



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

CARACTERIZACIÓN DE LOS VOLÁTILES DEL VOLCÁN LASTARRIA DESDE EL PLEISTOCENO A LA ACTUALIDAD, ZONA VOLCÁNICA CENTRAL DE LOS ANDES, CHILE

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTORA EN CIENCIAS, MENCIÓN
GEOLOGÍA

MARCELA CONSUELO PIZARRO PÉREZ

PROFESOR GUÍA:

DIEGO MORATA CÉSPEDES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

ÁNGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

CLAUDIA CANNATELLI

PATRICIA LARREA MÁRQUEZ

VICENTE SOLER JAVALOYES

SANTIAGO DE CHILE

2022

**RESUMEN DE LA TESIS PARA
OPTAR AL GRADO DE:** Doctor en
Ciencias, Mención Geología.
POR: Marcela Consuelo Pizarro Pérez
FECHA: 2022
PROFESOR GUÍA: Diego Morata
Céspedes

CARACTERIZACIÓN DE LOS VOLÁTILES DEL VOLCÁN LASTARRIA DESDE EL PLEISTOCENO A LA ACTUALIDAD, ZONA VOLCÁNICA CENTRAL DE LOS ANDES, CHILE

El volcán Lastarria (ZVC) emite constantemente volátiles a través de los bordes de sus cráteres, dentro del cráter actual y en el flanco NO del edificio volcánico. Su actividad comienza en el Pleistoceno y continúa hasta el día de hoy. En las últimas 2 décadas se han descrito deformaciones bajo el edificio volcánico, así como también en su sector sur (Complejo Volcánico Lazufre).

A partir de la determinación del contenido de volátiles disueltos en inclusiones vítreas (e.g. magma formador de los eventos eruptivos), y la cuantificación del CO₂ emitido difusamente del volcán Lastarria en la actualidad, se caracteriza el comportamiento de los volátiles y su influencia en la actividad volcánica desde el Pleistoceno a la actualidad.

Este trabajo se dividió en 2 secciones: El estudio del pasado a partir de las inclusiones vítreas (desde el Pleistoceno) y el correspondiente a lo que ocurre en la actualidad analizando el flujo difuso de CO₂.

Para analizar el contenido de volátiles en las inclusiones vítreas de 14 muestras, se utilizó la microsonda electrónica (EMPA), la espectroscopia Raman y espectrometría de masa de iones secundarios (SIMS). Tanto las plagioclasas (An₄₀₋₅₁), clinopiroxenos (En₃₉₋₄₄; Wo₄₂₋₄₆) y ortopiroxenos (En₆₃₋₇₅; Wo₂₋₃) presentaban inclusiones vítreas riolíticas altas en potasio, más evolucionadas que la roca total (andesítica). Los contenidos de volátiles varían entre 311-1981 ppm de F, 1010-2608 ppm de Cl, <130 ppm de S, 70-700 ppm de CO₂ y 0,1 a 3,4 wt%. De H₂O. Se encontraron contenidos de CO₂ en las burbujas de contracción presentes en las inclusiones, con densidades de 0,02 a 0,3 gr/cm³, con hasta 83% de CO₂ secuestrado por la burbuja. Las condiciones pre-eruptivas del sistema magmático del volcán Lastarria muestran dos zonas de acumulación con las siguientes condiciones: (i) zona 1 profunda con presiones de ~8kbar y 723 a 1039°C de T°, (ii) zona 2 con presiones de ~3 kbar y 939°C de T°.

Por otra parte, para analizar las condiciones actuales del volcán, se utilizó la metodología de la cámara de acumulación para tomar mediciones de flujo difuso de CO₂ en 40 puntos en el 2014, y 47 puntos en el 2016. La cuantificación del flujo total de CO₂ emitido en el área de estudio se realizó utilizando: (a) métodos estadísticos (media aritmética), (b) métodos geoestadísticos (IDW y Kriging).

Los resultados muestran valores de flujo de CO₂ entre 12 y 4500 gm-2d-1 en el 2014 y entre 2 y 3100 gm-2d-1 en el 2016. En ambos casos se logra diferenciar 3 poblaciones log-normal, dos de ellas indican el principal origen del flujo (endógeno) asociado a fuentes magmáticas-hidrotermales. En la campaña del 2014 se emitió 30 t/d de CO₂ difuso en un área de 61765 m², mientras que en el 2016 se calcula un total de 15 t/d en un área de 94935 m². La distribución del flujo muestra una orientación NO que concuerda con esfuerzos regionales.

Logrando constreñir el sistema magmático en profundidad, así como también la distribución y cantidad de CO₂ difuso emitido en la actualidad, este trabajo logra mejorar el conocimiento del volcán Lastarria, y establecer una historia eruptiva desde el Pleistoceno a la actualidad.

*“You have only scratched the surface
of what you’re capable of
there are decades
of victories ahead of you”*

Rupi Kaur

*“Don’t make the mountain your enemy
Get up, get up there instead”*

Florence and the machine

***A mi super mamá,
mis super hermanas
y Ulises***

*“Last but not least, I wanna thank me
I wanna thank me for believing in me
I wanna thank me for doing all this hard work
I wanna thank me for having no days off
I wanna thank me for, for never quitting”*

Snoop dogg

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto ANID-Fondap 15090013, 15200001 y ACE210005 “Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA). La investigación se pudo desarrollar gracias a la beca de doctorado ANID-CONICYT n°2014-21240597.

Esta Tesis no habría sido posible sin la ayuda de la comisión, Dr. Ángelo Castruccio, Dra. Claudia Cannatelli y Dr. Vicente Soler. Por su dedicación, correcciones y por sobre todo paciencia en este largo proceso. Agradecer a Dr. Jacob Hanley por su ayuda con mi Tesis en la pasantía en Canadá. También quiero agradecer a la persona que durante mis peores momentos académicos creyó totalmente en mí, aun cuando yo no creía en mi misma, mi profesor guía Dr. Diego Morata. Gracias. Además, agradecer a Maritza Acuña por su ayuda en todo el proceso administrativo.

El mayor agradecimiento es hacia mi familia. Mi mamá, que sin ella literalmente no estaría aquí logrando mis metas. A la mejor hermana mayor que el universo me pudo entregar, que me amo y protegió desde mi día 1. A la mejor hermana menor, que amé y protegí desde su día 1. A mi wely Olga. A mi perrito Ulises, que fue mi salvador y a la princesa que no alcanzó a vivir para este momento, pero desde el cielo de los perritos me esta mirando. Agradezco también a mi papá, a mis primos Diego y Melissa, a mi tía Lucy, tío miguel, y a mi tata y mami Sonia, gracias por amarme. Agradecer a Eduardo Labbe y mi tío Guido, que, aunque no era su obligación, me quisieron y protegieron siempre.

A mis amikas del alma, Jamila, Neve, Giannina y Ananais que me conocen, aman y apoyan desde que comencé este proyecto. A mis amigos fatm, en especial a mi wawita Manuel. A mis palomitas Cami y Vale, mis colegas y mejores amigas que el doctorado me dejó. A mis colegas que siempre apañaron de una u otra manera, Ángelo y Estefanía, entre muchos otros. A mis amikas Serenenses, mis Camilas (dubo y jara) que literal han tenido que soportarme estos últimos meses del terror.

Agradecer al deporte, la danza y el arte, que en más de una ocasión me permitieron seguir adelante. A mis amigas y compañeras de baile, a las danjoleras, a las twerkeras, y las pole danzarinas. A mi psicóloga Ana que fue parte fundamental para no rendirme.

A cada una de las personas que pasaron por mi vida en estos años, que me incentivaron a seguir adelante con mis sueños. A personas como la Naty, Joshito, flaca, cacao, doris, lunita, catitax2, dani, javi, yuli, neiel, caro, y un gran etc.

Gracias a todes.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE: Doctor en Ciencias, mención Geología	i
DEDICATORIA	ii
AGRADECIMIENTOS	iii
TABLA DE CONTENIDOS	iv
ÍNDICE DE TABLAS	v
ÍNDICE DE FIGURAS	vi
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Estructura de la Tesis	1
1.2. Estudio de Volátiles en magmas	2
1.3. Inclusiones vítreas para el estudio de volátiles	3
1.4. CO ₂ difuso en sistemas volcánicos	5
1.5. Problema y preguntas de investigación	6
1.6. Objetivos	8
1.6.1. Específicos	8
1.6.2. General	8
1.7. Publicaciones	8
1.7.1. Asociadas a la Tesis	8
1.7.2. Proyectos satélites	9
2. ÁREA DE ESTUDIO	13
2.1. Ubicación, accesos y logística	13
2.2. Marco geológico	13
2.3. Evolución volcán Lastarria	16
2.4. Actividad histórica	18
3. NIVELES BASE DEL FLUJO DIFUSO DE CO₂ DEL SUELO EN EL VOLCÁN LASTARRIA, NORTE DE CHILE, ZONA VOLCÁNICA CENTRAL DE LOS ANDES.....	28
RESUMEN.....	28
ABSTRACT.....	29
3.1. Introducción.....	29
3.2. Contexto geológico, volcánico y geofísico.....	30
3.3. Metodología.....	34
3.3.1. Trabajo de terreno.....	34
3.3.2. Método de la cámara de acumulación.....	35
3.3.3. Procesamiento de los datos.....	37

3.3.4. Cálculo del flujo total.....	38
3.4. Resultados.....	39
3.4.1. Campaña 2014.....	39
3.4.2. Campaña 2016.....	42
3.5. Discusión.....	45
3.5.1. Características generales del flujo difuso de CO ₂ en el volcán Lastarria...45	
3.5.2. Origen del CO ₂	46
3.5.3. Flujo total de CO ₂ en el volcán Lastarria.....	49
3.5.4. Flujo volcán Lastarria vs. Otros centros volcánicos.....	51
3.6. Conclusiones.....	54
AGRADECIMIENTOS.....	55
4. CUANTIFICACIÓN DE VOLÁTILES DISUELTOS EN EL VOLCÁN LASTARRIA UTILIZANDO ANÁLISIS DE INCLUSIONES VÍTREAS.....	56
4.1. Muestreo y metodología.....	56
4.1.1. Separación y montaje de minerales.....	57
4.1.2. Petrografía.....	58
4.1.3. Microscopio electrónico de barrido (SEM).....	58
4.1.4. Análisis en microsonda electrónica (EMPA).....	58
4.1.5. Micro-espectrometría Raman confocal.....	59
4.1.6. Espectrometría de masa de iones secundarios (SIMS).....	60
4.1.7. Tratamiento de datos.....	62
4.2. Resultados.....	63
4.2.1. Petrografía.....	63
4.2.2. Química mineral.....	66
4.2.3. Geoquímica de inclusiones vítreas.....	67
4.2.4. Contenido de volátiles disueltos en inclusiones vítreas.....	70
4.2.5. Geotermobarometría.....	78
4.2.6. Burbujas de contracción (<i>shrinkage bubbles</i>).....	79
4.3. Discusión.....	83
4.3.1. Comportamiento de volátiles.....	83
4.3.2. Condiciones magmáticas pre-eruptivas.....	86
4.3.3. Sistema magmático.....	91
4.4. Conclusiones.....	92
5. CONCLUSIONES.....	95
5.1. Flujo difuso de CO ₂ del volcán Lastarria.....	95
5.2. Volátiles en el sistema magmático del volcán Lastarria y sus implicancias.....	96
5.3. Evolución del volcán Lastarria desde el Pleistoceno a la actualidad.....	97
5.4. Modelo conceptual.....	98
BIBLIOGRAFÍA.....	99
ANEXOS.....	113

ÍNDICE DE TABLAS

3. NIVELES BASE DEL FLUJO DIFUSO DE CO₂ DEL SUELO EN EL VOLCÁN LASTARRIA, NORTE DE CHILE, ZONA VOLCÁNICA CENTRAL DE LOS ANDES.

Tabla 3.1. Parámetros estadísticos de las mediciones de flujo de CO₂ (ϕ CO₂).....**40**

Tabla 3.2. Parámetros de las poblaciones particionadas estimadas del Log ϕ CO₂ utilizando el método GSA.....**47**

Tabla 3.3. Detalle del flujo total emitido de CO₂ para cada zona utilizando los diferentes métodos. Año 2016.....**48**

Tabla 3.4. Comparación flujos totales del volcán Lastarria para los años 2014 (este trabajo y Lopez *et al.* (2018)) y 2016.....**50**

4. CUANTIFICACIÓN DE VOLÁTILES DISUELTOS EN EL VOLCÁN LASTARRIA UTILIZANDO ANÁLISIS DE INCLUSIONES VÍTREAS.

Tabla 4.1. Lista de la ubicación de las muestras y sus edades (Naranjo, 2010).....**56**

Tabla 4.2. Contenido de volátiles en inclusiones vítreas según mineral hospedante.....**73**

Tabla 4.3. Fermi diad y densidades de burbujas medidas mediante espectroscopia Raman.....**80**

Tabla 4.4. Concentraciones de CO₂ en burbujas e inclusiones vítreas.....**82**

INDICE DE FIGURAS

1. INTRODUCCIÓN

Figura 1.1 Modificaciones post-atrapamiento de las inclusiones fundidas (Wallace, 2005)5

2. ÁREA DE ESTUDIO

Figura 2.1 Mapa de ubicación y accesos al volcán Lastarria.....14

Figura 2.2 Mapa esquemático de la Cordillera de los Andes y su subdivisión en 4 zonas ZVN, ZVC, ZVS, ZVA y Mapa esquemático de la Zona Volcánica Central (ZVC) y la ubicación del volcán Lastarria (modificado de Stern, 2004).....16

Figura 2.3 Imagen satelital del Complejo Volcánico Lazufre (CV-LAZ). Se observa al norte el volcán Lastarria y al sur el Cordón del Azufre.....17

Figura 2.4 Mapa geológico del Complejo Volcánico Lastarria, modificado de Naranjo (2010). Se identifican las 3 unidades morfo-estructurales definidas por Naranjo (1992)19

Figura 2.5 Geometría y ubicación de los reservorios magmáticos del CV-LAZ y volcán Lastarria según Spica *et al.*, (2015).....21

Figura 2.6 Modelo de tasa de deformación (cm/año) observado en CV-LAZ a partir de datos InSAR (modificado de Pritchard y Simmons, 2004).....22

Figura 2.7 Rango de desplazamiento a partir de datos InSAR. A la izquierda se observan los rangos para el volcán Lastarria, y a la izquierda se muestran los rangos para el CV-LAZ (modificado de Froger *et al.*, 2007).....23

Figura 2.8 Datos de deformación observados (InSAR) en el periodo 2003 - 2008, (a) para el CV-LAZ y (b) Volcán Lastarria. Posibles escenarios que podrían explicar la geometría de la superficie de deformación en CV-LAZ, (c) un sill expandiéndose lateralmente en profundidad y (d) una cámara magmática preexistente con inflación en profundidad (modificado de Ruch *et al.*, 2008; 2009).....24

Figura 2.9 Mapa de la deformación en el área de CV-LAZ. Se observa la inflación máxima de 40 cm en un periodo de 5 años (2003-2008). El área de deformación correspondería a un sill con dimensiones de 50 km x 38 km (Modificado de Anderssohn *et al.*, 2009).....25

Figura 2.10 Modelo 3D del CV-LAZ en base a su conductividad. (A) cuerpo resistivo ubicado bajo la precordillera Chilena que correspondería a una intrusión plutónica del Cretácico Tardío. (B) cuerpo de alta conductividad a poca

profundidad. (C) Salares a profundidades someras. (D) zona altamente conductiva asociada a un fundido parcial que asciende del manto superior a la corteza cortical somera (Budach *et al.*, 2013).....**26**

Figura 2.11 (a) vista del mapa y (b) vista de la sección transversal desde el sur. La geometría de la fuente de deformación es un sill oblongo con un buzamiento al este de cerca de 10° con desplazamiento máximo que ocurre ~8 km. Su máxima apertura es de ~5 cm/año (Pearce y Lundgrem, 2013).....**27**

3. NIVELES BASE DEL FLUJO DIFUSO DE CO₂ DEL SUELO EN EL VOLCÁN LASTARRIA, NORTE DE CHILE, ZONA VOLCÁNICA CENTRAL DE LOS ANDES.

Figura 3.1. A. Principales fallas y lineamientos de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) (Veloso *et al.*, 2019 y referencias en el mismo). B. Lineamientos inferidos (líneas punteadas) del Complejo Volcánico Lazufre (CV-LAZ) identificados por Veloso *et al.* (2019). C. Unidades morfoestructurales del Complejo Volcánico Lastarria (CVL) definidas por Naranjo (1992). D. Imagen Google Earth del Volcán Lastarria sensu stricto. Se observan los cráteres orientados N-NO, los campos fumarólicos en el cráter y el campo fumarólico del flanco NO (área de estudio).....**33**

Figura 3.2. Mapa de ubicación de las mediciones discretas de flujo difuso de CO₂ realizadas en el campo fumarólico NO del volcán Lastarria, con información adicional sobre la temperatura del suelo de cada una. Los flujos de color gris corresponden a puntos sin mediciones de temperatura. Año 2014.....**36**

Figura 3.3. Mapa de las mediciones discretas de flujo difuso de CO₂ realizadas en el campo fumarólico NO del volcán Lastarria. Año 2016.....**37**

Figura 3.4. Diagrama conceptual del método de la cámara de acumulación. El flujo difuso de CO₂ desde el suelo es capturado y acumulado en la cámara. La bomba de aire lleva el flujo hacia un filtro anti-condensación (F1) y luego a un filtro bolster (F2). Luego el flujo ingresa al analizador de gas, la información es recopilada a través de la computadora portátil y finalmente el flujo sale para retornar a la cámara de acumulación.....**38**

Figura 3.5. Histograma del flujo de CO₂ para el área de estudio (datos año 2014). Se observa asimetría positiva en el flujo de CO₂ (ϕ CO₂) en el gráfico de la esquina superior derecha. El histograma del $\log\phi$ CO₂ presenta una distribución normal. B. Gráfico de probabilidad acumulada del $\log\phi$ CO₂. Los valores se presentan como puntos lilas. Las líneas rectas azul, verde y roja corresponden a las poblaciones determinadas por el procedimiento de Sinclair (1974), identificadas como población A, B y C respectivamente. Se muestra para cada población la proporción, promedio y desviación estándar.....**41**

Figura 3.6. Temperatura del suelo vs log flujo de CO ₂ para las mediciones realizadas el año 2014 en el campo fumarólico NO del volcán Lastarria. Se observa una correlación positiva entre ambos parámetros (R ² =0,5286).....	40
Figura 3.7. Mapa de flujo difuso de CO ₂ utilizando interpolación IDW para el campo fumarólico en el sector NO del volcán Lastarria. Año 2014.....	43
Figura 3.8. Mapa de flujo difuso de CO ₂ generado a partir de la interpolación Kriging con los respectivos variogramas para cada zona del área de estudio. Año 2014.....	43
Figura 3.9. A. Histograma del flujo difuso de CO ₂ para el área de estudio del año 2016. Se observa asimetría positiva en el flujo de CO ₂ (ϕ CO ₂) en el gráfico de la esquina superior derecha. El histograma del log ϕ CO ₂ presenta una distribución normal. B. Gráfico de probabilidad acumulada del log ϕ CO ₂ . Los valores se presentan como puntos lilas. Las líneas rectas azul, verde y roja corresponden a las poblaciones determinadas por el procedimiento de Sinclair (1974), identificadas como población A, B y C respectivamente. Se muestra para cada población la proporción, promedio y desviación estándar.....	44
Figura 3.10. Mapa de flujo difuso de CO ₂ para las diferentes zonas discretas del área de estudio, utilizando interpolación IDW. Año 2016.....	45
Figura 3.11. Mapa de la interpolación Kriging de los flujos de CO ₂ con los respectivos variogramas para las diferentes zonas del área de estudio. Año 2016.....	48
Figura 3.12. Diagramas de caja representando los datos de flujo difuso de CO ₂ de distintos volcanes de la ZVC utilizando la misma metodología de la cámara de acumulación. La línea horizontal inferior representa el valor mínimo, la línea superior corresponde al valor máximo. La caja representa en su nivel superior al tercer quintil, la línea del medio es el segundo quintil o mediana, y la línea inferior al primer quintil. El cuadrado dentro de la caja es el promedio de los datos. Los asteriscos representan posibles valores anómalos. Las mediciones están ordenadas de norte (izquierda) a sur (derecha). Los datos de los volcanes Tacora, Taapacá, Parinacota, Irruputuncu, Ollagüe y La Poruña corresponden a datos adquiridos en campañas previas (2004-2005) por Vicente Soler (en color gris). Los datos en color morado corresponden al volcán Lastarria año 2014 y 2016 (este trabajo).....	53
4. CUANTIFICACIÓN DE VOLÁTILES DISUELTOS EN EL VOLCÁN LASTARRIA UTILIZANDO ANÁLISIS DE INCLUSIONES VÍTREAS.	
Figura 4.1. Ubicación geográfica (estrellas verdes) de las muestras recolectadas para las diferentes unidades. El detalle del mapa se puede encontrar en el capítulo 2 (figura 2.4).....	57
Figura 4.2. Espectro Raman representativo que muestra el fermi diad para el CO ₂ (Fall <i>et al.</i> , 2011).....	61

Figura 4.3. Fotografía del instrumento SIMS Cameca IMS 1280 del laboratorio NENIMF (WHOI, Estados Unidos).....	61
Figura. 4.4. Curvas de calibración para las concentraciones de volátiles a partir de los vidrios estándar utilizados utilizando SIMS.....	62
Figura 4.5. fotomicrografía de cortes transparentes pulidos vista al microscopio óptico con polarizadores cruzados. (a) y (b) corresponden a plagioclasas con texturas de desequilibrio en una masa vítrea con microlitos de plagioclasa y piroxenos de la muestra PII1. (c) muestra un piroxeno inmerso en una masa vítrea con poco contenido de microlitos de la muestra HII4.....	64
Figura 4.6. fotomicrografía de inclusiones vítreas vistas en microscopio. (a) inclusión homogenizada en plagioclasa (b) inclusión con 1 burbuja en plagioclasa (c) inclusión con más de 1 burbuja (d) inclusiones recristalizadas en piroxenos.....	64
Figura 4.7. fotomicrografía de inclusiones vítreas vistas en microscopio. (a) inclusiones homogéneas con 1 burbuja en plagioclasa (b) homogéneas con múltiples burbujas en plagioclasa (c) inclusiones recristalizadas en piroxeno. En la fotografía (d) se observa un fenocristal de feldespato y su distribución de inclusiones vítreas.....	65
Figura 4.8. Diagrama ternario de clasificación de feldespatos. Se observa que la mayoría de las muestras son de composición andesina con algunas pocas en el campo de la labradorita.....	66
Figura 4.9. Diagrama de clasificación de piroxenos. Se observan composiciones de clino-enstatita y augita.....	67
Figura 4.10. Diagrama binario TAS según LeBas (1986). Los círculos rojos sin relleno corresponden a la composición de roca total (WR; andesítica) de las rocas del volcán Lastarria según Naranjo, 2010. La composición de las inclusiones vítreas (MI) corresponde a riolitas y se identifican como símbolos rellenos (alojadas en plagioclasas) y símbolos sin relleno (alojadas en piroxenos) según cada unidad muestreada. El detalle se encuentra en la leyenda.....	68
Figura 4.11. Diagrama SiO ₂ versus K ₂ O según Pecerrillo y Taylor (1976). Se observan que todas las muestras (roca total e inclusiones vítreas) están en el campo de la serie calco alcalina alta en K.....	69
Figura 4.12. Diagramas binarios Harker.....	71
Figura 4.13. Diagramas bivariantes de #Mg vs. Óxidos mayores.....	72
Figura 4.14. Diagrama flúor (ppm) vs. Sílice (%) y flúor (ppm) vs H ₂ O (wt%) (SIMS).....	74

