



CONDICIONES MAGMÁTICAS DE SISTEMAS VOLCÁNICOS EN LOS ANDES CENTRALES: CASOS VOLCANES IRRUPUTUNCU Y LASTARRIA

Inés Rodríguez Araneda

► To cite this version:

Inés Rodríguez Araneda. CONDICIONES MAGMÁTICAS DE SISTEMAS VOLCÁNICOS EN LOS ANDES CENTRALES: CASOS VOLCANES IRRUPUTUNCU Y LASTARRIA. Earth Sciences. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2016. Español. NNT : 2016CLF22729 . tel-01490026

HAL Id: tel-01490026

<https://theses.hal.science/tel-01490026>

Submitted on 14 Mar 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° d'ordre : 875
D.U. : 279

UNIVERSITE BLAISE-PASCAL - CLERMONT II

U.F.R. Sciences et Technologies

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES

Thèse

Présentée par

Inés RODRÍGUEZ ARANEDA

Titulaire d'un Master

pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Volcanologie

**Conditions magmatique des systèmes volcaniques
des Andes centrales : les cas des volcans
Irruputuncu et Lastarria**

Soutenue publiquement le 27 septembre 2016 devant le jury :

M. Olivier ROCHE	Co-directeur de thèse
M. Eduardo CAMPOS	Co-directeur de thèse
Mme Séverine MOUNE	Co-encadrant de thèse
Mme Silvana HIDALGO	Rapporteur
M. Francisco GUTIERREZ	Rapporteur
M. Felipe AGUILERA	Examineur



Universidad Católica del Norte
Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas
Programa de Doctorado en Ciencias, mención Geología



Université Blaise Pascal
Laboratoire Magmas et Volcans
Clermont Ferrand, Francia

CONDICIONES MAGMÁTICAS DE SISTEMAS VOLCÁNICOS EN LOS ANDES CENTRALES: CASOS VOLCANES IRRUPUTUNCU Y LASTARRIA

Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención
Geología

Inés María Rodríguez Araneda

Profesor guía: Dr. Eduardo Campos
Profesor co-guía: Dr. Olivier Roche

Antofagasta, Chile 2016

Dicen que los esfuerzos tienen recompensa... en mi caso, tuve varias... pero no fue fácil... el éxito requiere perseverancia y sacrificios...ahora miro hacia atrás y no cambiaría nada...

*...Hijo: No permitas que nadie diga que eres incapaz de hacer algo. Si tienes un sueño, debes conservarlo, si realmente lo quieres, búscalo...
la perseverancia, el amor y la humildad harán de ti un gran hombre...*

*Dedicada a mi hijo y esposo por su apoyo, amor y contención...
A mis padres y hermano por su apoyo incondicional desde siempre...*

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer al hombre que ha estado conmigo en este difícil desafío, Eduardo Valencia Cortes, quien ha sido mi soporte en este camino, ha sabido contenerme y apoyarme sin condiciones, ha tenido siempre una palabra de aliento, ha sabido entender todo este proceso. Sin dudarlo, ha confiado en mí para llevar a cabo este objetivo, sin él este logro no hubiese sido posible, te amo, y estaré agradecida de ti por siempre. Agradezco a mi pequeña sabandija Alonso, quien sin saberlo, ha sido la principal motivación para terminar esta etapa, ha llenado mi vida de caos, cansancio, amor y ternura, sin ti hijo, nada hubiese tenido sentido.

Gracias a mi familia, Edinson Rodríguez y Berta Araneda, mis padres, quienes, nunca cuestionaron mis metas, al contrario, han sido los primeros en apoyarme y alentarme a conseguir mis sueños, siempre me han dicho: tu puedes hija...gracias por todo lo que me han dado y por haberme convertido en la persona que soy. Gracias a mi hermano, Eddie, mi gran compañero en la vida...siempre preguntando como estoy...como vas hermana con tu tesis? Gracias hermano por tu preocupación... gracias familia por todo, los amo. Un especial agradecimiento a mi familia política, los _Valencia_, quienes me han aceptado como parte de su familia, han sabido quererme y apoyarme durante todo este proceso, en especial Olinda Cortes, quien ha estado siempre dispuesta a ayudarme con el cuidado de mi hijo...infinitas gracias a todos ustedes, los quiero mucho.

Agradecimientos especiales a mis amigos de toda la vida, Jerson Páez, José Lazcano, Carla Latorre, Andrés Mestre, Mariela Mora, Olga Figueroa, Make, Valeska Miranda, Andrea Rojas y Nathalia Fouquet, quienes han contribuido en discusiones geológicas y han tenido palabras de aliento en momentos difíciles. No puedo dejar de mencionar a mis compañeros de doctorado, quienes me han dado infinitas conversaciones durante el café o almuerzo, gracias por hacerme reír en momentos de agobio.

Agradecimientos especiales al Dr. Benigno Godoy, mi gran amigo (baboso), quien estuvo siempre para contestar mis dudas y mis preocupaciones, has sido siempre un amigo leal y un buen profesional. Agradezco al Dr. Eduardo Medina, quien ha sido un gran compañero en este proceso, ha sido un gran apoyo con sus conocimientos en el área de la vulcanología, además de haber formado un vínculo profesional y de amistad.

Agradezco al departamento de Geología de la Universidad Católica del Norte por su apoyo económico, docente e investigativo, el cual ha servido de manera fundamental para ser un profesional más completo. Gracias por haber confiado en mí.

Este desafío no hubiese sido posible sin la confianza que depositaron en mí profesionales importantes en el área científica: Dr. Felipe Aguilera, quien me ofreció realizar este estudio de doctorado, confiaste en mí hace 5 años y espero haber cumplido tus expectativas. Dra. Severine Moune, cuyo carácter me ha inspirado para poder cumplir esta meta, gracias por tu comprensión y apoyo como mujer y madre en este proceso. Dr. Olivier Roche, ha sido muy motivante, destacando siempre lo positivo. Finalmente agradezco de manera especial a mi profesor guía Dr. Eduardo Campos, quien me ha apoyado en todo sentido durante este tiempo, muchas gracias por tus consejos, por tus gestiones para los viajes, por respetar mis tiempos, y otras obligaciones, y por sobre todo gracias por tu confianza. Muchas gracias a todos ustedes por sus aportes y críticas, que me hicieron llegar hasta acá, me han enseñado a ser un mejor profesional y espero una buena volcanóloga. Muchas gracias a cada uno de ustedes, han sido un apoyo importante en todo este proceso, no solo profesional, sino que también personal.

Finalmente, agradezco al proyecto regular ECOS-CONICYT (Comité de Evaluación y Orientación de la Cooperación Científica con Chile del Gobierno de Francia-Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica), cuya institución financió económicamente esta investigación, otorgando manutención, pasajes al extranjero, estadías y análisis.

RESUMEN

La Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVAC) es la provincia magmática más activa en el sistema Andino, originando una gran diversidad de magmas, cuya composición varía de basaltos a dacitas con tendencia calcoalcalina a shoshonítica, y una gran variedad de estructuras volcánicas. Uno de los problemas importantes en el estudio de las manifestaciones volcánicas es la comprensión de los procesos que controlan el origen, naturaleza y evolución de los volátiles durante el ascenso del magma. Los estudios que se han realizado en los volcanes de la ZVAC se han concentrado fundamentalmente en la caracterización de la fuente primaria y la contaminación del magma a medida que estos ascienden a la superficie. Pocos estudios han abordado el problema de la desgasificación como fuente de caracterización de los procesos magmáticos y de la composición actual del magma en desgasificación que está presente en los sistemas volcánicos activos. El objetivo de esta investigación es determinar las condiciones magmáticas de los sistemas volcánicos activos Irruputuncu y Lastarria, a través del análisis de inclusiones vítreas en minerales (plagioclasas y piroxenos). Los resultados geoquímicos indican que las inclusiones hospedadas en los cristales de plagioclasa y piroxeno de los volcanes Irruputuncu y Lastarria tienen una composición química más ácida que la roca total, por lo que sugiere que la composición química del vidrio atrapado en los fenocristales representa el líquido residual transitorio que se alberga en el magma, producto de un ciclo de cristalización fraccionada, a la evolución del fundido y/o mezcla de magma. Este proceso ocurre a profundidades relativamente someras, donde se albergan las últimas fases del magma. Cabe destacar que en todas las inclusiones vítreas de los volcanes de los Andes Centrales, Sur y en algunos de arcos de islas, se observa que la composición de las inclusiones tiende a ser relativamente más evolucionada que la roca total; se sugiere que en el borde o límite donde interactúan el fundido y el cristal ocurre un leve enriquecimiento de elementos como el Si, Na y K. Por su parte, los estudios realizados entre MI-mineral y minerales-roca total indican la presencia de una zona *mush* bajo cada sistema volcánico, esto se evidencia en gran parte por cristales que no están en equilibrio con el fundido. Por lo tanto, cuando el magma asciende (almacenado en estructuras de sills) interactúa con la zona *mush*, que reabsorbe los minerales e incorporándolos como cristales. Por otra parte, cuando los magmas se equilibran forman cristales cognatos. Las condiciones de presión, temperatura y fugacidad de oxígeno determinadas a partir de las inclusiones vítreas, para las condiciones magmáticas en los sistemas Irruputuncu y Lastarria, varían entre los 1,9 a 11,7 kbar, 810 a 970°C y NNO+3, rangos similares a los observados en otros volcanes de los Andes Centrales del Norte de Chile. Por otra parte, el rango del contenido de volátiles varía entre 0-1500 ppm F, 10-3300 ppm Cl, 10-1600 ppm S, 0-6 %wt H₂O; este amplio rango de variación en los valores de presión, temperatura y concentración de volátiles, reflejan la variabilidad de las condiciones de almacenamiento del magma durante el atrapamiento de las inclusiones vítreas en el cristal huésped. Esto ocurriría a diferentes profundidades (6,3 a 15,2 km para el volcán Irruputuncu y 9,5 a 18 km para el volcán Lastarria) y en zonas con distintos grados de enfriamiento, representados por estructuras de sills. Cabe destacar que el contenido de S disminuye con el aumento de la presión y temperatura, y se relaciona directamente a la fugacidad del oxígeno. Los contenidos de este volátil son similares en varios sistemas volcánicos, esto sugiere que el bajo contenido de S en inclusiones vítreas se debe a la separación de la fase gaseosa del S como resultado del congelamiento y cristalización fraccionada de un magma andesítico antes de la mezcla, proceso que podría estar ocurriendo en los volcanes en estudio. Apparently, las condiciones magmáticas en los volcanes del norte de Chile y Bolivia tienen características similares, debido al contexto geotectónico que afecta a esta zona, dando como resultado variados procesos magmáticos, tales como, mezcla de magma, cristalización fraccionada avanzada (magma riolítico), acumulación de magma en zonas someras, interacción entre los fluidos magmáticos e hidrotermales someros. Por el contrario, volcanes de origen basáltico presentan características distintas, indicando que cada sistema volcánico responde a una dinámica propia de las condiciones geotectónicas e interacción con el entorno.

Palabras claves: Inclusiones magmáticas, desgasificación, procesos magmáticos, Andes Centrales, Lastarria, Irruputuncu

Mots clés: Inclusions magmatiques, dégazage, processus magmatiques, Andes Centrales, Lastarria, Irruputuncu

Key words: Magmatic inclusions, degassing, magmatic processes, Central Andes, Lastarria, Irruputuncu

ABSTRACT

The Central Volcanic Andes Zone (CVAZ) is the most active magmatic province in the Andean system, resulting in a wide variety of magmas, ranging from basalts to calc-alkaline and shoshonites dacites, and a variety of volcanic structures. One of the important problems in the study of volcanic manifestations is the understanding of the processes controlling the origin, nature and evolution of volatiles during ascent of magma. Studies conducted in the volcanoes of the ZVAC have focused primarily on the characterization of the primary source and contamination of magma as this rise to the surface. Few studies have addressed the problem of outgassing as a source of characterization of magmatic processes and the current composition of magma degassing which is present in the active volcanic systems. The objective of this research is to determine the magmatic conditions of Irruputuncu and Lastarria active volcanic systems, through the analysis of melt inclusions in minerals (plagioclases and pyroxenes). The results indicate that melt inclusions-hosted plagioclase and pyroxene both volcanoes have a more acid composition than whole rock, we suggest that glass compositions represent residual transitory melt that is found in the magma, like product of a fractional crystallization, to the evolution of the melt and/or mixing of magma. This process occurs to shallow depth, which represents the last phases magmatic. It should be noted that in all the vitreous inclusions of the Central Andes, South and some island arcs, it is observed that the composition of the inclusions tends to be relatively more evolved than whole rock; it is suggested that slight enrichment of elements such as Si, Na and K occur at the between melt and minerals. Meanwhile, the interaction between minerals and whole rock indicate the presence of zone mush under each volcanic system, this is evidenced in large part by crystals in disequilibrium with the melt. Therefore, when that magma ascends (stored sills structure) interacts with the mush zone, reabsorption the minerals incorporating exotic crystals. On the other hand, when the magma is in equilibrium generate cognate crystals. The conditions of pressure, temperature and oxygen fugacity determined from the melt inclusions for pre-eruptive magmatic conditions in Irruputuncu and Lastarria systems vary between 1.9 to 11.7 kbar, 810-970 °C and NNO+3, similar to those observed in other volcanoes in the Central Andes of northern Chile. Otherwise, range of volatiles content varies in 0-1500 ppm F, 10-3300 ppm Cl, 10-1600 ppm S, 0-5 %wt H₂O; this wide range of variation in the values of pressure, temperature and concentration of volatile, reflecting the variability of magma storage conditions during entrapping vitreous inclusions in the host crystal. This could at different depths (6.3 to 15.2 km Irruputuncu volcano and 9.5 to 18 km Lastarria volcano) and in areas with different degrees of cooling structures represented by sills. Moreover, the S content decrease with increase pressure and temperature, and is related directly with the fugacity of oxygen. The volatile content is similar in various volcanic systems, this suggest that the low S content in melt inclusions represent the separation of this phase as a results of cooling and fractionate crystallization of a andesitic magma before of mixing. It appears that the magmatic conditions in the volcanoes of northern Chile and Bolivia have similar characteristic, due to the geotectonic context of this zone, resulting varied magmatic process, such as magma mixing, evolved fractionate crystallization (rhyolitic magma), accumulation of magma in shallow areas, interaction between magmatic and hydrothermal fluids. However, basaltic volcanoes present different characteristics, which indicate that each volcanic system respond to a dynamic of geotectonic conditions and interaction with the environment.

Palabras claves: Inclusiones magmáticas, desgasificación, procesos magmáticos, Andes Centrales, Lastarria, Irruputuncu

Mots clés: Inclusions magmatiques, dégazage, processus magmatiques, Andes Centrales, Lastarria, Irruputuncu

Key words: Magmatic inclusions, degassing, magmatic processes, Central Andes, Lastarria, Irruputuncu

Índice

CAPITULO 1: INTRODUCCION	1
1.1.Problema de investigación	1
1.2.Marco teórico	5
1.2.1. Procesos magmáticos	5
1.2.2. Evolución volcano-magmática de los Andes Centrales	7
1.2.3. Casos de estudio	10
1.2.3.1. Volcán Lastarria	10
1.2.3.2. Volcán Irruputuncu	11
1.2.4. Volátiles en magmas	12
1.2.5. Inclusiones fundidas o vítreas	16
1.2.5.1. Características generales y su significado	16
1.2.5.2. Modificación de la inclusión después del entrapamiento	18
1.2.5.3. Sistema plagioclasa-inclusión vítrea	19
1.2.5.4. Estudio de volátiles en inclusiones vítreas	20
1.3. Objetivos	21
1.4. Hipótesis	22
 CAPITULO 2: MÉTODOS DE MUESTREO Y ANÁLISIS	 23
2.1. Análisis de elementos mayores y volátiles en minerales, inclusiones vítreas y masa fundamental, vía microsonda electrónica (EMPA)	23
2.1.1 Preparación de muestras para análisis de inclusiones vítreas (IV)	24
2.1.2. Condiciones analíticas	25
2.1.3. Confiabilidad de las mediciones	26
2.2. Espectrometría Raman	27
2.2.1. Generalidades	27
2.2.2. Funcionamiento del espectrómetro Raman	28
2.2.3. Aplicaciones	29
2.3. Análisis de elementos mayores por espectrometría de emisión plasma-atómica acoplada inductivamente (IPC)-AES)	30

2.3.1. Tratamiento químico	30
2.3.2. Características del ICP-AES	30
2.4. Geocronología	31
2.4.1. Preparación de muestras	31
2.4.2. Características analíticas	31
2.4.2. Interpretación	32

CAPITULO 3: EVOLUCION VOLCÁNICA Y PROCESOS MAGMÁTICOS DEL VOLCÁN IRRUPUTUNCU

Evolution of Irruputuncu volcano, Central Andes of Northern Chile	34
--	-----------

Rodríguez I., Roche O., Moune S., Aguilera F., Campos E., Pizarro M.

Publicado en Journal of South American Earth Sciences

1. Introduction	35
2. Irruputuncu geological setting	38
3. Analytical Methods	40
3.1 Geochemical analysis	40
3.2 Geochronology	40
3.3 Volume estimates	41
4. Irruputuncu Volcano	44
4.1 General characteristics	44
4.2 Geochemical evolution	46
4.3 Irruputuncu I	47
4.3.1. El Pozo pyroclastic flow deposit (PfP)	47
4.3.2. Phase I Lavas (PIL)	49
4.3.3. Debris avalanche deposit (DAD)	51
Proximal facies (DADp)	51
Transversal ridge facies (DADtr)	52
Longitudinal ridges facies (DADlr)	53
4.4 Irruputuncu II	53
4.4.1. Queñoas Lavas flows (QI)	53
4.4.2. Block and ash flow deposit I (B/AI)	55

4.4.3. Crater lavas (C1)	57
4.4.4 Block and ash flow deposit II (B/AII)	57
4.4.5. Sulfur deposits (Sd)	58
4.4.6. Sedimentary deposits (Hc and Hma)	59
5. Discussion	59
5.1. Volcanic evolution	59
5.2. Magmatic processes	61
5.3. Volume estimation	62
6. Conclusion	63
Acknowledgements	64
 CAPITULO 4: ESTUDIO DE INCLUSIONES VÍTREAS EN SISTEMAS VOLCÁNICOS DE LOS ANDES CENTRALES	 65
4.1. Procesos de desgasificación y condiciones pre-eruptivas del volcán Irruputuncu, Andes Centrales	65
4.1.1. Introducción	65
4.1.2. Antecedentes generales	67
4.1.3. Metodología	67
4.1.4. Resultados	68
4.1.4.1. Petrografía y mineralogía	68
4.1.4.2. Geoquímica de las roca total	71
4.1.4.3. Composición de las Inclusiones vítreas (IV)	72
4.1.5. Discusiones	81
4.1.5.1. Condiciones de entrapamiento de las inclusiones	81
4.1.5.2. Representatividad de las inclusiones vítreas	81
4.1.5.3. Condiciones magmáticas	84
4.1.5.4. Condiciones químicas, ascenso y evolución del magma	86
4.1.5.5. Evolución de elementos volátiles del volcán Irruputuncu	90
4.1.6. Conclusiones	95
	97

4.2. Magmatic conditions of Lastarria volcano, Central Andes: A melt inclusions approach

Rodríguez I., Moune S., Aguilera F., Campos E., Roche O.

Submitted to Journal of Volcanology and Geothermal Research

1. Introduction	98
2. Geological and volcanological setting	100
3. Analytical methods	103
4. Results	104
4.1. Petrography and mineralogy	104
4.1.1. Pumice	105
4.1.2. Lava samples	105
4.2. Whole rocks and groundmass geochemistry	106
4.3. Melt inclusions	108
5. Discussions	112
5.1. Magmatic processes	112
5.2. Magmatic storage conditions and architecture	118
5.3. Evolution through time of the Lastarria volcano	120
5.4. Comparison of magmatic degassing between melt inclusions and fumarole gases	123
6. Conclusions	123
Acknowledgements	
 CAPÍTULO 5: DISCUSIONES	 136
5.1. Evolución volcánica de los Andes Centrales del norte de Chile	136
5.2. Condiciones magmáticas someras de los Andes Centrales	138
5.2.1. Condiciones químicas del magma	138
5.2.2. Desgasificación en sistemas volcánicos activos	140
5.2.3. Condiciones físicas del magma	141
 CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES GENERALES	 144
REFERENCIAS	148

Índice de figuras

Figura 1.1. Mapa esquemático de la Zona Volcánica Central (ZVAC) y ubicación de los volcanes con permanente actividad fumarólica. <i>Modificado de Stern (2004)</i>	9
Figura 1.2. Fotomicrografía de inclusiones fundidas en cristales. En (a) se observa un cristal de piroxeno del volcán Lastarria, con inclusiones vítreas (iv) y burbujas (b). En (b) se observa un cristal de plagioclasea del volcán Irruputuncu, con inclusiones vítreas y burbujas (iv+b).	18
Figura 1.3. Diagrama esquemático de inclusiones vítreas hospedadas en un cristal huésped bajo diferentes velocidades de enfriamiento. (A) Enfriamiento rápido, sin cristales ni burbujas. (B) Una burbuja puede nuclearse cuando el enfriamiento es más lento. (C) Difusión durante enfriamiento lento promoviendo el crecimiento de minerales. (D) Enfriamiento muy lento permite una alta cristalización de minerales en la inclusión. Escalas de tiempo para la nucleación de burbujas y cristalización son dependientes de la composición. Inclusiones basálticas de baja viscosidad pueden cristalizar completamente en minutos, mientras inclusiones más riolíticas pueden no cristalizar incluso si se mantiene a alta temperatura durante años. Tomado de Lowenstern, 1995.	20
Figura 2.1. (a) Roca tamizada para separación de plagioclasea y piroxeno. (b) Minerales en porta objeto y en cilindros de cobre. (c) Resina epóxica para pegar minerales en cilindro. (d) Lijas para desgaste de minerales y llevar a superficie las inclusiones fundidas.	25
Figure 3.1. (a) Map of the Andes, distribution of Northern (NVZ), Central (CVZ) and Southern Volcanic Zone (SVZ). Modified from de Silva and Francis, 1991. (b) Location of Irruputuncu volcano. Modified from Tassi <i>et al.</i> , 2009. (c) Google Satellite image of Irruputuncu Volcanic Complex. Black lines show the limits of Irruputuncu volcano deposits.	36
Figure 3.2. Geological map of Irruputuncu volcano.	39
Figure 3.3. Geochemical diagrams of whole rocks chemistry of Irruputuncu units. (a) Whole-rock geochemistry TAS diagram. (b) K ₂ O vs SiO ₂ diagram. (c-j) Major elements vs SiO ₂ .	45
Figure 3.4. (a) Anorthite composition vs SiO ₂ . (b) Variation of CaO with MgO of rocks of Irruputuncu volcano.	46
Figure 3.5. Field photograph of El Pozo pyroclastic flow deposit. (a) El Pozo deposit (PfP) beneath the debris avalanche deposit (DAD). (b) Pumice flow deposit units showing reverse size grading of pumices and scoria clasts. (c) Large pumice (P) and scoria (S) clasts with evidence of magma mingling. (d) Altered lithic clast	48

Figure 3.6. Panoramic view of Irruputuncu units. (a-c) Contacts between Phase I lava (PIL) and Crater lava flows (Cl), with block-and-ash flow deposits I and II (B/AI and B/AII) covering the Queñoas lava flows (QI) and Crater lavas.	50
Figure 3.7. (a) Photomicrography of Phase I lavas showing biotite (bt) and mafic minerals with disequilibrium texture (ds) in a groundmass (GM) of plagioclase microlites. (b) Photomicrography of Crater lava flows showing plagioclases (plg) with resorption and biotites (bt) in a hypocristalline groundmass (GM).	50
Figure 3.8. (a) Satellite image showing the debris avalanche deposit (DAD). The black arrows indicate the flow direction; blue lines indicate ridges and green lines represent hummocks. (b) Blocks with jigsaw structure. (c) Impact marks on blocks (shown by arrows).	52
Figure 3.9. (a) Satellite image showing the Queñoas lava flow unit (orange line), with lateral levées (solid line) and concentric ridge structure (ogives in dashed lines). (b) Photomicrography showing phenocrysts of plagioclase (plg) with disequilibrium texture, hornblende (hb) and biotites (bt) in a hypocristalline groundmass (GM). (c) Photomicrography showing phenocrysts of hornblende (hb), with disequilibrium texture (ds), and of plagioclase (plg) in a hypocristalline groundmass (GM).	54
Figure 3.10. Block-and-ash flow deposit I (B/AI). (a) Satellite image showing the B/AI covering partially to Queñoas lava unit (QI). (b) Large fractured lava blocks. View is to the east. (c) Photomicrography showing xenocrysts (round) and phenocrysts of plagioclase (plg) with disequilibrium texture in a hypocristalline groundmass (GM). (d) Photomicrography showing xenocrysts of quartz (qz) with coronitic texture (ct).	56
Figure 3.11. (a) Irruputuncu volcano active crater with abundant fumarolic activity and yellow sulphur deposits. The maximum crater width is 85 m. (b) Photograph showing sulphur deposits in the fumarolic field.	58
Figure 3.12. Schematic temporal evolution of Irruputuncu, with units described in the main text. (a-c) Irruputuncu I. (d-g) Irruputuncu II.	60
Figure 3.13. Volume comparison between the Irruputuncu volcano and other volcanic systems in the Central Andes. Volume data from Feeley and Davidson (1994), Matthews <i>et al.</i> (1994), Richards and Villeneuve (2001), Clavero <i>et al.</i> (2004a and b), Klemetti <i>et al.</i> (2007), Naranjo (2012).	63
Figura 4.1. Geología del volcán Irruputuncu (tomado de Rodríguez <i>et al.</i> , 2015). Los círculos blancos representan los puntos de muestreo. Sistema de coordenadas en WGS 1984 UTM zona 19S.	68

Figura 4.2. (a) Fotomicrografía de pómez perteneciente a la unidad El Pozo, contiene cristales de biotita (bt), en matriz (M) de vidrio y cristales. (b) Fotomicrografía perteneciente a la unidad <i>Phase I Lava</i> , presenta fenocristal de plagioclasa (plg) con borde de reabsorción (textura de desequilibrio. ds), cristal de biotita (bt); en masa fundamental (MF) de vidrio y cristales. (c) Fotomicrografía de la unidad <i>Queñoas Lava</i> , con fenocristales de plagioclasa (plg), hornblenda (hb) y biotita (bt); en masa fundamental (MF) de vidrio y cristales. (d) Fotomicrografía de la unidad <i>Crater lava</i> , con fenocristales de plagioclasa (plg), biotita (bt), hornblenda (hb) con desequilibrio (ds) en sus bordes, en masa fundamental (MF) de vidrio y cristales.	70
Figura 4.3. Diagrama de Streckeisen (1976), refleja la composición geoquímica de roca total y de inclusiones vítreas (IV) de las unidades: Crater lava (Cl; IRRU-21), Queñoas lava (Ql; IRRU-5), Phase I Lava (PIL; IRRU-14), El Pozo (PfP; IRRU-46A).	71
Figura 4.4: Composición roca total e inclusiones vítreas de elementos mayores versus sílice %wt), los datos muestran la evolución geoquímica de los eventos más representativos del volcán Irruputuncu. Los errores se presentan en 2σ y corresponden al dato instrumental de la microsonda EMPA.	73
Figura 4.5. Fotografías de minerales de plagioclasa (plg) con inclusiones vítreas (indicadas con círculos negros). (a) Unidad El Pozo; (b) Unidad Phase I Lava; (c) Unidad Queñoas Lava; (d) Unidad Crater Lava.	74
Figura 4.6. Comportamiento de volátiles (F, S, H ₂ O, Cl) en relación al K ₂ O de las inclusiones vítreas (IV) de las unidades El Pozo (PfP), Phase I Lava (PIL), Queñoas lava (Ql), Crater lava (Cl).	75
Figura 4.7. Fotomicrografías de las unidades Cráter lava y Queñoas lava. Se observan inclusiones vítreas (IV) en cristales de plagioclasas (plg), con bordes corroídos y fracturados (recuadro), además bordes de desequilibrio (ds) en los fenocristales de plagioclasas al interactuar con la masa fundamental (MF).	83
Figura 4.8. (a-c) Comportamiento del Al ₂ O, CaO, Na ₂ O versus el SiO ₂ para determinar el grado de difusión entre la inclusión y el mineral huésped.	84
Figura 4.9. Evolución de la temperatura y presión versus la edad de cada evento.	85
Figura 4.10. Diagrama de fugacidad de oxígeno. (a) desarrollo de la fugacidad del oxígeno versus la temperatura, dando como resultado el buffer MH. Se observa otros sistemas volcánicos con valores cercanos al volcán Irruputuncu. (b) comportamiento de la fugacidad para cada evento del volcán Irruputuncu. Los cálculos se realizaron de acuerdo a Ghiorso y Sack, 1995.	87
Figura 4.11. Variación del contenido de H ₂ O del fundido en condiciones pre-eruptivas y la temperatura. El contenido de SiO ₂ en el fundido varía entre 71.6-	88

79.8. Los datos coinciden con los experimentos de Scaillet y Pichavant, (2003), marcados en el círculo gris.

Figura 4.12. Modelo conceptual para el sistema magmático del volcán Irruputuncu. La profundidad promedio mínima estimada es de 10 km. Cuando el magma asciende interactúa con cristales de la *zona mush*, incorporando cristales exóticos al nuevo sistema (a). En el segundo proceso (b) se observan cristales exóticos y primarios en el mismo sistema magmático. Modificado de Kilgour *et al.*, 2013. 89

Figura 4.13. Comportamiento de SiO₂ y K₂O en cada evento representativo del volcán Irruputuncu. 90

Figure 4.14. Evolución de todos los volátiles (F, S, Cl, H₂O) versus la edad de cada evento del volcán Irruputuncu. 92

Figure 4.15. Razón volátiles/K₂O versus el K₂O en inclusiones vítreas del volcán Irruputuncu. El grafico indica si las inclusiones fueron atrapadas en etapas de cristalización, desgasificación o ambas. En general, se observa que las razones de F, Cl, S y H₂O/K₂O disminuye con el aumento del K₂O, indicando desgasificación de estos volátiles durante la cristalización fraccionada. 93

Figure 4.16. (a) Schematic map of the Andean Volcanic Zones: Northern Volcanic Zone (NVZ), Central Volcanic Zone (CVZ), Southern Volcanic Zone (SVZ); (b) Schematic map of the Central Andean Volcanic Zone (CVZ), from Aguilera *et al.* 2012; (c) Satellite imagen of the Lastarria volcano. 99

Figure 4.17. Geological map of Lastarria volcano, modified from Naranjo 2010 and Páez 2015. The white points indicate the location of the samples. 102

Figure 4.18. (a) Photomicrography of LSTR- 3 pumice showing plagioclase (plg) orthopyroxene (opx) crystals immersed on a vitreous and crystalline matrix (M). (b) Photomicrography of LSTR-7 lava in which phenocrysts of plagioclase (plg) with sieve texture (sv) and clinopyroxene (cpx) embedded in a hypocristalline groundmass (GM) can be observed. (c) Pyroxene crystal from LSTR-3 indicating the profile of En content. (d) Photomicrography indicates the position of An and MgO compositional profiles in plagioclase from sample LSTR-7. The wt% for MgO represents the difference between maximum and minimum values measured within the profile. 107

Figure 4.19. The chemical classification of volcanic rocks using the total alkalis versus silica (TAS) diagram of Le Maitre *et al.*, (1989). Whole rock, groundmass and minerals-hosted melt inclusions composition from Lastarria volcano. The sample show an acid composition for melt inclusion, instead the whole rock present an intermediate compositions. 107

Figure 4.20. Photomicrography of two plagioclases, it shows a melt inclusions (gray circle) rounded and tabular shapes, also present brownish tints.	108
Figure 4.21. Major oxides vs K_2O diagrams showing the whole-rock, groundmass and MIs compositions (in wt %) from Lastarria volcano. The harker diagrams show an incompatible tendency, excepting the K_2O . Besides, the MIs and groundmass contain higher K_2O content than whole rock. Error bars are given at 95% confidence level.	110
Figure 4.22. Al_2O_3 vs SiO_2 diagram of plagioclase and pyroxene-hosted melt inclusions of Lastarria volcano. These data show that the chemistry of each inclusion is largely independent of the host mineral. Plagioclase- and pyroxene-hosted melt inclusions that had crystallized after being trapped would trend away from their respective host crystal along the vectors shown as black arrows.	111
Figure 4.23. Volatiles (F, Cl, S, H_2O) behavior in relation with K_2O . S and H_2O present a slight decrease with respect to K_2O , instead, F and Cl increase with K_2O content. Moreover, the samples present a large range of volatiles and data overlapping for each event. Error bars are 2σ .	112
Figure 4.24. Diagrams of elements incompatible (TiO_2 versus K_2O), showing the compositions of groundmass, melt inclusion and whole rock. Cognate melt inclusions should fall on the same line (grey dashed lines) as the bulk rock and groundmass glass (e.g. Faure and Schiano, 2005). The LSTR-2, LSTR-7 and LSTR-10 samples, represent the first eruptive cycle, instead, LSTR-12, LSTR-3 and LSTR-11 represents the second eruptive period from Lastarria volcano. The graphic shows that LSTR-2, LSTR-7 and LSTR-12 melt inclusions are less evolved than groundmass glass and, also not fall on the same line; hence, these events contain mostly exotic minerals. Meanwhile, LSTR-10, LSTR-3 and LSTR-11 melt inclusions represent cognate minerals, as it is on the same tendency line.	115
Figure 4.25. Ratios of Cl, S, H_2O , F/ K_2O vs K_2O in melt inclusions and groundmass from Lastarria volcano. (a,b,c) indicate degassing and crystallization during eruption. (d) behavior of fluorine is heterogeneous. The first cycle corresponds to the samples: LSTR-2, LSTR-7, LSTR-10; and the second cycle: LSTR-3, LSTR-12, LSTR-11.	117
Figure 4.26. Oxygen fugacity from Lastarria volcano versus temperature (MH buffer), the NNO is of 2.7 to 3.1. The difference between three volcanic systems due to Lastarria volcano contains more H_2O content.	120
Figure 4.27. Relationship of some parameter versus age from each samples of Lastarria volcano. (a) SiO_2 increase in the first period, then decrease in the second period. (b) pressure versus age. (c) Oxygen fugacity versus age it is observe the same behavior of the pressure and temperature. (d) temperature versus age. These graphics present trend similar, where decrease in the events from each period.	121

Figure 4.28. Total volatile content versus age. The graphics shows major volatiles content in the second period and lower pressure and temperature conditions.	122
Figure 4.29. Conceptual model for the magmatic system at Lastarria volcano. To 1 km depth below exist a hydrothermal system; also, has been found a magma reservoir sill-shape oriented in an E-W direction, between 3 and 6 km depth (Spica <i>et al.</i> , 2015). We suggest this magma correspond to a zone mush (a) which interacting with a magma deeper, entraining some exotic crystals into the melt (b). On ascent, small defects in individual crystals allow for the ingress and then trapping of cognate melt inclusions (c). These cognate and exotic crystals melt inclusions record the magmatic conditions of the new melt.	122
Figura 5.1. (a) Vista hacia el NE del volcán Irruputuncu. (b) Vista hacia el SE del volcán Lastarria.	137
Figura 5.2. Diagrama TAS (Le Bas <i>et al.</i> , 1986), representa la geoquímica roca total del volcán Irruputuncu y Lastarria.	137
Figura 5.3. Diagrama TAS (Le Bas <i>et al.</i> , 1986). Se observa la composición geoquímica de las inclusiones vítreas de distintos sistemas volcánicos: IRRU: Irruputuncu; LSTR: Lastarria; Zona Volcánica Sur: ZVS (Whermann <i>et al.</i> , 2014); Vil: Villarrica (Witter <i>et al.</i> , 2004); Tg: Tungurahua (Myers <i>et al.</i> , 2010); Oll: Ollagüe (Mattioli <i>et al.</i> , 2006); Utu: Uturuncu (Muir <i>et al.</i> , 2014b); Rua: Ruapehu (Kilgour <i>et al.</i> , 2013).	139
Figura 5.4. Efecto de la presión en la solubilidad del S, el cual disminuye con el aumento de la presión. Gráfico tomado de Carroll y Webster (1994).	142

Índice de tablas

Tabla 2.1. Datos geocronológicos de las edades realizadas para este estudio en el volcán Irruputuncu.	33
Table 3.1. Geolocalisation of Irruputuncu samples and major element compositions of whole rocks in wt%.	42
Table 3.2. Geochronological data of Irruputuncu volcano	43
Table 3.3. Estimated area and volume of Irruputuncu units.	44
Tabla 4.1: Representación microscópica de la cristalinidad de rocas del volcán Irruputuncu	70

Tabla 4.2a. Composición de elementos mayores y volátiles de inclusiones vítreas, y roca total en muestras de la unidad Cráter lava (CI).	76
Tabla 4.2b. Composición de elementos mayores y volátiles de inclusiones vítreas, y roca total en muestras de la unidad Phase I Lava (PIL)	77
Tabla 4.2c. Composición de elementos mayores y volátiles de inclusiones vítreas, y roca total en muestras de la unidad Queñoas lava (QI).	78
Tabla 4.2c. Composición de elementos mayores y volátiles de inclusiones vítreas, y roca total en muestras de la unidad Queñoas lava (QI).	79
Tabla 4.2d. Composición de elementos mayores y volátiles de inclusiones vítreas, y roca total en muestras de la unidad Flujo piroclástico El Pozo (PfP).	80
Tabla 4.3: Resultados de presión, temperatura de acuerdo a Putirka (2008) y fugacidad del oxígeno de acuerdo a Ghiorso y Saco (1995).	90
Table 4.4a. Major and volatile concentration (wt%) of melt inclusions (MIs), groundmass and whole rocks for LSTR-2 (lava, PII1)	126
Table 4.4b. Major and volatile concentration (wt%) of melt inclusions (MIs), groundmass and whole rocks for LSTR-3 (pumice, Hi3)	127
Table 4.4c. Major and volatile concentration (wt%) of melt inclusions (MIs), groundmass and whole rocks for LSTR-7 (lava, PII2)	129
Table 4.4d. Major and volatile concentration (wt%) of melt inclusions (MIs), groundmass and whole rocks for LSTR-10 (lava, PII3)	131
Table 4.4e. Major and volatile concentration (wt%) of melt inclusions (MIs), groundmass and whole rocks for LSTR-11 (block and ash, HII4(bc))	132
Table 4.4f. Major and volatile concentration (wt%) of melt inclusions (MIs), groundmass and whole rocks for LSTR-12 (minglin, Hi2)	133
Table 4.5: Representative crystallinity microscopy of Lastarria volcano	134
Table 4.6. Physical data from Lastarria volcano	135
Table 4.7. Data of fumarole gases and volatile content from melt inclusion	135
Tabla 5.1. Resultados geoquímicos, volátiles y condiciones físicas de sistemas volcánicos pertenecientes a los Andes Centrales, sur y arcos islas	143

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. Problema de investigación

En márgenes convergentes el volcanismo activo ocurre en zonas donde el ángulo de subducción es relativamente inclinado ($\sim 25^\circ$), mientras que en aquellas donde el ángulo de subducción es relativamente plano ($< 10^\circ$), no existe actividad volcánica (Stern, 2004). La relación genética entre subducción y volcanismo ha sido confirmada por estudios geoquímicos que indican que la generación de magma se inicia con la deshidratación y/o fusión parcial de la litosfera oceánica subducida, los productos generados en esta etapa interactúan con la cuña del manto astenosférico sobreyacente, dando origen a un magma primitivo, que se emplaza en la base de la corteza continental (Arculus, 1994; Ulmer, 2001; Stern, 2004). Componentes derivados de la corteza continental pueden también ser incorporados al proceso de formación magma a través de la erosión tectónica ocurrida durante la subducción y por asimilación de material cortical en la base de la corteza (*e.g.* Davidson y de Silva, 1992; Wörner *et al.*, 1992; von Huene *et al.*, 1999; Stern, 2004).

La Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVAC) es una franja volcano-magmática formada como resultado de la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana, y se distribuye desde los 14°S a los 27°S (Coira *et al.*, 1982). El ángulo de subducción tiene un buzamiento promedio entre 16° y 17° en los Andes Centrales, el cual está bien definido por la zona de Wadati–Benioff con sismos de profundidades menores a 150 km (Hayes *et al.*, 2012). La posición de este arco volcánico ubicado actualmente entre 300-400 km de la fosa, ha migrado hacia el este desde el Jurásico en un proceso conocido como Ciclo Andino (Coira *et al.*, 1982; Haschke, 2002; Trumbull *et al.*, 2006). Asociada a esta migración, se observan cambios en la composición geoquímica de las rocas ígneas generadas en el arco magmático (Haschke, 2002; Haschke *et al.*, 2006; Mamani *et al.*, 2008, 2010).

El magma corresponde a una mezcla de tres fases, líquida (fundido), sólida (cristales) y gaseosa (volátiles). Los componentes volátiles disueltos en el magma juegan un importante rol en el comportamiento de los volcanes activos, y por lo tanto, existe gran

interés en el estudio de los gases volcánicos en la volcanología moderna. Por ejemplo, las emisiones de gases volcánicos pueden modificar la composición química de la atmósfera y el ambiente a escala local, y en el caso de erupciones mayores, pueden afectar al clima de forma global, alterar los niveles de radiación solar que recibe la tierra, siendo los más notables los gases que contribuyen al efecto invernadero (CO_2) y las especies de azufre (Rampino y Self, 1992).

Es sabido que la dinámica de los procesos eruptivos (explosividad, estilo eruptivo e intensidad) se relaciona directamente con la concentración de gases en el magma y los procesos de desgasificación del mismo (Jaupart, 1998; Carroll y Holloway, 2000). Por su parte, la desgasificación es una de las principales y más comunes manifestaciones de la actividad volcánica durante o incluso entre eventos eruptivos (Symonds *et al.*, 1994; Johnson *et al.*, 2010). Cuando disminuye la presión, los volátiles se exsuelven, generando un sobrecrecimiento de burbujas, lo cual conlleva a la fragmentación del magma momentos previos a una erupción, siendo la fase gaseosa la primera en llegar a la superficie, debido a su mayor movilidad respecto al magma, por lo tanto, esta fase representa la única conexión entre la atmósfera y el magma en profundidad desde la cual estos se exsuelven (Symonds *et al.*, 1994; Cashman *et al.*, 2000). Por otra parte, los elementos volátiles son difíciles de estudiar, ya que estos se escapan cuando: i) las lavas cristalizan en la superficie, ii) los piroclastos son emitidos a la atmósfera por erupciones explosivas, y iii) ocurre desgasificación pasiva.

La mayoría de los estudios realizados en los volcanes de la Zona Volcánica Central se han enfocado fundamentalmente en la caracterización de la fuente primaria de los magmas y en los grados de contaminación que estos sufren a medida que el magma asciende a la superficie (*e.g.* Hildreth y Moorbath, 1988; Davidson y de Silva 1992; Godoy *et al.*, 2014), mientras que son pocos los estudios que se han dedicado a investigar la desgasificación del magma en los estados pre-eruptivos de los volcanes activos (Muir *et al.*, 2014). Estimar la cantidad y el comportamiento de los componentes volátiles disueltos en los magmas constituye un paso importante para entender y modelar los procesos de desgasificación y su control en la actividad volcánica. Por otra parte, estudios de emanaciones de gases en volcanes activos en los Andes Centrales, sugieren que los

componentes gaseosos son una mezcla de fluidos magmáticos, hidrotermales y con un aporte menor de fluidos meteóricos (*e.g.* Tassi *et al.*, 2011; Aguilera *et al.*, 2012).

La escasa información disponible relacionada con los procesos de desgasificación magmática ha sido mayormente una consecuencia de las dificultades prácticas que involucran el muestreo y monitoreo de las emisiones volcánicas gaseosas, principalmente a la dificultad de acceso y los peligros inminentes en las zonas con actividad fumarólica constante. Sin embargo, nuevas perspectivas se han abierto debido al desarrollo de nuevas tecnologías que permiten el monitoreo y muestreo de gases tales como: i) imágenes satelitales; ii) cámaras con luz ultra violeta, cuyos los lentes de cuarzo transmiten radiación UV aislando las longitudes de onda en las cuales absorbe el SO₂ (Prata, 2011); iii) muestreo directo (botellas Giggenbach), los cuales condensan vapor de agua, disuelve CO₂, SO₂, HCl, HF, precipitan S elemental y concentra gases residuales y elementos trazas (Giggenbach y Gougel, 1989); iv) medición CO₂ difuso emitido desde el suelo (Chiodini *et al.*, 1998), útil tanto en sistemas volcánicos como geotermiales; v) FTIR (*Fourier transform infrared spectroscopy*) mide las concentraciones de volátiles disueltos o puede ser utilizado para medir varios gases emitidos por un volcán de forma simultánea (McGee KA, y Casacdevall TJ, 1994.); vi) mediciones que se realizan a través de la técnica DOAS (*Differential Optical Absorption Spectroscopy*), cuya metodología permite cuantificar las tasas de emisión de SO₂, a partir de los espectrómetros realizados en la pluma, la distancia de observación puede alcanzar en algunos casos 14 km desde la pluma (*e.g.* Galle *et al.*, 2002), vii) multigas (Giggenbach, 1996; Vigouroux *et al.*, 2013), este instrumento se compone de detectores de gas que permiten la medición simultánea de varias especies de gas (H₂O, CO₂, CO, SO₂, H₂S), viii) *Filter pack* consiste en una serie de filtros alojados en un cilindro que tiene la capacidad de recoger o absorber gases ácidos (SO₂, HCl, HF, HBr, HI y HNO₃. Giggenbach, 1996; Symonds *et al.*, 1994), ix) trampas alcalinas, consiste en una solución alcalina que captura especies ácidas debido a las reacciones ácido-base (Giggenbach, 1996; Wittmer *et al.*, 2014).

Existen escasos trabajos sobre las condiciones magmáticas someras en sistemas volcánicos de la ZVAC. Scaillet *et al.*, (1998), sugirió que magmas pre-eruptivos de algunos arcos volcánicos coexisten con la fase fluida en profundidad, y que la mayoría del

S liberado durante la erupción se almacena en el fluido. Por otra parte, Muir *et al.*, (2014), estimó las condiciones físicas del magma del volcán Uturuncu a través de inclusiones vítreas (100 MPa, 870°C a 5,7 km de profundidad), asociando estas características a un cuerpo dacítico. Además evidencias cristalinas indican la presencia de un magma andesítico más profundo que ayuda a la deformación de este sistema volcánico. Asimismo, Muir *et al.*, (2014) sugiere que los magmas eruptados efusivamente probablemente asciende lentamente, por lo que las inclusiones vítreas evolucionan como resultado de la desgasificación inducida por la cristalización. Algunos autores (*e.g.* Aguilera *et al.*, 2012; Tassi *et al.*, 2011), sugieren que los fluidos emitidos desde las fumarolas están relacionadas con las sustancias volátiles producidas por la desgasificación del magma andesítico relacionada a la subducción de la ZVAC. Trabajos realizados al norte de los Andes Centrales (*e.g.* volcán Tungurahua; Myers *et al.*, 2014) sugiere que las bajas concentraciones de volátiles se atribuyen a la desgasificación que ocurre durante la residencia en el reservorio magmático poco profundo, donde la cristalización fraccionada conlleva a la producción de un fundido dacítico. Estudios realizados en vidrio de pómez en la caldera La Pacana (Lindsay *et al.*, 2001) sugieren que el vidrio de la ignimbrita Atana son similares en composición con la ignimbrita Toconao, lo que sugiere que el magma de Toconao podría representar una diferenciación del fundido del magma Atana. Además, los bajos contenido de H₂O, alta viscosidad y cristales del magma de Atana, implica que el desencadenante de la erupción fue externa. Por su parte, estudios realizados en la Zona Volcánica Sur de los Andes (Wehrmann *et al.*, 2014) determinaron que cuando el magma asciende a través de la corteza, los olivinos capturan inclusiones vítreas, cuyo magma presenta una composición primitiva. Además, sugieren que el azufre se remueve durante la diferenciación por desgasificación/partición del S en la fase vapor/fluido.

Es importante destacar que los volátiles son la causa fundamental en la efervescencia, expansión y fragmentación del magma, por ende, tienen un fuerte control en la densidad y viscosidad de líquidos magmáticos (Wallace *et al.*, 2000; Lowenstern, 2003). El conjunto de estas especies, que en etapas tardías del magma y eruptivas tienden a presentarse como fases gaseosas y que rara vez forman cristales, se conoce como componentes volátiles o volátiles magmáticos (Wallace *et al.*, 2000).

Debido al comportamiento, previamente descrito de los volátiles, en la actualidad no se cuenta con un conocimiento acabado de los procesos de desgasificación que presenta un volcán activo en los Andes Centrales, en especial previo a una erupción, y por lo mismo surgen importantes interrogantes, tales como: ¿Cuáles son las condiciones físico-químicas de la cámara magmática relacionada genéticamente a la erupción de un volcán?, ¿Qué factores secundarios modifican los volátiles durante su ascenso a la superficie?, ¿Cuáles son factores que controlan la desgasificación del magma?.

Para comprender la dinámica del magma durante su ascenso y específicamente las condiciones que este presenta previa y durante una erupción, se aplicó una técnica indirecta que considera el análisis de inclusiones vítreas (Anderson, 1974; Lowestern, 1995). Además, estos resultados podrían complementarse con estudios clásicos de monitoreo de gases (*e.g.* muestreo directo, DOAS; Giggenbach y Gougel, 1989; Platt y Stutz, 2008). Al caracterizar el tipo de lava, la composición química del magma, los volátiles en las inclusiones vítreas, y la fase gaseosa en superficie, será posible establecer la relación entre las condiciones magmáticas y las emanaciones actuales. De esta manera, se espera lograr una mejor comprensión de las condiciones físico-químicas que controlan los procesos de desgasificación en el magma; estos resultados permitirán fortalecer los modelos magmáticos.

1.2. Marco teórico

1.2.1. Procesos magmáticos

Magma es un constituyente fundamental de la Tierra. Diversos temas como la evaluación del peligro volcánico y estudios petrológicos se basan en el conocimiento de las propiedades del magma, el origen, la evolución y significado. Magma es un material silicatado caliente que alcanza los 1300°C, y está compuesta de una fase líquida, sólida y gaseosa (Rampino y Self, 1992). A medida que el magma asciende a la superficie se expone a varios cambios y procesos magmáticos (Hildreth y Moorbath, 1998).

Según Zellmer y Annen (2008), los sistemas de magma se caracterizan por una variedad de procesos que incluyen la propagación de diques y sills (Bridgwater *et al.* 1974; Lefort, 1981), acumulación de magma, segregación, y mezcla, cristalización, reabsorción de cristales y reciclado de cristales; y varios procesos de asimilación que involucran la corteza vieja y juvenil. Estos pueden estar relacionados con el comportamiento eruptivo, química y petrología de los productos magmáticos eruptados o intruidos. A pesar de la complejidad y variedad de sistemas magmáticos en la corteza, los mecanismos de transferencia y almacenamiento de magma parecen ser procesos comunes, los cuales involucran pequeños cuerpos fundidos, en oposición al almacenamiento a largo plazo de grandes volúmenes de fundido acumulada en reservorios corticales (Bacon *et al.* 1981; Hildreth, 1981). Esta evidencia se basa principalmente en estudios de magmático en zonas de subducción. El ambiente tectónico tiene el potencial de ejercer un fuerte control sobre la geometría y evolución de los sistemas magmáticos en la corteza, y sobre la dinámica de transferencia de magma y almacenamiento de estos (Zellmer y Annen, 2008).

Algunos autores (Hildreth, 2004; Bachmann y Bergantz, 2004), han introducido el término *MUSH*, quienes proponen que es un cuerpo semi-sólido o parcialmente cristalizado que puede estar ubicado en algunos sistemas volcánicos. El modelo involucra una cámara con cristales que alcanzan el 50%, en donde el fundido intersticial es riolítico, cuya convección se detiene y da paso a la extracción del fundido. Por último, se desarrolla un horizonte riolítico sobre el residuo cristalino y bajo un techo solidificado.

Kuno (1950), fue uno de los primeros investigadores en estudiar la mezcla de magmas en sistemas volcánicos. Sugirió que la zonación inversa observada en cristales de piroxenos y plagioclasas indicaban la interacción de magmas de distinta composición. Por otra parte, McBirney (1980), propuso que en la variación en la composición de rocas alcalinas están involucrados dos procesos: i) reabsorción de residuos máficos en un conjunto de magma, ii) fraccionamiento y la recolección de un líquido bajo el techo de un reservorio.

En la actualidad, algunos autores (Glazner *et al.*, 2016) sostienen que el material altamente cristalino no debería ser llamado magma, mas bien, debería significar material que es capaz de moverse dentro de la Tierra y la superficie. Un control crítico sobre la movilidad en una mezcla de cristal-liquido es la relación directa en el volumen de cristales, cuya viscosidad, aparentemente de una mezcla, depende de la proporción de partículas en suspensión en el mismo.

1.2.2. Evolución volcano-magmática de los Andes Centrales

La ZVAC (Fig. 1.1) corresponde a un arco magmático que se genera por la fusión parcial del manto astenosférico, debido al proceso de subducción que experimenta la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Coira *et al.*, 1982). El proceso de convergencia entre estas dos placas está acompañado de orogénesis y engrosamiento cortical que ha ocurrido durante los últimos 27,5 Ma (e.g. Wörner *et al.*, 2000).

El magma que asciende desde el manto a la superficie cambia su composición por un proceso tipo MASH (*Melting, Assimilation, Storage and Homogenization*), debido a la existencia de una corteza gruesa bajo la cadena volcánica que facilita la contaminación de los magmas con material cortical durante su ascenso y emplazamiento (Hildreth y Moorbath, 1998; Stern, 2004).

Por otra parte, estudios realizados en los Andes Centrales (e.g. Matthews *et al.*, 1993; Naranjo, 2010), sugieren la interacción de dos magmas de distinta composición que dan origen a diversas erupciones. Esta evidencia se puede ver reflejada en estructuras de mingling encontradas en varios volcanes del norte de Chile (e.g. volcán Lascar, Gardeweg *et al.*, 1998; volcán Lastarria, Naranjo, 2010). Los autores sugieren que bajo estos sistemas volcánicos existen al menos dos magmas, que dieron origen a varios eventos eruptivos, siendo uno de estos magmas de composición dacítica que interactúa con uno más profundo de composición andesítica.

El volcanismo actual en la ZVAC comienza en el Oligoceno Superior, siendo las rocas predominantes lavas de composición andesítica e ignimbritas dacíticas (Scheuber y Giese, 1999). La posición de este arco magmático se relaciona con la migración de la

cadena volcánica hacia el Este (Ciclo Andino; Coira *et al.*, 1982), generado por un acortamiento NW-SE el cual cambia durante el Plioceno Superior a un régimen extensivo con fallas NNW-SSE, lo que incrementa la convergencia (Coira *et al.*, 1993). Este cambio de régimen tectónico da inicio a un volcanismo félsico, originando estratovolcanes de composición intermedia y erupciones de pequeños volúmenes de magma máfico, calcoalcalinos y shoshoníticos (Déruelle, 1977; Coira *et al.*, 1993; Marrett *et al.*, 1994). Considerando la migración del arco volcánico durante el ciclo Andino se han definido cuatro arcos principales (Coira *et al.*, 1982; Scheuber y Reutter, 1992): i) arco Jurásico-Cretácico Superior, en el cual predominan productos efusivos, de composición toleítica, los cuales corresponden a la actual cordillera de la Costa, en el norte de Chile; ii) arco magmático Cretácico Medio, de composición calcoalcalina, ubicado en el Valle Longitudinal; iii) arco Cretácico Superior - Paleógeno, de composición intermedia; iv) arco Mioceno-Holoceno, de composición intermedia a ácida, el cual corresponde al arco volcánico activo (Fig. 1.1).

Los volcanes de esta franja (Fig. 1.1) están localizados en los Andes Centrales, distribuidos entre el sureste de Perú, Oeste de Bolivia, Norte de Chile y Noroeste de Argentina (de Silva y Francis 1991), en esta zona existen más de 1100 centros o edificios volcánicos. Estos sistemas volcánicos, de edad Pleistoceno y Holoceno, han sido preservados gracias a que la erosión en la región ha sido mínima, debido a las condiciones de hiperaridez existentes en el área (Maksaev, 1990; Maksaev y Zentilli, 1999). En el norte de Chile, estos volcanes, forman una cadena continua entre el volcán Tacora localizado en el límite Perú-Chile hasta el volcán Nevados de Jotabeche, en la región de Atacama (Mpodozis *et al.*, 1995). La mayoría de los volcanes activos y potencialmente activos se distribuyen a lo largo de la cadena volcánica ubicada en los límites entre Chile-Bolivia y Chile-Argentina (Fig. 1.1), en la cual se observa una amplia variedad de estructuras volcánicas que incluye volcanes poligenéticos, pequeños conos piroclásticos, flujos de lava, domos aislados, maars y calderas (Gardeweg y Ramírez, 1987; de Silva, 1989a).

La ZVAC incluye un plateau central con una elevación de 3700 a 4200 metros sobre el nivel del mar, con numerosos cumbres que supera los 6000 m de elevación. La topografía de este plateau es el resultado de la última deformación cortical denominada

–fase Quechua” (Noble *et al.*, 1997). Este segmento volcánico se caracteriza por constituir un sistema con una corteza orogénica gruesa (>70 km), la cual es afectada por acortamiento de la corteza continental (*e.g.* Coira *et al.*, 1982; Wigger *et al.*, 1994), esto favorece los procesos de contaminación cortical de los magmas, que se refleja en los altos valores de ^{18}O y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y bajos ϵNd (Davidson *et al.*, 1991). De acuerdo con Godoy *et al.*, (2014) la variación en las composiciones isotópicas de las lavas de algunos volcanes del norte de Chile está relacionada con diferencias en el grado de asimilación de material cortical que afecta a cada uno de estos volcanes. La evolución de estos sistemas ha ocurrido en zonas de la corteza superior en donde se genera el fraccionamiento de plagioclasas (<30 km). Esto estaría relacionado con el ascenso de los magmas a través de la corteza inferior máfica, ya sea por el bajo espesor de esta corteza en esta zona (<25 km) o la presencia de estructuras corticales, lo que facilitaría este ascenso (Godoy, 2014). Además, los procesos de mezcla de magma (Anderson, 1976; Sparks y Sigurdsson, 1977; de Silva y Francis, 1991) que ocurren en este tipo de ambiente geológico aportan diferencias geoquímicas a los magmas y volcanes de la ZVAC.

