización de la estratigrafía de Irruputuncu

Lo que sustenta principalmente este capítulo es el hallazgo de nuevos depósitos atribuidos a Irruputuncu, vistos en los puntos MC-IRR-P11 y P12, definido uno como un depósito de caída de pómez (Fig. 4.12) y el depósito de que subyace a este (Fig. 4.13), por su disposición en la quebrada, laminación y composición dominada por cristales y fragmentos de pómez tamaño lapilli se interpreta como un flujo de oleada piroclástica.

Como se mencionaba en el capítulo de resultados, si bien utilizamos la nomenclatura dada por Rodríguez et al. (2015) para facilitar la comprensión, no está exento de querer realizarle cambios acordes a lo visto en la etapa de terreno y mencionado en el capítulo anterior. Para esto se modificó el mapa de Rodríguez et al. (2015) (Fig. 2.1) por un mapa que su principal objetivo es mostrar la nueva estratigrafía propuesta para Irruputuncu y la nueva unidad.

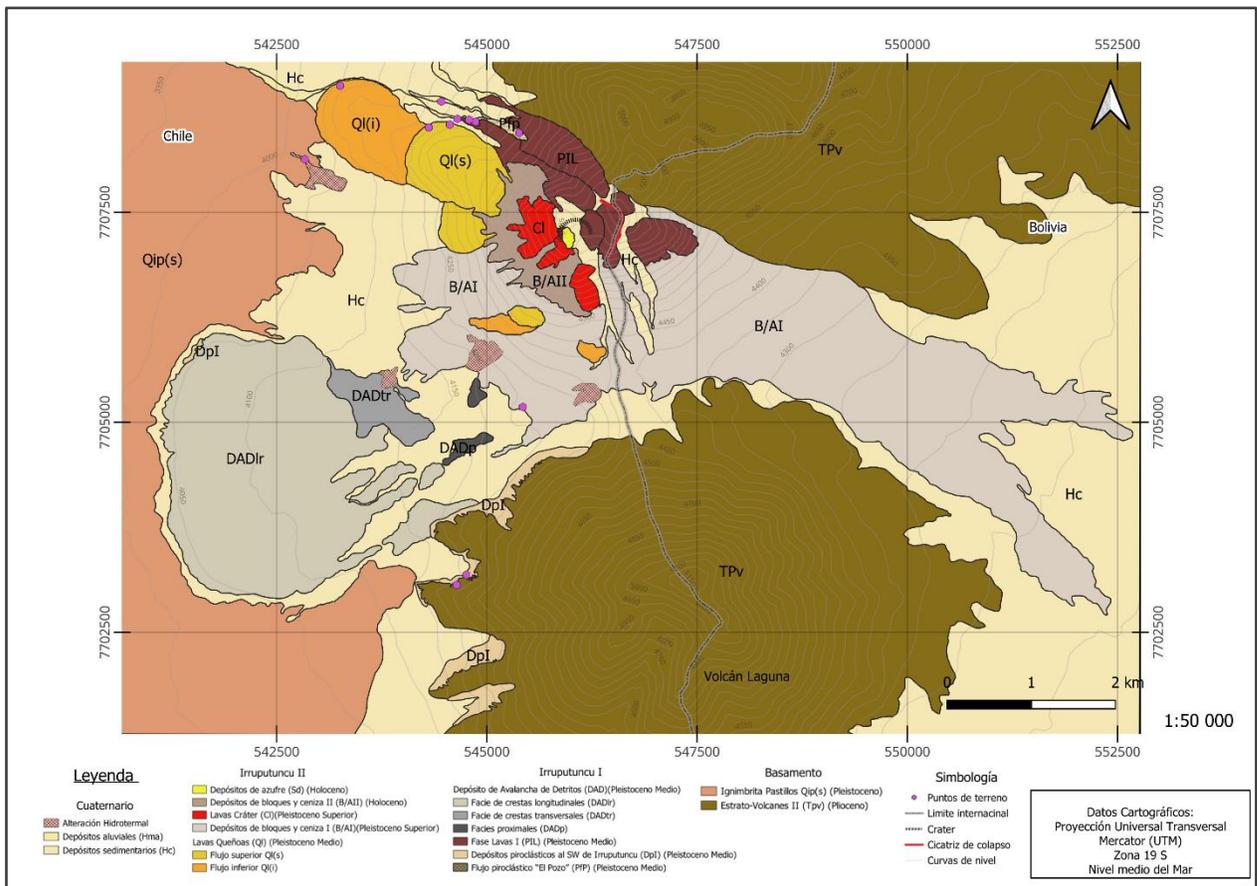


Figura 5.1. Mapa geológico del Volcán Irruputuncu propuesto por este trabajo, añadiendo principalmente la unidad DpI en el mapeo y la estratigrafía.

Las principales actualizaciones al mapa construido por Rodríguez et al. (2015) comienzan con la subdivisión de la unidad Lavas Queñoas, en flujo superior Ql(s) y flujo inferior Ql(i) por la clara brecha temporal de acuerdo a el grado de meteorización observable en cada una. También, se añade la zona de Fuente Termal a lo que Rodríguez et al. (2015) mapea como zona de alteración solfatárica y argílica avanzada, generando un polígono que incluye el punto MC-IRR-P9 y el punto Thermal Spring de Rodríguez et al. (2015). Además, se mapea la nueva unidad Depósitos piroclásticos al SW de Irruputuncu (DpI) que contempla principalmente al depósito de caída de pómez, más que a la oleada piroclástica subyacente, ya que la primera es posible observar su extensión por imágenes satelitales y así fotointerpretar su extensión y la segunda al observar solo una sección de esta, no es posible reconocer su espesor ni observarlo en otro punto, se interpreta su posible extensión hacia el sur en las quebradas aledañas en donde se podría encontrar su espesor máximo.

En relación a la estratigrafía, tal como se puede observar en el mapa (Fig. 5.1), la unidad DpI se situaría entre las unidades El Pozo y Lavas Fase 1 debido a lo explicado en la sección anterior. Donde restringimos la extensión de la unidad flujo piroclástico El Pozo a la zona NW, por lo tanto, la edad mínima por relación estratigráfica para la unidad DpI sería Pleistoceno Medio subyaciendo a la unidad DAD. Es importante notar que Rodríguez et al. (2015) realizan geocronología (método Ar-Ar en biotita) en material pumíceo bajo la unidad DAD en el punto IRRU-P10, antes interpretado como El Pozo, ahora como DpI. Esta medición entregó una edad de  $109,8 \pm 79,1$  ka, que los autores interpretaron como una posible alteración en la biotita analizada por dar una edad más joven a la asignada a El Pozo, esto no se ve demostrado por Rodríguez et al. (2015) y aquí se interpreta como la edad del nuevo depósito DpI.

### **5.3 Texturas de desequilibrio**

En un proceso volcánico de sistemas abiertos, los productos magmáticos erupcionados contienen poblaciones de cristales de xenocristales, antecristales, fenocristales y microlitos (Jerram & Martin, 2008).

Una fase mineral, en cualquiera de esas formas, es altamente sensible a las modificaciones del sistema volcánico, y es capaz de registrar los cambios en los equilibrios termodinámicos en sus patrones de zonación textural y composicional, siendo una poderosa herramienta para comprender el proceso magmático sufrido (Renjith, 2014).

Se realizó análisis e interpretación de texturas de desequilibrio en las unidades flujo piroclástico El Pozo, Lavas Queñoas y Depósitos piroclásticos al SW de Irruputuncu. Siendo las plagioclasas de gran tamaño (300-500  $\mu\text{m}$ ) dominantes en las lavas y las pómez, en menor medida los microlitos presentes en las lavas y los enclaves formados predominantemente por cristales de plagioclasa y anfíbol de tamaño medio (50-100  $\mu\text{m}$ ), comparados con los microlitos y los fenocristales.

Los cristales de plagioclasa, que alcanzan desde 300 a 500  $\mu\text{m}$ , poseen una continuidad óptica (excluyendo el área ocupada por la morfología sieve gruesa) y ausencia de zonación de crecimiento en estos núcleos (sección microfotografías, Anexo 4) que indican que los fenocristales han crecido en un ambiente magmático quiescente seguido de una disolución impulsada por descompresión relacionada con el ascenso (Nelson & Montana, 1992).

También presentan textura sieve fina (sección microfotografías, Anexo 5) que parece desarrollarse cuando los fenocristales podrían haber sufrido una disolución parcial por la interacción con un fundido más caliente rico en Ca (Tsuchiyama, 1985). Después de la disolución, volverían a crecer al recuperar el equilibrio en la interfase cristal-fundido. Así, el dominio de la textura sieve fina en la plagioclasa puede representar un periodo de disolución debido a la interacción con un magma más primitivo. Este evento de disolución sería al parecer prolongado o intenso por el alto nivel de reabsorción que presentan tanto cristales de plagioclasa como de anfíbol y el embahiamiento presente en cuarzos, esto atribuible generalmente a profundos cambios de temperatura-presión, composición del fundido y contenido de agua en el magma a gran escala causados, por ejemplo, por la recarga de magma (Davidson & Tepley, 1997; Nixon & Pearce, 1987). Tras la disolución los fenocristales recuperarían el equilibrio en la interfase cristal-fundido y volverían a crecer en el magma recién equilibrado. Lo que en las muestras de las Lavas Queñoas queda en evidencia con un último equilibrio en donde la fase estable es la de piroxeno, que ocasionalmente se encuentra creciendo en los bordes de cristales de anfíbol y opacos (Fig. 5.2)

Cabe mencionar que los enclaves reportados presentan cristales de anfíbol con bordes diluidos lo que implicaría que estos estaban sufriendo un cambio de equilibrio en su traslado de la zona mush al fundido, coherente con lo mencionado anteriormente sobre la fase estable de piroxeno en las lavas. Mostrando el contraste entre las fases estables en los enclaves y el magma.

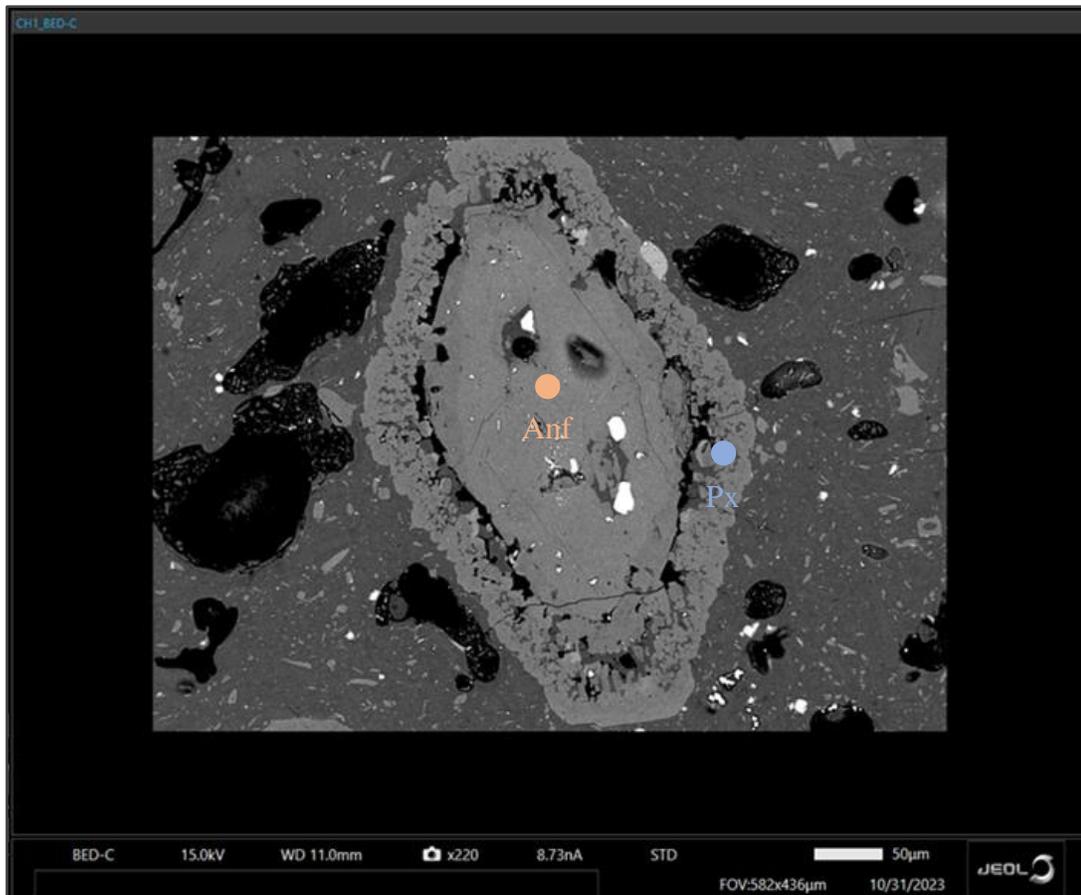


Figura 5.2. Imagen obtenida durante el uso de la microsonda electrónica, muestra un cristal de anfíbol con crecimiento de piroxeno en el borde (muestra MC-IRR-M10), representando una nueva fase de equilibrio en la lava. Anf: Anfíbol, Px: Piroxeno.

La textura glomeroporfídica consiste en agregados de dos o más plagioclasas formados cuando los cristales parcialmente reabsorbidos se acercan espacialmente y se unen, debido a que el fundido generado en los bordes de los cristales por la reabsorción actúa como pegamento entre ellos a través de lentos sobrecrecimientos (Hogan, 1993).

Los cristales quebrados dominantes en las pómez y poco frecuentes en las lavas se interpretan como el resultado de una erupción violenta que hace que se rompieran, ya que cuando el magma en erupción se descomprimió, las vesículas ricas en gas atrapadas a altas presiones como inclusiones en los fenocristales intentan escapar de ellas haciéndolos estallar y separándolos (Best & Christiansen, 1997; Miwa & Geshi, 2012).

Muchos estudios experimentales han demostrado que, a medida que aumenta el grado de enfriamiento, el hábito cristalino cambia de tabular euhedral a esferulítico pasando por prismático tolva, esqueletal y dendrítico (Hammer & Rutherford, 2002; Suzuki & Fujii, 2010).

Los microlitos tabulares y prismáticos dominantes en las lavas como segunda generación de cristales implican que han crecido una relativa baja tasa de enfriamiento.

Por otra parte, el tamaño de los fenocristales nos da indicios respecto al orden de cristalización (Marsh, 1998; Yu et al., 2012). Respecto a las plagioclasas, entre los tres grupos de tamaños de cristales identificados, microlitos, cristales que conforman los enclaves y fenocristales de gran tamaño representan poblaciones más jóvenes a más antiguas, respectivamente, producidas en escalas de tiempo breves (días a meses) para el caso de los microlitos y altas ( $10^2$ - $10^3$  años) para el caso de los fenocristales en lavas y enclaves (Rout et al., 2021).

#### **5.4 Enclaves**

Los enclaves máficos pueden formarse por un espectro de procesos que resultan en un vínculo genético y espacial más o menos directo entre el magma máfico formador del enclave y el magma huésped más evolucionado. Estos se asocian más comúnmente con la recarga de magma en un sistema magmático ya establecido o no relacionado (Winslow et al., 2022).

En el capítulo anterior se mencionaba el hallazgo de enclaves ricos en cristales alojados principalmente en la unidad Lavas Queñoas y la unidad Depósitos de bloques y ceniza I que Rodríguez et al. (2015) interpretan está directamente relacionado con Lavas Queñoas. A su vez, de manera subordinada en el flujo piroclástico El Pozo por la interpretación de la muestra MC-IRR-M1.

La interpretación que se les da, siguiendo la línea de Winslow et al. (2022) es que estos enclaves son fragmentos de magma rico en cristales que subyacen o comparten espacio junto a un cuerpo de magma intermedio que ha alimentado erupciones en el Volcán Irruputuncu.

Los mushes cristalinos se definen como grandes depósitos de almacenamiento dominados por cristales (~45-65%) que contienen fundido intersticial evolucionado (Bachmann & Bergantz, 2004; Cashman et al., 2017).

Los grandes tamaños de los fenocristales (50-100  $\mu\text{m}$ ), las caras planas y las texturas entrelazadas de los enclaves encontrados sugieren un crecimiento cristalino prolongado y estable que es posible en un entorno de la zona mush (Winslow et al., 2022).

Respecto a la composición de estos enclaves, en este trabajo no fue posible realizar análisis de roca total, pero se estima una composición intermedia, por la presencia dominante de plagioclasa y anfíbol y no una fase mineral más máfica como olivinos o piroxenos. Sin embargo, como se mostró en la Fig. 4.14, la composición del vidrio intersticial es de composición riolítica, que comparados en un diagrama TAS con los datos de roca total obtenidos y recopilados por Rodríguez et al. (2015) resulta en la Fig. 5.3.