Figura. 4.15. Diagrama Cloro (ppm) vs. Sílice (%) y Cloro (ppm) vs H ₂ O (wt%) (SIMS).....	75
Figura. 4.16. Diagrama azufre (ppm) vs. Sílice (%) y azufre (ppm) vs H ₂ O (wt%) (SIMS).....	76
Figura 4.17. Diagrama CO ₂ (ppm) vs. Sílice (%) y CO ₂ (ppm) vs H ₂ O (wt%) para la totalidad de los datos (SIMS). Diagrama CO ₂ (ppm) vs. Sílice (%) y CO ₂ (ppm) vs H ₂ O para el conjunto de datos bajo los 800 ppm (wt%) (SIMS).....	77
Figura 4.18. Diagrama contenido de agua (wt%) con respecto al contenido de sílice.....	78
Figura 4.19. Diagrama comparativo del contenido de agua obtenido a través de espectroscopía Raman (línea negra continua) y a partir de SIMS (línea negra segmentada).....	79
Figura 4.20. Diagrama volumen inclusión vítrea vs volumen burbuja. Se muestran las líneas de tendencias para diversos porcentajes de volumen de burbuja con respecto al de su inclusión.....	81
Figura 4.21. Diagrama T (°C) pre eruptiva vs. S (ppm). Se muestra la curva de solubilidad del S en el buffer NNO a 2kbar (Luhr,1990).....	84
Figura 4.22. Diagrama del FeO total vs.azufre.....	84
Figura 4.23. Diagrama H ₂ O vs. Cl con isócoras de 50 y 200 MPa basado en datos experimentales (800-1075°C) para magmas riolíticos de Webster <i>et al.</i> 1999.....	85
Figura 4.24. Diagrama H ₂ O vs CO ₂ para las inclusiones vítreas riolíticas. Las líneas azules representan el tipo de desgasificación, DA: desgasificación abierta, DC: desgasificación cerrada al 1%, a partir de un fundido inicial de composición 4 wt% de H ₂ O y 900 ppm de CO ₂ a 900°C. Las líneas grises representan las isobaras para saturación de vapor en presiones de 0,5, 1, 1,5 y 2 kbar para temperaturas de 900°C (líneas punteadas) y 800°C (línea continua). Las líneas rosas son las isopletras de vapor para los distintos porcentajes de H ₂ O. Todas las curvas fueron calculadas utilizando VolatileCalc (Newman y Lowenstern, 2002). Las flechas negras indican la reconstrucción del contenido de CO ₂	87
Figura 4.25. Diagrama H ₂ O vs CO ₂ para las inclusiones vítreas riolíticas. Las líneas azules representan el tipo de desgasificación, DA: desgasificación abierta, DC: desgasificación cerrada al 1% y 5% a partir de un fundido inicial de composición 4 wt% de H ₂ O y 2000 ppm de CO ₂ a 900°C. Las líneas grises representan las isobaras para saturación de vapor en presiones de 1, 2, 3 y 4 kbar para temperaturas de 900°C (líneas punteadas) y 800°C (línea continua). Las líneas rosas son las isopletras de vapor para los distintos porcentajes de H ₂ O. Todas las curvas fueron calculadas utilizando VolatileCalc (Newman y	

Lowenstern, 2002). Las flechas negras indican la reconstrucción del contenido de CO₂.....88

Figura 4.26. Diagrama CO₂ vs H₂O si existiera cristalización fraccionada desde un magma básico en las presiones 200, 300 y 500 MPa.....89

Figura 4.27. Modelo conceptual del sistema magmático del volcán Lastarria. Se encuentra a escala la presión y profundidad, pero las extensiones del reservorio de magma son interpretadas.....94

CAPÍTULO 1 . INTRODUCCIÓN

1.1. Estructura de la Tesis

La presente Tesis presenta el estudio de volátiles disueltos y exsueitos de distintos periodos eruptivos del volcán Lastarria desde el Pleistoceno hasta la actualidad, utilizando diversas metodologías para lograr obtener patrones de desgasificación y evaluar el contenido de volátiles del sistema volcánico. La estructura de la tesis consta de 5 capítulos:

El capítulo 1 corresponde a la introducción. Incluye un estado del arte sobre volátiles en magmas, el problema de investigación, los objetivos del proyecto, y las publicaciones (científicas y en congresos) resultantes de la presente Tesis y sus proyectos satélites realizados en paralelo a la investigación principal.

El capítulo 2 es el marco geológico y descripción detallada de la zona de estudio, con énfasis en la actividad histórica del volcán. Incluye además la evolución del Complejo Volcánico Lastarria con hincapié en el edificio volcánico Lastarria *sensu stricto*.

El capítulo 3 presenta la desgasificación actual del volcán Lastarria, específicamente el flujo de CO₂ emitido difusamente a través de los flancos del edificio volcánico utilizando el método de la cámara de acumulación. Se presenta como un manuscrito de artículo científico (idioma español) que se encuentra en etapa final de revisión en la revista “*Andean Geology*”. Incluye introducción, contexto geológico, volcánico y geofísico, metodología, resultados, discusiones y conclusión.

El capítulo 4 corresponde a la metodología, resultados, discusiones e interpretaciones del análisis de inclusiones vítreas en las distintas unidades del volcán Lastarria. Este capítulo será transformado a un manuscrito de artículo científico (idioma inglés) el cual será sometido a la revista científica internacional “*Journal of Volcanology and Geothermal Research*”.

El capítulo 5 expone las discusiones finales sobre la integración de la información de la desgasificación actual y el contenido de volátiles en la evolución del volcán Lastarria, y finalmente las conclusiones.

1.2. Estudio de volátiles en magmas

Las erupciones volcánicas pueden ser responsables de la muerte de miles de personas, y afectan directa o indirectamente a grandes porciones de la población mundial, uso de suelo y clima. Los gases volcánicos han cobrado directamente la vida de más de 2000 personas en los últimos 600 años (Auker *et al.*, 2013).

La mayoría de los sistemas volcánicos emiten grandes volúmenes de gases a la atmósfera (*e.g.* CO₂, SO₂, H₂S) los cuales son producto de la desgasificación en sub-superficie de volátiles desde el magma (Giggenbach, 1996). Incluso, los volcanes en estado de inactividad, sin erupción de lava o signos de actividad sísmica, son capaces de desgasificarse continuamente (Williams-Jones y Rymer, 2000).

La composición de los gases volcánicos emitidos depende de la configuración tectónica, la profundidad del magma que se está desgasificando, interacción de los gases con sistemas hidrotermales, tipo de volcán y su estado eruptivo. Sin embargo, los gases volcánicos más comunes en orden de abundancia son el agua (H₂O; >90%), dióxido de carbono (CO₂), compuestos sulfurados (SO₂, H₂S), H₂, CO, halógenos.

Los elementos volátiles (*e.g.* H₂O, CO₂, sulfuros y halógenos) pueden ser transportados al manto a través de la subducción de sedimentos y corteza oceánica hidrotermalmente alterada (Peacock, 1990; Kerrick y Connolly, 2001). El ingreso de volátiles (especialmente el agua) a la cuña del manto favorece la génesis del magmatismo en zonas de subducción debido a la disminución del *solidus*. Adicionalmente, componentes volátiles pueden estar contenidos en las rocas del manto en el interior de los cristales o en los límites de granos (*e.g.* Hiraga *et al.*, 2004). El magma generado asciende hasta reservorios someros y los componentes volátiles pueden manifestarse como especies disueltas en el fundido silicatado o exsueitos en una fase gaseosa. Los gases volcánicos pueden preceder la llegada de lava a superficie en semanas o incluso meses. En algunos casos continúan las emisiones de gases persistentes y difusas entre erupciones, incluso cuando ocurren muy infrecuentemente (Edmonds *et al.*, 2015).

Existe evidencia que la acumulación de volátiles juega un rol importante en la presurización pre-eruptiva de reservorios magmáticos (Wallace, 2001). El contenido de volátiles en un magma puede afectar el estilo, frecuencia e intensidad de los procesos volcánicos (De Vivo *et al.*, 2005; Métrich y Wallace, 2008). La desgasificación tiene un profundo efecto en la dinámica de las erupciones volcánicas y de este modo la exsolución del gas mientras el magma asciende, causa grandes cambios en las propiedades físicas del mismo, tales como la densidad y viscosidad (Sparks, 2003).

Por lo tanto, la exsolución de volátiles magmáticos es la principal fuerza impulsora de las erupciones volcánicas y la desgasificación pasa a ser una característica importante de los sistemas volcánicos. Esto implica que el estudio, medición y caracterización de emisiones de gas en volcanes activos puede entregar valiosa información sobre el estado actual de un sistema volcánico (Symonds *et al.*, 1994). La investigación de los volátiles disueltos, exsueles y emitidos, como también del transporte dentro del conducto volcánico, permitiría adentrarse en los procesos de desgasificación del magma, mejorando el conocimiento de estos procesos en la volcanología, y los sistemas hidrotermales asociados.

1.3. Inclusiones vítreas para el estudio de volátiles

Las inclusiones vítreas son pequeñas gotas (~ 1 a 300 μm) de fundido silicatado que quedaron atrapadas en cristales durante la evolución del magma y que han sido reconocidas por varios años (Sorby, 1858; Anderson, 1974; Roedder, 1984; Cannatelli *et al.*, 2016). Su formación en los cristales ocurre cuando algún proceso interfiere con el crecimiento de un cristal perfecto. El mecanismo de formación más común es el crecimiento irregular o esquelético debido a un sobre enfriamiento (*undercooling*) o un suministro no uniforme de nutrientes (Lowenstern, 1995).

Las inclusiones pueden contener cantidades variables de fases minerales, vidrio y/o burbujas de vapor/gas. Debido a que se forman a relativamente altas presiones y que se comportan como un sistema cerrado y aislado, pueden retener altas concentraciones de elementos volátiles (H, C, Cl, S, F) que normalmente se escaparían del magma durante la desgasificación, lo que provee una información directa del contenido original o menos desgasificado con respecto al magma que ya hizo erupción (Sobolev, 1996; Sobolev y Chaussidon, 1996).

Además, las inclusiones pueden dar información sobre presiones y temperaturas de cristalización, cambios de fases en el magma durante el enfriamiento y tasas de enfriamiento (Roedder, 1979). La desventaja del estudio de inclusiones fundidas es principalmente la dificultad para identificarlas debido a su pequeño tamaño y la posibilidad de que no representen la composición original del fundido en el momento que fueron atrapadas.

Las inclusiones vítreas mejor preservadas y por lo tanto más adecuadas para realizar análisis se encuentran generalmente en productos volcánicos enfriados de manera rápida, tales como depósitos piroclásticos y lavas con tasa de enfriamiento rápido. Lo anterior se debe a que, para un tamaño de inclusión dada, a menor tasa de enfriamiento, es más probable que el fundido de la inclusión cristalice. Los minerales huéspedes más comunes para el estudio de las inclusiones fundidas son olivino,

plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Se utilizan estos minerales debido a que se forman en las etapas más tempranas de los magmas, atrapando inclusiones vítreas con la composición más similar de la evolución magmática, además de ser fenocristales dominantes en la mayoría de las rocas volcánicas.

El estudio de inclusiones vítreas ha tenido un gran impacto para entender la génesis del magma en las zonas de subducción ya que proveen un *link* entre la composición del fundido y las abundancias de H₂O y otros volátiles que impulsan la fusión parcial (e.g. Anderson, 1973; Stolper y Newman, 1994; Kelly *et al.*, 2006). Existen varios estudios que utilizan las inclusiones para obtener información de contenido de volátiles pre-desgasificación en fundidos de zonas de subducción (e.g. Sisson y Layne, 1993; Walker *et al.*, 2003; Wallace, 2005; Wade *et al.*, 2006; Portnyagin *et al.*, 2008). El estudio de volátiles en inclusiones vítreas puede relacionarse a los estilos eruptivos y por lo tanto utilizarse para determinar peligros volcánicos (e.g. Roggensack *et al.*, 1997; Kamenetsky *et al.*, 2007).

Danyushesky *et al.* (2002) demuestra a través de experimentos de homogenización, que la inclusión silicatada después de ser atrapada en el cristal puede sufrir distintos procesos que modifican su composición (Fig. 1.1). Durante el enfriamiento continúa la cristalización del fundido en la interfase fundido-cristal, empobreciendo el fundido en elementos que entran en la fase cristalina (compatibles) y se enriquece en elementos incompatibles (Roedder, 1979; Danyushevsky *et al.*, 2000). También puede ocurrir intercambio difusivo entre el fundido y el cristal, y afecta especialmente el contenido de Fe de las inclusiones fundidas en olivinos (Qin, 1992; Danyushevsky *et al.*, 2000; Gaetani y Watnos, 2000).

El proceso post-atrapamiento más importante en el estudio de volátiles es la formación de burbujas de vapor (*shrinkage bubble*) debido a la gran contracción termal del fundido con respecto al cristal huésped durante el enfriamiento, empobreciendo el fundido en CO₂ a causa de su baja solubilidad (Anderson y Brown, 1993; Wallace *et al.*, 2005). Durante el ascenso y erupción, los volátiles pueden filtrarse por grietas en el cristal huésped alrededor de la inclusión. En flujos de lava y domos durante el enfriamiento lento, las inclusiones fundidas pueden cristalizar (microlitos) y perder volátiles. Finalmente, una inclusión silicatada típica a temperatura ambiente se conforma de un borde de mineral huésped, una burbuja de vapor/fluido (*shrinkage bubble*) y fundido residual recristalizado (Roedder, 1979). Debido a los procesos post-atrapamiento que modifican la composición de la inclusión vítrea, es necesario previo al análisis (especialmente de volátiles) caracterizar completamente las inclusiones y sus rasgos texturales.

El análisis petrográfico de las inclusiones vítreas es necesario especialmente, para lograr identificar las distintas familias de inclusiones, las cuales describen a un grupo de inclusiones que son atrapadas al mismo tiempo (e.g. grupo de inclusiones en

la misma zona de crecimiento) y, por lo tanto, a las mismas condiciones presión-temperatura (P-T) y desde un fundido de igual composición. Es importante que las inclusiones estudiadas sigan las reglas determinadas por Roedder (1984), que se detallan a continuación:

- i. La inclusión es atrapada en una sola fase homogénea.
- ii. La inclusión representa un sistema isocórico (volumen constante).
- iii. Después de ser atrapada, nada se le ha agregado o removido a la inclusión.

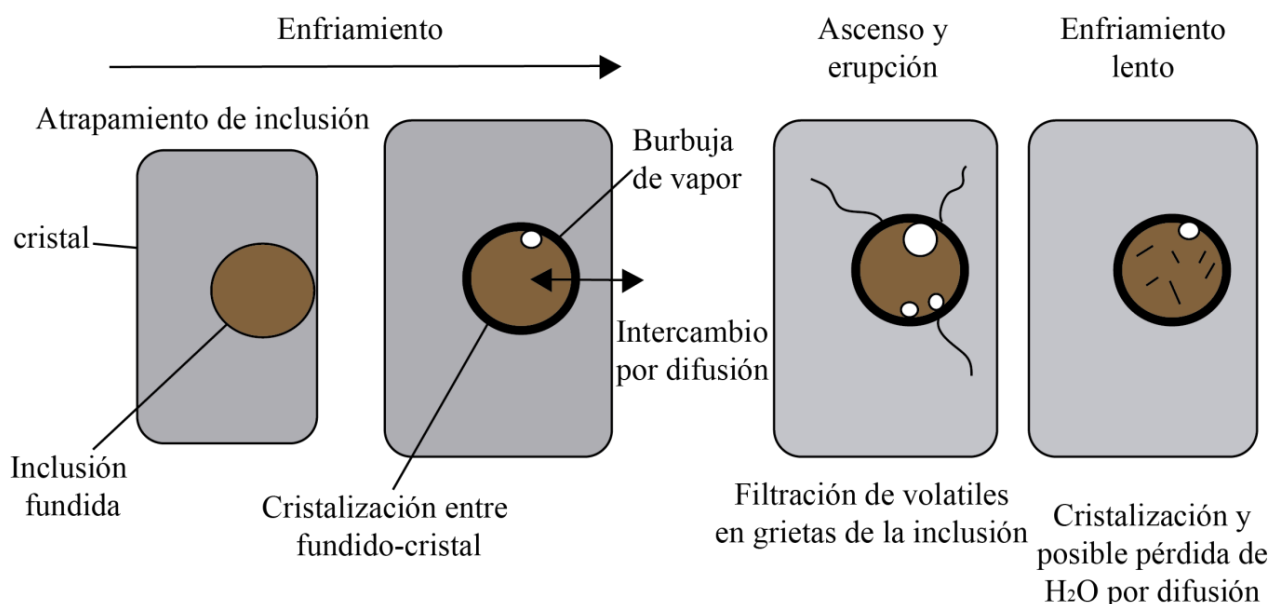


Figura 1.1: Modificaciones post-atrapamiento de las inclusiones fundidas (Wallace, 2005).

1.4. CO₂ difuso en sistemas volcánicos

El dióxido de carbono es el segundo volátil más importante liberado de sistemas volcánicos después del agua. El CO₂ en su ascenso puede disolverse en acuíferos someros, sin embargo, al ser un gas no condensable la mayoría del gas alcanza la superficie. El proceso de migración del dióxido de carbono en un medio poroso y homogéneo puede ser a través de advección y difusión (López *et al.*, 2004; Inguaggiato *et al.*, 2013). Los flujos altos tienden a ser dominados por advección mientras que los bajos flujos por difusión (Chiodini *et al.*, 1998). El CO₂ es un importante trazador químico de la desgasificación sub superficial del magma debido a su baja solubilidad en fundidos silicatados a presiones bajas a moderadas (Gerlach y Graeber, 1985).

Las emisiones difusas de gas en ambientes volcánicos son espacialmente heterogéneas debido a la migración preferencial de gas a través de fallas, fracturas y conductos (Klusman, 1993). Debido a esto, las mediciones de emisiones de gas a través del suelo pueden ser utilizadas para detectar zonas permeables (estructuras tectónicas) en áreas volcánicas (e.g. Sugisaki *et al.*, 1983; Giammanco *et al.*, 1998) y puede definir estructuras de desgasificación difusa (*diffuse degassing structures*; DDS) (Chiodini *et al.*, 2001). Sin embargo, solo algunos sistemas de fallas permiten que los fluidos asciendan a superficie (Faulds *et al.*, 2004).

Las concentraciones de gas en el suelo pueden verse afectadas por distintos procesos que causan cambios en las características del suelo tales como cambios en los espacios de los poros y el volumen de las fisuras. Los procesos que pueden afectar las concentraciones de gas en el suelo incluyen: variaciones climáticas (lluvia, viento, temperatura y humedad del suelo), variaciones en la presión atmosférica, deformación del edificio volcánico, actividad sísmica y tectónica (Hinkle, 1990; Baubron *et al.*, 1991; Giammanco *et al.*, 1998). El flujo de CO₂ difuso también puede ser influenciado por la naturaleza del suelo: los materiales poco consolidados tales como material piroclástico, serán más propensos a secarse rápidamente después de periodos de precipitaciones removiendo la humedad en el suelo y permitiendo el escape de gas, mientras que los suelos más desarrollados, ricos en arcillas, tienden a retener la humedad sellando el suelo y acumulando el gas. Por otro lado, los suelos con contenidos orgánicos pueden llevar a un incremento en las concentraciones de CO₂ debido a la descomposición del material orgánico y a la producción bacteriana de CO₂ (Hinkle, 1990). La estimación de la desgasificación de CO₂ puede ser complicada debido a la variabilidad temporal y espacial de las emisiones en un área determinada (Chiodini *et al.*, 1998).

El estudio de flujo de CO₂ desde el suelo es utilizado para el monitoreo de volcanes activos debido a que los cambios en las concentraciones de CO₂ liberadas a través de los flancos de un volcán pueden ser correlacionadas con actividad volcánica, y la ventaja de este tipo de monitoreo es que los sistemas volcánicos pueden liberar grandes cantidades de CO₂ incluso en periodos de reposo, ya sea a través de fumarolas o emanaciones difusas en el edificio volcánico (Baubron *et al.*, 1990; Allard *et al.*, 1991; Baubron *et al.*, 1991).

1.5. Problema y preguntas de investigación

El presente trabajo propone estudiar el volcán Lastarria (norte de Chile), un sistema magmático con características distintivas que lo hacen uno de los más peculiares e interesantes de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC).

El volcán Lastarria no posee erupciones históricas registradas, pero presenta una gran actividad fumarólica permanente en los bordes de sus cráteres, en el cráter actual y en el flanco NW del edificio volcánico (Casertano, 1963; González-Ferrán, 1995; Naranjo, 1985).

Se han identificado 2 flujos de azufre en el campo fumarólico del flanco NO de ~220 a ~350 m de largo. Su textura es similar a las de las lavas pahoehoe y presenta estructuras levées. Estos flujos se generaron a partir de las rocas alteradas cubiertas de depósitos de azufre generados por las fumarolas. Estos depósitos existían antes de algunas erupciones explosivas ya que fueron parcialmente cubiertos por material piroclástico, con una fuente magmática local que funde y moviliza a los depósitos de azufre (Naranjo, 1985).

Por otra parte, al norte del volcán se encuentran 2 salares con presencia de manifestaciones termales. Al NE se encuentra el Salar de Aguas Calientes que presenta manifestaciones termales con temperaturas entre 21-24°C mientras que directamente al norte del volcán se encuentra la Laguna Azufrera con manifestaciones que varían entre 18 y 30°C (Hauser, 1997; Risacher et al., 1999). Estas manifestaciones termales podrían estar relacionadas en subsuperficie con la fuente de calor que presentan las fumarolas en el volcán Lastarria.

Adicionalmente, existen varios estudios geofísicos (principalmente a partir de InSAR) en los últimos años que indican la presencia de deformación cortical bajo el volcán Lastarria, comparable incluso con deformaciones tan grandes como las del volcán Yellowstone, la cual está interpretada como movimiento de magma y fluidos magmáticos-hidrotermales (*ver Capítulo 2*).

El volcán Lastarria a pesar de su estado latente, es actualmente una de las fuentes de gases más importantes de la Zona Volcánica Central (ZVC) con un total de ~12400 t/d a ~13500 t/d de volátiles emitidos (Tamburello et al., 2014; Lopez et al., 2018), después de los volcanes Ubinas y Sabancaya que en conjunto aportan 29367 t/d de volátiles totales (Moussalam et al., 2017). Según los cálculos de Tamburello et al. (2014), el total de CO₂ liberado por la ZVC solo aporta ~1% del total de CO₂ liberado por volcanes subaéreos en el mundo (Burton et al., 2013), lo que implica poca representatividad debido a los pocos estudios de CO₂ difuso del suelo en el norte de Chile.