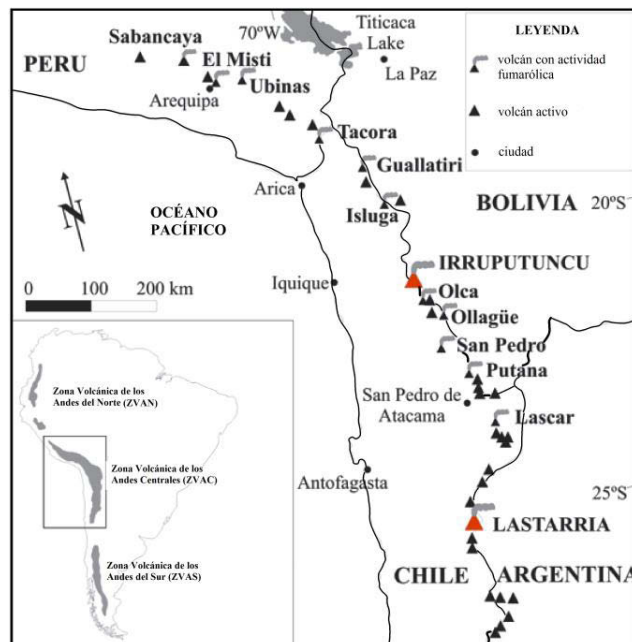


Figura 1.1. Mapa esquemático de la Zona Volcánica Central (ZVAC) y ubicación de los volcanes con permanente actividad fumarólica. *Modificado de Stern (2004).*

1.2.3. Casos de estudio

Los casos de estudio considerados en esta investigación corresponden a los volcanes Lastarria e Irruputuncu, ubicados en el margen occidental de Sudamérica en la ZVAC, siendo la provincia volcánica más activa del sistema Andino, con al menos 44 volcanes potencialmente activos; 14 con permanente actividad fumarólica, 11 de estos localizados en el norte de Chile (Fig. 1.1) (de Silva y Francis, 1991). Se han escogido estos sistemas volcánicos, debido a que: i) ambos presentan actividad fumarólica permanente y han estado en constante desgasificación, ii) existen trabajos (Aguilera *et al.*, 2012; Tassi *et al.*, 2011) gases emitidos en superficie, por lo que es posible comparar estos datos con el contenido de volátiles de las inclusiones vítreas; iii) la ubicación geográfica de ambos sistemas volcánicos lo hace interesante de comparar, y así comprender si la dinámica magmática-volcánica es similar o no; iii) en el caso del volcán Lastarria, la deformación superficial que presenta desde 1998 (Pritchard *et al.*, 2002), podría estar interactuando de manera directa con el comportamiento de los volátiles

1.2.3.1. Volcán Lastarria

El volcán Lastarria (25°10'S; 68°31'W, 5.697 m s.n.m.) se localiza a 250 km de la ciudad de Antofagasta (Fig. 1.1), se emplaza al norte de un cordón de 35 km de longitud denominado Cordón del Azufre (también conocido como Lazufre), y es parte del Complejo Volcánico Lastarria (CVL), este último conformado por los volcanes Negriales, Espolón y Lastarria (Naranjo, 1986). El volcán Lastarria es un estratovolcán de composición andesítica a dacítica, cuyo reservorio magmático estaría localizado entre 5-13 km de profundidad (Pritchard y Simons, 2004).

Estudios en imágenes InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*), realizados entre 1992 y 2006 indican que a partir del año 1998 se presenta una deformación a lo largo del complejo Lazufre, con una inflación máxima de 2,5 cm/año afectando un área de 45x37 km, en una orientación NNE (Pritchard y Simons, 2002). Por su parte, Froger *et al.*, (2007) presenta datos InSAR del período 2003 al presente, los que indican la ocurrencia de un alzamiento topográfico de 9 mm/año, en un área de 6 km² que incluye al volcán

Lastarria. La inflación podría ser causada por: 1) inyección de magma; 2) expansión termal debido a la asimilación de la roca de caja en la cámara magmática; 3) expansión térmica inducida por el incremento de la presión de los volátiles, como consecuencia de la cristalización fraccionada y, 4) expansión lateral debido a la intrusión de un cuerpo magmático que se asemeja a un sill.

Según Naranjo (2010), el volcán Lastarria está compuesto por tres fases efusivas de composición andesítica con edades que varían desde los 300 a 42 ka, luego de un periodo de inactividad, el volcán colapsa (6 ka) formando un depósito de avalancha, seguido de sucesivos episodios explosivos, generando varios depósitos piroclásticos. No se conocen erupciones históricas (Castesano, 1963a, b; González-Ferrán, 1995), sin embargo, la reciente actividad fumarólica está formada principalmente por flujos de azufre y una intensa actividad fumarólica proveniente de cuatro puntos de emisión.

1.2.3.2. Volcán Irruputuncu

El volcán Irruputuncu (20°45'S; 68°34'W; 5165 m s.n.m.) está localizado en la frontera Chile-Bolivia. Este sistema volcánico presenta dos cráteres alineados en dirección NE-SW (de Silva y Francis, 1991), el cráter activo (ubicado al SW) tiene un diámetro de 200 metros (González-Ferrán, 1995). El edificio volcánico construido sobre depósitos ignimbríticos denominados Pastillos y Ujina (Vergara y Thomas, 1984), está constituido principalmente por flujos de lava de composición andesítica-dacítica, lavas domos, depósitos de bloques y ceniza y flujos piroclásticos (de Silva y Francis, 1991). Este volcán ha sido agrupado dentro de una unidad informal llamada Estrato-Volcanes III (Vergara y Thomas, 1984), la cual incluye conos bien conservados, tales como, Pabellón del Inca y La Poruñita.

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 por actividad volcánica correspondiente a explosiones freatomagmáticas, alcanzando una pluma de 1000 m de altura. La actividad actual del volcán Irruputuncu está caracterizada por depósitos de azufre y permanente emisión de gases, alcanzando en promedio 200 m sobre el cráter (Aguilera, 2008). Una de las fases gaseosas más abundante

es el SO₂ (Clavero *et al.*, 2006) y el H₂S con temperaturas que varían entre 83° a 240° C (Tassi *et al.*, 2011). La composición química e isotópica de los gases indican una mezcla entre fluidos magmáticos, hidrotermales y atmosféricos (Tassi *et al.*, 2011). El evento eruptivo más joven fue datado por Stern *et al.* (2007) en 1570 ± 90 años (método ¹⁴C) en un depósito de bloques y ceniza del flanco suroeste del edificio volcánico.

1.2.1. Volátiles en magmas

Los productos que forman parte de la fase eruptiva de los sistemas volcánicos se originan en la cámara magmática que se encuentra emplazada en profundidad, y corresponden a una mezcla constituida por fundido silicatado (fase líquida), cristales (fase sólida) y volátiles (fase gaseosa) (Cashman y Blundy, 2000). La solubilidad de los volátiles en el magma es la capacidad de una especie o componente de permanecer disuelto en el magma bajo determinadas condiciones de presión, temperatura y composición del magma (Jaupart, 1998; Wallace *et al.*, 2000), es decir, los volátiles son muy solubles en el magma a altas presiones y temperaturas, sin embargo pueden ser separados de la fase líquida por exsolución en condiciones de baja presión y temperatura, y ocurrir como una fase gaseosa independiente, la que en el caso del volcanismo, a medida que el magma asciende y se aproxima a la superficie, la solubilidad de los volátiles disminuye, provocando la exsolución de estos gases y la formación de fases inmiscibles bajo la forma de burbujas en el magma. Además, la disminución de presión genera la expansión de las burbujas las que pueden ser fácilmente emitidas a la atmosfera (Sparks *et al.*, 1997; Wallace *et al.*, 2000).

Según Schmincke (2004), los magmas basálticos son altamente fluidos y pueden liberar gases relativamente rápido, por tanto los volcanes de esta composición suelen presentar procesos de desgasificación intensos durante sus fases no eruptivas. En cambio, en magmas más viscosos, como los riolíticos, una porción significativa de volátiles permanece en el fundido incluso a presiones moderadas, los que pueden ser liberados a la atmósfera en grandes cantidades durante erupciones explosivas.

Los factores que controlan la composición, variedad y evolución de la fase gaseosa en una fumarola son: 1) tipo de magma (composición) y la cantidad inicial de volátiles, 2)

procesos de separación fundido-vapor, el cual depende de la solubilidad de cada especie, y 3) desgasificación del magma (Giggenbach, 1996). A lo anterior se suman otros procesos, tales como contaminación cortical, mezcla de magma, deformación, interacción gas-agua-roca, que también pueden controlar la composición de la fase gaseosa, desde su etapa de generación en el magma hasta las emisiones en superficie (Carroll y Holloway, 1994; Wallace, 2005).

A profundidades someras, el magma que se encuentra en el conducto de un volcán experimenta una fuerte disminución de la presión, exsolviendo gran parte de sus componentes volátiles. Esta es la región más dinámica de la evolución del magma y las tasas de movimiento son del orden de metros por segundo, mientras que en zonas más profundas el magma se mueve en rango de centímetros por segundos. Los volátiles exsultos ocurren como burbujas que se expanden rápidamente, debido a la disminución de la presión, fragmentando el magma en el conducto, siendo expulsado a la superficie (Wallace, 2005).

Los gases disueltos en magmas (S, Cl, F, CO₂, H₂O), asociados a zonas de subducción, pueden ser incorporados durante la generación y ascenso del magma desde varias fuentes, incluyendo el manto, la corteza y material subductado (Delmelle *et al.*, 2002). Estas fuentes tienen diferente composición, distintos tipos y cantidades de volátiles, los que son agregados al magma dependiendo del escenario tectónico y geológico particular de un sistema volcánico específico, lo que condiciona finalmente la composición de volátiles en un sistema (Delmelle *et al.*, 2002). A pesar que la configuración tectónica y la historia de desgasificación controlan la composición química de los gases volcánicos, en zonas someras de la corteza, las múltiples reacciones internas que ocurren durante el ascenso del magma pueden modificar la composición de la fase gaseosa en su camino a la superficie (Delmelle y Stix, 2000). La mayoría de las variaciones temporales y espaciales parecen ser el resultado de procesos no magmáticos relacionados con la presencia de sistemas hidrotermales o aguas meteóricas en las partes superficiales del volcán (Delmelle y Bernards, 1994; Aguilera *et al.*, 2012). En contacto con estos reservorios superficiales, los gases liberados desde el magma reaccionan para producir una descarga fumarólica

principalmente con gases originados en procesos secundarios sólo con un pequeño contenido de la composición del gas magmático inicial (Delmelle y Stix, 2000).

Los elementos volátiles más abundantes en un magma son el agua y dióxido de carbono, seguidos en relevancia por azufre, cloro y flúor. Estos elementos tienen importantes efectos en la cristalización, temperatura, densidad y viscosidad del magma (Jaupart, 1998; Wallace *et al.*, 2000). Algunos volátiles (H_2O , halógenos) en condiciones particulares pueden llegar a ser fraccionados por fases minerales, como el anfíbol, biotita y apatito (Schmincke, 2004).

En general, el contenido de volátiles en magmas aumenta con el incremento de SiO_2 (Dieterich, 1988), esto hasta alcanzar el umbral de solubilidad en el fundido. Sin embargo, los magmas basálticos alcalinos son más ricos en volátiles que los magmas basálticos toleíticos, por su parte, los magmas basálticos origen oceánico contienen <0.4 %wt de H_2O (Muenow *et al.*, 1990; Wallace y Anderson, 2000; Schmincke, 2004), en cambio, los magmas basálticos generados por subducción son generalmente más ricos en H_2O (hasta 6 %wt; Roggensack *et al.*, 1997). Esto se debe a que el agua en zonas de subducción es reciclada en el manto o bien, es posible que la corteza inferior sea asimilada durante el proceso de fusión (Roggensack *et al.*, 1997; Wallace y Anderson, 2000). En el caso de magmas intermedios a ácidos los contenidos en volátiles son similares, pero muy distintos al de magmas basálticos. Por ejemplo, la concentración de CO_2 y S en estos últimos es mayor, en cambio en los primeros el Cl y F son más abundantes ya que en este tipo de magma los halógenos son más solubles (Carrol y Webster, 1994; Giggenbach, 1996; Wallace y Anderson, 2000; De Vivo *et al.*, 2005).

En el caso del H_2O , el contenido de este compuesto es mayor en magmas ácidos y menor en magmas básicos (Schmincke, 2004). Además, las solubilidades del H_2O y del CO_2 tienen un comportamiento proporcional con respecto a la presión (Carrol y Holloway, 1994; Mcmillan, 1994; Wallace y Anderson, 2000). Sin embargo, la solubilidad del CO_2 es mucho más baja que la del H_2O (Wallace *et al.*, 2000). Los magmas erupcionados en zonas de subducción son ricos en H_2O y pobres en CO_2 , por ejemplo, en magmas basálticos alcalinos el agua varía entre 0.8 y 1.5 %wt, en magmas andesíticos-dacíticos de márgenes

convergentes varía entre 2 a 5 %wt, y en magmas riolíticos llega hasta el 7 %wt (Hervig *et al.*, 1989; Carroll y Holloway, 1994; Schmincke, 2004).

Por su parte, la cantidad total de azufre (Stot) aumenta con la concentración del Fe en el magma (Wallace y Carmichael, 1992), por lo tanto ambos se disuelven juntos (Wallace *et al.*, 2000). Por otro lado, a fugacidades de oxígeno relativamente bajas, el azufre está presente como S^{-2} (sulfuro), mientras que en condiciones más oxidantes la especie dominante es S^{-6} (Carroll y Holloway, 1994; Wallace *et al.*, 2000; Schmincke, 2004). Los magmas basálticos de ridges oceánicos (MORB) contienen cerca de 1000 ppm de S (0.1 %wt), los basaltos alcalinos contiene más de 5000 ppm, y en magmas más evolucionados el contenido de azufre es mucho menor (Wallace, 2001). Las especies dominante de azufre en gases volcánicos son el SO_2 y H_2S (McCormick *et al.*, 1995; Wallace *et al.*, 2000), la proporción relativa y solubilidad de estos componentes depende de la composición y grado de contaminación del magma. A igual concentración de oxígeno, el S ocurre como SO_2 a altas temperaturas y como H_2S a bajas temperaturas (Carroll y Holloway, 1994; Schmincke, 2004; Jugo *et al.*, 2005).

Otro tipo de componentes volátiles en el magma son los halógenos (Wallace *et al.*, 2000; Symonds *et al.*, 2001; Schmincke, 2004), tales como, Cl y F, siendo estos más abundantes en magmas basálticos alcalinos que en los subalcalinos (toleíticos). Además algunos estudios muestran que los magmas alcalinos evolucionados contienen altos contenidos de halógenos (Schmincke, 2004). En general la principal especie en un magma es el Cl, siendo la solubilidad de este compleja y depende fuertemente de la composición del magma, es decir cuando incrementa la razón $Na+K/Al$ también lo hace el cloro (Palais y Sigurdsson, 1989). Además, la saturación del Cl varía con la presión, temperatura y concentración del agua disuelta en el magma. En magmas saturados de una fase rica en H_2O y CO_2 , el rango del cloro es variable (entre 1-2.5 %wt; Carroll y Webster, 1994; Wallace y Anderson, 2000). Por lo tanto, la solubilidad de este componente es intermedio entre el H_2O y el CO_2 . Por otra parte, Dixon y Clague (2001), sugieren que el contenido de Cl y S en magmas basálticos en ambientes de subducción son mayores que en ridges, indicando que estos volátiles son también reciclados de los sedimentos subducidos.

Por su parte, el flúor es altamente soluble y no entra fácilmente a la fase gaseosa durante una erupción, y permanece en el fundido (Delmelle *et al.*, 2002; Schmincke, 2004). Por su parte Wallace y Anderson (2000), sugieren que la solubilidad del flúor disuelto es fuertemente dependiente de la composición del magma, siendo similar a la solubilidad del H₂O, por lo tanto, en magmas basálticos los contenidos de este componente volátil son más bajos que en los magmas ácidos (Webster y Duffield, 1991).

Por último es importante destacar que una fracción de los elementos volátiles (*e.g.* CO₂ y H₂O) contenidos en el magma parental pueden ser incorporados a fases minerales tales como biotita y anfíbol. Además pueden disolverse en vidrios silicatados o formar burbujas de gas en inclusiones vítreas (Wallace *et al.*, 2000).

1.2.5. Inclusiones fundidas o vítreas

1.2.5.1. Características generales y su significado

Durante la cristalización del magma algunos cristales crecen de manera imperfecta, originándose cavidades de tamaño micrométrico, las que ocasionalmente pueden atrapar fundido silicatado. Cuando este magma es expulsado a la superficie y enfriado rápidamente, las fracciones de magma atrapadas en estas cavidades se convierten en vidrio silicatado, el cual se denomina inclusiones fundidas o vítreas (*melt inclusions*. Anderson, 1974, 2003; Lowenstern, 1995; Wallace *et al.*, 2000. Fig. 1.2).

La mayoría de las inclusiones vítreas se consideran primarias cuando son atrapadas en los cristales durante su crecimiento, y en ocasiones particulares, como en la mezcla de magmas, puede haber más de un fundido primario en el cristal huésped. Por su parte, las inclusiones secundarias se forman después del crecimiento del cristal a lo largo de fracturas (Sorby, 1858; Roedder, 1984; Lowenstern, 1995). Algunos autores (Roedder, 1984; Sobolev, 1995) sugieren varios tipos de mecanismos para formar inclusiones primarias: i) cristales no uniformes, que desarrollan crecimiento esquelético; ii) subenfriamiento resultante en crecimiento esquelético; iii) formación de la inclusión en el cristal durante eventos de reabsorción; iv) líquido por separación de fase (ejemplo, sulfuro fundido o una burbuja de vapor) que crea irregularidades en el crecimiento del cristal, resultando en atrapamiento de fases como una masa fundida. Por otra parte, algunos cristales de

plagioclasa y piroxeno tienden a atrapar inclusiones vítreas en zonas centrales o arreglos, permitiendo algunos estudios en la secuencia de la formación de la inclusión (Lowenstern, 1995). Por su parte, Bacon *et al.* (1992), estudió inclusiones en plagioclasa y notó que grandes inclusiones fueron encontradas adyacentes a áreas de zonación, las cuales interpretó como formadas durante la reabsorción.

Las inclusiones vítreas presentes en diversos minerales se utilizan para evaluar la diversidad de la composición de fluidos atrapados en ellas, y para estudiar la exsolución de volátiles a lo largo de la evolución magmática (Metrich *et al.*, 1993). La etapa final en la evolución magmática es la del magma completamente desgasificada, el cual asciende a la superficie durante una erupción y cuya composición química es la del vidrio que se encuentra en la matriz de una pómez o lava. Por lo tanto, la medición de los volátiles en esta fase ayuda a determinar el desarrollo de los volátiles, si existe alguna limitación en la exsolución de estos entre el magma y la superficie.

Una variedad de métodos analíticos pueden ser usados para extraer información de estas inclusiones, ya sea la concentración de volátiles magmáticos, la composición de fluidos magmáticos, y las condiciones de presión y temperatura de cristalización del magma (Anderson, 1974; Lowenstern, 1995). Por lo tanto, las inclusiones vítreas en fenocristales representan una fuente fundamental de información acerca de la composición del magma, ya sea parental, pre-eruptivo o durante el ascenso (Métrich y Clocchiatti, 1996; Wallace *et al.*, 2000; Lowenstern, 2003), ya que estas son protegidas por el cristal huésped, preservando las condiciones iniciales en profundidad y no pierden sus volátiles. Por lo anterior, a través de análisis de inclusiones vítreas se pueden cuantificar las concentraciones de volátiles disueltos (e.g. H₂O, CO₂, S y Cl). Además es posible estimar la presión de equilibrio de vapor-fundido en el tiempo de la formación de la inclusión (Anderson *et al.*, 1989). Por otra parte, el contenido de los elementos trazas en inclusiones vítreas es comúnmente usado para interpretar los procesos de fusión parcial (Anderson, 1974; Lowenstern, 1995). Estas interpretaciones, sin embargo, asumen con frecuencia que la composición química de las inclusiones vítreas son idénticas al líquido en la que el cristal huésped creció, siendo además, posible cuantificar los efectos de la difusión en las inclusiones vítreas usando un modelo numérico (Cottrell *et al.*, 2002). Por otra parte, el

estudio de inclusiones puede ser usado para interpretar la evidencia de mezcla de magmas en sistemas volcánicos de subducción (Anderson, 1976).

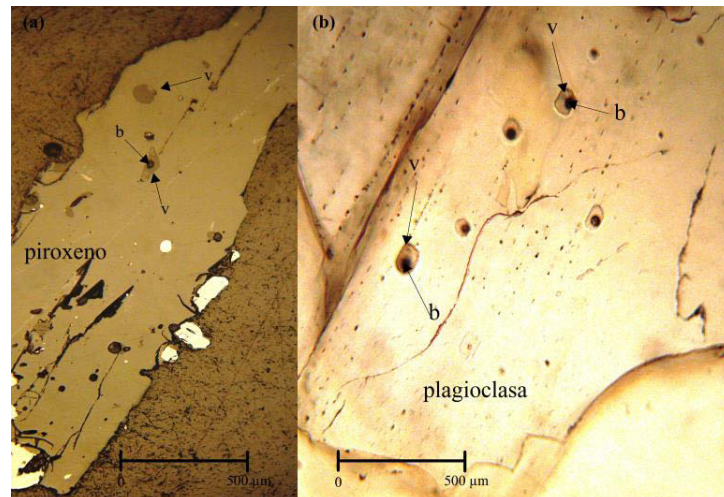


Figura 1.2. Fotomicrografía de inclusiones vítreas. a) cristal de piroxeno del volcán Lastarria, con inclusiones vítreas monofásicas (v) y bifásicas de vidrio y burbuja (v+b). b) cristal de plagioclasea del volcán Irruputuncu, con inclusiones vítreas bifásicas (v+b). v: vidrio, b: burbuja.

1.2.5.2. Modificación de las inclusiones después del entrapamiento

Es difícil comprender lo que ocurre con las inclusiones después del entrapamiento en fenocristales, sin embargo, el volumen de la inclusión generalmente permanece relativamente constante (Roedder, 1984). En particular, cuando ocurre descompresión rápida durante el ascenso del magma, la presión interna de la inclusión permanece constante produciendo una sobrepresión en el líquido atrapado (Schiano y Bourdon, 1999).

Algunos autores (Tait, 1992; Lowerstern, 1995) plantean que el enfriamiento rápido de las inclusiones no permite la formación de burbujas, mientras que cuando ocurre la formación de una burbuja, el tamaño de esta se correlaciona con el grado de cristalización del material contenido en la inclusión, la velocidad de enfriamiento y la composición química del fluido atrapado (Clocchiatti y Massare, 1985; Lowerstern, 1995).

Al igual que con el tamaño de la burbuja, el grado de cristalización parecer estar correlacionada con la velocidad de enfriamiento (Fig. 1.3). Por ejemplo, Skirius *et al.*,

(1990), propuso que las inclusiones provenientes de rocas eruptadas rápidamente están intactas en comparación con las inclusiones enfriadas más lentamente. Por otra parte, el enfriamiento lento promueve la formación de fases cristalinas (minerales hijos. Fig. 1.3) y/o la ‘desvitrificación’ de la inclusión en el mineral (Lowersten, 1995), modificando la apariencia original del líquido dentro de la inclusión. Comúnmente la cristalización comienza con la precipitación de un mineral huésped en la pared de la inclusión. Bajo estas circunstancias, el fundido original puede ser calculado desde la composición de la inclusión hospedante por diferentes fenocristales formados en un mismo magma (Watson, 1976; Roedder, 1984).

1.2.5.3. Sistema plagioclasa-inclusión vítrea

En el caso de la plagioclasa, la composición del líquido atrapado en las inclusiones puede ser modificada por la cristalización del mineral huésped y por procesos de difusión después del cierre de la cavidad (Michael *et al.*, 2002). Para estimar mejor la composición inicial del líquido silicatado se debe considerar la influencia de cada mineral individualmente (Moune, 2005), ya que las plagioclasa pueden estar zonadas y tener maclas, además la composición del mineral cristalizado y la pared de la inclusión pueden ser diferentes en el centro o sus bordes. Es importante destacar los cambios en la composición química del mineral a fin de conocer la composición exacta de la plagioclasa que cristalizó con las paredes de la inclusión. La cristalización del mineral hospedante en las paredes de las inclusiones puede inducir un fenómeno de re-equilibrio por procesos de difusión (Moune, 2005). El mecanismo de difusión depende del tamaño de la inclusión, del cristal, del coeficiente de partición entre el cristal-líquido, el tiempo y velocidad de difusión (Qin *et al.*, 1992). Según Michael *et al.* (2002), en algunos casos la relación entre el tamaño de las inclusiones y la concentración de Ti puede corroborar la hipótesis de un proceso de difusión, sin embargo un tiempo largo de residencia en una cámara magmática (del orden de años) puede permitir que el sistema de re-equilibrio entre la inclusión y el mineral elimine cualquier rastro de difusión evidente. Por otra parte, el proceso de cristalización en la plagioclasa afecta principalmente a los elementos mayores.

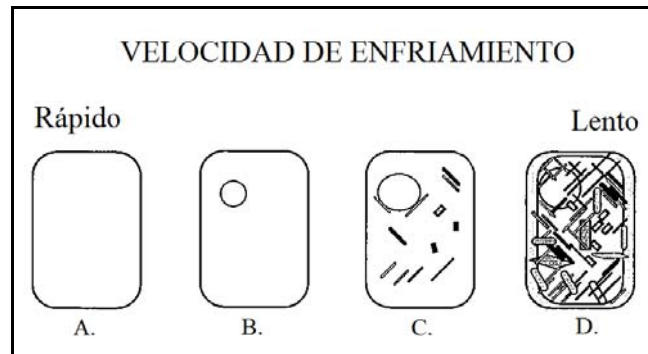


Figura 1.3. Diagrama esquemático de inclusiones vítreas hospedadas en un cristal huésped bajo diferentes velocidades de enfriamiento. (A) Enfriamiento rápido, sin cristales ni burbujas. (B) Una burbuja puede nuclearse cuando el enfriamiento es más lento. (C) Difusión durante enfriamiento lento promoviendo el crecimiento de minerales. (D) Enfriamiento muy lento permite una alta cristalización de minerales en la inclusión. Escalas de tiempo para la nucleación de burbujas y cristalización son dependientes de la composición. Inclusiones basálticas de baja viscosidad pueden cristalizar completamente en minutos, mientras inclusiones más riolíticas pueden no cristalizar incluso si se mantiene a alta temperatura durante años. Tomado de Lowenstern, 1995.

1.2.5.4. Estudio de volátiles en inclusiones vítreas

Los minerales que cristalizan partir del enfriamiento del magma ocasionalmente atrapan pequeñas muestras de magma, estas son preservadas como fluidos y la proporcionan muestras únicas del contenido volátil del magma antes de la erupción (De Vivo *et al.*, 2005). El contenido y comportamiento de volátiles en las inclusiones depende del ambiente geotectónico (e.g. Wallace *et al.*, 2004; Lowenstern, 1995).

Moune *et al.*, (2007) sugiere que el contenido de volátiles en basaltos de Islandia corresponde al momento previo a la erupción y es considerado como una fuente importante de volátiles de gases emitidos en la atmósfera. Por otra parte, estudios realizados en la Zona Volcánica Sur de los Andes (Wehrmann *et al.*, 2014) determinaron que cuando el magma asciende a través de la corteza, los olivinos capturan inclusiones vítreas, cuyo magma presenta una composición primitiva y el azufre se remueve durante la diferenciación por desgasificación/partición del S en la fase vapor/fluido.

Martel *et al.*, (1998), realizaron estudios en inclusiones vítreas en el Monte Pelée y determinaron que el contenido de H₂O en el magma pre-eruptivo es relativo, y depende del estilo eruptivo. En erupciones Plinianas el H₂O varía entre 4,2 a 7,1 %wt, en cambio en erupciones Peleanas el contenido de H₂O es <3 %wt, este valor representa condiciones de post-entrapamiento. Estas diferencias pueden ser causadas por diferentes modos de desgasificación en el conducto.

1.3. Objetivos

El objetivo principal de esta investigación es determinar las condiciones físico-químicas del magma de los sistemas volcánicos activos Irruputuncu y Lastarria, Andes Centrales. En este caso, se refiere al estado magmático previo o somero a la ocurrencia de una erupción en superficie, bajo ciertas condiciones de presión, temperatura, composición y volátiles. Este estudio se llevara a cabo a través del análisis de inclusiones vítreas en cristales de plagioclasas y piroxenos.

Para lograr el objetivo principal de esta investigación se han propuesto lo siguientes objetivos secundarios:

1.- Comprender la evolución geoquímica y volcánica del volcán Irruputuncu y Lastarria. En el caso del volcán Irruputuncu, se ha realizado un estudio geológico completo, a través de la confección de un mapa, descripción de unidades y orden geocronológico. Por otra parte, se estudió la petrografía y mineralogía del volcán Lastarria a partir de la geología realizada previamente por Naranjo (2010).

2.-Determinar las condiciones de almacenamiento y procesos que afectan al magma, tales como la composición del magma, concentración de los volátiles, temperatura, presión, fugacidad de oxígeno y profundidad del magma. Con el fin de proponer un modelo conceptual del magma de los Andes Centrales.

1.4. Hipótesis

Es común que en zonas volcánicas de subducción, la composición de las inclusiones vítreas (IV) sea más rica en sílice respecto a la roca total, esto podría atribuirse a: i) la difusión de elementos químicos que existe entre el mineral huésped y la IV, ii) las IV representarían la misma composición del vidrio de la masa fundamental, iii) las IV representan fracciones de un magma más diferenciado.

Por otra parte, la diferencia en las concentraciones de cada compuesto volátil podría estar relacionada a la abundancia magmática inicial, a la solubilidad de cada especie de gas, a la presión, temperatura del magma, y al tipo de desgasificación (sistema abierto o cerrado). Por consiguiente, la fuente de los volátiles liberados durante una erupción magmática es aquella que esta disuelta en el magma momentos previos a dicha erupción. De esta manera, este trabajo propone que la concentración de volátiles liberados en superficie debería ser menor a la que reside en la cámara magmática, quedando una parte en el fundido y en las inclusiones vítreas hospedadas en los minerales.

De acuerdo a los antecedentes geológicos y de gases del volcán Lastarria, los volátiles estarían acumulándose en la cámara magmática y son controlados por procesos secundarios, esto podría estar originando la deformación que se observa actualmente en el área. Por su parte, el volcán Irruputuncu pareciera no presentar deformación, por lo que este sistema estaría en una constante desgasificación.

CAPÍTULO 2: MÉTODOS DE MUESTREO Y ANÁLISIS

Esta investigación se inició con una fotointerpretación de cada sistema volcánico (1:10.000 para el volcán Irruputuncu y 1:25.000 para el volcán Lastarria; escala de acuerdo al área de estudio de cada sistema volcánico), a través de análisis de imágenes satelitales, mapas topográficos y cartas geológicas, con el fin de identificar las distintas unidades geológicas y determinar puntos de muestreo representativos de las áreas de estudio. Posteriormente, se realizaron dos campañas de terreno en el volcán Lastarria, de 7 días cada una, se revisó y actualizó la geología definida en la Carta Geológica del Complejo Volcánico Lastarria realizada por Naranjo (2010). Adicionalmente se recopilaron muestras representativas de todos los eventos eruptivos asociados a este volcán, de las cuales se seleccionaron 12 para confección de secciones transparentes y geoquímica de roca total. En base al grado de meteorización (menor grado de meteorización, mejor acotación de los resultados) y tipo de roca, 7 muestras fueron elegidas para el análisis de inclusiones vítreas, de las cuales 3 pertenecen a flujos de lavas y 4 flujos piroclásticos.

En el caso del volcán Irruputuncu se realizaron dos campañas de terreno de 8 días cada una, en las cuales se realizó el mapeo geológico de todo el sistema volcánico (ver capítulo 3) y la recopilación de 40 muestras para descripción macroscópica y microscópica, a 14 de las cuales se les realizó análisis geoquímico, adicionalmente 5 de estas fueron seleccionadas para análisis de inclusiones vítreas considerando su estado de preservación (grado de alteración y meteorización), de las cuales 4 de ellas corresponden a flujos lávicos y 1 asociada al depósito piroclástico del volcán Irruputuncu.

2.1. Análisis de elementos mayores y volátiles en minerales, inclusiones vítreas y masa fundamental, vía microsonda electrónica (EMPA)

El análisis de microsonda electrónica es una técnica no destructiva de análisis elemental muy valiosa en mineralogía y petrología, permite el análisis químico cualitativo y cuantitativo de sustancias sólidas a escala micrométrica (Castellanos y Ríos, 2005).

2.1.1. Preparación de muestras para análisis de inclusiones vítreas (IV):

Una vez realizada la descripción microscópica de las muestras seleccionadas de los volcanes Lastarria e Irruputuncu, se seleccionaron 6 y 4 ejemplares, respectivamente, los cuales fueron chancadas, tamizadas y pulverizadas en el laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Ciencias Geológicas de la UCN. Del material granulométrico contenido en 7 tamices, cuyos tamaños corresponde a $> 4\text{mm}$, 2mm , 1mm , 0.5mm , 0.25mm , 0.125mm y el reservorio, se seleccionaron cristales de plagioclasas y piroxenos que se encuentran entre los 0.5 y 2mm (Fig. 2.1a) con el fin de buscar inclusiones vítreas con ayuda del microscopio de luz transmitida y reflejada.

Del proceso de selección de material para estudio de inclusiones vítreas se recolectaron 44 cristales de plagioclasas y 15 de piroxenos para el volcán Lastarria, y 31 cristales de plagioclasas para el volcán Irruputuncu, los cuales fueron adheridos en un vidrio portaobjeto con cinta doble faz, con el fin de establecer la presencia de inclusiones vítreas en los granos seleccionados. Una vez identificados los cristales que contienen inclusiones, estos fueron introducidos de manera individual en un cilindro de cobre (Fig. 2.1b), que fue posteriormente rellenado con resina epóxica (Fig. 2.1c), la cual alcanza un fragüe óptimo luego de 24 horas. Una vez que los moldes cilíndricos se han endurecido, se montan en un porta muestra (Fig. 2.1b), diseñado especialmente para contener los moldes, que permiten trabajar en el proceso de desbaste, el cual se lleva a cabo utilizando lijas de 800 , 1200 y $2400\text{ }\mu\text{m}$ (Fig. 3d). Cada mineral es pulido hasta llevar la inclusión a la superficie del cristal, este procedimiento es controlado mediante una permanente revisión en el microscopio de luz polarizada. Posteriormente, las inclusiones que se encuentran expuestas en superficie, son pulidas y limpiadas, utilizando lijas de 6 , 3 y $\frac{1}{4}\text{ }\mu\text{m}$ hasta lograr una superficie libre de rayas y residuos. Finalmente, las muestras son cubiertas por carbono para evitar contaminación externa y tener un mejor resultado durante su análisis.

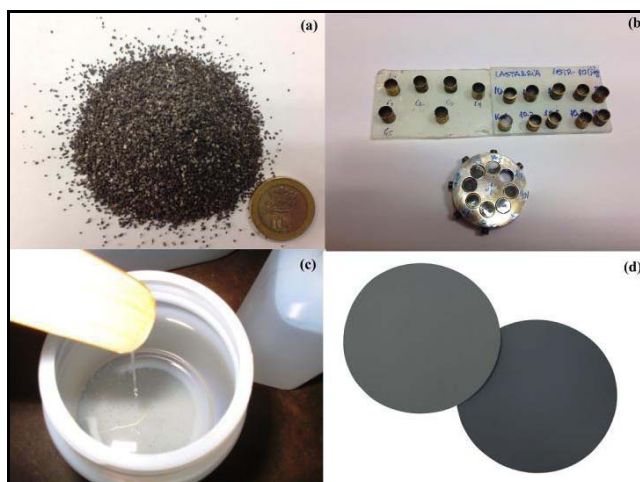


Figura 2.1. (a) Roca tamizada para separación de plagioclasa y piroxeno. (b) Minerales en porta objeto y en cilindros de cobre. (c) Resina epóxica para pegar minerales en cilindro. (d) Lijas para desgaste de minerales y llevar a superficie las inclusiones fundidas.

2.1.2. Condiciones analíticas

El funcionamiento de la microsonda electrónica consiste en la excitación de la superficie de la muestra (previamente pulida) a través de un haz de electrones que son acelerados mediante una corriente de 15 a 35 keV y el cual es focalizado en un diámetro que oscila entre 1 y 2 μm . El haz de electrones dirigido sobre el ejemplar mide la longitud de onda e intensidad de los rayos-X emitidos, este último contiene líneas características de los elementos presentes, por lo que un análisis cualitativo es fácil de obtener mediante la identificación de las líneas de sus longitudes de onda (o energías de fotones). Al comparar sus intensidades con los emitidos a partir de muestras estándar (elementos puros o compuestos de composición conocida), es posible determinar cuantitativamente las concentraciones de los elementos (Reed, 2005; Castellanos y Ríos, 2005).

El análisis puede ser obtenido en muestras con menos de 100nm de espesor y una energía de electrones de al menos 100keV, debido a la cantidad relativamente pequeña de dispersión lateral la cual se produce mientras los electrones pasan a través de una muestra. La reducción en la intensidad de los rayos X puede ser compensada en gran medida mediante el uso de un detector de rayos X de alta eficiencia y una fuente de electrones de alta intensidad (Reed, 2005). Este tipo de análisis permite determinar la composición de la inclusión y la

concentración de los volátiles disueltos, por lo tanto es posible conocer las condiciones del magma previo a la erupción.

En esta investigación el voltaje de aceleración de haz incidente es de 15 kV para todos los análisis y fueron medidos en una microsonda electrónica (EMP) SX-100 CAMECA. Una mezcla de minerales estándares (sintéticos y naturales) y vidrio (A-THO y VG2) fueron usados para la calibración (Oladottir *et al.*, 2011). Un haz enfocado de 1 μm se utilizó para los minerales, y con el fin de reducir la pérdida de Na se usó un haz desenfocado de 5 μm durante el análisis del vidrio. Los contenidos de cloro, azufre y flúor son bajos, las mediciones se realizaron con una corriente de 80 nA en 200 segundos para el Cl y S, y 400 a 800 segundos para el F. Con el fin de minimizar el calentamiento de la muestra, y por lo tanto, la pérdida de volátiles, el tiempo total de conteo (pick y el ruido de fondo) se fragmentó el periodo de análisis en 40 segundos. Entre cada intervalo de medición, el haz de electrones es interceptado por carga de Faraday, permitiendo el enfriamiento de la superficie analizada con regularidad. Este es un procedimiento no automatizado comparable con el método de CSIRO (Robinson y Graham, 1992) desarrollado para la microsonda CAMECA SX-50.

2.1.3. Confiabilidad de las mediciones

La precisión (2σ) de la microsonda electrónica para un elemento dado se estima estadísticamente a partir del tiempo de los recuentos totales y recuentos por segundo obtenido, respectivamente para el pick de la muestra, el ruido de fondo, el patrón y estándar (Ancey *et al.*, 1978). Los límites de detección se estiman basándose en los recuentos totales del tiempo, la concentración del elemento en el estándar, el número de conteos por segundo obtenidos para el ruido de fondo, el pick y el estándar. La precisión (2σ) de la microsonda, en este caso, es $< 7\%$ para elementos mayores, excluyendo el MnO, Na₂O, MgO, TiO₂ y P₂O₅, los cuales presentan un error $< 10\%$. La precisión (2σ) para S, Cl y F es de 42%, 10% y 28%, respectivamente. El límite de detección (pds%) para cada elemento es de: SiO₂ (0,097); TiO₂ (0,061); Al₂O₃ (0,077); FeO (0,064); MnO (0,089); MgO (0,073); CaO (0,110); Na₂O (0,087); K₂O (0,061); P₂O₅ (0,026); S (0,0002); Cl (0,002); F (0,02). Por otra parte, para determinar el contenido de H₂O en las inclusiones se utilizó el método de Humphreys *et al.*, (2006), el cual calcula este compuesto por diferencia entre el total de elementos medidos con el 100%.

Se realizan repetidas mediciones en la muestra para abarcar la noción del error interno de la microsonda electrónica. La precisión de una medición se cuantifica por medio de un estándar, comparando los valores obtenidos durante el análisis. La reproductibilidad y precisión de las pruebas se realizan en diferentes estándares y en inclusiones de este estudio. La precisión de la medición se verificó a través del análisis del vidrio estándar, al principio y final de la sesión. Teniendo en cuenta los errores analíticos, los valores medidos están muy cerca de los valores recomendados.

El tamaño de los minerales analizados varían entre 500 a 2000 μm y las inclusiones vítreas entre 70 y 250 μm . Se midieron elementos mayores y volátiles en inclusiones hospedadas en minerales de piroxeno y plagioclasa, y de la masa fundamental, además se estimó la composición de cada mineral. En la mayoría de las inclusiones se midieron dos puntos, exceptuando las inclusiones más pequeñas donde se midió solo un punto. En conjunto, se ha analizado la composición del mineral huésped (piroxeno y plagioclasa), un punto cerca de la inclusión, centro y borde del mineral, y así poder identificar algún tipo de zonación. En el caso, de la masa fundamental se analizaron cinco puntos (volátiles y elementos mayores) en diferentes partes de la sección delgada.

2.2. Espectrometría Raman

2.2.1. Generalidades

Una vez realizado el análisis de las inclusiones vítreas en la microsonda electrónica, se seleccionaron las muestras de mayor tamaño, para poder obtener contenidos de H_2O . Las muestras son limpiadas con etanol y posteriormente son llevadas al espectrómetro Raman Renishaw in Via, en el laboratorio de Magmas y volcanes de Clermont Ferrand, Francia.

La espectrometría Raman ofrece varias ventajas para el análisis microscópico. Dado que se trata de una técnica de dispersión, las muestras no necesitan ser fijadas o seccionadas. Los espectros Raman pueden ser obtenidos a partir de un volumen muy bajo ($<1 \mu\text{m}$ de diámetro); estos espectros permiten la identificación de especies presentes en ese volumen. El agua no interfiere de manera apreciable (Pelletier, 2003), Por lo tanto, la espectroscopia

Raman es adecuada para el examen microscópico de diversos materiales, tales como minerales y cerámica. Un microscopio Raman consiste de un microscopio óptico estándar con un láser de excitación, un monocromador y un detector sensible (como un dispositivo de carga acoplada (CCD), o un tubo fotomultiplicador (PMT)).

2.2.2. Funcionamiento del espectrómetro Raman

El espectrómetro Raman es una técnica usada para estudiar modos de baja frecuencia, realiza un reconocimiento estructural, y además determina las concentraciones de volátiles (e.g. CO₂, H₂O) en vidrios y minerales nominalmente anhidros, como el olivino, con una resolución espacial de 1 μm. El dispositivo es totalmente automatizado y permite el análisis puntual y de imágenes 2D y 3D. También se puede utilizar el control de platino termométrico.

Las variaciones de frecuencia observadas en el fenómeno de dispersión Raman, son equivalentes a variaciones de energía (Ruiz-Moreno *et al.*, 1996). Los iones y átomos enlazados químicamente para formar moléculas y redes cristalinas, están sometidos a constantes movimientos vibracionales y rotaciones: estas oscilaciones se realizan a frecuencias bien determinadas en función de la masa de las partículas que intervienen y del comportamiento dinámico de los enlaces existentes. Cada uno de estos enlaces se puede entender como un muelle que une dos masas y que al excitarlo con luz monocromática produce un movimiento (vibracional y rotacional) a una frecuencia propia de cada enlace (Saleh y Teich, 1991). A cada uno de estos movimientos le corresponde un determinado valor de la energía molecular.

Durante el análisis la muestra es iluminada con un rayo láser, esta luz es recogida con un lente y es enviada a un monocromador. Esta técnica usa la dispersión elástica de Rayleigh, por lo que las longitudes de onda cercanas a la línea del láser son filtradas, mientras que el resto de la luz es dispersada sobre un detector. El espectrómetro Raman se desplaza dentro de 150 cm⁻¹ de la frecuencia de excitación y se puede medir a longitudes de onda de excitación de 488, 532, 785 o 1.064 nm con una resolución espectral de ~ 1 cm⁻¹. El láser de 532 nm se puede utilizar con un filtro de ultra-baja frecuencia para medir desplazamientos bajos de 15

cm^{-1} (Thomas, 2000). El espectrómetro usa un láser de 514 nm de iones de argón con una rejilla de 1800 l/nm. El tamaño del punto láser es de 1,5 μ con un aumento de 50 veces, y es posible obtener un tamaño más pequeño (0,5 μ) cuando se utiliza el modo focal.

Con el uso de un criostato (micrótopo de congelación que sirve para cortar material congelado), los espectros de Raman se pueden adquirir a través de una amplia gama de temperaturas de 277 °C a 727 °C. El criostato puede ocupar helio líquido o nitrógeno líquido para las pruebas más conveniente y económico por encima de 350°C (Pelletier, 2003).

Los resultados son entregados en formato wdf, el cual ha sido desarrollado para permitir el manejo de archivos de datos que contienen hasta 50 millones de espectros de cada uno. Se pueden obtener mapas de puntos a una velocidad de datos de 50 milisegundos por espectro.

2.2.3. Aplicaciones

La espectrometría Raman se utiliza comúnmente en química, ya que la información vibracional es muy específica para los enlaces químicos de las moléculas. Por lo tanto, proporciona una huella dactilar de la molécula que puede ser identificada. Otra forma de uso de la técnica es el estudio de cambios en las uniones químicas, por ejemplo cuando un sustrato se añade a una enzima.

La dispersión Raman mediante un cristal anisotrópico da información sobre la orientación del cristal. La polarización de la luz de dispersión Raman en relación con el cristal, y la polarización de la luz láser, pueden utilizarse para conocer la orientación del cristal, siempre que la estructura cristalina sea conocida (Pelletier, 2003). Por otra parte, las fibras activas Raman, como la aramida y el carbono, tienen modos vibracionales que muestran un cambio en la frecuencia Raman con estrés aplicado. Las fibras de polipropileno también exhiben cambios similares.

2.3. Análisis de elementos mayores por espectrometría de emisión plasma-atómica acoplada inductivamente (IPC-AES).

Un total de 26 muestras (12 del volcán Lastarria y 14 del volcán Irruputuncu) fueron analizadas a través de esta técnica, para determinar el contenido de elementos mayores. Este procedimiento analítico fue realizado en el *Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont Ferrand*, Francia, bajo la supervisión de Mhammed Benbakkar.

2.3.1. Tratamiento químico

El análisis en ICP-AES requiere la disolución previa de la muestra, esto se logra, ya sea por, ácido combinado de HF, HNO₃ y HCl, o a través de una técnica de flujo de fusión LiBO₂ similar a la utilizada para Fluorescencia de Rayos X (XRF; Murray *et al.*, 2000). Esta última es la más utilizada debido a que es más segura químicamente, ya que logra la disolución completa de la muestra lo que permite la determinación de todos los elementos incluyendo la sílice y los elementos refractarios, las soluciones obtenidas son estables en ácido HNO₃ diluido y son seguras de transportar y manipular. Cuando la solución de muestra se introduce en el espectrómetro, se atomiza en una nube convirtiéndose en una “niebla”. Esta niebla es llevada al plasma de argón con una corriente de gas argón. El plasma (argón ionizado) produce temperaturas próximas a 7000°C, que excita térmicamente los electrones de la capa exterior de los elementos de la muestra. La relajación de los electrones excitados a medida que vuelven al estado fundamental se acompaña de emisión de fotones de luz con una energía característica del elemento. Debido a que la muestra contiene una mezcla de elementos, un espectro de longitudes de onda de luz se emiten simultáneamente. Cuanto más intensa es esta luz, cuanto más concentrada del elemento. Una computadora convierte la señal electrónica de los tubos fotomultiplicadores en las concentraciones.

2.3.2. Características del ICP-AES

El ICP-AES es una técnica de emisión espectrofotométrica (cantidad de energía radiante que absorbe o transmite un sistema químico en función de la longitud de onda determinada), es decir, el principio fundamental de este análisis se basa en el hecho de que

cada elemento emite energía en longitudes de onda específicas, que son propias a su carácter químico. Por su parte, la intensidad de la energía emitida es proporcional a la cantidad (concentración) de un determinado elemento en la muestra analizada. Por lo tanto, mediante la determinación de longitudes de onda y de las intensidades de estas, es posible cuantificar la composición elemental de la muestra dada al compararla con un estándar de referencia (Murray *et al.*, 2000). La precisión de las mediciones se verificó mediante el análisis de un material geológico internacional de referencia proporcionado por el USGS (basalto Hawaii, BHVO-1) y el 2σ (error) está en el rango de 5 a 10%.

2.4. Geocronología

2.4.1. Preparación de muestras

En esta investigación se realizó la selección de 4 muestras, correspondientes a las unidades sin datación radiométrica del volcán Irruputuncu. En el caso del volcán Lastarria, no se tomaron muestras, ya que este cuenta con las dataciones realizadas por Naranjo (2010).

Cada muestra fue previamente chancada y tamizada, posteriormente, y de acuerdo a sus características mineralógicas, se seleccionaron los ejemplares: IRRU-14 (masa fundamental), IRRU-21 (masa fundamental), IRRU-46A (biotita), IRRU-P10 (biotita). Este procedimiento se realizó a través de una lupa binocular con el fin de seleccionar los minerales y masa fundamental libre de impurezas, cuyos tamaños varían entre 100 y 500 μm . Este procedimiento se realizó en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad Católica del Norte. Las muestras fueron enviadas al laboratorio de Oregon State University (OSU) Argon Geochronology Lab, USA, a cargo del Dr. Anthony Kupper, para análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

2.4.2. Características analíticas

En primer lugar, es importante destacar que el Ar es una gas noble, químicamente inerte, móvil a temperaturas elevadas, susceptible de sufrir pérdida o ganancia en varios

ambientes geológicos. Condicionado a la capacidad del mineral de retener el Ar que varía en función de la temperatura y tiene un rango de edad efectivo de 10 ka hasta 4.6 Ga.

Este método está basado en el decaimiento natural de ^{40}K en ^{40}Ar y en decaimiento de ^{39}K contenido en la muestra convirtiéndolo en ^{39}Ar por medio de irradiación con neutrones rápidos. Por lo tanto, la edad del mineral es calculada mediante la razón $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, medida en un espectrómetro de masas (Merrihue, 1965; Farrar, 1964; Reynolds, 1956). Esta técnica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ descrita por Merrihue y Turner (1966), tiene algunas ventajas sobre el método convencional K-Ar: i) el potasio y el argón son determinados en una misma muestra, solamente se requiere de medir las razones isotópicas de argón. De la medición del espectrómetro de masas se obtienen las razones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, etc.

Las muestras se desgasificaron a 400°C durante 20 minutos, posteriormente se analizan una serie de datos, cuyos resultados se obtienen a partir del calentamiento por etapas, con incrementos que van de 50 a 200°C para optimizar los parámetros de funcionamiento instrumentales. Las muestras se calentaron en un horno de baja resistencia en blanco de tántalo con una unidad de control electrónico programable. Los gases producidos durante el calentamiento se limpiaron mediante exposición secuencial con captadores de Zr-Al.

2.4.2. Interpretación

Es importante destacar, que la edad plateau calcula las edades en cada paso o calentamiento de la muestra, en cambio la edad isócrona calcula la edad con las razones isotópicas (Dalrymple y Lanphere, 1974).

De las cuatro muestras analizadas, tres de ellas tienen una edad plateau bien definida, adicionalmente, la edad isócrona es consistente con la edad plateau dentro del error, por lo que se interpreta que esta última es la mejor edad analítica obtenida para cada muestra (Tabla 2.1). En cambio, la curva de la edad plateau de la muestra IRRU-46A representa pérdida de argón durante el calentamiento (Fig. 2.2), y además no se observa un traslape (dentro de los errores) con la edad isócrona. Ante esta diferencia de edades se debe tomar en cuenta el valor más pequeño del MSWD (Mean Square of Weighted Deviates), el cual es un método estadístico que se utiliza como ajuste en la datación isotópica.

En el caso de la muestra IRRU-14 no fue considerada para el análisis de este estudio, ya que el error arrojado es demasiado grande para ambas edades (plateau e isócrona. Tabla 2.1. Ver anexo), debido aparentemente al exceso de argón radiogénico en la muestra.

Tabla 2.1. Datos geocronológicos de las edades realizadas para este estudio en el volcán Irruputuncu

Muestra	Método	Análisis edad plateau		Análisis isócrona inversa	
		Edad (ka)	MSWD	Edad $\pm 2\sigma$ (ka)	MSWD
IRRU-21	Ar-Ar (Masa fundamental)	55.9 $\pm$ 26.8	3.97	32.0 $\pm$ 13.5	3.96
IRRU-P10	Ar-Ar (Biotita)	109.8 $\pm$ 79.1	0.75	180.9 $\pm$ 137.6	0.84
IRRU 46-A	Ar-Ar (Biotita)	173.3 $\pm$ 11.6	1.75	258.2 $\pm$ 48.8	0.36
IRRU-14	Ar-Ar (Masa fundamental)	10.2 $\pm$ 21.1*	0.26	7.7 $\pm$ 6.5	0.27

CAPÍTULO 3: EVOLUCIÓN VOLCÁNICA Y PROCESOS MAGMÁTICOS DEL VOLCÁN IRRUPUTUNCU

Evolution of Irruputuncu volcano, Central Andes of Northern Chile

Rodríguez I., Roche O., Moune S., Aguilera F., Campos E., Pizarro M.

Abstract

The Irruputuncu is an active volcano located in northern Chile within the Central Andean Volcanic Zone (CAVZ) and that has produced andesitic to trachy-andesitic magmas over the last $\sim 258 \pm 49$ ka. We report petrographical and geochemical data, new geochronological ages and for the first time a detailed geological map representing the eruptive products generated by the Irruputuncu volcano. The detailed study on the volcanic products allows us to establish a temporal evolution of the edifice. We propose that the Irruputuncu volcanic history can be divided in two stages, both dominated by effusive activity: Irruputuncu I and II. The oldest identified products that mark the beginning of Irruputuncu I are small-volume pyroclastic flow deposits generated during an explosive phase that may have been triggered by magma injection as suggested by mingling features in the clasts. This event was followed by generation of large lava flows and the edifice grew until destabilization of its SW flank through the generation of a debris avalanche, which ended Irruputuncu I. New effusive activity generated lavas flows to the NW at the beginning of Irruputuncu II. In the meantime, lava domes that grew in the summit were destabilized, as shown by two well-preserved block-and-ash flow deposits. The first phase of dome collapse, in particular, generated highly mobile pyroclastic flows that propagated up to ~ 8 km from their source on gentle slopes as low as 11 degrees in distal areas. The actual activity is characterized by deposition of sulphur and permanent gas emissions, producing a gas plume that reaches 200 m above the crater. The maximum volume of this volcanic system is of $\sim 4 \text{ km}^3$, being one of the smallest active volcano of Central Andes.

Keywords: Irruputuncu volcano, Central Andes, debris avalanche, block and ash flow, lava flow

1. Introduction

The Central Andean Volcanic Zone (CAVZ) corresponds to a magmatic arc generated by partial melting of the asthenosphere due to subduction of the Nazca plate beneath the South American plate (Coira *et al.*, 1982). The convergence between these two plates has been accompanied by orogeny and crustal thickening during the last ~27.5 Ma (Allmendinger *et al.*, 1997; Wörner *et al.*, 2000). Irruputuncu (20°45' S; 68°34' W; 5,165 m a.s.l) is a small active composite stratovolcano located in the CAVZ, at the Chile - Bolivia border (Fig. 3.1). According to de Silva and Francis (1991), the volcanic edifice is composed mainly by andesitic and dacitic lava flows, dacitic lava domes, block-and-ash and pyroclastic flow deposits. Available published ages of Irruputuncu formations range from 0.14 ± 0.04 Ma for a lava dome on the upper western flank (K-Ar method, Wörner *et al.*, 2000) to $1,570 \pm 900$ years BP for a fresh block-and-ash flow deposit on the southwestern flank (^{14}C method, Stern *et al.*, 2007). The Irruputuncu complex is built on the Ujina and Pastillos ignimbrites formed during upper Miocene and Pleistocene, respectively (Vergara *et al.*, 1984). Vergara *et al.* (1984) considered that Irruputuncu volcano was part of *Estrato-volcanes III* unit that includes two other volcanoes (Pabellón del Inca and Poruñita), that have perfectly preserved cones and solfataric activity, and whose dacitic to andesitic rocks contain hornblende and pyroxene.

Irruputuncu has two craters aligned NE-SW (de Silva and Francis, 1991), the southernmost is still being active and has a diameter of 200 m (Gonzalez-Ferrán, 1995). The present activity is characterized by deposition of sulphur and permanent gas emissions, with SO_2 as the main phase (Clavero *et al.*, 2006). Fumaroles reach 200 m above the crater (Aguilera, 2008). Their outlet temperature varies between 83°C and 240°C while gas phases consist of highly concentrated SO_2 and H_2S (170 and 52 $\mu\text{mol/mol}$, respectively) and less abundant HCl , N_2 , HF , O_2 and CH_4 (Tassi *et al.*, 2011). Chemical and isotopic compositions of the gases indicate mixing between magmatic, hydrothermal and atmospheric fluids, as typically observed in volcanic systems in convergent margins (Tassi *et al.*, 2011).

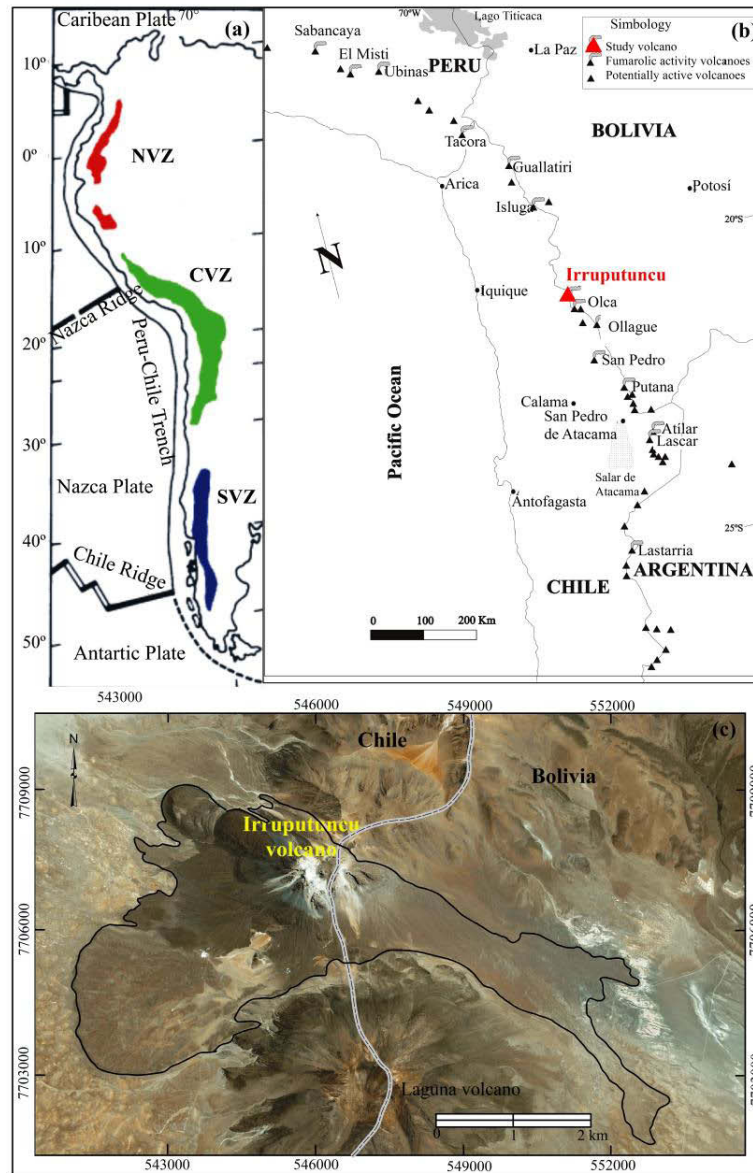


Figure 3.1. (a) Map of the Andes, distribution of Northern (NVZ), Central (CVZ) and Southern Volcanic Zone (SVZ). Modified from de Silva and Francis, 1991. (b) Location of Irruputuncu volcano. Modified from Tassi *et al.*, 2009. (c) Google Satellite image of Irruputuncu Volcanic Complex. Black lines show the limits of Irruputuncu volcano deposits

Although the Irruputuncu has historical eruptive activity reported in the literature (de Silva and Francis, 1991), there are no clear references of large scale historical eruptions. However, persistent heat flux in a hot spring NW from the summit in the Pastillos Ignimbrite

unit, as well as ash fall deposits on the NW flank of the volcano show evidences of recent magmatic activity (de Silva and Francis, 1991). In December 1989 a press report published in Bolivia mentioned a possible eruption of the volcano, but this information was never confirmed, while on March 25, 1990, fumarolic activity in the Irruputuncu crater was reported (BGVN, 1990). The first accurate description of volcanic activity corresponds to small phreatomagmatic explosions (increase in the volcanic activity) on November 26, 1995, which produced a 1000-m high ash-vapor plume (Global Volcanism Program 1997). After several minutes, the plume color turned to white and the material ejected was dispersed very slowly eastwards (BGVN, 1997). Recently, local inhabitants reported that a thermal spring located 13 km west of the volcano described by Hauser (1997) disappeared after an earthquake of magnitude 7.9 occurred in this area on June 13, 2005.