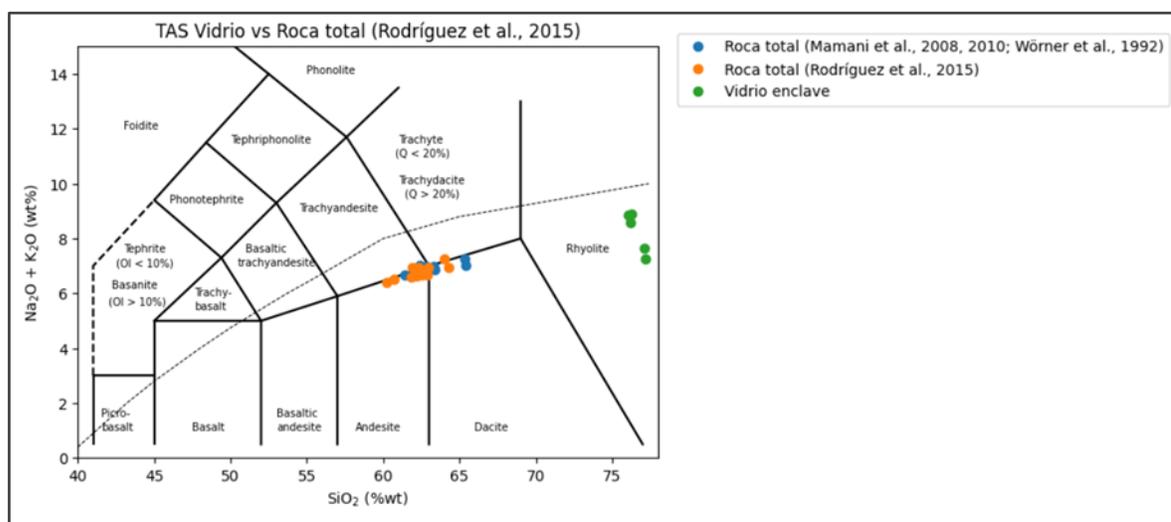


Figura 5.3. Diagrama TAS que compara las muestras de roca total obtenidas y recopiladas por Rodríguez et al. (2015) en las distintas unidades de Irruputuncu (puntos azules y naranjo) con el vidrio intersticial del enclave MC-IRR-M11A.

Dada esta comparación se puede decir que tanto la composición estimada de la zona mush como los análisis de roca total de los productos de Irruputuncu son menos diferenciados que el fundido intersticial de los enclaves. Hasta la fecha en Irruputuncu no se han encontrado depósitos de esa composición diferenciada.

Se considera que la cristalización fraccionada es el proceso dominante para generar este fundido diferenciado intersticial en los cristales de los mushes cristalinos. Es probable que esto esté asociado a la alta cristalinidad de los mush, que permite una mayor evolución residual del fundido (Brophy, 1991; Dufek & Bachmann, 2010). Este último de ser extraído podría formar una cubierta cristalina de masa fundida silíceo pobre en cristales (Bachmann & Bergantz, 2004; Eichelberger et

al., 2000), que en el caso del Cordón Caulle es el magma dominante en la cámara magmática y que finalmente es la composición de las lavas emitidas en la erupción 2011-12 (Winslow et al., 2022). Esta última observación lleva a la interrogante de saber que está ocurriendo en las cámaras magmáticas que alimentan al volcán Irruputuncu, respecto a la formación de lentes silíceos pobres en cristales que podrían eventualmente ser eruptables y por qué no se ha manifestado este magma más evolucionado en superficie.

### **5.5 Modelo transcortical esquemático del Volcán Irruputuncu**

Se buscó compilar la información recabada en toda la extensión de la memoria de título, en adición con datos termobarométricos de Gómez et al. (2023) y usando de referencia modelos transcorticales para centros eruptivos tanto al norte y como al sur de Irruputuncu (Wörner et al., 2018; Winslow et al., 2022), resultando un modelo esquemático transcortical (Fig. 5.4).

En los Andes Centrales, la fusión parcial de la cuña del manto hidratado se considera el proceso principal en la génesis de los magmas primitivos derivados del manto (Deruelle, 1982; Hoke et al., 1994; Schurr et al., 2003; De Silva & Kay, 2018; Wörner et al., 2018). Estos magmas primitivos son demasiado densos y se estancan, enfrían y cristalizan durante el ascenso a la superficie.

Si el suministro de magma del manto es lo suficientemente alto, puede formarse un sistema de conductos interconectados y depósitos de almacenamiento en niveles intermedios y superficiales de la corteza, donde puede producirse la acumulación, cristalización y asimilación del magma. Tal sistema magmático transcortical produce magmas mixtos formados en diversas etapas y profundidades y que contienen una carga cristalina más antigua derivada de intrusiones anteriores (Wörner et al., 2018).

Estudios geofísicos aplicados en la provincia del Complejo Volcánico Altiplánico de la Puna revelaron zonas de baja atenuación sísmica relacionado a la propagación de la onda P a unos 40-85 km de profundidad (Schurr et al., 2003). Además, las firmas de baja resistividad fueron reconocidas por estudios magnetoteléuricos en la misma zona (Araya-Vargas et al., 2019). Estos rasgos geofísicos han sido interpretados como indicativos de cantidades significativas de fluidos que ascienden desde la losa en subducción, dando lugar a la fusión parcial sobre la cuña del manto (Araya Vargas et al., 2019; Schurr et al., 2003).

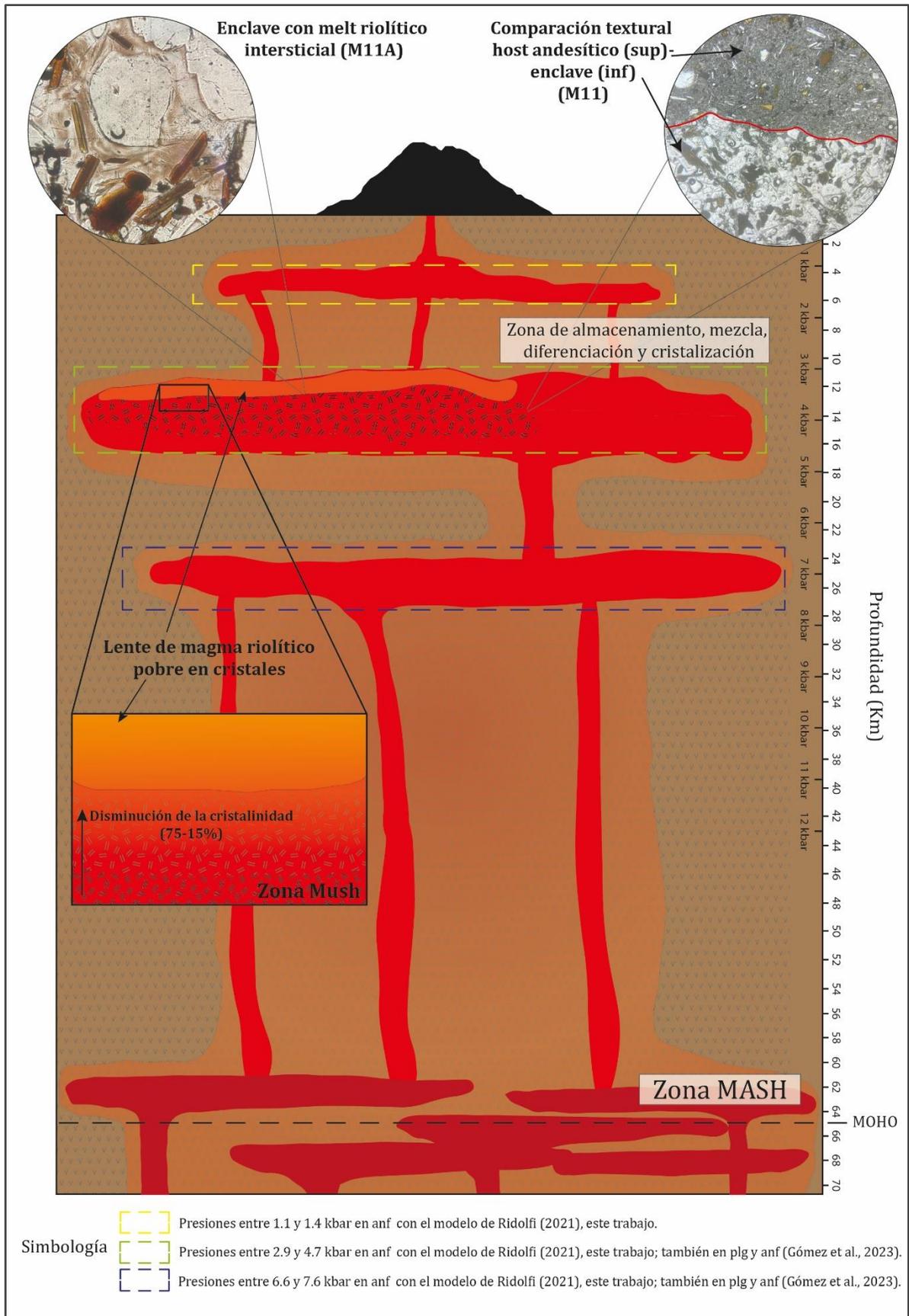
El ascenso de los magmas derivados del manto desde los niveles inferiores a los superiores de la corteza está probablemente controlado por fracturas o propagaciones de fracturas que alcanzan la base de la corteza continental (Chernicoff et al., 2002; Schurr et al., 2003; van Alderwerelt, 2017).

A partir de los resultados de Gómez et al. (2023) es posible ubicar una cámara profunda (17 a 27 km) en donde los magmas derivados del manto se almacenan y ocurre cristalización de anfíbol, piroxeno y plagioclasa. Además, junto con resultados termobarométricos de este trabajo se respaldan los datos del emplazamiento en un reservorio magmático a aproximadamente 11 a 16 km de profundidad, donde se tiene evidencia de la presencia de una zona mush en la que se produce cristalización fraccionada y de manera residual el fundido riolítico conformaría un lente silíceo pobre en cristales, analizado en la muestra MC-IRR-M11A. Este último se interpreta como evidencia de un sistema magmático zonificado composicionalmente, compuesto por una capa de magma intermedio rico en cristales (host), pero internamente heterogéneo, con una zona de almacenamiento de cristales (zona mush) de composición posiblemente intermedia y recubriéndolo una capa de fundido de riolita pobre en cristales.

El reservorio que contiene al mush puede ser recargado episódicamente por inyecciones máficas. Estas inyecciones mantienen el mush, térmicamente estable para evitar la solidificación completa y mantienen el sistema riolítico suprayacente a poca profundidad (Castro et al., 2013; Jay et al., 2014; Seropian et al., 2021). Esta interacción de un magma más primitivo junto con el ya almacenado queda atestiguada por el intercambio de fases mineralógicas y texturas de desequilibrio (textura sieve fina en plagioclasa, embahiamiento en cuarzo y recristalización de piroxeno en bordes de anfíboles).

Finalmente, con los datos obtenidos de presiones entre 1.1 y 1.4 kbar es posible interpretar una etapa de cristalización pre-eruptiva en una cámara magmática somera (3-6 km) en donde ocurre un último crecimiento cristalino tanto de una nueva generación de cristales (microlitos) como de los cristales ya existentes.

Se adopta el concepto de incorporación de los enclaves de Winslow et al. (2022) mediante el ascenso del magma hospedante, en este caso no la riolita suprayacente, sino la andesita-dacita dominante en la cámara magmática. La omnipresencia de los enclaves en los depósitos estudiados, se puede deber a el comportamiento rígido tanto del mush como del magma hospedante, siendo incorporados cada vez que la cámara es inyectada por magma erosionando/rasgando el mush.



*Figura 5.4. Modelo transcortical esquemático del Volcán Irruputuncu en donde se ven representadas las cámaras magmáticas interpretadas por termobarometría (con un error de  $P \pm 12\%$ , Ridolfi 2021), la zona mush y el lente riolítico suprayacente a esta. Además, se ubican las muestras MC-IRR-M11 y M11A en el modelo.*

## **5.6 Peligro de Irruputuncu**

La actividad histórica de Irruputuncu es en ocasiones confusa, existen reportes de prensa que mencionan su actividad reciente, pero estos nunca fueron confirmados (González-Ferrán, 1985). El único registro de actividad eruptiva corresponde a la señalada por informes de BGVP (Bolletín of Global Volcanism Program) en noviembre de 1995, la cual se caracterizó como explosiones freatomagmáticas alcanzando una pluma de 1000 m de altura (Rodríguez et al., 2015). Actualmente su actividad consta de depósitos de azufre y permanente emisión de gases (Aguilera, 2008).

En relación a sus productos, en el volcán Irruputuncu se presentan de dos tipos, uno lávico de alta viscosidad y relativa poca extensión, el cual no representa mayor peligro para los asentamientos cercanos; otro de tipo piroclástico de mayor extensión, el cual sería el principal objetivo de estudio en un futuro análisis de peligros en Irruputuncu.

Considerando ahora el modelo propuesto en este trabajo que muestra la zona mush y un horizonte riolítico a relativa poca profundidad, es importante tenerlo en cuenta en las posibles siguientes erupciones que se lleven a cabo en Irruputuncu.

Los magmas con 68-72 % en peso de  $\text{SiO}_2$  raramente erupcionan en los Andes Centrales, pero cuando lo hacen suelen formar domos ricos en cristales (o "tortas") que indican una elevada viscosidad del magma. Estos domos pueden representar el mush de los que se derivan ignimbritas más silíceas y voluminosas. Una mayor diferenciación y la mezcla con fundidos de la corteza producen grandes volúmenes de magmas silíceos que pueden alimentar erupciones de gran volumen, a veces de hasta más de  $5000 \text{ km}^3$  como la de Fish Canyon Tuff (Bachmann & Bergantz, 2003, 2004; Wörner et al., 2018).

Un ejemplo andino muy estudiado es el del Complejo Volcánico Laguna del Maule (LdM), el cual desde la deglaciación patagónica ( $\sim 18 \text{ ka}$ ), ha producido más de 40 riolitas de al menos 24 respiraderos separados (Hildreth et al., 2009; Fierstein, 2018; Hildreth, 2021). Estudios geofísicos muestran que LdM se superpone a un sistema magmático-hidrotermal ubicado entre 0 a 14 km de profundidad (0-350 MPa) y con  $350 \text{ km}^2$  de extensión dentro de una zona mush (85-95% de cristales)(Cordell et al., 2020).

Si bien este complejo ha emitido riolitas durante mucho tiempo, estudios de geocronología en circón (Andersen et al., 2019) y cronometría de difusión de Sr-Mg en plagioclasa (Andersen et al., 2018), indican que un yacimiento rico en cristales de la corteza superior ( $< 2,5$  kbar) ha estado activo durante los últimos 34 a 160 ka, pero que el magma riolítico se acumula sólo décadas a siglos antes de la erupción.

Anteriormente se mencionaba que Irruputuncu no ha presentado riolitas dentro de su actividad reciente, pero sí un comportamiento explosivo visible en la unidad El Pozo y el depósito de caída de pómez (DpI). Dentro de la ciclicidad del comportamiento volcánico es posible sugerir que erupciones de este tipo vuelvan a ocurrir.

Aseverar la probabilidad de una futura erupción de Irruputuncu no es el objetivo de este trabajo, podría no ocurrir, como suceder en un futuro fuera de nuestra escala temporal, eso es tarea de estudios futuros. Lo que sí es posible teorizar con el nuevo conocimiento que se tiene y la actividad que presentó Irruputuncu en el pasado es que, si el magma riolítico residual asciende debido a la descompresión y se mantiene un sistema cerrado respecto a la liberación de gas, se acumularán grandes cantidades de gases y volátiles en la zona superior de la cámara magmática. Esto, ante cualquier perturbación, podría resultar en una erupción sub-pliniana a pliniana, caracterizada por erupciones violentas de una mezcla multifásica de alta temperatura (gas, partículas sólidas y líquidas). Este tipo de erupciones forman una columna vertical que alcanza alturas de decenas de kilómetros. Tras alcanzar su altura máxima, la columna se extiende lateralmente durante cientos de kilómetros. Por el contrario, cuando no se logra la flotabilidad de la columna eruptiva, la parte basal colapsa y forma una nube de gases calientes y piroclastos que se dispersan alrededor del volcán (Cioni et al., 2015).

## 6. CONCLUSIÓN

Los resultados e interpretaciones realizadas en este trabajo demuestran que el Volcán Irruputuncu está lejos de ser descifrado. Si bien se pudo refinar la estratigrafía del volcán, las extensiones y edades absolutas de algunos depósitos aún son una incógnita. Se determinó la presencia de una nueva unidad de origen piroclástico en la estratigrafía del volcán. Con la información recabada en terreno e interpretaciones, se presume que la nueva unidad DpI puede ser de edad  $109,8 \pm 79,1$  ka, subyaciendo al depósito DAD y posterior al flujo piroclástico El Pozo.

También se determinó que tanto las unidades efusivas como explosivas del volcán Irruputuncu presentan enclaves microgranulares. El análisis de enclaves en las Lavas Queñoas (muestras MC-IRR-M11 y M11A) y la muestra MC-IRR-M1 del flujo piroclástico El Pozo, permitieron determinar grados de cristalinidad de hasta un 75%, siendo dominantes las fases de plagioclasa y anfíbol. Entre estos, la muestra M11A presenta vidrio intersticial de composición riolítica (75- 77% SiO<sub>2</sub>).

Con estas últimas evidencias y la aplicación de termobarometría a los análisis puntuales en vidrio y anfíbol, se llegó a la interpretación de un modelo transcortical esquemático, presentando una zona mush y un lente riolítico en las cámaras que alimentan al volcán Irruputuncu, específicamente a una profundidad de 11 a 16 km.

Finalmente, se revela el potencial peligro del volcán frente a una posible erupción futura, similar a lo observado en otros volcanes andinos que erupcionan magma riolítico. Erupciones suelen ser de tipo sub-pliniana a pliniana con nubes de ceniza y flujos piroclásticos capaces de extenderse por kilómetros.

Se considera que el Volcán Irruputuncu posee un gran potencial de estudio. Para corroborar aún más la presencia de un mush cristalino, los enclaves deben mostrar una relación genética con la riolita que se encuentra sobre el mush. La realización de perfiles composicionales en cristales de anfíbol determinaría lo homogéneos que son y lograría datos termobarométricos más consistentes. Además, se podrían llevar a cabo estudios geofísicos para complementar este trabajo o enriquecer el conocimiento sobre este volcán activo.