El avance de estudios, metodologías e interpretaciones de los sistemas volcánicos está en crecimiento día a día en el área de la volcanología. Sin embargo, la población mundial también se encuentra en aumento, lo que genera un incremento en la importancia de los peligros volcánicos, tanto local como mundialmente. El volcán Lastarria es un sistema volcánico que se encuentra en una zona sin población cercana, no obstante, las erupciones explosivas (típicas de los

volcanes en la zona volcánica central) pueden liberar material piroclástico que puede recorrer miles de kilómetros de distancia, afectando no solo a la población cercana, sino que también al resto del mundo. Para que la evaluación de peligros volcánicos en el volcán Lastarria pueda ser completa es necesario:

- i. Comprender el rol de los volátiles en la historia eruptiva del volcán Lastarria.
- ii. Entender los procesos de desgasificación que ocurren en el volcán Lastarria.
- iii. Relacionar los procesos de desgasificación de erupciones pasadas con los procesos que ocurren en la actualidad.
- iv. Establecer niveles base de actividad en el volcán, para poder caracterizar los cambios temporales que podrían ocurrir.

Una vez que se tiene una comprensión detallada del comportamiento del sistema volcánico, es posible monitorear eficazmente el área de peligro y de corresponder de riesgo. Sin embargo, el comportamiento puede cambiar en cualquier momento, lo que lleva a buscar métodos de monitoreo que puedan ser accesibles de manera rápida especialmente en los volcanes de poca accesibilidad como sucede en el caso del sistema volcánico Lastarria. Finalmente, la comprensión del sistema volcánico Lastarria podría proporcionar información base para próximos estudios que se realicen, ya sea con énfasis en peligro y riesgo volcánico como también para sistemas hidrotermales y geotermales en áreas cercanas.

A partir de lo anterior, esta Tesis se propone responder las siguientes preguntas: (i) ¿Existe liberación de CO₂ difuso a través del suelo en el volcán Lastarria?, (ii) si es así, ¿Cuál es el flujo total emitido?, (iii) ¿El flujo muestra estructuras de desgasificación?, (iv) ¿Existen cambios temporales del flujo?, (v) ¿Hay alguna relación de la emisión de CO₂ difuso con los eventos de deformación del volcán Lastarria y el Complejo volcánico Lazufre? Con estas preguntas se espera finalmente responder ¿Cuál es el comportamiento del CO₂ liberado difusamente a través del suelo actualmente en el volcán Lastarria?

Por otro lado, al estudiar los productos eruptivos del volcán Lastarria se buscan las respuestas a las siguientes preguntas: (i) ¿Cuál es el contenido de volátiles en las inclusiones vítreas presentes en los cristales?, (ii) ¿Cuáles son las condiciones de temperatura y presión del magma parental de cada episodio eruptivo del volcán?, (iii) ¿Existe difusión de CO₂ desde el vidrio a las burbujas presentes en las inclusiones?, Si es así, ¿Cuál es su contenido?, (iv) ¿Cómo se comportan y evolucionan los volátiles en los periodos eruptivos? Lo anterior nos permitirá responder, ¿Cómo es y cómo se comporta el sistema magmático del volcán Lastarria?

1.6. Objetivos

1.6.1. Específicos

- i. Cuantificar el flujo total de CO₂ emitido difusamente en el volcán Lastarria en áreas de interés.
- ii. Determinar el contenido de volátiles (H₂O, CO₂, F, Cl, S) disueltos en el magma formador de los productos asociados al volcán Lastarria y su relación con los estilos eruptivos.
- iii. Integrar información de volátiles disueltos y exsueles del volcán Lastarria.

1.6.2. General

- i. Determinar y caracterizar el comportamiento y procesos de desgasificación en el volcán Lastarria desde el Pleistoceno hasta la actualidad.

1.7. Publicaciones

1.7.1. Asociadas a la Tesis

A continuación, se presentan las publicaciones y presentaciones en congresos científicos que se encuentran directamente asociadas a la Tesis.

Publicaciones:

- ✓ **Pizarro M.**, Cannatelli C., Morata D., Hanley J., (in prep.) Reconstructing volatile evolution at Lastarria volcano (CVZ, Northern Chile) using melt inclusions analysis (in prep.). Journal of volcanology and geothermal research. (Capítulo 4).

- ✓ **Pizarro M.**, Morata D., Soler V., (in prep.) Cuantificación de la emisión difusa de CO₂ en el volcán Lastarria, Zona volcánica Central. Andean Geology. (Capítulo 3).

Resúmenes en congresos:

- ✓ **Pizarro M.**, Cannatelli C., Morata D., Hanley J., (2018). Reconstructing Melt Inclusion (MI) volatile budget at Lastarria Volcano (CVZ). XV Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile, 18-23 Nov.
- ✓ **Pizarro M.**, Cannatelli C., Morata D., (2017). Reconstructing Volatile Evolution at Lastarria Volcano (CVZ, Northern Chile) Using Melt Inclusions Analysis, Abstract [V43B-0532] presented at 2017 Fall Meeting, AGU, New Orleans, LA, 11-15 Dec.
- ✓ **Pizarro M.**, Cannatelli C., Morata D. (2017). CO₂ budget constraints of Lastarria volcano, Central Volcanic Zone, northern Chile. IAVCEI assembly, 14-18 August, Portland, USA.
- ✓ **Pizarro M.**, Morata D. (2016). Diffuse emissions of CO₂ as a volcanic monitoring technique applied to the study of Lastarria volcano, Northern Chile (CVZ). Cities on Volcanoes 9, Puerto Varas, Chile.

1.7.2. Proyectos satélites

A continuación, se presentan las publicaciones y presentaciones a congresos científicos de proyectos satélites realizados de manera paralela a la realización de la presente Tesis. Los proyectos satélites corresponden a colaboraciones con distintos investigadores en trabajos que aportan al estudio de la volcanología y contribuyeron al desarrollo integral del Doctorado.

Publicaciones:

- ✓ Taussi, M., Nisi, B., **Pizarro, M.**, Morata, D., Veloso, E., Volpi, G., Vaselli, O., Renzulli, A. (2019). Sealing capacity of clay-cap units above the Cerro Pabellón hidden geothermal system (northern Chile) derived by CO₂ flux and temperature measurements. *Journal of volcanology and geothermal research*.
- ✓ Maza, S., Collo, G., Morata, D., Lizana, C., Camus, E., Taussi, M., Renzulli, A., Mattioli, M., Godoy, B., Alvear, B., **Pizarro, M.**, Ramírez, C., Rivera, G. (2018). Clay minerals associations in the clay cap from the Cerro Pabellon blind geothermal system, Andean Cordillera of Northern Chile. *Clay Minerals - Journal of Fine Particle Science*.

- ✓ Godoy B., Rodríguez I., **Pizarro M.**, Rivera G. (2017). Geomorphological and internal features to determine the origin and mobility, of a debris avalanche deposit at Apacheta-Aguilucho Volcanic Complex (AAVC), northern Chile. *Journal of Volcanology and geothermal research*. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.008>

- ✓ Roulleau E., Bravo F., Pinti D., Barde Cabusson S., **Pizarro M.**, Tardani D., Muñoz C., Sanchez J., Sano Y., Takahata N., de la Cal F., Esteban C., Morata D. (2017). Structural control son fluid circulation at the Caviahue-Copahue Volcanic Complex (CCVC) geothermal area (Chile-Argentina), revealed by soil CO₂ and temperature, self-potential, and helium isotopes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2017.05.010

- ✓ Aguilera, F., Benavente, O., Gutiérrez, F., Romero, J., Saltori, O., González, R., Agosto M., Caselli., **Pizarro, M.** (2016). Actividad eruptiva del volcán Planchón-Peteroa durante el período 2010-2011, Zona Volcánica de los Andes del Sur, Chile. *Andean geology*, 43(1), 20-46.

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

Resúmenes en congresos:

- ✓ Alvear B., Morata D., **Pizarro M.**, Leisen M., Barra F. (2018). Geoquímica de elementos traza en minerales del grupo de la sílice: una aproximación al conocimiento de la evolución del Sistema Geotermal Cerro Pabellón. XV Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile, 18-23 Nov.

- ✓ Taussi M., **Pizarro M.**, Nisi B., Morata D., Veloso E., Renzulli A. (2018). The sealing capacity of the clay-cap from the Cerro Pabellón blind geothermal system (Northern Chile) investigated through CO₂ flux measurments. XV Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile, 18-23 Nov.

- ✓ Taussi, M., Renzulli A., **Pizarro, M.**, Morata, D., (2018). The sealing capacity of the clay cap above the Cerro Pabellón geothermal reservoir (Northern Chile) revealed by soil CO₂ flux investigations. 9th European Geothermal PhD Days (EGPD). March 14-16, Zurich.

- ✓ Godoy B., Camus, E., Cannatelli C., Diaz D., Hernández L., Letelier J., Maza S., Morata D., Parada M.A., **Pizarro M.**, Renzulli R., Taussi M., Veloso E. (2018). Linking geothermal systems in the framework of the Altiplano-Puna Magma Body (APMB), Central Andean Volcanic Zone, northern Chile. Presented at 2018 AGU chapman conference, Maule Region, Chile, 7-12 Jan.

- ✓ Maza S., Camus E., Lizana C., Godoy B., Alvear B., **Pizarro M.**, Morata D. (2017). Clay minerals in geothermal systems: the case study from the cerro pabellón Project (apacheta, Chile). 16th International clay conference, 17-21 Julio 2017, Granada, España.

- ✓ Roulleau E., Bravo F., Barde-Cabusson S., **Pizarro M.**, Muñoz C., Sanchez J., Tardani D., Sano Y., Takahata N., de la Cal F., Esteban C. (2016). The geothermal system of Caviahue-Copahue Volcanic Complex (Chile-Argentina): New insights from self-potential, soil CO₂ degassing, temperature measurements and helium isotopes, with structural and fluid circulation implications. EGU General Assembly 2016, 17-22 April, Vienna Austria, p.2162.

- ✓ Roulleau E., Tardani D., Bravo F., **Pizarro M.**, Pinti D., Takahata N., Sano Y., Vinet N., Muñoz C., Sanchez J. (2016) The geothermal system of Copahue-Caviahue volcanic complex (Argentina): Relationship between isotopic composition of thermal fluids and fault network. Goldschmidt 2016, 26 June-1 July, Yokohama, Japan.

- ✓ Roulleau E., **Pizarro M.**, Bravo F., Muñoz C., Sánchez J. (2015). The geothermal system of Copahue-Caviahue volcanic complex (Argentina): New insights from self-potential, CO₂ and temperature measurements, with structural and fluid circulation implications. XIV Congreso Geológico Chileno.

CAPÍTULO 2 . ÁREA DE ESTUDIO

2.1. Ubicación, accesos y logística

El volcán Lastarria se encuentra ubicado en la II Región de Antofagasta, en el límite de Chile-Argentina (Fig. 2.1). En Chile no presenta ningún poblado cercano, sin embargo, toda la zona cordillerana del norte del país es considerada de alto interés en proyectos de exploración y explotación de recursos naturales, los cuales incluyen la minera de metales (e.g. Cu, Au), no metales (litio en salares) y proyectos geotermales. Por otra parte, directamente al norte del volcán se encuentra el parque nacional Llullaillaco el cual posee un ecoturismo activo, manifestaciones culturales (e.g. camino del inca) y flora y fauna con peligro de extinción o en estado de vulnerabilidad (e.g. Suri, Ñandu).

Se puede llegar al volcán desde las dos capitales regionales más cercanas. Desde Copiapó (III Región) se debe tomar la ruta 5 Norte hacia el Norte, y luego tomar la ruta B-885. Desde Antofagasta (II Región) se toma la ruta 5 Norte hacia el Sur, y luego tomar la ruta B-885 (Fig. 2.1). Desde el cruce de la ruta 5 Norte con la ruta B-885 son ~250 km de camino completamente de tierra (~180 km en línea recta), por lo que es necesario un vehículo 4x4 para acceder al volcán. A la base del volcán se puede acceder en vehículo desde el sector NW y a la cima se puede acceder solo a pie. El volcán Lastarria posee condiciones especialmente difíciles para trabajo en terreno, debido a su clima inhóspito, gran altura geográfica (hasta 5706 m s.n.m), bajas temperaturas, fuertes vientos y precipitaciones pluviales durante el verano y de nieve durante el invierno. Además de lo previamente mencionado, el volcán posee al menos 4 campos fumarólicos, los cuales liberan altas cantidades de elementos volátiles que podrían causar sofocación, por lo que se recomienda el uso de máscaras para gases.

2.2. Marco Geológico

La Cordillera de los Andes comprende una cadena continua de montañas que superan los 7500 km de longitud a lo largo del margen occidental de Sudamérica, desde la costa del Caribe en el norte, hasta Cabo de Hornos en el sur. El volcanismo activo se encuentra segmentado en 4 regiones denominados Zona Volcánica Norte (ZVN; 5°N-2°S), Centro (ZVC; 14-28°S), Sur (ZVS; 33-46°S) y Austral (ZVA; 49-55°S) (Fig. 2.2; Thorpe y Francis, 1979).



Figura 2.1. Mapa de ubicación y accesos al volcán Lastarria.

La Zona Volcánica Central (ZVC) limita al norte con la subducción del *ridge* de Nazca a los 14°S en el sur del Perú, hasta la cadena volcánica Tres Cruces-Nevado Ojos del Salado en el norte de Chile (González-Ferrán, 1995) y que está sobreimpuesta a un descenso gradual en el ángulo de subducción hacia el sur (Cahill y Isacks, 1992) . La velocidad de convergencia entre estas placas en el norte de Chile es de 7,8 a 8,4 cm/año (DeMets *et al.*, 1990), mientras que el ángulo de subducción de la placa de Nazca es relativamente empinado ($>25^\circ$) a profundidades >400 km (Dorbath *et al.*, 1996) y la edad máxima de la litósfera oceánica que se subduce en la ZVC es de 50-60 millones de años. La corteza bajo la ZVC se caracteriza por tener un gran espesor cortical superando los 70 km bajo la Cordillera occidental y oriental, y 60-65 km en la zona del altiplano-puna (e.g. James, 1971; Schmitz, 1994; Beck *et al.*, 1996; Dorbath *et al.*, 1996; Schmitz *et al.*, 1999; Swenson, 2000) .

La actividad magmática en la ZVC ha sido continua desde el Oligoceno Superior hasta la actualidad (Wörner *et al.*, 2000; Victor *et al.*, 2004) . En total, se han identificado más de 1100 edificios o centros volcánicos en la ZVC de los Andes (De Silva y Francis, 1991) , entre ellos 44 edificios volcánicos potencialmente activos, 14 de los cuales poseen actividad fumarólica permanente, dentro de los cuales se encuentra

el volcán Lastarria. Los volcanes activos en la ZVC sobre yacen rocas volcánicas del Oligoceno Superior hasta el Cuaternario, incluyendo grandes capas de ignimbritas, estratovolcanes y sistemas de calderas (e.g. Coira *et al.*, 1982; De Silva, 1989; Wörner *et al.*, 2000; Lindsay *et al.*, 2001; Caffè *et al.*, 2002; Schmitt *et al.*, 2002). Muchos de estos centros volcánicos antiguos (Oligoceno Superior - Mioceno) se encuentran bien preservados por las condiciones hiper áridas de la región.

Los centros volcánicos del norte de Chile en la ZVC forman una cadena prácticamente continua a lo largo de la cordillera occidental, aunque existe un gap de ~100 km entre los volcanes Isluga (19°S) e Irruputuncu (21°S) (Stern, 2004). Éstos se caracterizan por la formación de estratovolcanes, domos, flujos piroclásticos, caída de tefra, avalancha de detritos, y depósitos de bloques y cenizas de composición comúnmente andesítica, dacítica y riolítica. Ocasionalmente se encuentran centros eruptivos de composición andesítica basáltica y basáltica.

El Complejo volcánico Lastarria (25°10'S y 68°31'W; 5706 m s.n.m.) se ubica en la porción sur de la ZVC en la Cordillera de los Andes y se encuentra dentro de la Región de Antofagasta en el norte de Chile en la frontera con Argentina (Fig. 2.1; Fig. 2.2). Forma parte del Complejo Volcánico Lazufre (Después de Pritchard y Simons, 2002) junto con el volcán Cordón del Azufre y Cerro Bayo entre los 25 y 26°S (Fig. 2.3). El volcán se encuentra ubicado 305 km hacia el este de la fosa Perú-Chile y el espesor cortical bajo el complejo volcánico es de 60-70 km (James, 1971).

Naranjo (1992) identifica 3 unidades morfoestructurales dentro del Complejo Volcánico Lastarria (CVL): Negriales, Espolón Sur y Lastarria *sensu stricto* (Fig. 2.4). En el W del CVL se encuentra el campo de lava Negriales (1,8 km³) del tipo *coulées* y domo en bloques de composición andesítica-dacítica, que comienza sus manifestaciones alrededor de los 400 ka. Espolón Sur se ubica entre los volcanes Negriales y Lastarria, que genera explosiones y emisiones de lavas andesíticas cerca de los 150 ka y parece ser contemporáneo con algunas etapas del volcán Lastarria. El edificio principal y cono actual corresponde a Lastarria *sensu stricto* que consiste en flujos de lava, escoria y depósitos de flujo piroclásticos. Este último corresponde al volcán de estudio de la presente Tesis, y será nombrado de aquí en adelante simplemente como volcán Lastarria.

El CVL posee una composición andesítica a dacítica de alto potasio (SiO₂ = 57-68%; Naranjo, 1992; 2010) típicas de los arcos volcánicos de composición calcoalcalina y valores de K₂O característicos de las lavas encontradas en la ZVC (Deruelle, 1982). El basamento del CVL incluye conjuntos volcánicos del Mioceno superior al Pleistoceno y existe evidencia estratigráfica, geocronológica y geoquímica que indican que los volcanes Espolón Sur, Lastarria y Negriales son alimentados desde cámaras independientes y de manera independiente, aunque de forma contemporánea (Naranjo, 1992; 2010).

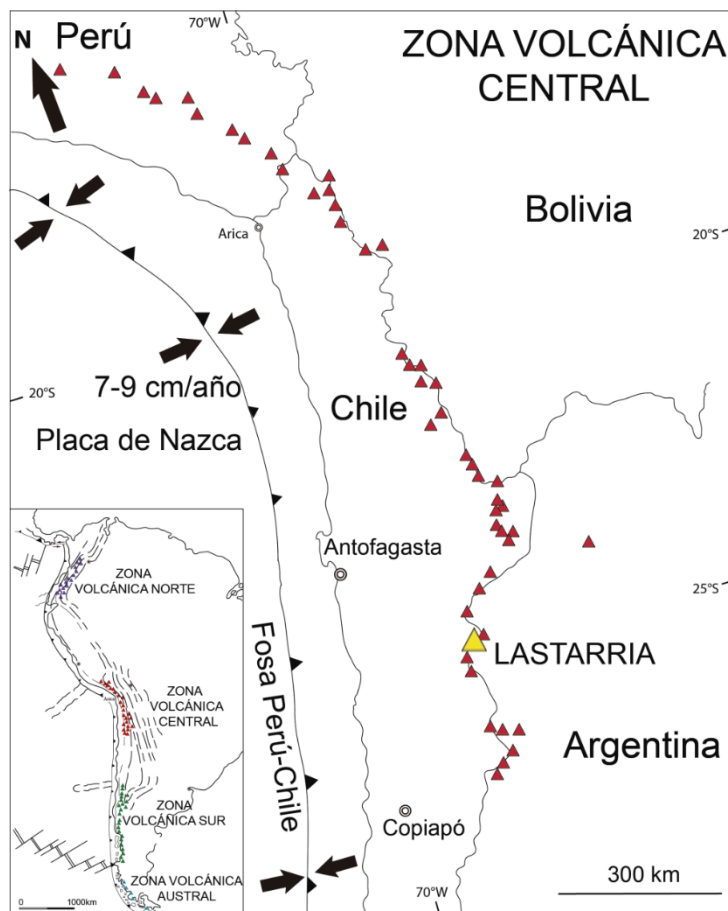


Figura 2.2: Mapa esquemático de la Cordillera de los Andes y su subdivisión en 4 zonas ZVN, ZVC, ZVS, ZVA y Mapa esquemático de la Zona Volcánica Central (ZVC) y la ubicación del volcán Lastarria (modificado de Stern, 2004).

2.3. Evolución volcán Lastarria

El volcán Lastarria tiene la evolución más compleja, prolongada y continua dentro del CVL desde el Pleistoceno medio a superior hasta el Holoceno (Naranjo, 2010). Corresponde a un estratovolcán compuesto ($\sim 10 \text{ km}^3$) de forma cónica con 5 cráteres orientados NW-SE los cuales han ido migrando hacia el norte y reducido su tamaño (Fig. 2.4).

La historia evolutiva del volcán Lastarria la describe en detalle Naranjo (2010), desde donde se toman las identificaciones de unidades como base en la presente Tesis. El primer evento comienza hace 250-330 ka (Pleistoceno superior) con la emisión de extensos y voluminosos ($0,25 \text{ km}^3$) flujos de lavas bloques de composición

andesítica silíceo (61,7-63,8% SiO₂) denominadas Lastarria Lavas 1 (PII1). Luego, entre los 100 y 113 ka se emplazan lavas andesíticas (59,5-61,5% SiO₂) de menor volumen (0,08 km³) llamadas Lastarria Lavas 2 (PII2). Posteriormente (42-90 ka), se emiten las últimas coladas y pulsos andesíticos (59,8-60,6% SiO₂) del Pleistoceno superior con un volumen de 0,12 km³ denominadas Lastarria Lavas 3 (PII3).



Figura 2.3: Imagen Satelital del Complejo Volcánico Lazufre (CV-LAZ). Se observa al norte el volcán Lastarria y al sur el Cordón del Azufre.

Luego de estos 3 episodios de emisión de lavas, el volcán entra en un prolongado período de quietud e inactividad hasta el Holoceno. Aproximadamente a los 5 ka se reactiva el volcán Lastarria con una sucesión de episodios explosivos, debido a la mezcla de magmas andesíticos y dacíticos (menor temperatura) lo que habría desencadenado una corriente de densidad piroclástica y formado el depósito Lastarria Ignimbrita 1 (Hi1) de volumen 0,05 a 0,1 km³ con composiciones que varían entre los 58 y 64% SiO₂. Debido a la acumulación de material piroclástico se generan dos avalancha de detritos, la primera correspondería a un evento precursor de la segunda avalancha que fue descrita como de alta velocidad (Naranjo y Francis, 1987). Luego, se produce otra corriente de densidad piroclástica que genera el depósito Lastarria Ignimbrita 2 (Hi2) hacia el norte de composición andesítica (~62,5 % SiO₂) con un volumen aproximado de 0,015 km³. Posteriormente, aproximadamente a los 2,5 ka se genera una erupción explosiva del volcán Lastarria la cual destruye el cráter (N°4) y emplaza una tercera corriente de densidad piroclástica formando el depósito Lastarria Ignimbrita

3 (Hi3) que alcanzó un volumen de 0,017 km³ y de composición andesítica (58- 62,5% SiO₂).

Después de este periodo de actividad explosiva, se produce la última erupción efusiva correspondiente a lavas domos, *coulées* y flujos de bloques y cenizas de composición andesítica (60,5- 63% SiO₂) con un volumen total de 0,068 km³ denominada Lastarria Lavas 4 (HII4).

Finalmente, la última manifestación del volcán Lastarria y del CVL es una erupción explosiva que genera una corriente de densidad piroclástica denominada Lastarria Ignimbrita 4 (Hi4) de menor volumen (~200000 m³) y el cráter actual (N°5).

2.4. Actividad histórica

La actividad actual del volcán Lastarria consiste en una intensa actividad fumarólica presente desde al menos el siglo XIX (Casertano, 1963). El volcán presenta 4 campos fumarólicos continuos (Naranjo, 1985) con temperaturas que varían entre 80 a 408°C (Aguilera *et al.*, 2012). Las fumarolas más intensas se presentan en la porción NW del volcán, las cuales al aumentar su temperatura generaron fusión masiva de los precipitados de azufre que dieron como resultado coladas de azufre de más de 250 m de longitud (Naranjo, 1985; 1988).