Few geochemical and petrological investigations, as well as, few radiometric ages have been reported for the Irruputuncu (Wörner *et al.* 1992, 2000; Mamani *et al.* 2008; 2010), which limits the understanding of the temporal evolution of the edifice. In order to overcome this issue, field campaigns were done in 2011 and 2012 to identify the main geological units and collect samples for radiometric dating as well as for petrological and geochemical analyses. In this paper, we present a detailed description of Irruputuncu geology (summarized in a map, with scale 1:50.000), 27 data of bulk rock geochemistry (14 new geochemistry data and 13 data compiled from Wörner *et al.*, 1992, Mamani *et al.*, 2008; 2010), and 7 radiometric ages data, corresponding to 4 new ^{40}Ar - ^{39}Ar ages, 2 K-Ar and one ^{14}C age compiled from Wörner *et al.* (2000) and Stern *et al.* (2007). The goals of our contribution are: (i) provide complementary geochemical data of the main Irruputuncu eruptive units, (ii) report new Ar-Ar ages in order to reconstruct the eruptive history of this volcano, and (iii) provide a first detailed geological map of Irruputuncu. Our aim is to report the main characteristics of the Irruputuncu units, which may serve as a guide for further detailed investigations. Therefore, a detailed discussion on processes of magma generation, storage condition, and eruptive dynamics is beyond the scope of this paper.

2. Irruputuncu geological setting

Irruputuncu volcano is built over the Ujina and Pastillos ignimbrites (Vergara and Thomas 1984). The Ujina Ignimbrite is a ~150 m thick pink to grey welded pyroclastic deposit containing mainly pumice fragments, and crystals (plagioclase, sanidine, quartz, hornblende and biotite). This deposit has been dated by K-Ar method (in biotite) at 9.3 ± 0.4 Ma (upper Miocene; Vergara and Thomas, 1984). The Pastillos Ignimbrite is 20-90 m thick and is formed by a lower member that is a light grey to white pumice-rich pyroclastic deposit, and an upper member dominated by cinerites that contain claystones, siltstones and finely stratified diatomites. The lower member has an age of 0.79 ± 0.2 Ma to 0.73 ± 0.16 Ma (K-Ar in biotite; Baker, 1978; Vergara and Thomas, 1984), while the upper member was dated at 0.32 ± 0.25 Ma (K-Ar in biotite; Wörner *et al.* 2000), corresponding to Middle Pleistocene.

At least two other older volcanic sequences have been recognized in the Irruputuncu volcano area (Baker, 1978; Vergara and Thomas, 1984). The first is the *Volcanic Group I*, corresponding to strongly eroded andesitic-dacitic volcanic edifices of middle to upper Miocene age. The second is the *Volcanic Group II*, constituted by moderately eroded volcanic edifices formed mainly by pyroxene-hornblende andesites and dacites. Examples of these units are the Pliocene Laguna and Bofedal volcanoes, located immediately northeast and southeast of Irruputuncu volcano. We found outcrops of the *Volcanic Group I* in the southwestern and southern flanks of Irruputuncu volcano, which are partially covered by Irruputuncu products (Fig. 3.2). These outcrops are strongly hydrothermally altered and correspond to: i) porphyritic dacitic lava flows containing plagioclase (18% vol.), biotite (10% vol.), hornblende (~5% vol.) and quartz (2% vol.) phenocrysts, and a groundmass (65% vol.) formed by glass, microlites of plagioclase and opaque minerals, and ii) hydrothermal breccia constituted by andesitic rock fragments (30% vol.) in a fine size matrix (70% vol.). Both dacitic lavas and hydrothermal breccias are moderately-to-strongly altered, with mineral assemblage mainly constituted by limonite, hematite and clays. Additionally, solfataric alteration is characterized by abundant native sulphur, which suggests that these outcrops could represent the core of an older, deeply eroded volcanic edifice.

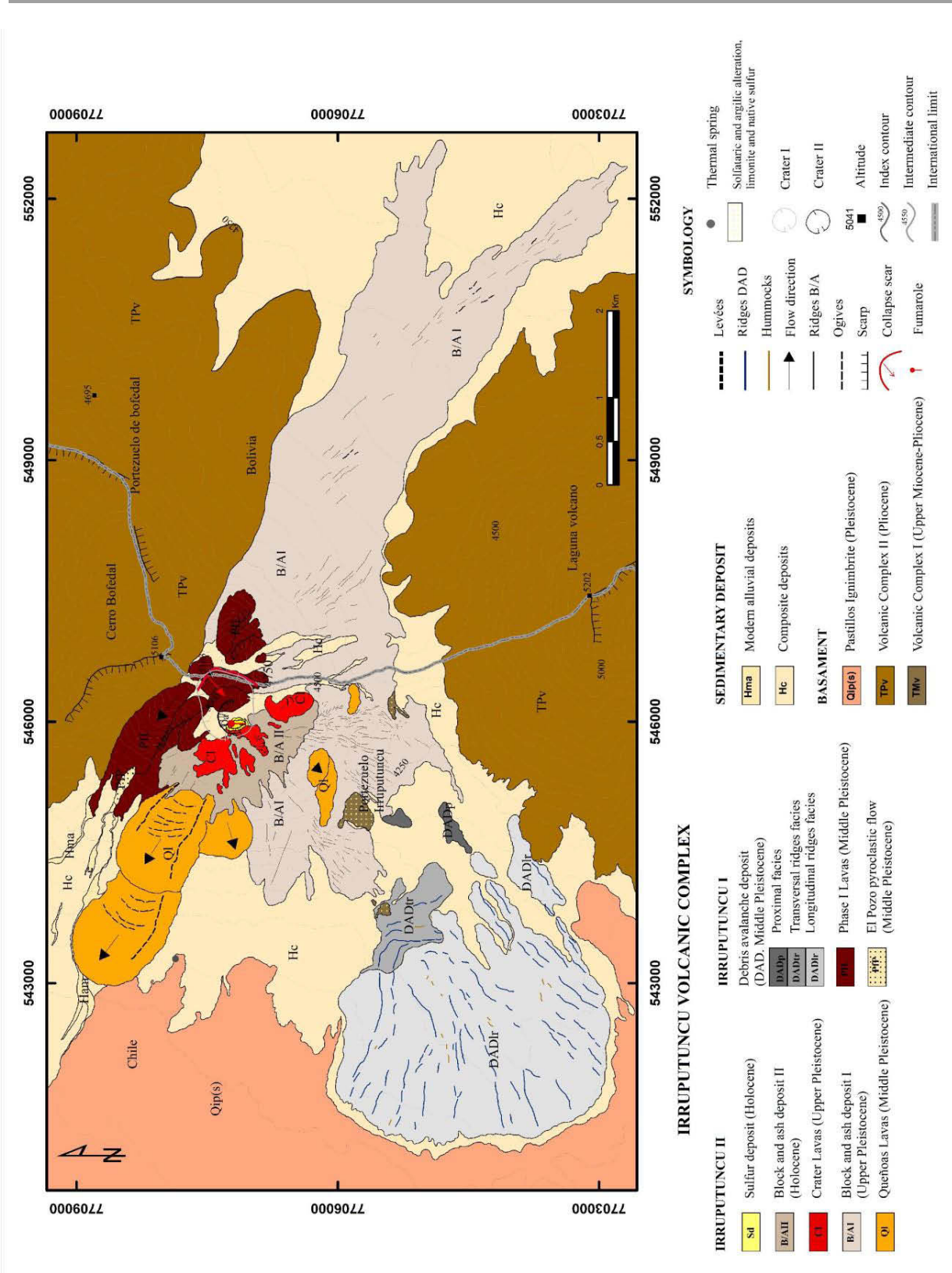


Figure 3.2. Geological map of Irruputuncu volcano.

3. Analytical Methods

3.1 Geochemical analysis

A total of forty thin sections from representative samples of the Irruputuncu volcano were prepared at the Departamento de Geología, Universidad de Atacama, Chile, for petrographic description. The mineral proportions in percentage were determined using a polarized light microscope. Fourteen samples, each representative of a particular stage of the evolution of the Irruputuncu volcano, were selected for whole rock composition analysis by inductively couple plasma-atomic emission spectrometry (ICP-AES) at the Laboratoire Magmas *et* Volcans (LMV), Clermont Ferrand, France. Accuracy of measurements was verified by analyzing an international geological reference material provided by the USGS (Hawaii basalt, BHVO-1) and the 2σ uncertainty was in the range of 5-10%. Results are presented in Table 3.1.

The compositions of anorthite plagioclase crystals from some units of the Irruputuncu volcano were determined at LMV on a SX-100 CAMECA electron microprobe (EMPA) using 15 kV accelerating voltage. A mixture of standard minerals (synthetic and natural) and glasses (A-THO and VG2) was used for calibration (see Oladottir *et al.*, 2011, for further details).

3.2 Geochronology

Four unaltered representative samples were selected for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology (Table 3.2). Analyses were done at Argon Geochronology Lab, Oregon State University (OSU), USA. Groundmass glasses were selected from the sieved fraction $<500\text{ }\mu\text{m}$ and all distinct phenocrysts were eliminated by handpicking to obtain a pure glass sample. Biotites were separated from the sieve fraction between $100\text{ }\mu\text{m}$ and $500\text{ }\mu\text{m}$ by handpicking. Samples (biotite or groundmass) were processed following the method described in Jordan *et al.* (2004). Note that sanidines, which are more suitable than biotites for Ar analyses, were lacking in our samples.

Three on four of the plateau ages are concordant (within the errors) with isochron ages (Table 3.2). In accordance with standard procedures at the Oregon State University laboratory we accept these plateau ages as the preferred ages. One sample (IRRU-46-A, Table 3.2), however, yielded a plateau age that failed to overlap (within the errors) with its isochron age; therefore, the isochron age with a lower MSWD (Mean Square of Weighted Deviates) is preferred. Note also that the age of IRRU-14 (Table 3.2) is not reliable due to its high associated error for both plateau and isochron ages and therefore it is not considered in our study.

3.3 Volume estimates

We have estimated volumes of the Irruputuncu eruptive units and of the whole edifice based on field and GIS measurements (Table 3.3), complemented with an ASTER Global Digital Elevation Model (ASTER GDEM), with 30 m pixel resolution and accuracy (standard deviation) of 7~14 m, and a topographic coverage with 15-m level curves. For the units deposited over the ignimbritic basement a topographic baseline at 3,995 m a.s.l was considered. Minimal volume estimates for each Irruputuncu unit reported (Table 3.3) were calculated with an estimated error of $\sim 5\%$, considering exclusively field measurements (altitude) at places where the different units crop out (i.e. only superficial measurements were considered and any, was ignored). The volume of the entire was calculated assuming a simple cone shape (Table 3.3). Note that, the absence of large scale glacial erosion features suggest very limited erosion of the Irruputuncu volcano, due to the hyper-aridity climate in the Central Andes (e.g. Galli-Olivier, 1967). We have obtained a total minimum volume of $\sim 0.5 \text{ km}^3$ for the superficial units reported in Table 4, and an edifice volume about 4 km^3 (Table 3.3).

Table 3.1. Geolocalisation of Irruputuncu samples and major element compositions of whole rocks in wt%

sample	UTM coordinates		stage/unit*	E										Total	reference
	N	E		SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _i **	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅		
IRRU-46A	545450	7708210	Pfp ^(p)	63.00	15.88	5.20	2.00	4.19	3.86	2.94	0.64	0.08	0.20	97.99	[1]
IRRU-46B	545450	7708210	Pfp ^(s)	59.85	17.07	6.79	2.64	5.49	4.11	2.26	0.80	0.10	0.26	99.37	[1]
IRRU P10a	541559	7705797	Pfp ^(p)	62.02	14.80	6.01	2.27	3.78	3.91	3.14	0.73	0.08	0.19	96.93	[1]
IRRU P10b	541559	7705797	Pfp ^(s)	61.18	16.44	6.08	2.34	4.90	4.38	2.48	0.72	0.09	0.24	98.85	[1]
IRRU-4	544824	7708636	Pfp	62.82	16.99	4.84	2.28	5.03	4.25	2.75	0.73	0.09	0.21	99.99	[2],[3]
IRRU-98-02	546091	7707593	PIL	60.60	16.60	5.82	2.77	5.13	3.93	2.65	0.88	0.09	0.23	98.70	[2],[3]
IRRU-14	545342	7708350	PIL	61.73	16.14	5.82	2.65	4.77	4.20	2.68	0.77	0.08	0.21	99.05	[1]
IRRU-55	546565	7707510	PIL	61.47	15.99	6.25	2.68	4.54	4.05	2.73	0.81	0.08	0.23	98.83	[1]
IRRU-6	545655	7708059	PIL	62.52	16.44	5.41	2.75	4.91	4.23	2.81	0.80	0.08	0.21	100.16	[2],[3]
IRRU-26	543819	7704967	DAD	61.37	16.16	5.97	2.41	4.20	3.71	2.79	0.76	0.07	0.18	97.62	[1]
IRRU-5	543424	7708178	QI	59.72	16.56	6.24	2.66	5.60	3.79	2.60	0.84	0.06	0.24	98.31	[1]
IRRU-47	544766	7708341	QI	61.85	16.19	6.20	2.95	5.07	4.11	2.48	0.83	0.08	0.25	100.01	[1]
IRRU-49	544958	7706120	QI	61.83	16.17	5.98	2.82	4.96	4.12	2.46	0.77	0.08	0.22	99.41	[1]
IRRU-98-01	544489	7708250	QI	62.40	16.40	5.55	2.86	4.96	4.23	2.63	0.80	0.09	0.21	100.13	[2],[3]
IRRU-98-05	545237	7707305	CI	62.50	16.20	5.19	2.28	4.70	4.13	2.75	0.68	0.09	0.19	98.71	[2],[3]
IRRU-50	544761	7706101	B/Al	62.61	15.86	5.89	2.52	4.62	4.19	2.74	0.75	0.08	0.23	99.49	[1]
IRRU-21	546183	7706525	CI	62.19	15.86	6.10	2.72	4.85	4.07	2.57	0.79	0.08	0.23	99.46	[1]
IRRU-18	546059	7707202	CI	62.36	16.04	5.86	2.58	4.65	3.98	2.75	0.76	0.08	0.23	99.29	[1]
IRRU-98-04	545695	7707305	CI	62.10	16.00	5.12	2.52	4.68	4.09	2.73	0.74	0.08	0.20	98.26	[2],[3]
IRRU-98-09	545789	7707516	CI	62.90	15.60	4.28	1.81	3.97	3.68	3.07	0.59	0.07	0.17	96.14	[2],[3]
IRRU-60	545858	7706702	B/AlII	62.06	16.09	6.21	2.74	4.81	4.21	2.64	0.78	0.08	0.20	99.82	[1]
IRRU-98-08	546007	7707305	Sd	64.60	15.80	4.46	1.97	4.02	4.07	3.09	0.63	0.07	0.18	98.89	[2],[3]
IRRU-98-06	545955	7707305	Sd	62.40	15.80	5.40	2.6	4.48	4.02	2.74	0.80	0.08	0.18	98.50	[2],[3]
IRRU-1d	544814	7708780	Hc	59.74	17.71	6.52	2.47	5.65	3.66	2.32	0.83	0.10	0.34	99.34	[2],[3]
IRRU-1b	544762	7708847	Hc	61.72	17.58	5.24	2.49	5.24	4.10	2.51	0.78	0.09	0.22	99.97	[2],[3]
IRRU-1a	544626	7708869	Hc	63.92	15.21	4.54	1.93	3.80	3.66	3.42	0.65	0.08	0.17	97.38	[2],[3]
IRRU-1c	544835	7708802	Hc	60.33	17.85	5.80	2.72	5.73	4.16	2.20	0.85	0.10	0.24	99.98	[2],[3]

[1] This work

[2] Mamani *et al.* (2008; 2010)

[3] Wörner *et al.* (1992)

* See Figure 2 for description of the units

** FeO_i as FeO

(p): pumice

(s): scoria

Table 3.2. Geochronological data of Irruputuncu volcano

UTM coordinates			Unit	sample description	Method	Age plateau analysis**		Inverse isochron analysis**		Reference
sample	E	N				Age (ky)	MSWD	Age±2σ (ka)	MSWD	
IRRU-21	546190	7706730	Cl	Lava block	Ar-Ar (Groundmass)	55.9 ± 26.8	3.97	32.0 ± 13.5	3.96	This work
IRRU-P10	541306	7704614	DAD	Pumice beneath the DAD	Ar-Ar (Biotite)	109.8 ± 79.1	0.75	180.9 ± 137.6	0.84	This work
IRRU-46-A	545450	7708210	PtP	Pumice	Ar-Ar (Biotite)	173.3 ± 11.6	1.75	258.2 ± 48.8	0.36	This work
IRRU-14	545620	7708220	PIL	Flow NW of cone	Ar-Ar (Groundmass)	10.2 ± 21.1*	0.26	7.7 ± 6.5	0.27	This work
n/h	545858	7706702	B/AII		¹⁴ C	1.57 ± 0.9	-	-	-	Stern <i>et al.</i> , 2007
IRRU11	544830	7708535	QI	Younger upper flow on W slope	K-Ar (Biotite)	140 ± 40	-	-	-	Wörner <i>et al.</i> , 2000
IRRU10	544540	7708228	QI	Lower flow on W base of cone	K-Ar (Biotite)	450 ± 400*	-	-	-	Wörner <i>et al.</i> , 2000
IRU15	539901	7703628	Qip(s).Upper member	Ignimbrite on Pampa Irruputuncu	K-Ar (biotite)	320 ± 25	-	-	-	Wörner <i>et al.</i> , 2000
IRRU17	537715	7695794	Qip(s). Lower member		K-Ar (Biotite)	750 ± 20	-	-	-	Vergara <i>et al.</i> , 1984

* not reliable (see text for discussion)

** preferred ages in bold (see text for discussion)

Table 3.3. Estimated area and volume of Irruputuncu units

Stage	IRRUPUTUNCU I			IRRUPUTUNCU II					Sedimentary deposit
Unit	PfP	PIL	DAD*	QI	B/AI	CI	B/AII	Sd	
Area (km ²)	0.02	1.692	7.051	2.461	11.333	0.492	0.801	0.011	3.911
Volume (km ³) ^a	0.001	0.097	0.071	0.309	0.023	0.042	0.001		0.002
Volume minimum (Km ³) ²		0.169				0.375			0.002

*: DADp (0.12 km²); DADrt (0.76 km²); DADlr (6.85 km²)

a: Minimum volume calculated from field measurements

4. Irruputuncu Volcano

4.1 General characteristics

In this section we present a detailed stratigraphy of Irruputuncu volcano, summarized in the Figure 2 (scale 1:50.000), which is based on a detailed geological mapping (scale 1:15.000), rock chemistry (Table 3.1), ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology and K-Ar age data compilation (Table 3.2), and also report a geochemical evolution of its eruptive products. Irruputuncu volcano products cover an area of 23.861 km² (Table 3.3). We have identified that Irruputuncu volcano was built by two edifices, i) *Irruputuncu I*, a Middle Pleistocene volcano (age ranging between 258.2 ± 48.8 ka and > 140 ± 40 ka) characterized by three stages, corresponding to El Pozo pyroclastic flow deposit, Phase I lavas and a debris avalanche deposit (DAD), that resulted from flank collapse, which finished the active period of this first edifice; ii) *Irruputuncu II*, a Middle Pleistocene to Holocene volcano (< 140 ± 40 ka-recent) built in the southwestern flank of Irruputuncu I collapsed edifice, is characterized by 4 stages (Queñoas lava flows, Block and ash deposit I, Crater lavas and, Block and ash deposit II).

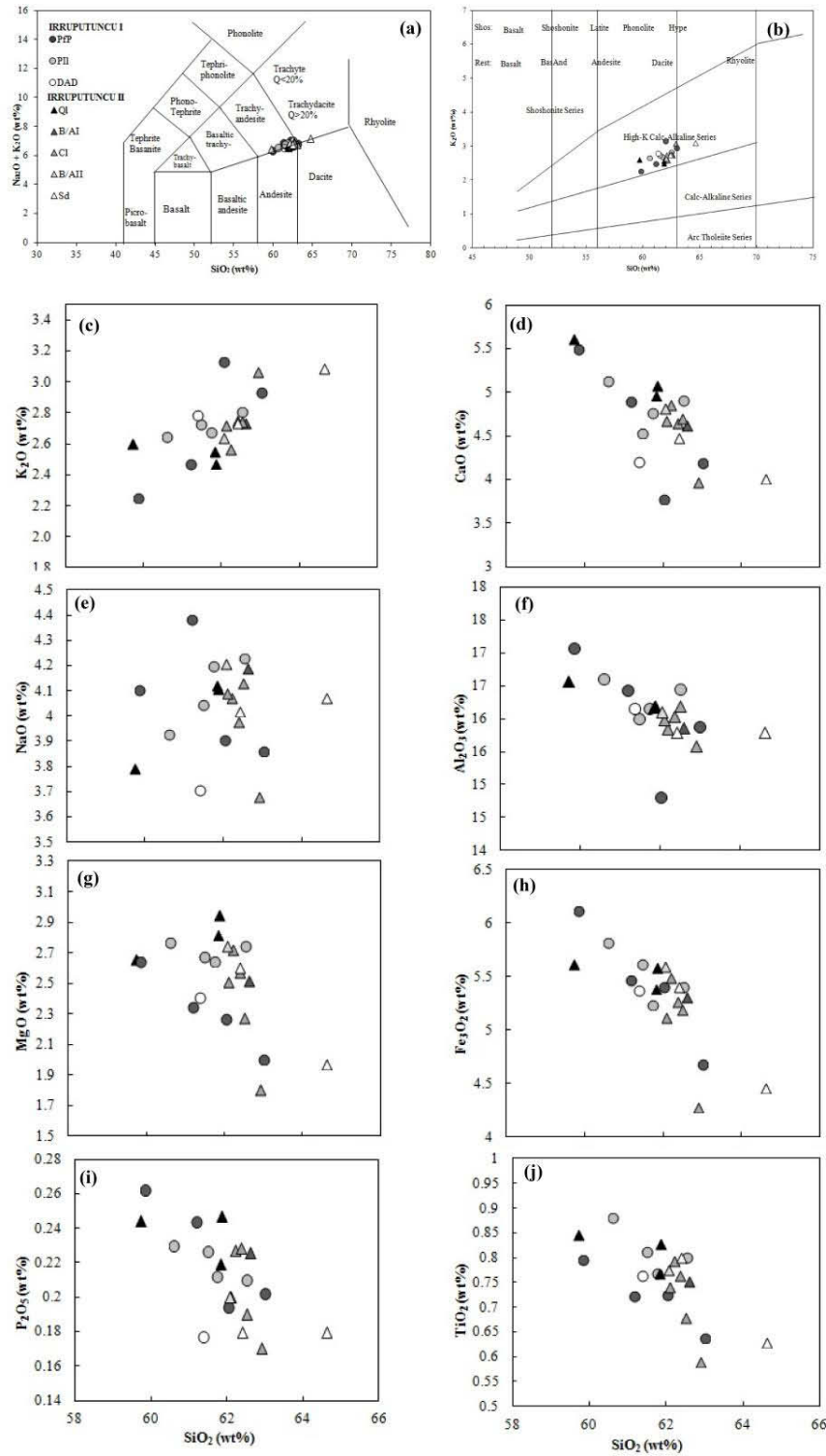


Figure 3.3. Geochemical diagrams of whole rocks chemistry of Irruputuncu units. (a) Whole-rock geochemistry TAS diagram. (b) K_2O vs SiO_2 diagram. (c-j) Major elements vs SiO_2 .

4.2 Geochemical evolution

Whole rocks of the Irruputuncu volcano have almost identical mineral and chemical compositions and are characterized by andesitic, trachy-andesitic and dacitic lavas (with a minor pyroclastic flow deposit), with plagioclase > biotite > hornblende > pyroxene as main mineral assemblage. Geochemical data (Fig. 3.3a-b and Table 3.1) indicate that Irruputuncu magmas are typical subduction type high-K calcalkaline magmas, with restricted SiO_2 and K_2O contents that range from 59.7 to 63.0 wt%, and 2.26 to 3.14 wt%, respectively.

The concentration of K_2O increases with the enrichment of SiO_2 (Fig. 3.3c), whereas, compatible elements such as Ti, P, Fe, Mg, Al and Ca show decrease in concentration with the increase of SiO_2 content (Fig. 3.3d and f-j). No trend is observed for Na (Fig. 3.3e). Furthermore, a decrease of the Anorthite content of the plagioclases is observed with increase of the silica content (Fig. 3.4a), which indicate differentiation in the magma chamber of Irruputuncu volcano. Additionally, the positive correlation of CaO with MgO (Fig. 3.4b), indicates the removal of these components from a liquid due to the co-crystallization of plagioclase and clinopyroxene (Rollison, 1993).

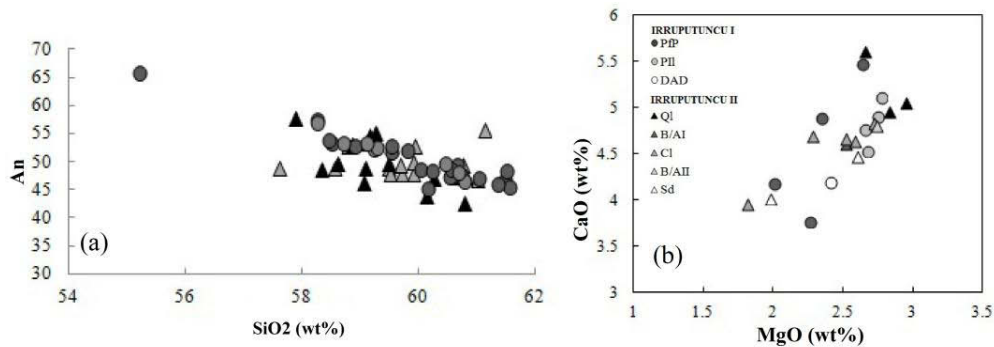


Figure 3.4. (a) Anorthite composition vs SiO_2 . (b) Variation of CaO with MgO of rocks of Irruputuncu volcano.

4.3 Irruputuncu I

El Pozo pyroclastic flow deposit (PfP)

El Pozo deposit is located in the northwestern side of volcano (Fig. 3.5), and covers an area of $\sim 0.02 \text{ km}^2$, corresponding to a minimum volume of $\sim 0.001 \text{ km}^3$ (Table 3.3). This deposit resulted from small pyroclastic flows that were emitted from Crater II to the northwestern side of the volcano (an exclusive original outcrop is preserved and extends over $\sim 0.35 \text{ km}$). It is the oldest Irruputuncu unit that we have identified. We acknowledge that El Pozo deposit might have been generated by an older edifice that has been eroded or is now hidden; however, we consider this unit has part of the Irruputuncu history, because field observation show that El Pozo unit underlies the Phase I lavas and the debris avalanche deposit (Fig. 8a) described in the next section, which provides constraints on the relative time emplacement of these units. The age of El Pozo deposit has been determined at $258.2 \pm 48.8 \text{ ka}$ (Ar-Ar method on biotites in pumice, Table 3.2), while a sample at the base of the debris avalanche deposit gave an age of $109 \pm 79 \text{ ka}$. The youngest age of the sample beneath the avalanche was possibly due to alteration. Taking into account the low error of the first age of the non-remobilized deposit, we consider that $258.2 \pm 48.8 \text{ ka}$ is the most reliable age for the El Pozo unit.

The El Pozo unit has a thickness of ca. 50 m and was formed by the accumulation of several pumice flow deposits whose thicknesses vary between 90 and 140 cm. This deposit is glassy pumice-rich and clast-supported, has a fine-grained ash matrix (5% vol.) and is poorly sorted. It contains coarse pumices (65% vol., size $< 50 \text{ cm}$), scorias (8% vol., size $< 7 \text{ cm}$), mixed scoria-pumice fragments (10% vol., size of 0.5-20 cm, Fig. 8c), lithic clasts (7% vol., size of 1-30 cm) and free biotite crystals (5% vol., 2 mm diameter). The lithics are sub-angular to angular and there are at least three populations of clasts, all with evidence of Fe alteration (Fig. 3.5d). Both the pumices and scoria are sub-rounded to sub-angular. The different flow units present reverse size grading typical of dense granular flows.

The El Pozo deposit has a bulk chemical composition that varies from trachy-andesitic to trachy-dacitic (62-63 wt% SiO₂, Table 3.1, Fig. 3.3). It contains crystals of plagioclase (~10% vol. An₄₇₋₅₄), hornblende (~5% vol.) and biotite (~8% vol.) in a matrix (~77% vol.) of abundant glass, and plagioclase-amphibole microlites. Some biotite and plagioclase crystals present disequilibrium textures (opaque minerals in the edges and sieve texture, respectively). The scoria fragments (59.8-61.2 wt% SiO₂, Table 3.1) contain crystals of plagioclase (3% vol.), amphibole (1% vol.) and biotites (1% vol.) in a matrix of glass, plagioclase, amphibole and biotite minerals. The mixed scoria-pumice clasts (Fig. 3.5c) contain plagioclase (~15% vol.), quartz (~10% vol.), hornblende (~3% vol.) and biotite (~7% vol.) in a glassy matrix (~65% vol.).

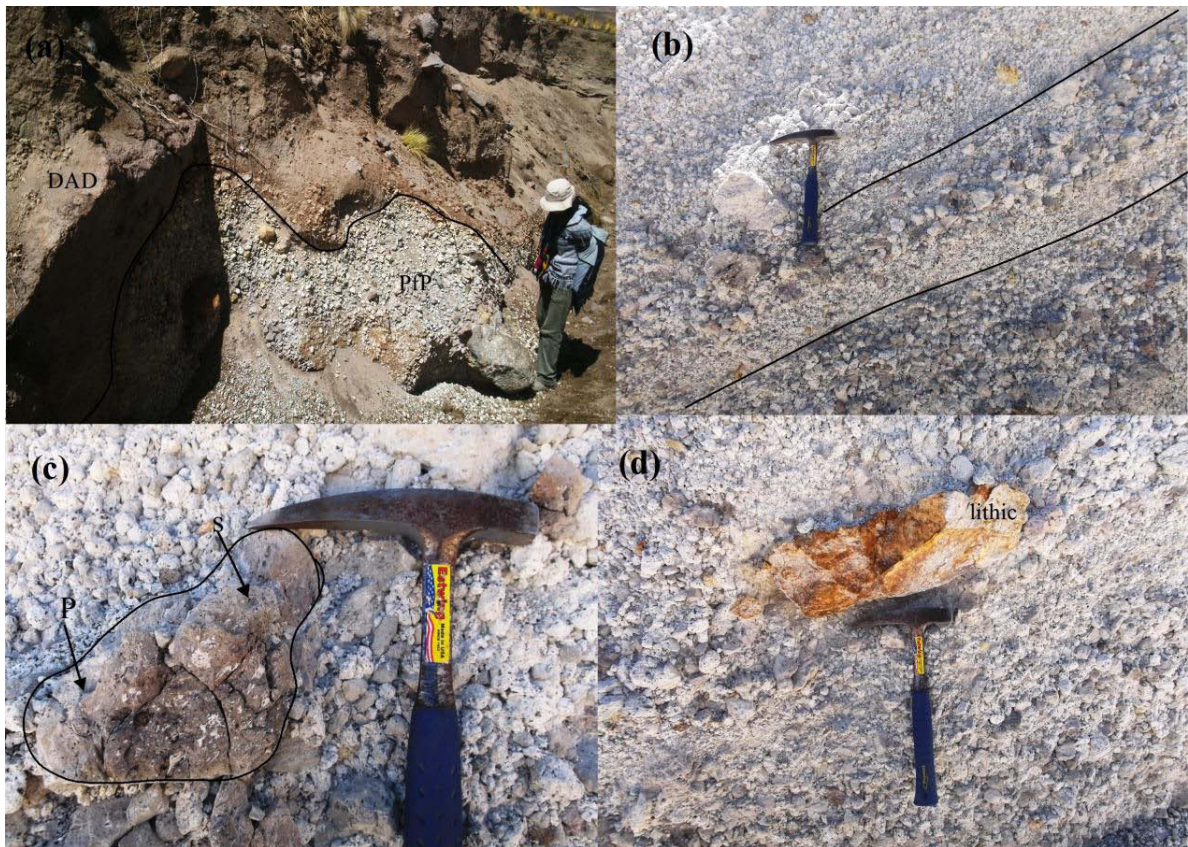


Figure 3.5. Field photograph of El Pozo pyroclastic flow deposit. (a) El Pozo deposit (PfP) beneath the debris avalanche deposit (DAD). (b) Pumice flow deposit units showing reverse size grading of pumices and scoria clasts. (c) Large pumice (P) and scoria (S) clasts with evidence of magma mingling. (d) Altered lithic clast.

Phase I lavas (PIL)

This unit includes lava flows and domes that constitute the older Irruputuncu edifice (Irruputuncu I; Fig. 3.2). These are blocky lavas of trachy-andesitic composition (60.60-62.52 wt% SiO₂; Table 3.1) with plagioclase and biotite as main minerals phases. Lava flows are located in the northern and eastern sides of the volcano, while at least one lava dome was recognized in the north eastern side of Crater I, the older and northeasternmost crater. The lava dome and flows were emitted to the northwest, northeast and east-southeast directions from Crater I, overlaying the regional basement (corresponding mainly to Pastillos Ignimbrite), and to the El Pozo pyroclastic flow deposit, whilst they underlie partially by the block-and-ash flow deposit I (Fig. 3.6a-c). Despite the lava flows are poorly preserved, they show smooth surfaces affected by alluvial erosion as well as, primary structures (hereafter called ogives), that are oriented perpendicular to the emplacement direction and that are easily recognized in the east-southeast flows. Lava flow thickness varies from 35 to 113 m. Phase I lavas cover an area of 1.692 km² and have a minimum volume of ~ 0.097 km³ (Table 3.3). No reliable age was obtained for this unit (10.2 ± 21.1 ka from ⁴⁰Ar-³⁹Ar in groundmass, Table 3.2). Therefore, only stratigraphic relations can be used to estimate the age of Phase I Lavas, which is ~258-140 ka (Middle Pleistocene, Table 3.2) based on ages of the El Pozo and Queñoas units.

The Phase I lavas show porphyritic, disequilibrium, hypocrySTALLINE textures. Phenocrysts are plagioclases (~20% vol. An₄₇₋₅₇) with reabsorption edges and sieve texture (Fig. 3.7a), biotites (~9% vol.) with glomeroporphyritic textures and occasional pyroxenes at the edge in disequilibrium texture, and hornblendes (~6% vol.). The groundmass (~65% vol.) presents hyalopilitic texture and consists mainly of glass, plagioclase microlites, biotites, hornblendes and opaque minerals.

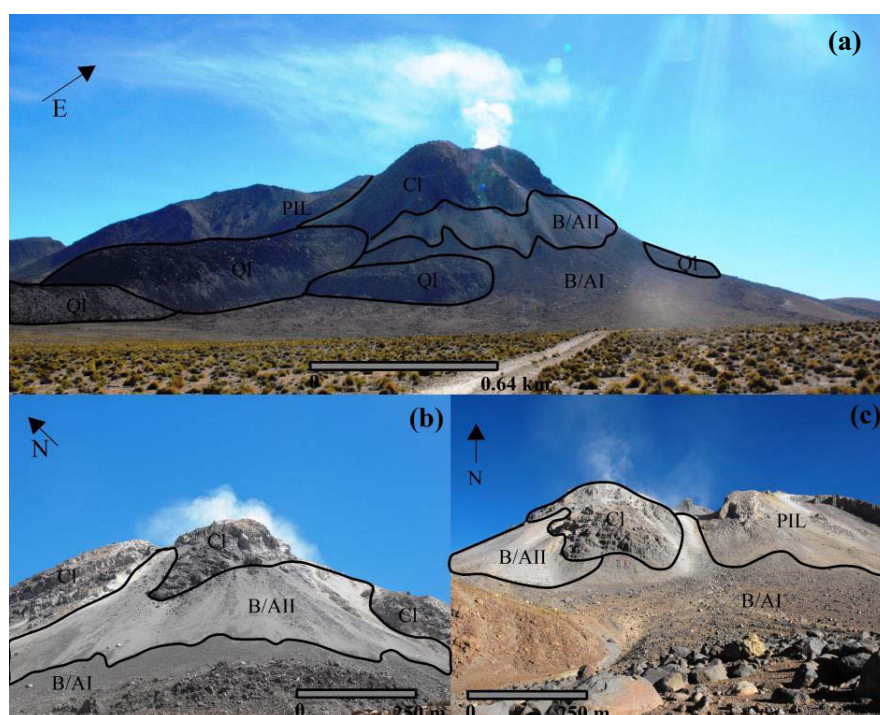


Figure 3.6. Panoramic view of Irruputuncu units. (a-c) Contacts between Phase I lava (PIL) and Crater lava flows (CI), with block-and-ash flow deposits I and II (B/AI and B/AII) covering the Queñoas lava flows (QI) and Crater lavas.

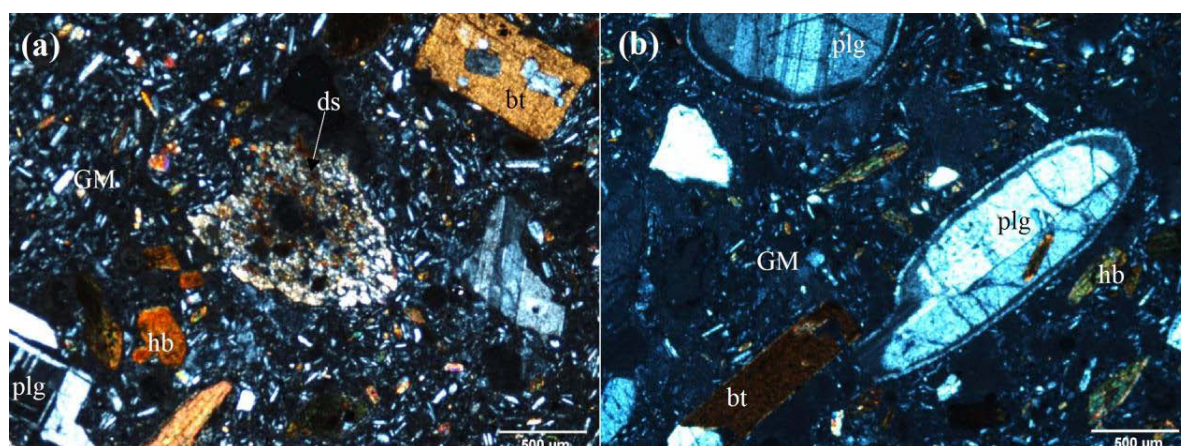


Figure 3.7. (a) Photomicrography of Phase I lavas showing biotite (bt) and mafic minerals with disequilibrium texture (ds) in a groundmass (GM) of plagioclase microlites. (b) Photomicrography of Crater lava flows showing plagioclases (plg) with resorption and biotites (bt) in a hypocristalline groundmass (GM).

4.3.3. *Debris avalanche deposit (DAD)*

The debris avalanche deposit (DAD) is a fan-shaped, radial front deposit on top of the Pastillos ignimbrite basement (Fig. 3.2, Fig. 3.8a). It extends ~6.3 km southwest from the Crater I, covers an area of ~7.05 km², has a maximum thickness of ~10 meters and a minimum volume of ~0.071 km³ (Table 3.3). This deposit is homogeneous and shows scarce alluvial erosion, except in the distal zone.

The DAD contains blocks of andesitic to trachy-andesitic composition similar to the phase I lavas (61.37wt% SiO₂, Table 3.1, Fig. 3.3). The blocks have a size up to 6 m, occasionally present jigsaw structures and impact marks (Fig. 3.8b-c) and are embedded in a ash-lapilli size matrix. Field observations suggest that the DAD resulted from the collapse of the SW flank of the Irruputuncu I volcanic edifice. According to the distribution of large-scale deposit structures, such as hummocks and ridges (Fig. 3.8a), and to the characteristics of the individual blocks (e.g. jigsaw fractures), the DAD unit has been divided in three sub-units as described below (Fig. 3.8a).

No radiometric data exists for this deposit and only relative age can be inferred from stratigraphic relations. Considering that the DAD is younger than the Phase I lavas and older than the Queñoas lava flow, this suggest that the DAD is older than 140 ± 40 ka (Table 3.2) and has a Middle Pleistocene age.

Proximal facies (DADp)

This proximal sub-unit covers an area of ~0.1076 km². The deposit contains lava blocks of andesitic composition, which does not exceed 2 m in diameter and are subangular with well-developed jigsaw structures. No structures such as hummocks and ridges can be observed in this sub-unit (Fig. 3.8a). The rocks present porphyritic, hypocrySTALLINE, glomeroporphyritic, poikilitic and intersertal textures. They contain phenocrysts of plagioclase (~20% vol.) typically with reabsorption rims, biotite (~10% vol.), brown hornblende and oxihornblende (~4% vol., sometimes with disequilibrium edge being replaced by pyroxene), and quartz (~1% vol.). The groundmass (~65% vol.) consists of glass, microlites of plagioclase, pyroxene, and biotites.



Figure 3.8. (a) Satellite image showing the debris avalanche deposit (DAD). The black arrows indicate the flow direction; blue lines indicate ridges and green lines represent hummocks. (b) Blocks with jigsaw structure. (c) Impact marks on blocks (shown by arrows).

Transversal ridge facies (DADtr)

This proximal to intermediate sub-unit located in the middle part of the DAD covers an area of $\sim 0.536 \text{ km}^2$. It is characterized by ridges $< 700 \text{ m}$ in length that are oriented N-S to NW-S, transverse to the inferred avalanche propagation trend (Fig. 3.8a). The DADtr unit contains blocks of andesitic composition (61.37 wt% SiO_2 , Table 3.1, Fig. 3.3). Most of the blocks show jigsaw structures. The andesitic lava blocks present hypocrySTALLINE and porphyritic textures. Their phenocrysts are constituted by plagioclases ($\sim 15\%$ vol.) with zonation and reabsorption features, biotites ($\sim 8\%$ vol.) and hornblende ($\sim 3\%$ vol.). The groundmass ($\sim 74\%$ vol.) contains glass, microlites of plagioclase, hornblendes, biotites and opaque minerals.

Longitudinal ridges facies (DADlr)

This is the most distal facies of the debris avalanche deposit, which has a fan-shaped radial front. It is the most extended sub-unit as it covers an area of $\sim 6.439 \text{ km}^2$. It rests on the Pastillos Ignimbrite (Fig. 5) and covers partially the Volcano-Group II (TPv in Fig. 5) unit to the SW. The deposit morphology is dominated by hummocks and ridges (oriented mainly SW-NE) longitudinal to the inferred flow trend, but with some radiating pattern. The ridges can be up to $\sim 1 \text{ km}$ long and their height is up to 2 m . Most blocks present impact marks and jigsaw structure.

This sub-unit is mainly composed by andesitic lava blocks of size $< 6 \text{ meters}$, which are occasionally partially altered. The rocks present porphyritic, hypocrySTALLine and poikilitic textures. The main minerals are plagioclases ($\sim 20\% \text{ vol.}$) with reabsorption at their edges, biotites ($\sim 10\% \text{ vol.}$) scattered or in clusters (glomeroporphyritic texture), brown hornblendes ($\sim 2\% \text{ vol.}$) replaced by pyroxenes at their edges (disequilibrium texture), and orthopyroxene ($\sim 2\% \text{ vol.}$) in clusters (glomeroporphyritic texture). The groundmass ($\sim 66\% \text{ vol.}$) is constituted by glass, microlites of plagioclase, hornblendes and opaque minerals.

4.4 Irruputuncu II

Queñoas Lavas flows (Ql)

This unit is formed by six blocky lava flows located NW, W and SW of Irruputuncu II edifice. The flows extend from Crater II (Fig. 3.2 and Fig. 3.9a) to a distance of 1.22 to 3.4 km , they cover an area of $\sim 2.461 \text{ km}^2$ and have a minimum volume of $\sim 0.329 \text{ km}^3$ (Table 3.3). The W, SW and S lavas have thicknesses of ~ 23 - 95 m , while the NW lavas are ~ 117 - 180 m -thick. The lava flows are of andeistic to trachy-andesitic composition (59.7 - $62.40 \text{ wt\% SiO}_2$; Table 1, Fig. 6a, see also Wórner *et al.*, 1992 and Mamani *et al.*, 2010) and contain plagioclases and biotites as phenocrysts. The Queñoas lavas were emplaced partially over an older edifice (Volcanic Group I) in the southwestern flank of the volcano

and they overlie the Pastillos Ignimbrite in the NW part of the study area. This unit is partially covered by the block-and-ash flow deposit II near the summit, while they are partially surrounded by the block-and-ash flow deposit I to the south (Fig. 3.9a). The lava flows are well preserved. The west, southwest and south flows, while northwest flows show lobate surface structures, while the northwest flow presents lateral levees and ogives structures (Fig. 3.9a). Two ages of 140 ± 40 ka and 450 ± 400 ka (Middle Pleistocene) were determined by Wörner (2000) for the Queñoas Lavas flows (K-Ar method on biotite; see Table 3.2). The latter age is not reliable as it has a large error due to the small amount of radiogenic Ar in the biotites analyzed, and it is not considered in this study.

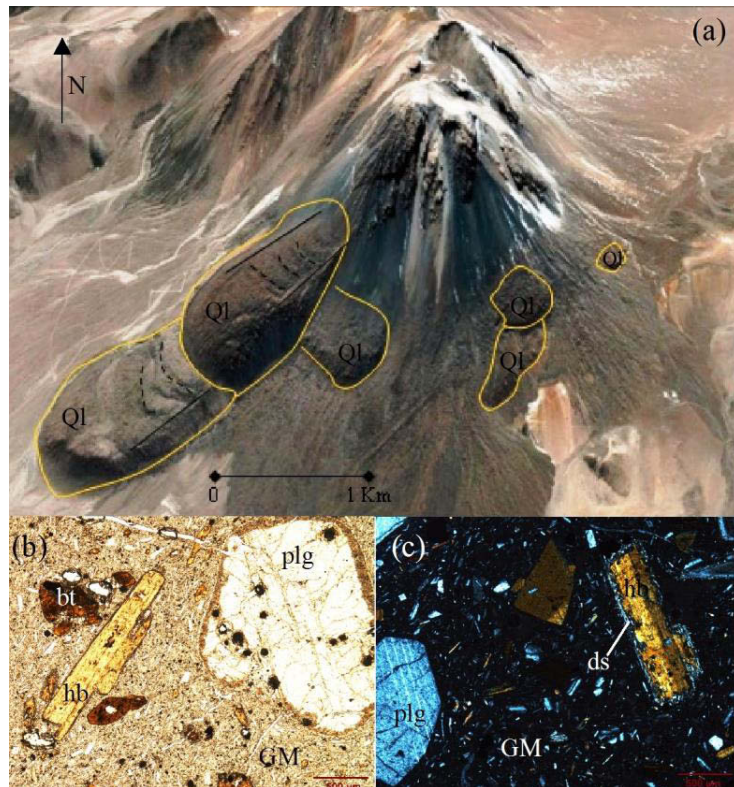


Figure 3.9. (a) Satellite image showing the Queñoas lava flow unit (orange line), with lateral levées (solid line) and concentric ridge structure (ogives in dashed lines). (b) Photomicrography showing phenocrysts of plagioclase (plg) with disequilibrium texture, hornblende (hb) and biotites (bt) in a hypocristalline groundmass (GM). (c) Photomicrography showing phenocrysts of hornblende (hb), with disequilibrium texture (ds), and of plagioclase (plg) in a hypocristalline groundmass (GM).

The rocks present hypocrySTALLine, porphyritic, glomeroporphyritic, poikilitic, intersertal and disequilibrium textures. The phenocrysts are mainly plagioclase (~13% vol. An₄₂₋₅₈) with reabsorption rims and sieve texture (Fig. 3.9b), biotites (~6% vol.) and hornblendes (~3% vol.) that form clusters and show evidence of disequilibrium at their edges (Fig. 3.9c), clinopyroxenes (~3% vol.) and orthopyroxenes (~2% vol.) either scattered or forming clusters. The groundmass (~73% vol.) is composed of glass, microlites of plagioclase, biotite, pyroxenes, hornblende and opaque minerals.

4.4.2. Block and ash flow deposit I (B/AI)

This pyroclastic flow deposit is located on the W, SW and SE flanks of the volcano, constituted exclusively by a monotonous trachy-andesitic composition (62.61 wt% SiO₂; mineral assemblage plagioclase > biotite; Table 3.1). The deposit has a mean thickness of 2 m, covers an area of ~11.333 km², and has a minimum volume of ~0.023 km³ (Table 3.3). It overlies the Queñoas lavas and the Phase I Lavas units (Fig. 3.6b and Fig. 3.10a) and is partially covered by the block-and-ash II deposit described below. One of most notable characteristics of this deposit are very well developed surface ridge structures of length up to ~600 m (Fig. 3.2). To the east, the flows were channelled in the Volcanic Group II unit (TPv in Fig. 3.2) and were highly mobile since they travelled up to ~7.1 km from their source on slopes as low as 11 degrees in distal areas. The block and ash deposit I is massive, matrix-supported and very poorly sorted deposit. It contains large angular blocks of size <3 m in a matrix of ash-lapilli size clasts (Fig. 3.10b). Sporadic blocks of size up to 15 m can be found. The large clasts are subangular-to-angular.

The rocks present porphyritic, hypocrySTALLine, and disequilibrium textures. The phenocrysts have the following characteristics: plagioclases (~18% vol.) show reabsorption textures (Fig. 3.10c) that occasionally contain hornblende crystals (poikilitic texture), hornblendes (~4% vol.) form clusters and show disequilibrium texture, biotites (~10% vol.) may contain plagioclase crystals, while small amounts of clinopyroxenes and orthopyroxenes (~3% vol.) are also present. The groundmass (~65% vol.) contains glass,

microlites of plagioclase, amphibole, biotite and opaque minerals. Isolated quartz crystals with clinopyroxene in their edges (coronitic texture) could be interpreted as xenocrysts (Fig. 3.10d).

According to the chemistry of the blocks described above, we interpret the block-and-ash flow deposit I as the result of the collapse of one or several lava domes whose remnant could correspond to parts of the Queñoas lavas unit. We propose that the age of this deposit is between 55.9 ka and 140 ka (Table 3.2) based on ages of the Queñoas and Crater lavas.

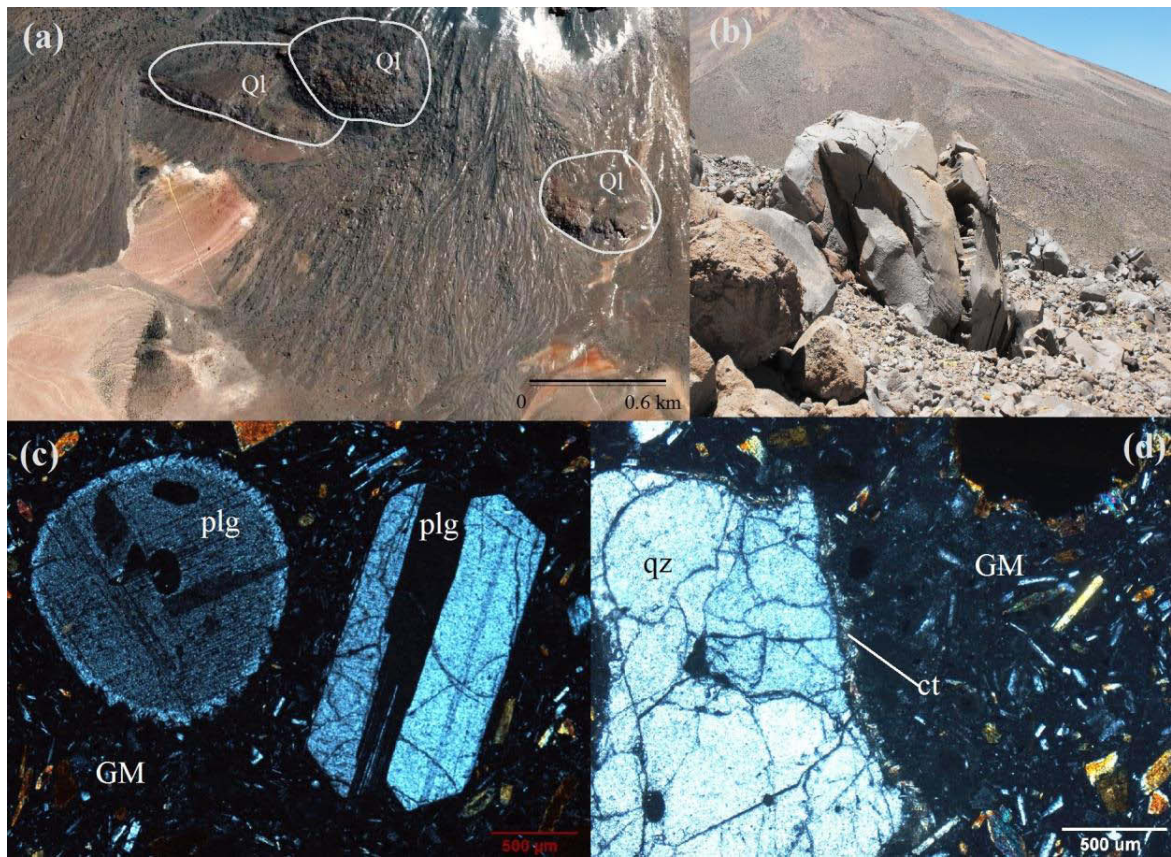


Figure 3.10. Block-and-ash flow deposit I (B/AI). (a) Satellite image showing the B/AI covering partially to Queñoas lava unit (QI). (b) Large fractured lava blocks. View is to the east. (c) Photomicrography showing xenocrysts (round) and phenocrysts of plagioclase (plg) with disequilibrium texture in a hypocristalline groundmass (GM). (d) Photomicrography showing xenocrysts of quartz (qz) with coronitic texture (ct).

4.4.3. Crater Lavas (CI)

This unit consists of lavas domes and small blocky lava flows of trachy-andesitic composition 62.2% SiO₂, see also Wörner *et al.*, 1992, and Mamani *et al.*, 2008; 2010; Table 3.1, Fig. 3.3a). There are at least seven small flows of length of 0.54 to 0.94 km and thickness of 68 to 107 m and that present weakly developed surface ogive structures. This unit is distributed in the SW upper parts of the volcanic edifice and was emitted from or nearby Crater II (Fig. 3.2). It covers an area of ~0.492 km² and has a minimum volume of ~0.042 km³ (Table 3.3). The lavas delimit the currently active crater, are covered partially by the block-and-ash flow deposit II (Fig. 3.6a-c), are locally in contact with Phase I lavas (Fig. 3.9a), and cover to Queñoas lavas stage. We obtained an age of 55.9 ± 26.8 ka based on the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method on groundmass (Table 3.2).

The Crater lavas present porphyritic, hypocrystalline, poikilitic and disequilibrium textures. The phenocrysts are plagioclases (~18% vol. An₄₄₋₅₄) with sieve texture, biotites with skeletal texture (~8% vol.), hornblendes (~4% vol.) that sometimes, both mafic minerals show disequilibrium texture with pyroxenes crystals at their edge, and clino and orthopyroxene (~2% vol.) with disequilibrium texture outlined by hornblende. The groundmass (~68% vol.) consists of glass, and microlites of plagioclases, biotites, hornblendes, clinopyroxenes, and opaque minerals.

4.4.4. Block and ash flow deposit II (BA/II)

This block-and-ash flow deposit located on the northwest, west and southwest flank of the volcano has an age of 1.57 ± 0.9 ka (¹⁴C method, Stern *et al.*, 2007; Table 3.2). It covers an area of ~0.801 km² and has a minimum volume of ~0.001 km³ (Table 3.3). This unit was formed by collapse of lava domes located initially in or nearby Crater II or the active crater. It extends for 1.1 km from the active crater and overlies partially the block-and-ash flow deposit I as well as the Queñoas and Crater lavas units (Fig. 3.2 and Fig. 3.6a-c, note that the deposit is partially covered by recent screes). This deposit has poorly

developed ridge structures. It is massive and poorly sorted and is constituted by subangular to angular blocks in an abundant dark gray matrix of lapilli-ash size clasts. Most blocks are 0.5 m in diameter, but some blocks of size up to ~1 m are found in highest part of volcano near the active crater.

This deposit is of trachy-andesitic composition (62.06 wt% SiO₂, Table 3.1). The rocks present a porphyritic texture, with phenocrysts of plagioclase (~15% vol.) and biotites (~8% vol.) while the groundmass (~77% vol.) consists of glass, and microlites of plagioclase and mafic minerals.

4.4.5. Sulphur deposits (Sd)

Active sulphur deposits are found in the active Irruputuncu crater that has a diameter that varies from ~40 to ~85 m (Fig. 3.11a) and they cover an area of ~0.011 km² (Fig. 3.2, Table 3.3). Small overlapping sulphur flows have a maximum length of 2 meters, a width of 10-30 cm and a thickness up to 5 cm. They present pahoehoe-type morphology with poorly developed lateral levees (Aguilera, 2008). The color of these sulfur deposits is mainly yellow, although near to the fumarolic centres it may be orange, red, grey or black depending on the emission temperature of the fumaroles (Naranjo, 1985; Fig. 3.11b).

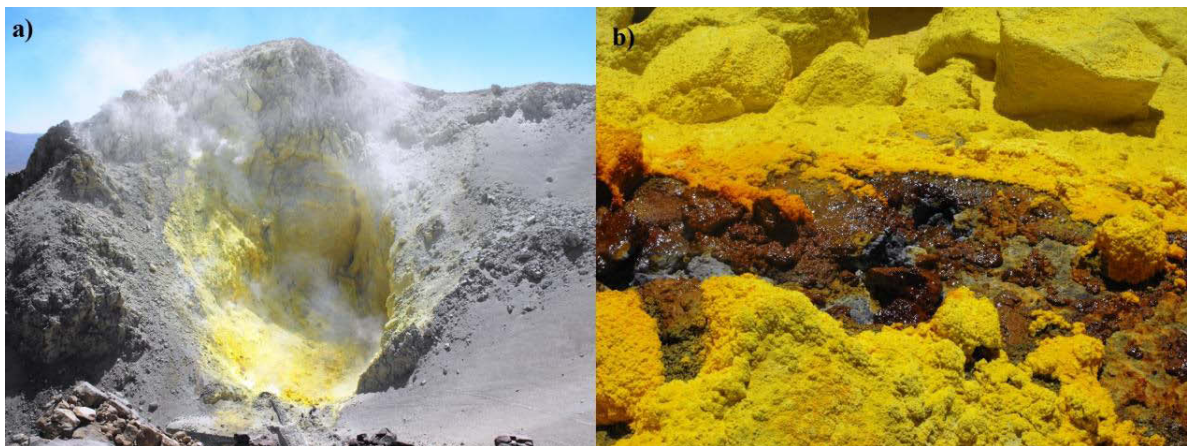


Figure 3.11. (a) Irruputuncu volcano active crater with abundant fumarolic activity and yellow sulphur deposits. The maximum crater width is 85 m. (b) Photograph showing sulphur deposits in the fumarolic field.

4.4.6. Sedimentary deposits (*Hc* and *Hma*)

Recent sedimentary units consist of alluvial, colluvial and eolian deposits. Alluvial and colluvial deposits are unconsolidated to poorly consolidated, and they contain fragments whose size varies from gravel to sand and that are derived from Irruputuncu I and II edifices (*Hc* unit; Fig. 3.2). Alluvial deposits are found in active channels re-activated by sporadic summer rains (*Hma* unit; Fig. 3.2). They contain gravel to sand size fragments that correspond mainly to andesitic lava fragments, pumice, and biotite-quartz crystals, and they show fine lamination and rare cross-laminations. Colluvial deposits are frequently found on the upper parts of Irruputuncu II southern flank and are constituted by abundant altered rock fragments originated in the active crater area. Fine-sand eolian dunes of height <1 m are found frequently in the southern zone of the study area, 1 km east to the DAD longitudinal ridge facies.