## 7. REFERENCIAS

- Aguilera, F. (2008). Origen y naturaleza de los fluidos de los sistemas volcánicos, geotermales y termales de baja entalpía de la zona volcánica central (ZVC) entre los 17°43" y 25°10"5". Tesis de Doctorado. Universidad Católica del Norte. Chile
- Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., & Isacks, B. L. (1997). The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. In *Annu. Rev. Earth Planet. Sci* (Vol. 25). [www.annualreviews.org](http://www.annualreviews.org)
- Andersen, N. L., Singer, B. S., & Coble, M. A. (2019). Repeated rhyolite eruption from heterogeneous hot zones embedded within a cool, shallow magma reservoir. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *124*(3). <https://doi.org/10.1029/2018JB016418>
- Andersen, N. L., Singer, B. S., Costa, F., Fournelle, J., Herrin, J. S., & Fabbro, G. N. (2018). Petrochronologic perspective on rhyolite volcano unrest at Laguna del Maule, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, *493*. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.03.043>
- Araya Vargas, J., Meqbel, N. M., Ritter, O., Brasse, H., Weckmann, U., Yáñez, G., & Godoy, B. (2019). Fluid distribution in the Central Andes subduction zone imaged with magnetotellurics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *124*(4). <https://doi.org/10.1029/2018JB016933>
- Bachmann, O., & Bergantz, G. W. (2003). Rejuvenation of the Fish Canyon magma body: A window into the evolution of large-volume silicic magma systems. *Geology*, *31*(9). <https://doi.org/10.1130/G19764.1>
- Bachmann, O., & Bergantz, G. W. (2004). On the origin of crystal-poor rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, *45*(8). <https://doi.org/10.1093/petrology/egh019>
- Baker, M. C. W., & Francis, P. W. (1978). Upper Cenozoic volcanism in the Central Andes - Ages and volumes. *Earth and Planetary Science Letters*, *41*(2). [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90008-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90008-0)

- Beck, S. L., Zandt, G., Myers, S. C., Wallace, T. C., Silver, P. G., & Drake, L. (1996). Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, 24(5). [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0407:CTVITC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0407:CTVITC>2.3.CO;2)
- Best, M. G., & Christiansen, E. H. (1997). Origin of broken phenocrysts in ash-flow tuffs. *Bulletin of the Geological Society of America*, 109(1). [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<0063:OOBPIA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<0063:OOBPIA>2.3.CO;2)
- Blundy, J., & Cashman, K. (2008). Petrologic reconstruction of magmatic system variables and processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.6>
- Borgia, A., Aubert, M., Merle, O., & Van Wyk De Vries, B. (2010). What is a volcano? *Special Paper of the Geological Society of America*, 470. [https://doi.org/10.1130/2010.2470\(01\)](https://doi.org/10.1130/2010.2470(01))
- Brophy, J. G. (1991). Composition gaps, critical crystallinity, and fractional crystallization in orogenic (calc-alkaline) magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109(2). <https://doi.org/10.1007/BF00306477>
- Cas, R. A. F., & Wright, J. V. (1987). Volcanic Successions Modern and Ancient: a geological approach to processes, products and successions. *Volcanic Successions Modern and Ancient: A Geological Approach to Processes, Products and Successions*.
- Cashman, K. V., Sparks, R. S. J., & Blundy, J. D. (2017). Vertically extensive and unstable magmatic systems: A unified view of igneous processes. *Science*, 355(6331). <https://doi.org/10.1126/science.aag3055>
- Castro, J. M., Schipper, C. I., Mueller, S. P., Militzer, A. S., Amigo, A., Parejas, C. S., & Jacob, D. (2013). Storage and eruption of near-liquidus rhyolite magma at Cordón Caulle, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 75(4). <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0702-9>
- Chernicoff, C. J., Richards, J. P., & Zappettini, E. O. (2002). Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: Geological, geophysical, and remote sensing evidence. *Ore Geology Reviews*, 21(3–4). [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(02\)00087-2](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(02)00087-2)

- Cioni, R., Pistolesi, M., & Rosi, M. (2015). Plinian and subplinian eruptions. *In The encyclopedia of volcanoes* (pp. 519-535).
- Clavero, J., Soler, V., Amigo, A., (2006). Caracterización preliminar de la actividad sísmica y de degasificación pasiva de Volcanes activos de los Andes Centrales del Norte de Chile. XI congreso Geológico Chileno, pp. 7-11.
- Cordell, D., Unsworth, M. J., Lee, B., Díaz, D., Bennington, N. L., & Thurber, C. H. (2020). Integrating magnetotelluric and seismic images of silicic magma systems: a case study from the Laguna del Maule Volcanic Field, Central Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(11). <https://doi.org/10.1029/2020JB020459>
- Davidson, J. P., & Tepley, F. J. (1997). Recharge in volcanic systems: Evidence from isotope profiles of phenocrysts. *Science*, 275(5301). <https://doi.org/10.1126/science.275.5301.826>
- De Silva, S. L., & Francis, P. (1991). *Volcanoes of the central Andes* (Vol. 220). Berlin: Springer-Verlag.
- De Silva, S. L., & Kay, S. M. (2018). Turning up the heat: High-flux magmatism in the central andes. *Elements*, 14(4). <https://doi.org/10.2138/gselements.14.4.245>
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1992). An introduction to the rock-forming minerals. Second edition. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Second Edition*.
- Déruelle, B. (1982). Sairecabur volcano, a Plio-Quaternary calc-alkaline massif of the Andes of Atacama: Petrology. *Congr. Geol. Chileno*, (3).
- Dufek, J., & Bachmann, O. (2010). Quantum magmatism: Magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. *Geology*, 38(8). <https://doi.org/10.1130/G30831.1>
- Eichelberger, J. C., Chertkoff, D. G., Dreher, S. T., & Nye, C. J. (2000). Magmas in collision: rethinking chemical zonation in silicic magmas. *Geology*, 28(7). [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)028<0603:MICRCZ>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)028<0603:MICRCZ>2.3.CO;2)
- Feeley, T. C., & Hacker, M. D. (1995). Intracrustal derivation of Na-rich andesitic and dacitic magmas: an example from Volcan Ollague, Andean Central Volcanic Zone. *Journal of Geology*, 103(2). <https://doi.org/10.1086/629737>

- Fierstein, J. (2018, January). Postglacial eruptive history established by mapping and tephra stratigraphy provides perspectives on magmatic system beneath Laguna del Maule, Chile. In AGU Chapman Conference, Integrating Geophysical, Petrochronologic, and Modeling Perspectives on Large Silicic Magma Systems, Quinamavida, Chile January (pp. 7-12).
- Gephart, J. W. (1994). Topography and subduction geometry in the Central Andes: clues to the mechanics of a noncollisional orogen. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6). <https://doi.org/10.1029/94jb00129>
- Global Volcanism Program. (1997). Irruputuncu. Volcanic Activity Reports. BGVN 22:07. [<http://www.volcano.si.edu>]
- Gómez, F., Rodríguez, I., Ramírez, E., Lledó, H., Godoy, B. (2023). Petrografía y Termobarometría del volcán Irruputuncu usando la Técnica analítica LIBS, Región de Tarapacá, Chile. Libro de resúmenes del I Simposio Chileno de Volcanología, 12 al 15 de diciembre de 2022. Universidad Católica de Temuco, Sociedad Geológica de Chile, Temuco, Chile, p. 91.
- González-Ferrán, O. (1995). Volcanes de Chile. In *Instituto Geográfico Militar*.
- Grosjean, M., Geyh, M. A., Messerli, B., & Schotterer, U. (1995). Late-glacial and early Holocene lake sediments, ground-water formation and climate in the Atacama Altiplano 22-24°S. *Journal of Paleolimnology*, 14(3). <https://doi.org/10.1007/BF00682426>
- Hammer, J. E., & Rutherford, M. J. (2002). An experimental study of the kinetics of decompression-induced crystallization in silicic melt. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B1). <https://doi.org/10.1029/2001jb000281>
- Hildreth, W. (2021). Comparative Rhyolite Systems: Inferences from vent patterns and eruptive episodicities: Eastern California and Laguna del Maule. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(7). <https://doi.org/10.1029/2020JB020879>
- Hildreth, W., Godoy, E., Fierstein, J., & Singer, B. (2009). Laguna del Maule Volcanic Field: Eruptive History of a Quaternary basalt-to-rhyolite distributed volcanic field on the Andean rangecrest in central Chile (No. 63, pp. 1-145). Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Hogan, J. P. (1993). Monomineralic glomerocrysts: textural evidence for mineral resorption during crystallization of igneous rocks. *Journal of Geology*, 101(4). <https://doi.org/10.1086/648245>

- Hoke, L., Hilton, D. R., Lamb, S. H., Hammerschmidt, K., & Friedrichsen, H. (1994).  $^3\text{He}$  evidence for a wide zone of active mantle melting beneath the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 128(3–4). [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90155-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90155-4)
- Ibáñez Urquieta, J. A. (2021). Análisis espectral remoto de minerales asociados a los Volcanes Olca e Irruputuncu.
- Isacks, B. L. (1988). Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93(B4). <https://doi.org/10.1029/JB093iB04p03211>
- Jay, J., Costa, F., Pritchard, M., Lara, L., Singer, B., & Herrin, J. (2014). Locating magma reservoirs using InSAR and petrology before and during the 2011-2012 Cordón Caulle silicic eruption. *Earth and Planetary Science Letters*, 395. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.03.046>
- Jerram, D. A., & Martin, V. M. (2008). Understanding crystal populations and their significance through the magma plumbing system. *Geological Society Special Publication*, 304. <https://doi.org/10.1144/SP304.7>
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmit, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R., & Zanettin, B. (1989). A classification of Igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences subcommission on the systematic of igneous rocks. *Oxford: Blackwell Scientific*, 193.
- 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., ... Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist*, 82(9–10). <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13>
- Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Kasemann, S., Franz, G., Trumbull, R., Wilke, H. G., Romer, R. L., & Dulski, P. (2001). Composition and density model of the continental crust at

- an active continental margin - The Central Andes between 21° and 27°S. *Tectonophysics*, 341(1–4). [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00188-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00188-3)
- Mamani, M., Wörner, G., & Sempere, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Bulletin of the Geological Society of America*, 122(1–2). <https://doi.org/10.1130/B26538.1>
- Marsh, B. D. (1998). On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. *Journal of Petrology*, 39(4). <https://doi.org/10.1093/petroj/39.4.553>
- Miwa, T., & Geshi, N. (2012). Decompression rate of magma at fragmentation: Inference from broken crystals in pumice of vulcanian eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 227–228. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.03.003>
- Naranjo, J. A. (1985). Sulphur flows at Lastarria volcano in the North Chilean Andes. *Nature*, 313(6005). <https://doi.org/10.1038/313778a0>
- Nelson, S. T., & Montana, A. (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77(11–12).
- Nixon, G. T., & Pearce, T. H. (1987). Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: The record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccihuatl volcano, Mexico. *American Mineralogist*, 72(March).
- Putirka, K. (2016). Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 101(4), 841-858.
- Renjith, M. L. (2014). Micro-textures in plagioclase from 1994-1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers*, 5(1). <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.03.006>
- Ridolfi, F. (2021). Amp-tb2: An updated model for calcic amphibole thermobarometry. In *Minerals* (Vol. 11, Issue 3). <https://doi.org/10.3390/min11030324>

- Ridolfi, F., Braga, R., Cesare, B., Renzulli, A., Perugini, D., & Del Moro, S. (2016). Unravelling the complex interaction between mantle and crustal magmas encoded in the lavas of San Vincenzo (Tuscany, Italy). Part I: Petrography and Thermobarometry. *Lithos*, 244. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.029>
- Ridolfi, F., & Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: Thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5). <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0704-6>
- Ridolfi, F., Renzulli, A., & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1). <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
- 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). Elsevier Ltd. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.08.012>
- Rout, S. S., Blum-Oeste, M., & Wörner, G. (2021). Long-term temperature cycling in a shallow magma reservoir: insights from sanidine megacrysts at Taápaca volcano, Central Andes. *Journal of Petrology*, 62(9), egab010.
- Ruprecht, P., Simon, A. C., & Fiege, A. (2020). The Survival of Mafic Magmatic Enclaves and the Timing of Magma Recharge. *Geophysical Research Letters*, 47(14). <https://doi.org/10.1029/2020GL087186>
- Rutherford, M. J., & Devine, J. D. (2003). Magmatic conditions and magma ascent as indicated by hornblende phase equilibria and reactions in the 1995-2002 Soufrière Hills magma. *Journal of Petrology*, 44(8). <https://doi.org/10.1093/petrology/44.8.1433>
- Rutherford, M. J., & Hill, P. M. (1993). Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research*, 98(B11). <https://doi.org/10.1029/93jb01613>

- Schurr, B., Asch, G., Rietbrock, A., Trumbull, R., & Haberland, C. (2003). Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 215(1–2). [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00441-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00441-2)
- Seropian, G., Schipper, C. I., Harmon, L. J., Smithies, S. L., Kennedy, B. M., Castro, J. M., Alloway, B. V., & Forte, P. (2021). A century of ongoing silicic volcanism at Cordón Caulle, Chile: New constraints on the magmatic system involved in the 1921–1922, 1960 and 2011–2012 eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 420. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107406>
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. In *Revista Geologica de Chile* (Vol. 31, Issue 2). <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200001>
- Stern, C.R, Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J., Lara, L.E., Naranjo, J.A., Parada, M.A & Skewes, M.A. (2007). Chilean volcanoes. In: Moreno, T. & Gibbons, W. (eds.): *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, p.143-178.
- Suzuki, Y., & Fujii, T. (2010). Effect of syneruptive decompression path on shifting intensity in basaltic sub-Plinian eruption: Implication of microlites in Yufune-2 scoria from Fuji volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(1–2). <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.08.020>
- Tassara, A., & Yáñez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). In *Revista Geologica de Chile* (Vol. 30, Issue 2). <https://doi.org/10.4067/s0716-02082003000200002>
- Tassi, F., Aguilera, F., Vaselli, O., Darrah, T., & Medina, E. (2011). Gas discharges from four remote volcanoes in northern Chile (Putana, Olca, Irruputuncu and Alitar): A geochemical survey. *Annals of Geophysics*, 54(2), 121–136. <https://doi.org/10.4401/ag-5173>
- Tibaldi, A., Bonali, F. L., & Corazzato, C. (2017). Structural control on volcanoes and magma paths from local- to orogen-scale: The central Andes case. *Tectonophysics*, 699. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.01.005>

- Tsuchiyama, A. (1985). Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1). <https://doi.org/10.1007/BF01177585>
- Van Alderwerelt, B. M. E. D. (2017). Diverse monogenetic volcanism across the main arc of the central Andes, northern Chile (Doctoral dissertation, University of Iowa).
- Vergara, H. (1978b). Cuadrángulo Ujina. Región de Tarapacá. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, No. 33, 63p.
- Vergara, H., Thomas, A. (1984). Hoja Collacagua: Región de Tarapacá, escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, N° 59, 79 p.
- 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(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-022-13305-y>
- Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., & Wilke, H. (2000). Geochronology ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from Northern Chile (18–22°S): Implications for magmatism and tectonic evolution of the Central Andes. *Revista Geologica de Chile*, 27(2).
- Wörner, G., Mamani, M., & Blum-Oeste, M. (2018). Magmatism in the central andes. *Elements*, 14(4), 237–244. <https://doi.org/10.2138/gselements.14.4.237>
- Yu, H., Xu, J., Lin, C., Shi, L., & Chen, X. (2012). Magmatic processes inferred from chemical composition, texture and crystal size distribution of the Heikongshan lavas in the Tengchong volcanic field, SW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 58, 1–15.
- Zhang, J., Humphreys, M. C. S., Cooper, G. F., Davidson, J. P., & Macpherson, C. G. (2017). Magma mush chemistry at subduction zones, revealed by new melt major element inversion from calcic amphiboles. *American Mineralogist*, 102(6). <https://doi.org/10.2138/am-2017-5928>

## 8. ANEXOS

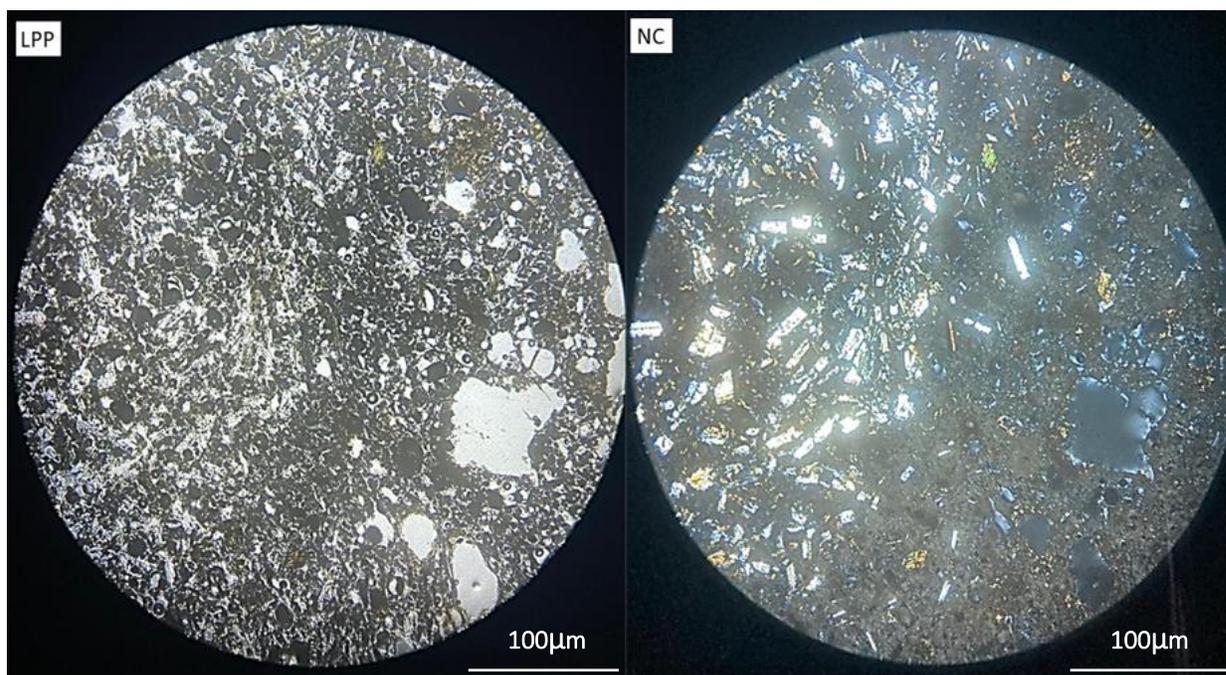
### Anexo 1. MUESTRA MC-IRR-M1

#### Descripción general

Muestra de pómez de la unidad El Pozo. En este corte se logra reconocer dos texturas, domina una sección abundante en cristales de pequeño tamaño, en general homogéneos que constan de plagioclasa y anfíbol con una masa fundamental vítrea y vesicular; la sección subordinada tiene textura vitrofídica con abundantes vesículas, a su vez presentan cristales quebrados de plagioclasa, anfíbol y biotita. Se logra notar la similitud del enclave de este corte con los de M11 y M11A debido a la presencia de cristales de plagioclasa de tamaño homogéneo, abundante vidrio y vesículas, en este caso los cristales son de menor tamaño. En los cristales se pueden observar texturas *sieve* y zonación oscilatoria en cristales de plagioclasa.