Las fumarolas se encuentran sobre una fuente hidrotermal superficial (~ 1km de profundidad) en forma de embudo y una fuente magmática somera entre los 3 y 6 km de profundidad que alimentaría a la anterior (Aguilera *et al.*, 2012; Spica *et al.*, 2015). Ambas son elípticas en dirección EW y separada por una zona de 2 a 3 km de espesor (Fig. 2.5).

A partir de las extensas emisiones de gases desde los campos fumarólicos del volcán, utilizando sensores remotos, Tamburello *et al.* (2014) determina un flujo total de volátiles de 13480 t/día, mientras que Lopez *et al.* (2018) determina un flujo similar de ~12400 t/día (incluyendo ~ 95 t/d de CO₂ emitido difusamente). Por otra parte, Tamburello *et al.* (2014) determina un flujo de SO₂ promedio de 884 t/día, Carn *et al.* (2017) un flujo de 248 t/día y Lopez *et al.* (2018) un flujo de 604 t/día. Además, Lopez *et al.* (2018) calcula que la mayoría de los volátiles proviene desde el *slab* subductado (87% de carbonatos). A partir de análisis de imágenes ASTER y MODIS, Jay *et al.* (2013) identifican una anomalía termal asociada al campo fumarólico, con temperaturas de 15 grados K sobre la temperatura de fondo.

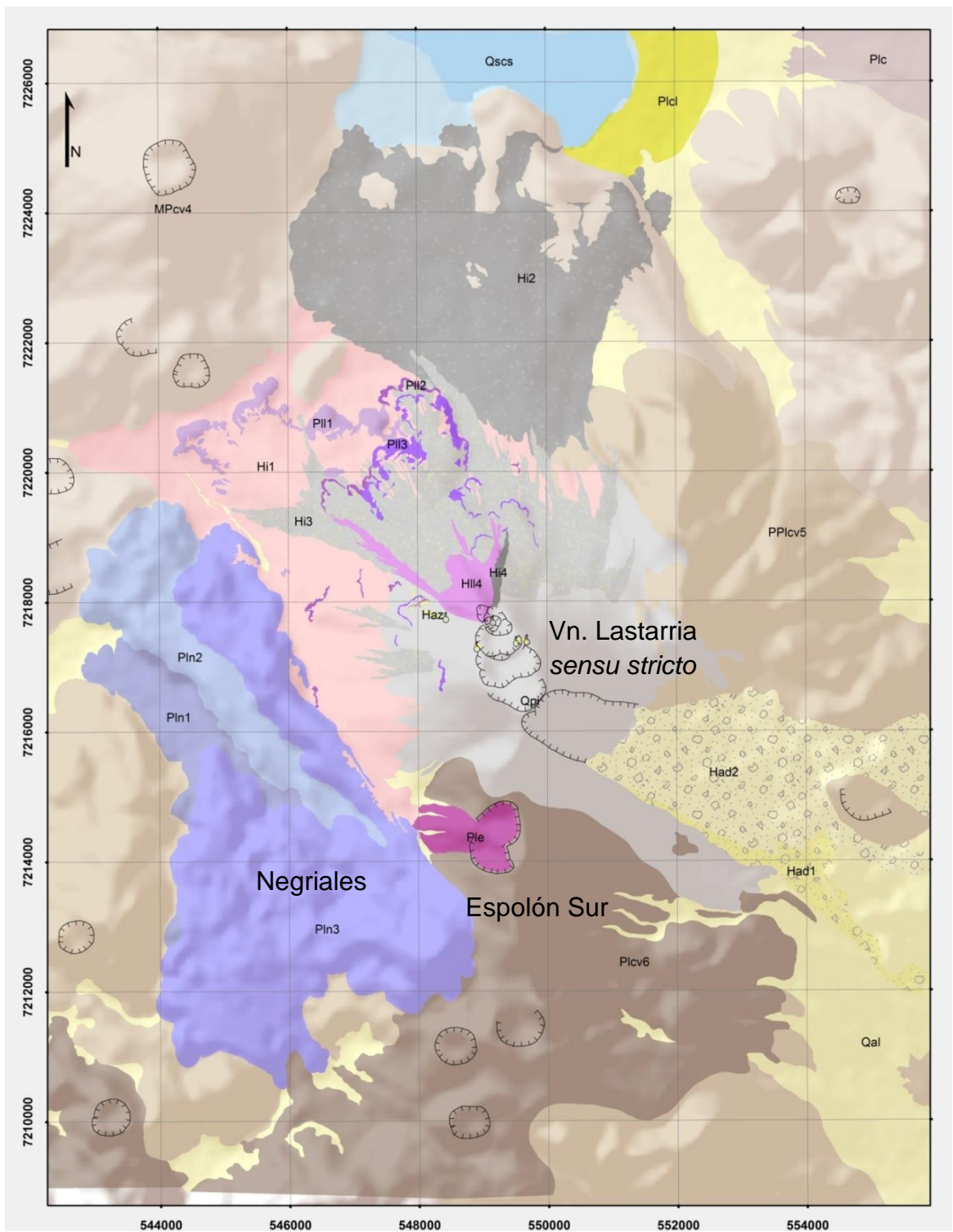









Figura 2.4: Mapa geológico del Complejo Volcánico Lastarria, modificado de Naranjo (2010). Se identifican las 3 unidades morfo-estructurales definidas por Naranjo (1992).

LEYENDA


Basamento

	Plcv6	Conjunto Volcánico VI (Pleistoceno) Estratovolcanes compuestos, lavas y conos de escoria, escasamente erosionados, con morfologías bien preservadas. Andesitas y dacitas porfíricas de piroxeno y biotita; dacitas de hornblenda y biotita.
	Plc	Ignimbrita Caletones (Pleistoceno inferior) Toba de cristales (plagioclasa, piroxeno y biotita) y cenizas, rosada grisácea, débilmente soldada.
	PPlcv5	Conjunto Volcánico V (Pleistoceno superior-Pleistoceno inferior) Lavas y domos con morfología superficial bien preservada. Andesitas y dacitas porfíricas de piroxeno, biotita y ocasionalmente hornblenda.
	MPcv4	Conjunto Volcánico IV (Mioceno superior-Plioceno inferior) Estratovolcanes y conos de escoria de dimensiones pequeñas, débil a muy débilmente erosionados. Lavas potentes, andesíticas y dacíticas, medianamente porfíricas, de piroxeno y biotita, con morfología superficial bien preservada.




Depósitos Sedimentarios

	Qscs	Depósitos salinos (Cuaternario) Corteza salina de superficie suave, húmeda a seca, principalmente de cloruros y sulfatos.
	Plcl	Depósitos de cordones litorales (Pleistoceno) Depósitos clastosoportados de gravas, que forman dorsales de paleocostas.
	Qal	Depósitos aluviales indiferenciados (Cuaternario) Acumulaciones matrizsoportadas, mal seleccionadas, de gravas y bloques, con matriz de arena y limo.













Volcán Espolón

	Ple	Espolón, lavas y piroclastos (Pleistoceno superior) Lava "coulées" de bloques de andesita porfírica de clino y ortopiroxeno, anfíbola y biotita. Depósitos piroclásticos de caída.
---	-----	---

Volcán Negriales

	Pln3	Negriales 3 (Pleistoceno superior) Coladas de lava lobuladas de hasta 7,7 km de largo, "Coulées" de hasta 1,5 km de largo y domo de bloques de andesitas y dacitas porfíricas de clino y ortopiroxeno, biotita, anfíbola y cuarzo, con frentes de hasta 130 m de espesor.
	Pln2	Negriales 2 (Pleistoceno superior) Coladas de lava lobuladas de bloques de andesita silícica y dacita porfírica de clino y ortopiroxeno, biotita, anfíbola y cuarzo, de hasta 8,3 km de largo y con frentes de 60 m de espesor.
	Pln1	Negriales 1 (Pleistoceno superior) Coladas de lava de bloques de andesita silícica, porfírica de clino y ortopiroxeno y biotita de hasta 7 km de largo y frentes de hasta 40 m de espesor.

Volcán Lastarria

	Haz	Depósitos y coladas de azufre (Holoceno) Precipitados de azufre de fumarolas y coladas de azufre fundido.
	Hi4	Lastarria Ignimbrita 4 (Holoceno) Depósitos de corrientes piroclásticas con morfología lobulada y "levées", ricos en bloques líticos y bombas corteza de pan; bloques alterados, subordinados y matriz de ceniza de color gris claro.
	Hi14	Lastarria Lavas 4 (Holoceno) Lava domo "coulée" y coladas de lava de bloques de andesita porfírica de clino y ortopiroxeno y biotita, con frentes de hasta 300, 80 y 25 m de espesor respectivamente; y depósitos de bloques y cenizas con lóbulos y "levées", bloques métricos con diaclasamiento prismático, bombas de bloques y corteza de pan lapilli y cenizas.
	Hi3	Lastarria Ignimbrita 3 (Holoceno) Depósitos de corrientes piroclásticas, con morfología lobulada y "levées", bloques y bombas principalmente de líticos, pómez y escorias grises y bandeadas (andesitas-dacitas) y abundantes bloques líticos métricos como cerrillos de lava y aglomerados alterados amarillentos en niveles más jóvenes; matriz subordinada de lapilli y cenizas.
	Hi2	Lastarria Ignimbrita 2 (Holoceno) Depósitos de corrientes piroclásticas, con morfología lobulada y "levées"; bombas y lapilli principalmente de pómez, pómez-escorias bandeadas y líticos subordinados; matriz de ceniza, de color gris claro.
	Hi1	Lastarria Ignimbrita 1 (Holoceno) Depósitos de corrientes piroclásticas, con morfología lobulada y "levées"; lapilli, bombas y bloques de pómez, pómez-escorias (dacitas-andesitas) bandeadas y líticos subordinados; matriz de ceniza, de color rosáceo por alteración fase vapor.
	Had2	Depósito de Avalancha de Detritos 2 (Holoceno) Depósito lobulado caótico de detritos con bloques de 5 a 20 m de diámetro de aglomerados gruesos, en una matriz de bloques, bombas y lapilli escoriáceos y pumíceos, y con "levées", superficies de cerrillos, depresiones y cordones curvos, métricos a decamétricos.
	Had1	Depósito de Avalancha de Detritos 1 (Holoceno) Depósito caótico de detritos con bloques de aglomerados escoriáceos-pumíceos de hasta 3 m de diámetro, pardo rojizos, en una matriz de bloques, bombas y lapilli escoriáceos.
	Qpi	Depósitos piroclásticos indiferenciados (Cuaternario) Sucesión de depósitos piroclásticos de caída y flujos piroclásticos subordinados, de escorias, líticos y pómez.
	PlI3	Lastarria Lavas 3 (Pleistoceno superior) Coladas de lava lobuladas de bloques de andesita porfírica de clino y ortopiroxeno, con biotita y anfíbola en los niveles más jóvenes, de 1,3 a 4 km de largo y con frentes de hasta 35 m de espesor.
	PlI2	Lastarria Lavas 2 (Pleistoceno superior) Coladas de lava lobuladas de bloques de andesita porfírica de clino y ortopiroxeno y biotita, de hasta 4,5 km de largo y con frentes de hasta 25 m de espesor.
	PlI1	Lastarria Lavas 1 (Pleistoceno superior) Coladas de lava lobuladas de bloques de andesita y andesita silícica porfírica de clino y ortopiroxeno, anfíbola y biotita, de hasta 6,25 km de largo y con frentes de 20 a 70 m de espesor.

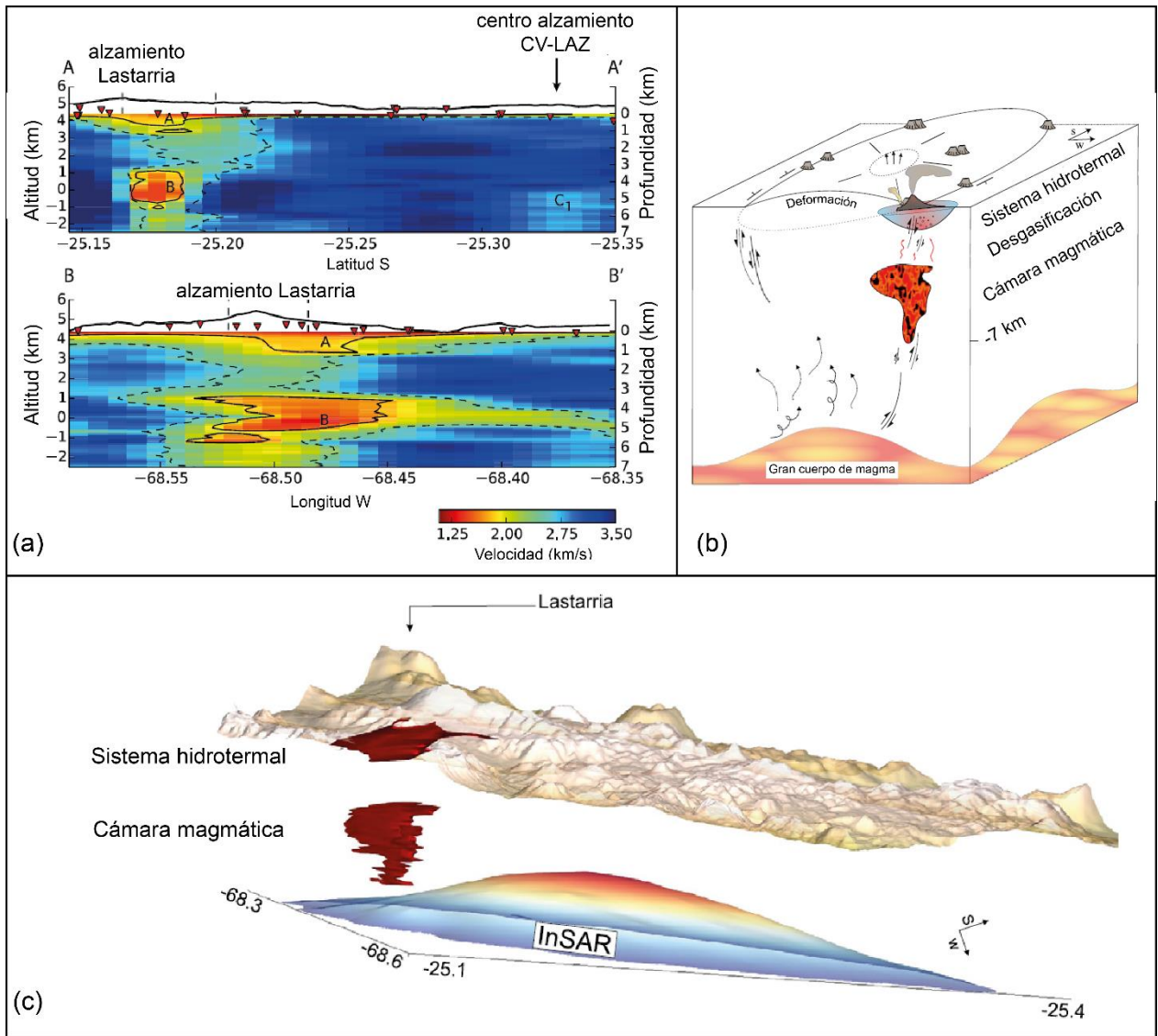


Figura 2.5: Geometría y ubicación de los reservorios magmáticos del CV-LAZ y volcán Lastarria según Spica et al., (2015).

No existen erupciones históricas registradas en el volcán Lastarria. Sin embargo, Pritchard y Simons (2002; 2004), utilizando radar interferométrico de apertura sintética (InSAR por sus siglas en inglés; interferometric synthetic apertura radar), identifican una inflación cortical (~ 1 cm/año; Fig. 2.6) entre los años 1996 y 2000 en el Complejo Volcánico Lazufre (CV-LAZ) comparable en tamaño con súper-volcanes como Yellowstone, interpretado como movimiento de magma y fluidos hidrotermales, lo cual estaría generando una sobrepresión en profundidad. A partir de esta importante detección, se inicia una gran cantidad de estudios en la zona enfocándose en la deformación tanto del CV-LAZ, como directamente en el Volcán Lastarria.

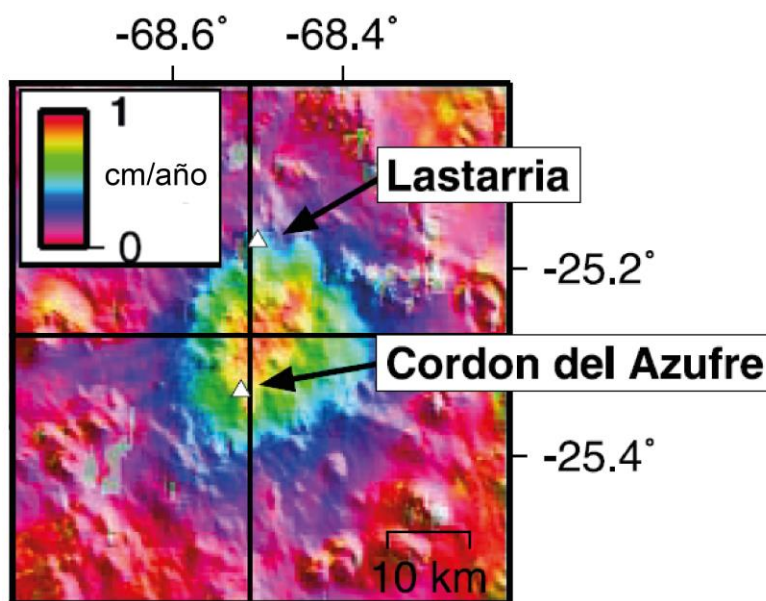


Figura 2.6: Modelo de tasa de deformación (cm/año) observado en CV-LAZ a partir de datos InSAR (modificado de Pritchard y Simmons, 2004).

Posteriormente, Froger *et al.* (2007) confirma la inflación del CV-LAZ detectada entre los años 2003 y 2005 (Fig. 2.7) con una fuente de sobrepresión entre los 7 y 15 km de profundidad, que además identifica una deformación directamente bajo el volcán Lastarria que estaría originada a 1 km bajo la cima del volcán, lo que concuerda con movimiento de fluidos en un sistema hidrotermal conceptualizado por Aguilera *et al.* (2012), y sugieren que el campo fumarólico podría actuar como una “válvula” de presión para el sistema del CV-LAZ.

Durante el período 2003-2008 Ruch *et al.* (2008; 2009) identifican que la deformación en el CV-LAZ afectó un área elongada con 45 km de eje mayor que alcanzó velocidad de 3 cm/año (Fig. 2.8). Proponen además que la deformación en el CV-LAZ podría haber desencadenado actividad local en el volcán Lastarria debido a la transferencia de *stress*, ya que el sistema magmático-hidrotermal puede haber estado en un estado susceptible a pequeñas perturbaciones. Los datos InSAR muestran un cambio volumétrico de 0,05 km³ que refleja solo una pequeña parte del reservorio magmático y que además podrían estar asociados a heterogeneidades de los distintos materiales presentes en la región. Los autores interpretan que la fuente de la inflación es un cuerpo de magma ubicado entre los 10-15 km de profundidad (Fig. 2.8).

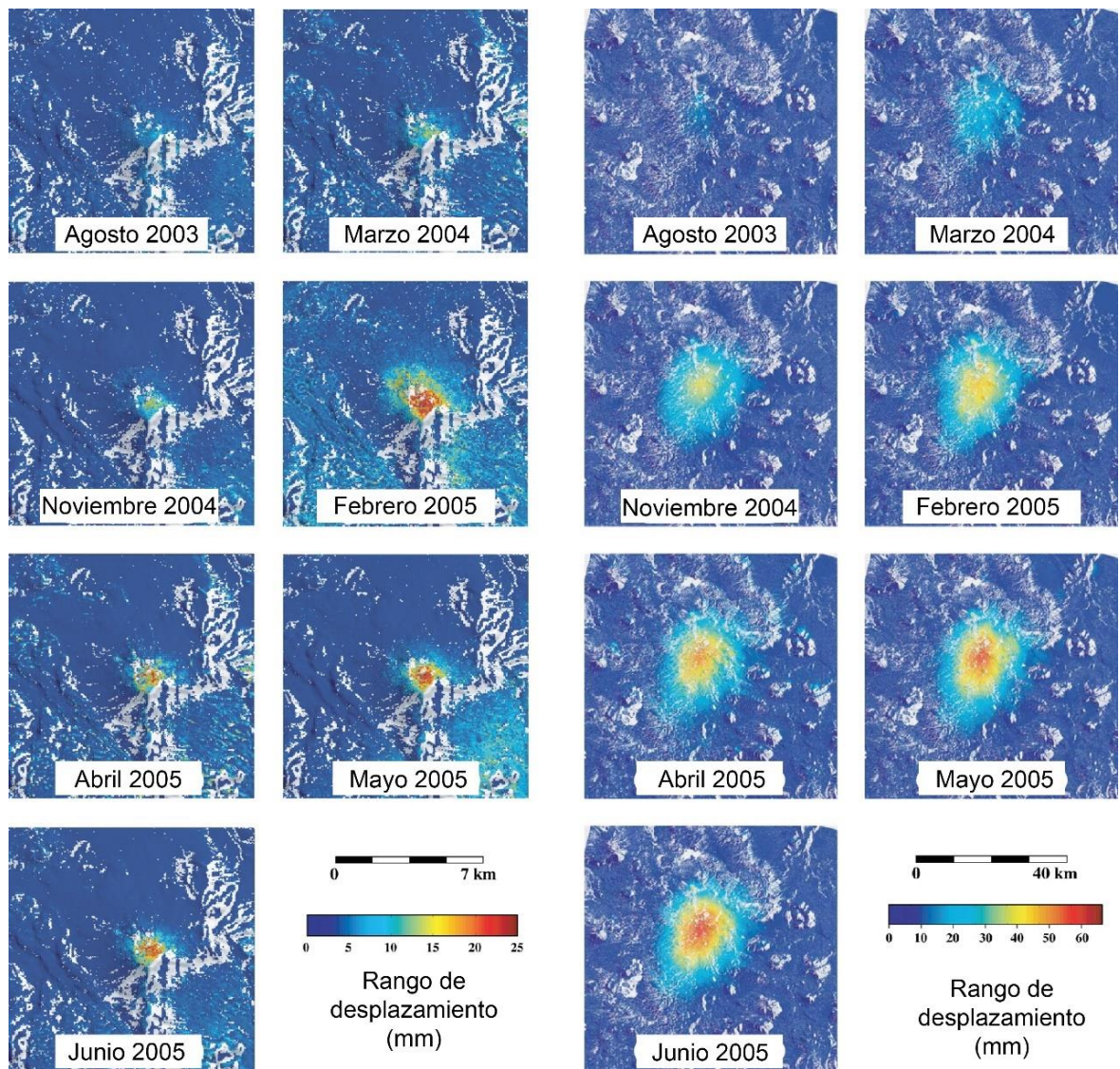


Figura 2.7: Rango de desplazamiento a partir de datos InSAR. A la izquierda se observan los rangos para el volcán Lastarria, y a la izquierda se muestran los rangos para el CV-LAZ (modificado de Froger et al., 2007).

Anderssohn *et al.* (2009) utilizan análisis interferométricos (InSAR) para determinar la deformación superficial del CV-LAZ entre el año 2003 al 2008. Los valores máximos identificados son de 3 cm/año que afectan un área de 50 km x 38 km durante 5 años. Interpretan un sill a unos 10 km con una apertura de ~40 cm durante el período de observación (Fig. 2.9).