It is interesting to note that a little glacial age occurred in Central Andes between ~15 ka and ~11 ka (e.g. Grosjean *et al.*, 1995), which promoted glacial erosion on several volcanic edifices (e.g. de Silva and Francis, 1991). However, there is no evidence of such erosion, like U-shape valleys and moraine deposit, on the Irruputuncu volcano. In consequence, it appears that the Irruputuncu volcano did not host glaciers.

5. Discussion

5.1 Volcanic evolution

In this paper we provide the first detailed geological map of Irruputuncu volcano and reconstruct the main stages of the eruptive history of this edifice, as summarized in Fig. 3.12. The Irruputuncu edifice was built during two main stages that we named Irruputuncu I and Irruputuncu II.

Irruputuncu I began at least 258 ± 49 ka ago, assuming that the El Pozo unit is part of Irruputuncu eruptive history. Texture of clasts in the El Pozo deposits suggests mingling of trachy-andesitic magmas, one being slightly more evolved (pumice fragments, 62-63 wt.% SiO₂) than the other (scoria fragments, 59.8-61.18 wt.% SiO₂), possibly through

injection of a hotter and less evolved magma in a pre-existent colder and more evolved magma. Such a mechanism may have triggered the El Pozo eruption, as proposed for other explosive eruptions in the Central Andes and elsewhere (e.g. Matthews *et al.*, 1999). Then, eruptive activity turned effusive. Trachy-andesitic Phase I lava flows were emitted at ~ 258 -140 ka from the Crater I, which was hosted in the summit of the original Irruputuncu I. Interestingly, this magma has a composition similar to the less evolved component of El Pozo unit (cf. scoria), which suggests that both units originated from the same magmatic system.

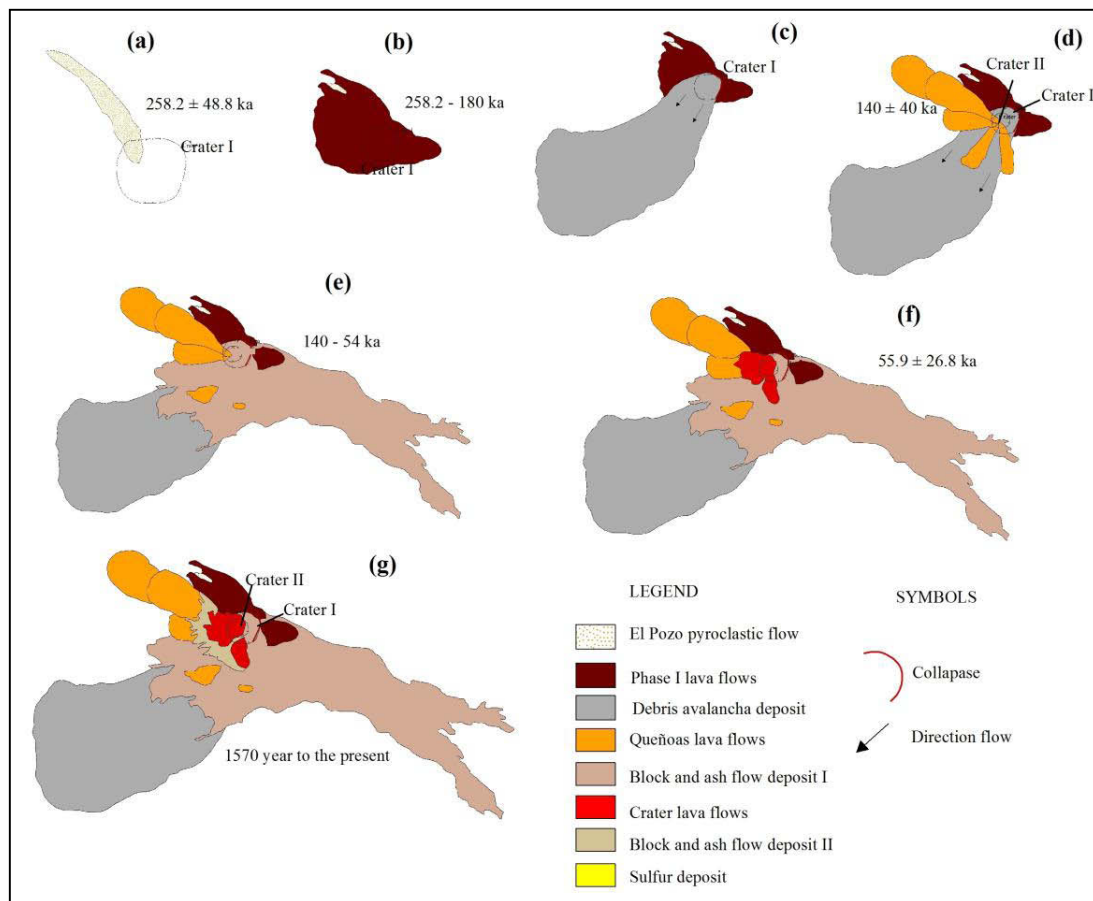


Figure 3.12. Schematic temporal evolution of Irruputuncu, with units described in the main text. (a-c) Irruputuncu I. (d-g) Irruputuncu II.

The volcanic edifice that grew during this first stage became unstable and big enough to experience the collapse of its western flank, as shown by the debris avalanche deposits (DAD) that extend to at least 6.3 km from the volcano and cover an area of $\sim 7.1 \text{ km}^2$. This event marked the end of Irruputuncu I. A notable feature of the DAD unit is the transition from proximal deposits without clear surface structures, to intermediate deposits with transversal ridges and finally proximal deposits with longitudinal ridges and hummocks. There is no evidence to relate the flank collapse to magmatic intrusion processes, and the absence of altered blocks in the DAD deposits suggests that the edifice was not significantly physically altered. In consequence, sector collapse could have been caused by edifice asymmetry and/or by the overstepping of the southwest flank that might have been triggered by overloading of the volcano and/or an earthquake.

Irruputuncu II stage began at $140 \pm 40 \text{ ka}$ (Wörner *et al.*, 2000) with the formation of the new crater (Crater II) and the emission of the Queñoas lava flows, which is the most voluminous Irruputuncu II effusive unit ($\sim 0.3 \text{ km}^3$). Queñoas lavas probably filled the scar of Irruputuncu I edifice created by the debris avalanche and they also formed thick ($> 100 \text{ m}$) flows of limited lateral extension, possibly because of a high magma viscosity and/or low eruptive rate. This was followed by collapse of lava domes(s) built on top of the edifice as shown by the block-and-ash flow deposit I. These flows propagated mainly to the East on moderate distal slopes ($\sim 11^\circ$) and had a fairly long run-out distance of about $\sim 7.1 \text{ km}$. Such high flow mobility could have resulted from large-volume and/or sustained dome collapse (e.g. Calder *et al.*, 1999). The eruptive activity continued with an effusive stage (Crater lava unit) at $55.9 \pm 26.8 \text{ ka}$ that formed the present crater and probably also lava domes. The last activity corresponds to the collapse of lava domes, which generated the small block-and-ash flow deposit II $1.57 \pm 0.9 \text{ ka}$ ago. Present Irruputuncu activity consists of deposition of sulphur in the active crater and permanent fumarolic activity.

5.2 Magmatic processes

The Irruputuncu eruptive products described in this study are of andesitic to trachy-andesitic composition and belong to the high-K calc-alkaline series (2.56-2.79 wt.% K_2O ; 59.7-63 wt.% SiO_2) typical of active volcanoes of the Central Andes (e.g. Parinacota,

Wörner *et al.*, 1988; Tata Sabaya, de Silva *et al.*, 1994; Ollagüe, Feeley and Davidson, 1994). Incompatible and compatible elements show a normal behavior with respect to the silica content, as observed in other volcanic centers of the CVZ (e.g. Lastarria, Llullaillaco, Parinacota, Lascar), and we suggest that the magmatic evolution was controlled mainly by fractional crystallization. The behavior of CaO and MgO indicates co-crystallization of plagioclase and clinopyroxene. The Irruputuncu magmatic system shows small variations in magma composition, and in particular SiO₂ and K₂O concentrations increased slightly during Irruputuncu stage II.

Mingling features in juvenile clasts as well as disequilibrium textures in minerals give further insights into the magmatic processes, but a detailed discussion is beyond the scope of the paper. We note, however, that the banded pumice-scoria juvenile fragments in the El Pozo unit suggest that magma mixing occurred in the reservoir, as reported for instance for Lastarria volcano (Naranjo, 1992). The slight compositional variations of the mafic and silicic components could be produced by zonation prior to mixing or because mixing took place at more than one level on the magma reservoir (e.g. Lastarria volcano, Naranjo J, 1992).

Most plagioclase phenocrysts, immersed in mostly vitreous groundmass, show resorbed edges and sieve textures, while hornblende and biotites phenocrysts show evidence of Fe oxidation, and pyroxene in their edges, which further suggests magma mixing (e.g. Lastarria volcano; Naranjo, 1992) at various stages of the Irruputuncu history. Rare occurrence of skeletal textures in some crystals (biotites) may indicate rapid cooling of the magma.

5.3 Volume estimation

The minimum volume of the Irruputuncu units is about 0.5 km³, with a respective contribution of ~30% and ~70% for Irruputuncu I and Irruputuncu II, while the total volume of the edifice is ~4 km³. Although our volume estimates are not accurate it is clear that Irruputuncu is very small compared to other recent volcanic systems in the same area as shown in Fig. 3.13 (e.g. 35 km³ for Lascar, Gardeweg *et al.*, 1998; 45 km³ for Parinacota, Clavero *et al.*, 2004; 37 km³ for Aucanquilcha, Klemetti and Grunder, 2008).

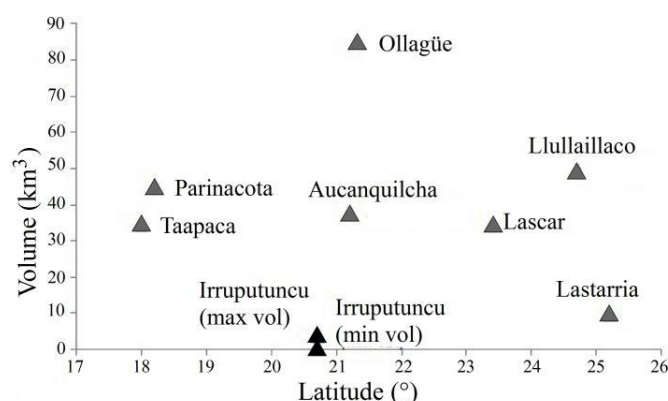


Figure 3.13. Volume comparison between the Irruputuncu volcano and other volcanic systems in the Central Andes. Volume data from Feeley and Davidson (1994), Matthews *et al.* (1994), Richards and Villeneuve (2001), Clavero *et al.* (2004a and b), Klemetti *et al.* (2007), Naranjo (2012).

Conclusion

The Irruputuncu volcano has been active for at least the last $\sim 258 \pm 49$ ka and is one of the youngest volcanoes in the Central Andes. The volcanic system has a volume of about 4 km^3 and covers an area of $\sim 23.8 \text{ km}^2$, making it one of the smallest active eruptive center of Central Andes. The first detailed geological map of Irruputuncu volcano that we provide in this study permits us to identify that the edifice was built during two main stages: Irruputuncu I and Irruputuncu II.

After an initial small explosive phase the eruptive activity was effusive and generated lava flows and lava domes from the old and now inactive crater I during Irruputuncu I. A major flank collapse evidenced by a widespread and well preserved debris avalanche deposit marked the end of Irruputuncu I, and Irruputuncu II began with emission of the voluminous Queñoas lava flows. Further activity was marked by successive events of dome growth and collapse as shown by block-and-ash flow deposits, and Crater II became the main active vent.

Magmas emitted by Irruputuncu volcano are of andesitic to trachy-andesitic composition and belong to the high-K calc-alkaline series typical of active volcanoes of the Central Andes. Major elements geochemistry indicates differentiation through fractional

crystallization and co-crystallization of plagioclase and clinopyroxene. The main mineralogy assemblage corresponds to plagioclase, biotite, hornblende and pyroxenes. Minerals commonly present disequilibrium textures (sieve, reabsorption, skeletal) and replacement of minerals in the edges, which suggest events of magma mixing.

Acknowledgments

This research was financed by FONDECYT Project N_11100372, ECOS-CONICYT Project C11U01, Institut de Recherche pour le D_eveloppement (IRD), and the French Government Laboratory of Excellence initiative n_ANR-10-LABX-0006, the Region Auvergne and the European Regional Development Fund. This is Laboratory of Excellence ClerVolc contribution number 167. The authors are grateful to CEGA (Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes), for the contribution to the dating. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates were obtained

at Oregon State University (OSU) Argon Geochronology Lab, USA by Dr. Shan de Silva. Geochemical analyses were made at Laboratoire Magmas et Volcans in Clermont Ferrand, France, by Mhammed Benbakkar. Rock slides were done in the Departamento de Geología, Universidad de Atacama (Chile) by Jesús Lopez. The authors gratefully acknowledge Tenencia Ujina for their hospitality and accommodation during the fieldtrip, Eduardo Valencia, Jerson Paez, Carla Bacigalupo, Francisco Gutierrez and Ornella Saltori for their friendship and invaluable help in the field. Pablo

CAPÍTULO 4: ESTUDIO DE INCLUSIONES VÍTREAS EN SISTEMAS VOLCÁNICOS DE LOS ANDES CENTRALES

4.1. Procesos de desgasificación y condiciones magmáticas del volcán Irruputuncu, Andes Centrales

4.1.1. Introducción

El volcán Irruputuncu se ubica en el norte de Chile, y es parte de la Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVAC. Fig. 3.1), siendo uno de los volcanes más jóvenes del norte de Chile, con 258 ka (Rodríguez *et al.*, 2015). Su composición es andesítica-traquiandesítica y presenta dos cráteres alineados en dirección NE-SW (de Silva y Francis, 1991. Fig. 4.1), el del noreste es un cráter antiguo inactivo (Rodríguez *et al.*, 2015), mientras que el de suroeste tiene un diámetro de 200 metros (González-Ferrán, 1995) y está caracterizado por una actividad fumarólica permanente, siendo el SO₂ la fase gaseosa principal (Clavero *et al.*, 2006).

La mayoría de los estudios realizados en los volcanes de la ZVAC se han enfocado fundamentalmente en la caracterización de la fuente primaria de los magmas y en los grados de contaminación que estos sufren a medida que el magma asciende a la superficie (e.g. Hildreth *et al.*, 1988; Davidson y de Silva 1992; Godoy *et al.*, 2014), mientras que son pocos los estudios que se han concentrado en la desgasificación del magma y en los estados pre-eruptivos de los volcanes activos (e.g. Muir *et al.*, 2014a). Determinar el comportamiento de los componentes volátiles disueltos en una cámara magmática constituye un elemento importante para comprender y modelar los procesos de desgasificación y como estos controlan la actividad volcánica.

En un sistema volcánico, los volátiles exsueles de una cámara magmática (entre otros) juegan un rol fundamental durante las explosiones por sobrepresión, controlando el volumen y duración de la erupción (Giggenbach 1996; Huppert y Woods, 2000). Además, la dinámica de los procesos eruptivos (explosividad, estilo eruptivo e intensidad) se relaciona directamente con la concentración de gases en el magma y los procesos de

desgasificación del mismo (Jaupart, 1998; Carrol y Holloway, 2000). Por su parte, la desgasificación es una de las principales y más comunes manifestaciones de la actividad volcánica durante o incluso entre eventos eruptivos (Symonds *et al.*, 1994; Johnson *et al.*, 2010). Por lo tanto, la medición de volátiles en magmas (ejemplo, contenido de volátiles, presión, reología y estados redox) son esenciales para comprender los procesos de desgasificación, estados eruptivos y la dinámica eruptiva de un volcán (Huppert y Woods, 2000; Moune *et al.*, 2006). Por otra parte, en un sistema volcano-magmático activo es importante comprender la evolución que tienen los volátiles disueltos en el magma (*e.g.* desgasificación). La desgasificación puede resultar de un subenfriamiento y cristalización, y es por lo tanto capaz de explicar la cristalización y diferenciación del fundido. La exsolución del gas en el magma puede también tener efectos dinámicos importantes, por ejemplo, la presión del magma aumenta cuando la exsolución del gas ocurre con la cristalización (Tait *et al.*, 1989). En general, el comportamiento de los volátiles CO₂, F, Cl, S y H₂O, dependen de la composición del magma, de estos el dióxido de carbono, azufre y el agua son los primeros en exsolverse, en cambio el cloro y el flúor tienden a permanecer en el fundido (Schmincke, 2004). En particular, el comportamiento o solubilidad del cloro es compleja y depende fuertemente de la composición del magma, es decir cuando incrementa la razón Na+K/Al también lo hace el cloro (Palais y Sigurdsson, 1989). Por su parte, el azufre en la mayoría de los magmas en condiciones pre-eruptivas presenta concentraciones bajo los 100 ppm de azufre (Whitney, 1984; Scaillet y Pichavant, 2003).

En este estudio se aplicará la técnica de análisis de inclusiones vítreas en muestras del volcán Irruputuncu, a través de la microsonda electrónica, con el fin de cuantificar las concentraciones de volátiles disueltos principalmente H₂O, S, F y Cl y las condiciones de equilibrio durante el entrapamiento de estas (Anderson *et al.*, 1989). Además, las condiciones pre-eruptivas del magma y recarga pueden ser determinadas a través de la composición de los minerales, masa fundamental e inclusiones vítreas en cristales. La combinación de estos datos proveen información de las condiciones de presión y temperatura, e interacción del magma con el entorno (Kilgour *et al.*, 2013).

En este contexto se han analizado las inclusiones vítreas contenidas en plagioclasas de cuatro unidades representativas del volcán Irruputuncu (Fig. 4.1), las que corresponden a

tres flujos lávicos y un flujo piroclástico, cuyas edades varían entre 258 a 55 ka. El objetivo de este capítulo es determinar las condiciones magmáticas, tales como, presión, temperatura y fugacidad del oxígeno, además el estudio del comportamiento de los elementos geoquímicos y volátiles del magma bajo el volcán Irruputuncu.

4.1.2. Antecedentes generales

El volcán Irruputuncu ha estado activo al menos hace 258 ka, no supera los 4 km³ de volumen y 23,8 km² de área, y es uno de los volcanes activos más jóvenes de los Andes Centrales (Rodríguez *et al.*, 2015).

Según Rodríguez *et al.*, (2015) la evolución volcánica ha sido dividida en dos estados, ambos dominados por actividad efusiva (Fig. 4.1): Irruputuncu I, se caracteriza por la emisión de un pequeño flujo piroclástico generado durante la primera erupción del volcán, seguida de la emisión de flujos de lava. La actividad de este estado finaliza con el colapso parcial del edificio volcánico formando un depósito de avalancha de detritos hacia el suroeste, el cual se extendió 6,5 km desde su cicatriz (Cráter I). Irruputuncu II (Fig. 4.1), está formado por la emisión de flujos y domos de lava de composición andesítica a traquiandesítica, con intercalaciones de depósitos de bloques y ceniza (detalles en Capítulo 3).

Estudios de gases en el volcán Irruputuncu sugieren que este sistema volcánico presenta una mezcla de fluidos hidrotermales, magmáticos y atmosféricos (Tassi *et al.*, 2011), cuyas temperaturas de salida en fumarolas del cráter principal varían entre 83 y 240 °C.

4.1.3. Metodología

Para determinar la composición química, el contenido de volátiles en las inclusiones vítreas y la composición de los cristales huésped (plagioclasas), se ha utilizado una microsonda electrónica EMPA (Capítulo 2). Además, con el fin de complementar la información, también se ha determinado la composición geoquímica de la roca total en cada muestra mediante la técnica ICP-AES. Todos estos análisis se realizaron en el *Laboratoire*

Magmas et Volcans, Clermont Ferrand, Francia. No fue posible determinar el contenido de volátiles y de elementos mayores en la masa fundamental, debido a su alto grado de cristalinidad (Tabla 4.1).

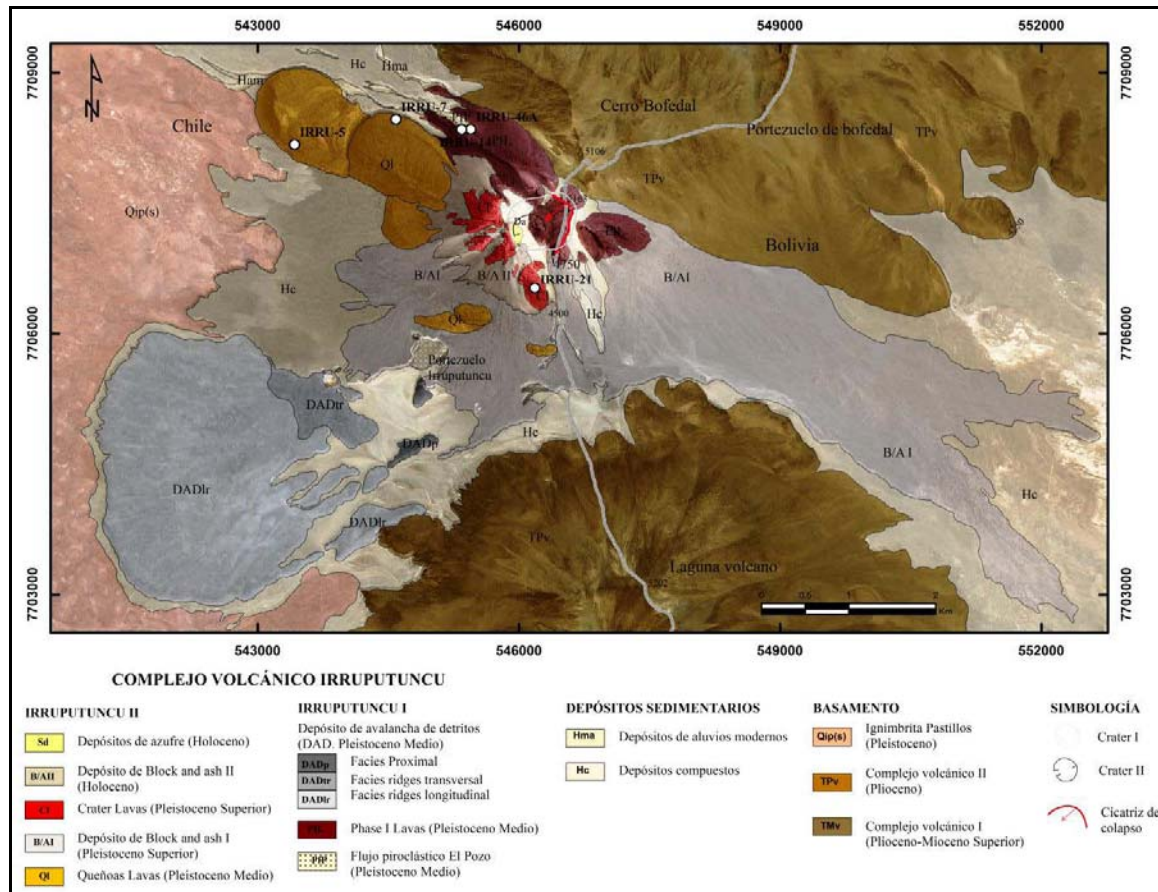


Figura 4.1. Geología del volcán Irruputuncu (tomado de Rodríguez *et al.*, 2015). Los círculos blancos representan los puntos de muestreo. Sistema de coordenadas en WGS 1984 UTM zona 19S.

4.1.4. Resultados

4.1.4.1. Petrografía y mineralogía

Se han tomado un total de 5 muestras (Fig. 4.1) para llevar a cabo esta investigación. Dos de estas muestras corresponden al estado Irruputuncu I (ver capítulo 3),

representan a la unidad El Pozo (IRRU-46A; 258 *ka*) y unidad *Phase I Lava* (IRRU-14; 258-140 *ka*). La primera muestra (IRRU-46A) corresponde a una pómez que contiene cristales de plagioclasa (10% vol.), biotitas (8% vol.) con bordes de disequilibrio y hornblenda (5% vol.); la matriz (77% vol.) presenta vidrio y abundante microlitos de plagioclasa y hornblenda (Fig. 4.2a). La segunda muestra (IRRU-14) corresponde a una lava caracterizada por fenocristales de plagioclasa (12% vol.) con evidencias de reabsorción en sus bordes y textura sieve, biotita (4% vol.) con reemplazo de piroxenos en sus bordes (textura de disequilibrio) y cristales de hornblenda (11% vol.) inmersos en una masa fundamental (73% vol.) con textura hialopilitica constituida de vidrio, microlitos de plagioclasa, biotita, hornblenda y minerales opacos (Fig. 4.2b).

Del estado Irruputuncu II (ver capítulo 3) se han seleccionado tres muestras, las cuales pertenecen a dos unidades: *Queñoas Lava* (IRRU-7/IRRU-5; 140 *ka*) y *Cráter Lava* (IRRU-21; 55 *ka*). La primera contiene fenocristales de plagioclasa (12% vol.) con reabsorción en sus bordes y textura sieve, clino (4% vol.) y ortopiroxeno (3% vol.), hornblenda (7% vol.) con textura de disequilibrio en sus bordes, biotita (3% vol.) con reemplazo de minerales opacos; la masa fundamental presenta textura intersertal y hialopilitica constituida principalmente de vidrio, microlitos de plagioclasa, anfíbol, biotita y piroxenos (Fig. 4.2c). La segunda muestra contiene fenocristales de plagioclasa (18% vol.) con textura sieve, biotitas (8% vol.) con textura esquelética, hornblenda (4% vol.) con cristales de piroxeno en sus bordes (textura de disequilibrio), clino y ortopiroxeno (2% vol.); la masa fundamental (68% vol.) presenta textura intersertal con vidrio y microlitos de plagioclasa, biotita, hornblenda, clinopiroxeno y minerales opacos (Fig. 4.2d).

Los perfiles realizados en los cristales de plagioclasa indican que los feldespatos no presentan zonación, ni grandes cambios composicionales. El promedio del contenido de anortita para cada unidad es de: *Crater lava* (An_{48.2}), *Queñoas Lava* (An_{49.4}), *El Pozo flow pyroclastic* (An_{53.9}) y *Phase I Lava* (An_{48.5}). El detalle de cada muestra se presenta en la tabla 4.2a-d.

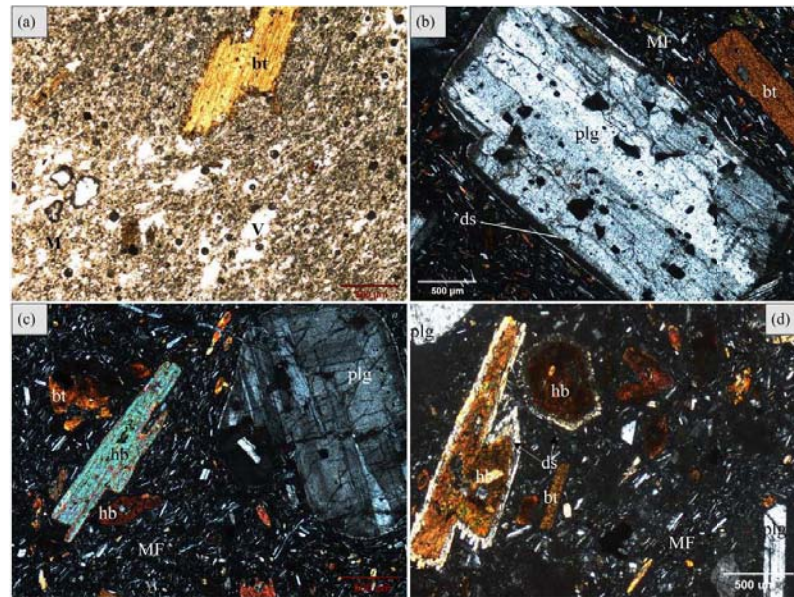


Figura 4.2. (a) Fotomicrografía de pómez perteneciente a la unidad El Pozo, contiene cristales de biotita (bt), en matriz (M) de vidrio y cristales. (b) Fotomicrografía perteneciente a la unidad *Phase I Lava*, presenta fenocristal de plagioclasa (plg) con borde de reabsorción (textura de disequilibrio. (ds)), cristal de biotita (bt); en masa fundamental (MF) de vidrio y cristales. (c) Fotomicrografía de la unidad *Queñoas Lava*, con fenocristales de plagioclasa (plg), hornblenda (hb) y biotita (bt); en masa fundamental (MF) de vidrio y cristales. (d) Fotomicrografía de la unidad *Crater lava*, con fenocristales de plagioclasa (plg), biotita (bt), hornblenda (hb) con disequilibrio (ds) en sus bordes, en masa fundamental (MF) de vidrio y cristales.

Tabla 4.1: Representación microscópica de la cristalinidad de las muestras analizadas del volcán Irruputuncu. La proporción en porcentaje de cada mineral fue determinada a través del microscopio de luz polarizada plana y microsonda.

Numero de muestra	IRRU-21	IRRU-7	IRRU-14	IRRU-46A
Tipo de roca	lava	lava	lava	Pómez
edad del evento (ka)	55	140	258-140	258
Fenocristales o piroclastos (% vol.)	32	25	27	23
Masa fundamental (MF) o matriz (% vol.)	68	80	73	77
Plagioclasa	18	8	12	10
Clinopiroxeno	1	4		
Ortopiroxeno	1	3		
Hornblenda	4	7	11	5
Biotita	8	3	4	8
*Cristalinidad de la MF o matriz				
Vidrio	10	10	15	30
Cristales	90	90	85	70
Vesículas (% vol.)	5	5	10	80

*: Estimación de porcentaje a través de microsonda (EMPA) y microscopio.

MF: Masa fundamental

De acuerdo a las muestras obtenidas del volcán Irruputuncu, estas corresponden en su mayoría a flujos lávicos. Con respecto a la cristalinidad de la masa fundamental de cada evento no se observan cambios significativos en el grado de cristalinidad de los microlitos. Muir *et al.*, (2014b), sugiere que en erupciones efusivas la mayor parte del crecimiento de microlitos puede ocurrir en el conducto producto de la descompresión que acompaña el ascenso del magma y no en superficie.

4.1.4.2 Geoquímica de la roca total

La composición geoquímica de las unidades seleccionadas corresponden a traquiandesitas (Fig. 4.3), con tendencia calcoalcalina (Capítulo 3), el contenido de algunos elementos para cada unidad son: flujo piroclástico El Pozo 61,5 % SiO_2 y 2,7 % K_2O ; Phase I Lava 61,6 % SiO_2 y 2,7 % K_2O ; Queñoas Lava 61,1 % SiO_2 y 2.8 K_2O ; y Crater lava 62,2 % SiO_2 y 2,6 K_2O (Fig. 4.3, Fig. 4.4, Tabla 4.2). La tendencia de los elementos mayores responde a procesos de cristalización fraccionada de los minerales, por ejemplo, el CaO , FeO , Al_2O_3 , TiO_2 , MgO disminuyen su contenido con el aumento del SiO_2 , en cambio, el K_2O y Na_2O presentan un leve aumento con respecto al SiO_2 .

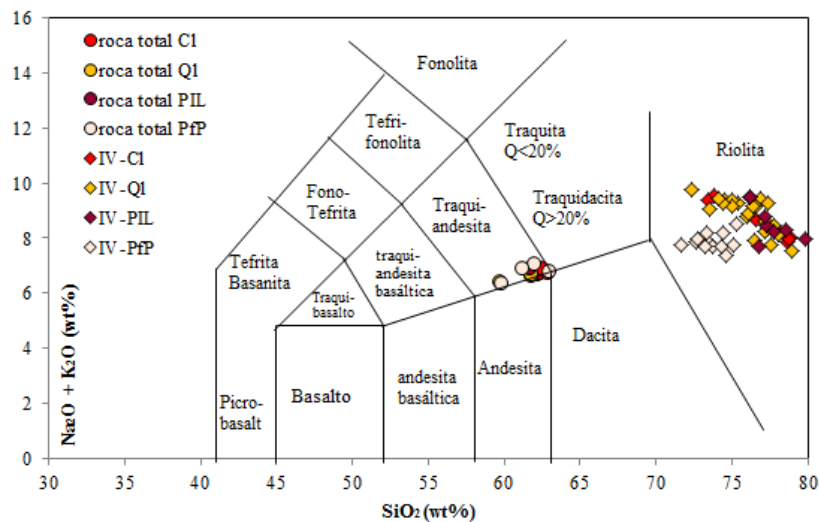


Figura 4.3. Diagrama TAS de Le Blas *et al.*, (1986), refleja la composición geoquímica de roca total y de inclusiones vítreas (IV) de las unidades: Crater lava (CI; IRRU-21), Queñoas lava (QI; IRRU-5), Phase I Lava (PIL; IRRU-14), El Pozo (PfP; IRRU-46A).

4.1.4.3. Composición de Inclusiones Vítreas (IV)

Las inclusiones vítreas se definen como fracciones de magma atrapadas en cristales durante su desarrollo; una vez que el magma es expulsado a la superficie y enfriado rápidamente, las fracciones de magma atrapadas en estas cavidades se convierten en vidrio (Wallace *et al.*, 2000). Las inclusiones vítreas se consideran primarias, cuando estas son atrapadas en los cristales durante su crecimiento (Lowenstern, 1995). Además, algunos autores (*e.g.* Roedder, 1984), sugieren que la formación de inclusiones primarias podría ocurrir durante la reabsorción de minerales. Por su parte, las inclusiones secundarias son aquellas atrapadas después de la formación del cristal hospedante, debido al fracturamiento durante el ascenso del magma (Pasteris *et al.*, 1996). Una variedad de métodos analíticos pueden ser usados para extraer información de estas inclusiones, ya sea la concentración de volátiles magmáticos, la composición de fluidos magmáticos, y las condiciones de presión y temperatura bajo el cual el magma se sometió a cristalización (Lowenstern, 1995).

En esta investigación se han determinado los contenidos de elementos mayores y volátiles en inclusiones primarias vítreas hospedadas en cristales de plagioclasa (Fig. 4.5a-d), estas inclusiones presentan formas redondeadas, de diámetro menor a 200 μm , con tonalidades de color pardo claro, sin fracturas, algunas presentan burbujas y fases minerales (Fig. 4.5a-d y Tabla 4.2). De acuerdo a estas características y constante de equilibrio analizada entre inclusiones y mineral se puede establecer que la pómez presenta un grado de enfriamiento mayor, ya que algunas inclusiones hospedadas en lavas no se encuentran en equilibrio.

El contenido de algunos elementos mayores para las inclusiones vítreas varía entre 71,6 a 79,8% wt de SiO_2 , 4,6 a 6,05% wt de K_2O , 2,9 % a 3,5% Na_2O y 0,39% a 0,9% CaO (Fig. 4.4 y Tabla 4.2a-d). Se puede observar que el CaO , Na_2O y Al_2O_3 disminuyen su contenido con el aumento de SiO_2 . Por otra parte el K_2O , FeO , MgO , P_2O_3 y TiO_2 no presentan mayores variaciones con respecto al contenido de SiO_2 . Las inclusiones vítreas presentan composición riolítica a diferencia de la roca total, las cuales son de composición traquiandesítica (Fig. 4.3). Todas las muestras presentan traslape entre ellos, por lo que no se observan grandes diferencias composicionales para cada evento.

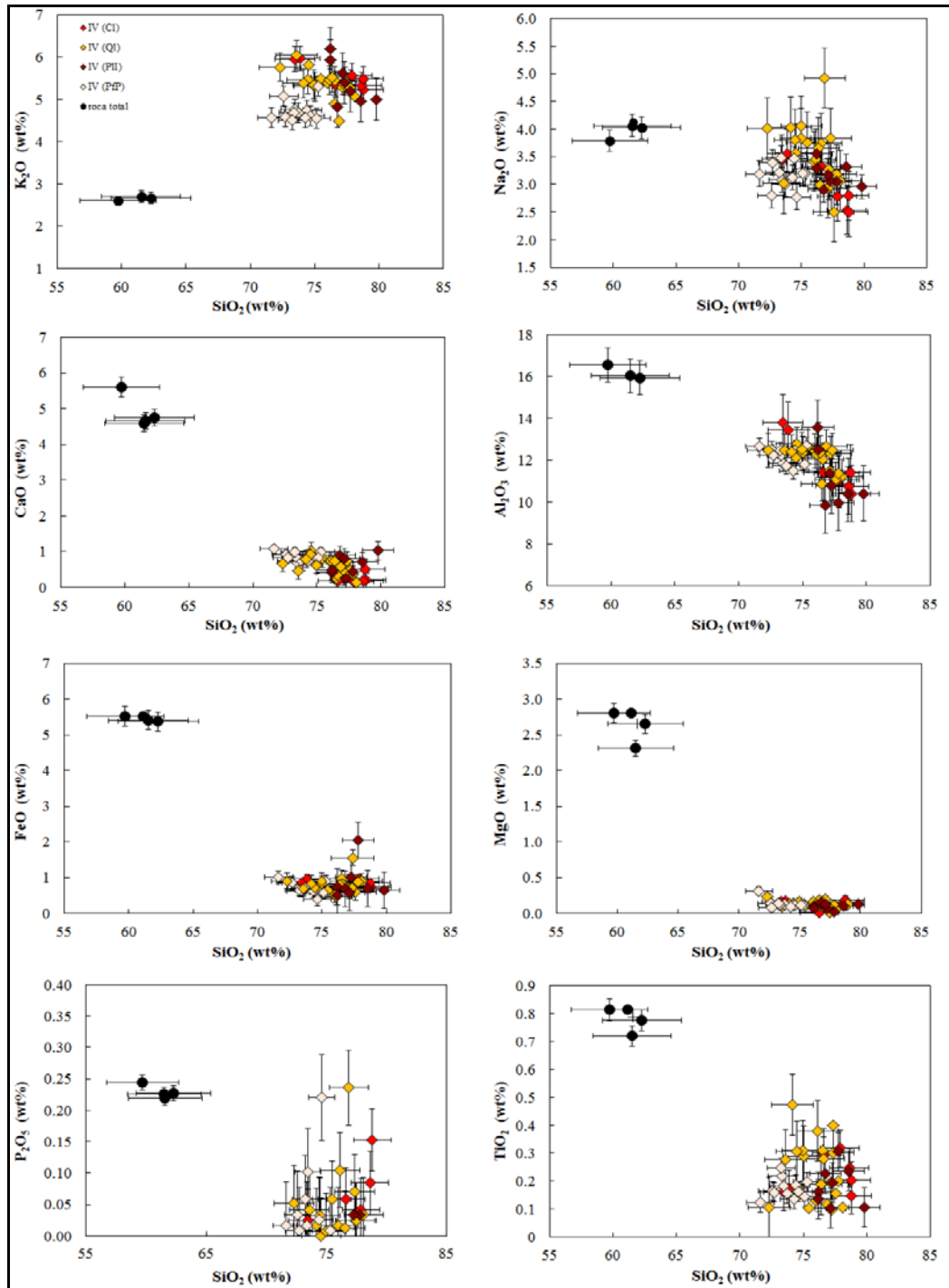


Figura 4.4. Composición roca total e inclusiones vítreas de elementos mayores versus sílice (%wt), los datos muestran la evolución geoquímica de los eventos más representativos del volcán Irruputuncu. Los errores se presentan en 2σ y corresponden al dato instrumental de la microsonda EMPA.

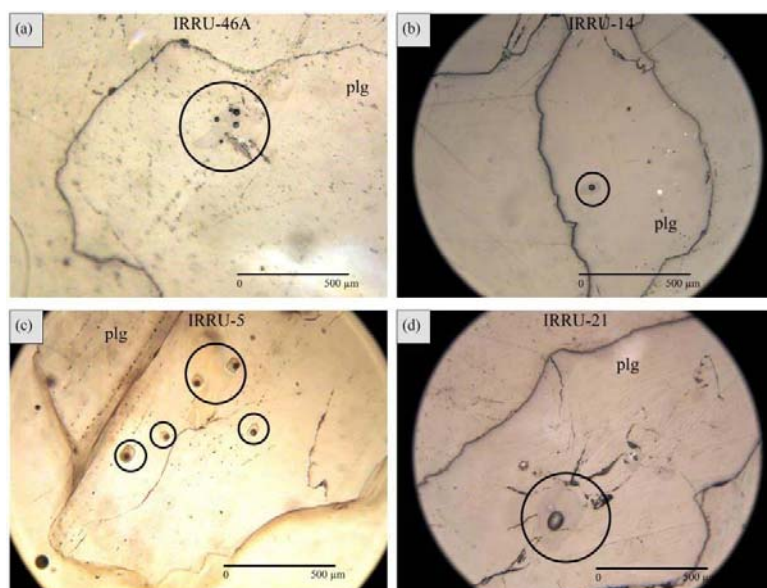


Figura 4.5. Fotografías de minerales de plagioclasa (plg) con inclusiones vítreas (indicadas con círculos negros).

(a) Unidad El Pozo;

(b) Unidad Phase I Lava;

(c) Unidad Queñoas Lava;

(d) Unidad Crater Lava.

El contenido de elementos volátiles (H_2O , F, Cl, S) para cada unidad es: i) F=130-1500 ppm, Cl=1900-2500 ppm, S=20-70 ppm, H_2O =<1.6 %wt para la unidad *Crater lava*; ii) F= 20-180 ppm, Cl=10-3100 ppm, S=10-120 ppm, H_2O =<3.26 %wt para la unidad *Queñoas lava*; iii) F= <130 ppm, Cl=1300-2500 ppm, S=<60 ppm, H_2O = <3.37 %wt para la unidad *Phase I Lava*; iv) F=140-330 ppm, Cl=1200-2000 ppm, S=20-60 ppm, H_2O =1,08-4,9 %wt para la unidad *El Pozo* (Fig. 4.6 y Tabla 4.2a-d). En general, se observa que el F, S y H_2O disminuyen con el aumento de la sílice, en cambio, el cloro presenta una correlación levemente positiva con respecto a la sílice (Fig. 4.6).

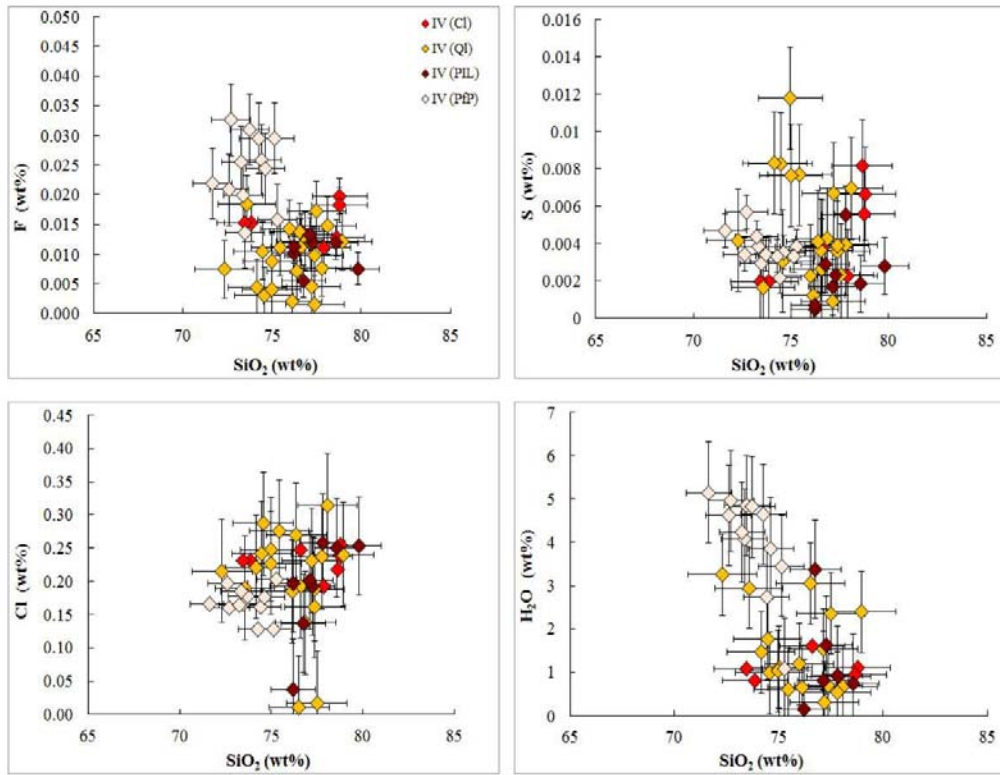


Figura 4.6. Comportamiento de volátiles (F, S, H₂O, Cl) en relación al SiO₂ de las inclusiones vítreas (IV) de las unidades El Pozo (PfP), Phase I Lava (PIL), Queñoas lava (Ql), Crater lava (Cl). El comportamiento depende de la solubilidad con respecto al SiO₂, donde H₂O y S disminuyen su contenido y Cl aumenta levemente su contenido con el SiO₂.

Tabla 4.2a. Composición (en %wt) de elementos mayores y volátiles de inclusiones vítreas, y roca total en muestras de la unidad *Cráter lava* (Cl).

	Roca total	Inclusiones vítreas en plagioclasas							
		Cl ₁	Cl _{2,1}	Cl _{2,2}	Cl ₃	Cl ₄	Cl _{5,1}	Cl _{5,2}	Promedio (2σ)
SiO ₂	62,28	78,80	77,88	76,63	78,63	78,77	73,85	73,45	76,86 (1,55)
Al ₂ O ₃	15,95	10,40	11,08	11,42	10,77	11,44	13,47	13,82	11,77 (1,33)
FeO	5,38	0,74	0,97	0,73	0,73	0,85	0,97	0,86	0,84 (0,10)
CaO	4,15	0,20	0,15	0,19	0,17	0,52	0,74	0,73	0,39 (0,26)
Na ₂ O	4,03	2,79	2,78	3,32	2,54	2,51	3,56	3,45	2,99 (0,44)
K ₂ O	2,66	5,23	5,55	5,35	5,33	5,47	5,97	5,95	5,55 (0,29)
MgO	2,65	0,11	0,11	0,02	0,16	0,18	0,17	0,16	0,13 (0,05)
TiO ₂	0,78	0,15	0,32	0,29	0,25	0,20	0,17	0,16	0,22 (0,06)
P ₂ O ₅	0,23	0,15	0,04	0,05	0,08	<ld	<ld	0,02	0,05 (0,05)
MnO	0,08	0,04	<ld	0,11	0,14	<ld	0,04	0,06	0,06 (0,05)
F	n.a	0,020	0,011	0,014	0,013	0,018	0,15	0,015	0,015 (0,003)
Cl	n.a	0,238	0,192	0,248	0,218	0,255	0,232	0,232	0,231 (0,021)
S	n.a.	0,007	0,002	0,004	0,008	0,006	0,002	0,002	0,004 (0,002)
H ₂ O	n.a	1,1	0,9	1,6	1,0	<ld	0,8	1,1	0,629 (0,481)
Total	98,8	100,0	100	100	100	100	100	100	100
An	-	48,5	49,6	49,3	54,0	46,2	49,1	49,1	48,1 (2,32)
Kd	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,05	0,06	-
Burbuja	-	si	si	no	si	si	si	si	-
IV (μm)	-	110	100	150	80	90	200	200	-
Mineral	-	no	no	no	no	no	no	no	-

An: contenido de anortita en plagioclasas que contienen inclusiones vítreas

Kd: constante de equilibrio entre inclusión y plagioclasa (Putirka, 2008)

n.a.: no aplica

IV (μm): tamaño en micras de la inclusión vítrea

Mineral: corresponde a mineral opaco dentro de la inclusión vítrea

ld: límite de detección

Tabla 4.2b. Composición (%wt) de elementos mayores y volátiles de inclusiones vítreas, y roca total en muestras de la unidad *Phase I Lava* (PIL)

	Roca total	Inclusiones vítreas en plagioclasas								
		PIL ₁	PIL _{2,1}	PIL _{2,2}	PIL ₃	PIL _{4,1}	PIL _{4,2}	PIL ₅	PIL ₆	Promedio (2σ)
SiO ₂	61,60	77,80	77,28	76,22	76,77	79,80	77,13	78,21	76,21	77,47 (1,22)
Al ₂ O ₃	16,07	9,95	10,78	12,50	9,85	10,41	11,37	10,39	13,58	11,10 (1,31)
FeO	5,43	2,06	1,02	0,74	0,68	0,65	0,58	0,70	0,51	0,86 (0,50)
CaO	4,66	0,43	0,24	0,41	0,88	1,02	0,80	0,70	0,49	0,62 (0,27)
Na ₂ O	4,13	3,05	3,07	3,55	2,90	2,96	3,16	3,32	3,28	3,16 (0,21)
K ₂ O	2,71	5,20	5,40	5,92	4,82	5,00	5,61	4,96	6,21	5,39 (0,49)
MgO	2,66	0,03	0,07	0,10	0,15	0,13	0,13	0,10	0,07	0,09 (0,04)
TiO ₂	0,79	0,31	0,19	0,16	0,23	0,11	0,10	0,24	0,14	0,18 (0,07)
P ₂ O ₅	0,22	<ld	0,03	0,03	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	0,01 (0,01)
MnO	0,08	<ld	0,08	<ld	0,18	0,08	0,08	0,00	0,22	0,08 (0,08)
F	n.a.	<ld	0,012	0,010	0,005	0,008	0,013	0,012	0,011	0,009 (0,004)
Cl	n.a.	0,258	0,193	0,198	0,137	0,253	0,202	0,251	0,038	0,191 (0,074)
S	n.a.	0,006	0,002	<ld	0,003	0,003	0,002	0,002	0,001	0,002 (0,002)
H ₂ O	n.a.	0,9	1,6	0,2	3,4	0,0	0,8	0,7	0,0	0,9 (1,1)
Total	98,3	100,0	100,0	100,0	100,0	100,4	100,0	100,0	100,0	100,1
An	-	49,9	47,2	46,0	48,9	45,7	45,9	52,4	52,3	48,5 (2,8)
Kd	-	0,05	0,02	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	-
Burbuja	-	si	si	no	no	si	no	si	si	-
IV (μm)	-	70	170	150	70	90	120	80	140	-
Mineral	-	no	no	si	si	no	no	no	no	-

An: contenido de anortita en plagioclasas que contienen inclusiones vítreas

Kd: constante de equilibrio entre inclusión y plagioclasa (Putirka, 2008)

n.a.: no aplica

IV (μm): tamaño en micras de la inclusión vítrea

Mineral: corresponde a mineral opaco dentro de la inclusión vítrea

ld: límite de detección

Tabla 4.2c. Composición (%wt) de elementos mayores y volátiles de inclusiones vítreas, y roca total en muestras de la unidad Queñoas lava (Ql).

	Roca total	Inclusiones vítreas en plagioclasas													
		Ql ₁	Ql ₂	Ql _{3,1}	Ql _{3,2}	Ql _{4,1}	Ql _{4,2}	Ql _{4,3}	Ql ₅	Ql ₆	Ql _{7,1}	Ql _{7,2}	Ql ₈		
SiO ₂	61,13	78,09	77,39	74,56	77,58	76,88	77,15	77,79	76,52	77,20	75,45	75,99	78,96		
Al ₂ O ₃	16,31	11,24	10,88	12,79	11,08	12,66	11,51	11,40	10,85	12,32	12,66	12,44	9,55		
FeO	5,53	0,90	1,56	0,66	0,60	0,76	0,63	0,87	0,98	0,70	0,65	0,52	0,87		
CaO	5,21	0,13	0,48	1,01	0,48	0,58	0,32	0,36	0,24	0,39	0,79	0,74	0,15		
Na ₂ O	4,01	3,07	3,05	3,57	2,50	4,93	2,93	3,18	2,99	3,27	3,77	3,41	3,41		
K ₂ O	2,55	5,08	5,29	5,80	5,27	4,50	5,30	5,26	4,90	5,37	5,49	5,39	4,68		
MgO	2,81	0,08	0,05	0,12	0,01	0,10	0,20	0,11	0,11	0,10	0,11	0,11	0,13		
TiO ₂	0,81	0,11	0,40	0,18	0,16	0,12	0,20	0,20	0,31	0,10	0,10	0,13	0,15		
P ₂ O ₅	0,24	0,13	0,03	0,03	<ld	0,03	0,24	<ld	<ld	<ld	<ld	0,06	0,02		
MnO	0,08	0,15	<ld	<ld	<ld	0,02	<ld	0,05	0,02	<ld	0,08	<ld	<ld		
F	n.a.	0,015	0,002	0,003	0,017	0,012	0,012	0,008	0,014	0,005	0,011	0,014	0,012		
Cl	n.a.	0,314	0,162	0,287	0,018	0,138	0,001	0,237	0,011	0,231	0,275	0,002	0,240		
S	n.a.	0,007	0,004	0,003	0,002	0,004	0,002	0,004	0,004	0,007	0,008	0,002	0,006		
H ₂ O	n.a.	0,7	0,7	1,0	2,3	<ld	1,5	0,530	3,1	0,3	0,614	1,2	2,40		
Total	98,7	100,0	100,0	100,0	100,0	100,7	100,0	100,0	100,0	100,0	101,1	100,7	100,7		
An	-	50,2	62,3	53,8	53,8	46,5	47,1	45,2	53,0	46,1	45,7	45,7	51,4		
Kd	-	0,01	0,03	0,05	0,06	0,05	0,02	0,03	0,01	0,02	0,06	0,06	0,01		
Burbuja	-	no	si	si	si	si	si	si	si	si	si	si	si		
IV (μm)	-	80	100	150	150	110	100	70	90	90	100	100	110		
Mineral	-	si	no	no	no	no	no	no	no	no	no	no	si		

Continuación siguiente página.

Tabla 4.2c. Composición (%wt) de elementos mayores y volátiles de inclusiones vítreas, y roca total en muestras de la unidad Queñoas lava (Ql).

	Roca total	Inclusiones vítreas en plagioclasas										
		Ql _{9,1}	Ql _{9,2}	Ql _{10,1}	Ql _{10,2}	Ql _{10,3}	Ql _{11,1}	Ql _{11,2}	Ql _{11,3}	Ql _{11,4}	Ql ₁₂	Promedio (2σ)
SiO ₂	61,13	76,59	72,31	77,35	76,14	73,58	75,00	74,96	74,46	74,16	76,37	76,11 (1,63)
Al ₂ O ₃	16,31	12,03	12,48	12,49	12,29	12,47	12,36	12,54	12,14	12,40	12,38	11,95 (0,81)
FeO	5,53	0,83	0,90	0,72	0,46	0,69	0,82	0,91	0,72	0,84	0,80	0,79 (0,21)
CaO	5,21	0,34	0,68	0,74	0,74	0,47	0,63	0,62	0,91	0,79	0,74	0,56 (0,24)
Na ₂ O	4,01	3,74	4,02	3,84	3,46	3,02	4,06	3,83	3,81	4,04	3,66	3,50 (0,54)
K ₂ O	2,55	5,44	5,76	5,42	5,46	6,05	5,31	5,35	5,47	5,38	5,52	5,34 (0,33)
MgO	2,81	0,19	0,23	0,10	0,16	0,09	0,14	0,17	0,14	0,13	0,11	0,12 (0,04)
TiO ₂	0,81	0,28	0,11	0,30	0,38	0,28	0,29	0,31	0,31	0,47	0,19	0,23 (0,10)
P ₂ O ₅	0,24	0,00	0,01	0,05	0,07	0,10	0,04	0,01	0,01	0,03	0,02	0,04 (0,05)
MnO	0,08	0,01	<ld	<ld	<ld	0,09	<ld	<ld	<ld	0,05	0,08	0,04 (0,08)
F	n.a	0,011	0,007	0,010	0,002	0,018	0,009	0,004	0,011	0,004	0,007	0,009 (0,005)
Cl	n.a	0,192	0,215	0,188	0,185	0,190	0,227	0,248	0,242	0,221	0,270	0,186 (0,095)
S	n.a.	0,003	0,004	0,004	0,001	0,002	0,008	0,012	0,008	0,008	0,004	0,005 (0,003)
H ₂ O	n.a	<ld	3,260	<ld	0,658	3,0	1,1	1,0	1,8	1,5	<ld	1,2 (1,0)
Total	98,7	100,0	100,0	101,2	100,0	100,0	100,0	100,1	100,0	100,0	100,2	100,0
An	-	51,1	48,4	52,3	50,3	51,9	49,0	46,6	48,1	44,3	43,9	49,4
Kd	-	0,02	0,05	0,05	0,06	0,07	0,04	0,05	0,05	0,05	0,06	-
Burbuja	-	si	si	si	si	no	si	si	si	si	no	-
IV (µm)	-	70	70	80	90	80	120	110	100	110	80	-
Mineral	-	si	no	no	no	no	no	no	no	no	si	-

An: contenido de anortita en plagioclasas que contienen inclusiones vítreas

Kd: constante de equilibrio entre inclusión y plagioclasa (Putirka, 2008)

n.a.: no aplica

IV (µm): tamaño en micras de la inclusión vítrea

Mineral: corresponde a mineral opaco dentro de la inclusión vítrea

ld: límite de detección

Tabla 4.2d. Composición (%wt) de elementos mayores y volátiles de inclusiones vítreas, y roca total en muestras de la unidad Flujo piroclástico El Pozo (PFP).

		Inclusiones vítreas en plagioclasas												
Elemento	Roca total	PFP ₁	PFP _{2,1}	PFP _{2,2}	PFP _{2,3}	PFP _{2,4}	PFP ₃	PFP ₄	PFP ₅	PFP ₆	PFP ₇	PFP _{8,1}	PFP _{8,2}	Promedio (2σ)
SiO ₂	61,51	74,43	73,48	74,63	72,60	73,72	73,36	71,65	72,71	73,26	75,30	74,28	75,13	73,71 (1.09)
Al ₂ O ₃	16,05	12,47	11,87	12,25	12,53	11,73	12,26	12,66	12,23	12,49	12,71	11,51	11,80	12,20 (0.39)
FeO	5,42	0,63	0,70	0,39	0,87	0,73	0,62	1,01	0,85	0,65	0,90	0,62	0,58	0,71 (0.16)
CaO	4,59	0,92	0,68	0,73	0,92	0,77	0,84	1,07	0,82	0,98	0,98	0,73	0,82	0,85 (0.11)
Na ₂ O	4,06	3,46	3,08	2,78	2,80	3,01	3,48	3,19	3,40	3,21	3,19	3,13	3,20	3,16 (0.22)
K ₂ O	2,70	4,14	4,76	4,62	5,07	4,68	4,69	4,57	4,59	4,51	5,30	4,58	4,55	4,72 (0.23)
MgO	2,31	0,12	0,12	0,12	0,14	0,13	0,12	0,31	0,08	0,14	0,12	0,10	0,12	0,13 (0.05)
TiO ₂	0,72	0,19	0,18	0,16	0,16	0,16	0,22	0,12	0,16	0,25	0,20	0,14	0,14	0,17 (0.03)
P ₂ O ₅	0,23	0,03	0,10	0,22	0,03	<ld	0,02	0,06	0,01	0,06	0,01	<ld	<ld	0,04 (0.06)
MnO	0,08	0,09	<ld	0,03	0,01	0,04	0,11	0,06	<ld	0,03	<ld	0,12	0,05	0,05 (0.04)
F	n.a	0,026	0,014	0,024	0,021	0,031	0,020	0,022	0,033	0,025	0,016	0,029	0,029	0,024 (0.006)
Cl	n.a	0,162	0,167	0,176	0,197	0,178	0,185	0,166	0,161	0,164	0,203	0,128	0,128	0,168 (0.023)
S	n.a.	0,002	0,003	0,004	0,003	0,003	0,004	0,005	0,006	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004 (0.001)
H ₂ O	n.a	2,7	4,8	3,9	4,6	4,8	4,1	5,1	5,0	4,2	1,081	4,7	3,5	4,0 (1,2)
Total	97,7	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
An	-	51,6	55,8	59,6	61,5	50,53	51,0	56,2	49,1	52,4	59,9	48,9	50,35	53,8 (4,5)
Kd	-	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	-
Burbuja	-	si	si	si	si	si	si	si	si	si	si	si	si	-
IV (μm)	-	110	120	70	80	100	100	80	70	80	80	200	200	-
Mineral	-	si	no	no	no	no	no	si	no	no	no	no	no	-

An: contenido de anortita en plagioclasas que contienen inclusiones vítreas

Kd: constante de equilibrio entre inclusión y plagioclasa (Putirka, 2008)

n.a.: no aplica

IV (μm): tamaño en micras de la inclusión vítreas

Mineral: corresponde a mineral opaco dentro de la inclusión vítreas

ld: límite de detección

4.1.5. Discusiones

4.1.5.1. Condiciones de entrapamiento de las inclusiones

En el presente estudio, los cristales de plagioclasa muestran en su mayoría fracturamiento y texturas de disequilibrio durante su formación (corrosión en bordes y textura sieve; Fig 4.7), ambos procesos habrían originado las cavidades donde se produciría el entrapamiento del magma en el cristal, por lo tanto esto sugiere que las inclusiones vítreas son primarias y están asociadas al fundido a partir del cual se origina la masa fundamental (Roedder, 1984; Sobolev y Kostyuk, 1975). Ahora bien, algunos autores (*e.g.* Dungan y Rhodes, 1978; Stormer, 1972; Stephen *et al.*, 1992) sugieren que este tipo de textura sieve y fracturamiento de los cristales de plagioclasa se generan, ya sea por mezcla de magma o descompresión. Stephen *et al.*, (1992) realizaron estudios experimentales, en los cuales determinaron que en particular la textura sieve se genera por descompresión rápida del magma, bajo condiciones de presiones de 2 kbar mínimo. Las plagioclasas observadas en el volcán Irruputuncu, contienen una serie de inclusiones vítreas y canales de disolución muy similares a las estudiadas por Stephen *et al.*, (1992). Por lo tanto, se sugiere que la mayoría del entrapamiento de las inclusiones se genera al momento de la descompresión del magma y previo a la erupción. Además, la mayoría de las inclusiones hospedadas en los minerales del volcán en estudio contienen burbujas, lo que sugiere un ascenso relativamente lento (Tait, 1992; Lowerstern, 1994), pero no lo suficiente como para promover la cristalización de fases minerales y/o “desvitrificación” de la misma (Lowersten, 1995).