Clasificación petrográfica	Pómez
----------------------------	-------

#### Microfotografía (aspecto general)



**Muestra MC-IRR-M1:** Vista general de la muestra. Diferencia entre sección cristalina (enclave) y pumícea.

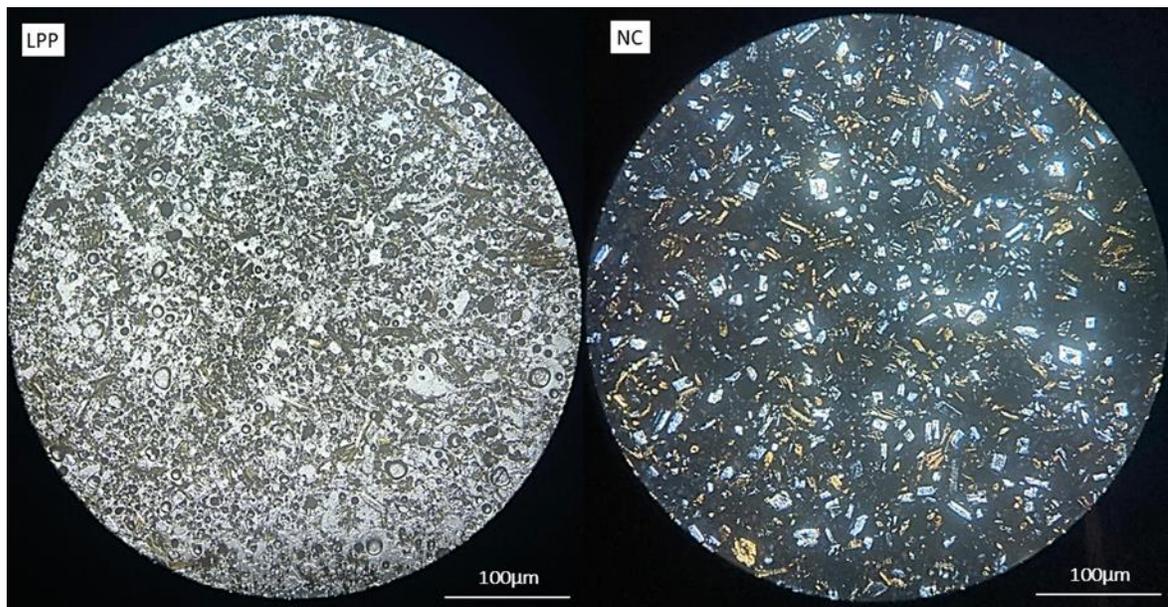
Componentes minerales sección pómez:

Mineral	%
Plagioclasa	8
Anfíbol	4
Biotita	7
Vidrio	66
Vesículas	15
Total	100

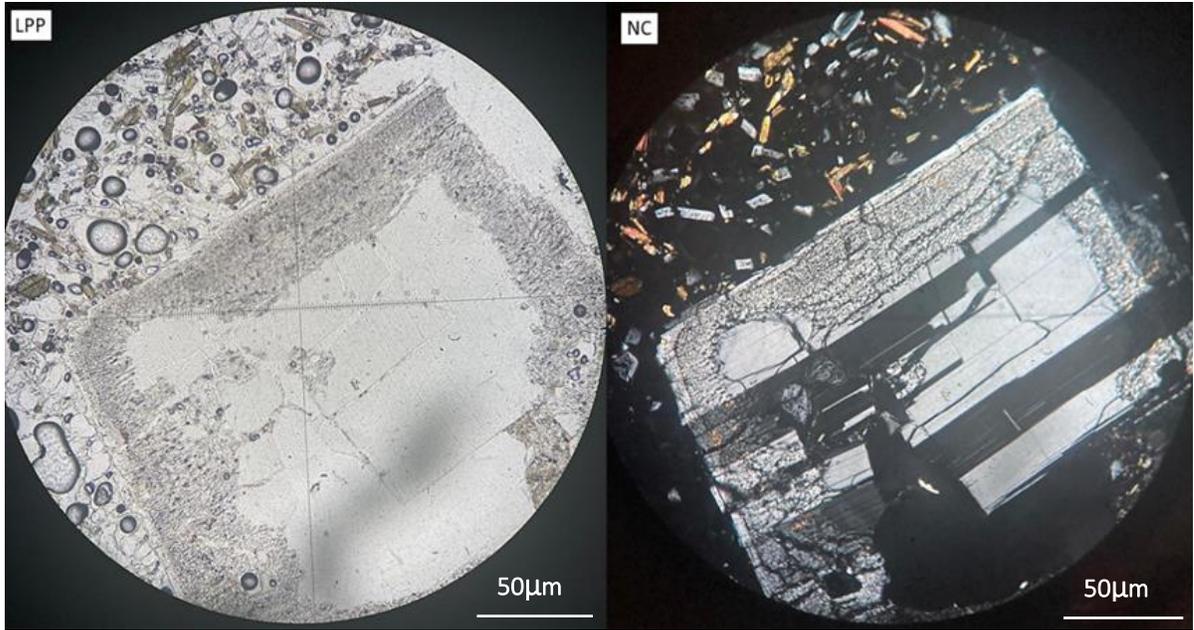
Componentes minerales sección enclave:

Mineral	%
Fenocristales	65
Plagioclasa	45
Anfíbol	15
Biotita	5
Microlitos	5
Melt/Vidrio	20
Vesículas	10
Total	100

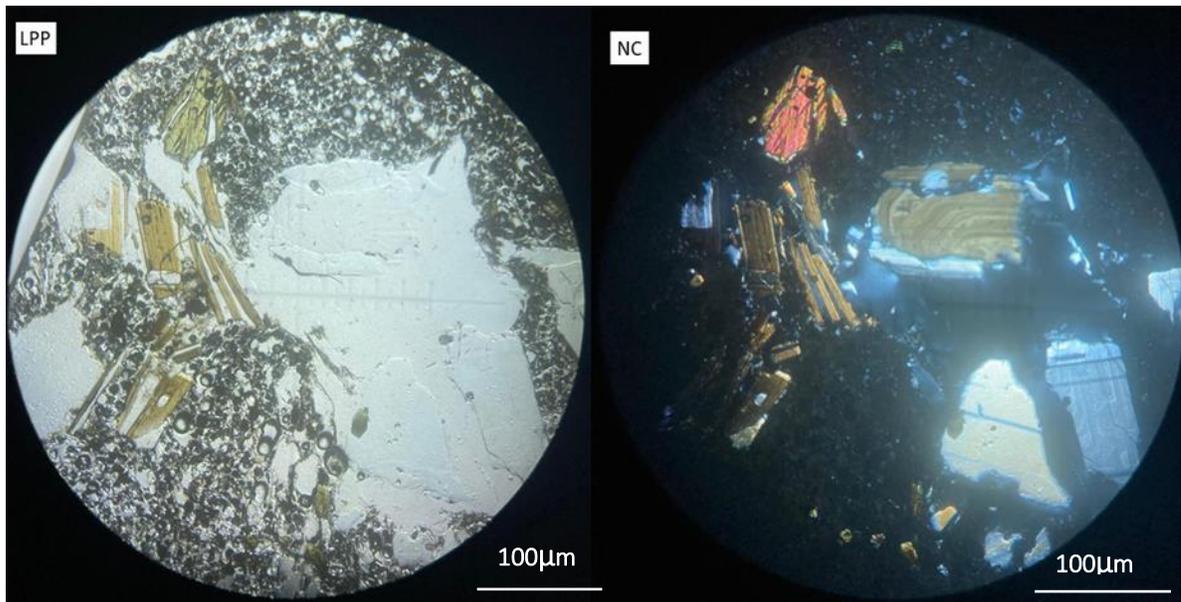
Sección de Microfotografías



**Muestra MC-IRR-M1:** Vista general de la sección del enclave.



**Muestra MC-IRR-M1:** Plagioclasa con textura sieve.



**Muestra MC-IRR-M1:** Cristales rotos de plagioclasa, anfíbol y biotita.

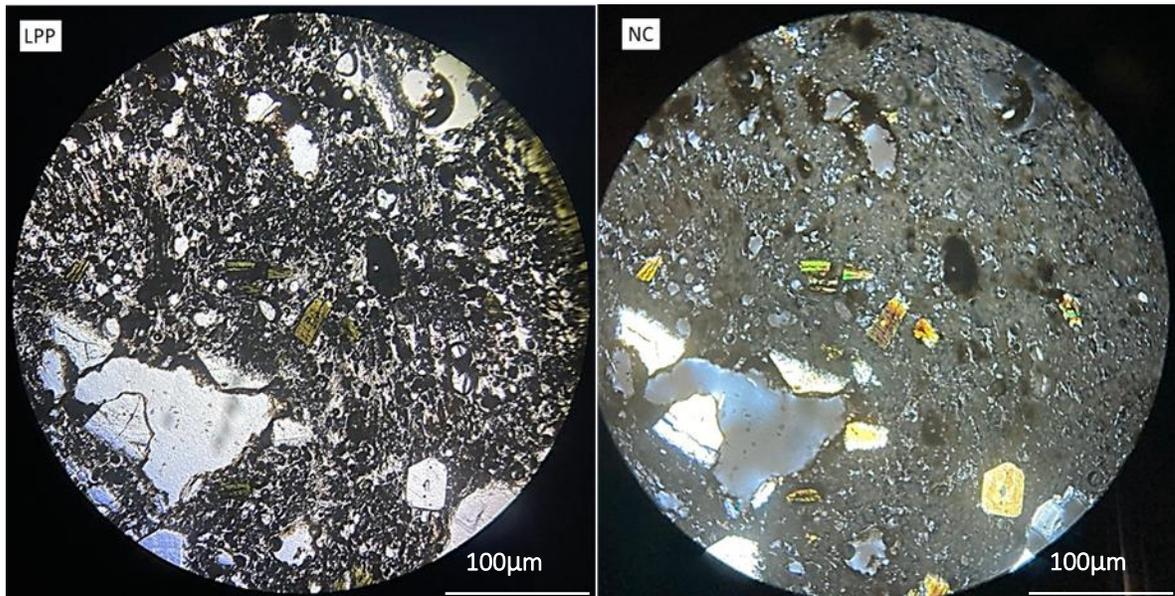
## Anexo 2. MUESTRA MC-IRR-M3

### Descripción general

Muestra de pómez blanquecina de la unidad El Pozo. Esta roca posee textura fragmental y vitrofídica, presenta fenocristales rotos de plagioclasa, anfíbol y biotita. Se observan cúmulos de cristales rotos de plagioclasa y anfíbol, mientras que las biotitas mantienen su forma. Se aprecian texturas de zonación oscilatoria en cristales rotos de plagioclasa y en secciones el vidrio posee estructura de flujo. Se reconocen dos poblaciones de cristales: plagioclasas y anfíboles rotos, ambos en su mayoría en desequilibrio, respecto a texturas.

<b>Clasificación petrográfica</b>	<b>Pómez</b>
-----------------------------------	--------------

<b>Microfotografía (aspecto general)</b>
--

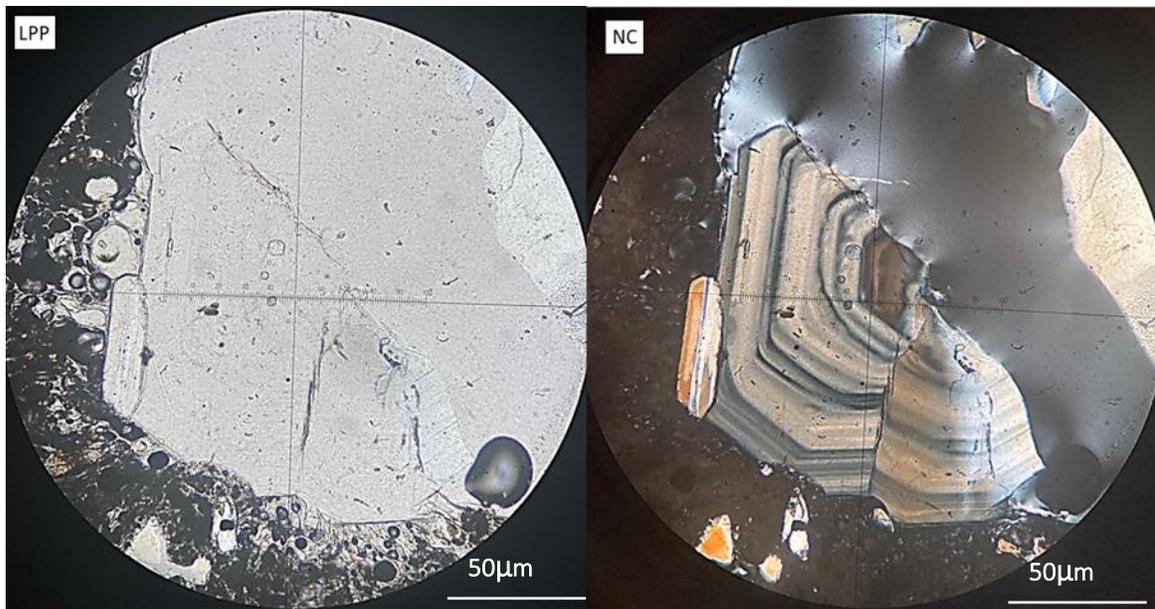


**Muestra MC-IRR-M3:** Vista general de la muestra.

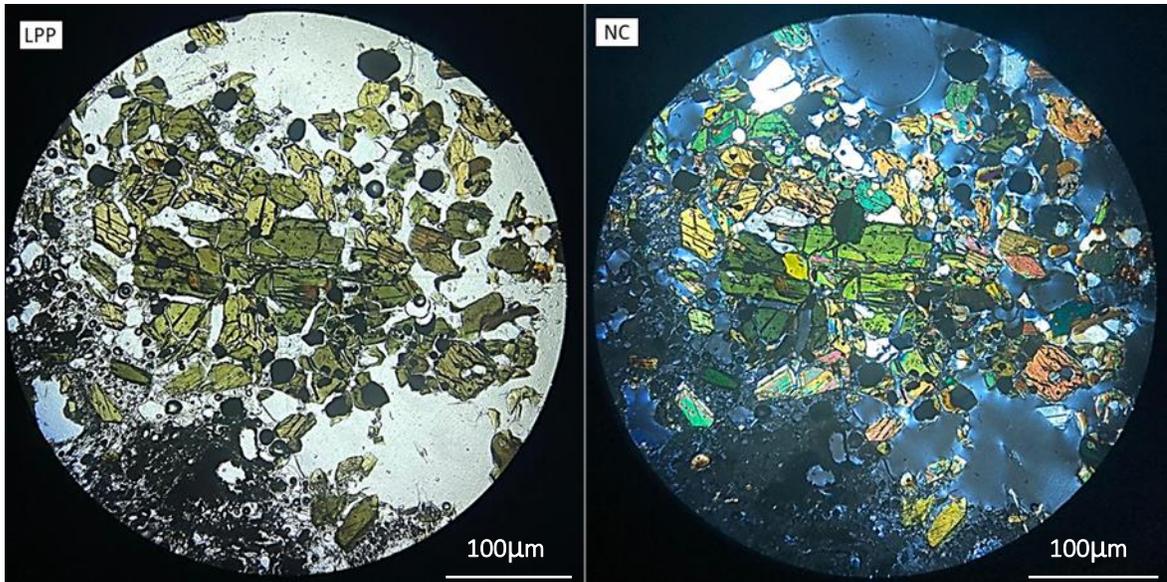
Componentes minerales pómez:

Mineral	%
Plagioclasa	13
Anfibol	7
Biotita	5
Vidrio	55
Vesículas	20
Total	100

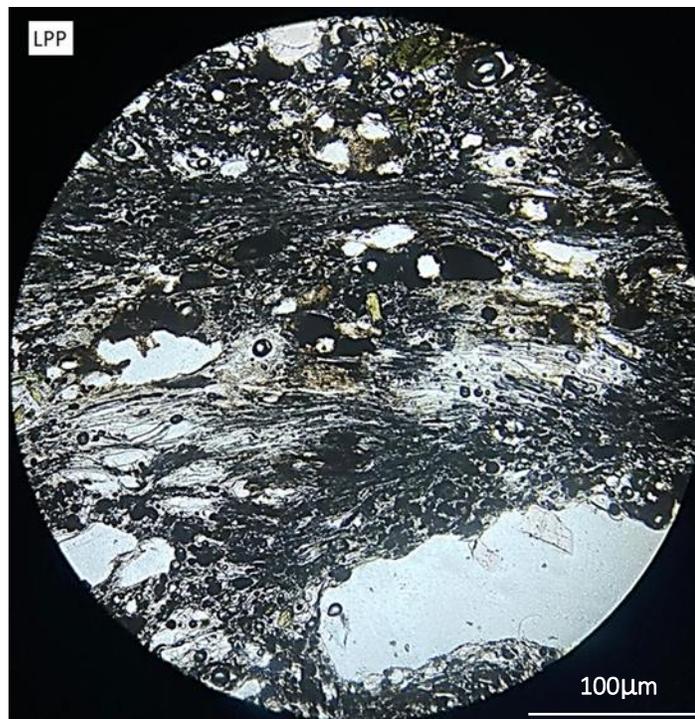
Sección de Microfotografías



**Muestra MC-IRR-M3:** Cristal roto de plagioclasa con zonación oscilatoria.



**Muestra MC-IRR-M3:** Cúmulo de cristales pequeños de anfíbol y plagioclasa.



**Muestra MC-IRR-M3:** Estructura de flujo.

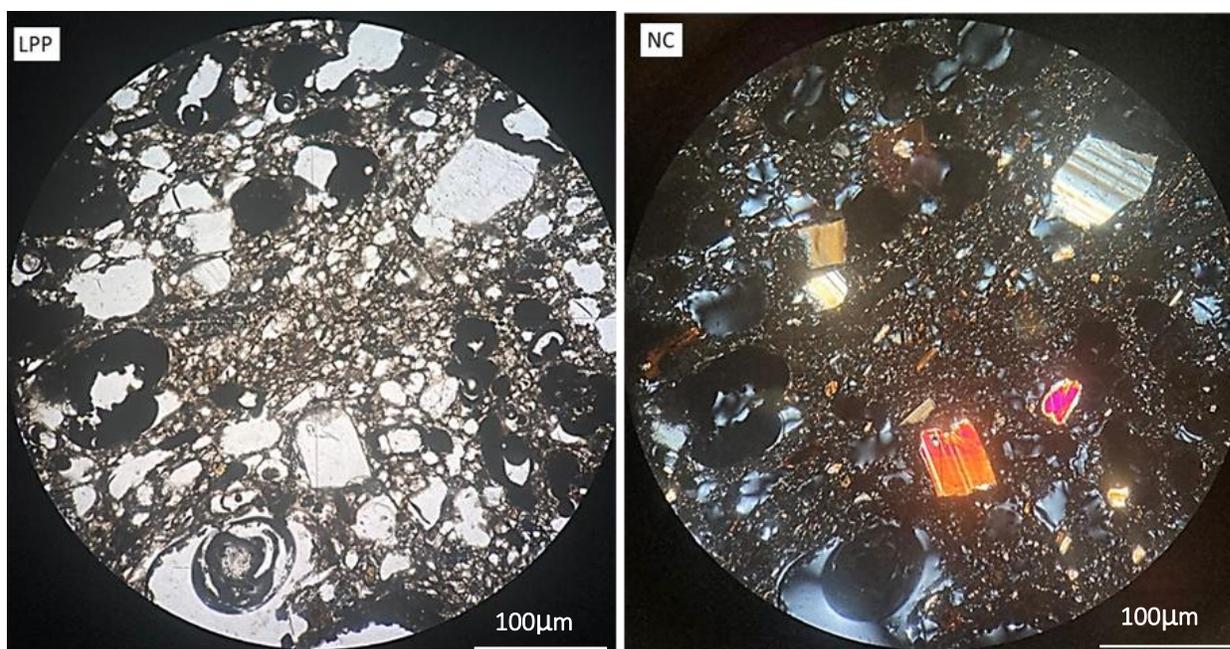
### Anexo 3. MUESTRA MC-IRR-M4

#### Descripción general

Muestra de pómez-escoria de la unidad El Pozo. Se aprecia una roca muy vesicular con una masa fundamental compuesta por microlitos y vidrio, además presenta fenocristales quebrados de plagioclasa, anfíbol y biotita. Esta roca pareciera ser el componente máfico al que se refiere Rodríguez et al. (2015). Cabe mencionar que el corte está un poco grueso, debido a esto los colores de interferencia de algunas plagioclasas son distintos. Respecto a los fenocristales, los cristales de plagioclasa se encuentran en desequilibrio y los de anfíbol presentan finos bordes de reacción y en relación a los microlitos estos se tienden a ver más en equilibrio en relación a texturas.

Clasificación petrográfica	Pómez
----------------------------	-------

#### Microfotografía (aspecto general)



**Muestra MC-IRR-M4:** Vista general de la muestra.

Componentes minerales pómez:

Mineral	%
Plagioclasa	15
Anfibol	6
Biotita	4
Vidrio	15
Microlitos	18
Vesículas	42
Total	100

Sección de Microfotografías



**Muestra MC-IRR-M4:** Fenocristales rotos de plagioclasa.

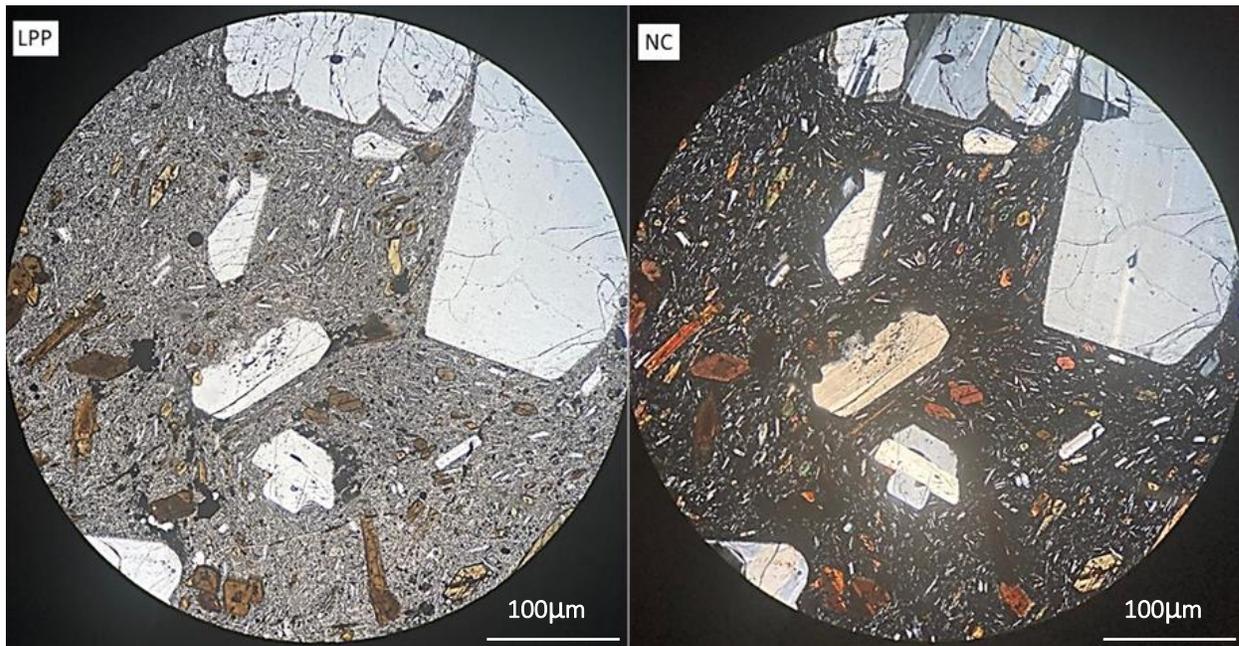
## Anexo 4. MUESTRA MC-IRR-M10

### Descripción general

Muestra de lava de la unidad Lavas Queñoas. Se observa una roca de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y en mucha menor medida piroxenos. La masa fundamental está compuesta mayormente por vidrio, microlitos de plagioclasa, biotita, anfíbol, piroxenos y opacos. Se reconocen microtexturas de desequilibrio como la sieve finas y bordes de reabsorción en plagioclasa, mientras que en anfíboles y biotitas se reconocen bordes de reacción, además en cuarzos es posible reconocer embahiamiento. También se reconocen cuatro poblaciones minerales: anfíboles euhedrales parcialmente en desequilibrio, fenocristales de plagioclasa, a veces glomeroporfídicos en desequilibrio, piroxenos en desequilibrio y microlitos generalmente en equilibrio, respecto a texturas.

<b>Clasificación petrográfica</b>	Lava Andesítica
-----------------------------------	-----------------

### Microfotografía (aspecto general)

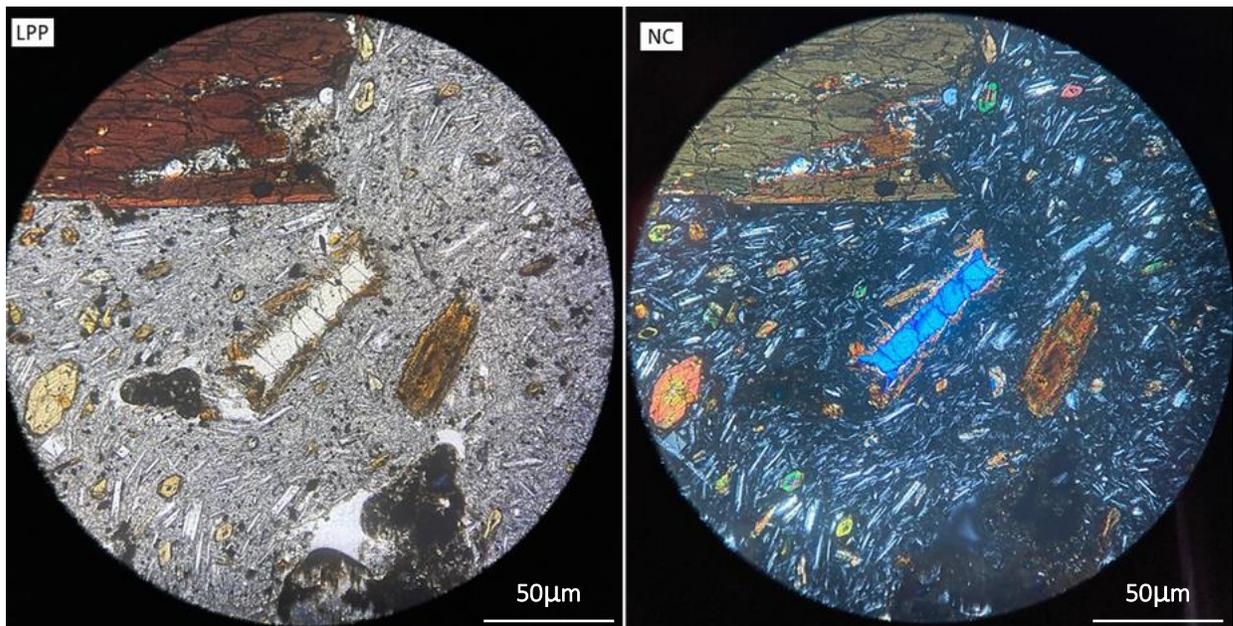


**Muestra MC-IRR-M10:** Vista general de la muestra.

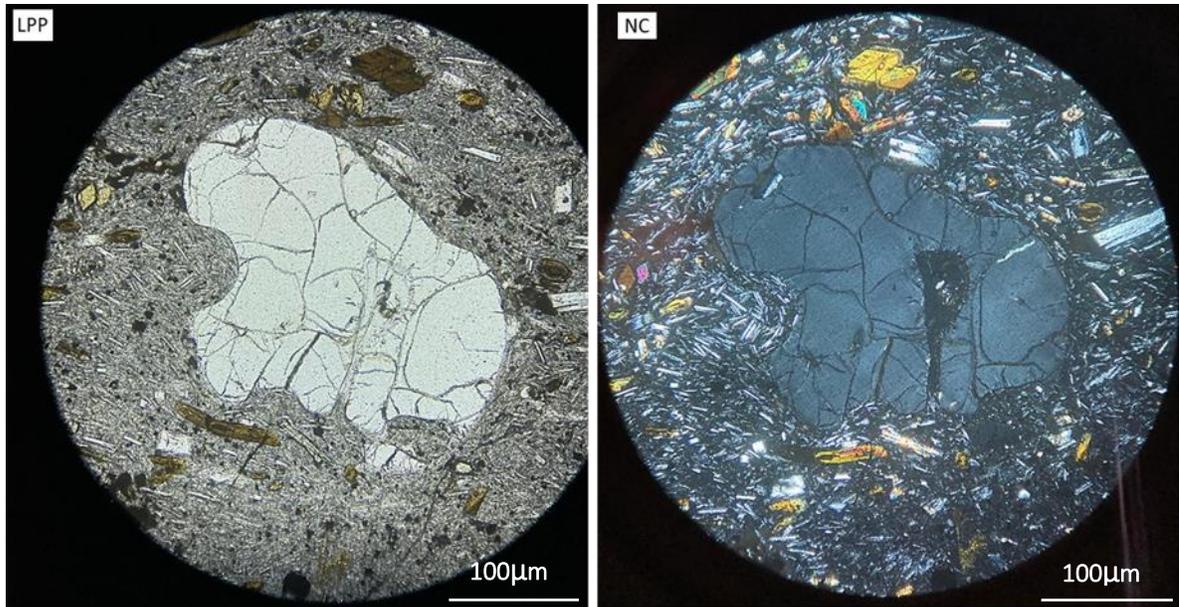
Componentes minerales:

Mineral	%
Plagioclasa	23
Anfibol	10
Piroxeno	10
Biotita	6
Cuarzo	3
Microlitos	22
Melt/Vidrio	20
Vesículas	6
Total	100

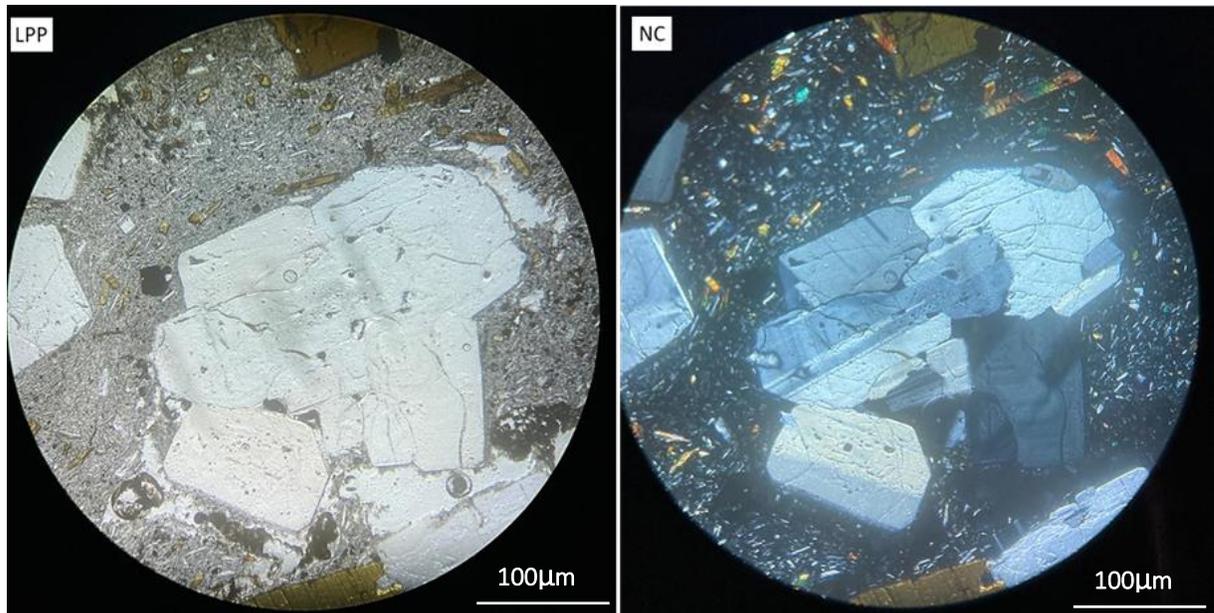
Observaciones microscópicas



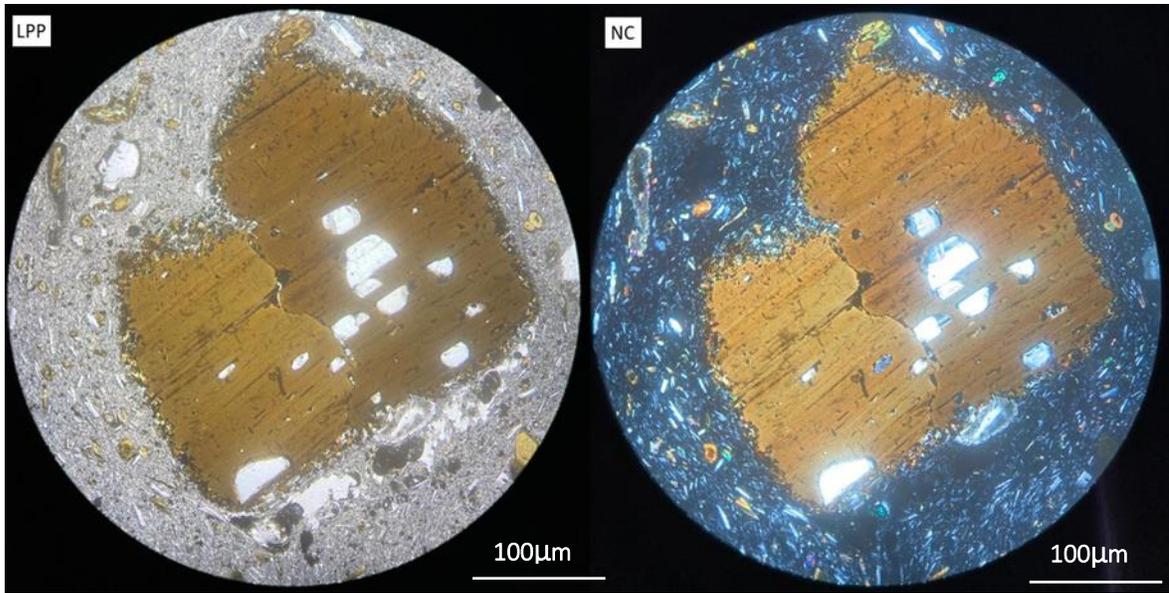
**Muestra MC-IRR-M10: Piroxeno con borde de reacción.**