Por otra parte, Budach *et al.* (2013) analizan las anomalías conductivas bajo el área con deformación e indica que la causa de esta deformación es un fundido en

ascenso desde la cuña astenosférica hacia la superficie el cual alimentaría un reservorio de magma cortical (Fig. 2.10).

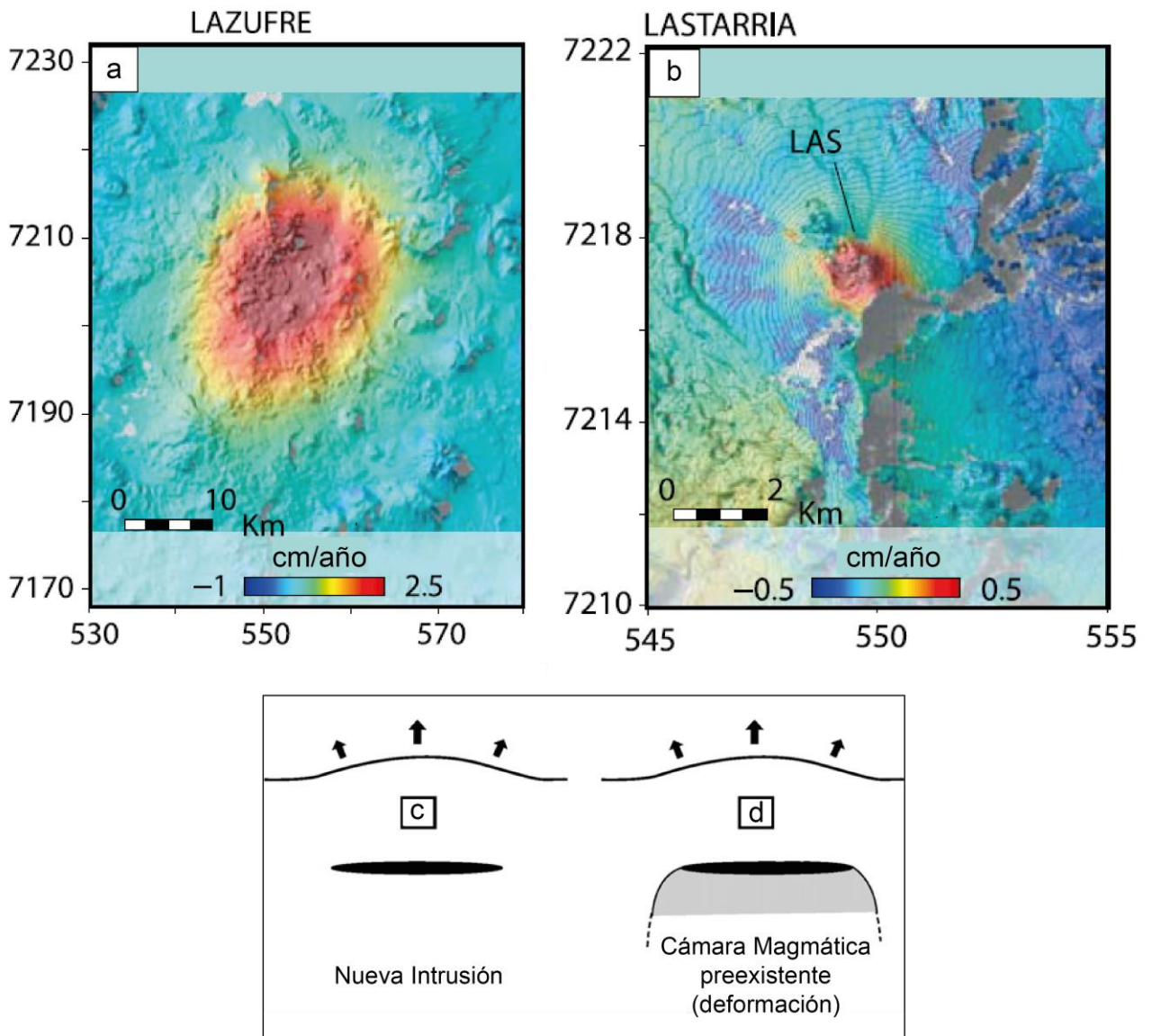


Figura 2.8: Datos de deformación observados (InSAR) en el periodo 2003 - 2008, (a) para el CV-LAZ y (b) Volcán Lastarria. Posibles escenarios que podrían explicar la geometría de la superficie de deformación en CV-LAZ, (c) un sill expandiéndose lateralmente en profundidad y (d) una cámara magmática preexistente con inflación en profundidad (modificado de Ruch et al., 2008; 2009).

Pearse y Lundgren (2013) corroboran una inflación de 3 cm/año a partir de datos InSAR que comenzaría entre 1998 – 2002 (período de estudio 1995 – 2010). Por otra

parte, determinan que la fuente de la deformación del CV-LAZ correspondería a un *sill* superficial a una profundidad de 8 km sin evidencia de expansión lateral (Fig. 2.10). Sugieren la posibilidad de una cámara magmática en el CV-LAZ que se llenaría episódicamente en escalas de tiempo mayores al observado en el estudio.

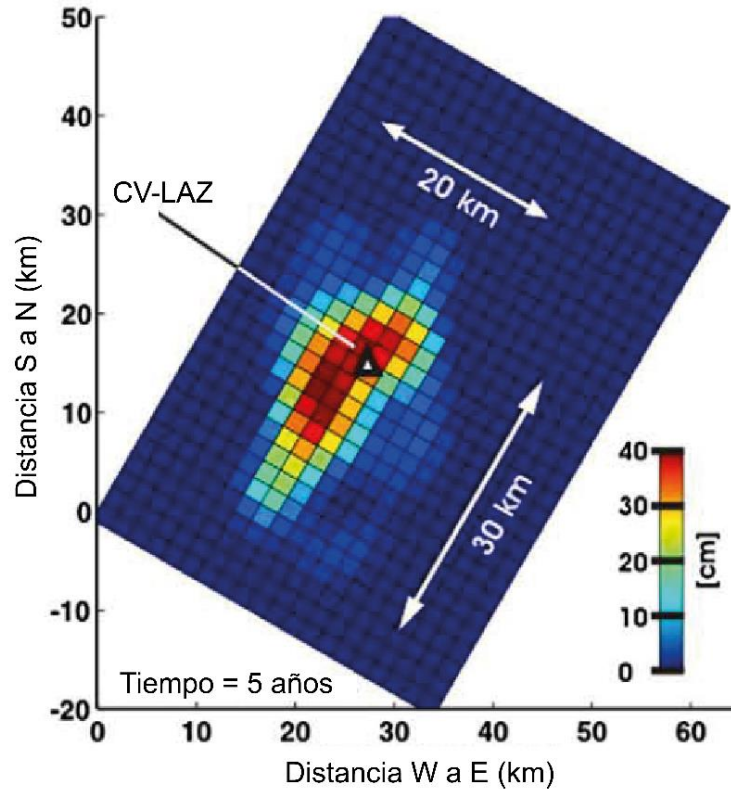


Figura 2.9: Mapa de la deformación en el área de CV-LAZ. Se observa la inflación máxima de 40 cm en un periodo de 5 años (2003-2008). El área de deformación correspondería a un sill con dimensiones de 50 km x 38 km (Modificado de Anderssohn et al., 2009).

Utilizando métodos topográficos de alta resolución e InSAR, Perkins *et al.* (2016) encuentran evidencia de un alzamiento sostenido en el CV-LAZ desde al menos 400 ka, sugiriendo un almacenamiento de magma importante en profundidad y probablemente un sistema magmático pre-caldera altamente evolucionado.

Henderson *et al.* (2017) detectan una desaceleración prolongada en el alzamiento del CV-LAZ que se reduce hasta menos de 1,5 cm/año entre 2011 y 2016 sin modificación en el patrón espacial de la deformación, y además infiere una razón de intrusión magmática en el CV-LAZ de $\sim 7 \times 10^{-3}$ km³/año.

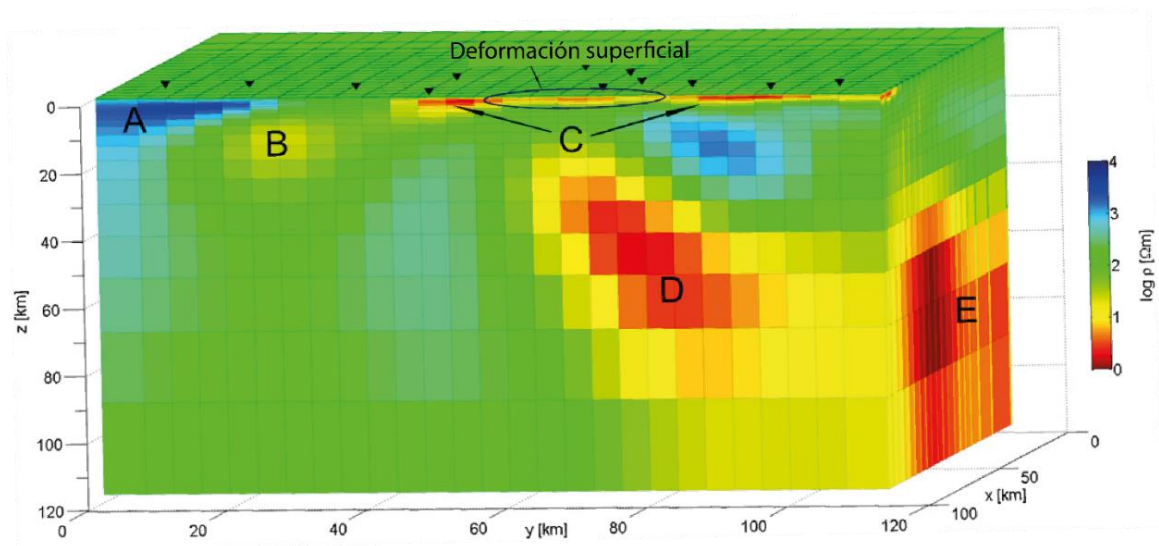


Figura 2.10: Modelo 3D del CV-LAZ en base a su conductividad. (A) cuerpo resistivo ubicado bajo la precordillera Chilena que correspondería a una intrusión plutónica del Cretácico Tardío. (B) cuerpo de alta conductividad a poca profundidad. (C) Salares a profundidades someras. (D) zona altamente conductiva asociada a un fundido parcial que asciende del manto superior a la corteza cortical somera (Budach et al., 2013).

Pritchard *et al.* (2018) desarrollan el proyecto PLUTONS, en donde investigan la relación entre crecimiento de plutones y el volcanismo en la ZVC, incluyendo el CV-LAZ. Ellos identifican una razón de volumen intruido:extruido de 8:1 en el volcán Lastarria y sugieren que el alzamiento se produce por exsolución de volátiles que quedan temporalmente atrapados entre los 10 y 15 km de profundidad los cuales serán eventualmente liberados, por lo que no existiría un ascenso diapírico de magma con la cantidad suficiente de fundido parcial para generar una erupción.

Por otra parte, Lopez *et al.* (2018) calcula que el magma que se está desgasificando en el volcán Lastarria entre el 2006 y 2009 se encuentra a profundidades entre 6,6 y 10,5 km, mientras que en el 2014 entre 8 y 12 km, interpretando un ascenso de magma desde el 2009 hasta el 2014.

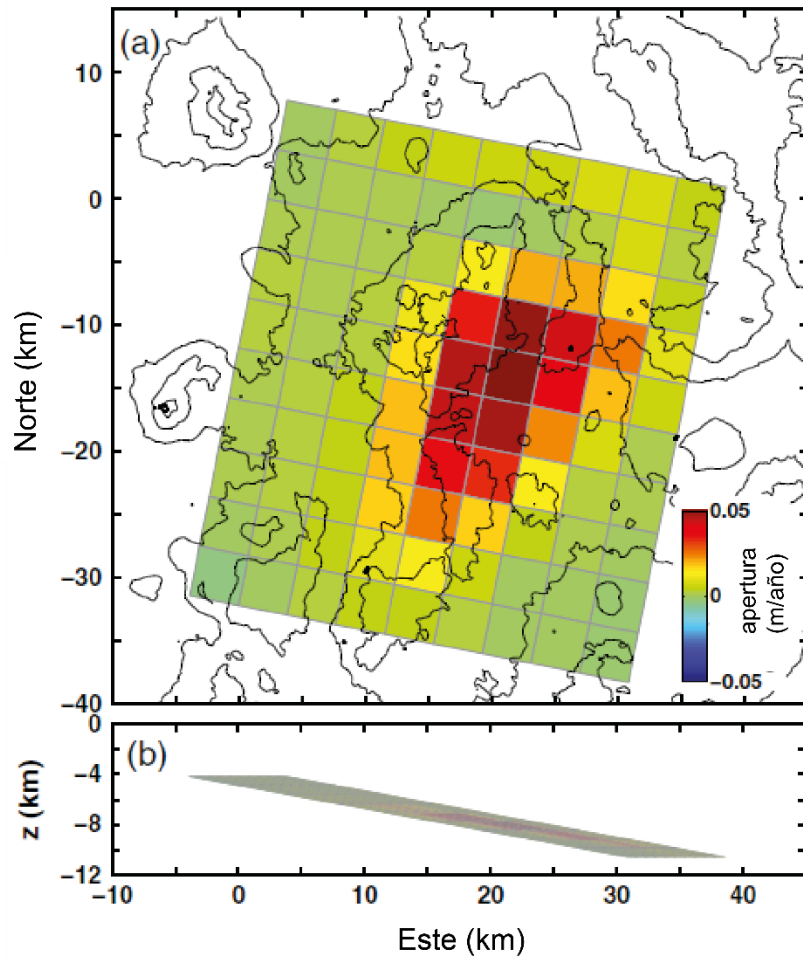


Figura 2.11: (a) vista del mapa y (b) vista de la sección transversal desde el sur. La geometría de la fuente de deformación es un sill oblongo con un buzamiento al este de cerca de 10° con desplazamiento máximo que ocurre ~ 8 km. Su máxima apertura es de ~ 5 cm/año (Pearce y Lundgrem, 2013).

CAPÍTULO 3. NIVELES BASE DEL FLUJO DIFUSO DE CO₂ EN EL VOLCÁN LASTARRIA, ZONA VOLCÁNICA CENTRAL DE LOS ANDES, NORTE DE CHILE.

CHAPTER 3. SOIL DIFFUSE CO₂ FLUX BASELINE IN LASTARRIA VOLCANO, ANDEAN CENTRAL VOLCANIC ZONE, NORTHERN CHILE.

Marcela Pizarro^{a*}, Diego Morata^a, Vicente Soler^b.

^a Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

^b Estación Volcanológica de Canarias, Instituto de Productos Naturales y Agrobiología (IPNA), Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), La Laguna, Tenerife.

*Corresponding author: mconsuelo.pp@gmail.com

RESUMEN

El volcán Lastarria (Zona Volcánica Central de los Andes) emite constantemente volátiles a través de los bordes de sus cráteres, dentro del cráter más joven y en el flanco NO del edificio volcánico. Este trabajo se enfoca en determinar emisiones difusas de CO₂ en el sector NO del volcán para establecer niveles base del flujo liberado a través del suelo y aportar antecedentes al modelo conceptual del sistema magmático-hidrotermal. Se utilizó la metodología de la cámara de acumulación para tomar mediciones de flujo difuso de CO₂ en 40 puntos el 2014, y 47 puntos en el 2016. La cuantificación del flujo total de CO₂ emitido en el área de estudio se realizó utilizando: (a) métodos estadísticos (media aritmética), (b) métodos geoestadísticos (IDW y Kriging). Los resultados muestran valores de flujo de CO₂ entre 12 y 4500 gm⁻²d⁻¹ en el 2014 y entre 2 y 3100 gm⁻²d⁻¹ en el 2016. En ambos casos se identifican 3 fuentes de las emisiones de flujo difuso de CO₂: biológico, mezcla magmático-hidrotermal, y fluidos magmáticos calientes. Con base en los resultados de las mediciones del año 2014 se determinó una emisión de 30 t/d de CO₂ difuso en un área de 61765 m², mientras que en el 2016 se calcula un total de 15 t/d en un área de 94935 m². La distribución espacial del flujo difuso de CO₂ posee una orientación NO-SE lo que concuerda con la distribución de las estructuras regionales. Las

variaciones temporales del flujo difuso de CO₂ se encuentran directamente relacionadas a la inflación del complejo volcánico, asociado a movimientos de fluidos magmáticos en profundidad, similar a lo que ocurre en otros volcanes en deformación (e.g. Volcán Copahue; Laguna del Maule).

Palabras clave: volátiles, desgasificación difusa, volcán Lastarria, cámara de acumulación, flujo difuso de CO₂.

ABSTRACT

Lastarria volcano (Central Volcanic Zones of the Andes) show a continuous emission of volatiles through its youngest crater and crater edges, and on the NW flank of the volcanic edifice. This work aims to determine diffuse CO₂ flux on the NW sector of the volcano to establish baseline values and contribute to the conceptual model of the magmatic-hydrothermal system. The accumulation chamber method was used to measure CO₂ flux on 40 points in 2014 and 47 points in 2016. The quantification of the total CO₂ flux emitted in the study area was carried out using: (a) statistical methods (arithmetic mean), (b) geostatistical methods (IDW and Kriging). Results indicate CO₂ fluxes between 12 and 4500 gm⁻²d⁻¹ in 2014, and 2 to 3100 gm⁻²d⁻¹ in 2016. In both cases it is possible to identify 3 sources of CO₂ flux: biological, mixed fluid magmatic-hydrothermal and hot magmatic fluids. In the 2014 fieldtrip, 30 t/d of total CO₂ flux was emitted in an area of 61,765 m², while in 2016 a total of 15 t/d was calculated in an area of 94,935 m². The diffuse CO₂ flux distribution has a NW-SE orientation, which is consistent with the regional stresses distribution. CO₂ flux temporal variations, are directly related to the inflation Lastarria volcano associated with movements at depth of magmatic fluids, which also occur in others deformation volcanoes such as Copahue volcano and Laguna del Maule.

Keywords: volatiles, diffuse degassing, Lastarria volcano, accumulation chamber, CO₂ soil flux.

3.1. Introducción

La desgasificación difusa de dióxido de carbono (CO₂) es un fenómeno común en áreas hidrotermales-volcánicas y el CO₂ es el segundo volátil más importante liberado a la atmósfera desde sistemas volcánicos después del vapor de agua (e.g. Giggenbach, 1996). Sin embargo, el flujo de CO₂ liberado globalmente de manera difusa en centros volcánicos continúa siendo poco conocido (Burton *et al.*, 2013; Aiuppa *et al.*, 2019). La distribución espacial de las emisiones difusas es heterogénea en ambientes volcánicos debido a la migración preferencial de gas a través de estructuras tectónicas (e.g. Klusman, 1993; Tamburello *et al.*, 2018;

Lamberti *et al.*, 2019). Chiodini *et al.* (2001) denominaron las áreas de desgasificación anómalas de CO₂ como estructuras de desgasificación difusa (*diffuse degassing structures*, DDS), cuya forma depende de la topografía, heterogeneidades litológicas y la presencia de fallas/fracturas (Shöpa *et al.*, 2011; Finizola *et al.*, 2003; Pantaleo y Walter, 2014). A pesar de ser una buena herramienta, la estimación del flujo difuso de CO₂ es altamente dependiente de la temperatura y presión atmosférica, lo que genera un alta variabilidad temporal y espacial de las emisiones difusas en un área determinada (Chiodini *et al.*, 1998). Los cambios en el flujo de CO₂ pueden ser correlacionadas con la actividad volcánica, debido a que su solubilidad es altamente dependiente de la presión confinante en subsuperficie, y por lo tanto asociado a la profundidad donde se acumula el magma y su composición (e.g. Giggenbach, 1996). Los sistemas volcánicos pueden liberar grandes cantidades de CO₂ incluso en periodos de reposo, ya sea a través de fumarolas o emanaciones difusas en el edificio volcánico (Baubron *et al.*, 1990, 1991; Allard *et al.*, 1991). Según lo anterior, el estudio y cuantificación de la variación de las emisiones difusas de CO₂ en zonas volcánicas podría ser un gran aporte al conocimiento del comportamiento de volcanes, en especial los que presentan desgasificación continua (e.g. Edmonds *et al.*, 2003; Christopher *et al.*, 2015; Edmonds y Woods, 2018).

La Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) aporta un ~1% del total de CO₂ liberado por volcanes subaéreos en el mundo (Tamburello *et al.*, 2014). Por otro lado, el volcán Lastarria, ubicado en el norte de Chile (Fig. 3.1), es una de las fuentes más importantes de emisión de gases de la Zona Volcánica Central de los Andes con 12000 a 13500 t/d de volátiles totales emitidos (Tamburello *et al.*, 2014; Lopez *et al.*, 2018), después de los volcanes Ubinas y Sabancaya que en conjunto aportan con 29367 t/d de volátiles totales (Moussalam *et al.*, 2017). A pesar del aumento de estudios sobre volátiles en la ZVC, el valor total de CO₂ emitido a la atmósfera estaría hasta el día de hoy, subvalorado tanto en el volcán Lastarria como en toda la Zona Volcánica Central, debido la falta de estudios sobre flujos de CO₂ emitido difusamente a través del suelo.

El presente trabajo tiene como objetivo establecer un nivel base del flujo difuso de CO₂ en el suelo del flanco NO del volcán Lastarria, utilizando la metodología de la cámara de acumulación para aportar nuevos antecedentes al modelo conceptual del mismo, a partir de la cuantificación del flujo difuso total de CO₂, y su distribución espacial a través de mapas discretos.

3.2. Contexto geológico, volcánico y geofísico.

El volcán Lastarria (25°10´S y 68°31´W; 5706 m s.n.m.) se ubica en la Región de Antofagasta en el límite Chile-Argentina y pertenece a la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) (Fig. 3.1). Es una de las tres unidades morfoestructurales

definidas por Naranjo (1992, 2010) del Complejo Volcánico Lastarria (CVL) en conjunto con el volcán Espolón Sur (150±50 ka, lavas andesitas porfíricas de bloques) y el campo de lavas Negriales (>400 ka, composición andesítica dacítica; Fig. 3.1). Por otro lado, el volcán Lastarria es el límite norte del denominado Complejo Volcánico (Pritchard y Simons, 2002) que incluye en su sector sur el volcán Cordón del Azufre.

El volcán Lastarria se encuentra en una zona hiper árida con regímenes de precipitación entre verano e invierno (Arroyo *et al.*, 1998). Las condiciones que presenta la zona son: baja presión atmosférica (<57 kPa sobre los 4500 m s.n.m), bajas temperaturas durante la noche y altas temperaturas durante el día y fuertes vientos típicos de la alta cordillera (*e.g.* Zimmer *et al.*, 2017). La precipitación anual varía entre 20 a 50 mm y el 50% ocurre en el invierno (Messerli *et al.*, 1993; Zimmer *et al.*, 2017).

El volcán Lastarria es un estratovolcán compuesto con 5 cráteres anidados orientados NNO-SSE, debido a la migración del conducto volcánico hacia el norte. (Fig. 3.1). La orientación del volcán y de sus cráteres coincide con lineamientos inferidos localmente y con grandes sistemas de fallas y lineamientos identificados en toda la ZVC, cuya dirección es predominantemente N-NO (Fig. 3.1; Veloso *et al.*, 2020 y referencias en él mismo).