4.1.5.2. Representatividad de las inclusiones vítreas

Realizar una comparación composicional entre la inclusión, masa fundamental y roca total puede ser útil para determinar el grado de equilibrio entre la inclusión, el cristal hospedante y el magma (Kilgour *et al.*, 2013). La plagioclasa es uno de los minerales magmáticos más importantes (Phinney, 1992), y tiene una importante ventaja sobre otros

minerales. La plagioclasa presenta un bajo acoplamiento de interdifusión entre CaAl-NaSi, el cual inhibe el re-equilibrio de cristales en crecimiento y favorece la retención de concentraciones de elementos originales (Baschek y Johannes, 1995; Liu y Yund, 1992). Esta característica nos permite realizar un análisis histórico de eventos magmáticos cuyos registros se pueden borrar rápidamente al equilibrar fases (Mollo *et al.*, 2011). Varios autores (*e.g.* Aigner-Torres y Blundy, 2007; Putirka, 2008; Mollo *et al.*, 2011) han realizados estudios experimentales para estimar la constante de equilibrio entre la plagioclasa y un fundido.

En primer lugar, se calculó la constante de equilibrio (K_d) entre inclusión y plagioclasa a través del método de Putirka (2008), cuyo valor corresponde a $0,1 \pm 0,05$ para $T < 1050$ (dato experimental según Putirka, 2008). Los resultados de este estudio varían entre 0,01 y 0,07, considerando los errores de estos valores, la mayoría de las inclusiones están en equilibrio con los cristales hospedantes. En el caso de las inclusiones que están por debajo del valor mínimo de equilibrio, podrían haber sido modificadas por difusión y/o cristalización. En conjunto, se evaluó si alguna inclusión vítrea ha sido modificada por cristalización post-entrapamiento. Por consiguiente, se evaluó el grado de cristalización y/o difusión de la inclusión en el cristal huésped (plagioclasa), por lo tanto, se han plotado los datos de NaO_2 , CaO y Al_2O_3 versus SiO_2 (Fig. 4.8a-c). Los gráficos muestran que dichos elementos tienen mayores concentraciones en los cristales de plagioclasas que en la inclusión, además se puede observar que no existe un traslape de los elementos entre ambos grupos, indicando que la geoquímica de las inclusiones vítreas es independiente del mineral huésped (*e.g.* Kilgour *et al.*, 2013).

Por otro lado, se ha calculado el equilibrio entre los feldespatos y la roca total, con la siguiente fórmula $K_d = (\text{Ab} \cdot \text{AlO}_3 / 2 \cdot \text{CaO}) / (\text{An} \cdot \text{NaO} \cdot 0.5 \cdot \text{SO}_2)$ tomada de Putirka (2008), como en este caso la temperatura es superior a 1050°C , el K_d es de 0.27 ± 0.11 , algunos resultados de nuestros análisis varían entre 0.35 y 0.47. También, se ha utilizado la siguiente fórmula $K_D = (\text{CaO}/\text{NaO})_{\text{plg}} / (\text{CaO}/\text{NaO})_{\text{RT}}$ (Sisson y Grove, 1993; Mollo *et al.*, 2011), cuyos valores varían entre $2,17 \pm 0,16$ y $1,19 \pm 0,1$; bajo este rango algunos datos de $K_{d_{\text{plg-RT}}}$ varía entre 0,66 a 1,47. Estos valores indican que la mayoría de los fenocristales de

plagioclasas están en desequilibrio con la roca total, viéndose esto reflejado en las texturas de desequilibrio de las rocas (Fig 4.7), lo que significa que algunos minerales provienen de otro magma.

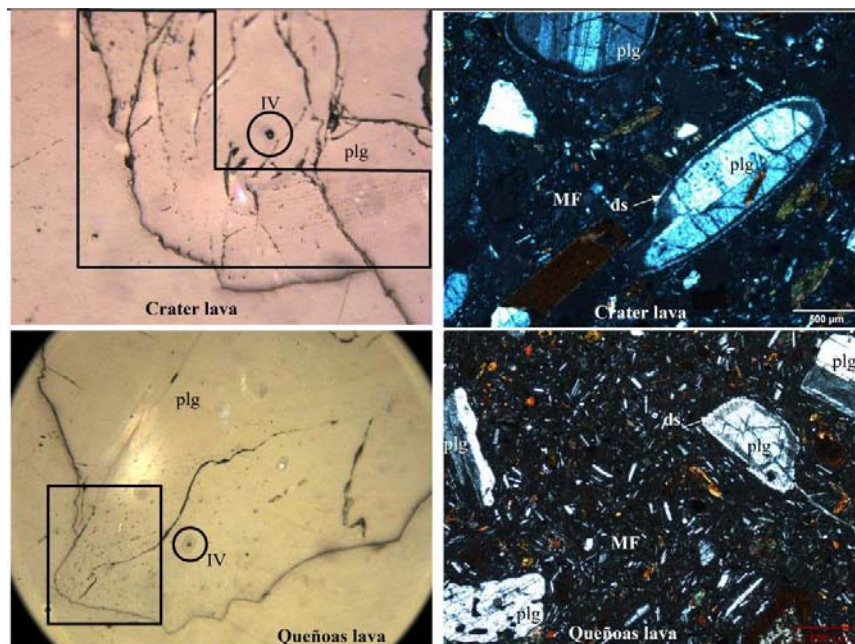


Figura 4.7. Fotomicrografías de las unidades Cráter y Queñoas lava. Se observan inclusiones vítreas (IV) en cristales de plagioclasas (plg), con bordes corroídos y fracturados (recuadro), además bordes de desequilibrio (ds) en los fenocristales de plagioclasas al interactuar con la masa fundamental (MF).

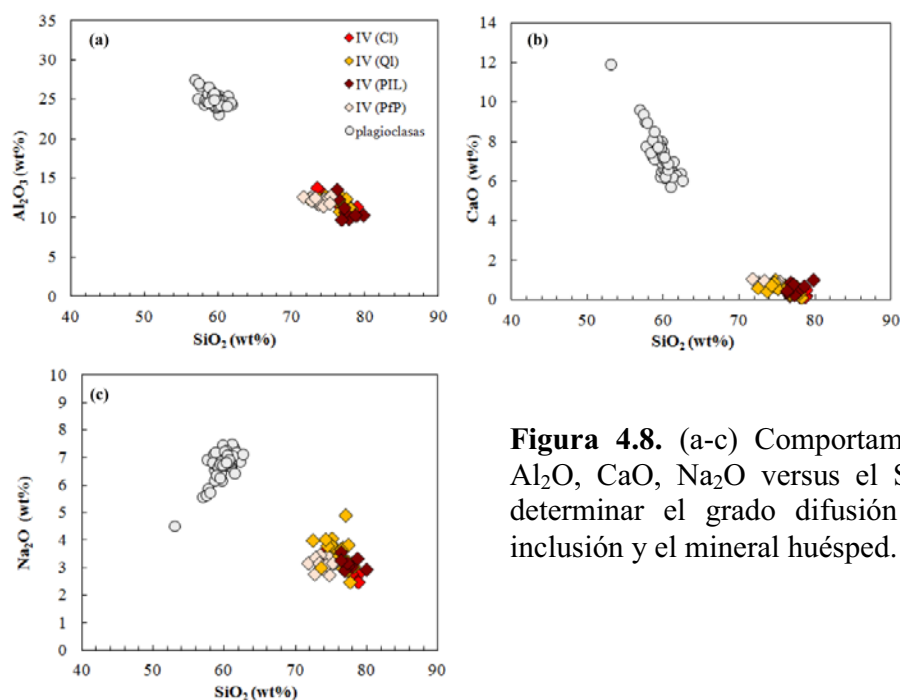


Figura 4.8. (a-c) Comportamiento del Al₂O₃, CaO, Na₂O versus el SiO₂ para determinar el grado de difusión entre la inclusión y el mineral huésped.

4.1.5.3. Condiciones magmáticas

Se han calculado las condiciones de presión y temperatura del entrapamiento de las inclusiones vítreas en el mineral huésped, utilizando el método de termometría basado en la composición de feldespato, definido por Putirka (2008), el cual considera la condición de equilibrio entre la inclusión y la plagioclasa huésped. Para esta metodología es importante considerar, que la composición de las inclusiones vítreas es de tipo riolítico, por lo que se asumen condiciones iniciales para el magma de 800°C y 2000 bar de presión (Newman y Lowenstern, 2002). De acuerdo, a este procedimiento los valores de presión para todo el sistema volcánico varían entre 1,9 a 11,7 kbar, y la temperatura de 823 a 970°C (Tabla 4.4). El valor medio de la temperatura y presión para cada evento analizado es: i) *Crater Lava*: 935°C y 6,5 kbar; ii) *Queñoas Lava*: 920°C y 5,7 kbar; iii) *Phase I Lava*: 906°C y 8,2 kbar; iv) *El Pozo*: 848°C y 3,4 kbar (Tabla 4.3, Fig. 4.9).

La diferencia entre los valores mínimos y máximos de presión observada en las distintas unidades (ejemplo: 3 a 8,2 kbar para la unidad *Queñoas Lava*) podría estar

atribuida a que: i) las inclusiones vítreas hospedadas en los cristales ya han sufrido una pérdida de volátiles antes del atrapamiento, ii) el atrapamiento pudo haber ocurrido en la cámara magmática o en el conducto, iii) la cámara magmática localizada bajo el volcán Irruputuncu estaría verticalmente restringida, asociada posiblemente a estructuras de sills (e.g. Muir *et al.*, 2014a, 2014b). Por lo tanto, la presión calculada se considera un valor estimativo y mínimo. Si bien no es posible establecer una relación directa entre la presión estimadas en las inclusiones vítreas y la profundidad de atrapamiento, debido a los múltiples procesos que pueden influir en la condición de presión al momento que el magma es incorporado a la cavidad, fenómeno que se evidencia claramente al observar la amplia variabilidad en los valores de presión de los distintos eventos estudiados. Muir *et al.*, (2014b) plantea que en este tipo de ambiente volcánico, la presión estimada en las inclusiones vítreas representa una condición mínima, ya que la evidencia de la saturación de volátiles no es la misma en todo el sistema magmático. Sin embargo, considerando que la unidad El Pozo presenta la menor variabilidad (de 1,9-4,6 kbar. Tabla 4.3) se puede estimar un rango de profundidad mínimo para el atrapamiento de las inclusiones entre 6,3 a 15,2 km.

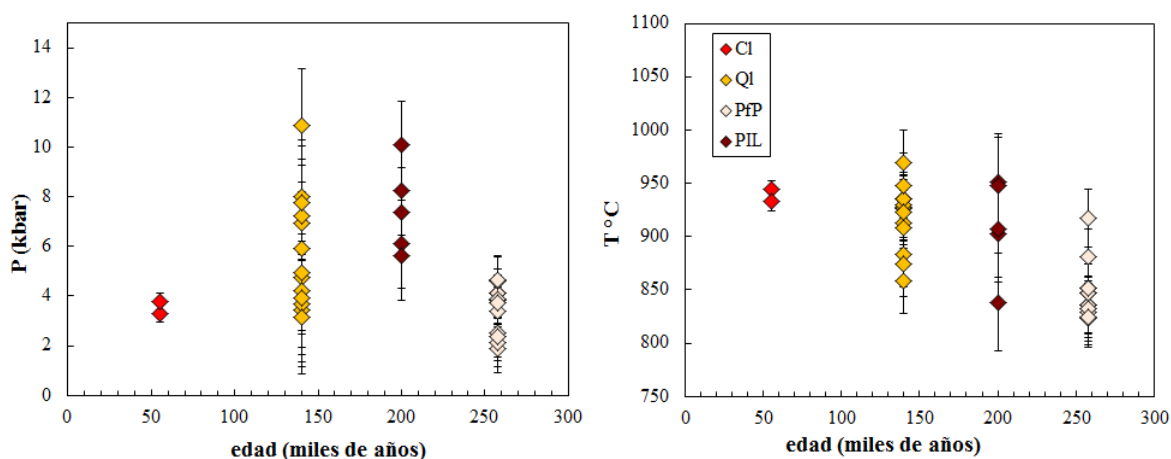


Figura 4.9. Evolución de la temperatura y presión versus la edad de cada evento.

Se ha utilizado el método definido por Ghiorso y Sack (1995), para calcular la fugacidad de oxígeno (fO_2) para cada uno de los eventos estudiados. Esta metodología requiere conocer la composición química de la inclusión vítrea, incluyendo el contenido de H_2O , además de la presión y temperatura de entrapamiento. El valor medio de fugacidad de oxígeno determinado para cada evento analizado es: Crater lava ($-8,1 \pm 0,29$), Queñoas lava ($-8,5 \pm 0,6$), Phase I Lava ($-8,5 \pm 0,7$) y El Pozo ($-10,2 \pm 0,6$). Estos resultados conllevan a un valor de NNO que varía entre 2,4 y 3,6 (Buffer MH), indicando que el magma pertenece a un ambiente oxidante (Fig. 4.10a; Ghiorso *et al.*, 1995), cuyas condiciones podrían atribuirse a los contenidos de H_2O y escasos contenidos de Fe. Los valores obtenidos son comparables a los observados en condiciones de magmas andesíticos a riolíticos, los que varían entre 675-900°C y NNO+2, respectivamente (Scaillet y Pichavant, 2003). Por otra parte, se ha confeccionado un gráfico H_2O versus temperatura (Fig. 4.11), en el cual se observa una disminución del contenido de H_2O respecto al aumento de la temperatura, cuya correlación inversa también se observa en análisis experimentales presentados por Scaillet y Pichavant (2003), quienes sugieren que esta tendencia puede en parte reflejar el hecho de que la diferenciación magmática está acompañada por la disminución de la temperatura y concentración de agua en el fundido residual (Scaillet *et al.*, 1998a). Es importante destacar que, la descompresión del fundido causa cristalización principalmente cuando existe pérdida de volátiles incluyendo el H_2O , cuya solubilidad es fuertemente dependiente de la presión (*e.g.* Blank *et al.*, 1993).

4.1.5.4. Condiciones químicas, ascenso y evolución del magma

En relación al comportamiento geoquímico de las inclusiones vítreas se observa que este es variable según el elemento (Fig. 4.4). Por ejemplo, en el caso del CaO , Na_2O y Al_2O_3 disminuye con el aumento del SiO_2 , en cambio, el K_2O , FeO , MgO no presenta mucha variación. Las composiciones geoquímicas de las inclusiones son riolíticas, en cambio, la roca total es traquiandesita (Fig. 4.3), este comportamiento pareciera ser normal en este tipo de ambiente geológico, en donde las inclusiones tienden a ser de composición más ácida

que la roca total (*e.g.* Mattioli *et al.*, 2006; Muir *et al.*, 2014; Rodríguez *et al.*, 2013). Annen *et al.* (2006), propone que la química del vidrio, representando en este caso por las inclusiones fundidas, representa los procesos locales dentro del almacenamiento del magma, mientras que, la química de la roca total refleja los procesos a mayor escala del magma que pueden ocurrir a través de mezcla de magmas o cristalización fraccionada a profundidades mayores. Por otra parte, Singer y Dunhan (1995), interpretan la composición riolítica del vidrio como la composición residual transitoria resultante un ciclo de cristalización fraccionada, además la evolución del fundido podría resultar de la última disolución y evento de mezcla de magma.

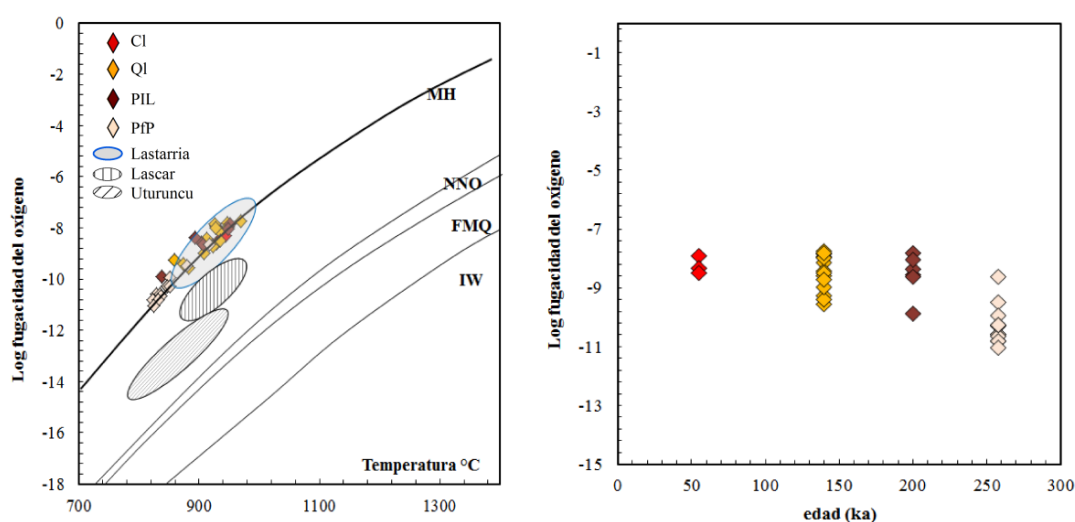


Figura 4.10. Diagrama de fugacidad de oxígeno. (a) desarrollo de la fugacidad del oxígeno versus la temperatura, dando como resultado el buffer MH. Se observa otros sistemas volcánicos con valores cercanos al volcán Iruputuncu. (b) comportamiento de la fugacidad para cada evento del volcán Iruputuncu. Los cálculos se realizaron de acuerdo a la metodología de Ghiorso y Sack (1995).

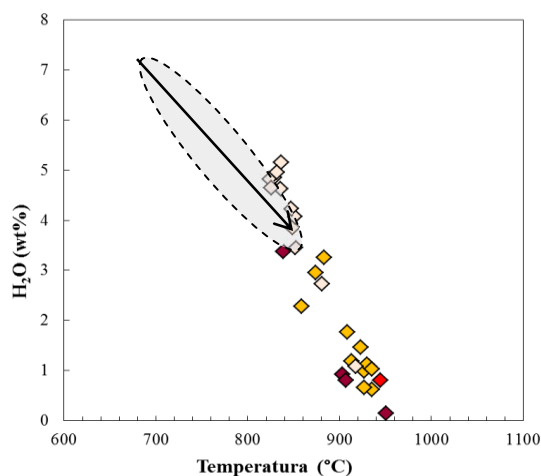


Figura 4.11. Variación del contenido de H_2O en el magma versus la temperatura. El contenido de SiO_2 en el fundido varía entre 71,6-79,8. Los datos coinciden con los experimentos de Scaillet y Pichavant, (2003), marcados en el círculo gris. Simbología en figura 4.10.

Por otra parte, la interacción entre plagioclasa y roca total, se observa en las texturas (sieve y reabsorción. Fig. 4.7) presentes en las rocas. En conjunto, el cálculo de la constante de equilibrio de algunos cristales de plagioclasa ($K_D = 0,66 - 1,47$. Sisson y Grove, 1993. $K_d = 0.35$ y 0.47 . Putirka, 2008), refleja un desequilibrio entre los minerales y la roca total, indicando que, aparentemente los minerales de plagioclasa podrían provenir de un magma parcialmente cristalizado (*MUSH*). Este término fue introducido por Hildreth, (2004) y Bachmann y Bergantz (2004), estos autores proponen que un cuerpo semi-sólido o parcialmente cristalizado puede estar ubicado en algunos sistemas volcánicos. El modelo involucra una cámara con cristales que alcanzan el 50%, en donde el fundido intersticial es riolítico, cuya convección se detiene y da paso a la extracción del fundido. Por último, se desarrolla un horizonte riolítico sobre el residuo cristalino y bajo un techo solidificado. En este estudio, se propone la presencia de uno o varios cuerpos magmáticos que al ascender interactúa con los cristales de esta zona, donde estos cristales son incorporados como exóticos al sistema (*e.g.* Nakamura, 1995; Murphy *et al.*, 1998; Kilgour *et al.*, 2013. Fig. 4.12). Durante el ascenso, la inestabilidad producida en los minerales permite la incorporación y atrapamiento de las pequeñas gotas de magma, por lo tanto estas inclusiones registran las condiciones magmáticas del nuevo fundido junto al anterior (*e.g.* Kilgour *et al.*, 2013).

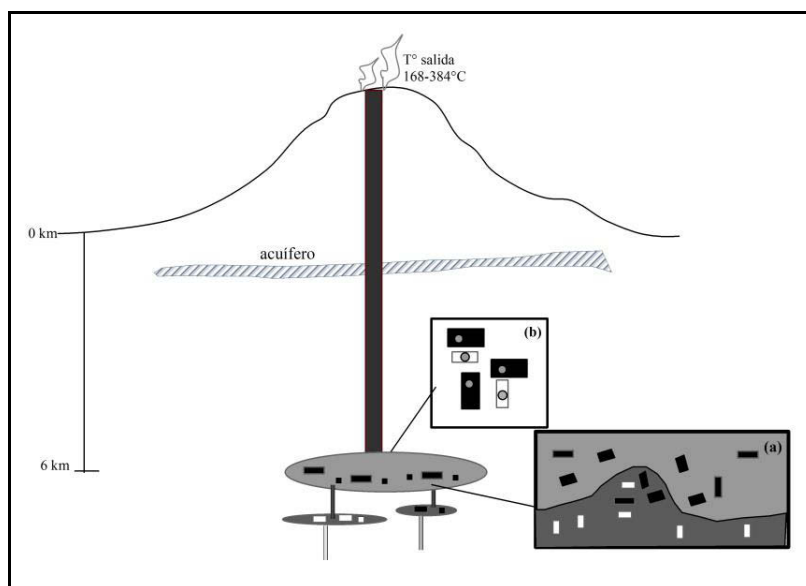


Figura 4.12. Modelo conceptual para el sistema magmático del volcán Irruputuncu. La profundidad promedio mínima estimada es de 6,3 km mínimo. (a) Cuando el magma asciende interactúa con cristales de la *zona mush*, incorporando cristales exóticos al nuevo sistema. En (b) se observan cristales exóticos y primarios en el mismo sistema magmático. Modelo tomado de Kilgour *et al.*, (2013).

Con el propósito de obtener una mejor interpretación respecto al comportamiento del SiO_2 y K_2O en el magma del volcán Irruputuncu, se han graficado los contenidos de estos elementos respecto a la edad de los distintos eventos analizados (Fig. 4.13), observándose que no existen mayores variaciones destacables. Sin embargo, la tendencia positiva observada del Na_2O respecto al SiO_2 en la roca total y negativa en las inclusiones vítreas, sugiere que este tipo de comportamiento puede ocurrir a partir de la cristalización por saturación de volátiles cuando el Na es removido del magma junto a la fase vapor durante el proceso de exsolución, en consecuencia, disminuyendo así su concentración en el fundido (e.g. Shinohara *et al.*, 1989; Muir *et al.*, 2010b).

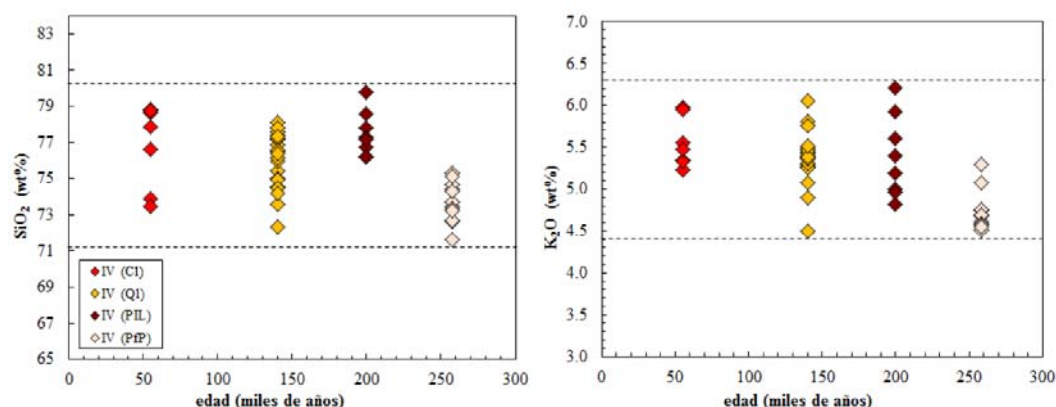


Figura 4.13. Comportamiento de SiO₂ y K₂O en cada evento representativo del volcán Iruputuncu.

Es importante comprender la evolución de estos parámetros en el tiempo, por consiguiente se han realizado algunos gráficos para su análisis. La temperatura y fugacidad de oxígeno muestran un aumento progresivo hacia los eventos más jóvenes del volcán Iruputuncu, mientras que la presión es independiente (Fig. 4.9 y 4.10). Cabe destacar que el evento más antiguo (El Pozo) presenta menor presión, temperatura y por ende baja fugacidad; este comportamiento podría ser atribuido a que este evento representa características de un magma más antiguo, en estado subsólido, el cual aumenta su temperaturas a medida que se homogeniza con las inyecciones magmáticas más profundas.

4.1.5.5 Evolución de elementos volátiles del volcán Iruputuncu

En las muestras del volcán Iruputuncu es posible observar que los volátiles, como el S, H₂O y F en general, disminuyen con el aumento del SiO₂ (Fig. 4.6), disminución que responde en parte a la desgasificación del magma, el cual se empobrece de volátiles durante su evolución. En cambio, el Cl presenta un leve incremento con respecto al SiO₂, comportamiento recurrente en este tipo de sistemas volcánicos (*e.g.* Wallace, 2004). Además se ha realizado una comparación del contenido total de volátiles versus la edad de cada evento analizado (Fig. 4.14), con el objetivo de comprender su desarrollo en el tiempo. En este grafico se observa que el primer evento, unidad El Pozo, contiene mayor

concentración de volátiles, esto coincide con el equilibrio que presentan las inclusiones, por lo tanto, en este evento no hubo difusión de volátiles. Sin embargo, el contenido de volátiles disminuye en los eventos más jóvenes, lo que podría reflejar un magma desgasificado en las últimas etapas eruptivas. Por otra parte, cada evento presenta un proceso de desgasificación durante la cristalización (Fig. 4.15) con presiones variables, lo cual podría atribuirse a diferentes profundidades de descompresión o pérdida de volátiles antes del entrapamiento. Algunos autores (Myers *et al.*, 2014), sugieren que las bajas concentraciones de volátiles se atribuye a la desgasificación que ocurrió, durante la residencia en un reservorio poco profundo, donde la cristalización fraccionada condujo a la producción de un fundido más evolucionado, posiblemente después de una mezcla de magma, es decir, el magma pudo haber experimentado un fraccionamiento acoplado y desgasificación, donde gran parte de la evolución composicional es conducido a través de la cristalización poco profunda.

Las inclusiones vítreas que representan cada uno de los eventos analizados, muestran un amplio rango de variación en la concentración de volátiles, lo cual dificulta su interpretación en post de comprender el comportamiento que tienen durante el ascenso del magma. Con el objetivo de disminuir la alta variabilidad de los volátiles originada por el efecto de la cristalización, es necesario normalizar las concentraciones de acuerdo al procedimiento planteado por Johnson *et al.*, (2010). Según estos autores, si la razón volátiles/K₂O disminuye al aumentar el K₂O, indica desgasificación de los volátiles durante la cristalización. De acuerdo a este criterio, los resultados obtenidos para S, F y H₂O indican que en el evento más antiguo (El Pozo) se inicia la desgasificación junto con el proceso de cristalización fraccionada. Por el contrario, el comportamiento del Cl, refleja que durante el primer evento ocurriría mayoritariamente cristalización (Fig. 4.15). Las muestras que se encuentran fuera de la tendencia general representan las inclusiones más pequeñas (<80 µm), o las que presentan un fase mineral y/o contiene una burbuja que ocupa más del 60% en volumen de la cavidad. Debido a que no fue posible determinar las concentraciones de volátiles en la masa fundamental, no se puede afirmar si la pérdida de estos componentes ocurrió durante los procesos eruptivos o en las etapas magmáticas pre-eruptivas del volcán Irruputuncu. El amplio rango de variabilidad en el contenido de

volátiles podría estar atribuido a que el entrapamiento de estas inclusiones ocurre en la cámara magmática o en el conducto del sistema volcánico. Por ejemplo, la unidad más joven analizada (Crater lava. Fig. 4.14) presenta menos variabilidad que las anteriores, esto podría estar atribuido a que este evento responde a un magma más homogenizado, es decir, la interacción de ambos sistemas magmáticos (sills-mush), el cual dio origen al primer evento (El Pozo), alcanzó un equilibrio en sus componentes, homogenizando la composición y estado magmático del reservorio poco profundo. Por otra parte, aquellas inclusiones que presentan poca concentración de volátiles, contienen burbujas más grandes que abarcan mayor volumen en las inclusiones.

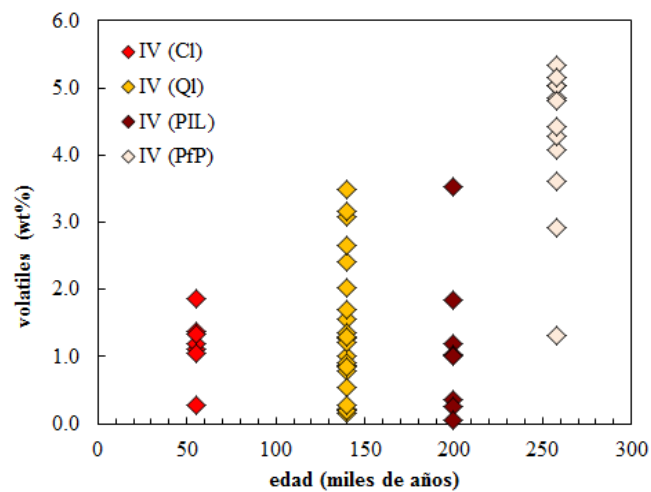


Figura 4.14. Evolución de todos los volátiles (F, S, Cl, H₂O) versus la edad de cada evento del volcán Irruputuncu.

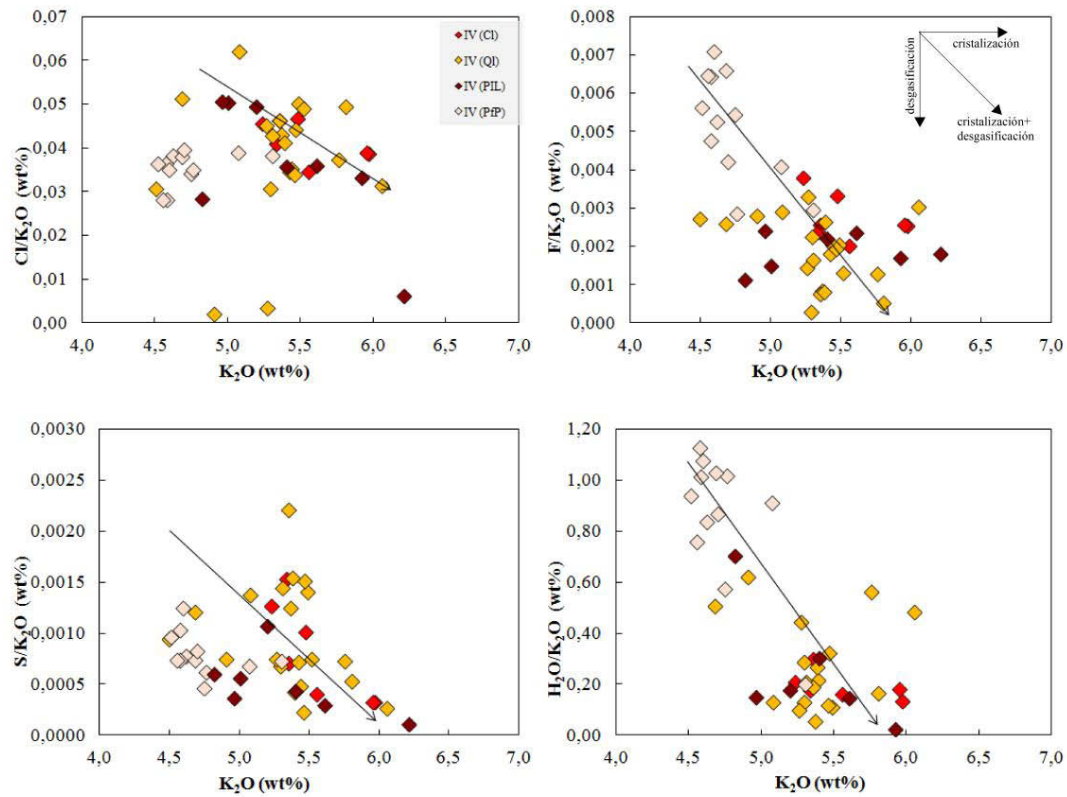


Figura 4.15. Razón volátiles/ K_2O versus el K_2O en inclusiones vítreas del volcán Irruputuncu. El grafico indica si las inclusiones fueron atrapadas en etapas de cristalización, desgasificación o ambas. En general, se observa que las razones de F, Cl, S y H_2O/K_2O disminuye con el aumento del K_2O , indicando desgasificación de estos volátiles durante la cristalización fraccionada.

Tabla 4.3: Resultados de presión, temperatura de acuerdo a Putirka (2008) y fugacidad del oxígeno de acuerdo a Ghiorso y Saco (1995).

Unidad	Muestra	P (kbar)	T (°C)	fO ₂	NNO
Crater lava	C4	9,8	927,3	-7,9	3,5
	C5.1	3,3	944,3	-8,3	2,8
	C5.2	3,8	932,6	-8,5	2,8
Promedio (2σ)		6,5 (4,6)	935,8 (12,0)	-8,12 (0,29)	3,1
Queñoas lava	Q3.1	4,8	926,6	-7,8	3,5
	Q3.2	10,9	885,6	-9,2	3,4
	Q4.1	4,9	969,6	-7,7	2,9
	Q7.1	7,0	935,6	-8,1	3,1
	Q7.2	8,0	912,9	-8,4	3,2
	Q9.2	3,5	883,2	-9,2	2,6
	Q10.1	6,3	948,4	-7,9	3,1
	Q10.2	7,2	927,0	-7,9	3,4
	Q10.3	5,9	874,2	-9,4	2,9
	Q11.1	3,7	929,8	-8,6	2,7
	Q11.2	3,2	935,2	-8,5	2,8
	Q11.3	4,2	908,5	-9,0	2,8
	Q11.4	3,9	923,1	-8,7	2,8
	Q12	7,8	947,5	-7,8	3,3
Promedio (2σ)		5,7 (2,2)	920,0 (30,7)	-8,5 (0,6)	3,0
Phase I Lava	P1	8,2	903,1	-8,6	3,3
	P2.1	6,1	950,8	-7,8	3,2
	P2.2	10,1	838,6	-9,9	3,2
	P3	11,7	893,0	-8,4	3,6
	P5	7,4	906,9	-8,6	3,2
	P6	5,6	947,9	-8,0	3,0
Promedio (2σ)		8,2 (2,4)	906,7 (41,2)	-8,5 (0,7)	3,2
El Pozo	F1	3,8	880,6	-9,5	2,8
	F2.1	4,1	829,1	-10,6	2,7
	F2.2	4,1	847,6	-10,3	2,6
	F2.3	1,9	835,3	-10,6	2,5
	F2.4	3,4	823,4	-10,8	2,6
	F3	2,5	851,2	-9,9	2,9
	F4	2,1	836,2	-10,6	2,5
	F5	2,4	831,9	-10,8	2,4
	F6	3,9	847,4	-10,3	2,6
	F7	4,6	917,4	-8,6	3,0
	F8.1	3,7	824,9	-11,0	2,3
	F8.2	4,7	852,1	-10,3	2,5
Promedio (2σ)		3,4 (1,0)	848,1 (26,9)	-10,2 (0,6)	2,6

4.1.6. Conclusiones

Las inclusiones vítreas hospedadas en los cristales de plagioclasa del volcán Irruputuncu corresponden a inclusiones primarias, las cuales fueron atrapadas en cavidades que se generaron cuando los minerales hospedantes se encontraban en condiciones de desequilibrio con el fundido, momentos previos o durante la descompresión del magma. Por lo tanto, estas inclusiones representan las condiciones magmáticas para cada evento analizado. Además, la presencia de burbujas en prácticamente todas las inclusiones vítreas evidenciaría un proceso de enfriamiento relativamente lento, donde muy pocas abarcan más de la mitad del volumen, lo que provoca que una parte de los volátiles sean incorporados a estas burbujas. Por otra parte, las inclusiones se encuentran en equilibrio con los minerales de plagioclasa, no obstante, estos minerales están en su mayoría, en desequilibrio con la roca total, por lo que se infiere que bajo el sistema volcánico Irruputuncu existe más de un magma, es decir la zona *mush* interactúa con un magma más profundo, reabsorbiendo los minerales e incorporándolos como minerales exóticos al nuevo sistema magmático.

La composición química de las inclusiones vítreas resulta ser más ácida (riolítica) que de la roca total (andesítica-traquiandesítica), comportamiento que es similar a lo observado en otros sistemas volcánico como el Lascar, Lastarria y Uturuncu. En todos estos casos, la composición del vidrio representa procesos locales dentro de la cámara magmática, mientras que, la química de la roca total refleja procesos de mayor escala que puede incluir mezcla de magmas o cristalización fraccionada. Se propone que las inclusiones vítreas representan un fundido residual de composición riolítica transitoria, resultante de un ciclo de cristalización fraccionada. Al analizar la relación entre el NaO, CaO, Al₂O₃ con el SiO₂ se puede observar que la línea de tendencia de estos elementos, determinados en las inclusiones vítreas, indica que el atrapamiento se produce a partir de un magma que presenta evidencia de cristalización fraccionada en un proceso de descompresión asociado al acenso del magma hacia la superficie.

Las condiciones físicas del magma determinadas a partir de la composición de las plagioclasas y las inclusiones vítreas arrojan rangos de 1,9 a 11,7 kbar de presión, 823-970°C de temperatura y en un ambiente oxidante (NNO 2,6-3,1). Al observar la alta

variabilidad en la presión resulta difícil estimar una profundidad exacta de la cámara magmática. Ahora bien, la unidad El Pozo presenta menor variación (de 1,9-4,6 kbar), por lo que es posible estimar un rango de profundidad mínimo para el atrapamiento de las inclusiones entre 6,3 a 15,2 km

El sistema volcánico Irruputuncu presenta menos contenido de volátiles en los eventos más jóvenes, lo que indica una desgasificación constante desde los 258 ka y un magma más desgasificado en las últimas etapas eruptivas. Además, cada evento volcánico presenta un proceso de desgasificación durante la cristalización con presiones variables, lo cual podría atribuirse a diferentes profundidades de descompresión o pérdida de volátiles antes del entrapamiento. Además, tomando en cuenta la temperatura, fO_2 , elementos mayores, pareciera haber menos contenido de gases en el magma, lo cual podría indicar una disminución en su actividad en el tiempo. Por otra parte, el poco contenido de elementos volátiles del volcán Irruputuncu podría atribuirse a que este sistema no ha tenido grandes pausas en su actividad y/o evolución, lo cual podría ayudar a una constante desgasificación del sistema.

4.2. Magmatic conditions of Lastarria volcano, Central Andes: A melt inclusions approach

Rodríguez I.^{1*}, Moune S.², Aguilera F.¹, Campos E.¹, Roche O.²

(1) *Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Avda. Angamos 0610, Antofagasta, Chile.*

(2) *Laboratoire Magma et Volcans, Université Blaise Pascal, 5 Rue Kessler 63038, Clermont Ferrand, France.*

* Corresponding author: inesr.araneda@gmail.com

Abstract

Lastarria volcano is an andesitic-dacitic composite stratovolcano within the 35 km long Lastarria-Cordón del Azufre. In this study we provide new data obtained on melts inclusions analysis from the Lastarria volcano to constrain the evolution of magma and volatiles in magmatic conditions. Primary melt inclusions represent magmatic conditions, when they are trapped in the host mineral before magma decompression. Geochemical analysis of melt inclusions and groundmass of lavas and pumice, indicate a rhyolitic compositions, whereas the whole rock shows an andesitic-dacitic composition; hence, the composition of melt inclusion represents local process within storage magma, while whole rock chemistry reflects larger scale processes magma. Also, the analysis from incompatible elements and Kd of plagioclase-pyroxene phenocryst, indicate the presence of exotic and cognate minerals, we suggest that the source of exotic crystals (plagioclases) could to be attributed a *mush* zone, *i.e.*, when the deeper magma ascend interacts with *mush* crystals, being incorporate at the new system. The clinopyroxene represents cognate crystals, which could be attributed to late-magmatic phases, when the magma is in equilibrium. The volatile contents of plagioclases and pyroxenes-hosted melt inclusions varies between 80 to 1500 ppm F, 870 to 3300 ppm Cl, 10 to 30 to 170 ppm S, <5wt% H₂O, whereas in the groundmass range from 600 to 1300 ppm F; 410 to 1600 ppm Cl; 10 to 30 ppm S; <2.7 wt%. The physical magmatic conditions vary between 3.2 to 6 kbar and 862 to 969°C, whereas the fugacity is yielded at NNO+3. According our data we suggest that minimum depth in these conditions is of 9.5 to 18 km depth. This depth is related to the deformation on the Lazufre system, which has been attributed to a magma injection that interacting with the mush zone. The results show that the H₂O and Cl are more degassed than S, meanwhile, the fluorine presents minimum degassing, because its high solubility in magma, does not readily enter the gas phase during an eruption, remaining in the melt. Besides, we suggest that the crystallization velocity influence in the volatile contents and inclusion mineral-hosted equilibrium, as the melt inclusions present bubble almost of the samples, therefore, crystallization of these inclusion is relatively slow. The scatter data of pressure and volatiles could to be related to the different degree degassing or may reflect different initial volatile contents. The results from MI contain more HCl/SO₂ and HF/SO₂ than fumarole gases; this could to be controlled by solubility of each element, also, HF and HCl contents shows that these volatiles are controlled by secondary process during the degassing. According with the analysis data and background another authors we can suggest that our data coincide with the two eruptive period from Lastarria volcano; the first period (300-42 ka) was dominated by effusive activity, where exist degassing during crystallization, and the second period (5 to 2.6 ka) was re-active generated by an explosive style, due to increase of the volatile contents, thus predominating the degassing.

Key words: melt inclusion, magmatic conditions, degassing, Lastarria volcano.

Submit: Journal of Volcanology and Geothermal Research

1. Introduction

The Central Andean Volcanic Zone (CAVZ) is the most active magmatic area in the Andean system, covering large regions of southern Perú, western Bolivia and northern Chile and Argentina (Fig. 4.17). The various magmatic processes in this area have led to a wide variety of calcalkaline to shoshonite magmas, which compositions are mainly andesitic to rhyolitic (Deruelle 1978; Stern 2004; Stern *et al.*, 2007, Hascke, 2002). Erupted magmas from andesitic volcanoes of CAVZ often records a complex history, therefore, the studies have been focused mainly on magma genesis (*e.g.* Davidson and de Silva, 1992; Grove, 2000) and on the degree of contamination as magma ascends from their source to the surface (*e.g.* Trumbull *et al.*, 1999, Hildreth and Moorbath, 1998). However, few studies have addressed the volatile composition in magmas and their behavior during magma degassing (Lascar volcano, Matthews *et al.*, 1994; Uturuncu volcano, Muir *et al.*, 2014b). However, it is well known that volatiles exsolved from magmatic melts play an important role in controlling the volume and duration of an eruption (Jaupart, 1998; Huppert and Woods, 2002). Magmatic conditions of magma storage can be determined by analyzing the compositions of crystals (phenocrysts and microlites) and glasses (groundmass and crystal-hosted melt inclusions). Combination of these data can provide information on storage temperature and pressure, on magmatic processes and magma interactions with the environment (*e.g.* Blundy and Cashman, 2005; Liu *et al.*, 2006; Kilgour *et al.*, 2013).

One of the most interesting volcanoes in the CAVZ with permanent degassing activity is Lastarria volcano (Fig. 4.16a and b), that is emplaced in the northernmost part of the 35 km length Lastarria-Cordón del Azufre volcanic chain (Lazufre complex. de Silva and Francis, 1991). Whereas that, Naranjo (2010) defined Lastarria volcano as part of a system called Lastarria Volcanic Complex (LVC), which is constituted by Negriales, Espolón and Lastarria volcanoes (Fig. 4.16c and 4.17). Meanwhile, the fumarolic fluids geochemistry from this system is well known (*e.g.* Aguilera *et al.*, 2012).

To our acknowledge, magmatic conditions of Lastarria volcano has not been studied. This work provides for the first time volatile and major element data of glasses (melt inclusions and groundmass) from Lastarria volcano. We used samples of pumice and lava from various eruptive events, at 260 ka, 113 ka, 42 ka, 2.46 ka, and <2.46 ka, in order to track changes in magma composition through time. The objective of this study is to determine the magmatic process that occurs at depth, the magmatic storage conditions and the magmatic evolution through time that define Lastarria volcano.

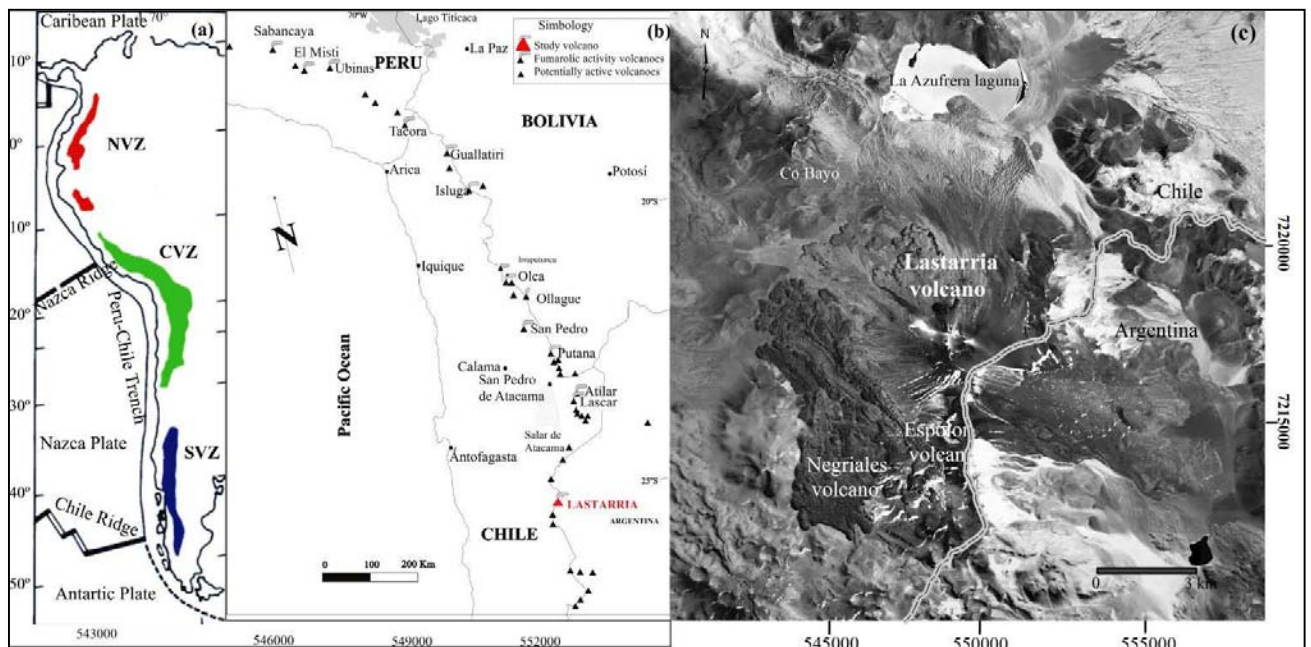


Figure 4.16. (a) Schematic map of the Andean Volcanic Zones: Northern Volcanic Zone (NVZ), Central Volcanic Zone (CVZ), Southern Volcanic Zone (SVZ); (b) Schematic map of the Central Andean Volcanic Zone (CVZ), from Aguilera *et al.* 2012; (c) Satellite image of the Lastarria volcano.

2. Geological and Volcanological Setting

The Lastarria Complex (LVC. 25°10'S, 68°31'W; 5697 ma.s.l.) located 250 km SE Antofagasta, Northern Chile (Fig. 4.16b), is constituted by Negriales, Espolón and Lastarria volcanoes (Fig. 4.16c and 4.17; Naranjo, 2010): i) Negriales lava field, constituted by diverse Upper Pleistocene andesitic-dacitic lava flows, ii) Espolón volcano whose Upper Pleistocene pyroclastic and lava flows are of andesitic composition and iii) Lastarria volcano. The LVC has been active from Upper Pleistocene to Holocene (Naranjo, 2010), and is built over a basement (Fig. 4.17) constituted by small volcanic remnants (MPcv4), dome and lava structures well preserved (PPlcv5), ignimbrite deposit poor welded with plagioclase, biotite and pyroxenes crystals (Plc) and young volcanic edifice constituted by stratovolcanoes, piroclastic cone, lava and domes (Plcv6).

Lastarria volcano *sensu stricto* is an andesitic-dacitic composite stratovolcano characterized by three main effusive stages (Cycle 1: Lastarria Lavas 1, 2 and 3; Fig. 4.17), which correspond to andesitic-to-siliceous andesitic lava flows emitted at 250-300 ka, 100-113 ka and 90-42 ka, respectively (Naranjo, 2010). After a long period of rest, at 6 ka (denominated cycle 2, in this work), the edifice collapsed forming a debris avalanche deposit, which extends up to 7 km to the east (Páez *et al.*, 2015). Successive explosive episodes began at 5 ka with Lastarria Ignimbrite 1, which was the result of a mixing between andesitic and dacitic magmas (Naranjo, 2010). Then, Lastarria Ignimbrite 2, emplaced to the north, is characterized by mingling process. At around 2.5 ka, an eruption destroyed partially a crater forming a pumice-scoria-bread-crust bomb bearing deposit (Lastarria Ignimbrite 3). This latter unit could represent the violent degassing of a stored magma, which was subsequently emitted as lava flows, andesitic lava dome and block-and-ash flow, defined as Lastarria Lavas 4 (Naranjo, 2010). The last eruptive stage corresponds to Lastarria Ignimbrite 4, which formed a new crater only constituted by pyroclastic flows. The recent activity of Lastarria volcano is characterized by an intense fumarolic activity in various fumarolic fields hosted in craters formed mainly by extensive sulfur flows. The interaction between magmatic and hydrothermal fluids and the scrubbing of those fluids in a shallow aquifer seem to be the main mechanisms that control the gas composition at

Lastarria volcano (Aguilera *et al.*, 2012). Despite this intense fumarolic activity, no historical eruption is known since the XIX century (Castesano, 1963a; b).

According to Naranjo (2010), the evolution of Lastarria volcano has been multifaceted with a number of reactivation pulses among quiet periods. The activity began at 300 ka, dominated by effusive activity, with blocky lava flows until 40 ka. A prolonged period of more than 30 ka of inactivity preceded a mainly explosive style that dominates the Lastarria Holocene evolution. Different pyroclastic density current deposits were emplaced since 5 ka before present, when abrupt magma mingling between andesite and lower temperature dacite may have triggered their eruptions.

InSAR images recorded between 1992 and 2006 (*e.g.* Pritchard *et al.*, 2004; Froger *et al.*, 2007; *e.g.* Ruch *et al.*, 2008) showed that, since early 1998, a severe ground deformation has occurred at the Lazufre complex. This deformation affects a 45x37 km NNE-oriented elliptical area, with an uplift occurring at a rate of 2.5 cm/yr, comparable to that recently measured at the geothermal systems of Yellowstone and Long Valley in USA, Uzon in Kamchatka, Russia and Hualca Hualca in Peru (Hill *et al.*, 1985; Lundgren and Lu, 2006; Pritchard and Simons, 2002). The deformation at Lazufre Complex has been interpreted as the result of pressurization of the hydrothermal system (Froger *et al.*, 2007), which may be related to the evolution of an over-pressured magmatic reservoir placed at a depth between 7 to 15 km and possibly linked to magma injection, assimilation of intruding country rocks, and/or fractional crystallization (Pritchard *et al.*, 2004; Froger *et al.*, 2007). Similarly to the Lazufre complex, significant ground deformation has been also recorded in an area of 6 km² of the Lastarria volcano *sensu stricto* at a rate of 9 mm/yr since 2003 (Froger *et al.*, 2007; Diaz *et al.*, 2015; Remy *et al.*, 2014; Spica *et al.*, 2015).

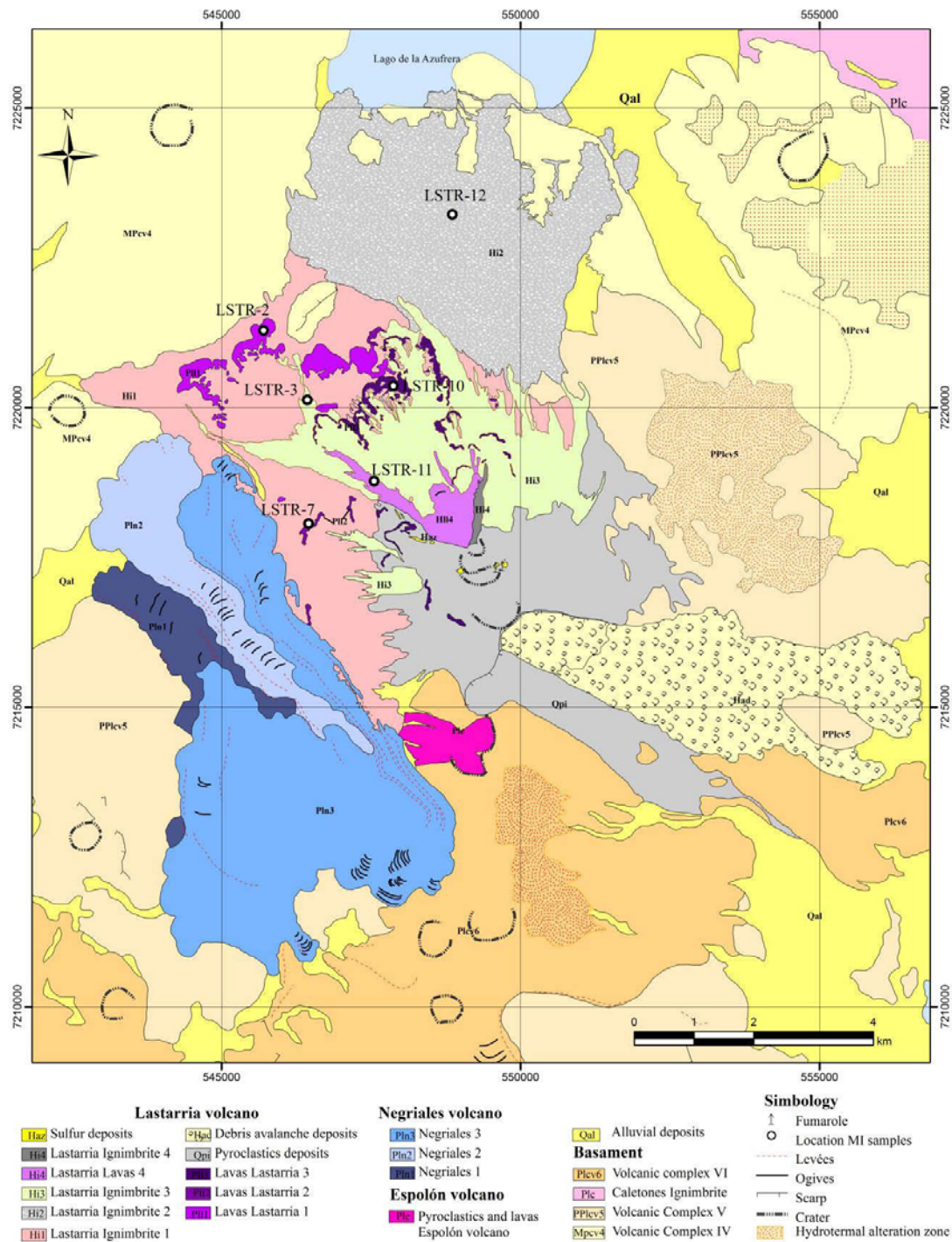


Figure 4.17. Geological map of Lastarria volcano, modified from Naranjo 2010. The white points indicate the location of the samples.

3. Analytical methods

Six samples from different eruptive events (lavas and pyroclastic rocks) were analyzed (Fig. 4.17). Whole-rock compositions were determined by ICP-AES at *Laboratoire Magmas et Volcans* (LMV, Clermont Ferrand, France). Accuracy of measurements was checked by comparing with an international geological reference material provided by the USGS (Hawaii basalt, BHVO-1) and the 2σ uncertainty is in the range of 5-10%.

Major and volatile elements were measured in minerals, plagioclase and pyroxene-hosted melt inclusions (MIs) and groundmass glasses from Lastarria volcano. Samples were crushed individually and sieved. Plagioclase and pyroxene phenocrysts were hand-picked from a size range of 500-2000 μm and mounted in epoxy resin into glass slides. After identification of melts inclusions, the crystals were separated and polished with different abrasive pads, in order to expose melt inclusions at the surface.

Analyses were made on a SX-100 CAMECA electron microprobe (EMP) at LMV, using 15 kV accelerating voltage. A mixture of mineral standards (synthetic and natural) and glasses (A-THO and VG2) was used for calibration (see Oladottir *et al.*, 2011 for further details). A focused beam of 1 μm was used for minerals and in order to reduce Na loss, a 5 μm defocused beam was employed during glass analysis. Two points were measured in most of melt inclusions (Table 4.4a-f), except in the smallest melt inclusions where just only one point could be measured. Also, we analyzed the host mineral compositions (pyroxene and plagioclase; Table 4.4a-f) which, one point close to the MI and another one far from the MI to check for the homogeneity of the host minerals. For the groundmass we analyzed five points (volatiles and major elements) whose, results are presented as an average in Table 4.4. The precision of the EMP (2σ) is better than $< 7\%$ for major elements, except MnO, Na₂O, MgO TiO₂ and P₂O₅, which had a precision $< 10\%$. The approximate 2σ precision for S, Cl and F is 42%, 10% and 28%, respectively.