**Muestra MC-IRR-M10:** Cuarzo con embahiamiento.



**Muestra MC-IRR-M10:** Textura glomeroporfídica en plagioclasas.



**Muestra MC-IRR-M10: Textura ofítica en biotita.**

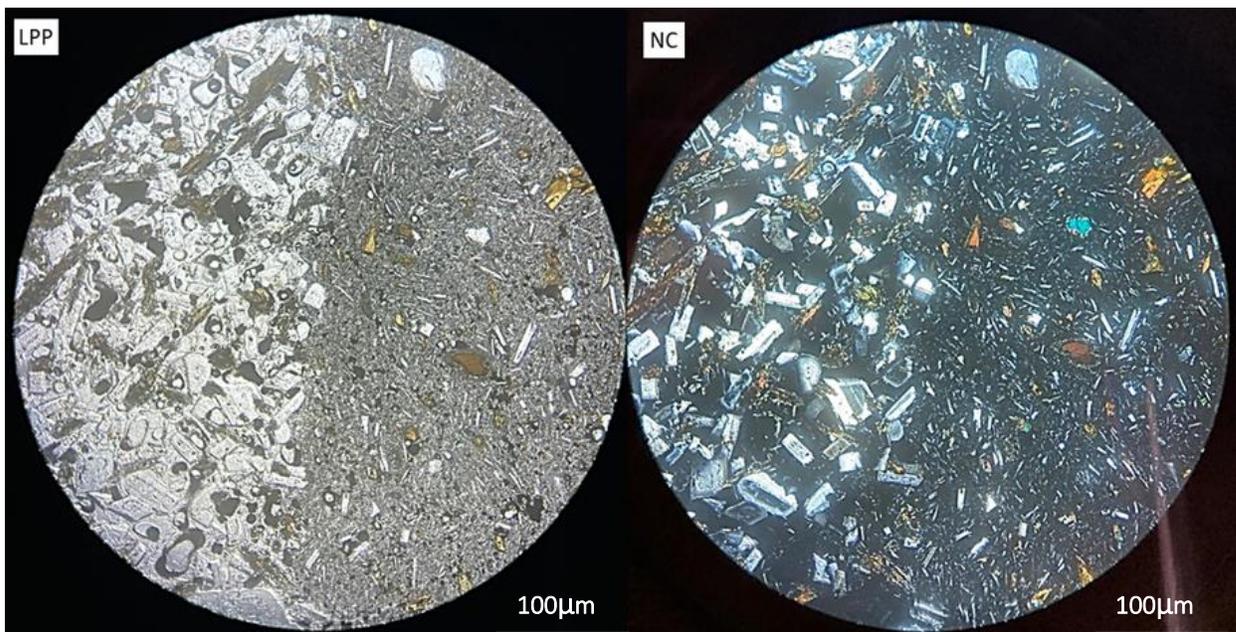
## Anexo 5. MUESTRA MC-IRR-M11

### Descripción general

Muestra de enclave de la unidad Lavas Queñoas. En este corte es posible observar la diferencia textural entre la roca hospedante (lava) y el enclave. Debido a que predomina casi completamente en el corte este último, no se describirá la pequeña sección de lava por su similitud a M10. Se aprecia entonces una roca volcánica con abundantes cristales de tamaños uniformes en su mayor parte plagioclasa, anfíbol y biotita. Cristales que se escapan del tamaño promedio es debido a que son contaminantes por parte de la roca hospedante. Se reconocen dos poblaciones de cristales: anfíboles en desequilibrio, los más alargados en mayor medida y los grandes se encuentran mejor preservados, plagioclasas en equilibrio.

Clasificación petrográfica	Enclave
----------------------------	---------

### Microfotografía (aspecto general)

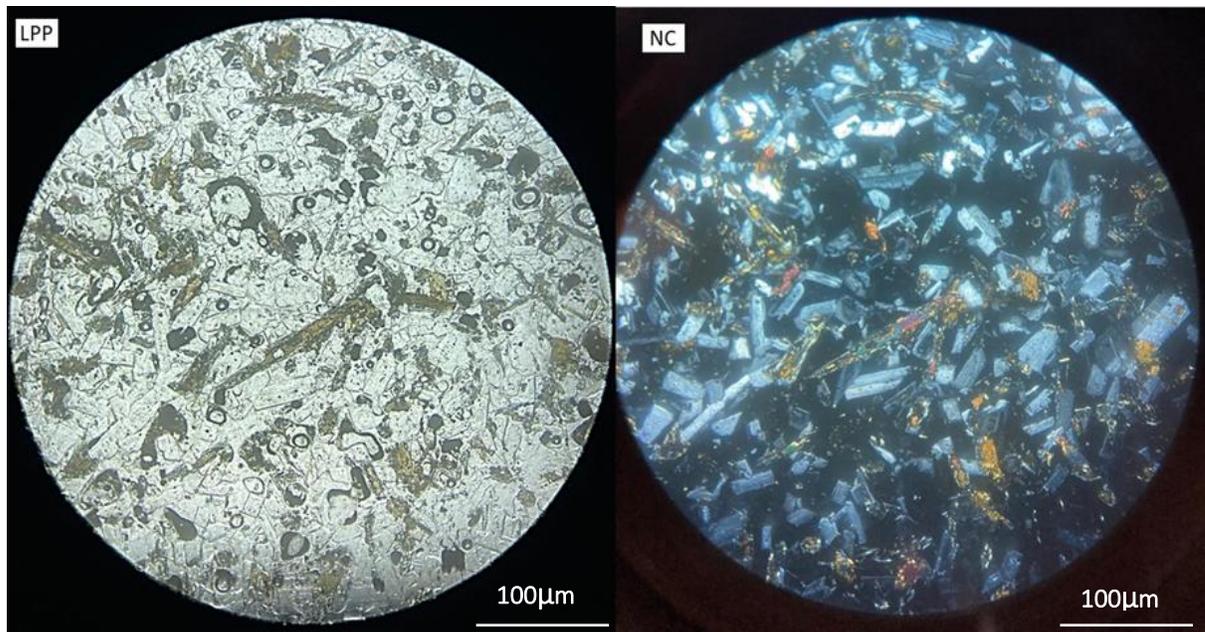


**Muestra MC-IRR-M11:** Comparación textural lava (derecha) - enclave (izquierda).

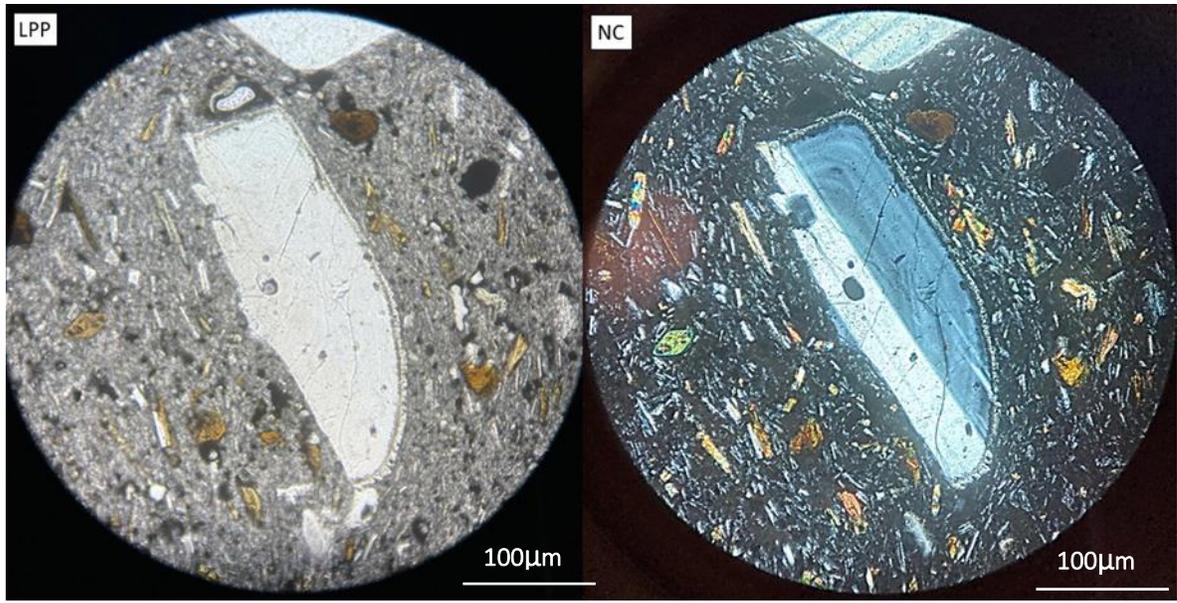
Componentes minerales sección enclave:

Mineral	%
Fenocristales	75
Plagioclasa	47
Anfibol	28
Microlitos	2
Melt/Vidrio	9
Vesículas	14
Total	100

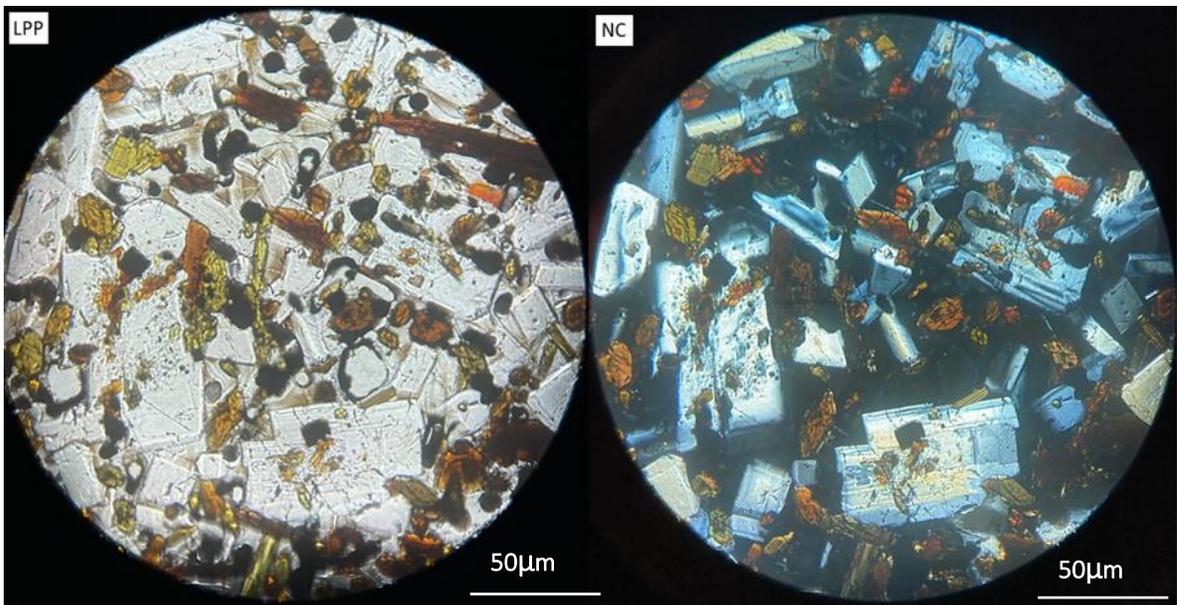
Sección de Microfotografías



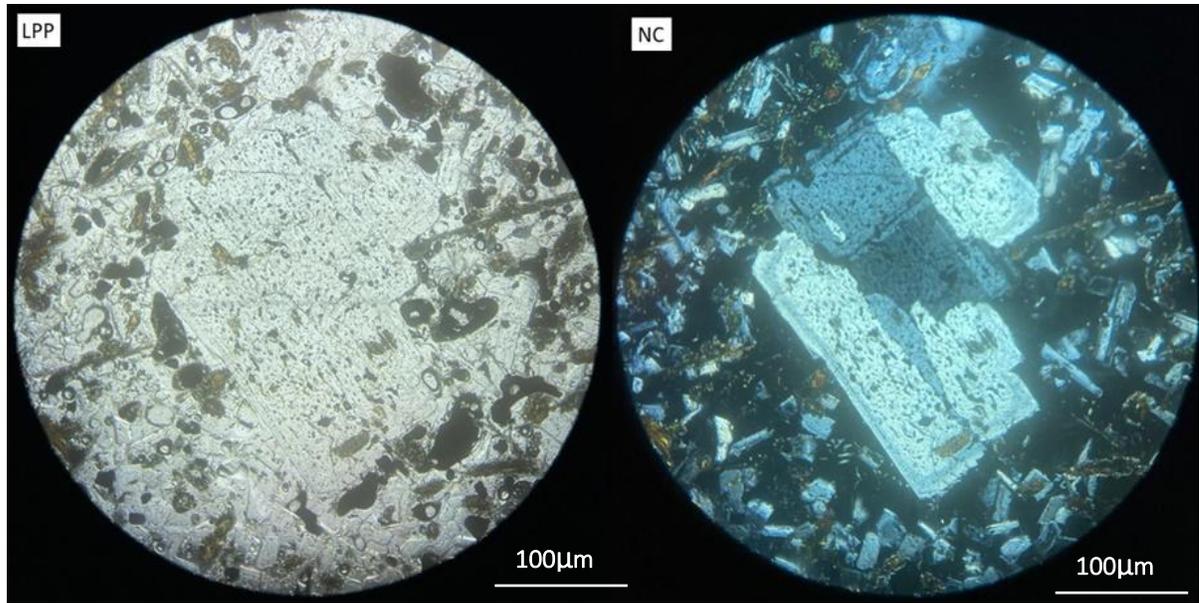
Muestra MC-IRR-M11: Vista general de la muestra.



**Muestra MC-IRR-M11:** Textura sieve fina y cristal roto de plagioclasa.



**Muestra MC-IRR-M11:** Textura poiquilítica.



**Muestra MC-IRR-M11:** Cristal contaminante de plagioclasa en el enclave.

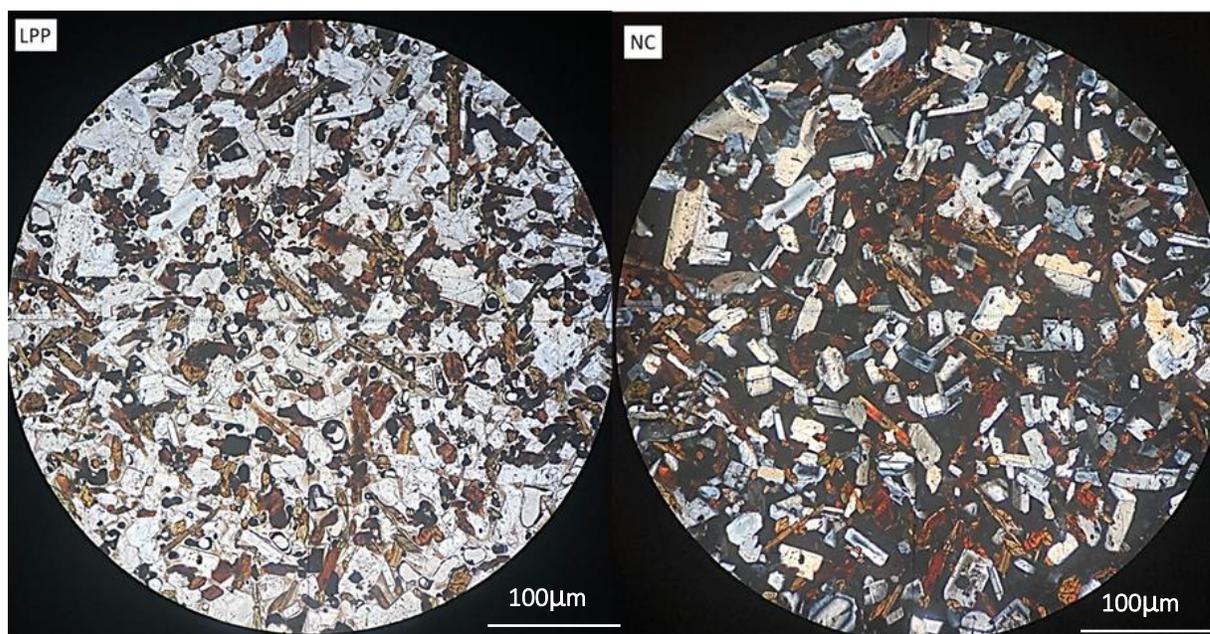
## Anexo 6. MUESTRA MC-IRR-M11A

### Descripción general

Muestra de enclave de la unidad Lavas Queñoas. Roca volcánica con abundantes cristales de tamaños uniformes en su mayor parte plagioclasa, anfíbol y biotita. Los cristales que se desvían del tamaño promedio son "contaminantes" y provienen del magma hospedante. La masa fundamental consta de vidrio. Además, presenta un contenido importante de vesículas. Ambas poblaciones de cristales se presentan en equilibrio (plagioclasa y anfíbol), respecto a texturas.