La actividad del volcán Lastarria comenzó en el Pleistoceno Superior (250-330 ka) con 3 distintos eventos con la emisión de flujos de lavas en bloque andesíticos, seguido de un periodo de quietud e inactividad hasta el Holoceno. La reactivación del volcán en el Holoceno genera episodios explosivos que desencadenan corrientes de densidad piroclásticas, y formación de 3 ignimbritas a los 2,5 ka. Finalmente, después del episodio explosivo, ocurre una erupción de lavas domo y flujos de bloques y cenizas con una corriente de densidad asociada (Naranjo, 1992; 2010).

El volcán Lastarria no registra erupciones históricas, pero presenta actividad fumarólica permanente en los bordes de sus cráteres, dentro del cráter N°5 (más reciente) y en el flanco NO del edificio volcánico (Casertano, 1963; Naranjo, 1985; González-Ferrán, 1995). Los campos fumarólicos descargan fluidos que provienen de una fuente hidrotermal somera (~ 1 km) y de una fuente magmática ubicada entre los 3 y 6 km de profundidad (Aguilera *et al.*, 2012; Spica *et al.*, 2015). A partir de las emisiones de gases desde los campos fumarólicos del volcán, utilizando sensores remotos (MultiGAS en el campo fumarólico del flanco NO, y miniDOAS para la pluma volcánica), Tamburello *et al.* (2014) determinaron un flujo total de volátiles de ~13480 t/d. Lopez *et al.* (2018) calcularon un flujo similar de ~12400 t/d de volátiles totales (campos fumarólicos y pluma volcánica), además de ser el primer y único estudio hasta ahora sobre desgasificación difusa de CO₂ en el volcán

Lastarria con un valor extrapolado de 95 t/d a partir de mediciones en el campo fumarólico del flanco NO con un total interpolado de 5 t/d. A partir del flujo total de SO₂ (campos fumarólicos y pluma volcánica) obtenido por Carn *et al.* (2017) utilizando un sensor satelital denominado instrumento de monitoreo de ozono (OMI por su sigla en inglés), Aiuppa *et al.* (2019) calcularon un flujo de CO₂ de 273 t/d para el volcán Lastarria. Además, a partir de imágenes ASTER y MODIS, Jay *et al.* (2013) identificaron una anomalía termal asociada a los campos fumarólicos, con temperaturas de 15 K por encima de la temperatura de fondo.

Adicionalmente, existen varios estudios geofísicos (e.g. Pritchard y Simons 2002, 2004; Froger *et al.*, 2007; Ruch *et al.*, 2008; Pritchard *et al.*, 2018) en los últimos años que indican la existencia de deformación cortical en la zona del volcán Lastarria, interpretado como producto de la presencia de magma y fluidos magmáticos-hidrotermales, principalmente a partir de estudios de InSAR. Pritchard y Simons (2002, 2004) basados principalmente en estudios InSAR, identificaron por primera vez una inflación cortical (~1 cm/año) en el Complejo Volcánico Lazufre (CV-LAZ), tasa de deformación comparable con supervolcanes como Yellowstone, interpretado como movimiento de magma que genera sobrepresión en profundidad. Posteriormente, Froger *et al.* (2007) confirmaron la deformación del CV-LAZ con una fuente de sobrepresión entre los 7 y 15 km de profundidad. Además, identificaron una inflación originada por una fuente de sobrepresión ubicada directamente bajo el volcán Lastarria, a ca. 1 km bajo la cima concordante con la posición del sistema hidrotermal conceptualizado por Aguilera *et al.* (2012), lo cual sugiere que los campos fumarólicos del volcán podrían actuar como una “válvula” de presión para el sistema CV-LAZ. Durante el periodo 2003-2008 Ruch *et al.* (2008) y Anderssohn *et al.* (2009) identificaron un aumento en la deformación en el CV-LAZ, con una tasa de inflación de 3 cm/año. Otros estudios proponen que la deformación Holocena en el CV-LAZ podría haber desencadenado actividad local en el volcán Lastarria debido a la transferencia de esfuerzos (Ruch *et al.*, 2009). A partir de análisis de anomalías de conductividad, se asocia la deformación a un fundido en ascenso desde la cuña astenosférica hacia la superficie el cual alimentaría un reservorio de magma cortical (Budach *et al.*, 2013). Otros estudios asocian la fuente de deformación a un *sill* ubicado a 8 km de profundidad sin evidencia de expansión lateral (Pearse y Lundgren, 2013). Utilizando métodos topográficos de alta resolución, Perkins *et al.* (2016) encontraron evidencia de un alzamiento sostenido en el CV-LAZ desde al menos 400 ka, sugiriendo un almacenamiento de magma importante en profundidad y un sistema magmático pre-caldera altamente evolucionado. Posteriormente, se detectó una desaceleración prolongada de la tasa de deformación hasta menos de 1,5 cm/año entre el 2011 y 2016 (Henderson *et al.*, 2017).

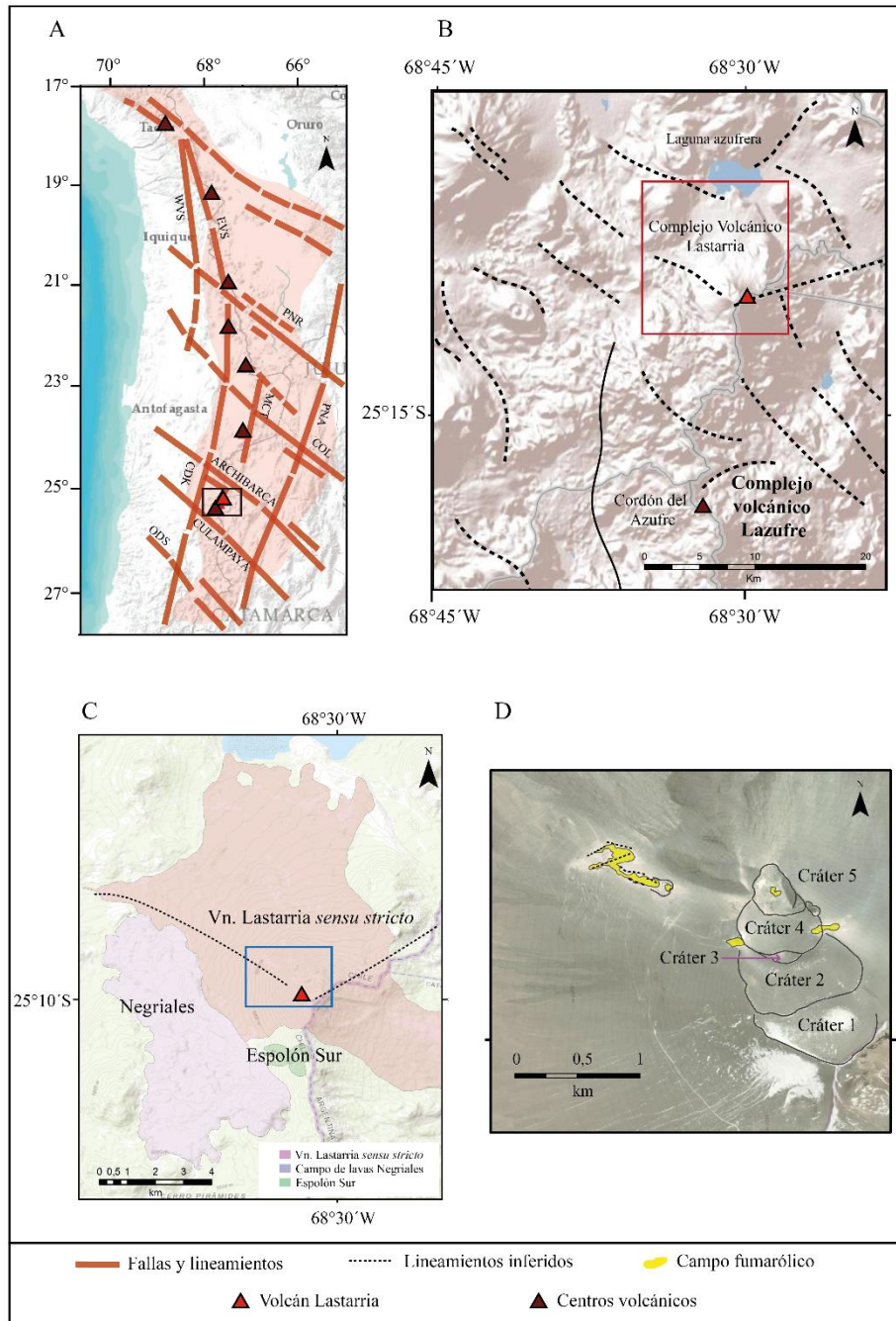


Figura 3.1: A. Principales fallas y lineamientos de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) (Veloso et al., 2019 y referencias en el mismo). B. vLineamientos inferidos (líneas punteadas) del Complejo Volcánico Lazufre (CV-LAZ) identificados por Veloso et al. (2019). C. Unidades morfoestructurales del Complejo Volcánico Lastarria (CVL) definidas por Naranjo (1992). D. Imagen Google Earth del Volcán Lastarria sensu stricto. Se observan los cráteres orientados N-NO, los campos fumarólicos en el cráter y el campo fumarólico del flanco NO (área de estudio).

Pritchard *et al.* (2018) sugieren que el alzamiento en el CV-LAZ se produce por la exsolución de volátiles que quedan temporalmente atrapados entre los 10 y 15 km de profundidad, los cuales serían eventualmente liberados, sin existir un ascenso diapírico de magma con la cantidad suficiente de fundido parcial para generar una erupción. A partir de estudios de composición geoquímica y flujo de gases entre 2009 y 2014, Lopez *et al.* (2018) sugieren que la desgasificación en el volcán Lastarria es debido a un ascenso de magma en el periodo estudiado, o por la cristalización de un cuerpo de magma.

Según datos petrológicos y de gases nobles el volcán Lastarria estaría siendo alimentado por un sistema complejo caracterizado por múltiples cámaras magmáticas que alcanzarían los ~20 a 40 km de profundidad. El rango de valores de $^3\text{He}/^4\text{He}$ (5,31-8,01 R_c/R_a) obtenidos tanto en fumarolas como en inclusiones fluidas, confirman los distintos niveles de almacenamiento de magma y la extensión de la contaminación cortical (Robidoux *et al.*, 2020). Los niveles sugeridos son: un posible cuerpo de magma profundo entre los 20 a 40 km de profundidad, un segundo entre los 10 a 18 km en donde ocurriría mezcla de magma, un nivel más superficial (6-8 km) y, finalmente, el más superficial localizado entre 1 y 6 km de profundidad, donde se acumularían los magmas más diferenciados y los fluidos residuales que serían los responsables de la deformación cortical. Además, en este sistema complejo, existiría una gran contribución cortical en la génesis del magma en el volcán Lastarria, lo que se refleja en las altas razones de La/Yb, bajas razones de Sr/Ni (en lavas y piroclastos) y razones de $^3\text{He}/^4\text{He}$ ~5,3 R_c/R_a en inclusiones fluidas (Stechern *et al.*, 2017; Robidoux *et al.*, 2020).

3.3. Metodología

3.3.1. Trabajo de terreno

El estudio se dividió en 2 campañas de trabajo en terreno, diciembre del 2014 y en mayo del 2016, con el objetivo de determinar cambios temporales y generar información base en distintas estaciones del año. Ambas campañas se realizaron en el flanco NO del volcán Lastarria (zonas aledañas al campo fumarólico, sobre el sistema hidrotermal del volcán), sin una grilla con espaciado constante. Este trabajo se enfoca en calcular el flujo difuso de CO₂ en esta zona para cada campaña de trabajo en terreno.

En la campaña 2014 se realizaron 40 mediciones de flujo de CO₂ en el flanco NO del volcán (Fig. 3.2). Durante esta campaña adicionalmente se realizaron mediciones de temperatura del suelo en cada estación de medición de flujo difuso, a una profundidad de 10 cm utilizando una termocupla Hanna HI-98509 (precisión de ± 0,3°C) para identificar correlación entre la temperatura del suelo y el flujo difuso

de CO₂. En la campaña 2016 se realizaron 47 mediciones de flujo de CO₂ en el flanco NO del volcán, y por problemas logísticos no se pudieron realizar mediciones de temperatura del suelo (Fig. 3.3).

3.3.2 Método de la cámara de acumulación

Las mediciones de flujo difuso de CO₂ se llevó a cabo utilizando el método de la cámara de acumulación descrito por Chiodini *et al.* (1998). El proceso de medición dura entre 3 y 5 minutos para cada estación de medición, y se lleva a cabo ubicando una cámara de base circular (3300 cm³) sobre el suelo, de tal forma que no se perturbe de gran manera la superficie, donde se acumula el flujo de CO₂ que es emitido desde el subsuelo. Una bomba de aire lleva continuamente el gas acumulado desde la cámara hacia un filtro anti-condensación y un filtro *balston* antes de ingresar al analizador de gas infrarrojo (LICOR Li-820). El flujo de gas pasa por las celdas de medición y luego retorna a la cámara de acumulación (Fig. 3.4). La información se recopila en un computador portátil utilizando el software de comunicación Li-820 (<https://www.licor.com/env/support/LI-820/software.html>), que genera para cada medición un diagrama de concentración de CO₂ en ppm vs tiempo en segundos. Todo el sistema es alimentado por una batería de 12 V. El analizador de gas puede medir concentraciones de CO₂ en un rango de 0 a 20000 ppm (Licor Bioscience, 2017). En cada punto muestreado se lleva a cabo una medición de temperatura del aire ambiental y presión barométrica. El analizador necesita una calibración periódica, la cual fue realizada en la Estación Volcanológica de Canarias del IPNA-CSIC, España, previo a cada campaña de terreno.

El flujo de CO₂ ($f \phi CO_2$) en gm⁻²d⁻¹ es calculado a partir del cambio de concentración de CO₂ en el tiempo según la relación propuesta por Werner *et al.* (2000):

$$f(\phi)CO_2 = k \frac{P}{P^\circ} \frac{T^\circ}{T} \frac{V}{A} \frac{dc}{dt}$$

Donde k corresponde al factor de conversión (169,34 m⁻³). P y T corresponden a la presión y temperatura medida en kPa y K respectivamente. V es el volumen de la cámara en m³ y A es el área de la superficie de la cámara en m². P° y T° indican presión y temperatura normalizada a STP (*standard temperature and pressure*; 101,3 kPa y 289 K respectivamente). El valor dc/dt se determina a partir de la pendiente de la correlación lineal obtenida del diagrama concentración de CO₂ (ppm) vs tiempo (segundos). Si el coeficiente de regresión teórico de la curva es $R^2 < 0,9$ la medición se descarta.

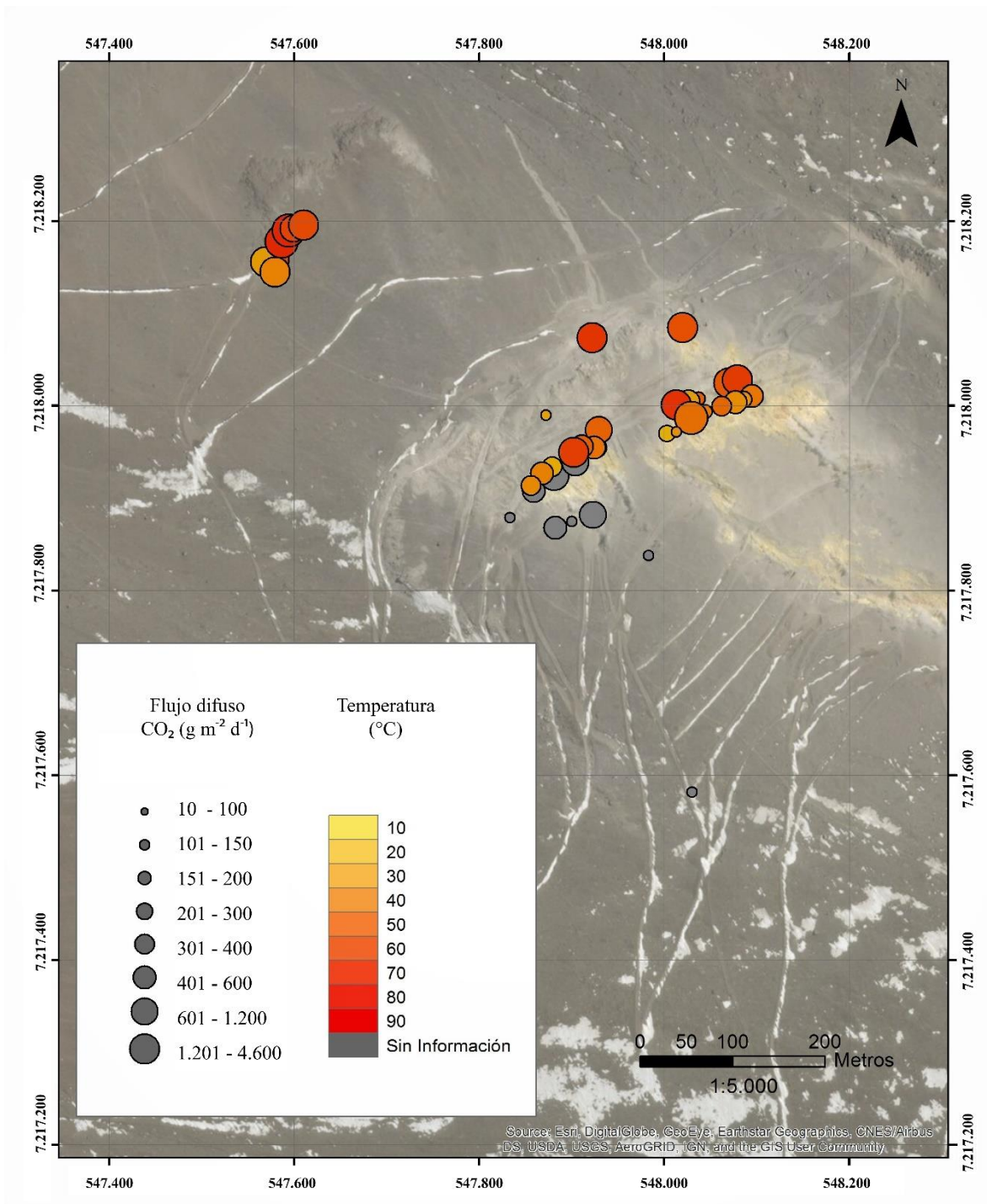


Figura 3.2: Mapa de ubicación de las mediciones discretas de flujo difuso de CO₂ realizadas en el campo fumarólico NO del volcán Lastarria, con información adicional sobre la temperatura del suelo de cada una. Los flujos de color gris corresponden a puntos sin mediciones de temperatura. Año 2014.

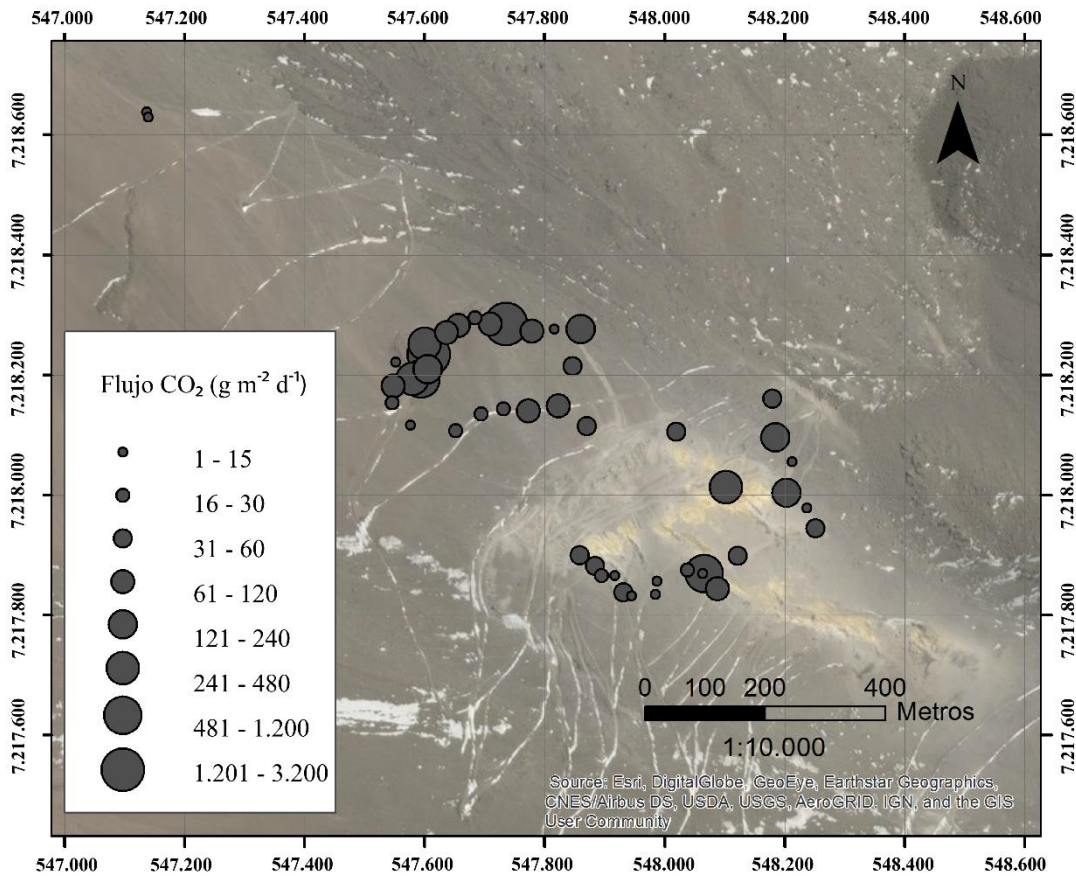


Figura 3.3: Mapa de ubicación de las mediciones discretas de flujo difuso de CO₂ realizadas en el campo fumarólico NO del volcán Lastarria. Año 2016.

Debido a que las concentraciones y flujo difuso de CO₂ emitido desde el suelo están ligados a las condiciones meteorológicas (lluvia, nieve y temperatura del aire), el estudio de este puede presentar variaciones en una misma localidad por efectos estacionales (Hinkle, 1990), de los cuales la lluvia y humedad del suelo se puede evitar trabajando en periodos secos. El método posee una reproducibilidad de cerca de 10% para el rango de flujo de CO₂ de 0,2 hasta sobre 10000 gm⁻²d⁻¹ (Chiodini *et al.*, 1998).

3.3.3. Procesamiento de los datos

Para identificar valores anómalos de cada conjunto de datos se utilizó la prueba de Rosner (Rosner, 1975; 1983). Para determinar la normalidad de los valores logarítmicos de cada conjunto de datos se utilizó la prueba estadística de

Shapiro-Wilk (Royston 1982a; 1982b). Los valores del flujo de CO₂ se caracterizan por distribuciones estadísticas complejas que generalmente reflejan un origen distinto del flujo difuso de CO₂ (e.g. biogénico y endógeno; Chiodini *et al.* 1998; Cardellini *et al.*, 2003). Estas distribuciones resultan en una curva de probabilidad con distintos puntos de inflexión que permite identificar las distintas poblaciones individuales. La interpretación de los gráficos de probabilidad es subjetiva, por lo cual podría tener más de una solución. Lo anterior se analiza utilizando el método estadístico gráfico (GSA por sus siglas en inglés; Chiodini *et al.*, 1998) de acuerdo con el procedimiento gráfico propuesto por Sinclair (1974). Debido a que el flujo de CO₂ es usualmente distribuido log normal, la metodología GSA se aplica a los datos transformados a su logaritmo.