The water content analyses in melt inclusions were obtained using a Renishaw inVia Raman Microscope in *Laboratoire Magmas et Volcans*, French. We have chosen

twelve samples to analysis; these samples are big size (180-250 μm) and hosted in pyroxene-plagioclase minerals (LSTR-3: 3d.1, 3f, 3g.1, P1.1, P1.2, P3.1, P4, P5; LSTR-7: P2.2, P3, P6; LSTR-12: 12f, 12g.1, 12g.2). Raman spectrum obtained has different typical bands of water (700, 2800 and 3450 cm^{-1}). From these spectrums, we have calculated the area through of MATLAB software. We have used the formula propose by Chabiron and Pironon (2004): Water Content (%) = $(\text{H}_2\text{O}+\text{OH})^{\text{area}}/(\text{Si-O})^{\text{area}} \times 6.3$ (Table 4.7). Si-O vibration modes correspond to a broad band at 468 cm^{-1} (bending) and to a weak contribution near 1100 cm^{-1} (stretching). Molecular water contribution is detected at 1620 cm^{-1} (bending) and between 3200 and 3450 cm^{-1} (McMillan, 1984). The Raman spectrum varies with water content. The only or dominant hydrous species present in low-water content silicate glasses are hydroxyls (McMillan and Remmele, 1986). In the water-rich glasses, the O-H stretching zone is broader than in low-water content glasses and extends from 3000 to 3600 cm^{-1} . For the case of the samples that were not analyzed by Raman, we have used the water by difference method of Humpherys *et al.*, (2006). The H_2O content ranges from 0 to 5.0 wt% for our melt inclusions and from 0-2.6 wt% for groundmass.

4. Results

4.1. Petrography and mineralogy

We have studied samples of lava and pyroclastic flows from Lastarria volcano. Lava flows are distributed at the occidental flanks and north from volcano and correspond to angular-subangular blocky lava of lobulated-shape. Pyroclastics flow presents grey colour, are constituted by scories, pumice, lithics and bombs with breadcrust; these deposits have to lobule and fan-shape, with levées structure. Also, it shows evidence of mingling (banded pumice-scoria juvenile fragments).

The studied samples of pumice and lava are from the oldest to the oldest to the youngest, according to Naranjo 2010: LSTR-2 (260 ± 20 ka; Lastarria Lavas 1), LSTR-7 (113 ± 13 ka; Lastarria Lavas 2), LSTR-10 (42 ± 17 Ka; Lastarria Lavas 3), LSTR-12

(2.46-4.8 ka; Lastarria Ignimbrite 2), LSTR-3 (2.46 ± 0.4 ka; Lastarria Ignimbrite 3) and LSTR-11 (< 2.46 ka; Lastarria Lavas 4).

4.1.1. Pumice

The youngest pumices (LSTR-3; 2.46 ka) contain 35% vol. crystals, these correspond to plagioclase with sieve and exsolution textures whereas biotite contains disequilibrium textures. Other mineral phases observed are clinopyroxenes, orthopyroxenes and hornblendes. The matrix (65% vol.) is mainly vitreous, and frequently contains plagioclases and pyroxenes microlites (Fig. 4.18). The oldest pumice (LSTR-12; 2.4-4.8 ka) present evidence of mingling, it contains 15% of minerals of plagioclase with disequilibrium texture, orthopyroxene and clinopyroxene; the matrix (85% vol. Table 4.5) is mainly vitreous and show plagioclase and mafic microlites. On both studied samples the composition of plagioclase crystals is similar corresponding to Labradorite with An_{56-59} for LSTR-3 and An_{57-61} for LSTR-12 (Table 4.4b, f), whereas clinopyroxene crystals present a compositional range between En_{40-42} (LSTR-3) and En_{41} (LSTR-12. Table 4.4b, c and f). Both samples presents large amount of vesicles (Table 4.4).

4.1.2. Lava samples

The lava sample shows crystallinity with a range of 18 to 35% phenocryst and 75 to 82% of groundmass (Table 4.5). The lava samples exhibit porphyritic, hypidiomorphic, hypocrystalline and disequilibrium textures, contains euhedral to subhedral shaped plagioclase phenocrysts (less than 4mm in length) characterized by simple and polysynthetic twining and zonation, as well as reabsorptions and sieve textures (Fig 4.18b). Other minerals that are present as subhedral shaped phenocrysts are clino and orthopyroxenes (< 3.5 mm in length), as well as hornblende and biotite (< 1.8 mm in length). The latter shows evidence of disequilibrium in the edge, which is replaced by pyroxenes. The groundmass is vitreous and contains microlites of plagioclase, pyroxenes, hornblende and opaque minerals. In all studied samples plagioclase phenocrysts shows a similar composition (LSTR-2, An_{60} ; LSTR-7, An_{58} ; LSTR-10, An_{60} ; LSTR-11, An_{60}). On LSTR-7

sample have an average composition of En₄₁. No clinopyroxene crystals were found in lava samples.

The MgO content of plagioclase is commonly used to monitor basic input to the magmatic systems (Hattori and Sato, 1996). Therefore we performed profiles of chemical composition through plagioclase phenocrysts from different pumice and lava samples, in particular no significant variations were observed for the MgO content (*e.g.* 0.01 to 0.04 wt% from LSTR-3). The variations of MgO contents in plagioclases expressed in wt% within a profile for each sample (indicated in parenthesis) are as follows: LSTR-2 (0.04 wt%); LSTR-7 (0.05 wt%); LSTR-10 (0.04 wt%); LSTR-12 (0.03 wt%); LSTR-11 (0.05 wt%); LSTR-3 (0.03 wt%). These results indicate that no basic input has occurred during the volcanic history of Lastarria volcano.

4.2. Whole rock and groundmass geochemistry

The analyzed rock samples yielded andesitic to dacitic compositions with 57 to 63 wt% SiO₂ (Fig. 4.19; Table 4.5a-f) and 3.5 to 6.41 wt% K₂O, therefore classified within the high-K calc-alkaline series. There are no discernible systematic changes in bulk chemistry, mineral content or abundance in samples of different age of formation, this homogeneity suggests a genetic link among Lastarria magmas through time.

The groundmass glasses are dacitic to rhyolite composition with SiO₂ ranging from 66 to 78 wt% and K₂O from 3.5 to 6.19 wt%, (Fig. 4.19. Table 4.5), being more evolved than the whole rock (Fig. 4.19). Groundmass glasses from lava samples are relatively more acid than pumice, possibly it due to slower cooling of the lavas. The groundmass glasses exhibit a linear trend towards the whole rock composition (Fig. 4.21), except for FeO and TiO₂, certainly due to titanomagnetite crystallization (*e.g.* Kilgour *et al.*, 2013). The volatile contents in the degassed groundmass range from 600 to 1,300 ppm F, 600 to 1,600 ppm Cl and < 30 ppm S (Table 4.5a-f). In general, the younger sample contains more Cl than older samples. The water content in groundmass ranges between 0 to 2.6 wt% (Table 4.5).

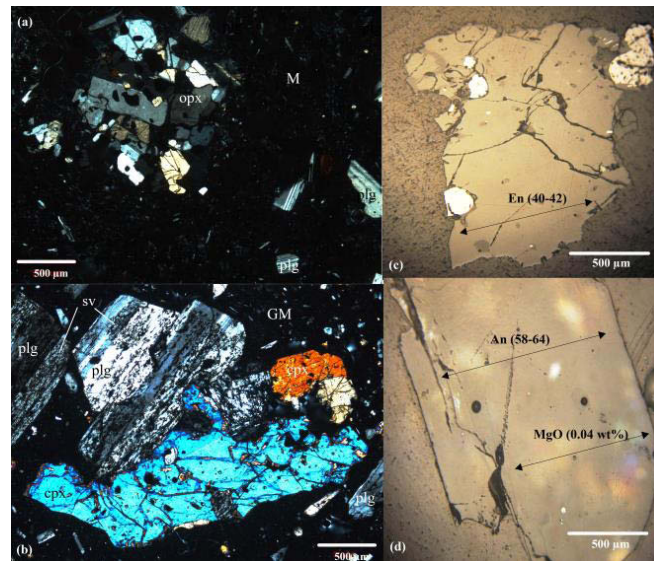


Figure 4.18. (a) Photomicrography of LSTR- 3 pumice showing plagioclase (plg) orthopyroxene (opx) crystals immersed on a vitreous and crystalline matrix (M). (b) Photomicrography of LSTR-7 lava in which phenocrysts of plagioclase (plg) with sieve texture (sv) and clinopyroxene (cpx) embedded in a hypocristalline groundmass (GM) can be observed. (c) Pyroxene crystal from LSTR-3 indicating the profile of En content. (d) Photomicrography indicates the position of An and MgO compositional profiles in plagioclase from sample LSTR-7. The wt% for MgO represents the difference between maximum and minimum values measured within the profile.

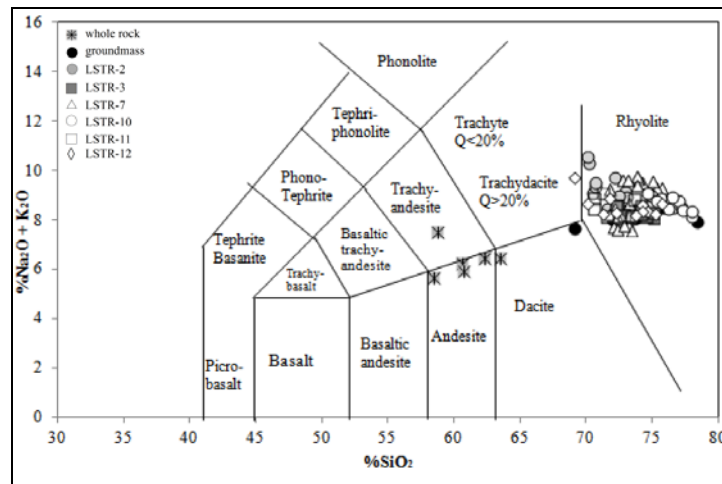


Figure 4.19. The chemical classification of volcanic rocks using the total alkalis versus silica (TAS) diagram of Le Blas *et al.*, (1986). Whole rock, groundmass and minerals-hosted melt inclusions composition from Lastarria volcano. The sample show an acid

composition for melt inclusion, instead the whole rock present an intermediate compositions.

4.3. Melt inclusions

The morphology of melt inclusions (MIs) is dominated by rounded and tabular shapes, whereas the size in general varies between 70 to 250 μm (Fig. 4.20), mostly contain quenched glass typically of brownish tints (Fig. 4.20) with one or several bubbles. Daughter crystals corresponding to opaque minerals are observed in only few (18 over 82) of the analyzed inclusions (see Table 4.5), which don't change the MI composition.



Figure 4.20. Photomicrography of two plagioclases, it shows a melt inclusions (gray circle) rounded and tabular shapes, also present brownish tints.

The results from the analysis of MIs are presented in Tables 4.5-a to 1-f and plotted in Figures 4 to 6. The major element compositions of MIs are similar in all samples, and cover the same range as the groundmass glasses (Fig. 4.19 and 4.21). Indeed the SiO_2 content in the melt inclusions varies between 67 to 78 wt%, which overlap the groundmass composition, whereas the SiO_2 content of the whole-rock contents range from 57 to 62 wt% (Fig. 4.21). The same behavior is observed for K_2O , whose content ranges from 4.2 to 6.8 wt% in melt inclusions and groundmass glasses, whereas range between 2.4 to 3.8 wt% K_2O in the whole rock. Moreover, the melt inclusions data do not form clusters representing each individual eruption, but exhibit significant overlap between eruptions instead (Fig. 4.21). The most evolved inclusions are from LSTR-7 whereas the least

evolved are from LSTR-2, both represent the earliest eruptions. The composition of the opaque-bearing inclusions is similar to that of the glassy MIs, even with respect to Ti and Fe contents.

Post-entrapment processes can modify the original composition of the glass at the time of the entrapment. These modifications could be due host crystallization at the melt inclusions rims, crystallization of daughter minerals, volatile leakage and diffusion (Lowenstern, 1995; Michael *et al.*, 2002). To evaluate the extent of host minerals crystallization at the MI rims, we plotted Al_2O_3 versus SiO_2 compositions (Fig. 4.22) for plagioclase and pyroxene-hosted inclusions. The graph shows that pyroxene-hosted MIs that crystallize into the mineral would result in a slight increase in Al_2O_3 , whereas crystallization in plagioclase host would decrease in Al_2O_3 . The data show that the chemistry of each inclusion is independent of the host mineral. Moreover, the fact that the composition overlaps between plagioclase and pyroxene-hosted melt inclusions and that our $K_{d_{\text{mineral-melt}}}$ values are in agreement with the ones from literature ($K_{d \text{ plag-melt}} 0.1 \pm 0.05$; $K_{d \text{ py-melt}} 0.27 \pm 0.03$; Putirka, 2008) suggest that post-entrapment crystallization at the MI rims and diffusion process are limited. Indeed, to determine the possible extent of diffusion process, we analyzed also the biggest MIs at various point (close to the bubble, in the center of the MI, at the border with the host mineral), showing quite similar compositions, independently of the size of the MIs. The homogeneous compositions in MIs are observed in all the samples, with the presence or not of mineral phase and/or bubble. Furthermore, no fractures were observed in any of the analyzed MIs that may have cause leakage or partial loss of components from the cavity. Hence, the studied MIs represent well the magmatic compositions at depth at the time of their entrapment.

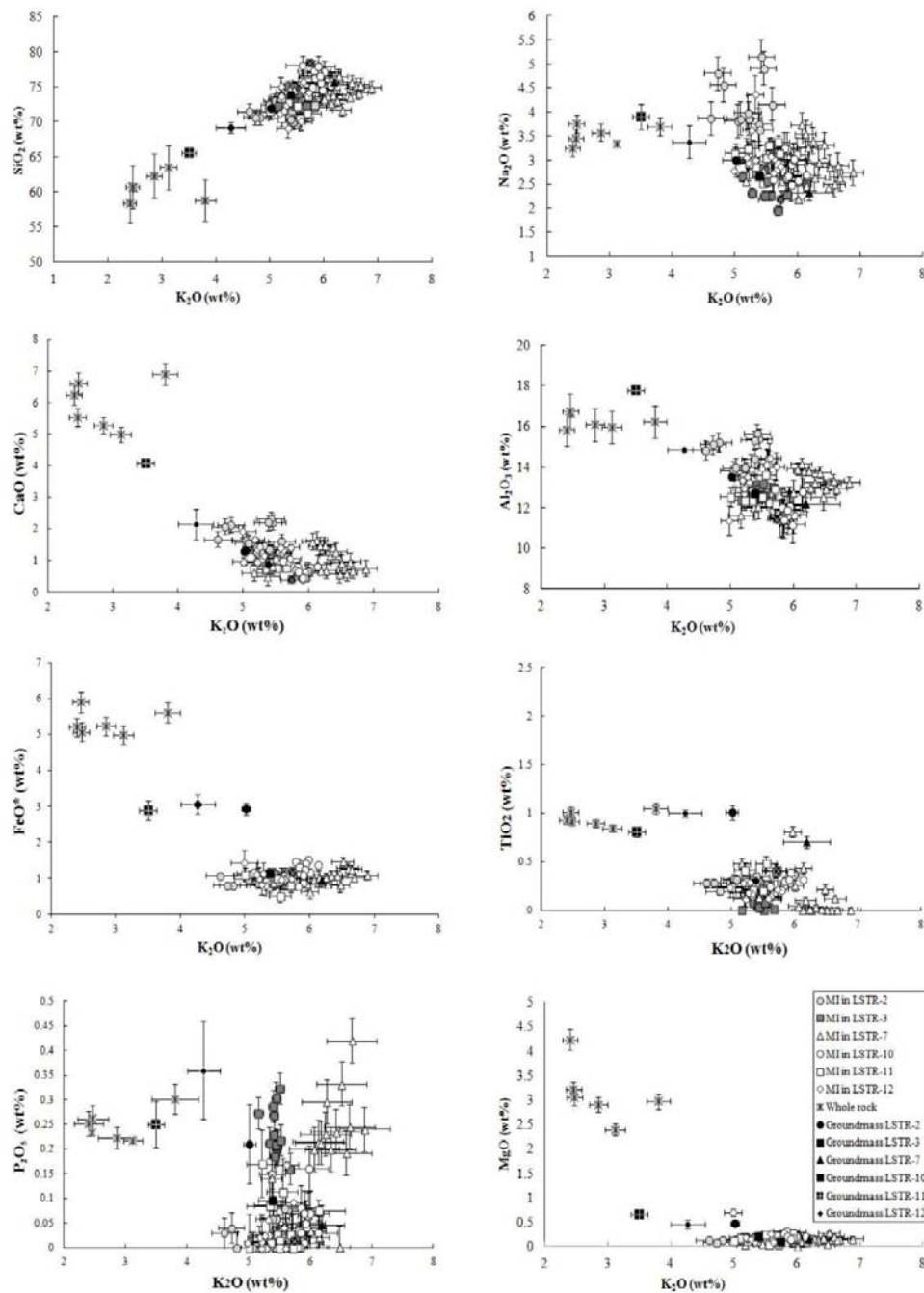


Figure 4.21. Major oxides vs K_2O diagrams showing the whole-rock, groundmass and MIs compositions (in wt %) from Lascar volcano. The harker diagrams show an incompatible tendency, excepting the K_2O . Besides, the MIs and groundmass contain higher K_2O content than whole rock. Error bars are given at 95% confidence level.

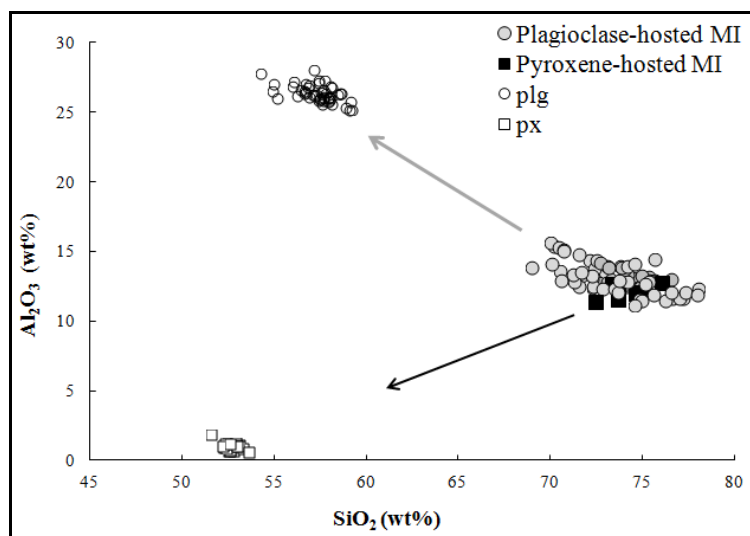


Figure 4.22. Al_2O_3 vs SiO_2 diagram of plagioclase and pyroxene-hosted melt inclusions of Lastarria volcano. These data show that the chemistry of each inclusion is largely independent of the host mineral. Plagioclase- and pyroxene-hosted melt inclusions that had crystallized after being trapped would trend away from their respective host crystal along the vectors shown as black arrows.

The range of volatile values in plagioclase and pyroxene-hosted melt inclusions are 80 to 1,500 ppm of F, 20 to 3,300 ppm of Cl, < 170 ppm of S and < 5.0wt% of H_2O (Fig. 4.23 and Tables 4.5a-f). These values are in agreement for subduction zone (e.g. Wallace and Anderson, 2000). Despite the large errors and data overlapping, F and Cl concentrations increase with potassium content, but S and H_2O concentrations decrease with K_2O content, whereas S and H_2O concentrations show a large range of compositions for a similar K_2O content.

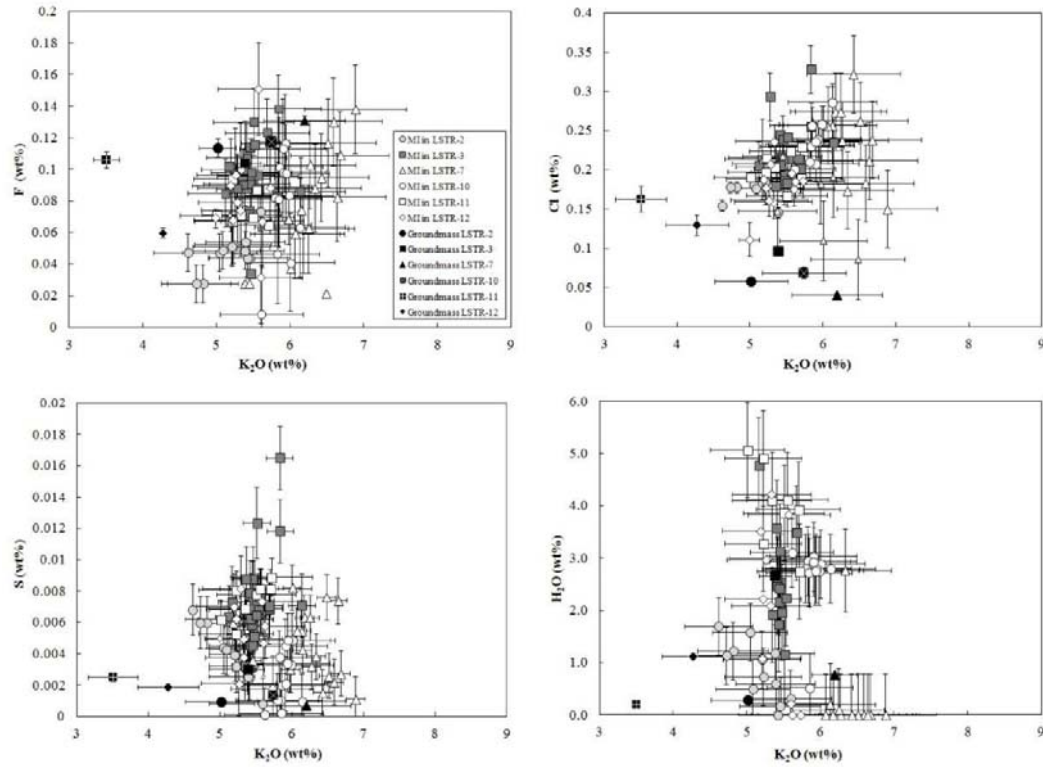


Figure 4.23. Volatiles (F, Cl, S, H₂O) behavior in relation with K₂O. S and H₂O present a slight decrease with respect to K₂O, instead, F and Cl increase with K₂O content. Moreover, the samples present a large range of volatiles and data overlapping for each event. Error bars are 2σ.

5. Discussions

5.1. Magmatic processes

The determination of major elements and volatiles in melt inclusions showing no significant post-entrapment modification is used to identify magmatic processes, such as magma mixing, fractional crystallization or contamination. According to the analysis of major elements (Fig. 4.19 and 4.21), the melt inclusions have rhyolitic compositions, whereas whole-rocks have andesitic-to-dacitic compositions. This difference seems to be common in volcanoes from Central Andes, where the melt inclusions present more acid composition than whole-rock, like has been observed both in Ollagüe and Uturuncu

volcanoes (Mattioli *et al.*, 2006; Muir *et al.*, 2014a). Annen *et al.* (2006) proposed that glass chemistry reflects local processes within the magma storage reservoir, whereas whole-rock chemistry reflects large-scale processes that may occur through mixing of magmas or fractional crystallization at greater depths.

We plot the compositions of melt inclusions, groundmass and whole-rock in a two-incompatible major elements diagram, in order to evaluate the chemical equilibrium between the host crystal and melt (TiO_2 and K_2O ; *e.g.* Faure and Schiano, 2005; Kilgour *et al.*, 2013). Most of melt inclusions do not fall in the equilibrium line define between the whole-rock and the groundmass, indicating that they were trapped in crystals that are not in equilibrium with the host magma (*i.e.* that grew within a different magma than its current host, mentioned as exotic crystals; Fig. 4.24). In order to better constrain the equilibrium state between the WR, groundmass and MIs, we calculated K_d between crystals-groundmass and crystals-whole rock for each event. According to Mollo *et al.*, (2011), the equilibrium values for $^{plg-liq}K_{d_{Ca-Na}}$ are between 1.19 ± 0.1 and 2.17 ± 0.16 . The MIs from LSTR-2, LSTR-3, LSTR-7, and LSTR-12 do not fall on the line between the WR and the groundmass, hence, are considered exotic crystals, this is emphasized by $K_{d_{plg-WR}}$, which shows that most K_d values are in disequilibrium ($K_d=0.68-1.07$; $0.9-1.0$; $0.83-1.08$; $0.7-1.01$; respectively). This is coherent with the observations of reabsorption, sieve and replacement textures in the plagioclase crystals edges. On the other hand, the MIs in plagioclase crystals from LSTR- 10 and LSTR-11 plotted along the line between the WR and the groundmass, being thus considered in equilibrium with the host magma (*i.e.* crystals that grew from and erupted with its host magma, mentioned as cognate crystals). This is emphasized by the $K_{d_{plg-WR}}$, which shows that most K_d values are in equilibrium ($K_d= 0.97-1.45$; $0.74-1.1$; respectively). Meanwhile, based on the $K_{d_{cpx-WR}}$ (*i.e.* equilibrium value: 0.27 ± 0.03 ; Puritirka, 2008), and the fall on the line define by the WR and groundmass, we can state that the pyroxene are cognate crystals ($K_d=0.25-0.27$, LSTR-3; $0.26-0.28$, LSTR-7), *i.e.*, are in equilibrium with melt (Fig. 4.24).

These dataset suggest that the current individual melt batches probably intersected and interacted with crystals mush zone(s), formed by antecedent magmas, during ascent. A

crystal mush as source of exotic crystals has been already invoked by Nakamura, 1995; Murphy *et al.*, 1998 and Kilgour *et al.*, 2013. From this perspective, we envision the magmatic system at Lastarria as frequently recharged by small inputs that in turn, cool and crystallize to varying degrees. Melts that are able to erupt through this network of crystal mush entrain (to a greater or lesser extent) exotic crystals. The figure 4.24 shows how the exotic crystals (plagioclase) of the first eruptive cycle (260-42 ka) have been homogenized and converted in cognate crystal at the 42 ka. Similar behavior occurs on the second cycle. Some plagioclase and all clinopyroxene phenocryst represent cognate crystals (Fig.4.24), which could be attributed to late-magmatic crystallization when the crystals and the host magma are in equilibrium. Exotic plagioclase could to be attributed a longer remain time in the chamber magma than another crystals (cognate). Moreover, considering the homogeneity of the MI compositions from all the samples, we suggest that these input come from the same magmatic source. We thus suggest that the rhyolitic glass inclusions represent the residual liquid compositions (*e.g.* mush zone). Singer *et al.*, (1995) suggest that occur as resulted of the cycle of crystals fractionation and melt evolutions that preceded the last major dissolution and magma mixing event.

The behavior of volatiles (F, Cl, S and H₂O) depends mainly on the magma composition, but also on related processes like differentiation, vapor-melt separation and shallow degassing (Giggenbach, 1996; Schmincke, 2004). Melt inclusions analyzed from Lastarria volcano shows that S and H₂O decrease with the K₂O, instead, the Cl and F increase with the K₂O; this behavior depend to the solubility of the volatiles, where the last mentioned remain on the melt. On the other hand, according with the Wallace and Anderson (2000), in this type of environment, the Cl varies between 600 to 2700 ppm, and F values is of 200 to 1500 ppm, however, the contents from Lastarria volcanic system are high reached 3300 and 1500 ppm, respectively. This behavior could be attributed to the saturation of these volatiles since magma deeper or interaction of two magmas.

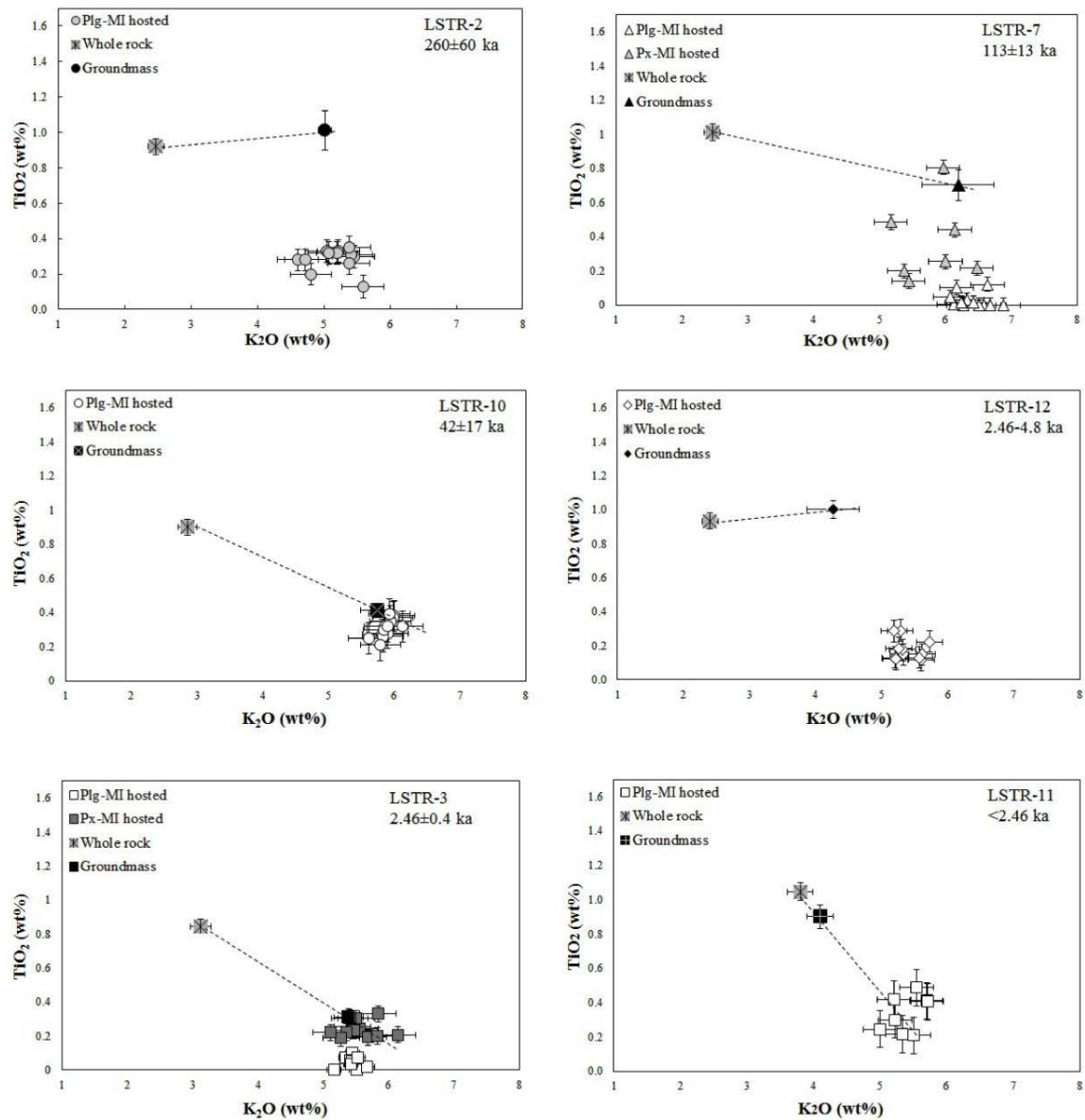


Figure 4.24: Diagrams of elements incompatible (TiO_2 versus K_2O), showing the compositions of groundmass, melt inclusion and whole rock. Cognate melt inclusions should fall on the same line (grey dashed lines) as the bulk rock and groundmass glass (*e.g.* Faure and Schiano, 2005). The LSTR-2, LSTR-7 and LSTR-10 samples, represent the first eruptive cycle, instead, LSTR-12, LSTR-3 and LSTR-11 represents the second eruptive period from Lastarria volcano. The graphic shows that LSTR-2, LSTR-7 and LSTR-12 melt inclusions are less evolved than groundmass glass and, also not fall on the same line; hence, these events contain mostly exotic minerals. Meanwhile, LSTR-10, LSTR-3 and LSTR-11 melt inclusions represent cognate minerals, as it is on the same tendency line.

We normalized the H₂O, S, Cl, and F concentrations (MIs and groundmass) respect to K₂O (Fig.4.25) in order to discriminate between crystallization and degassing processes. Most of the data for S and H₂O, suggest that the compositional range of both volatile species are due exclusively to degassing process and to the K₂O content (Fig. 4.25). To observe in detail each event from Lastarria volcano, the S and H₂O degassing during the crystallization on the first cycle, and then it is degassing on the second cycle (Fig. 4.25). There is no clear tendency observed for Cl and F, due to scattered distribution of data, however, degassing could be observed in some events (LSTR-3, LSTR-10, LSTR-12; Fig. 4.25). The difference between sulfur-water and chlorine-fluorine behavior are related to differences in the solubility of those species, because water and sulfur that have a lower solubility tend to exsolve faster than chlorine and fluorine from the magma (Carroll and Holloway, 1994). The volatiles content in groundmass tend to decrease as K₂O increases corresponding to late degassing promoted by crystallization at the surface. In general, the behavior of the volatiles indicates degassing in the second cycle, conditioned by the decrease of the pressure. The degassing rate of the volatiles could to be attributed to the changes of pressure for each event. Moreover, we are able to calculate the percentage of volatiles released by degassing process, comparing the maximum volatile concentration in MIs and the groundmass values for each eruption event, according to previously propose by Thordarson and Self, 2003; Johnson *et al.*, 2010 and Moune *et al.*, 2005. The degassing values of Cl, S and H₂O for each event are: 28%, 17% and 18% (LSTR-2); 30%, 43% and 56% (LSTR-3); 12%, 13 and 26 (LSTR-7); 25%, 21% and 100% (LSTR-10); 71%, 28% and 15% (LSTR-11); 27%, 25% and 32% (LSTR-12), respectively. The variation of degassing rate is due to: LSTR-3 (Hi3; Naranjo, 2010) represent a explosive re-activation which could allow to the increase of degassing rate of S; LSTR-10 (Lavas Lastarria 3; Naranjo, 2010) is characterized by diverse input of magmas, which event could to be enriched in H₂O; LSTR-11 (HII4; Naranjo, 2010) represent a violent degassing precursors of accumulated magma, resulting a major degassing of Cl. The degassing of F is minimum; due to the high content on the groundmass. We can compare these results with a basaltic volcanic system (Moune *et al.*, 2007), which minimum degassing of is 29% Cl, 78% S, and 31% F; this difference to be attributed to that each volcanic system is degassed according to

their magmatic environment. In general, the degassing values for each event are very variable; however the results show that the H_2O and Cl are more degassed than S. Moreover, the fluorine presents low degassing, because is high solubility in magma, does not readily enter the gas phase during an eruption, remaining in the melt (Schmincke, 2004).

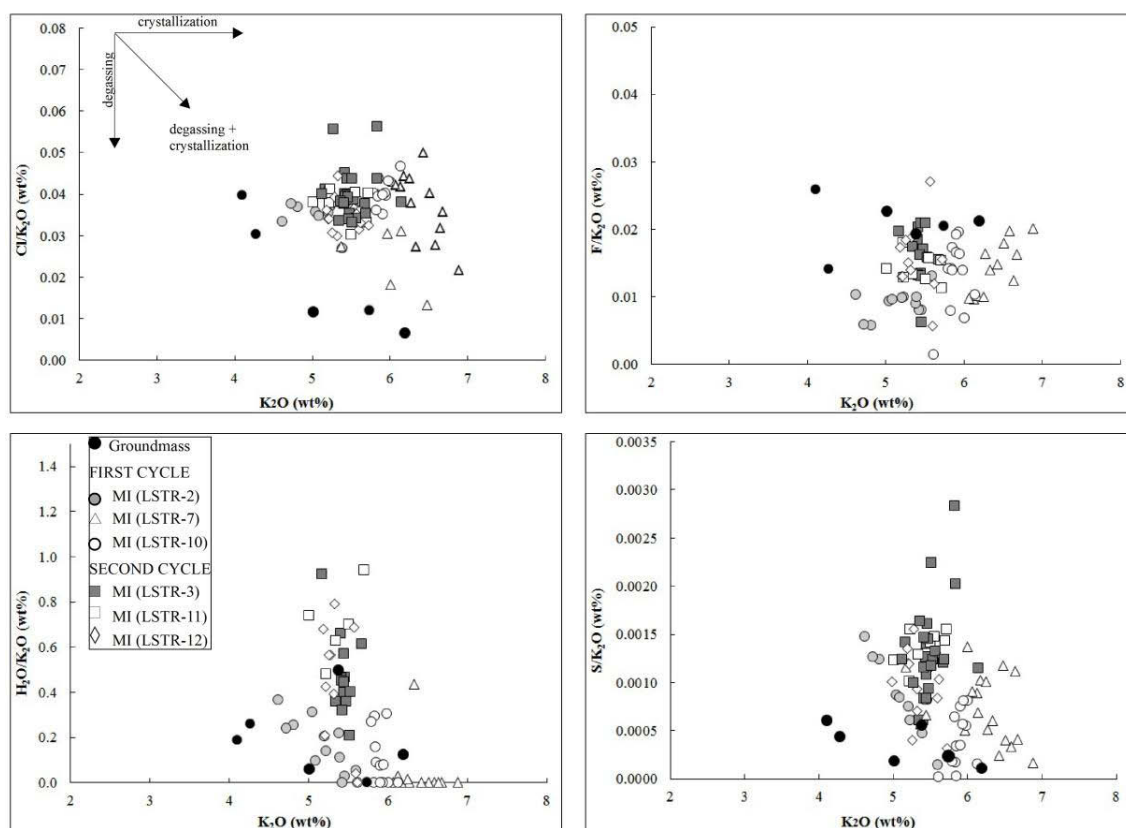


Figure 4.25. Ratios of Cl, S, H_2O , F/K_2O vs K_2O in melt inclusions and groundmass from Lastarria volcano. (a,b,c) indicate degassing and crystallization during eruption. (d) behavior of fluorine is heterogeneous. The first cycle corresponde to the samples: LSTR-2, LSTR-7, LSTR-10; and the second cycle: LSTR-3, LSTR-12, LSTR-11.

5.2. Magmatic storage conditions and architecture

We have determined magmatic temperatures; pressure and oxidation states for the different eruption of Lastarria using the composition of melt inclusions and phenocryst. The resulting data is presented in the Table 4.6, along with maximum volatile content.

Equations of Putirka (2008) were used to estimate the magma pressure and temperature, applying two methods: i) Temperature estimation using feldspar-based geothermometers, and ii) pressure and temperature estimation using clinopyroxene-based geothermobarometers. In both methods, the calculations assumed equilibrium conditions between melt and minerals. In the case of feldspar, K_D corresponds to 0.10 ± 0.05 for $T \leq 1050$ and 0.27 ± 0.03 for $T \geq 1050$ °C, whereas for clinopyroxene, the $K_D(Fe-Mg)^{cpx-liq}$ is 0.27 ± 0.03 . Considering all plagioclase-hosted melt inclusions have rhyolitic compositions, we assumed 800°C and 2000 bar as initial conditions (VolatileCalc; Newman and Lowenstern, 2002). Calculation for pyroxene-hosted melt inclusions conditions depends only upon the compositions of clinopyroxene (Putirka, 2008) and on the partitioning coefficient of aluminum between clinopyroxene and liquid. The MI entrapment conditions for melt conditions range from 6.0 ± 2.3 to 3.2 ± 0.4 kbar, and between 969.9 ± 22.6 °C and 862.1 ± 8.0 °C (Table 4.6). This gives a range of depth between 9.5 to 18 km, which are consistent with recent investigations carried. Díaz *et al.* (2015) suggested with a 3-D modeling the presence of a conductive zone at 6 km depth, interpreted as a magmatic heat source, which is linked to a shallower conductor beneath the Lastarria volcano. Meanwhile, on the Lazufre complex (*e.g.* Froger *et al.*, 2007; Remy *et al.*, 2014), the deformation has been attributed to a possible magma injection, assimilation of intruding country rocks, and/or fractional crystallization at a variable depth of 7-15 km. Remy *et al.*, (2014), calculated a depth of source roof, below ground surface, range from 2 to 14 km. Besides, Spica *et al.*, (2015), propose the magma reservoir between 3 and 6 km depth.

Otherwise, while these data could record a complex interplay between pressure and volatiles, Kilgour *et al.*, (2014) suggest that relation of H₂O and pressure may reflect

different initial volatile contents or degassing trajectories; this is reflected in scatters data and in the decrease of pressure with increase of H₂O.

We have calculated the oxygen fugacity by the method *chemical mass transfer in magmatic processes IV* (Ghiorso and Sack, 1995). This method requires the compositions of major elements, including H₂O and is applicable to both anhydrous and hydrous rocks, and the phase equilibrium is predicted using the melt composition, pressure and temperature. The results for log f_{O_2} varies from -7.6 ± 0.5 to -9.9 ± 0.16 (Table 4.6), with a NNO ranging between 2.7 and 3.1, coinciding with the magnetite-hematite buffer (MH buffer curve; Fig. 4.26), and with the experiments of Ghiorso *et al.* (1995), which were developed in hydrous samples. The oxidation state of the magma is related with the volatile loss or gain (Katsura and Nagashima, 1974). For more silica-rich magmas where the iron content is lower and the H₂O content is greater, the oxidation state is high (Candela, 1986). The NNO ranging coincide with another research (*e.g.* Johnson and Rutherford, 1989a; Geschwind and Rutherford, 1992; Johnson *et al.*, 1994), whose mineralogy (biotite-hornblende), sulfur and water are similar to the Lastarria volcano. These data indicate that magmas related to Lastarria volcano are in an oxidizing environment, which seems to be a common characteristic for magmas in the Central Andes, like has been observed previously in Lascar and Uturuncu volcanoes, whose magmas are dominated by MH buffer and, NNO ± 1 and log₁₀ -12.5 ± 0.2 , respectively (Matthews *et al.*, 1994; Muir *et al.*, 2014; Fig. 4.26).

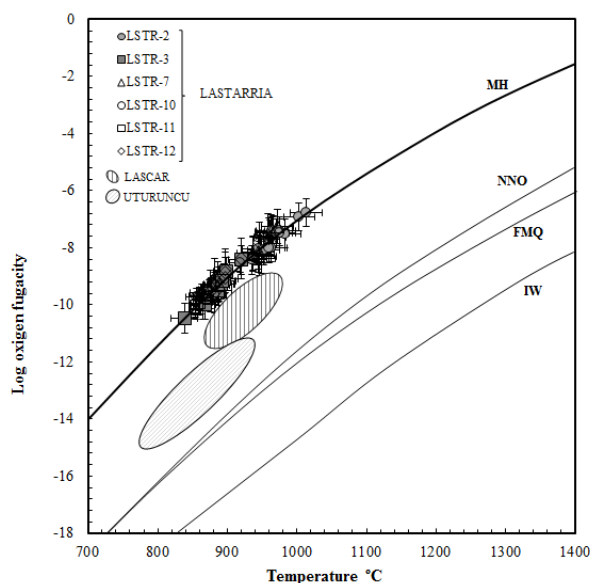


Figure 4.26. Oxygen fugacity from Lastarria volcano versus temperature (MH buffer), the NNO is of 2.7 to 3.1. The difference between three volcanic systems due to Lastarria volcano contains more H₂O content.

5.3. Evolution through time of the Lastarria volcano

Our results show that the first eruptive period (300-40 ka: cycle 1) Lastarria volcano presents an increasing of SiO₂ contents, whereas physical-chemical parameters as pressure, temperature and fugacity decrease during this stage (Fig. 4.27), otherwise, the total amount of volatiles during this period is almost constant (Fig. 4.28). On the contrary, second eruptive period (5-2.4 ka: cycle 2), SiO₂ and physical-chemical parameters decrease within the time (Fig. 4.27), but the volatiles contents increase in the younger stages (Fig. 4.28). This behavior could be attributed to the presence of magma batches, which ascending interacting with magma shallower (mush zone) to different depths, hence, each cycle eruptive could represent to one magmatic structure with similar fugacity and temperature. Moreover, when the pressure present less variability and smaller (LSTR-11 and LSTR-3; cycle 2. Fig. 4.27); is it where there are cognate crystals. We suggest that each cycle could represent different input magma, which is homogenized decreasing pressure, fugacity and temperature, forming equilibrium crystal with the melt (cognate crystals).

We suggest the presence a mush zone beneath Lastarria volcano, which could to be interacting with one or more sills magmatic structures (Fig. 4.28). This interaction provokes the eruption from Lastarria volcano. The pressure variability in melt inclusion mineral-hosted it is attributed to different magma injection, or the loss volatiles before entrapment. According with the values pressure, we suggest that minimum depth of entrapment is of 9.5 to 18 km depth, where interacted a mush zone with at least two magmas, which have given beginning to two cycle eruptive (cycle 1 and 2). Actually, the deformation could to be related a new magma injection with similar physical conditions.

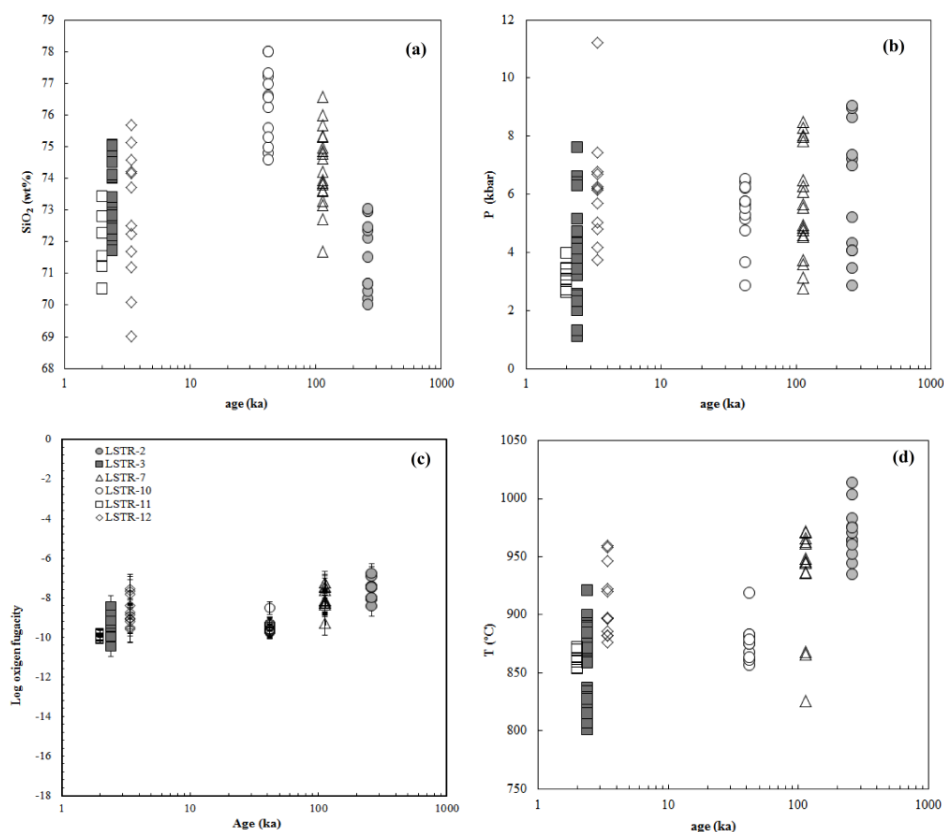


Figure 4.27. Relationship of some parameter versus age from each samples of Lastarria volcano. (a) SiO_2 increase in the first period, then decrease in the second period. (b) pressure versus age. (c) Oxygen fugacity versus age it is observe the same behavior of the pressure and temperature. (d) temperature versus age. These graphics present trend similar, where decrease in the events from each period.

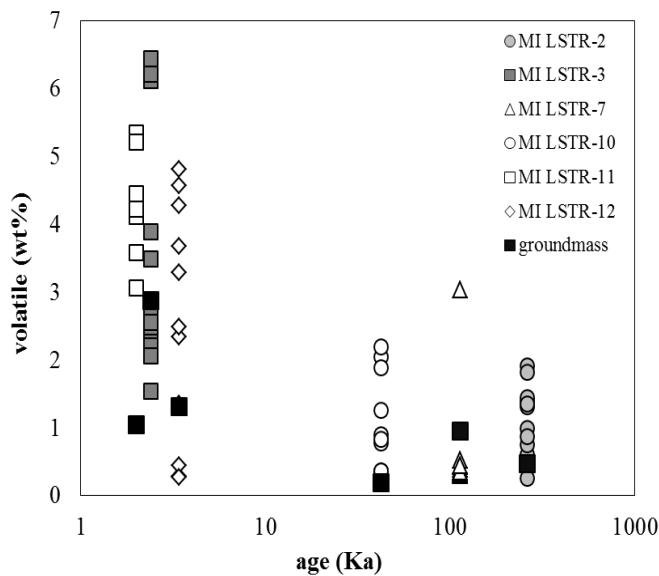


Figure 4.28. Total volatile content versus age. The graphics shows major volatiles content in the second period and lower pressure and temperature conditions.

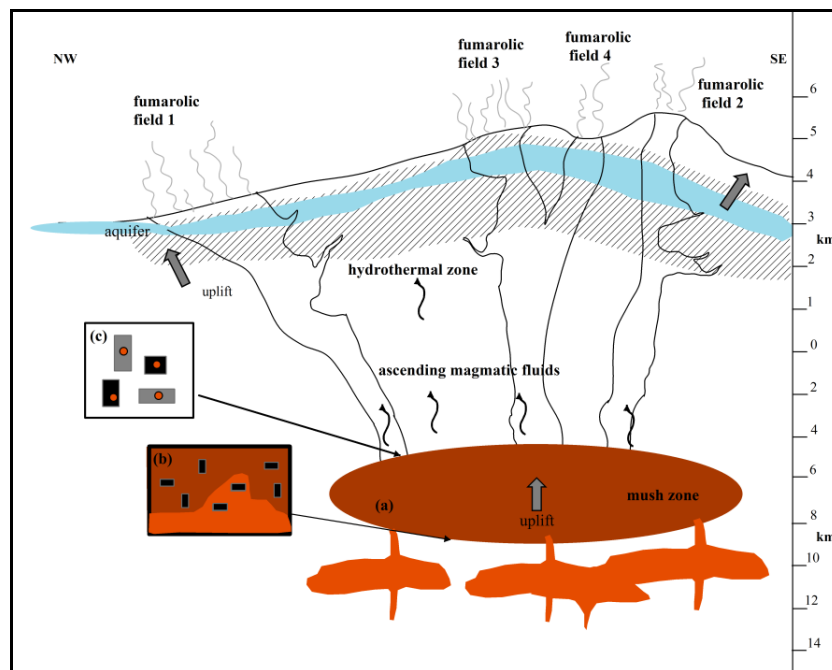


Figure 4.28. Conceptual model for the magmatic system at Lastarria volcano. To 1 km depth below exist a hydrothermal system; also, has been found a magma reservoir sill-shape oriented in an E-W direction, between 3 and 6 km depth (Spica *et al.*, 2015). We suggest this magma correspond to a zone mush (a) which interacting with a magma deeper, entraining some exotic crystals into the melt (b). On ascent, small defects in individual crystals allow for the ingress and then trapping of cognate melt inclusions (c). These cognate and exotic crystals melt inclusions record the magmatic conditions of the new melt.

5.4. Comparison of magmatic degassing between melt inclusions and fumarole gases

Gases emitted from fumarolic vents present a wide range of volatile species, from high-to-low temperature gas compounds (e.g. H₂O, CO₂, HCl, HF, SO₂, H₂S, H₂, among others; Aguilera *et al.*, 2012). One of the goals of analysis melt inclusions is to know if the volatiles content are representative of magma no degassed. Therefore, to determine whether the "expected" content previously defined correspond to deep magma no-degassed, we have made a balance of degassing. The differences in the compositions between excepted magma deep levels estimated (i) and degassed glass (v) show that liberates a gas phase vent: $(\text{HCl}/\text{SO}_2)_G = [(\text{Cl}_i - \text{Cl}_v)/(\text{Si} - \text{S}_v)] * \epsilon$, where ϵ is the conversion factor of pure element (Moune *et al.*, 2007). The data are presented in table 4.7. The results from MI contain more HCl/SO₂ and HF/SO₂ than fumarole gases (Table 4.7), this could to be controlled by solubility of each element, *i.e.* chlorine and fluorine remain on the melt, releasing little content to the surface. According with the our data (Table 4.7) the HF and HCl is higher in MI than fumaroles, hence, the SO₂ in gasses emission is attributed to secondary process (e.g. hydrothermal process), which increase the SO₂ content. Delmelle and Stix (2000) suggest that in contact with groundwater reservoirs, the hot gases released by the magma react to produce fumarolic discharges with a mix of a small content of the original magmatic gases and mostly of compounds originated during secondary processes. In fact, Aguilera *et al.* (2012) suggest that fumarolic gas from Lastarria volcano is characterized by the presence of magmatic fluids affected by secondary processes that induce the cooling and scrubbing of those superheated fluids while ascend towards to the surface, which probably occur in discontinued aquifers located at shallow levels of the volcano edifice. Moreover, studies made on Lascar volcano, suggest that SO₂ emission is an exsolution from mixing two magmas (Matthews *et al.*, 1993).

6. Conclusions

We carried out petrographic and geochemical analyses of melt inclusions minerals-hosted, whole rock and groundmass (lavas and pumice) from Lastarria volcano. Our

analysis indicates that melt inclusions and groundmass are rhyolitic composition in contrasts with the whole rock which is andesitic-dacitic. Composition of melt inclusion represents process local, *i.e.* residual composition as resulting of the fractionated crystallization, while whole rock chemistry reflects larger scale processes magma may occur through magma mixing or fractional crystallization at greater depths. Apparently, this behavior is normal in this geological environment type.

The analysis from incompatible elements and K_d of plagioclase and pyroxene phenocryst, indicate the presence of exotic and cognate minerals. The source of these exotic crystals could attributed a crystal mush zone, *i.e.*, when the magma ascend interacting with *mush* crystals, being incorporate at the new system, interacting with the melt. The clinopyroxene represents cognate crystals, which could be attributed to late-magmatic phases, when the magma is in equilibrium. We suggest magmatic bodies, that interacting with the mush zone, in a time sufficient to homogenize the whole rock. Thus, melt inclusions of cognate and exotic crystals record the magmatic conditions of the new generated at shallow depth. Hence, the minerals-hosted melt inclusions from Lastarria volcano represent magmatic conditions, as these are entrapped previously to the magma decompression.

The physical pre-eruptive conditions correspond to 3.2 to 6 kbar, 862 to 969°C and NNO+3 of fugacity, which represent the lateral conditions from magma chamber. According with our data the minimum depth of entrapment is of 9.5 to 18 km depth, where interacted a mush zone with at least two magmas, which have given beginning to two cycle eruptive (cycle 1 and 2). This depth is related to the deformation on the Lazufre system, which has been attributed to a magma injection that interacting with the mush zone. The oxygen fugacity presents the same behavior than pressure and temperature which decrease in the younger events, therefore the physical parameter depend of the fugacity and initial conditions of magma.

The melt inclusion and groundmass analysis indicate that F and Cl concentrations increase with potassium content, but S and H₂O concentrations decrease with K₂O content.

Besides, the behavior of S and H₂O, suggest that the compositional range of both volatile species are due exclusively to degassing process. However, due to the compositional variability, also occur degassing during the crystallization. The results show that the H₂O and Cl are more degassed than S, meanwhile, the fluorine not presents degassing, because its high solubility in magma, does not readily enter the gas phase during an eruption, remaining in the melt. Besides, we suggest that the crystallization velocity influence in the volatile contents and inclusion mineral-hosted equilibrium, as the melt inclusions present bubble almost of the samples, therefore, crystallization of these inclusion is relatively slow. The wide range of pressure could to be related to the different degree degassing (volatile content), i.e., the scatter data of pressure and volatiles could to be related to the different degree degassing or may reflect different initial volatile contents.

The results from MI contain more HCl/SO₂ and HF/SO₂ than fumarole gases; this could to be controlled by solubility of each element, also, HF and HCl contents shows that these volatiles are controlled by secondary process during the degassing.

According with the analysis data and background another authors we can suggest that our data coincide with the two eruptive period from Lastarria volcano; the first period (300-42 ka) was dominated by effusive activity, where exist degassing during crystallization, and the second period (5 to 2.6 ka) was re-active generated by an explosive style, due to increase of the volatile contents, thus predominating the degassing.

Acknowledgements

This research was funded by Programa de formación Capital Humana Avanzado (CONICYT), FONDECYT Project N°11100372, ECOS-CONICYT Project C11U01, Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and Science PhD program from Católica del Norte University, Chili. Geochemical analyses were and microprobe analyses and Raman spectrum were made at *Laboratoire Magmas et Volcans* in Clermont Ferrand, France, by Mhammed Benbakkar and Jean Luc Devidal respectively. We want to thank to Juan González by your contribution in some mathematic calculate. Authors grateful to Eduardo Medina and Benigno Godoy for provide scientific support in this work, and finally we grateful to Eduardo Valencia, Marcela Pizarro, Ornella Saltori for their friendship and invaluable help in the field.