Clasificación petrográfica	Enclave
----------------------------	---------

### Microfotografía (aspecto general)

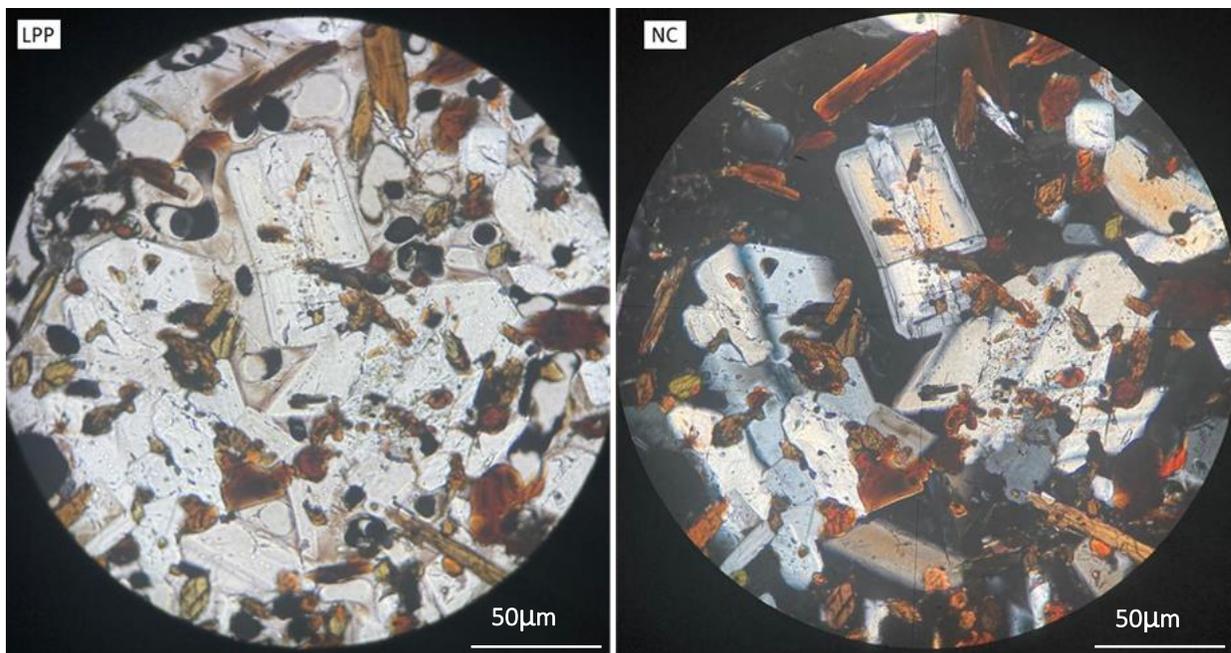


**Muestra MC-IRR-M11A:** Vista general de la muestra.

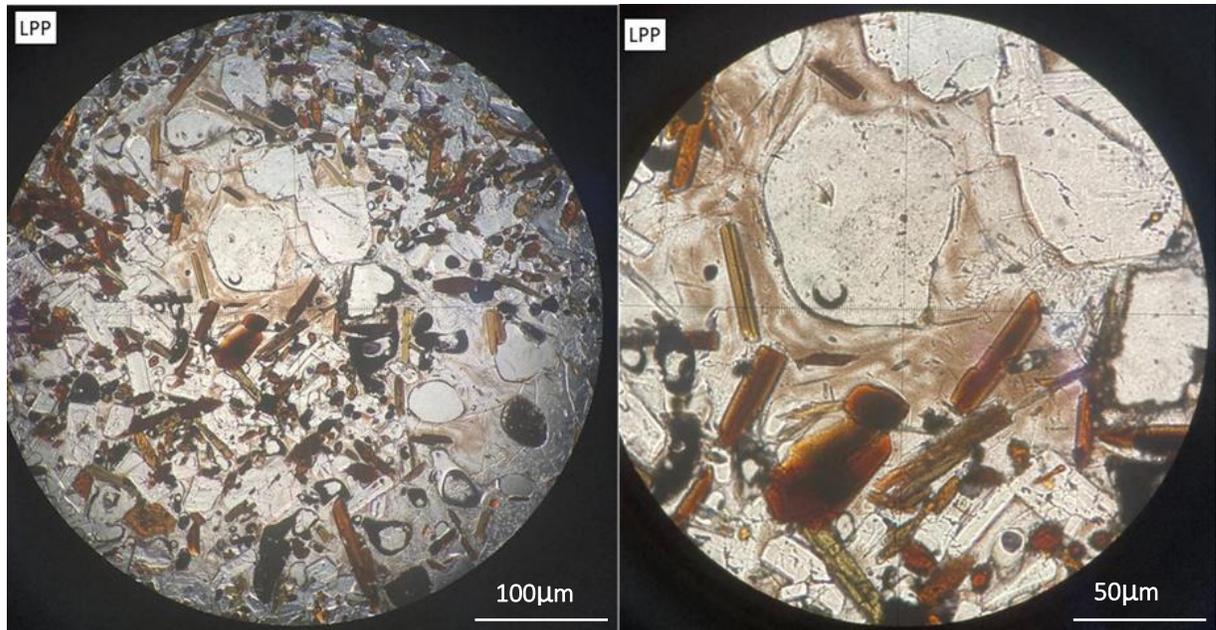
Componentes minerales enclave:

Mineral	%
Fenocristales	73
Plagioclasa	46
Anfibol	27
Microlitos	5
Melt/Vidrio	19
Vesículas	3
Total	100

Sección de Microfotografías



**Muestra MC-IRR-M11A:** Textura poiquilítica.



**Muestra MC-IRR-M11A:** Enfoque al vidrio intersticial.

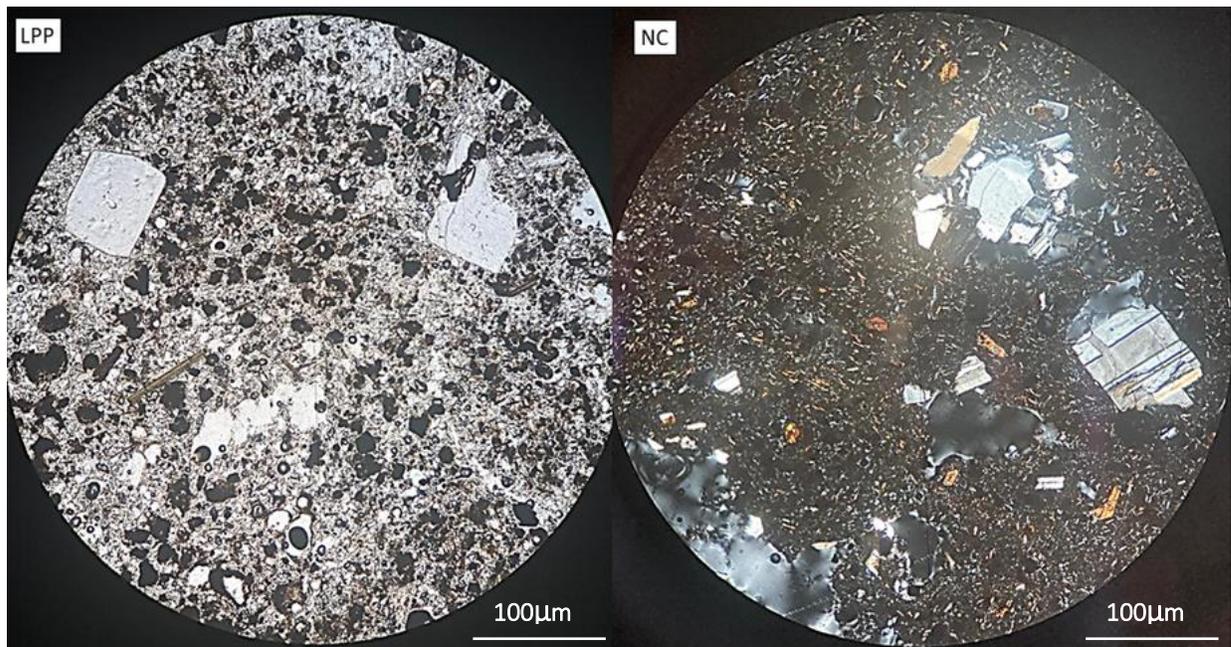
## Anexo 7. MUESTRA MC-IRR-M14

### Descripción general

Muestra de pómez-escoria de la unidad definida como Depósitos piroclásticos al SW de Irruputuncu. En este corte se logra reconocer una roca abundante en vesículas, vidrio y microlitos, además presenta fenocristales quebrados de plagioclasa, anfíbol, biotita. Presenta características similares a la muestra M4 y se reconocen dos poblaciones de cristales, fenocristales en disequilibrio y microlitos en equilibrio, en relación a sus texturas.

Clasificación petrográfica	Pómez
----------------------------	-------

Microfotografía (aspecto general)
-----------------------------------

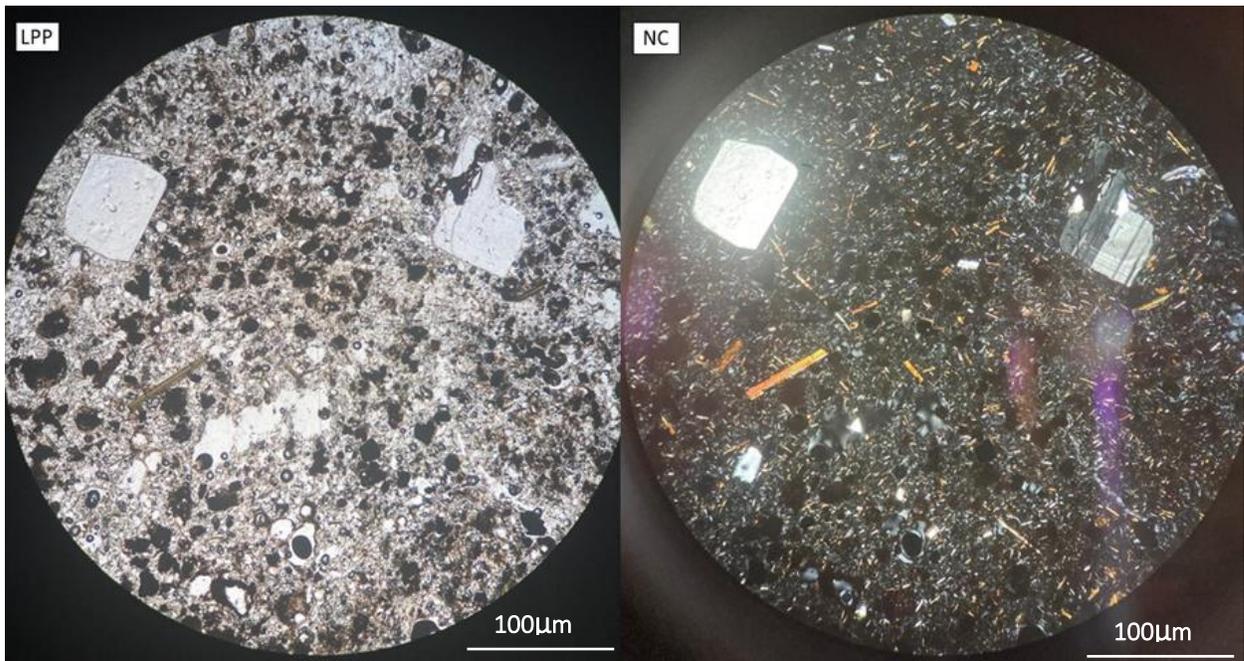


**Muestra MC-IRR-M14:** Vista general de la muestra.

Componentes minerales pómez:

Mineral	%
Plagioclasa	15
Anfibol	8
Biotita	4
Microlitos	22
Vidrio	30
Vesículas	21
Total	100

Sección de Microfotografías



Muestra MC-IRR-M14: Cristales rotos de plagioclasa.

## Anexo 8. MUESTRA MC-IRR-M15

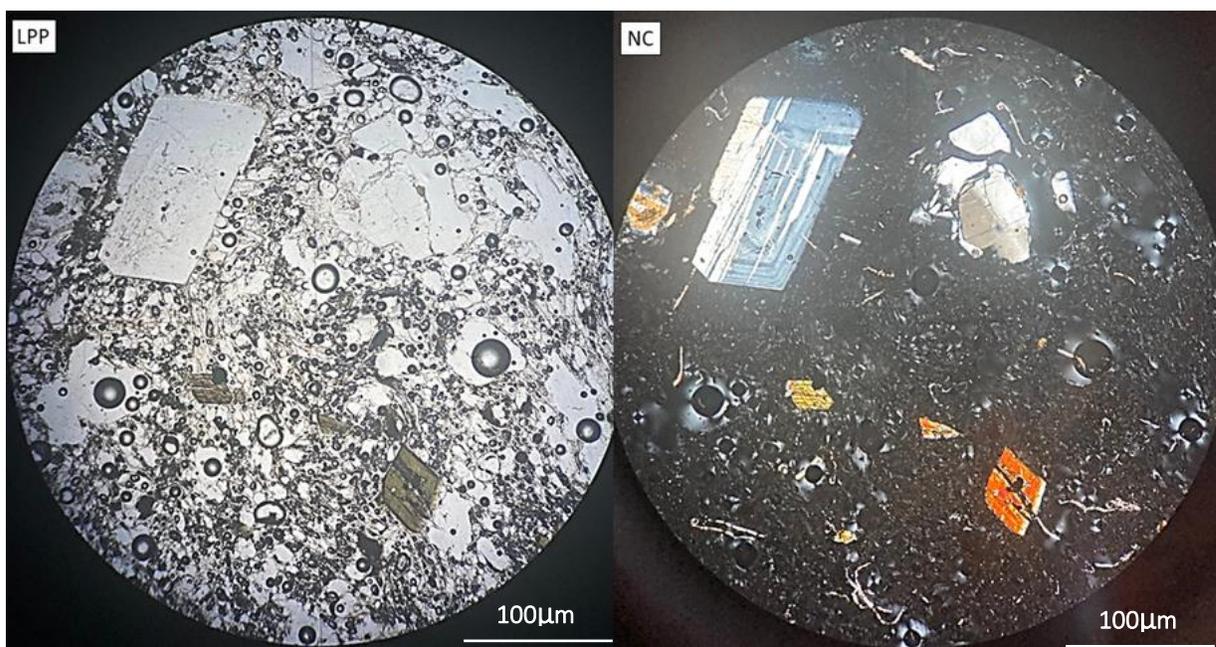
### Descripción general

Muestra de pómez de la unidad Depósitos piroclásticos al SW de Irruputuncu. Esta roca posee textura fragmental y vitrofídica, presenta fenocristales rotos de plagioclasa, anfíboles y biotita. Se aprecian texturas de zonación oscilatoria en cristales rotos de plagioclasa y en secciones el vidrio posee estructuras de flujo. Se reconocen solo una población de minerales, plagioclasa y anfíbol en desequilibrio, relativo a texturas. Presenta similitudes con la muestra M3.

Clasificación petrográfica

Pómez

Microfotografía (aspecto general)

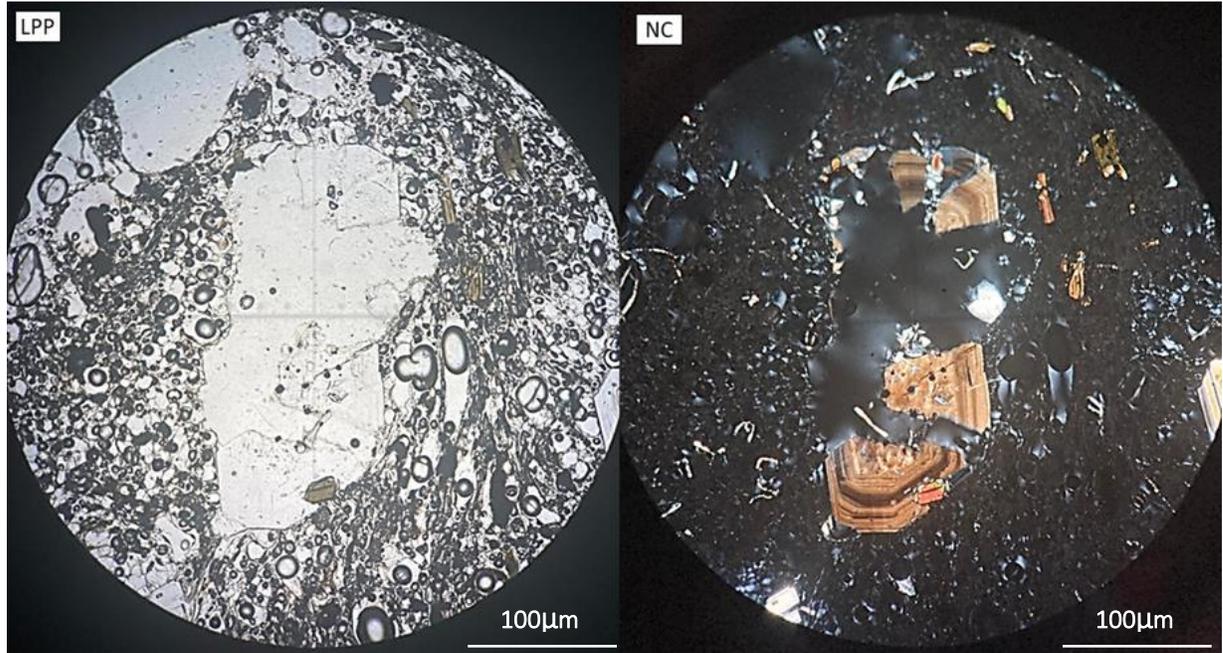


Muestra MC-IRR-M15: Vista general de la muestra.