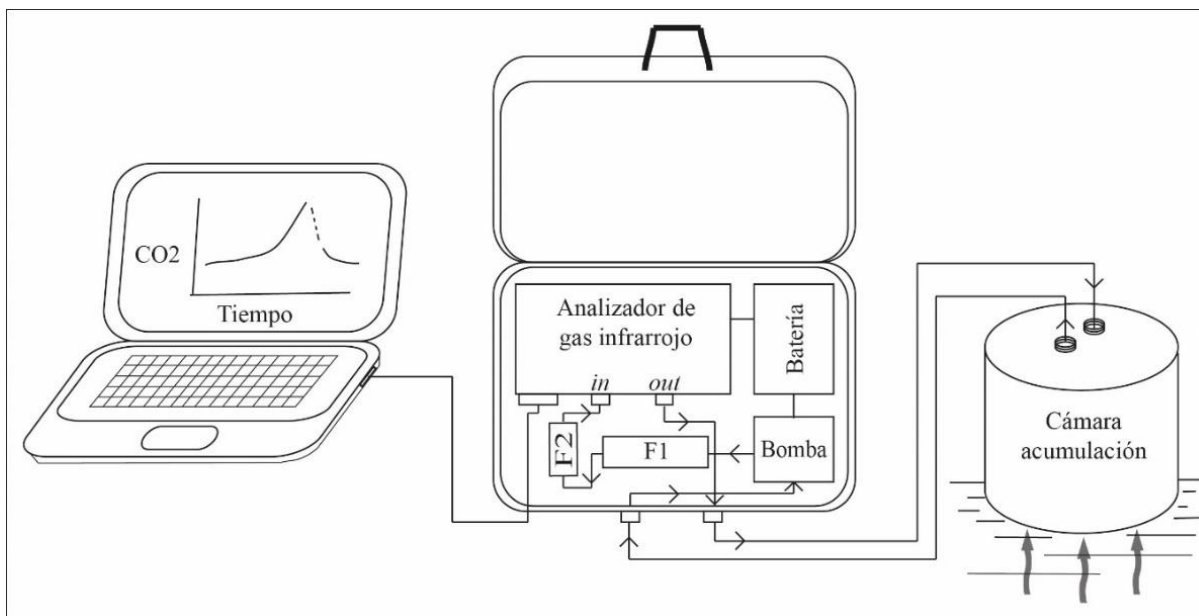


Figura 3.4: Diagrama conceptual del método de la cámara de acumulación. El flujo difuso de CO₂ desde el suelo es capturado y acumulado en la cámara. La bomba de aire lleva el flujo hacia un filtro anti-condensación (F1) y luego a un filtro bolster (F2). Luego el flujo ingresa al analizador de gas, la información es recopilada a través de la computadora portátil y finalmente el flujo sale para retornar a la cámara de acumulación.

3.3.4. Cálculo del flujo total

Para cada campaña de terreno, además del cálculo de flujo por cada estación de muestreo, se determinó un flujo total para cuantificar la cantidad de CO₂ liberado desde la zona de estudio y su distribución espacial. Se utilizaron 3 metodologías

distintas: (1) media aritmética, (2) distancia media ponderada (*inverse distance weighted. IDW*) e (3) interpolación mediante Kriging. Debido a la grilla de muestreo no homogénea, para las mediciones obtenidas en cada campaña se realizó un contraste entre las diferentes metodologías utilizadas, con el objetivo de comparar y seleccionar un flujo total de CO₂ más conservador y minimizar la sobreestimación del mismo.

Para obtener el flujo total de CO₂ utilizando la primera metodología, simplemente se multiplica la media aritmética del total de los datos por el área estudiada.

La interpolación determinística IDW determina valores de flujo de CO₂ en sectores donde no hay información, para así lograr obtener un flujo total emitido desde el suelo en un área determinada. Esto se realiza en cada celda a través de una combinación ponderada linealmente de un conjunto de puntos de muestra (en función de la distancia inversa). La interpolación se realiza cada 1 m (tamaño de la celda de 1 m²), lo que genera valores de flujo por cada m² y se calcula el flujo total de CO₂ a través de su sumatoria.

Para el tercer método, se utilizó el método geoestadístico Kriging por medio del cálculo de semi-variogramas para obtener valores de flujo de CO₂ en las zonas no muestreadas. Este método utiliza la distancia o dirección de cada punto muestreado, los cuales fueron determinados según el programa geoestadístico SGEMS. La interpolación se realiza cada 1 m (tamaño de la celda de 1 m²) y se obtiene el flujo total de acuerdo con la sumatoria de los datos considerando el área total seleccionada.

Las interpolaciones (IDW y Kriging) se realizaron utilizando el programa ArcMap 10.3.

3.4. Resultados

3.4.1. Campaña 2014

La ubicación de las estaciones de medición y su respectivo valor de flujo de CO₂ se presentan en la figura 3.2. Se observa que las mediciones se realizaron en dos zonas, ambas en el flanco NO del volcán Lastarria, en el sector del campo fumarólico. La zona corresponde a un área cubierta por lavas andesíticas alteradas hidrotermalmente. Los valores de flujo de CO₂ (ϕ CO₂) varían desde 12,71 hasta

4597,20 $\text{gm}^{-2}\text{d}^{-1}$ con un promedio aritmético de 642,55 $\text{gm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ($\log\phi\text{CO}_2 = 2,55 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$) y una desviación estándar de $\pm 884,55 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ($\log\phi\text{CO}_2 = \pm 0,50 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$; Tabla 3.1). Los valores más altos de flujo de CO_2 se concentran en el sector NO de la zona de estudio (Fig. 3.2). La mayoría de los datos analizados poseen un flujo menor a $1000 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$, y se identificó solo un valor anómalo utilizando la prueba de Rosner (1975; 1983) con un flujo de $4597 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$; sin embargo, no se detectan valores anómalos en los valores logarítmicos (población log normal). En el diagrama de distribución de frecuencia (Fig. 3.5a) se observa una asimetría positiva (3,3), y un valor de $p=0,97$ para los valores logarítmicos del conjunto de datos según la prueba estadística de Shapiro-Wilk.

Tabla 3.1. Parámetros estadísticos de las mediciones de flujo de CO_2 (ϕCO_2).

Estadística	Año 2014		Año 2016	
	ϕCO_2	$\log \phi \text{CO}_2$	ϕCO_2	$\log \phi \text{CO}_2$
Promedio aritmético ($\text{gm}^{-2}\text{d}^{-1}$)	642,55	2,55	194,93	1,65
desviación estándar	884,55	0,50	504,64	0,73
Mínimo ($\text{gm}^{-2}\text{d}^{-1}$)	12,71	1,10	1,55	0,19
Máximo ($\text{gm}^{-2}\text{d}^{-1}$)	4597,20	3,66	3106,98	3,49
primer cuartil (25%) ($\text{gm}^{-2}\text{d}^{-1}$)	203,10	2,31	15,72	1,20
segundo cuartil (50%) ($\text{gm}^{-2}\text{d}^{-1}$)	363,90	2,56	36,70	1,57
tercer cuartil (75%) ($\text{gm}^{-2}\text{d}^{-1}$)	737,70	2,87	115,33	2,06
n° mediciones	40		47	

Los valores de $\log\phi\text{CO}_2$ son representados por puntos en un gráfico de probabilidad logarítmica (Fig. 3.5b). La curva muestra dos puntos de inflexión en los percentiles 5 y 93,75; los cuales a través del análisis de GSA, permiten definir tres poblaciones log-normal con sus respectivas proporciones, promedio y desviación estándar, los cuales se reportan en la Tabla 3.2. La población A tiene flujos $> 1655 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ($\log\phi\text{CO}_2 = 3,22 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$), los cuales son los más altos del conjunto de datos. La población B posee flujos entre $35 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ($\log\phi\text{CO}_2 = 1,54 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$) y $1655 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ($\log\phi\text{CO}_2 = 3,22 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$). Por otra parte, la población C está compuesta por flujos $< 35 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ($\log\phi\text{CO}_2 = 1,54 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$). Las poblaciones A y C no se pueden describir de manera precisa debido a la pequeña cantidad de mediciones y que serían poco representativas estadísticamente.

La temperatura del suelo medida en cada punto de medición de flujo de CO_2 varía entre 26,5 y 83,3 °C (Fig. 3.2), con una media aritmética de 49,50 °C y una desviación estándar de 16,65 °C. A partir del gráfico de flujo de CO_2 y sus

temperaturas del suelo asociadas, se determinó una correlación positiva de 0,73 (Fig. 3.6).

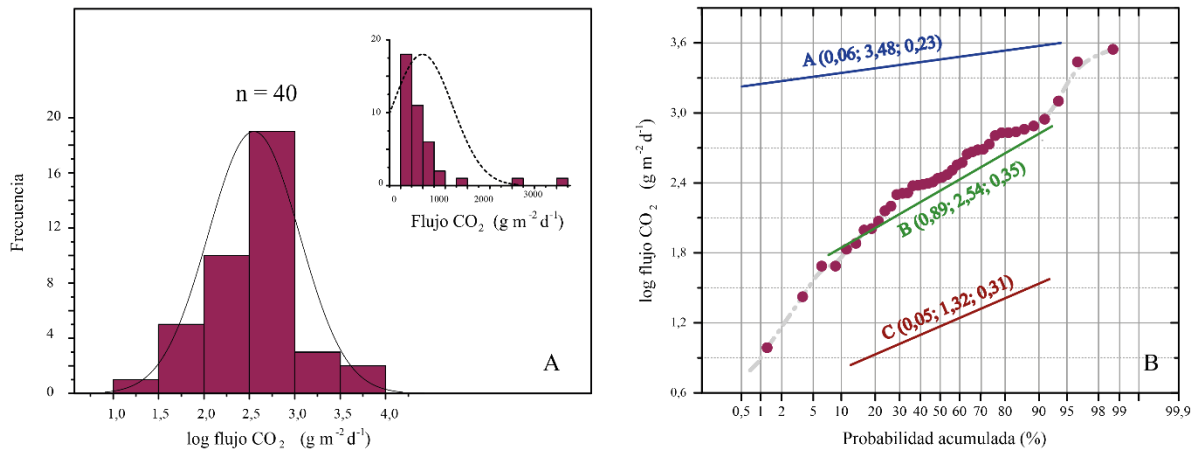


Figura 3.5: A. Histograma del flujo de CO_2 para el área de estudio (datos año 2014). Se observa asimetría positiva en el flujo de CO_2 (ϕCO_2) en el gráfico de la esquina superior derecha. El histograma del $\log\phi\text{CO}_2$ presenta una distribución normal. B. Gráfico de probabilidad acumulada del $\log\phi\text{CO}_2$. Los valores se presentan como puntos lilas. Las líneas rectas azul, verde y roja corresponden a las poblaciones determinadas por el procedimiento de Sinclair (1974), identificadas como población A, B y C respectivamente. Se muestra para cada población la proporción, promedio y desviación estándar.

El flujo total interpolado se calculó en base a la subdivisión del área de las mediciones en dos, denominadas zona 1 y 2 con superficies de 3202 m² y 58563 m² respectivamente. Las zonas fueron definidas arbitrariamente según la cantidad y lugar de las mediciones realizadas. Para el cálculo del flujo interpolado, no se tomó en cuenta la subdivisión de las poblaciones debido a la poca cantidad de datos asociados a las poblaciones A y C, por lo que el flujo total de CO_2 corresponde a las tres poblaciones en conjunto. Utilizando la media aritmética se determinó un flujo total de 29,33 t/d en un área total de 61765 m². Para el área 1 se obtuvo un flujo total de 5,65 t/d considerando la media aritmética como 1765,16 gm⁻²d⁻¹. Mientras que en la zona 2 obtuvo un flujo total de 23,68 t/d utilizando una media aritmética de 404,43 gm⁻²d⁻¹. Por otro lado, el flujo total (zona 1+ zona 2) obtenido según la interpolación por IDW es de 30,09 t/d de CO_2 (Fig. 3.7). A diferencia de la interpolación por IDW, la interpolación del método Kriging necesita la determinación de semi-variogramas de cada una de las zonas a estudiar. Estos semi-variogramas fueron calculados utilizando un modelo esférico para la zona 1 y un modelo exponencial para la zona 2, los cuales varían en relación con la ubicación espacial de los puntos de medición en cada zona (Fig. 3.8). A partir de la interpolación Kriging se determinó una emisión de flujo total de 5,96 t/d en un área de 3202 m² (zona 1)

y 24,03 t/d en un área de 58563 m² (zona 2), obteniendo un flujo total de CO₂ de 29,99 t/d en un área de 61765 m² (Fig. 3.8). Debido a la similitud de los resultados de flujo total, se determina un flujo total de CO₂ de ~30 t/d para la totalidad del área estudiada.

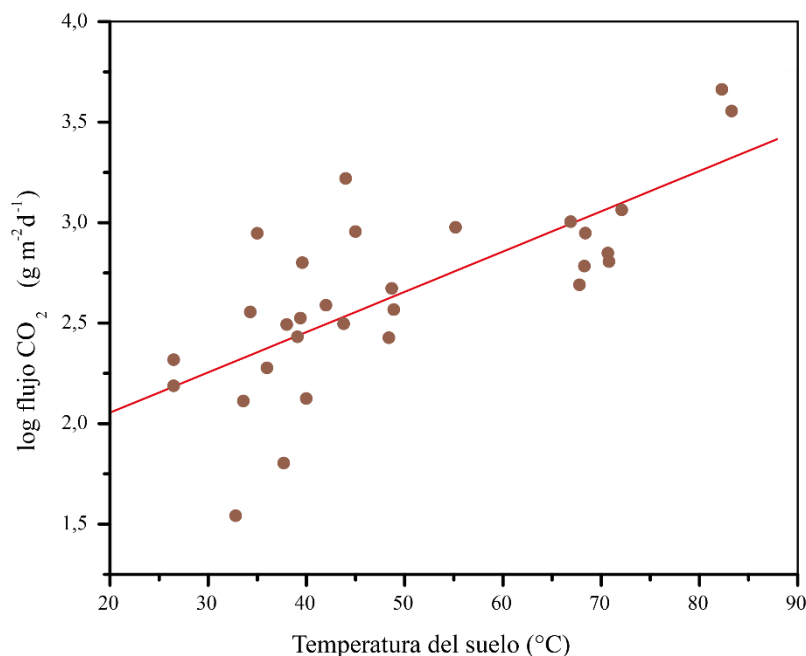


Figura 3.6: Temperatura del suelo vs log flujo de CO₂ para las mediciones realizadas el año 2014 en el campo fumarólico NO del volcán Lastarria. Se observa una correlación positiva entre ambos parámetros ($R^2=0,5286$).

3.4.2. Campaña 2016

Se realizaron 56 mediciones de flujo de CO₂ en el flanco NO del volcán, en la misma zona de las mediciones del año 2014 (Fig. 3.3), de las cuales solo 47 fueron utilizadas en el análisis estadístico, debido a un pobre ajuste de la curva originado por el ingreso de aire al equipo ($R^2 < 0,9$). El flujo de CO₂ varía desde 1,55 hasta 3106,98 gm⁻²d⁻¹ con un promedio aritmético de 194,93 gm⁻²d⁻¹ ($\log \phi \text{CO}_2 = 1,65 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$) y una desviación estándar de $\pm 504,64 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ($\log \phi \text{CO}_2 = \pm 0,73 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$; Tabla 3.1). Los más altos valores de flujo de CO₂ se detectan en el sector NO de la zona de estudio (Fig. 3.3). El 87% del flujo de CO₂ es menor a 250 gm⁻²d⁻¹ y el valor 3107 gm⁻²d⁻¹ correspondería a un valor anómalo según la prueba de Rosner (1975; 1983). Sin embargo, mediante el uso de los flujos en valores logarítmicos, no se detectan *outliers*. Los resultados indican una asimetría positiva (4,71) en el diagrama de distribución de frecuencia (Fig.3.9a) con un valor de $p = 0,98$ para los flujos logarítmicos de CO₂ a partir de la prueba estadística de Shapiro-Wilk.

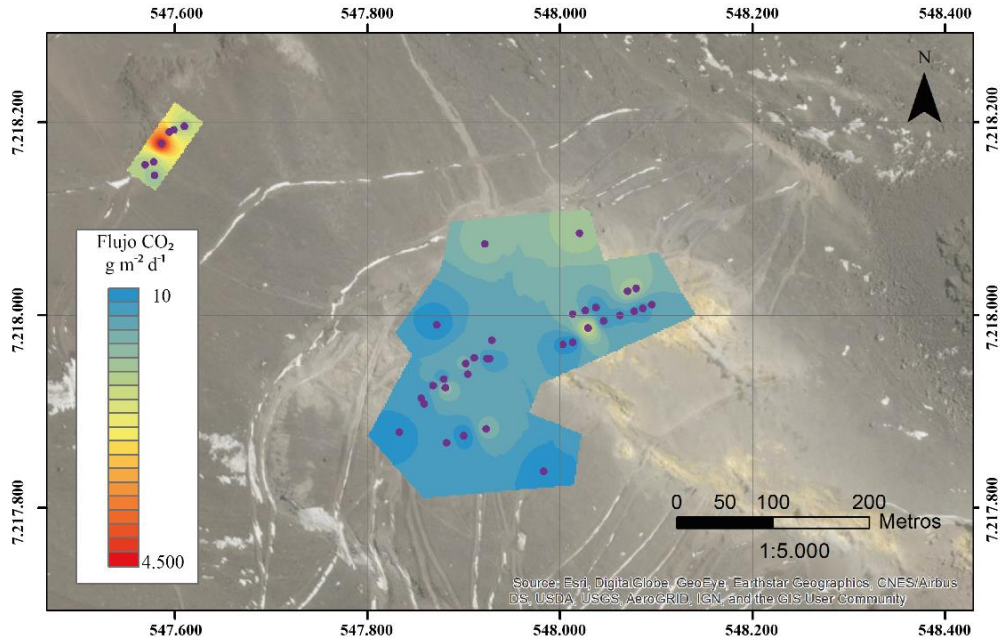


Figura 3.7: Mapa de flujo difuso de CO_2 utilizando interpolación IDW para el campo fumarólico en el sector NO del volcán Lastarria. Año 2014.

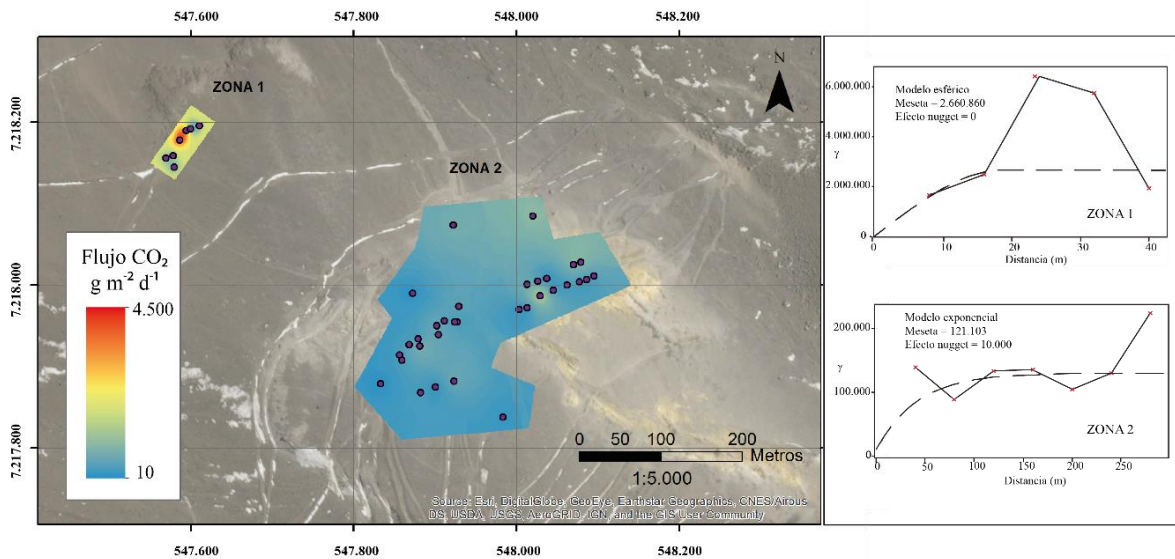


Figura 3.8: Mapa de flujo difuso de CO_2 generado a partir de la interpolación Kriging con los respectivos variogramas para cada zona del área de estudio. Año 2014.

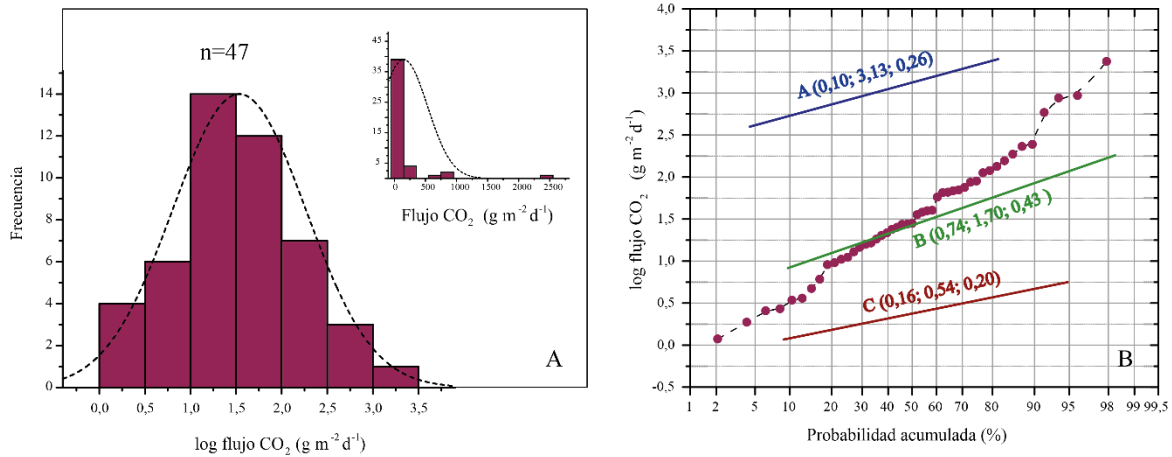


Figura 3.9: A. Histograma del flujo difuso de CO_2 para el área de estudio del año 2016. Se observa asimetría positiva en el flujo de CO_2 (ϕCO_2) en el gráfico de la esquina superior derecha. El histograma del $\log\phi\text{CO}_2$ presenta una distribución normal. B. Gráfico de probabilidad acumulada del $\log\phi\text{CO}_2$. Los valores se presentan como puntos lilas. Las líneas rectas azul, verde y roja corresponden a las poblaciones determinadas por el procedimiento de Sinclair (1974), identificadas como población A, B y C respectivamente. Se muestra para cada población la proporción, promedio y desviación estándar.

En la figura 3.9 se representan los valores de $\log\phi\text{CO}_2$ en un gráfico de probabilidad logarítmica. Mediante el análisis de GSA, se observan dos puntos de inflexión en los percentiles 16 y 90, que corresponderían a tres poblaciones log-normal, graficados en la figura 3.9 con sus respectivas proporciones, promedio y desviación estándar (Tabla 3.2). La población A tiene flujos $> 760 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ($\log\phi\text{CO}_2 = 2,88 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$), mientras que la población B posee un rango de flujo que varía entre los 6 y $760 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$.

Las mediciones se enfocaron en el flanco NO del volcán, sin embargo, se observan dos mediciones tomadas como puntos de control, alejadas $\sim 500 \text{ m}$ más hacia el NO con valores que no superan los $3 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Fig. 3.3), que serían parte de los valores de fondo (respiración del suelo).