Table 4.4a. Major and volatile concentration (wt%) of melt inclusions (MIs), groundmass and whole rocks for LSTR-2 (lava, P111)

samples	whole rock	MIs in plagioclase												Mean ($\pm$ SD)	Groundmass ($\pm$ SD)
		2a	2b.1	2b.2	2c	2d	2e.1	2e.2	2e.3	2e.4	2f.1	2f.2	2g		
SiO ₂	60.6	72.1	70.2	70.0	70.4	71.5	73.0	73.0	72.4	73.0	70.7	70.7	72.5	71.6 (1.16)	72 (0.38)
K ₂ O	2.5	5.6	5.5	5.4	5.4	4.6	5.2	5.2	5.0	5.1	4.8	4.7	5.4	5.2 (0.31)	5.01 (0.1)
CaO	6.6	1.6	2.2	2.3	2.2	1.7	1.4	1.4	1.6	1.6	2.1	2.1	1.4	1.8 (0.35)	1.3 (0.15)
Na ₂ O	3.7	4.2	4.9	5.2	3.8	3.9	3.9	4.0	3.8	3.9	4.6	4.8	3.6	4.2 (0.51)	3.0 (0.17)
FeO	5.07	0.99	0.84	1.01	1.01	1.09	1.01	0.98	1.00	1.13	0.81	0.82	1.20	1.0 (0.12)	2.93 (0.25)
MnO	0.07	0.11	0.00	0.02	0.00	0.04	0.05	0.09	0.04	0.14	0.04	0.03	0.05	0.1 (0.04)	0.05 (0.04)
MgO	3.04	0.18	0.20	0.17	0.13	0.13	0.16	0.14	0.15	0.14	0.13	0.09	0.22	0.2 (0.03)	0.48 (0.1)
Al ₂ O ₃	16.60	14.43	15.40	15.64	15.32	14.84	13.98	13.59	13.82	13.97	15.21	15.11	14.41	14.6 (0.69)	13.5 (0.16)
TiO ₂	0.92	0.13	0.30	0.31	0.26	0.28	0.33	0.32	0.33	0.32	0.20	0.28	0.35	0.3 (0.06)	1.01 (0.11)
P ₂ O ₅	0.26	0.08	0.06	0.00	0.15	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.04 (0.04)	0.21 (0.12)
F		0.073	0.044	0.044	0.049	0.048	0.04	0.032	0.043	0.032	0.028	0.028	0.054	0.05 (0.01)	0.11 (0.02)
Cl		0.215	0.206	0.206	0.146	0.155	0.19	0.182	0.19	0.182	0.178	0.178	0.203	0.2 (0.02)	0.058 (0.003)
S		0.001	0.004	0.004	0.003	0.007	0.01	0.003	0.005	0.003	0.006	0.006	0.003	0.004 (0.001)	0.001 (0.001)
H ₂ O			0.166	0.000	1.183	1.701	0.731	1.069	1.587	0.510	1.228	1.138	0.610	0.9 (0.5)	0.3 (0.02)
sum	99.4	100.0	100.0	100.3	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.3 (0.08)	100.0
An		53.7	64.6	64.6	56.4	59.2	60.0	60.0	60.0	60.0	59.6	59.6	60.5	59.8 (1.96)	
K _D		0.08	0.08	0.08	0.11	0.07	0.05	0.06	0.06	0.05	0.08	0.07	0.05		
Bubble		yes	yes	yes	yes	yes	yes	yes	no	no	yes	yes	yes		
MI size (μ m)		~80	~250	~100	~100	~150	~100	~80	~100	~200	~120	~100	~80		
M (opaque)		no	no	no	no	no	no	no	no	no	no	No	no		

Table 4.4b. Major and volatile concentration (wt%) of melt inclusions (MIs), groundmass and whole rocks for LSTR-3 (pumice, Hi3)

samples	whole rock	MIs in plagioclase														Mean (±SD)
		3a.1	3a.2	3b	3c	3d.1	3d.2	3d.3	3d.4	3e	3f	3g.1	3g.2	3g.3	3h	
SiO ₂	63.5	74.0	74.5	74.8	72.6	73.0	75.0	73.0	74.5	74.1	72.0	73.8	75.0	74.1	72.3	73.8 (0.97)
K ₂ O	3.1	5.5	5.4	5.5	5.4	5.4	5.3	5.4	5.5	5.4	5.5	5.0	5.4	5.5	5.2	5.4 (0.11)
CaO	5.0	0.8	0.8	0.8	0.9	0.9	0.7	0.9	1.0	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.7	0.8 (0.09)
Na ₂ O	3.3	3.0	2.8	2.8	3.0	2.5	2.8	2.5	2.7	2.9	2.9	3.0	2.9	3.1	2.7	2.8 (0.15)
FeO	4.99	0.96	1.05	0.89	0.88	1.1	1.03	1.14	0.99	1.16	1.13	1.00	0.86	0.94	1.17	1.3 (0.12)
MnO	0.08	0.00	0.04	0.02	0.07	0.00	0.03	0.00	0.13	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03 (0.04)
MgO	2.39	0.18	0.17	0.16	0.10	0.15	0.16	0.15	0.19	0.11	0.15	0.15	0.13	0.14	0.20	0.2 (0.03)
Al ₂ O ₃	15.97	12.59	12.49	12.57	12.85	11.8	12.46	12.91	13.17	12.49	13.03	12.59	12.60	12.63	12.38	12.7 (0.26)
TiO ₂	0.85	0.06	0.06	0.03	0.05	0.06	0.08	0.10	0.00	0.06	0.02	0.05	0.03	0.08	0.00	0.05 (0.03)
P ₂ O ₅	0.22	0.20	0.21	0.21	0.29	0.23	0.21	0.30	0.32	0.27	0.16	0.21	0.19	0.22	0.27	0.2 (0.03)
F		0.034	0.074	0.093	0.100	0.110	0.094	0.114	0.116	0.072	0.088	0.072	0.088	0.088	0.102	0.1 (0.01)
Cl		0.216	0.214	0.193	0.204	0.245	0.179	0.238	0.242	0.217	0.214	0.217	0.214	0.214	0.213	0.2 (0.001)
S		0.006	0.006	0.005	0.003	0.006	0.003	0.008	0.012	0.005	0.007	0.005	0.007	0.007	0.007	0.01 (0.002)
H ₂ O		2.54	2.17	1.96	3.58	6.60	1.91	3.12	1.16	2.46	5.80	6.0	1.74	2.23	5.88	2.92 (0.08)
sum	99.4	100.0	100.0	100.0	100.0	102.2	100.0	100.0	100.0	100.0	101.8	101.9	100.0	100.0	101.1	100.0
An		56.4	56.4	58.2	59.7	59.0	59.0	59.0	59.0	57.1	57.1	58.9	58.9	58.9	58.4	58.3 (1.07)
En																
Mg#																
K _D		0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.046	0.046	0.045	0.047	0.05	0.05	0.05	0.045	
Bubble		yes	no	no	no	no	yes	no	no	yes	Yes	no	no	no	no	
MI size (µm)		~120	~100	~130	~70	~100	~120	~90	~90	~250	~100	~100	~70	~100	~130	
M (opaque)		no	yes	no	no	no	no	no	no	no	No	no	no	yes	no	

Table 4.4b. Major and volatile concentration (wt%) of melt inclusions (MIs), groundmass and whole rocks for LSTR-3 (pumice, Hi3)

samples	MIs in pyroxene												Mean (±SD)	Groundmass (±SD)
	P1.1	P1.2	P2	P3.1	P3.2	P4	P5	P6	P7	P8	P9.1	P9.2		
SiO ₂	72.2	73.1	72.0	72.7	72.4	72.2	73.3	71.7	73.2	72.4	73.4	72.8	72.6 (0.55)	73.7 (0.72)
K ₂ O	5.5	5.6	5.5	5.5	5.7	5.8	5.4	5.4	6.1	5.8	5.3	5.1	5.6 (0.28)	5.38 (0.22)
CaO	0.9	0.8	1.0	0.8	0.9	0.9	0.7	0.8	0.7	1.0	0.7	0.9	0.8 (0.11)	0.89 (0.04)
Na ₂ O	2.8	2.3	2.3	2.6	2.0	2.6	2.9	2.8	2.5	2.3	2.3	2.7	2.5 (0.28)	2.68 (0.22)
FeO	1.01	1.18	1.37	0.93	1.55	1.24	1.17	1.32	1.18	1.03	0.98	1.55	1.2 (0.21)	1.13 (0.11)
MnO	0.10	0.08	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.11	0.26	0.00	0.07	0.06 (0.08)	0.03 (0.04)
MgO	0.18	0.18	0.15	0.16	0.20	0.16	0.16	0.14	0.13	0.11	0.14	0.17	0.2 (0.02)	0.19 (0.03)
Al ₂ O ₃	12.45	11.50	11.97	12.35	12.40	12.48	12.07	12.29	12.29	12.12	11.56	12.04	12.1 (0.32)	12.66 (0.12)
TiO ₂	0.26	0.25	0.23	0.30	0.19	0.20	0.22	0.31	0.21	0.33	0.19	0.22	0.2 (0.05)	0.31 (0.05)
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.03	0.01	0.08	0.08	0.00	0.00	0.07	0.03 (0.03)	0.1 (0.06)
F	0.091	0.096	0.098	0.130	0.123	0.083	0.091	0.107	0.086	0.139	0.088	0.085	0.1 (0.02)	0.1 (0.02)
Cl	0.214	0.190	0.186	0.184	0.201	0.328	0.205	0.205	0.235	0.255	0.293	0.206	0.2 (0.05)	0.097 (0.004)
S	0.009	0.007	0.008	0.006	0.007	0.017	0.009	0.008	0.007	0.012	0.005	0.006	0.01 (0.003)	0.003 (0.002)
H ₂ O	5.88	4.5		4.3		4.7	4.3							2.7 (0.26)
sum	101.5	99.7	95.0	99.9	95.6	100.7	100.5	95.3	96.9	95.8	95.0	95.9	95.7	100.0
An														
En	41.3	41.3	41.5	40.8	40.8	42.1	41.3	41.0	40.9	40.3	40.3	41.8	41.2 (0.34)	
Mg#	15.0	13.0	10.0	14.6	11.5	11.6	12.0	9.8	10.0	9.6	12.4	9.9	11.6	14.4
K _D	0.24	0.24	0.23	0.24	0.24	0.24	0.23	0.24	0.23	0.24	0.24	0.23		
Bubble	yes	no	yes	yes	yes	yes	yes	no	no	no	No	no		
MI size (µm)	~180	~100	~220	~250	~150	~170	~150	~170	~80	~80	~250	~150		
M (opaque)	no	yes	yes	no	yes	no	yes	no	no	no	No	no		

Table 4.4c. Major and volatile concentration (wt%) of melt inclusions (MIs), groundmass and whole rocks for LSTR-7 (lava, PlI2)

samples	whole rock	MIs in plagioclase													Mean (±SD)
		7a	7b	7c	7d.1	7d.2	7e	7f	7g.1	7g.2	7g.3	7g.4	7g.5		
SiO ₂	60,7	71,7	75,3	75,7	76,6	75,3	75,0	74,2	74,0	72,7	73,8	73,9	73,2	74.3 (1.37)	
K ₂ O	2,5	6,3	6,6	6,5	6,3	6,7	6,9	6,6	6,4	6,1	6,1	6,2	6,2	6.41 (0.25)	
CaO	5,5	1,2	0,6	1,0	0,7	0,7	0,8	1,0	1,3	1,7	1,6	1,5	1,5	1.12 (0.39)	
Na ₂ O	3,5	3,0	2,5	2,9	2,6	2,6	2,7	2,9	3,3	3,6	3,7	3,3	3,4	3.04 (0.4)	
FeO	5,90	1,09	1,28	1,47	0,84	1,03	1,10	1,25	1,10	0,88	1,00	0,91	1,02	1.1 (0.18)	
MnO	0,09	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,03	0,10	0,03	0,03	0,04	0,03	0.04 (0.03)	
MgO	3,20	0,15	0,21	0,28	0,18	0,15	0,16	0,14	0,19	0,14	0,13	0,14	0,11	0.2 (0.05)	
Al ₂ O ₃	16,74	13,24	13,15	12,95	12,98	12,94	13,24	13,35	13,73	14,16	13,91	13,84	13,83	13.4 (0.43)	
TiO ₂	1,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,01	0,00	0,05	0,10	0,01	0.03 (0.04)	
P ₂ O ₅	0,23	0,20	0,19	0,33	0,30	0,42	0,24	0,24	0,24	0,21	0,20	0,21	0,23	0.3 (0.07)	
F		0,088	0,130	0,117	0,103	0,109	0,138	0,083	0,095	0,059	0,059	0,063	0,063	0.1 (0.03)	
Cl		0,174	0,183	0,263	0,238	0,239	0,150	0,212	0,322	0,257	0,257	0,274	0,274	0.24 (0.05)	
S		0,004	0,002	0,003	0,003	0,003	0,001	0,007	0,002	0,005	0,005	0,006	0,006	0.004 (0.002)	
H ₂ O		2,768	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,196	0,000	0,000	0,096	0.26 (0.79)	
sum	99,3	100,0	100,2	101,4	100,8	100,2	100,4	100,2	100,8	100,0	100,9	100,4	100,0	100,4	
An		57,5	55,0	58,2	62,4	62,4	54,0	61,4	56,2	56,2	56,2	56,2	56,2	57,7	
En															
Mg#															
K _D		0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,08	0,07	0,08	0,07		
Bubble		yes	yes	no	yes	yes	yes	yes	yes	yes	yes	yes	yes		
MI size (µm)		~200	~100	~70	~120	~90	~100	~150	~250	~200	~100	~100	~120		
M (opaque)		no	no	yes	yes	no	no	no	yes	no	no	no	no		

Table 4.4c. Major and volatile concentration (wt%) of melt inclusions (MIs), groundmass and whole rocks for LSTR-7 (lava, PlI2)

samples	MIs in pyroxene							Mean (±SD)	Groundmass (±SD)
	P1	P2.1	P2.2	P3	P4	P5	P6		
SiO ₂	76.0	74.8	74.6	73.8	73.6	73.3	73.0	74.4 (0.96)	75.8 (0.53)
K ₂ O	6.14	5.37	5.44	5.71	5.17	6.00	6.48	5.8 (0.20)	6.19 (0.55)
CaO	0.90	0.50	0.83	0.61	0.63	0.67	0.58	0.7 (0.41)	0.67 (0.33)
Na ₂ O	2.48	2.67	2.78	2.50	2.56	2.19	2.44	2.5 (0.58)	2.32 (0.24)
FeO	1.02	0.79	0.88	0.86	0.98	0.64	0.83	0.9 (0.30)	0.94 (0.23)
MnO	0.00	0.00	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02 (0.22)	0.07 (0.09)
MgO	0.09	0.10	0.05	0.13	0.03	0.00	0.04	0.1 (0.08)	0.13 (0.14)
Al ₂ O ₃	12.80	12.03	12.05	12.15	11.61	12.73	12.50	12.3 (0.63)	12.18 (0.33)
TiO ₂	0.44	0.20	0.14	0.81	0.49	0.25	0.22	0.4 (0.08)	0.70 (0.09)
P ₂ O ₅	0.02	0.14	0.00	0.07	0.00	0.03	0.00	0.04 (0.05)	0.05 (0.04)
F	0.074	0.028	0.028	0.068	0.070	0.038	0.021	0.05 (0.02)	0.13 (0.03)
Cl	0.191	0.148	0.218	0.183	0.214	0.110	0.086	0.16 (0.05)	0.041 (0.002)
S	0.004	0.003	0.036	0.003	0.006	0.008	0.008	0.01 (0.01)	0.001 (0.0008)
H ₂ O			4.160	5.000			5.210		0.7 (0.07)
sum	100.1	96.8	101.3	101.9	95.4	96.0	101.4	97.20	99.20
An									
En	41.3	39.2	39.2	41.7	40.2	41.1	41.3	40.6 (0.68)	
Mg#	8.1	11.2	5.4	13.3	2.8	0.2	4.9	6.6	12.5
K _D	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24		
Bubble	yes	no	yes	yes	no	no	yes		
MI size (μm)	~200	~180	~200	~220	~180	~100	~130		
M (opaque)	yes	yes	yes	no	no	no	no		

Table 4.4d. Major and volatile concentration (wt%) of melt inclusions (MIs), groundmass and whole rocks for LSTR-10 (lava, Pl13)

samples	whole rock	MIs in plagioclase																Mean ($\pm$ SD)	Groundmass ($\pm$ SD)
SiO ₂	62.3	10a	10b	10c	10d	10e	10f.1	10f.2	10f.3	10g.1	10g.2	10h	10i.1	10i.2				76.3 (1.5)	78.4 (0.25)
K ₂ O	2.9	5.9	6.0	5.6	5.9	5.8	5.8	5.8	5.8	6.0	5.9	5.8	6.1	5.9	5.9			5.9 (0.31)	5.74 (0.17)
CaO	5.3	0.6	0.7	1.0	0.4	0.8	0.6	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.8	0.5	0.5			0.7 (0.1)	0.39 (0.04)
Na ₂ O	3.6	2.7	2.6	2.6	2.9	2.6	3.2	3.2	3.1	3.0	2.7	2.7	3.0	2.5	2.5			2.8 (0.78)	2.18 (0.19)
FeO	5.23	1.15	1.18	1.09	0.89	0.79	1.43	1.49	1.52	1.43	1.33	1.39	1.25	1.12	1.12			1.2 (0.36)	1.17 (0.08)
MnO	0.08	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.08	0.04	0.05	0.00	0.10	0.08	0.08			0.03 (0.04)	0.03 (0.03)
MgO	2.90	0.22	0.17	0.12	0.13	0.20	0.31	0.27	0.20	0.29	0.21	0.21	0.17	0.16	0.16			0.2 (0.08)	0.1 (0.013)
Al ₂ O ₃	16.07	11.67	11.64	12.29	11.61	12.05	11.51	11.46	11.15	11.88	11.43	12.78	12.10	11.90	11.90			11.8 (0.92)	11.38 (0.06)
TiO ₂	0.90	0.32	0.38	0.25	0.28	0.27	0.26	0.21	0.37	0.35	0.30	0.32	0.39	0.32	0.32			0.31 (0.09)	0.41 (0.02)
P ₂ O ₅	0.22	0.08	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.16	0.04	0.03	0.03	0.05	0.07	0.07			0.04 (0.05)	0.01 (0.01)
F		0.102	0.041	0.008	0.098	0.047	0.083	0.083	0.084	0.098	0.082	0.063	0.117	0.113	0.113			0.08 (0.03)	0.12 (0.02)
Cl		0.257	0.258	0.002	0.208	0.211	0.233	0.233	0.258	0.237	0.231	0.287	0.239	0.236	0.236			0.24 (0.02)	0.069 (0.002)
S		0.002	0.005	0.000	0.004	0.004	0.001	0.001	0.003	0.005	0.000	0.001	0.003	0.002	0.002			0.002 (0.002)	0.001 (0.001)
H ₂ O		0.530	0.000	0.000	0.459	0.000	1.723	1.563	1.845	0.481	0.937	0.000	0.000	0.000	0.000			0.5 (0.7)	3.0 (1.0)
sum	99.4	100.0	100.2	100.9	100.0	100.1	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.4	100.8	100.8			100.2	100
An		58.0	61.1	58.2	56.7	58.9	61.1	61.1	61.1	61.7	61.7	67.4	59.1	59.1	59.1			60.4 (1.77)	
Kd		0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05				
Bubble		no	no	no	yes	yes	yes	yes	yes	yes	yes	yes	yes	yes	yes				
MI size																			
(μ m)		~100	~80	~90	~250	~100	~180	~90	~100	~220	~140	~90	~120	~100	~100				
M (opaque)		yes	no	no	no	no	no	no	no	no	no	no	no	no	no				

Table 4.4e. Major and volatile concentration (wt%) of melt inclusions (MIs), groundmass and whole rocks for LSTR-11 (block and ash, Hll4(bc))

samples	whole rock	MIs in plagioclase										Mean (±SD)	Groundmass (±SD)
		11a	11b.1	11b.2	11c.1	11c.2	11d	11e.1	11e.2				
SiO ₂	58.7	72	72.8	73.4	71.5	71.2	73.6	70.5	70.5	70.5	71.9 (1.23)	65.6 (0.73)	
K ₂ O	3.8	5.5	5.3	5.2	5.0	5.7	5.7	5.5	5.5	5.2	5.4 (0.25)	3.5 (0.20)	
CaO	6.9	1.1	0.7	1.0	1.0	1.0	1.1	1.3	1.3	1.2	1.0 (0.17)	4.1 (0.15)	
Na ₂ O	3.7	3.1	2.9	2.9	3.2	3.4	3.1	3.3	3.3	3.2	3.1 (0.17)	3.9 (0.4)	
FeO	5.61	1.01	0.95	0.95	1.10	1.07	0.80	0.52	0.52	0.89	0.9 (0.18)	2.9 (0.4)	
MnO	0.08	0.03	0.12	0.14	0.00	0.03	0.00	0.14	0.14	0.00	0.06 (0.06)	0.05 (0.12)	
MgO	2.97	0.24	0.19	0.14	0.13	0.10	0.05	0.05	0.05	0.13	0.13 (0.06)	0.65 (0.07)	
Al ₂ O ₃	16.23	12.49	12.33	12.35	12.52	12.90	12.14	13.59	13.59	12.97	12.6 (0.47)	17.8 (0.3)	
TiO ₂	1.05	0.21	0.22	0.30	0.25	0.41	0.40	0.49	0.49	0.42	0.34 (0.10)	0.8 (0.07)	
P ₂ O ₅	0.30	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.11	0.17	0.05 (0.06)	0.25 (0.07)	
F		0.070	0.071	0.067	0.071	0.088	0.065	0.088	0.088	0.094	0.08 (0.01)	0.11 (0.03)	
Cl		0.167	0.204	0.215	0.191	0.190	0.230	0.224	0.224	0.198	0.2 (0.02)	0.16 (0.02)	
S		0.008	0.007	0.008	0.006	0.008	0.009	0.008	0.008	0.005	0.007 (0.001)	0.003 (0.003)	
H ₂ O		3.868	4.112	3.287	5.071	3.933	2.754	4.124	4.124	4.909	4.0 (0.76)	0.19 (0.01)	
sum	99.4	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100	100	
An		61.8	57.8	57.8	58.9	58.9	60.2	63.8	63.8	63.8	60.4 (1.6)		
K _D		0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05			
Bubble		no	no	no	yes	yes	yes	no	no	no			
MI size(μm)		~90	~100	~120	~250	~250	~100	~120	~120	~180			
M (opaque)		yes	no	no	yes	no	no	no	no	no			

Table 4.4f. Major and volatile concentration (wt%) of melt inclusions (MIs), groundmass and whole rocks for LSTR-12 (mingling, H12)

samples	whole rock	MIs in plagioclase												MIs in py		Groundmass (±SD)
		12a.1	12a.2	12a.3	12b	12c	12d	12e.1	12e.2	12f	12g.1	12g.2	Mean (±SD)	P2 (±SD)		
SiO ₂	58.5	74.2	74.6	75.7	72.3	69.0	74.2	75.1	73.7	70.1	71.2	71.7	72.9 (2.07)	66.6 (1.92)	69.1 (1.16)	
K ₂ O	2.4	5.7	5.6	5.6	5.3	5.3	5.3	5.2	5.2	5.6	5.2	5.3	5.49 (0.27)	3.38 (0.21)	4.27 (0.40)	
CaO	6.2	1.4	1.2	1.3	1.3	1.5	1.2	1.3	1.4	1.4	1.7	1.5	1.38 (0.14)	3.34 (0.20)	2.15 (0.73)	
Na ₂ O	3.3	2.9	2.7	3.0	3.0	4.4	3.0	3.0	3.0	3.1	3.1	3.6	3.16 (0.81)	3.62 (0.87)	3.38 (0.50)	
FeO	5.20	1.02	1.01	0.99	1.15	0.96	0.81	1.01	1.01	0.99	1.15	0.84	0.99 (0.29)	1.67 (0.34)	3.06 (0.40)	
MnO	0.10	0.00	0.02	0.16	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.07	0.04	0.00	0.03 (0.16)	0.05 (0.08)	0.06 (0.08)	
MgO	4.23	0.15	0.15	0.09	0.14	0.19	0.09	0.15	0.17	0.26	0.20	0.15	0.16 (0.07)	0.8 (0.12)	0.45 (0.14)	
Al ₂ O ₃	15.83	14.02	14.12	14.46	13.29	13.92	12.87	12.71	12.97	14.14	13.37	13.54	13.6 (1.05)	14.6 (1.1)	14.83 (0.17)	
TiO ₂	0.93	0.22	0.12	0.15	0.29	0.15	0.18	0.13	0.12	0.13	0.29	0.18	0.18 (0.084)	0.48 (0.10)	1.0 (0.05)	
P ₂ O ₅	0.25	0.09	0.00	0.17	0.00	0.02	0.06	0.00	0.01	0.04	0.02	0.02	0.04 (0.18)	0.47 (0.34)	0.36 (0.15)	
F		0.089	0.032	0.067	0.079	0.100	0.074	0.068	0.068	0.151	0.090	0.097	0.083 (0.029)	0.10 (0.08)	0.06 (0.03)	
Cl		0.186	0.176	0.186	0.208	0.237	0.159	0.178	0.178	0.196	0.188	0.162	0.187 (0.022)	0.22 (0.09)	0.13 (0.004)	
S		0.002	0.005	0.006	0.008	0.005	0.004	0.006	0.006	0.007	0.007	0.002	0.005 (0.002)	0.08 (0.06)	0.002 (0.001)	
H ₂ O		0.00	0.22	0.00	2.99	4.23	2.09	1.09	2.23	4.5	4.0	3.47	3.3 (0.07)	5.4	1.1 (0.01)	
sum	96.9	100.0	100.0	101.9	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.6	100.4	100.4	100.2	101	100.0	
An%		60.2	61.1	61.0	58.3	60.7	59.5	57.7	57.7	58.7	64.3	61.0	59.7 (1.3)			
En														41.4 (0.3)		
Mg#														32.5	12.8	
K _D		0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.07	0.08	0.06		0.26		
Bubble		yes	yes	yes	no	yes	yes	yes	yes	yes	yes	yes		yes		
MI size (µm)		~90	~70	~70	~70	~90	~100	~200	~200	~100	~250	~250		~90		
M (opaque)		no	no	no	no	no	yes	no	no	no	yes	yes		yes		

Table 4.5: Representative crystallinity microscopy of Lastarria volcano

Sample number	LSTR-3	LSTR-11	LSTR-12	LSTR-10	LSTR-7	LSTR-2
Event age (Ka)	2.4 (pumice)	2.0 (block)*	3.4 (pumice)**	42 (lava)	113 (lava)	260 (lava)
Phenocrysts o clasts (% vol.)	35	22	15	25	20	18
plagioclase	22	15	9	15	13	9
clinopyroxene		4	4	5	4	5
ortopyroxene	8	2	2	2		3
horblende	2				3	
biotite	1	1		3	1	1
groundmass o matrix (% vol.)	65	78	85	75	80	82
vesicules (% vol.)	35	10	35	18	15	10
groundmass o matrix crystallinity						
glass	60	20	50	60	60	50
crystals	40	80	50	40	40	50

*sample correspond to block and ash deposit

**sample present evidence of mingling

Table 4.6. Physical data from Lastarria volcano

	LSTR-11	LSTR-3	LSTR-12	LSTR-10	LSTR-7	LSTR-2
age (ka)*	<2.46	2.46 ± 0.4	2.46-4.8	42 ± 17	113 ± 13	260 ± 20
T°C	862.1 ± 8.0	881.2 ± 19.2	915.5 ± 37	875.6 ± 16	916.5 ± 22.7	969.9 ± 22.6
P° (kbar)	3.2 ± 0.4	3.5 ± 0.8	5.9 ± 1.3	5.4 ± 1.1	5.1 ± 1.8	6.0 ± 2.3
depth	9.5 ± 1.3	10.6 ± 2.4	17.8 ± 3.9	16.1 ± 3.2	15.7 ± 5.4	18.0 ± 6.8
fO ₂ (-)	9.96 ± 0.16	9.4 ± 0.5	8.7 ± 0.7	9.5 ± 0.3	8.0 ± 0.6	7.6 ± 0.5
NNO	2.7	2.8	3.1	2.9	3.1	3.1

*: age from Naranjo, 2010.

Table 4.7. Data of fumarole gases and volatile content from melt inclusion.

	May.2006 ^a	Mar.2009 ^a	abril-junio 2009 ^a	Nov. 2012 ^b	MI*
HCl	3.78	3.55	3.67		
HF	0.52	0.46	1.49		
SO ₂	22.70	20.18	27.79		
H ₂ S	0.34	2.35	0.58		
HCl/SO ₂	0.17	0.18	0.13	0.80	6.8
HF/SO ₂	0.02	0.02	0.05	0.02	0.4

a: Aguilera et al., 2012

b: Tamburello et al., 2014 (molar ratio)

*: this work

CAPÍTULO 5: DISCUSIONES

5.1. Evolución volcánica de los Andes Centrales del norte de Chile

La ZVAC es la provincia magmático-volcánica más activa en el sistema Andino, abarcando regiones del sur de Perú, oeste de Bolivia y Argentina, y el norte de Chile (Coira *et al.*, 1982). El complejo escenario geológico de esta área ha originado magmas de composición basáltica a dacítica con tendencia calcoalcalina a shoshonítica (Hildreth y Moorbath, 1988; Scheuber y Giese, 1999), y una gran variedad de estructuras volcánicas, tales como, lavas domo, flujos piroclásticos, depósitos ignimbríticos, conos de escoria, entre otros. En esta área existen al menos 33 volcanes activos, de los cuales 11 de ellos presentan actividad fumarólica. Algunos ejemplos de estas manifestaciones son los volcanes Lascar, Parinacota, Ollagüe, Llullaillaco, Socompa, Lastarria e Irruputuncu. La mayoría de los volcanes activos del norte de Chile presentan estilos eruptivos y evolución volcánica similar a los volcanes de este estudio, tales como: volcán Parinacota (Clavero *et al.*, 2004), Ollagüe (Feeley y Davidson, 1994), Lascar (Gardeweg *et al.*, 1998), Llullaillaco (Richards y Villanueva, 2002), entre otros. Estos sistemas volcánicos corresponden a estratovolcanes, con variados flujos y depósitos (domos, lavas, *block and ash*, avalanchas, flujos piroclásticos).

Los volcanes en estudio (Irruputuncu y Lastarria) son estratovolcanes datadas en 300 y 258 ka, respectivamente, presentan actividad fumarólica permanente (Fig. 5.1) y no se registran erupciones volcánicas históricas. Mineralógicamente, están compuestos por cristales de plagioclasa, clino y ortopiroxeno, biotita y hornblenda; texturalmente presentan reabsorción y desequilibrio. El volcán Irruputuncu se caracteriza por depósitos intercalados de lavas y flujos piroclásticos. En cambio, la evolución del volcán Lastarria es más compleja, se caracteriza por dos ciclos eruptivos, el primero representado por varias emisiones de lavas, seguido de un periodo de inactividad, posteriormente da paso a un segundo ciclo de estilo explosivo. La geoquímica de elementos mayores de los sistemas volcánicos Irruputuncu y Lastarria muestra similar composición, los cuales varían de

andesita a traquiandesita, y en menor cantidad rocas dacíticas (Fig. 5.2). Por otra parte, la evidencia geoquímica y de estructuras de mingling, presumen la interacción de al menos dos magmas bajo estos sistemas. Estas características se pueden identificar en otros sistemas volcánicos del norte de Chile (*e.g.* volcán Lascar; Gardeweg *et al.*, 1998. San Pedro; Godoy *et al.*, 2014); los autores sugieren que bajo estos sistemas volcánicos existen al menos dos tipos de magmas, que dieron origen a varios eventos eruptivos, siendo uno de estos magmas de composición dacítica que interactúa con uno más profundo de composición andesítica.

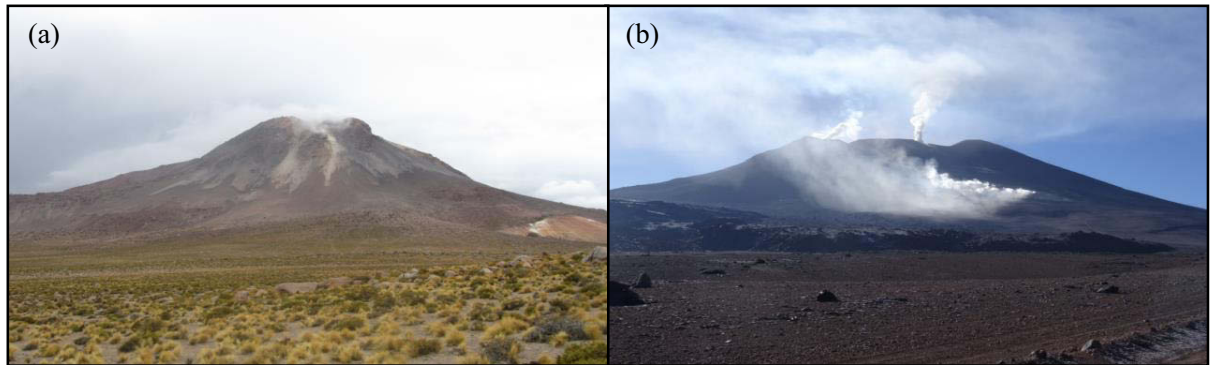


Figura 5.1. (a) Vista hacia el NE del volcán Irruputuncu. (b) Vista hacia el SE del volcán Lascarria.

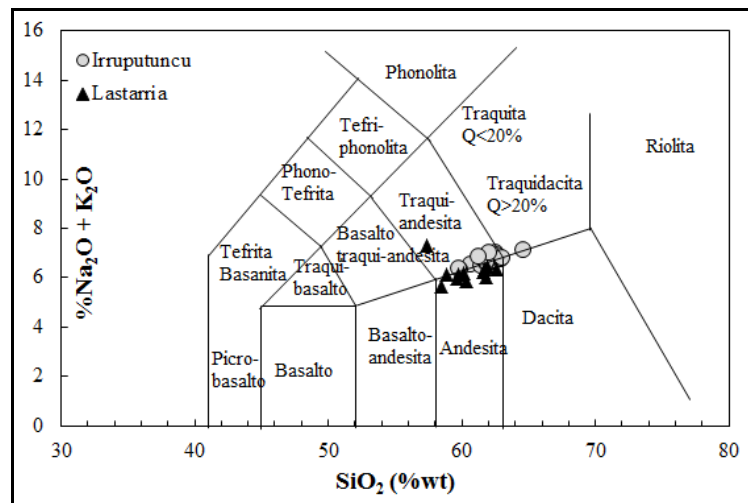


Figura 5.2: Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986), representa la geoquímica roca total del volcán Irruputuncu y Lascarria.

5.2. Condiciones magmáticas someras de los Andes Centrales

A partir de los resultados disponibles en este estudio se ha realizado una integración de los datos entre ambos sistemas volcánicos, y a su vez, comparados con otros volcanes de los Andes Centrales.

5.2.1. Condiciones químicas del magma

La composición de las inclusiones vítreas hospedadas en cristales de piroxeno y plagioclasa analizados en este estudio y en otros volcanes de similares características (Tabla 5.1), es más ácida (Fig. 5.3) que la roca total. Muir *et al.*, (2014a), sugiere que este fenómeno representa procesos locales (inclusiones vítreas), donde la variación química del líquido residual (vidrio) puede ser explicado por cristalización o reabsorción de fases mayores o accesorias. Singer y Dungan (1995) atribuyen la composición riolítica de las inclusiones vítreas al líquido residual transitorio que se alberga en el magma, producto de un ciclo de cristalización fraccionada y la evolución del fundido que precedió a la última disolución y mezcla de magma. En general, este proceso ocurre a profundidades relativamente someras, donde se albergan las últimas fases del magma (Muir *et al.*, 2014a, 2014b; Myers *et al.*, 2014) (Tabla 5.1). Por el contrario, el análisis de inclusiones vítreas hospedadas en cristales de olivino y piroxenos en volcanes basálticos (*e.g.* Villarrica. Witter *et al.*, 2004), entrega composiciones intermedias a básicas (Fig. 5.3), los cuales representan condiciones más profundas, relacionadas al magma primitivo (Whermann *et al.*, 2014). Cabe destacar, que independiente del mineral huésped, la composición de la inclusión vítrea tiende a ser más evolucionada que la roca total. Actualmente, no se cuenta con suficiente información acerca de este proceso, sin embargo, se sugiere que existe un enriquecimiento de ciertos elementos químicos entre el fundido y el cristal, formando inclusiones más evolucionadas.

Las texturas de desequilibrio también son un aspecto en común a considerar para algunos volcanes de los Andes Centrales (*e.g.* Uturuncu, Muir *et al.*, 2014a; Lascar,

Matthews *et al.*, 1993). Los volcanes Lastarria e Irruputuncu presentan texturas sieve en plagioclasas y disequilibrio en algunos cristales de biotita, las cuales, pueden ser interpretadas como resultado de mezcla de magmas (Rodríguez *et al.*, 2015; Naranjo, 2010). Matthew *et al.*, (1993), sugiere que estas características texturales resultan de una mezcla entre magmas ácidos y básicos en el volcán Lascar, además, los resultados del análisis de inclusiones vítreas, sugieren que las rocas se formaron por congelamiento lento de un cuerpo andesítico basáltico el cual fue mezclado con una dacita en pequeñas cantidades en un estado semisólido (rico en cristales). En el caso del volcán Uturuncu (Muir *et al.*, 2014b), las características petrográficas sugieren que el magma experimenta fluctuaciones en la temperatura antes de la erupción, generando: i) texturas de reabsorción (sieve), ii) reabsorción de biotita y cuarzo, iii) enriquecimiento de P_2O_5 en la masa fundamental debido a la reabsorción del apatito.

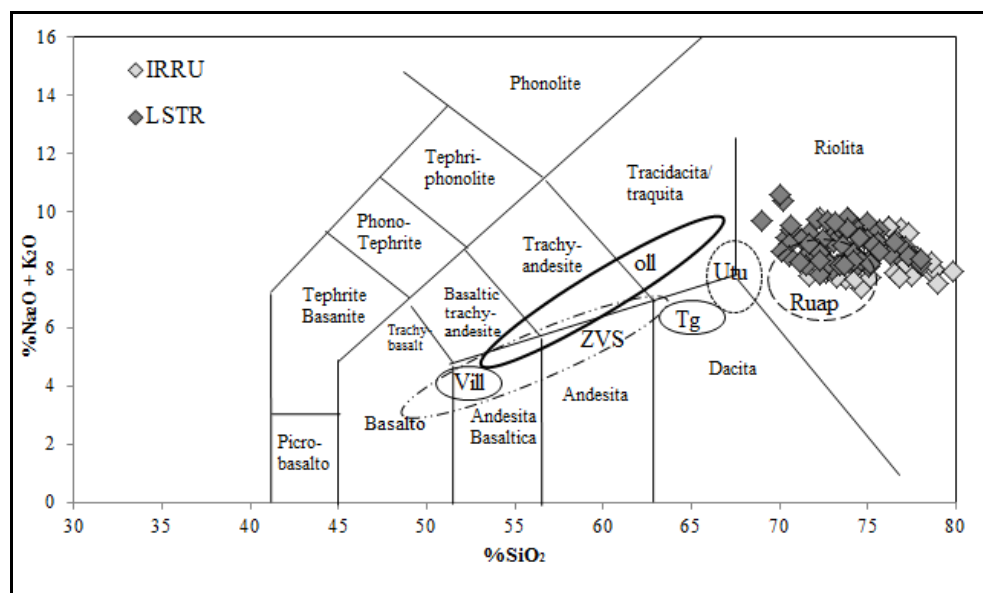


Figura 5.3. Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986). Se observa la composición geoquímica de las inclusiones vítreas de distintos sistemas volcánicos: IRRU: Irruputuncu; LSTR: Lastarria; Zona Volcánica Sur: ZVS (Whermann *et al.*, 2014); Vil: Villarrica (Witter *et al.*, 2004); Tg: Tungurahua (Myers *et al.*, 2010); Oll: Ollagüe (Mattioli *et al.*, 2006); Utu: Uturuncu (Muir *et al.*, 2014b); Ruap: Ruapehu (Kilgour *et al.*, 2013).

5.2.2. Desgasificación en sistemas volcánicos activos

La tabla 5.1 muestra el contenido de volátiles de varios sistemas volcánicos ubicados en distintos ambientes geodinámicos. Se observa que, la solubilidad de los volátiles en el magma depende del contenido de sílice, pero la concentración de volátiles (S, F, Cl y H₂O) es relativa y propia de cada sistema. El volcán Irruputuncu se encuentra menos enriquecido en volátiles en comparación con otros sistemas volcánicos de los Andes Centrales (Tabla 5.1), esto podría estar atribuido a que este sistema es joven y ha estado en una constante desgasificación. Según Myers *et al.*, (2014), las concentraciones volátiles más bajas reconocidas en el volcán Tungurahua, se atribuyen a la desgasificación que ocurrió en un reservorio poco profundo, donde la cristalización fraccionada condujo a la producción de un fundido dacítico. Además, la concentración de H₂O analizada en inclusiones vítreas hospedadas en olivino sugieren que las erupciones (año 2010) fueron el resultado de una recarga y mezcla separadas que ocurrieron poco antes de la erupción (Myers *et al.*, 2014). Por otra parte, en zonas de subducción de arcos islas (*e.g.* volcán Ruapehu) presentan bajos contenidos de volátiles, debido a la baja explosividad y corta duración de las erupciones (Kilgour *et al.*, 2013).

Por otro lado, los sistemas ubicados al sur de Chile, presentan una dinámica diferente, por ejemplo en el volcán Villarrica, el análisis de inclusiones vítreas alojadas en olivino y plagioclasa muestran constante desgasificación, debido a: i) dos fases (gas y fundido), ii) crecimiento endógeno del edificio volcánico desde intrusiones de magma ricas en gas a profundidades someras, iii) convección del magma en el conducto volcánico entre la superficie y un reservorio (Witter *et al.*, 2004).

El comportamiento del azufre en sistemas magmáticos depende del ambiente de formación, sin embargo, es poco conocida la solubilidad del S en arcos de subducción. Algunos autores (Johnson *et al.*, 1994; Geschwind y Rutherford, 1992) sugieren que en la mayoría de los magmas oxidados en condiciones pre-eruptivas el contenido de S es <200 ppm, debido a la transferencia del S a la fase vapor del magma, esto concuerda con la fugacidad de oxígeno en magmas oxidados que varía de NNO a NNO+3. Estos datos

coinciden con los resultados presentados en este estudio, en donde el contenido de S varía entre 10-80 ppm para el volcán Irruputuncu y 160 ppm para el Lastarria (Tabla 5.1). Por su parte, el volcán Tungurahua presenta un aumento de las emisiones de SO₂ antes de las grandes erupciones se atribuyen a la exsolución del S desde un magma máfico rico en volátiles (Myers *et al.*, 2014).

5.2.3. Condiciones físicas del magma

Las condiciones físicas del magma del volcán Irruputuncu son 1,9 a 11,7 kbar y 810 a 970 °C, y el volcán Lastarria corresponde a 862-969 °C de temperatura y 3,2-6 kbar de presión. Estas condiciones son comparables con las determinadas en otros sistemas volcánicos de los Andes Centrales. Por ejemplo, las condiciones magmáticas del volcán Lascar son de 3,5 a 6,4 kbar (método Al-hornblenda), 890 a 970 °C (termometría de dos piroxenos), y la profundidad del magma es de 12 a 22 km (Mathews *et al.*, 1994). Por su parte, en el volcán Uturuncu se estimó una presión de entrapamiento de 0,5 a 1,5 kbar, 870°C de temperatura y 2-4,5 km de profundidad (Muir *et al.*, 2014b). Los autores sugieren que la temperatura variable en el magma, está probablemente relacionada con la intrusión de fundidos menos evolucionados en el sistema de almacenamiento superficial. Por otra parte, las condiciones de almacenamiento del magma en el volcán Tungurahua (Tabla 5.1) indican que la presión ha sido subestimada debido a la insuficiente saturación del H₂O a la profundidad de atrapamiento (Myers *et al.*, 2014).

Aunque los efectos que pueda tener el S con la presión es poco clara y compleja, algunos estudios experimentales (*e.g.* Wendlandt, 1982; Carroll y Webster, 1994) proponen que el contenido de S disminuye con el aumento de la presión y temperatura, la cual está relacionada a la fugacidad del oxígeno. Si bien, en los casos de estudio el contenido de S es mayor, estos coinciden con la relación propuesta por algunos autores (Fig. 5.4). Matthews *et al.*, (1993), sugiere que el bajo contenido de S en inclusiones vítreas se debe a la separación de la fase gaseosa del S como resultado del congelamiento y cristalización

fraccionada del magma andesítico antes de la mezcla, proceso que podría estar ocurriendo en los volcanes en estudio.

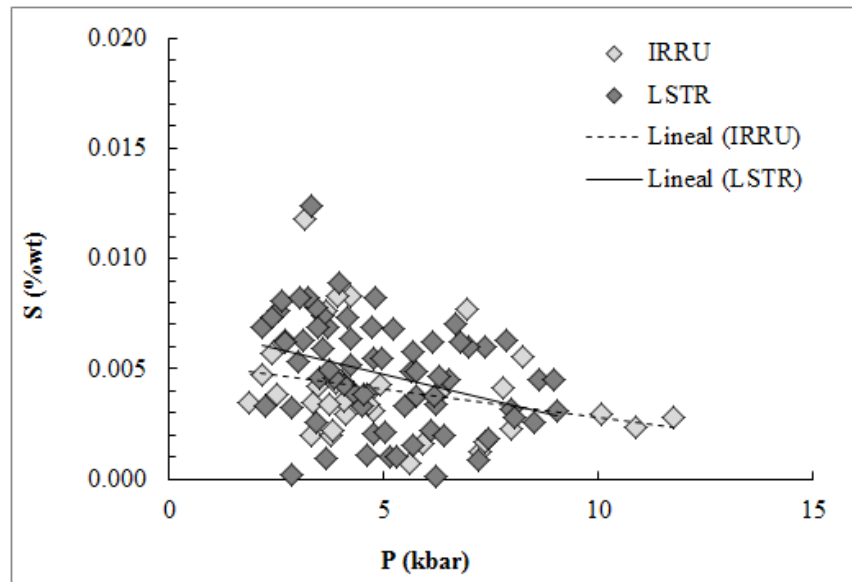


Figura 5.4. Efecto de la presión en la solubilidad del S, el cual disminuye con el aumento de la presión. Gráfico tomado de Carroll y Webster (1994).

Tabla 5.1. Resultados geoquímicos, volátiles y condiciones físicas de sistemas volcánicos pertenecientes a los Andes Centrales, Sur y arcos islas.

Volcán	Mineral huesped	SiO ₂ (wt%)	K ₂ O (wt%)	F ppm	Cl ppm	S ppm	H ₂ O (wt%)	P (Kbar)	T °C	fO ₂	Prof (km)	Referencia
Uturuncu	Plg-Px	69-80	5,5-7	357-2303	600-2800	<200	2,6-3,9	0,5-1,2	870	+1	2-4,5	Muir <i>et al.</i> , 2014a
Lastarria	Px-Plg	67-78	4,2-6,8	80-1500	20-3300	< 160	<5	3,5-6	862-969	+3	10	Este trabajo
Lascar	Ol-Cpx	55-60 63-67	-	-	900-3500	1000 5000	1,9-5	3,5-6,4	890-970		12-22	Matthews <i>et al.</i> , 1994
Irruputuncu	Plg	72-80	4,6-6,1	0 - 300	10 -3100	10 - 80	0 - 4,9	3,4-8,2	848-935	+3	6,3 a 15,2	Este trabajo
Ollagüe	Ol-Px	53-72	1,8-6,2	-	<4000	3000	-	-	-	-	-	Mattioli <i>et al.</i> , 2006
Villarrica	Ol-Plg	52-54	0,86-0,9	340-600	170-360	30-440	0,1-0,6	0,17	1130-1140	NNO/+1	-	Witter <i>et al.</i> , 2004
ZVS	Ol	45-62	-	-	250-1500	<3100	-	-	600-900/700-1000	<NNO/+1	-	Whermann <i>et al.</i> , 2014
Ruapehu, New Zealand	Plg-Px	60-73	2,9-5	955	659	-	1-1,15	0,5-2,7	920-1030	Ni-NiO	2-9	Kilgour <i>et al.</i> , 2013
Tugurahua	Ol-Px	55-69	0,8-3,4		600-2300	50-500/1000-1800	0,4-2,4	0,5	1000-1100		1-5	Myers <i>et al.</i> , 2014

CAPITULO 6: CONCLUSIONES GENERALES

Los volcanes activos de los Andes Centrales presentan diversos productos volcánicos que son el resultado de múltiples procesos que, modifican en distintos grados el magma parental durante su evolución en la cámara magmática (*e.g.* contaminación cortical, asimilación magmática, mezcla de magma). Estos procesos cambian fuertemente la composición química del magma y de los volátiles contenidos en él.

Los volcanes Irruputuncu y Lastarria representan dos sistemas activos en el norte de Chile, si bien ambos muestran composiciones y estilos eruptivos similares, han tenido una clara diferencia en el desarrollo de la actividad eruptiva. El volcán Lastarria presentar dos periodos eruptivos principales, el primero se desarrolla entre los 300-42 ka y se caracteriza por la emisión de flujos de lava, seguido de una etapa de inactividad. El segundo periodo comienza a los 5 ka con una actividad explosiva, constituida principalmente por emisiones de flujos piroclásticos. Actualmente, este sistema volcánico presenta una evidente deformación en superficie de 9 mm/año atribuible a actividad magmática. Por su parte, el volcán Irruputuncu se caracteriza por ser un sistema joven desarrollado entre los 258 y 2.5 ka, con periodos alternantes de emisiones de lavas y flujos piroclásticos. Ambos sistemas han presentado inestabilidad en el edificio volcánico originando un depósito de avalancha de detritos. Además, se observan características similares, tanto en la composición mineralógica, la cual está dominada por plagioclasa, piroxeno, hornblenda y biotita, como en la ocurrencia de texturas tipo intersertal y de desequilibrio.

Las inclusiones vítreas hospedadas en cristales de plagioclasa y piroxeno de los volcanes Irruputuncu y Lastarria, fueron atrapadas durante la interacción entre el fundido y los cristales, representando condiciones magmáticas. La composición química de las inclusiones vítreas de ambos sistemas volcánicos es más ácida (ca. 74% SiO₂) que la obtenida para roca total (ca. 60% SiO₂), por lo que se concluye que la composición química del vidrio atrapado en los fenocristales representa el líquido residual transitorio que se alberga en el magma, producto de un ciclo de cristalización fraccionada y a la evolución del

fundido y mezcla de magma. Este proceso ocurre a profundidades relativamente someras, donde se albergan las últimas fases del magma. Cabe destacar que en todas las inclusiones vítreas de los volcanes de los Andes Centrales, Sur y en algunos de arcos de islas, se observa que la composición de las inclusiones tiende a ser relativamente más evolucionada que la roca total; se sugiere que en el borde o límite donde interactúan el fundido y el cristal ocurre un leve enriquecimiento de elementos como el Si, Na y K.

Si bien el primer evento eruptivo en cada volcán se caracteriza por presentar bajos contenidos de sílice respecto a los eventos posteriores, el comportamiento evolutivo en el tiempo es propio para cada sistema volcánico, por ejemplo, en el volcán Irruputuncu, la concentración de sílice en el tiempo no muestra una tendencia definida, mientras que en el Lastarria, la sílice aumenta paulatinamente durante el primer periodo eruptivo y disminuye gradualmente en el segundo periodo eruptivo. Características similares ocurren con los volátiles (F, Cl, S, H₂O), los cuales son independiente de cada sistema, ya sea en contenido y evolución en el tiempo, lo que indica que cada uno presenta una dinámica distinta del magma y sus procesos.

Las condiciones de presión, temperatura y fugacidad de oxígeno determinadas a partir de las inclusiones vítreas para las condiciones magmáticas en los sistemas Irruputuncu y Lastarria varían entre los 1,9 a 11,7 kbar, 810 a 970°C y NNO+3. Rangos similares a los observados en otros volcanes de los Andes Centrales del Norte de Chile. El amplio rango de variación en los valores de presión, temperatura y concentración de volátiles, reflejan la variabilidad de las condiciones de almacenamiento del magma durante el atrapamiento de las inclusiones vítreas en el cristal huésped. Esto ocurriría a diferentes profundidades y en zonas con distinto grados de enfriamiento, representados por estructuras de diques. La profundidad estimada en ambos casos es variable, con un rango de 6,3 a 15,2 km para el volcán Irruputuncu y 9,5 a 18 km par el volcán Lastarria. Esto indica que aparentemente los reservorios magmáticos se encuentran a profundidades similares en los Andes Centrales del norte de Chile.

Por otra parte, de acuerdo al contenido de volátiles, al parecer el volcán Irruputuncu se encuentra menos enriquecido en volátiles en comparación con otros sistemas volcánicos

de los Andes Centrales, esto podría atribuirse a que el volcán en estudio, no ha tenido grandes pausas en su actividad y/o evolución, lo cual podría ayudar a una constante desgasificación del sistema. Por su parte, el volcán Lastarria ha tenido un aumento en el contenido de volátiles, al menos en los últimos 5 ka, lo cual podría estar relacionado a la deformación que presenta este sistema. Este sistema pertenece a un cordón volcánico (Lazufre), el cual presenta un cuerpo magmático somero; algunos autores sugieren la presencia de varios cuerpos magmáticos más básicos que interactúan con el primero, en cambio, en el volcán Irruputuncu, parecieran estar interactuando dos cuerpos magmáticos, lo que podría influir en el contenido de volátiles de cada sistema. Cabe destacar que el contenido de S disminuye con el aumento de la presión y temperatura, y se relaciona directamente a la fugacidad del oxígeno. Además, la relación del H₂O con la presión podrían reflejar diferentes contenidos iniciales de volátiles o distintas trayectorias de la desgasificación. Por su parte, los contenidos de este volátil son similares en varios sistemas volcánicos, esto sugiere que el bajo contenido de S en inclusiones vítreas se debe a la separación de la fase gaseosa del S como resultado del congelamiento y cristalización fraccionada de un magma andesítico antes de la mezcla, proceso que podría estar ocurriendo en los volcanes en estudio.

Los estudios realizados entre MI-mineral y minerales-roca total indican la presencia de una zona *mush* bajo cada sistema volcánico, esto se evidencia en gran parte por cristales que no están en equilibrio con el fundido. Por lo tanto, cuando el magma asciende (almacenado en estructuras de sills) interactúa con la zona *mush*, que reabsorbe los minerales e incorporándolos como cristales. Por otra parte, cuando los magmas se equilibran forman cristales cognatos.

Aparentemente, las condiciones magmáticas en los volcanes del norte de Chile y Bolivia tienen características similares, debido al contexto geotectónico que afecta a esta zona, dando como resultado variados procesos magmáticos, tales como, mezcla de magma, cristalización fraccionada avanzada (magma riolítico), acumulación de magma en zonas someras, interacción entre los fluidos magmáticos e hidrotermales someros. Por el contrario, volcanes de origen basáltico presentan características distintas, indicando que

cada sistema volcánico responde a una dinámica propia de las condiciones geotectónicas e interacción con el entorno.

El estudio de inclusiones vítreas representa una importante fuente de información para determinar las condiciones magmáticas en su sistema volcánico, su complementación con otras metodologías como el monitoreo directo de gases, DOAS y sismometría permitirían entender de mejor manera lo que ocurre en un sistema volcánico activo, desde la cámara magmática hasta las emisiones de gases en fumarolas y/o cráteres. Por lo tanto, el análisis de estas inclusiones ha permitido determinar las características químicas y condiciones de equilibrio del magma, procesos de desgasificación, condiciones de presión, temperatura y fugacidad del oxígeno en la cámara magmática durante el atrapamiento y ascenso del magma.

Referencias

- Aguilera, F., 2008.** Origin and evolution of fluid in volcanoes, geothermal fields and thermal discharges of Central Volcanic Zone in northern Chile (17°43'S–25°10'S). Ph.D. thesis, Univ. Catol. Norte, Chile (in Spanish).
- Aguilera, F., Tassi, F., Darrah, T., Moune, S., 2012.** Geochemical model of a magmatic-hydrothermal system at the Lastarria volcano, northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, Volume 70.
- Aigner-Torres, M., Blundy, J., 2007.** Laser ablation ICPMS study of trace element partitioning between plagioclase and basaltic melts: and experimental approach. *Contribution Mineral Petrology*, vol. 153, pp. 647-667.
- Allmendinger, R., Jordan, T., Suzanne, M., Isacks, B., 1997.** The evolution of the altiplano-puna plateau of the Central Andes. *Earth Planet*, 25: 139-74.
- Anderson, A.T., Newman, S., Williams, S.N., Druitt, T.H., Skirius, C., and Stolper, E., 1989.** H₂O, CO₂, Cl, and gas in Plinian and ash-flow Bishop rhyolite: *Geology*, v. 17, p. 221-225.
- Anderson, A.T., 1974.** Chlorine, sulfur, and water in magmas and oceans. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 85: 1485-1492.
- Anderson, A.T., 1976.** Magma mixing: petrological process and volcanological tool. *Journal of volcanology and geothermal research*, Vol. 1, issue 1, pp. 3-33.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 2006.** The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal Petrological*, 47: 505-539.
- Arculus, R.J., 1994.** Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos*, v. 33, p. 189-208.
- Bacon, C.R., Newman, S., Stolper, E., 1992.** Water, CO₂, Cl and F in melt inclusions in phenocrysts from three Holocene explosive eruptions, Crater Lake, Oregon. *Am. Mineral*, 77. 1021-1030.
- Bachmann, O., Bergantz, G., 2004.** On the origin of crystal-poor rhyolites extracted from batholithic crystal mushes. *Journal petrology*, vol. 45, 1565-1582 p.
- Baker, M.C.W. y Francis, P.W., 1978.** Upper Cenozoic volcanism in the Central Andes-ages and volumes. *Earth and Planetary Science, Letters*, 41, p. 175-187.
- Baschek, G., Johannes, W., 1995.** The estimation of NaSi-CaAl interdiffusion rates in peristerite by homogenization experiments. *European Journal of Mineralogy* 7, 295-307.

Blank, J. G., Stolper, E. M., Carroll, M. R., 1993. Solubilities of carbon dioxide and water in rhyolitic melts at 850°C and 750 bars. *Earth and Planetary Science Letters*, 119, 27-36.

Bridgwater, D., Sutton, J., Watterson, J., 1974. Crustal downfolding associated with igneous activity. *Tectonophysics*, 21, 57–77.

Bulletin of Global Volcanism Program (1990). Irruputuncu. Volcanic Activivty Reports. BGVN 15:03. <http://www.volcano.si.edu>

Bulletin of Global Volcanism Program (1997). Irruputuncu. Volcanic Activivty Reports. BGVN 22:07. <http://www.volcano.si.edu>

Calder, E.S., Cole, P.D., Dade, W.B., Druitt, T.H., Hoblitt, R.P., Huppert, H.E., Ritchie, L., Sparks, R.S.J., Young, S.R., 1999. Mobility of pyroclastic flows and surges at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Geophysical Research Letters* 26(5): 537-540.

Candela, P.A., 1986. The evolution of aqueous vapor from silicate melts: effect on oxygen fugacity. *Geochim Cosmochim Acta* 50: 1205-1211.

Carmichael, Ian S.E., 1991. The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions?. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 106, Issue 2, pp. 129-141.

Carroll, M. R., Holloway, J. R., 1994. Volatiles in magmas. *Rev. Mineral.* 30, 517.

Carroll, M., Webster J., 1994. Solubilities of sulfur, noble gases, nitrogen, chlorine, and fluorine in magmas. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 30, N°1.

Casertano, L., 1963a. General characteristics of active Andean volcanoes and a summary of their activities during recent centuries. *Bulletin of Seismological Society of America* 53: 1415-1433.

Casertano, L., 1963b. Catalogue of Active Volcanoes of the World, including solfatara fields. *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI), The Chilean Continent* 15: 55 p.

Cashman, K. y Blundy, J., 2000. Degassing and crystallization of ascending andesite and dacite. *Mathematical, physical and engineering sciences*, Vol. 358, issue: 1770.

Castellanos, O., Ríos, C., 2005. EMPA: Electronic microsounds; principles of operation. *Revista Colombiana de Tecnologías de Avanzada*, Vol. 2, N°6.

Chabiron, A., Pironon, J., 2004. Characterization of water in synthetic rhyolitic glasses and natural melt inclusions by Raman spectroscopy. *Contribution Mineral Petrology*, vol. 146, 485-492 p.

Chiodini, G., Marini L., 1998. Hydrothermal gas equilibria: The H₂O-H₂-CO₂-CO-CH₄ system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 62, N°15. Pp. 2673-2687.

Clavero, E.J., Sparks, J.S.R., Pringle, S.M., Polanco, E., Gardeweg, C.M., 2004a. Evolution and volcanic hazards of Taapaca Volcanic Complex, Central Andes of Northern Chile. *Journal of the Geological Society, London*, vol. 161, pp.603-618.

Clavero, E.J., Sparks, J.S.R., Polanco, E., Pringle, S.M., 2004b. Evolution of Parinacota volcano, Central Andes, northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, vol. 31, pp. 317-347.

Clavero, J., Soler, V., Amigo, A., 2006. Caracterización preliminar de la actividad sísmica y de desgasificación pasiva de volcanes activos de los Andes Centrales del Norte de Chile. XI congreso Geológico Chileno, 7-11 de Agosto.

Clocchiatti, R., Massare, D., 1985. Experimental cristal growth in glass inclusions: the possibilities and limits of the method. *Contributions Mineral Petrology*, 89: 193-204.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, v. 18, p. 303-332.

Coira, B., Kay, S.M., Viramonte, J., 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna a model for changing subduction geometry. *Int. Geol. Rev.* 35, 677-720.

Cottrell, E., Spiegelmann, M., and Langmiur, C.H., 2002. Consequences of diffusive reequilibration for the interpretation of melt inclusions: *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 3, p.

Davidson, J.P., Harmon, R.S., Wörner, G., 1991. The source of central Andean magmas: some considerations. *Geological Society of America, Special paper* 265.

Davidson J., de Silva S. 1992. Volcanic rocks from the Bolivian Altiplano : Insights into crustal structure, contamination, and magma genesis in the central Andes. *Geology*, vol. 20, p. 1127-1130.

Dalrymple, G., Lanphere M., 1974. 40Ar/39 age spectra of some undisturbed terrestrial samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 38, pp. 715-738.

De Vivo, B., Lima, A., Webster, J., 2005. Volatiles in magmatic-volcanic systems. *Elements*, vol.1, pp. 19-24.

Delmelle, P., Bernard, A., 1994. Geochemistry, mineralogy, and chemical modeling of the acid crater lake of Kawah Ijen volcano, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 58, issue 11, pp. 2445-2460.

Delmelle, P., Stix, J., 2000. Volcanic gases. In: Sigurdsson, H. et al. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic press, 803-815.

Delmelle, P., Stix, J., Baxter, P.J., García-Álvarez, J., 2002. Atmospheric dispersion, environmental effects and potential health hazard associated with the low-altitude gas plume of Masaya volcano, Nicaragua. *Bull Volcanol.* 64:423-434.

Déruelle, B., 1978. Calc-alkaline and shoshonitic lavas from five Andean volcanoes (between latitudes 21°45' and 24°30'S) and the distribution of the Plio-quaternary volcanism of the south-central and southern andes. *Journal of Volcanology and geothermal research*, 3(1978), 281-298.

de Silva, S.L., 1989a. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, 17, 1102-1106.

de Silva S, Francis, P., 1991. Volcanoes of the Central Andes. Springer-Verlag, Berlin. 218 pp., 219 figs.

de Silva, S., Davson, J., Croudace, I., Escobar, A., 1994. Volcanological and petrological evolution of volcan Tata Sabaya, SW Bolivia. *Journal of volcanology and Geothermal research*, vol. 55: 305-335.

de Silva, S., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J., Salas, G., Jiménez, N., 2012. Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 269, 47-63p.