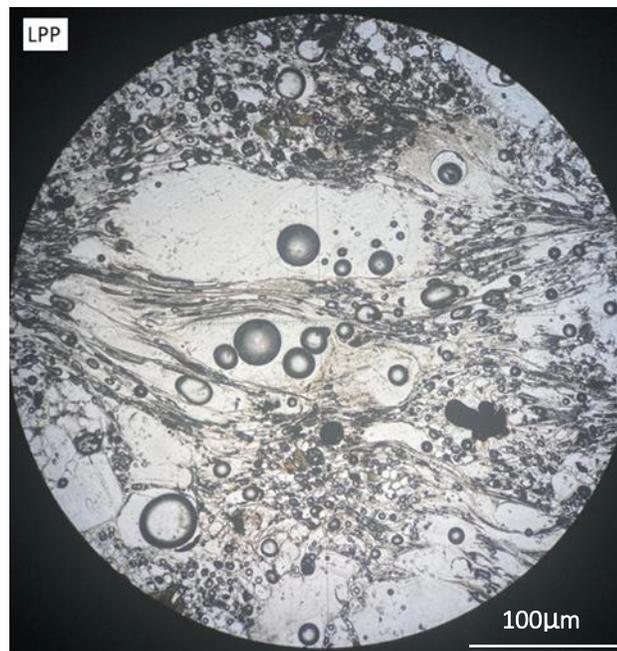
Componentes minerales pómez:

Mineral	%
Plagioclasa	15
Anfíbol	9
Biotita	7
Vidrio	50
Vesículas	19
Total	100

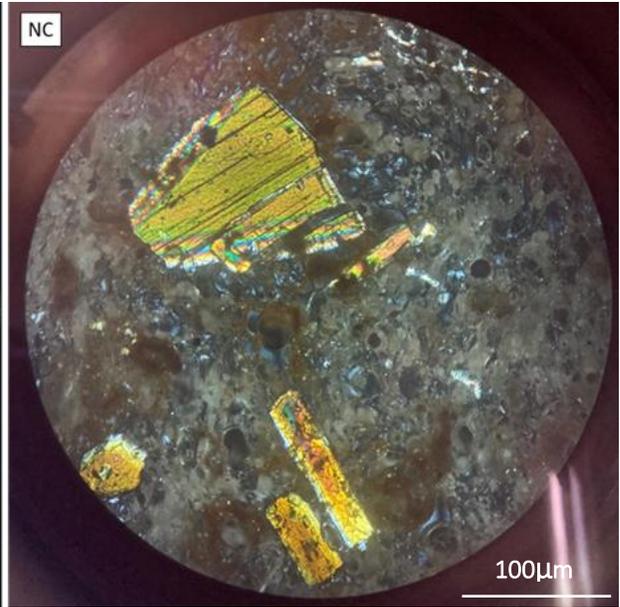
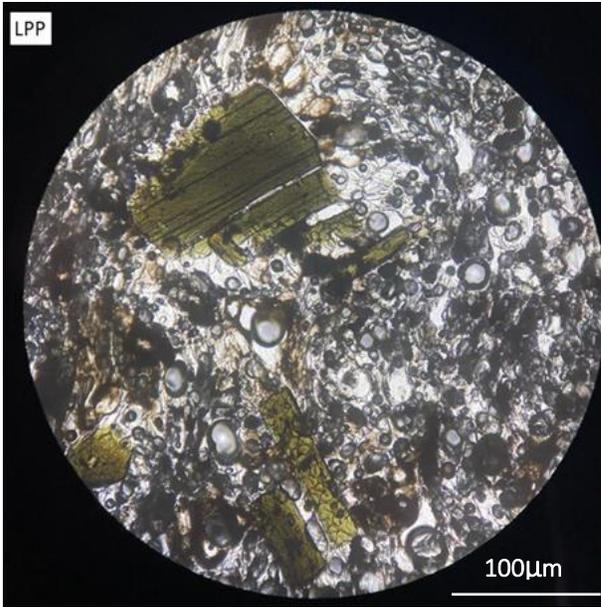
Sección de Microfotografías



**Muestra MC-IRR-M15:** Fenocristal roto de plagioclasa.



**Muestra MC-IRR-M15:** Estructura de flujo.



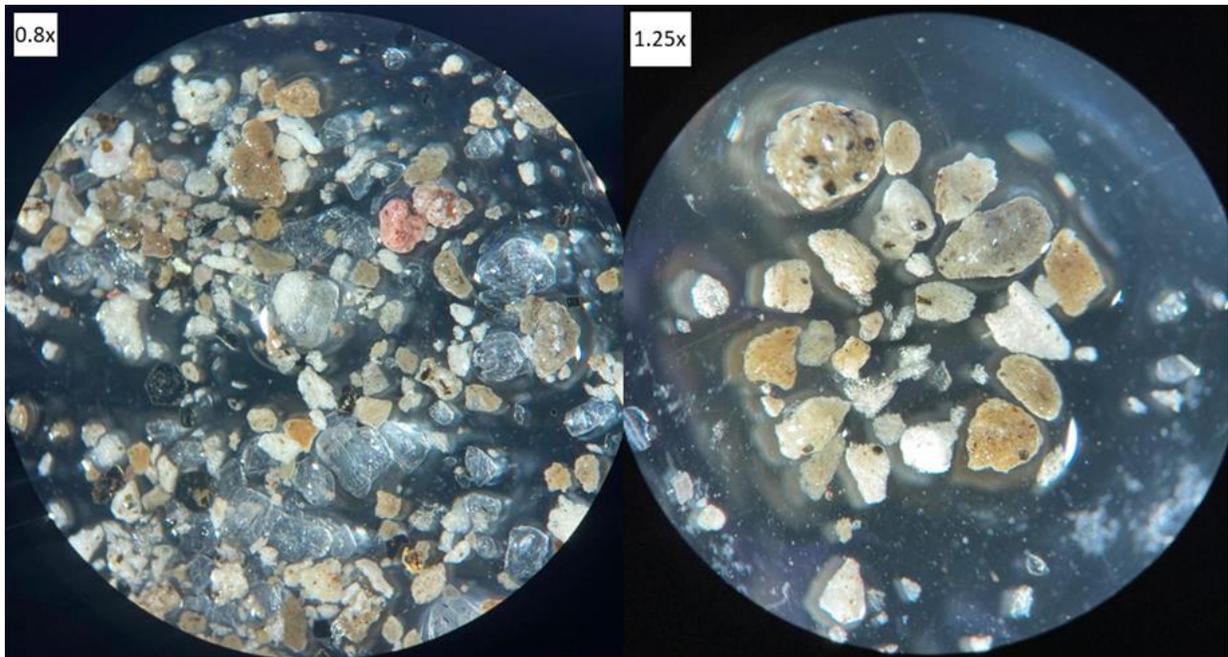
**Muestra MC-IRR-M15:** Fenocristales de anfíbol con leve zonación.

## Anexo 9. MUESTRA MC-IRR-M5

### Descripción general

Muestra de *ground surge deposit* o *ash-cloud surge deposit* de la unidad El Pozo. Sus componentes principales son líticos de pómez, feldespato K, cristales de plagioclasa, biotita y anfíboles. Las pequeñas pómez poseen tamaño y forma variante, muy diferenciables de los demás componentes por su vesicularidad; los feldespatos K, diferenciables por su llamativo color rosado, puede ser algún rastro de una ignimbrita o algún intrusivo; las plagioclasas están redondeadas, se distinguen por su exfoliación y su traslucidez; las biotitas se diferencian por su exfoliación basal perfecta, se encuentran intactas y en algunas se puede apreciar la textura ofítica; respecto a los anfíboles, son de pequeño tamaño, algunos están contenidos en los líticos de pómez, diferenciables por su hábito tabular.

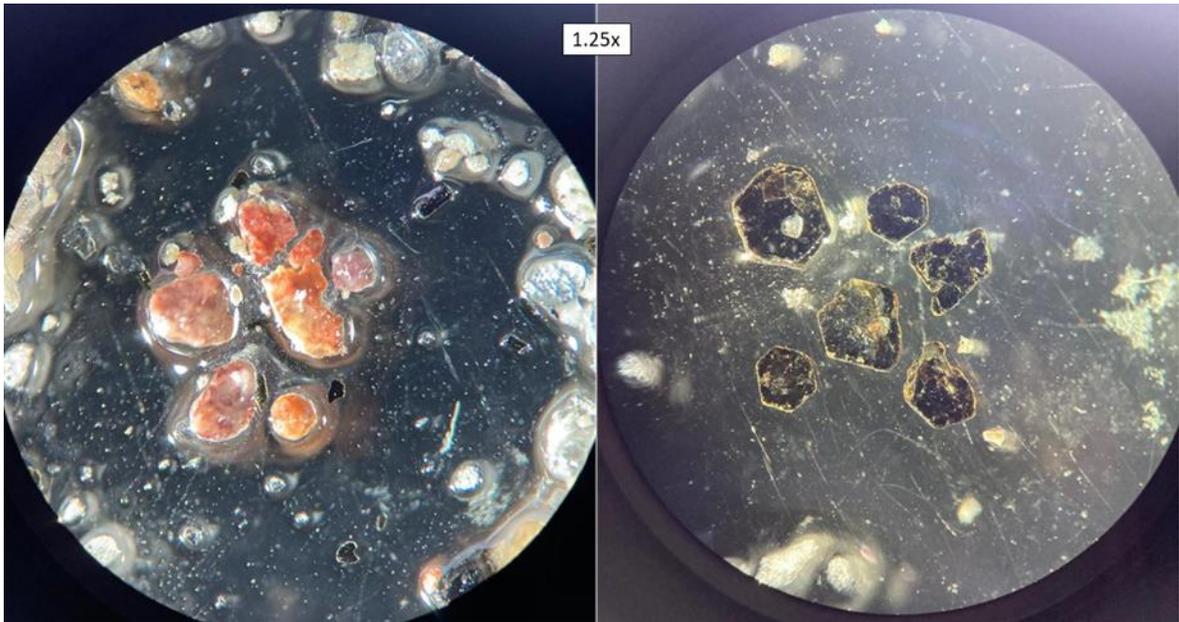
#### Fotografía (aspecto general)



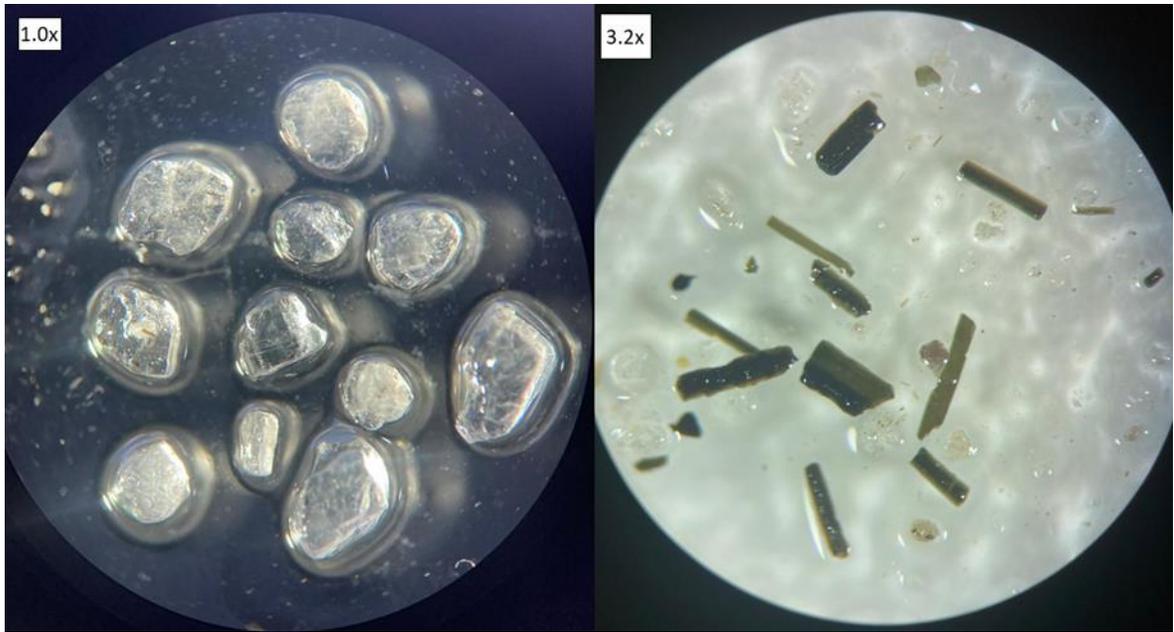
**Muestra MC-IRR-M5:** Vista general de la muestra y líticos de pómez separados.

Lista de componentes
Plagioclasa
Anfibol
Biotita
Líticos de pomez
Feldespato K

Sección de Fotografías



Muestra MC-IRR-M5: Feldespato K y biotitas.



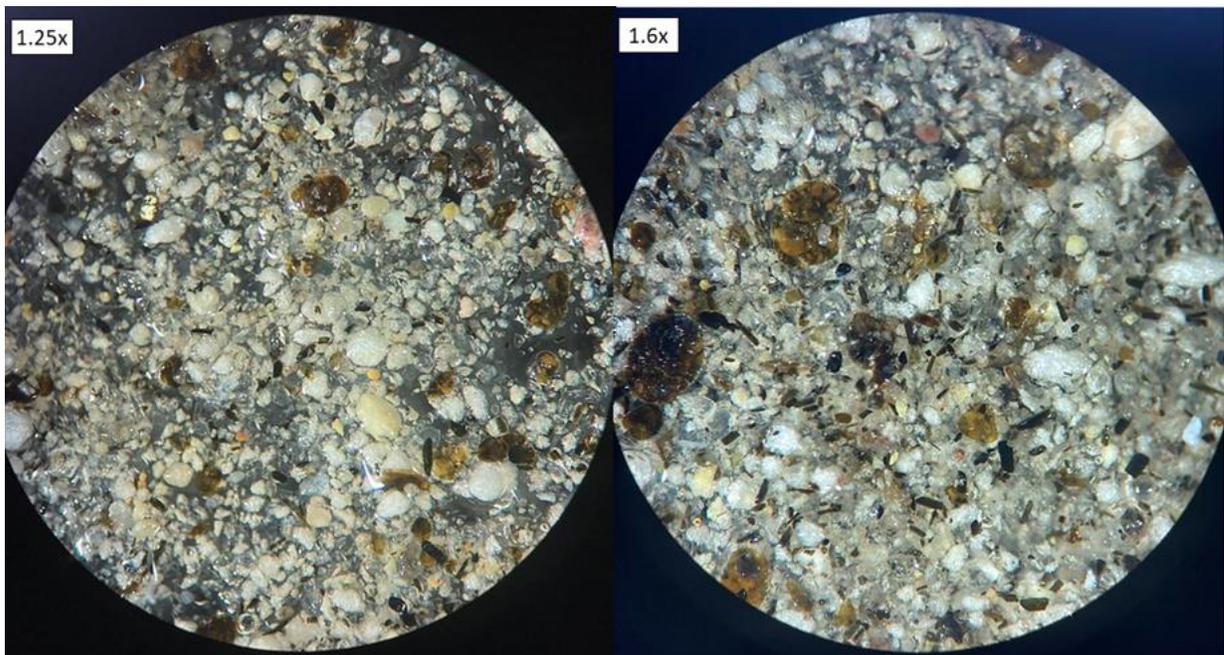
**Muestra MC-IRR-M5:** Cristales de plagioclasa y anfíbol.

## Anexo 10. MUESTRA MC-IRR-M17

### Descripción general

Muestra de un *surge deposit* de la unidad definida Depósitos piroclásticos al SW de Irruputuncu. Sus componentes principales son líticos de pómez, feldespato K, cristales de plagioclasa, biotita, anfíboles y azufre. Las pequeñas pómez son diferenciables tamaño y forma variante, muy diferenciables de los demás componentes por su vesicularidad; los feldespato K, diferenciables por su llamativo color rosado, puede ser algún rastro de una ignimbrita o algún intrusivo; las plagioclasas están redondeadas, se distinguen por su exfoliación y su traslucidez; las biotitas se diferencian por su exfoliación basal perfecta, se encuentran levemente redondeadas y en algunas se puede apreciar la textura ofítica; respecto a los anfíboles, son de pequeño tamaño, algunos están contenidos en los líticos de pómez, diferenciables por su hábito tabular; el azufre se presenta de forma masiva en granos. En comparación a M5 aumentó la presencia de cristales de anfíboles y biotita, esta última es muy delgada, por lo que tiende a translucir.

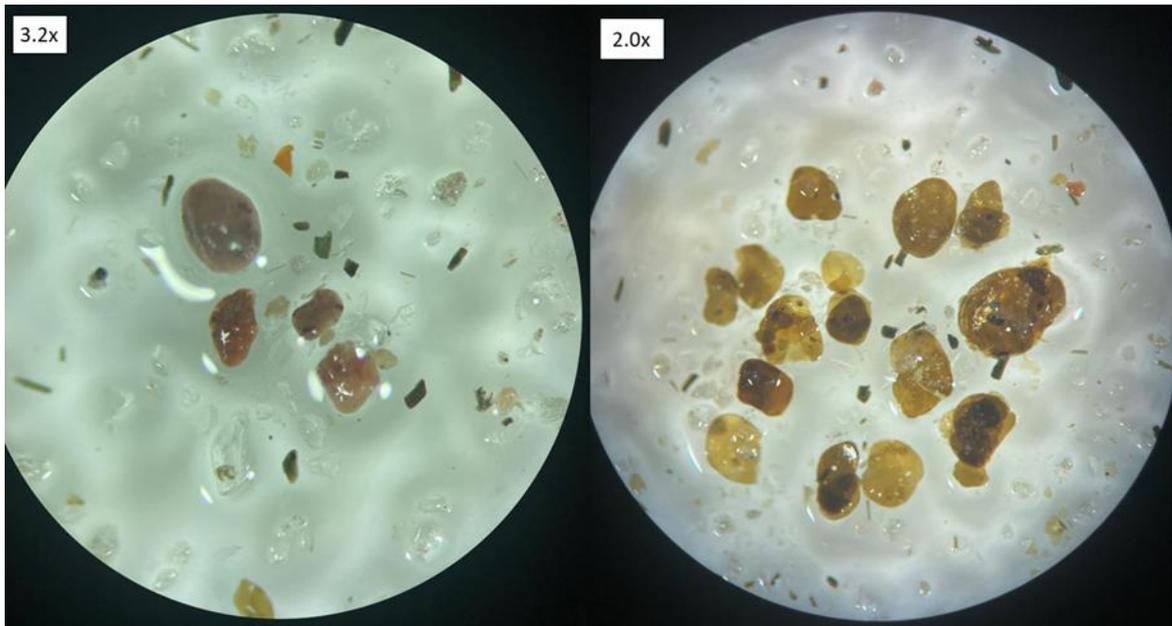
#### Fotografía (aspecto general)



**Muestra MC-IRR-M17:** Vista general de la muestra.

Lista de componentes
Plagioclasa
Anfibol
Biotita
Líticos de pomez
Feldespatos K

Sección de Fotografías



Muestra MC-IRR-M17: Feldespatos K y biotitas.