Díaz D., Heise W., Zamudio, F., 2015. Three-dimensional resistivity image of the magmatic system beneath Lastarria volcano and evidence for magmatic intrusion in the back arc (northern Chile), *Geophysical Research Letters*, 42.

Dieterich, J.H., 1988. Growth and persistence of Hawaiian volcanic rift zones. *J Geophys Res* 93: 4258-4270.

Dixon, J., Clague, D., 2001. Volatiles in Basaltic Glasses from Loihi Seamount, Hawaii: Evidence for a Relatively dry Plume Component. *Journal of petrology*. Volume 42, P 627-654.

Dungan, M.A, Rhodes, J.M., 1978. Residual glasses and met inclusions in basalts from DSDP Legs 45 and 46: evidence for magma mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol., 67: pp417-431.

Feeley, T., Davidson, J., 1994. Petrology of Calc-Alkaline lavas at Ollagüe and the origin of compositional diversity at Central Andean stratovolcanes. *Journal of Petrology*, Vol. 35. Pp 1295-1340.

Figuerola, O., Medina, E., Deruelle, B., Maragaño, M., 1994. La erupción del 19*20 abril de 1993 del volcán Lascar, II Región de Antofagasta: Correlaciones entre Petrología y Volcanología. 7° Congreso geológico Chileno, Universidad de Concepción, p. 281-285.

Froger, J.L., Remy, D., Bonvalot S., Legrand D. 2007. Two scales of inflation at Lastarria-Cordon del Azufre volcanic complex, central Andes, revealed from ASAR-ENVISAT interferometric data. *Earth Planet Sci Lett*, 255:148–163.

Galle, B., Oppenheimer, C., Geyer, A., McGonigle, A.J.S., Edmonds, M., Horrocks, L.A., 2002. A miniaturized ultraviolet spectrometer for remote sensing of SO₂ fluxes: a new tool for volcano surveillance. *J. Volcanol. Geotherm. Res* 119: 241-254.

Galli-Olivier, C., 1967. Pediplain in Northern Chile and the Andean uplift. *Science*, Vol. 158, pp. 653-655.

Gardeweg, M., Ramírez, C., 1987. La Pacana caldera and the Atana Ignimbrite-A major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 49: 547-566.

Gardeweg, M., Sparks, S., Matthews, S., 1998. Evolution of Lascar Volcano, Northern Chile. *Journal of the Geological Society, London*, 155, 89–104.

Geschwind, C., Rutherford, M., 1992. Cumingtonite and the evolution of the Mount St. Helens (Washington) magma system: An experimental study. *Geology*, v. 20, 1011-1014 p.

Ghiorso, S., Sack, O., 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperature and pressures. *Contributions Mineralogy and Petrology*. 119:197-212.

Giggenbach, W.F., Gougel, R.L., 1989. Method for the collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas samples. *NZDSIR Report*, CD 2387, 53.

Giggenbach, W.F., 1996. Chemical composition of volcanic gases. In: Scarpa RW and Tilling RI (eds) *IAVCEI_UNESCO: monitoring and mitigation of volcano hazards*. pp. 221–256.

Glazner, A., Bartley, J., Coleman, D., 2016. We need a new definition for magma. 2016, de Earth and space science news. Sitio web: <https://eos.org/opinions/we-need-a-new-definition-for-magma?>

Godoy B., Wörner, G., Kojima, S., Aguilera, F., Simon, K., Hatmann, G., 2014. Low-pressure evolution of arc magmas in thickened crust: The San Pedro-Linzor volcanic chain, Central Andes, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 52, p.24-42.

Godoy, B., 2014. Evolución petrológica de la cadena volcánica San Pedro-Linzor (21°30'S-22°10'S), Norte de Chile, y su relación con la geodinámica andina. *Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología*. Universidad Católica del Norte. Antofagasta, Chile, 127 pp. *Inédito*.

González-Ferrán, O., 1995. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar. 642pp.

Grosjean, M., Geyh, M.A., Messerli, B., Schotterer, U., 1995. Late-glacial and early Holocene lake sediments, groundwater formation and climate in the Atacama Altiplano 22-24°S. *Journal of Paleolimnology* 14: 241-252.

Grove, T., 2000. Origin of magmas. *Encyclopedia of volcanoes*. 133-148pp. Academic Press.

Gunnarsson, B., Marsh, B.D., Taylor, H.P. Jr., 1998. Generation of Icelandic rhyolites: silicic lavas from the Torfajökull central volcano. *Journal Volcanology and Geothermal Research*. 83: 1-45.

Hayer, G.P., Wald, D.J., Johnson, R.L., 2012. Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, *J. Geophys. Res.*, 117, B01302.

Hattoti, K., 1993. High-sulfur magma, a product of fluid discharge from underlying mafic magma: Evidence from Mount Pinatubo, Philippines. *Geology*, 21, 1083-1086.

Haschke, M., 2002. Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21° - 26°S). *Journal of Geophysical research*, vol. 107.

Haschke, M.R., Günther, A., Melnick, D., Echtler, H., Reutter, K.-J., Scheuber, E., y Oncken, O., 2006. Central and Southern Andean tectonic evolution inferred from arc magmatism. *In* Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., y Wigger, P. (Eds.). *The Andes active subduction orogeny*. *Frontiers in Earth Sciences*, vol. 1. Springer, Heidelberg, Berlin, Germany. 337-353.

Hauser, A., 1997. Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, N° 50, p. 90.

Hervig, R.L., Dunbar, N., Westrich, H.R., Kyle, P., 1989. Pre-eruptive water content of rhyolitic magmas as determinate by ion microprobe analyses of melt inclusions in phenocrysts. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 36: 293-302.

Higgins, Michael D., Roberge, Julie, 2003. Crystal size distribution of plagioclase and amphibole from Soufrière Hills volcano, Montserrat: evidence for dynamic crystallizations-textural coarsening cycles. *Journal of Petrology*, vol. 44, N° 8, pp. 1401-1411.

Hildreth, W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol.86, 10153–10192 p.

Hildreth, W., Moorbath, S., 1998. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455-489.

Hildreth, W., 2004. Volcanological perspectives on Long Valley, mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 169-198.

Hill, D., Bailey, R., Ryall, S., 1985. Active tectonic and magmatic process beneath Long Valley Caldera, eastern California: An overview. *Journal of geophysical research*, vol. 90, pp. 11111-11120.

Huppert, H., Woods, A., 2002. The role of volatiles in magma chamber dynamics. *Nature Publishing Group. International weekly journal of science*, p. 493-495.

Jaupart C. 1998. Gas loss from magmas through conduit walls during eruption. In Gilbert, J.S.S., R.S.J., ed., *The physics of explosive volcanic eruptions*, Volume 145, Geological Society Special Publications, p. 73-90.

Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989a. Experimental determined conditions in the Fish Canyon Tuff, Colorado, magma chamber. *Journal Petrology*, vol. 30, p. 711-737.

Johnson, M., Anderson, A., Rutherford, M., 1994. Pre-eruptive volatile contents of magma. In Carroll, M.R and Holloway, J.R. (Editors). *Volatiles in magmas*. Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy* 30, 517p.

Johnson, E., Wallace, P., Cashman, K., Delgado, H., 2010. Degassing of volatiles (H₂O, CO₂, S, Cl) during ascent, crystallization, and eruption at mafic monogenetic volcanoes in central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197, 225-238.

Jordan T.B., Gruner L.A. 2004. Geochronology of age-progressive volcanism of the Oregon High Lava Plains: Implications for the plume interpretation of Yellowstone. *Journal of Geophysical Research*, 109: B10202.

Jugo, P.J., Luth, R.W., Richards, J.P., 2005. Experimental data on the speciation of sulfur as a function of oxygen fugacity in basaltic melts: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 69, p. 497-503.

Katsura, T., Nagashima, S., 1974. Solubility of sulfur in some magmas at 1 atmosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 38(4): 517-531.

Kerr, P.F., 1972. *Mineralogía óptica*. Ediciones del Castillo. Madrid. 433pp.

Klemetti, W.E., Gruner, L.A., 2008. Volcanic evolution of Volcán Aucanquilcha: a long-lived dacite volcano in the Central Andes of northern Chile. *Bulletin Volcanology*, vol. 70, no.5, p.633-650.

Kilgour, G., Blundy J., Cashman, K., Mader, H., 2013. Small volume andesite magmas and melt-mush interactions at Ruapehu, New Zealand: evidence from melt inclusions. *Contribution Mineral Petrology*, 166: 371-392.

Kuno, H., 1968. Differentiation of basalt magmas. In: Hess HH and Poldervaart A. (eds). Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, Vol. 2. Interscience, New York, pp. 623-688.

Kuno, H., 1950. Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan. Geological Society of America Bulletin, v. 61, no 9, 957-1020 p.

Lefort, P., 1981. Manaslu leucogranite – a collision signature of the Himalaya – a model for its genesis and emplacement. Journal of Geophysical Research, 86, 545–568.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R. and Zanettin B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.

Lindsay, J. M., Schmitt, A.K., Trumbull, R.B., De Silva, S.L., Siebel, W., Emmermann, R., 2001. Magmatic evolution of the La Pacana caldera system, Central Andes, Chile: Compositional variation of two cognetic, large-volume felsic ignimbrites. Journal of Petrology, vol. 42, 459-486p.

Liu, M., Yund, R., 1992. NaSi-CaAl interdiffusion in plagioclase. American Mineralogist, vol. 77, 3-4.

Lowenstern, J., 2003. Melt Inclusions Come of Age: Volatiles, Volcanoes, and Sorby's Legacy. In: B. De Vivo and R.J. Bodnar (eds). Melt Inclusions in Volcanic Systems: Methods, Applications and Problems. Developments in Volcanology 5, Elsevier in Press, Amsterdam, pp.1-22.

Lowenstern, J., 1995. Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles. Developments in Volcanology 5, Elsevier in Press, Amsterdam, pp. 71-99.

Lowenstern, J., 1994. Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma. Geology, V.22, p. 893-896.

Lundgren, P., Lu, Z., 2006. Inflation model of Uzon caldera, Kamchatka, constrained by satellite radar interferometry observations. Geophysical Research Letter, vol. 33.

MacDonald, G.A., Katsura, T., 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *Petrol.*, 5, 83-133.

Mamani, M., Tassara A., Wörner, G., 2008. Composition and structural control of crustal domains in the central Andes. *Geochemistry geophysics geosystems*, 9 (3): Q03006.

Mamani, M., Wörner, G., Sempere, T., 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean oricline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin*, 122 (1-2): 162-182.

Maksaev, V., 1990. Metallogeny, geological evolution and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° south, and the origin of mayor porphyry copper deposits. Ph.D. Thesis (inédito), Dalhousie University, 544 p. Halifax.

Maksaev, V., Zentilli, M., 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko cordillera, northern Chile: implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology, Special Issue on Latin American Mineral Deposits*, Vol. 8, No. 1-2, p. 65-89.

Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N., Drake, R.E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *J. South Am. Earth Sci.* 7, 179-207.

Martel, C., Pichavant, M., Bourdier, J-L., Traineau, H., Holtz, F., Scaillet, B., 1998. Magma storage conditions and control of eruption regime in silicic volcanoes: experimental evidence from Mt. Pelée. *Earth and Planetary Science Letters*, 156, 89-99p.

Masao, Ban., Hiyori, Sagawa., Kotaro Miura, Shiho Hirotsu., 2008. Evidence for a short-lived stratified magma chamber: petrology of the Z-To5 tephra layer (c. 5.8 ka) at Zao volcano, NE Japan. *Dynamics of Crustal Magma Transfer, Storage and Differentiation*, p. 149-168.

Mathews, S.J., Jones, A.P., Gardeweg, M.C., 1994. Lascar volcano, Northern Chile; evidence for steady-state disequilibrium. *Journal of Petrology*, Vol. 35, p. 401-432.

Matthews, S.J., Sparks, R.S.J., Gardeweg, M.C., 1999. The Piedras Grandes–Soncor Eruptions, Lascar Volcano, Chile; Evolution of a Zoned Magma Chamber in the Central Andean Upper Crust. *Journal of Petrology*, 40 (12): 1891–1919.

Mattioli, M., Renzulli, A., Menna, M., Holm, P., 2006. Rapid ascent and contamination of magmas through the thick crust of the CVZ (Andes, Ollagüe region): Evidence from a nearly aphyric high-K andesite with skeletal olivines. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 158(1): 87-105.

McBirney, A., 1979. Mixing and unmixing of magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 7, 357-371.

McMillan, P.F., 1994. Water solubility and speciation models. In: Carroll MR, Holloway JR (eds) *Volatiles in magmas*, *Reviews in Mineralogy* 30, Mineralogical Society of America, 131-156

McCormick, P.M., Thomason, L.W., Trepte, C.R., 1995. Atmospheric effects of the Mt. Pinatubo eruption. *Nature*, 373: 399-404.

McGee, K.A., Casacdevall, T.J., 1994. Recopilación de Emisión de Dióxido de Azufre-Velocidad de datos desde el Monte St. Helens Durante 1980-88. US Geological Survey de Archivo Abierto del Informe 94-212, Versión 1.0

Métrich, N., Clocchiatti, R., 1996. Sulfur abundance and its speciation in oxidized alkaline melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60: pp. 4151-4160.

Michael, P.J., McDonough, W.F., Nielsen, R.L., and Cornell, W.C., 2002. Depleted melt inclusions in MORB plagioclase: messages from the mantle or mirages from the magma chamber?: *Chem. Geol.*, v. 183, p. 43-61.

Moune, S., Sigmarsson, O., Thordarson, T., Gauthier, P., 2005. Volatile evolution in the magmatic system of Hekla volcano, Iceland. *Earth and Planetary Science Letter*, Vol. 255, Issues 3-4, p. 373-389.

Moune, S., Sigmarsson, O., Thordarson, T., Gauthier, P., 2007. Recent volatile evolution in the magmatic system of Hekla volcano, Iceland. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 255, p. 373-389.

Moune, S., Sigmarsson, O., Schiano, P., Thordarson, T., Keiding, J., 2012. Melt inclusion constraints on the magma source of Eyjafjallajökull 2010 flank eruption. *Journal of Geophysical research*, Vol. 117.

Mollo, S., Putirka, K., Gianluca, L., Del Gaudio, P., Scarlato, P., 2011. Plagioclase-melt (dis)equilibrium due to cooling dynamics: Implications for thermometry, barometry and hygrometry. *Lithos*, vol. 125, pp. 221-235.

Mpodozis, C., Kay, S.M., Tittler, A., 1995. La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del frente volcánico oligoceno-mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile*, 22, 273-314.

Muir, Duncan D., Blundy, Jon D., Hutchinson, Michael C., Rust, Alison C., 2014a. Petrological imaging of an active pluton beneath Cerro Uturuncu, Bolivia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167: 980.

Muir, Duncan D., Blundy, Jon D., Rust, Alison C., Hickey, J., 2014b. Experimental constraints on dacite pre-eruptive magma storage conditions beneath Uturuncu volcano. *Journal of Petrology*, vol. 55, number 4, pp. 749-767.

Murphy, M.D., Sparks, R.S.J., Barclay, J., Carroll, M.R., Lejeune, A.-M., Brewer, T.S., MacDonald, R., Black, S., Young, S., 1998. The role of magma mixing in triggering the current eruption at the Soufriere Hills volcano, Montserrat, West Indies. *Geophysical Research Letters* 25(18):3433-3436

Murray, R.W., Miller, D. Jay., Kryc, K.A., 2000. Analysis of major and trace elements in rocks, sediments and interstitial waters by inductively coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES). ODP Technical Note 29.

Myers, M., Geist, D., Rowe, M., 2014. Replenishment of volatile-rich mafic magma into a degassed chamber drives mixing and eruption of Tungurahua volcano. *Bulletin of Volcanology*, 76: 872.

Nakamura, M., 1995. Continuous mixing of crystals mush and replenished magma in the ongoing Unzen eruption. *Geology*, Vol. 23, no. 9, pp. 807-810.

Naranjo, J., 1986. Geology and evolution of the Lastarria volcanic complex, north Chilean Andes. MPh Thesis (Unpublished), *The Open University*, 162 p. Milton Keynes. UK.

Naranjo, J., 1988. Coladas de azufre de los volcanes Lastarria y Bayo en el norte de Chile: reología, génesis e importancia en geología planetaria. *Revista Geológica de Chile*, Vol 15, N°1, p3-12.

Naranjo, J.A., 1985. Sulphur flows at Lastarria volcano in the North Chilean Andes. *Nature* 313 (6005): 778-780.

Naranjo, J., 1992. Chemistry and petrological evolution of the Lastarria volcanic complex in north Chilean Andes. *Geological Magazine*, Vol. 129, 723-740.

Naranjo, J., 2010. Geología del complejo volcánico Lastarria, Región de Antofagasta. Carta geológica de Chile. Escala 1:25.000. No 123.

Newman, S., Lowenstern, J., 2002. VolatileCalc: a silicate melt-H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for excel. *Computers and Geosciences* 28, p. 597-604.

Noble, S. R., Aspen, J.A., Jemielita, R., 1997. Northern Andean crustal evolution; New U-Pb geochronological constraints from Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 789-798.

Oladottir B., Sigmarsson O., Larsen G. and Devidal J.-L. 2011. Provenance of basaltic tephra from Vatnajökull subglacial volcanoes, Iceland, as determined by major- and trace-element analyses, Holocene, 21, 1037–1048.

Páez, J., Campos, E., Rodríguez, I., 2015. Análisis de avalancha de detritos del volcán Lastarria, Andes Centrales: facies, parámetros físicos y dinámica. 122 p. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad Católica del Norte.

Palais, J.M., Sigurdsson, H., 1989. Petrologic evidence of volatile emissions from major historic and pre-historic volcanic eruptions. In: Berger, A., Dickinson, R.E., Kidson, J.W. (eds) *Understanding climate change*. Am Geophys Union Geophys Monogr 52: 31-53.

Pasteris, J.D., B. Wopenka, A. Wang, T.N. Harris, 1996. Relative timing of fluid and anhydrite saturation: Another consideration in the sulfur budget of the Mount Pinatubo eruption, in *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo*, Philippines, Eds. C. G. Newhall and R.S. Punongbayan, University of Washington Press, Seattle, p. 875-891

Peccerillo, R., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.

Pelletier M. J., 2003. Quantitative Analysis Using Raman Spectrometry, *Applied Spectroscopy*, 57, 1.

Phinney, W.C., 1992. Partition coefficients for ion between plagioclase and basalt as a function of oxygen fugacity: implications for Archean and lunar anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 56, pp 1885-1895.

Platt, U., Stutz, J., 2008. Differential Absorption Spectroscopy. *Physics of Earth and Space Environments*, pp. 135-174.

Prata, A.J., 2011. UV Ground-based imaging camera: EnviCam.- Presentado en Open Vent Volcanoes PASI Workshop, San José, Costa Rica, 15 enero 2011.

Pritchard, M.E., Simons, M., 2002. A satellite geodetic survey of large scale deformation of volcanic centres in the central Andes. *Nature* 418:167–170.

Pritchard, M.E., Simons, M., 2004. An InSAR-based survey of volcanic deformation in the central Andes. *Geochem Geophys Geosys*, Vol 5, Number 2, 42 p.

Putirka, K., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Mineralogy Society of America*, Vol. 69, p. 61-120.

Qin, Z., Lu, F., Anderson, A.T., 1992. Diffusive reequilibration of melt and fluid inclusions: *Amer. Mineral.*, v. 77, p. 565-576.

Rampino, M.R., Self, S., 1992. Volcanic winter and accelerated glaciation following the Toba supereruption. *Nature* 359: 50-52.

Reed, S., 2005. Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in geology. *Second edition*. 232 p.

Remy, D., Froger, J.L., Perfettin, H., Bonvalot, S., Gabalda, G., Albino, F., Cayol, V., Legrand, D., De Saint Blanquat, M., 2014. Persistent uplift of the Lazufre volcanic complex (Central Andes): New insights from PCAIM inversion of InSAR time series and GPS data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 15, pp. 3591-3611.

Renne, P., Deino, A., Walter, R., Turrin, B., Swisher, C., Becker, T., Curtis, G., Sharp W., Jaouni, A., 1994. Intercalibration of astronomical and radioisotopic time. *Geology*, V. 22 no. 9, p. 783-786.

Richards, J.R., Villanueva, M., 2001. The Llullaillaco volcano, northwest Argentina: construction by Pleistocene volcanism and destruction by sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 105, p. 77-105.

Richards, J., Villanuev, M., 2002. Characteristics of late Cenozoic volcanism along the Archibarca lineament from Cerro Llullaillaco to Corrida de Cori, Northwest Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 116, 161-200 p.

Rodríguez, I., Moune, S., Aguilera, F., Campos, E., Roche, O., 2013. Insights on degassing processes of Lastarria volcano (North Chile): Via melt inclusions investigations, Vol. 54-supplement 2. *Geosur*, Viña del Mar 25-27 November.

Rodríguez, I., Roche, O., Moune, S., Aguilera, F., Campos, E., Pizarro, M., 2015. Evolution of Irruputuncu volcano, Central Andes, North of Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 63, pp. 385-399.

Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Reviews Mineral*, Vol.12, 644p.

Roggensack, K., Hervig, R., McKnight, S., Williams, S., 1997. Explosive basaltic volcanism from Cerro Negro volcano: Influence of volatiles on eruptive style. *Science*, vol. 277.

Rollison, H., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Singapore: Longman Scientific & Technical Limited.

Ruiz-Moreno, S., Yúfera, J. M., Manzaneda, M. J., Soneira, M. J., Morillo, P., Jawhari, T., 1996. La Ciencia al Servicio del Arte. La Espectroscopia Raman Aplicada a la Identificación de Pigmentos”, *Mundo electrónico*, 165 p.

Ruch, J., Anderssohn, J., Walter, T., Motagh, M., 2008. Caldera-scale inflation of the Lazufre volcanic area, South America: Evidence from InSar. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 174, p. 337-344.

Rutter, N., 1985. Dating methods of Pleistocene deposits and their problems. *Geosciences Canada*.

Saleh B. E. A., Teich M. C., 1991. Fundamental of photonics, editor Goodman J. W.

Scaillet, B., Pichavant, M., 2003. Experimental constraints on volatile abundances in arc magmas and their implications for degassing processes. *The Geological Society of London Special Publications*, vol. 213, pp. 23-52.

Scaillet, B., Holtz, E., Pichavant, M., 1998a. Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas 1. Volcanic-plutonic comparison. *Journal of Geophysical Research*, 103, 27 257-27 266.

Scheuber, E., Reutter, K., 1992. Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. *Tectonophysics*. Volume 205, 127-140 p.

Scheuber, E., Giese, P., 1999. Architecture of the Central Andes - a compilation of geoscientific data along a transect at 21°S. *Journal of South American Earth Sciences* v. 12, p. 103-107.

Schiano, P., Bourdon B., 199. On the preservation of mantle information in ultramafic nodules: glass inclusions within minerals versus interstitial glasses. *Earth and Planetary Science Letter* 169, 173-188.

Schiano, P., 2003. Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. *Earth Science reviews*, 63: 121-144.

Schmincke Hans-Ulrich, 2004., *Volcanism*. Springer, 324p.

Shinohara, H., Iiyama, J.T., Matsuo, S., 1989. Partition of chlorine compounds between silicate melt and hydrothermal solutions: I. Partition of NaCl–KCl. *Geochim Cosmochim Acta* 53:2617–2630

Singer, B., Dungan, M., 1995. Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chamber. *American Mineralogist*, vol. 80, 776-798 p.

Sisson, T.W., Grove, T.L., 1993. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contribution Mineralogy and Petrology*, vol. 113, pp. 143-166.

Skirius, C.M., Peterson, J.W., Anderson, A.T., Jr., 1990. Homogenizing rhyolitic glass inclusions from the Bishop Tuff. *American Mineral*, vol. 75, pp. 1381-1398.

Sobolev, A.V., 1995. Melt Inclusions in minerals as a source of principle petrological information. *Petrology*, Vol. 4, N° 3, pp. 209-220.

Solano, J.M.S., Jackson, M.D., Sparks, R.S.J., Blundy, D.J., Annen, C., 2012. Melt segregation in deep crustal hot zones: a mechanism for chemical differentiation, crustal assimilation and the formation of evolved magmas. *Journal of Petrology*, vol. 53, 1999-2026 p.

Sparks, S., Sigurdsson, H., 1977. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, Vol. 267, issue 5609, pp. 315-318.

Sparks, S., Glaze, L., Sigurdsson, L., Woods, A., 1997. *Volcanic Plumes*. 574 p. Chichester.

Spica, Z., Legrand, D., Iglesias, A., Walter, T., Heimann, S., Torsten, D., Froger, J.L., Rémy, D., Bonvalot, S., West, M., Pardo, M., 2015. Hydrothermal and magmatic reservoirs at Lazufre volcanic area, revealed by a high-resolution seismic noise tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 421, pp. 27-38.

Sorby, H.C., 1858. On the microscopical, structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Journal of the Geological Society*, vol. 14, pp. 453-500.

Stern, C., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, 161-206.

Stern, C. R., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J. E., Lara, L. E., Naranjo, J. A., Skewes, M. A., 2007. Chilean volcanoes. *The geology of Chile*, 149-180.

Sparks, R., Bursik, M., Carey, S., Gilbert, J., Glaze, L., Sigurdsson, H., Woods, A., 1997. *Volcanic Plumes*. John Wiley & Sons, 590 p. New York.

Stern, C., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, 161-206.

Stephen, T., Nelson Art Montana., 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*. Vol. 77, pages 1242-1249.

Stormer, J.C., 1972. Mineralogy and petrology of the Raton-Clayton volcanic field, northeastern New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. 83. 3299-3322.

Symonds, R.B., Rose, W.I., Bluth, G.J.S., Gerlach, T.M., 1994. Volcanic gas studies: methods, results and applications. In Carroll, M.R. and Holloway, J.R., eds., *Volatiles in Magmas*, Volume 30, Mineral. Soc. of Am., Rev. Mineral., p. 1-66.

Tait, S., 1992. Selective preservation of melt inclusions in igneous phenocryst. *Am. Mineral*. 77, 146-155.

Tait, S., Jaupart, C., Vergnolle, S., 1989. Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallising magma chamber. *Earth and Planetary Sciences Letter*, vol. 92, pp. 107-123.

Tassi F., Aguilera F., Vaselli O., Darrah T., Medina E. 2011. Gas discharges from four remote volcanoes in northern Chile (Putana, Olca, Iruputuncu and Alitar): a geochemical survey. *Annals of geophysics*, 54, 2.

Thomas, R., 2000. Determination of water contents of granite melt inclusions by confocal laser Raman microprobe spectroscopy. *American Mineralogist*, Vol. 85, 868-872 p.

Trumbull, B.R., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K., Hongn, F., 2006. The time-space distribution of Cenozoic volcanism in the South-Central Andes: a new data compilation and some tectonic implications. Chapter The Andes, Part of the series *Frontiers in Earth Sciences*, pp. 24-43.

Trumbell B.R., Wittenbrink R., Hahne K., Emmermann R., Büsch W., Gerstenberger H., Siebel W. 1999. Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26°S) and its geodynamical implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, p. 135-155.

Ulmer, P., 2001. Partial melting in the mantle wedge—the role of H₂O in the genesis of mantle-derived ‘arc-related’ magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 127, p. 215–232.

Vergara, H., Thomas, A., 1984. Hoja Collagua:Región de Tarapacá, escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, N° 59, 79 p.

Vigouroux, N., Williams-Jones, G., J.Hickson, C., 2013. Development of the MultiGAS for determining fumarole gas chemistry in geothermal systems. *GRC Transactions*, Vol. 37.

Von Huene, R., Weinrebe W., Heeren, F., 1999. Subduction erosion along the North Chile margin. *Geodynamics* 27, 345-358.

Wallace, P., Carmichael, Ian S.E., 1922. Sulfur in basaltic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 56, Issue 5, pp 1863-1874.

Wallace, P., Anderson, A., 2000. Volatiles in magmas. En: Sigurdsson, H., Houghton, B, McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. pp. 149-170, Academic Press.

Wallace, P.J., 2001. Volcanic SO₂ emissions and the abundance and distribution of exsolved gas in magma bodies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 108, 85-106.

Wallace, P., 2005. Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of volcanology and geothermal research* 140. P. 217-240.

Watson, E.B., 1976. Glass inclusions as samples of early magmatic liquid: determinative method and applications to a South Atlantic basalt. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, vol. 1, pp. 73-84.

Wendlandt, R.E., 1982. Sulfide saturation of basalt and andesite melts at high pressures and temperatures. *American Mineralogist*, vol. 67, 877-885p.

Whermann, H., Hoernie, K., Jacques, G., 2014. Volatile (sulphur and Chlorine), major and trace element geochemistry of mafic to intermediate tephra from the Chilean Southern Volcanic Zone (33-43°S). *Int J Earth Sci*, 103: 1945-1962.

Whitney, J.A., 1984. Fugacities of sulfurous gases in pyrrhotite-bearing magmas. *American Mineralogist*, 69, 69-78.

Webster, J., Duffield, W., 1991. Volatiles and lithophile elements in Taylor Creek Rhyolite constraints from glass inclusion analysis. *American Mineralogist*, vol. 76, pp.9-10.

Wigger P., Schmitz M., Araneda M., Asch G., Baldzuhn S., Giese P., Heinsohn W-D., Martínez E., Ricaldi E., Röwer P., Viramonte J. 1994. Variation in the Crustal Structure of the Southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp. 23-48.

Witter, J., Kres, V., Delmelle, P., Stix, J., 2004. Volatile degassing, petrology, and magma dynamics of the Villarrica Lava Lake, Southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 134, 303-337 p.

Wittmer, J., Bobrowski, N., Liotta, M., Giuffrida, S., Calabrese, S., Platt, U., 2014. Active alkaline traps to determine acidic-gas ratios in volcanic plumes: sampling techniques and analytical methods. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15, 2797-2820.

Wörner, G., Harmon, R., Davidson, J., Moorbath, S., Turner T., McMillan, N., Nye C., Lopez-Escobar, L., Moreno, H., 1988. The Nevados de Payachata volcanic Region 18°S/69°W, N. Chile. I. Geological, geochemical and isotopic observations. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 30, p. 287-303.

Wörner, G., Moorbath, S., Harmon, R., 1992. Andean Cenozoic volcanic centers reflect basement isotopic domains. *Geology*, 20 (12): 1103-1106.

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 Geológica de Chile*, v. 27, n°2, p. 205-240.

Zellmer, G., Annen, C., 2008. An introduction to magma dynamics. Geological Society, London, Special Publications, v.304; p.1-13.

ANEXO

Resultados de las muestra analizadas mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

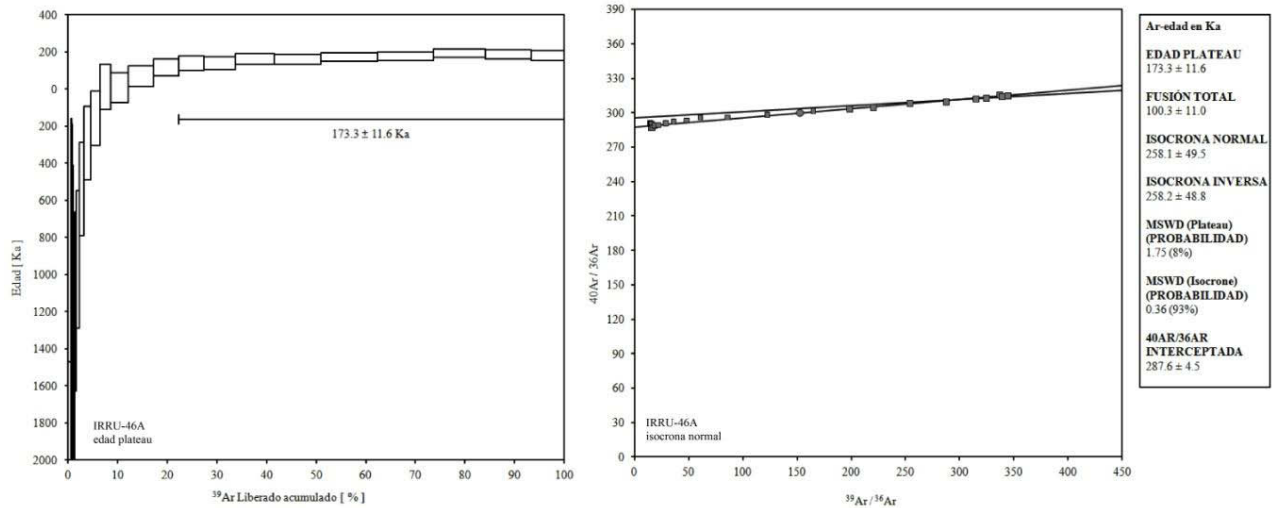


Figura 1. Espectro de edad convencional $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la muestra IRRU-46A. Se observa en cada uno de ellos la edad plateau obtenida, definida en 23 pasos consecutivos y que contiene el 100% del gas liberado.

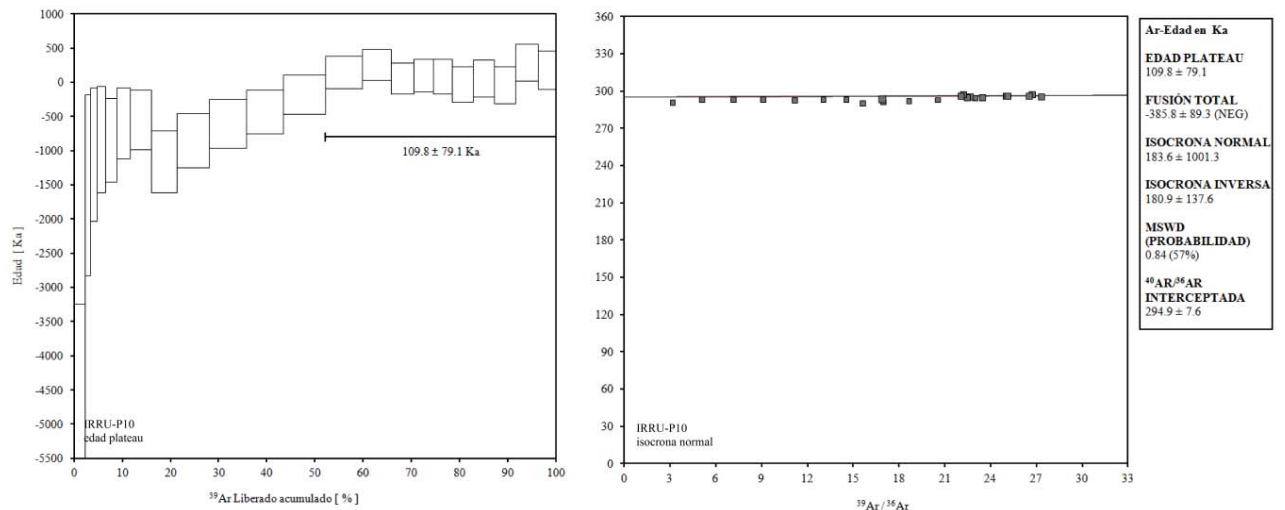


Figura 2. Espectro de edad convencional $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la muestra IRRU-P10. Se observa en cada uno de ellos la edad plateau obtenida, definida en 22 pasos consecutivos y que contiene el 100% del gas liberado.

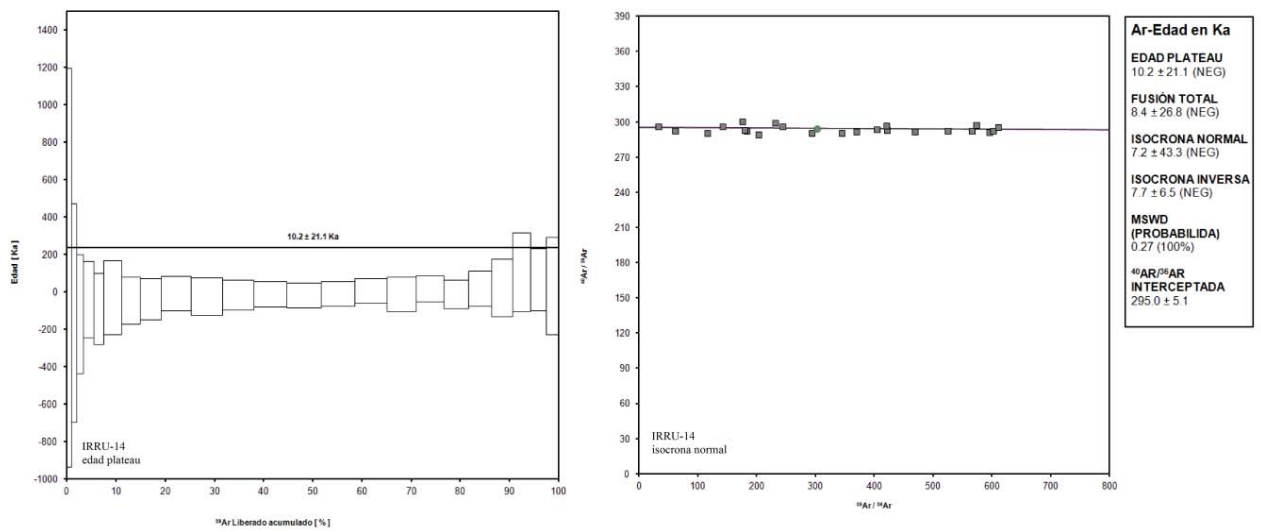


Figura 3. Espectro de edad convencional $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la muestra IRRU-14. Se observa en cada uno de ellos la edad plateau obtenida, definida en 23 pasos consecutivos y que contiene el 100% del gas liberado.

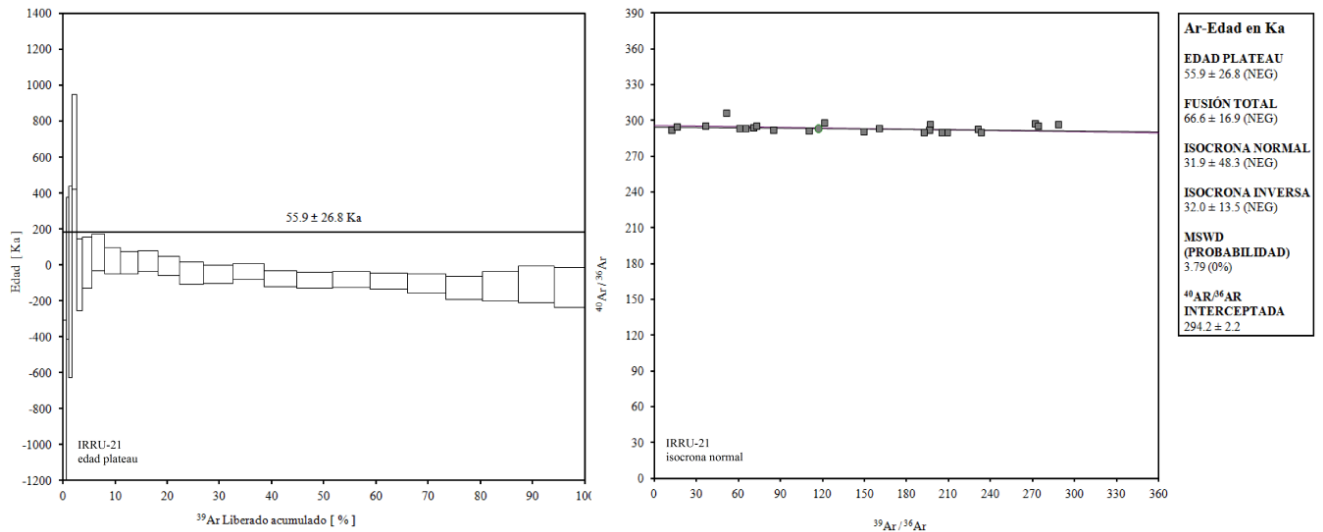


Figura 4. Espectro de edad convencional $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la muestra IRRU-21. Se observa en cada uno de ellos la edad plateau obtenida, definida en 23 pasos consecutivos y que contiene el 100% del gas liberado.

Tabla 1. Resultados de la muestra IRRU-46A analizada mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita.

Incremental Heating	$^{36}\text{Ar(a)}$ [fA]	$^{37}\text{Ar(ca)}$ [fA]	$^{38}\text{Ar(cl)}$ [fA]	$^{39}\text{Ar(k)}$ [fA]	$^{40}\text{Ar(r)}$ [fA]	Age (Ka)	$\pm 2s$	$^{40}\text{Ar(r)}$ (%)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (%)	K/Ca	$\pm 2s$
14D18198	1,66	0,58	0,50	24,94	-15,01	-1941,65	$\pm 468,33$	-3,16	0,61	18,6	$\pm 29,1$
14D18200	0,42	-0,36	0,15	6,16	-1,92	-1005,61	$\pm 845,27$	-1,58	0,15	-7,33	$\pm 17,9$
14D18201	0,35	-0,21	0,14	5,14	-1,82	-1142,16	$\pm 955,69$	-1,81	0,13	-10,38	$\pm 41,8$
14D18203	0,50	0,25	0,13	7,89	-2,76	-1129,25	$\pm 716,29$	-1,90	0,19	13,43	$\pm 45,1$
14D18204	0,61	-0,61	0,24	10,29	-5,26	-1650,01	$\pm 600,57$	-3,00	0,25	-7,29	$\pm 10,1$
14D18206	0,77	0,03	0,35	14,23	-5,06	-1147,32	$\pm 482,69$	-2,29	0,35	195,8	$\pm 5189,1$
14D18207	1,06	0,12	0,56	23,74	-6,75	-916,83	$\pm 371,08$	-2,19	0,58	84,1	$\pm 579,0$
14D18208	1,33	0,10	0,82	38,45	-6,43	-539,23	$\pm 252,00$	-1,66	0,94	169,6	$\pm 1456,6$
14D18210	1,55	0,52	1,25	56,30	-5,10	-292,06	$\pm 197,92$	-1,12	1,38	47,0	$\pm 78,9$
14D18211	1,60	0,62	1,68	76,84	-3,75	-157,46	$\pm 146,45$	-0,80	1,88	53,0	$\pm 68,9$
14D18213	1,45	0,72	1,84	88,38	0,27	9,97	$\pm 122,0$	0,06	2,16	52,8	$\pm 60,2$
14D18214	1,67	0,89	2,91	143,99	0,33	7,40	$\pm 82,2$	0,07	3,53	69,5	$\pm 70,4$
14D18215	1,66	1,37	4,10	203,47	4,39	69,59	$\pm 57,0$	0,89	4,98	63,7	$\pm 39,6$
14D18217	1,27	1,63	4,29	209,52	7,50	115,38	$\pm 45,8$	1,96	5,13	55,3	$\pm 28,5$
14D18218	1,05	2,20	4,30	208,57	8,97	138,71	$\pm 39,9$	2,80	5,11	40,8	$\pm 15,4$
14D18219	1,19	1,90	5,28	260,47	11,22	138,90	$\pm 34,5$	3,10	6,38	59,0	$\pm 27,4$
14D18221	1,25	2,47	6,39	316,59	15,93	162,17	$\pm 30,1$	4,13	7,75	55,1	$\pm 18,9$
14D18222	1,35	3,22	7,82	388,22	19,28	160,10	$\pm 26,1$	4,60	9,51	51,8	$\pm 13,3$
14D18223	1,47	4,43	9,24	462,17	24,72	172,43	$\pm 23,1$	5,38	11,32	44,9	$\pm 8,6$
14D18225	1,43	5,88	9,24	463,77	25,27	175,64	$\pm 23,1$	5,63	11,36	33,9	$\pm 4,8$
14D18226	1,27	5,75	8,64	426,89	25,80	194,84	$\pm 22,8$	6,43	10,45	31,9	$\pm 4,8$
14D18227	1,10	5,45	7,76	379,81	22,06	187,26	$\pm 23,3$	6,33	9,30	29,9	$\pm 4,9$
14D18229	0,79	4,79	5,36	267,57	15,11	182,04	$\pm 26,5$	6,07	6,55	24,0	$\pm 4,4$
Σ					41,75	82,99	4083,40	126,98			

Information on Analysis	Results	40(r)/39(k) ± 2s	Age (Ka)	± 2s	MSWD	³⁹ Ar(k) (%n)	K/Ca	± 2s
Sample = IRRU-46A	Age Plateau	0,05376	± 0,00361	± 11,6	1,75	77,73		
Material = Biotite		± 6,71%	173,3	± 6,71%	8%	9	32,1	± 5,1
Location = Chile	Full External Error			± 12,3	2,00	2σ Confidence Limit		
Analyst = Dan Miggins	Analytical Error			± 11,6	1,3246	Error Magnification		
Project = CHILE DE SILVA (13-40)								
Mass Discrimination Law = LIN	Total Fusion Age	0,03110	± 0,00340	± 11,0		23	42,1	± 4,1
Irradiation = 14-OSU-02		± 10,94%	100,3	± 10,94%				
J = 0.00178281 ± 0.00000144	Full External Error			± 11,2				
FCT-NM = 28.201 ± 0.023 Ma	Analytical Error			± 11,0				

Tabla 2. Resultados de la muestra IRRU-P10 analizada mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita.

Incremental Heating	$^{36}\text{Ar(a)}$ [fA]	$^{37}\text{Ar(ca)}$ [fA]	$^{38}\text{Ar(cl)}$ [fA]	$^{39}\text{Ar(k)}$ [fA]	$^{40}\text{Ar(r)}$ [fA]	Age (Ka)	$\pm 2s$	$^{40}\text{Ar(r)}$ (%)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (%)	K/Ca $\pm 2s$
14D18167	38,11	2,89	2,66	121,09	-192,79	-5140,39	$\pm 1890,9$	-1,74	2,31	18,0 $\pm 4,7$
14D18168	11,43	1,81	1,33	58,58	-27,35	-1505,71	$\pm 1321,1$	-0,82	1,12	13,9 $\pm 6,5$
14D18170	10,09	1,55	1,58	72,24	-23,74	-1059,90	$\pm 979,9$	-0,80	1,38	20,0 $\pm 10,8$
14D18171	9,85	1,84	1,97	89,63	-23,22	-835,36	$\pm 775,0$	-0,80	1,71	20,9 $\pm 9,8$
14D18173	10,84	2,19	2,70	121,31	-31,97	-849,87	$\pm 611,7$	-1,01	2,32	23,8 $\pm 9,3$
14D18174	11,47	3,28	3,25	149,78	-28,16	-606,33	$\pm 518,4$	-0,84	2,86	19,6 $\pm 4,9$
14D18175	15,53	4,00	4,89	226,15	-38,39	-547,42	$\pm 434,3$	-0,84	4,32	24,3 $\pm 5,3$
14D18177	17,78	5,16	6,11	278,26	-100,51	-1164,96	$\pm 448,9$	-1,95	5,31	23,2 $\pm 3,7$
14D18178	20,88	6,35	7,74	354,63	-94,22	-856,78	$\pm 394,5$	-1,55	6,77	24,0 $\pm 3,1$
14D18180	21,40	6,81	8,79	399,40	-75,40	-608,74	$\pm 355,3$	-1,21	7,63	25,2 $\pm 3,4$
14D18181	19,85	6,96	9,02	407,89	-54,98	-434,65	$\pm 319,8$	-0,95	7,79	25,2 $\pm 3,1$
14D18182	19,69	8,03	10,02	452,66	-25,52	-181,78	$\pm 283,9$	-0,44	8,64	24,2 $\pm 2,6$
14D18184	16,31	8,00	8,96	407,64	18,49	146,21	$\pm 235,7$	0,38	7,78	21,9 $\pm 2,5$
14D18185	11,63	6,14	6,88	310,46	24,72	256,68	$\pm 225,9$	0,71	5,93	21,7 $\pm 3,1$
14D18186	8,76	4,65	5,36	238,94	3,83	51,66	$\pm 225,5$	0,15	4,56	22,1 $\pm 4,6$
14D18188	8,32	4,52	4,91	220,23	6,60	96,56	$\pm 234,4$	0,27	4,21	20,9 $\pm 4,2$
14D18189	8,10	5,61	4,63	203,14	5,14	81,55	$\pm 249,4$	0,21	3,88	15,6 $\pm 2,5$
14D18190	9,59	6,17	5,02	224,54	-2,31	-33,11	$\pm 260,5$	-0,08	4,29	15,7 $\pm 2,5$
14D18192	10,14	6,65	5,18	229,79	4,09	57,37	$\pm 267,5$	0,14	4,39	14,9 $\pm 2,0$
14D18193	10,42	7,15	5,25	233,58	-3,24	-44,76	$\pm 271,2$	-0,11	4,46	14,1 $\pm 1,8$
14D18194	11,15	7,99	5,68	247,31	22,27	290,25	$\pm 271,2$	0,67	4,72	13,3 $\pm 1,6$
14D18196	8,60	6,91	4,39	189,56	10,15	172,65	$\pm 282,4$	0,40	3,62	11,8 $\pm 1,6$
Σ	309,95	114,67	116,32	5236,83	-626,52					

Information on Analysis	Results	40(r)/39(k) ± 2s	Age (Ka)	± 2s	MSWD	39Ar(k) (% _n)	K/Ca ± 2s
Sample = IRRU-P10 Material = Biotite Location = Chile Analyst = Dan Miggins Project = CHILE DE SILVA (13-40) Mass Discrimination Law = LIN Irradiation = 14-OSU-02 J = 0.00178292 ± 0.00000144 FCT-NM = 28.201 ± 0.023 Ma	Age Plateau	0,03405	± 0,02452	± 79,1	0,75	47,84	± 2,2
	Full External Error		± 72,02%	± 72,02%	66%	10	± 2,2
	Analytical Error			± 79,1	1,94	2σ Confidence Limit	
				± 79,1	1,0000	Error Magnification	
	Total Fusion Age	-0,12	± 0,02770	± 89,3		22	± 0,7
	Full External Error		± 23,15%	± 0,2			
	Analytical Error			± 89,8			
				± 89,3			

Tabla 3. Resultados de la muestra IRRU-21 analizada mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental.

Incremental Heating	$^{36}\text{Ar(a)}$ [fA]	$^{37}\text{Ar(ca)}$ [fA]	$^{38}\text{Ar(cl)}$ [fA]	$^{39}\text{Ar(k)}$ [fA]	$^{40}\text{Ar(r)}$ [fA]	Age (Ka)	$\pm 2s$	$^{40}\text{Ar(r)}$ (%)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (%)	K/Ca $\pm 2s$
14D16323	2,33	2,63	0,31	27,23	-7,40	-874,76	$\pm 567,7$	-1,09	0,62	4,46 $\pm 1,02$
14D16325	0,68	2,46	0,38	24,63	-0,14	-18,67	$\pm 393,2$	-0,07	0,56	4,31 $\pm 1,07$
14D16326	1,71	2,30	0,37	26,57	-0,78	-95,01	$\pm 531,8$	-0,16	0,61	4,97 $\pm 1,33$
14D16328	0,76	3,67	0,51	38,37	8,17	685,19	$\pm 265,6$	3,52	0,87	4,50 $\pm 0,72$
14D16329	0,70	5,05	0,61	49,07	-0,83	-54,39	$\pm 200,5$	-0,40	1,12	4,18 $\pm 0,51$
14D16331	1,11	9,62	1,03	80,34	0,27	10,84	$\pm 141,6$	0,08	1,83	3,59 $\pm 0,21$
14D16332	0,88	13,58	1,35	106,05	2,26	68,52	$\pm 102,1$	0,86	2,41	3,36 $\pm 0,15$
14D16333	0,69	20,63	1,72	134,78	0,92	22,05	$\pm 72,8$	0,45	3,07	2,81 $\pm 0,08$
14D16335	0,52	25,64	1,84	148,89	0,58	12,64	$\pm 61,9$	0,38	3,39	2,50 $\pm 0,06$
14D16336	0,61	32,99	2,06	164,27	1,09	21,38	$\pm 58,0$	0,61	3,74	2,14 $\pm 0,04$
14D16338	0,67	42,15	2,29	182,93	-0,24	-4,26	$\pm 53,1$	-0,12	4,17	1,87 $\pm 0,03$
14D16339	1,27	54,30	2,65	203,51	-2,87	-45,36	$\pm 60,4$	-0,77	4,63	1,61 $\pm 0,02$
14D16340	1,24	74,44	3,16	243,18	-3,94	-52,14	$\pm 49,2$	-1,08	5,54	1,40 $\pm 0,01$
14D16342	1,15	86,21	3,37	264,28	-2,97	-36,18	$\pm 44,2$	-0,88	6,02	1,32 $\pm 0,01$
14D16343	1,19	96,91	3,56	277,86	-6,60	-76,41	$\pm 43,2$	-1,90	6,33	1,23 $\pm 0,01$
14D16344	1,44	110,03	3,94	300,50	-7,90	-84,57	$\pm 43,4$	-1,89	6,84	1,17 $\pm 0,01$
14D16346	1,55	124,07	4,23	316,58	-8,06	-81,93	$\pm 43,5$	-1,79	7,21	1,10 $\pm 0,01$
14D16347	1,63	133,41	4,23	313,53	-8,93	-91,69	$\pm 44,6$	-1,89	7,14	1,01 $\pm 0,01$
14D16348	2,16	152,99	4,70	321,84	-10,42	-104,13	$\pm 52,7$	-1,66	7,33	0,90 $\pm 0,01$
14D16350	2,81	163,51	4,73	308,26	-12,26	-127,98	$\pm 65,5$	-1,50	7,02	0,81 $\pm 0,01$
14D16351	3,58	186,80	4,93	302,18	-11,07	-117,90	$\pm 81,0$	-1,06	6,88	0,70 $\pm 0,01$
14D16352	4,64	208,41	5,14	298,72	-9,82	-105,72	$\pm 102,2$	-0,72	6,80	0,62 $\pm 0,00$
14D16354	4,30	160,23	4,17	258,18	-10,02	-124,85	$\pm 111,9$	-0,79	5,88	0,69 $\pm 0,01$

Σ 37,62 1712,02 61,26 4391,74 -90,95

Information on Analysis	Results	40(r)/39(k) ± 2s	Age (Ka)	± 2s	$\frac{^{39}\text{Ar}(k)}{^{39}\text{Ar}(n)}$	K/Ca ± 2s
Sample = LAVA LC IRRU-21 Material = Groundmass Location = Chile Analyst = Dan Miggins Project = CHILE DE SILVA (13-40) Mass Discrimination Law = LIN Irradiation = 14-OSU-02 J = 0.00177926 ± 0.00000235 FCT-NM = 28.201 ± 0.023 Ma	Age Plateau Error Mean Full External Error Analytical Error Total Fusion Age Full External Error Analytical Error	-0,02 ± 0,00834 ± 47,96%	-55,92 	± 26,8 ± 0,5 ± 26,9 ± 26,8 ± 16,9 ± 0,3 ± 17,0 ± 16,9	3,97 0% 1,60 1,9922	100,00 23 2σ Confidence Limit Error Magnification 23 1,10 ± 0,00

Tabla 4. Resultados de la muestra IRRU-P10 analizada mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental.

Incremental Heating	$^{36}\text{Ar}(\text{a})$ [fA]	$^{37}\text{Ar}(\text{ca})$ [fA]	$^{38}\text{Ar}(\text{cl})$ [fA]	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ [fA]	$^{40}\text{Ar}(\text{r})$ [fA]	Age (Ka)	$\pm 2s$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})$ (%)	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%)	K/Ca $\pm 2s$
14D16290	1,65	4,91	0,47	54,22	2,17	127,58	$\pm 1066,2$	0,44	0,96	4,75 $\pm 0,57$
14D16292	0,90	5,36	0,50	55,56	-2,01	-115,26	$\pm 582,9$	-0,76	0,99	4,46 $\pm 0,49$
14D16293	0,70	7,32	0,68	81,57	-3,08	-120,44	$\pm 318,6$	-1,50	1,45	4,79 $\pm 0,40$
14D16295	0,66	11,67	1,01	121,00	-1,64	-43,29	$\pm 203,6$	-0,85	2,15	4,46 $\pm 0,24$
14D16296	0,54	10,66	0,83	109,09	-3,17	-92,84	$\pm 190,2$	-2,03	1,94	4,40 $\pm 0,26$
14D16298	1,15	24,58	1,72	206,71	-2,11	-32,65	$\pm 198,4$	-0,63	3,67	3,62 $\pm 0,09$
14D16299	0,73	27,64	1,70	214,01	-3,22	-48,01	$\pm 126,4$	-1,52	3,80	3,33 $\pm 0,08$
14D16300	0,69	34,93	1,87	239,36	-3,01	-40,14	$\pm 108,8$	-1,49	4,25	2,95 $\pm 0,06$
14D16302	0,84	62,00	2,69	340,81	-1,04	-9,74	$\pm 91,4$	-0,42	6,06	2,36 $\pm 0,03$
14D16303	0,97	72,62	2,85	357,53	-2,92	-26,06	$\pm 99,1$	-1,03	6,35	2,12 $\pm 0,02$
14D16305	0,77	83,84	2,90	360,37	-2,15	-19,02	$\pm 80,4$	-0,95	6,40	1,85 $\pm 0,02$
14D16306	0,66	100,97	3,17	374,97	-1,60	-13,61	$\pm 68,3$	-0,82	6,66	1,60 $\pm 0,01$
14D16307	0,67	125,57	3,27	400,45	-2,52	-20,12	$\pm 65,3$	-1,28	7,12	1,37 $\pm 0,01$
14D16309	0,63	130,29	3,20	379,10	-1,50	-12,66	$\pm 65,3$	-0,81	6,74	1,25 $\pm 0,01$
14D16310	0,61	142,25	3,40	370,95	0,31	2,69	$\pm 65,1$	0,17	6,59	1,12 $\pm 0,01$
14D16311	0,78	135,58	3,00	329,49	-1,54	-14,91	$\pm 90,3$	-0,67	5,86	1,05 $\pm 0,01$
14D16313	0,55	147,19	3,22	316,52	1,42	14,37	$\pm 70,7$	0,86	5,62	0,92 $\pm 0,01$
14D16314	0,54	146,30	3,07	284,14	-1,37	-15,34	$\pm 77,4$	-0,86	5,05	0,84 $\pm 0,01$
14D16315	0,64	161,92	3,17	270,32	1,22	14,41	$\pm 94,2$	0,64	4,80	0,72 $\pm 0,01$
14D16317	0,97	161,07	3,12	236,39	1,52	20,55	$\pm 153,6$	0,53	4,20	0,63 $\pm 0,01$
14D16318	1,17	159,70	2,90	205,84	6,60	102,34	$\pm 208,9$	1,87	3,66	0,55 $\pm 0,00$
14D16319	0,75	144,18	2,62	175,03	3,51	64,03	$\pm 165,3$	1,55	3,11	0,52 $\pm 0,00$
14D16321	1,01	111,02	2,07	143,81	1,28	28,49	$\pm 259,1$	0,43	2,56	0,56 $\pm 0,00$

Σ 18,61 2011,58 53,43 5627,25 -14,84

Information on Analysis	Results	40(t)/39(k) ± 2s	Age (Ka)	± 2s	MSWD	39Ar(k) (%n)	K/Ca ± 2s
Sample = LAVA-LI-II Material = Groundmass Location = Chile Analyst = Dan Miggins Project = CHILE DE SILVA (13-40) Mass Discrimination Law = LIN Irradiation = 14-OSU-02 J = 0.00176538 ± 0.00000131 FCT-NM = 28.201 ± 0.023 Ma	Age Plateau	-0,003	± 0,00660	± 21,1	0,26	100,00	± 0,14
	Overestimated Error		± 207,29%	± 2,1	100%	23	± 0,75
	Full External Error			± 21,1	1,60	2σ Confidence Limit	
	Analytical Error			± 21,1	1,0000	Error Magnification	
	Total Fusion Age	-0,003	± 0,00839	± 26,8		23	± 0,00
	Full External Error		± 318,17%	± 3,2			
	Analytical Error			± 26,8			