Para determinar el flujo total interpolado del área estudiada, se subdividió de manera arbitraria, tomando en cuenta la cantidad y lugar de las mediciones, en cuatro zonas: 1, 2, 3 y 4 con áreas de 31705, 17201, 22419 y 23610 m^2 respectivamente. Para optimizar la interpolación, se tomaron en cuenta la totalidad de los datos, a excepción de 4 mediciones: 2 puntos de control y 2 muy distantes de los otros puntos. Para el cálculo del flujo total se utilizaron todas 3 poblaciones en conjunto.

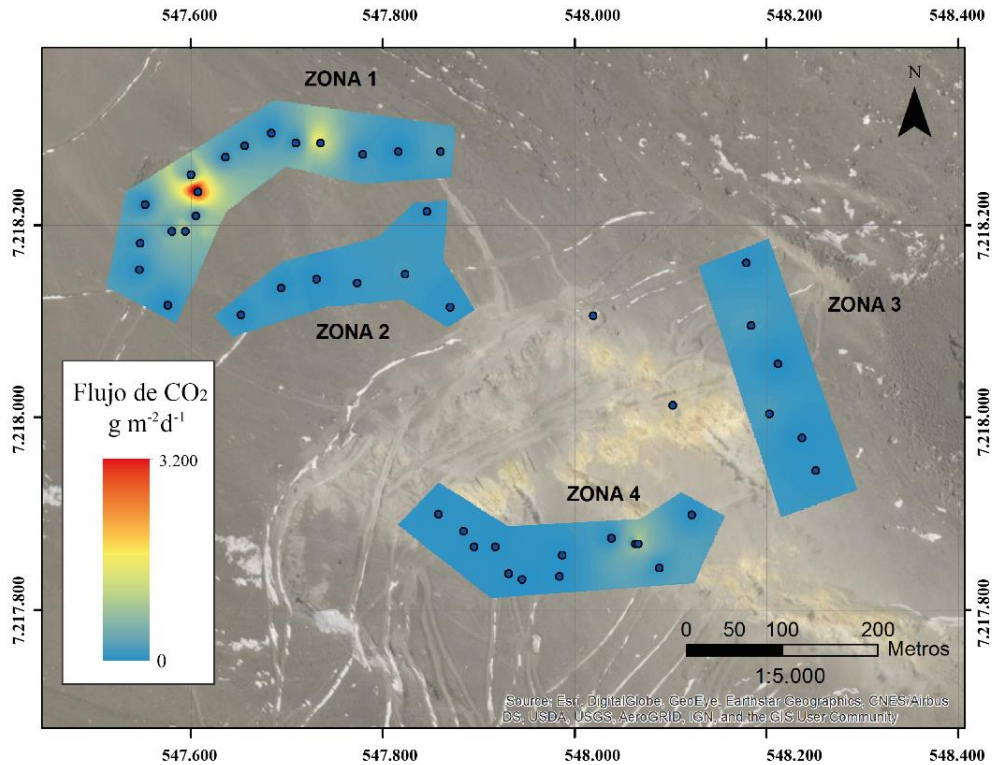


Figura 3.10: Mapa de flujo difuso de CO₂ para las diferentes zonas discretas del área de estudio, utilizando interpolación IDW. Año 2016.

El flujo total de CO₂ calculado a partir de la media aritmética es de 17,29 t/d. Por otro lado, utilizando la interpolación de IDW obtenemos un flujo total de 17,31 t/d en un área de 94935 m² (Tabla 3.3; Fig. 3.10). Los semi-variogramas utilizados para la interpolación Kriging se ajustaron según un modelo exponencial para las zonas 1 y 2, y un modelo esférico para las zonas 3 y 4, los que se determinaron según la distribución espacial de los puntos muestreados en cada zona. A partir de lo anterior, el flujo total de CO₂ en las 4 zonas utilizando la interpolación Kriging es de 14,85 t/d (Tabla 3.3; Fig. 3.11). Para evitar sobrestimación del flujo, utilizaremos de ahora en adelante el valor de ~15 t/d.

3.5 Discusión

3.5.1 Características generales del flujo difuso de CO₂ en el volcán Lastarria

A partir de los datos obtenidos tanto en el 2014 como en el 2016, la mayor cantidad de flujo difuso de CO₂ emitido se ubica en el extremo NO de la zona de

estudio (Fig. 3.2 y 3.3). La zona de más alto flujo se encuentra emplazada sobre lavas andesítica de la unidad denominada Lavas Lastarria 2 las que, según Naranjo (2010), no presentan alteración hidrotermal. La temperatura del suelo en esta zona alcanza los 83°C, es decir, cercano al punto de ebullición del agua en una altura geográfica en los 4800 m s.n.m. Esto podría indicar la migración de los fluidos hidrotermales hacia el NO, más allá del límite del campo fumarólico del flanco NO del volcán Lastarria. Lo anterior, estaría en concordancia con la dirección de migración de los cráteres del volcán a lo largo de su evolución, la presencia de fallas y lineamientos a nivel regional (Fig. 3.1), con una clara tendencia de orientación NO-SE. Alternativamente, la zona con alto flujo de CO₂; podría representar el límite del sistema hidrotermal con mayor disponibilidad de CO₂ no disuelto en el agua del sistema y disponible para migrar a la superficie, o que exista una zona de alta permeabilidad en el contacto del flujo de lava con rocas subyacentes, generando el ascenso del flujo.

Por otro lado, existe correlación positiva entre la temperatura del suelo y el flujo de CO₂, según lo observado en los puntos de muestreo del año 2014. La presencia de campos fumarólicos en la zona estudiada indica ascenso de fluidos profundos calientes (magmáticos-hidrotermales) que incrementarían la temperatura del suelo (e.g. Chiodini *et al.*, 2001; Roulleau *et al.*, 2017; Lamberti *et al.*, 2019; Fig. 3.6).

3.5.2 Origen del CO₂

De acuerdo con el procesamiento estadístico de los datos de flujo de CO₂, se pueden identificar al menos 3 poblaciones estadísticas denominadas A, B, C (Fig. 3.5; 3.6). La presencia de poblaciones multimodales indica distintas fuentes del flujo de CO₂.

Las poblaciones caracterizadas por flujos que van entre el límite de detección y $\sim 7 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$, también llamado *background*, están asociadas a respiración del suelo debido a la presencia de vegetación y/o actividad bacteriana natural en ambientes desérticos con algunos pocos arbustos como ocurre en norte de Chile (e.g. Raich y Schlesinger, 1992; Navarrete-Calvo, 2012; Perez-Quezada *et al.*, 2012; Raco, 2018, Taussi *et al.*, 2019; 2021).

Por otra parte, el origen endógeno del flujo de CO₂ (i.e. desgasificación magmática-hidrotermal) se caracteriza por valores promedio de 2 a 3 órdenes de magnitud mayor al *background* (e.g. Raich y Schlesinger, 1992; Chiodini *et al.*, 1988; 2001; Cardellini *et al.*, 2003).

Tabla 3.2. parámetros de las poblaciones particionadas estimadas del $\text{Log}\phi\text{CO}_2$ utilizando el método GSA.

Año	Población	Log ϕ CO₂ ($\text{gm}^{-2}\text{d}^{-1}$)	N° datos	Promedio ($\text{gm}^{-2}\text{d}^{-1}$)	Desviación estándar ($\text{gm}^{-2}\text{d}^{-1}$)	Proporción (%)	Intervalo de confianza (95%)
2014	A	> 3,22	3	3,48	0,23	6	2,91 - 4,05
	B	1,54 - 3,22	35	2,54	0,35	89	2,42 - 2,66
	C	< 1,54	2	1,32	0,31	5	- 1,47 - 4,11
2016	A	> 2,88	4	3,13	0,26	10	2,72 - 3,54
	B	2,88 - 0,79	36	1,7	0,43	74	1,56 - 1,84
	C	< 0,79	7	0,54	0,20	16	0,36 - 0,72

Tabla 3.3. Detalle del flujo total emitido de CO₂ para cada zona utilizando los diferentes métodos. Año 2016.

zona	Promedio (gm ⁻² d ⁻¹)	Área (m ²)	Flujo CO ₂ (t/d) método media aritmética	Flujo CO ₂ (t/d) método IDW	Flujo CO ₂ (t/d) método Kriging
1	387,77	31705	12,29	11,51	10,5
2	48,49	17201	0,83	1,36	0,90
3	66,41	22419	1,49	1,78	1,49
4	113,34	23610	2,69	2,66	1,96
total	-	94935	17,29	17,31	14,85

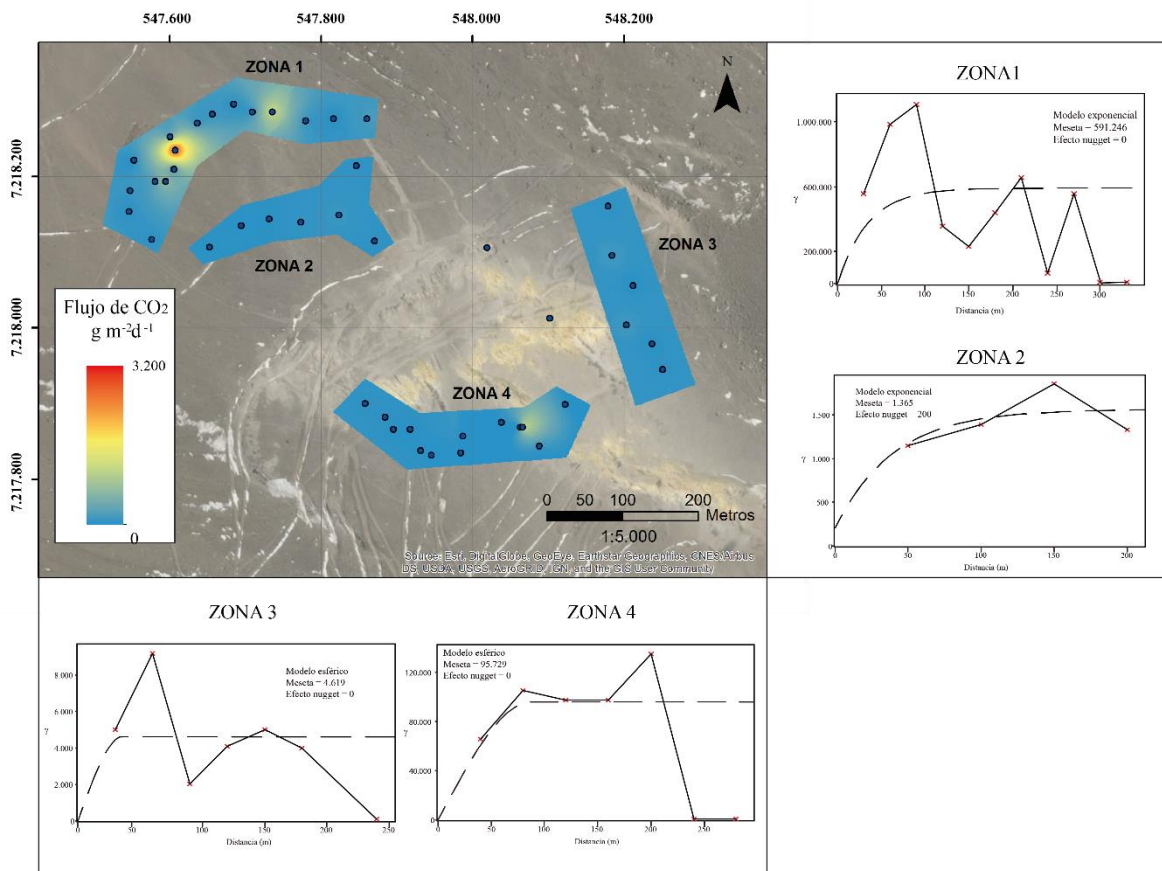


Figura 3.11: Mapa de la interpolación Kriging de los flujos difusos de CO₂ con los respectivos variogramas para las diferentes zonas del área de estudio. Año 2016.

Los valores promedio de cada población nos permiten interpretar diversos orígenes. En ambas campañas los datos se comportan de manera similar, que son interpretados en conjunto. La población A (alto ϕCO_2) es alimentada de una fuente endógena de fluidos magmáticos calientes. La población B, también asociada a una fuente endógena, indica mezcla entre fluidos magmáticos-hidrotermales, debido al promedio de su flujo menor a la población A. La población C en ambas campañas poseen flujos considerablemente más bajos que las poblaciones A y B que no superan los $6 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ($\log\phi\text{CO}_2 = 0,79 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$), interpretada como fuente biológica (respiración del suelo, vegetación o actividad bacteriana). Datos publicados por Aguilera *et al.* (2012) y Robidoux *et al.* (2020), en conjunto con los datos obtenidos en este trabajo, permiten inferir la o las fuentes de origen del CO_2 . Esta sería compartible principalmente con una fuente magmática, de acuerdo con su composición isotópica con $\text{d}^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ que varían entre $-0,42$ y $-4,13\%$ V-PDB (Aguilera *et al.*, 2012) y de $^3\text{He}/^4\text{He}$ con valores de 5,31 a 8,01 Ra (Robidoux *et al.*, 2020). Lo anterior estaría en concordancia con los resultados obtenidos en este trabajo, con fluidos liberados de un reservorio magmático que interactúa con fluidos hidrotermales.

3.5.3 Flujo total de CO_2 en el volcán Lastarria

Utilizando las distintas metodologías se calculó para el año 2014 una emisión a la atmósfera de $\sim 30 \text{ t/d}$ de CO_2 en un área de 61765 m^2 . Para lograr comparar los valores de mejor manera, dividiremos cada flujo total por la superficie del área estudiada, lo que le llamaremos flujo estandarizado. Se determinó un flujo estandarizado de $4,86 \times 10^{-4} \text{ t/d/m}^2$ para el año 2014. Por otro lado, para el año 2016 se determinó un flujo total de $\sim 15 \text{ t/d}$ en un área de $0,1 \text{ km}^2$, con un flujo estandarizado de $1,56 \times 10^{-4} \text{ t/d/m}^2$. Lopez *et al.* (2018), utilizando la misma metodología de la cámara de acumulación, calculan un flujo de $1,29 \times 10^{-4} \text{ t/d/m}^2$ durante una campaña en noviembre del 2014 en la zona identificada en este trabajo como zona 2 (Tabla 3.4). Además, Lopez *et al.* (2018) extrapolan los valores de flujo del volcán Lastarria obteniendo valores de $\sim 95 \text{ t/d}$ incluyendo todos los campos fumarólicos (cráter y flanco NO). Si comparamos los valores mencionados previamente, consideramos que son valores similares o dentro de un mismo rango con los obtenidos en este estudio, con un total que varía entre 15 y 30 t/d solo en un campo fumarólico. Al observar la totalidad de datos disponibles, existen variaciones entre campañas con el mismo orden de magnitud, con diferencias de $0,27 \times 10^{-4}$ a $3,45 \times 10^{-4} \text{ t/d/m}^2$.

Las variaciones en las mediciones de la emisión difusa de CO_2 en el sistema magmático-hidrotermal pueden ocurrir por diversas causas tales como: (1) variabilidad espacial y temporal del muestreo, (2) cambios exógenos al sistema volcánico-hidrotermal (clima, precipitación, humedad del suelo, entre otros) y/o (3) cambios endógenos del sistema volcánico (e.g. esfuerzos) (Zimmer *et al.*, 2017).

Las posibles causas de los cambios del flujo de CO₂ entre una campaña y otra se enumeran a continuación:

- i. A pesar de que las mediciones se realizaron en el mismo sector (flanco NO del volcán), no fueron realizadas exactamente en los mismos puntos.
- ii. Las campañas se realizaron en estaciones climáticas distintas, verano en el 2014 y otoño en el 2016. Las condiciones atmosféricas y cambios exógenos tales como aumento de humedad en las rocas y suelo, incluso sectores con agua congelada debido a bajas temperaturas, puede generar diferencias en el flujo emitido por su alta solubilidad en agua, disminuyendo el flujo emitido mientras más humedad exista en el suelo.
- iii. Henderson *et al.* (2017) identifican una desaceleración de la deformación en el complejo volcánico azufre entre el 2010 y 2016. Además, la inflación ha sido interpretada por algunos autores como exsolución de volátiles (sobrepresión en el sistema magmático), que quedan atrapados en sub-superficie y que eventualmente son liberados (Pritchard *et al.*, 2018). A pesar de que la mayor deformación ocurre en el CV-LAZ, hay evidencias que el volcán Lastarria también se ve afectado por esta deformación. Es posible que la desaceleración del alzamiento sea uno de los factores que influyen en la disminución del flujo de CO₂ entre el 2014 y 2016. Los cambios en la composición y proporciones de gases emitidos pueden reflejar ascenso de magma, con aumento de volátiles altamente solubles en magma tales como H₂O, SO₂ y HCl, y disminución de CO₂ debido a su poca solubilidad en el magma (*e.g.* Aguilera *et al.*, 2012; Tamburello *et al.*, 2014; Henderson *et al.*, 2017).

Tabla 3.4. Comparación flujos totales del volcán Lastarria para los años 2014 (este trabajo y Lopez *et al.* (2018)) y 2016.

Año	Referencia	Flujo estandarizado (t/d/m²)	Flujo estandarizado (t/d/km²)
2014	Lopez <i>et al.</i> , 2018	1,29 x 10 ⁻⁴	129
2014	este trabajo	4,75 x10 ⁻⁴	474
2016	este trabajo	1,56 x 10 ⁻⁴	156

Considerando un flujo promedio de CO₂ emitido solo desde la pluma del volcán Lastarria de ~2000 t/d (Lopez *et al.*, 2018), el flujo calculado en este trabajo de CO₂ difuso de ~30 t/d corresponde a un 1,5% del total emitido. Sin embargo, Aiuppa *et al.* (2019) estima un flujo total de CO₂ desde la pluma mucho menor que alcanza los 273 t/d, lo que deja el flujo estimado en el presente trabajo con ~10% del total de CO₂ emitido a la atmósfera. En ambos casos el flujo es determinado a partir de la medición directa del SO₂ y no del CO₂, por lo que es posible que las variaciones entre ambos autores sean debido a sus metodologías. A pesar de lo anterior, el área estudiada en el presente trabajo corresponde a una mínima parte del edificio volcánico, estimando un mínimo de flujo difuso de CO₂. Esto indica la posibilidad de un flujo difuso de CO₂ mucho mayor, y, por lo tanto, un porcentaje importante en el estimado total de flujo de CO₂ que incluye tanto la emisión difusa como la emisión desde la pluma.

3.5.4 Flujo volcán Lastarria vs otros centros volcánicos

En Chile hay pocos estudios sobre el flujo difuso de CO₂ en zonas volcánicas, hidrotermales y geotermales en la ZVC. Dentro de los pocos estudios de la ZVC se encuentran datos de flujo difuso de CO₂ en dos campos geotermales; el campo geotermal de Juncalito (Navarrete-Calvo, 2012) y el campo geotermal Cerro Pabellón (Taussi *et al.*, 2019). Los flujos de estos casos son considerablemente menores a los obtenidos en este estudio (flujo < 10 gm⁻²d⁻¹), y corresponden a zonas geotermales y no a un edificio volcánico específico como es el caso del volcán Lastarria. Específicamente Cerro Pabellón está identificado como una zona geotermal escondida con capas arcillosas que sellan el acuífero disminuyendo su permeabilidad y por lo tanto baja emisión de CO₂ difuso desde el suelo. Sin embargo, se estima que la mayoría del CO₂ se mantiene disuelto en el acuífero y su emisión difusa no sería proporcional a la cantidad de CO₂ que presenta el campo geotermal (Taussi *et al.*, 2019). Esto quiere decir que es posible que las zonas donde hay bajos flujos de CO₂, no necesariamente indican un bajo contenido de este volátil, sino que es posible que en los bordes del acuífero se encuentren zonas arcillosas que también generen zonas impermeables que impidan el ascenso del flujo difuso de CO₂.

Por otra parte, en la ZVC hay estudios de CO₂ difuso de edificios volcánicos similares al volcán Lastarria. Existen mediciones realizadas en el 2004 y 2005 de distintos centros volcánicos de la ZVC (Fig. 3.12), que incluyen el volcán Tacora, Taapaca, Parinacota, Irruputuncu, Ollagüe, y La Poruñita (desde norte a sur). Los centros volcánicos con características similares al volcán Lastarria, es decir, estratovolcanes con presencia de fumarolas (Tacora, Irruputuncu y Ollagüe) se comportan de manera variada. El volcán Tacora por una parte, posee valores de CO₂ similares al Lastarria que alcanzan los ~530 gm⁻²d⁻¹, mientras que los volcanes Irruputuncu y Ollagüe tuvieron mediciones más bajas que el área de estudio, con un

máximo de $20 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$. La zona de altos valores de flujo de CO_2 asociados al volcán Tacora, se encuentran en la zona NO del edificio volcánico, que al igual que el volcán Lastarria, podría estar asociado a estructuras heredadas que se encuentran en el norte de Chile (Fig. 3.1). Los valores encontrados en Taapaca, Parinacota y La Poruñita (sin presencia de fumarolas), no superan los $3 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$, valores similares a los encontrados en el volcán Lastarria en lavas frescas lejos de los campos fumarólicos.

A pesar de que los volcanes en el norte de Chile (ZVC) poseen características generales similares, el flujo difuso de CO_2 es muy distinto en cada uno de ellos, que no solo pueden significar un contenido en específico de CO_2 emitido desde el subsuelo, sino que también puede ser por: limitaciones y diferencias en las mediciones y metodologías, tipo de roca y suelo en el que se realizan las mediciones, sistema hidrotermal asociado entre otros. Debido a esto, las mediciones periódicas (monitoreo continuo) son la mejor herramienta para caracterizar el sistema estudiado.

Desde ese punto de vista, para la mejor comprensión de la dinámica de emisión de CO_2 difuso, es posible la comparación con sistemas volcánicos en un estado de deformación similar al volcán Lastarria.

En la Zona Volcánica Sur, se encuentra el Complejo volcánico Caviahue-Copahue que posee evidencias de deformación (Velez *et al.*, 2011). Los rangos de flujo difuso de CO_2 en la zona varían entre 0,05 y $16560 \text{ gm}^{-2}\text{d}^{-1}$ en el campo geotermal asociado al volcán Copahue (Chiodini *et al.*, 2015; Roulleau *et al.*, 2017), con flujos totales que alcanzan los 165 t/d.

Más hacia el sur, se encuentra el Complejo volcánico Laguna del Maule (LdM), que al igual que el volcán Lastarria, no posee erupciones historias. Sin embargo, el 2005 termina su periodo de calma con una rápida deformación que se encuentra asociado a un reservorio de magma rico en volátiles (e.g. Andersen *et al.*, 2018; 2019). A pesar de las amplias recomendaciones de realizar estudios sobre desgasificación de CO_2 , existen solo algunos datos del flujo emitido. Los estudios han demostrado altos flujos de CO_2 (Miller *et al.*, 2014; Le Mével *et al.*, 2021), sin embargo, al no tener información continua, es difícil considerar una disminución o aumento del volátil y asociarlo a las variaciones de deformación.

Al comparar los sistemas magmáticos con presencia de deformación (deflación como inflación), es posible inferir que las variaciones de flujo de CO_2 difuso están directamente asociados a los movimientos de fluidos (e.g. gases volcánicos como el CO_2) en los sistemas magmáticos-hidrotermales.

Utilizando la metodología de la cámara de acumulación, generar información base de emisiones de flujo de CO₂, y monitorear de manera continua los sistemas magmáticos-hidrotermales, permite adentrarse en el comportamiento de los reservorios magmáticos, incluso cuando se encuentran en reposo, y especialmente si se encuentran en periodos de deformación.

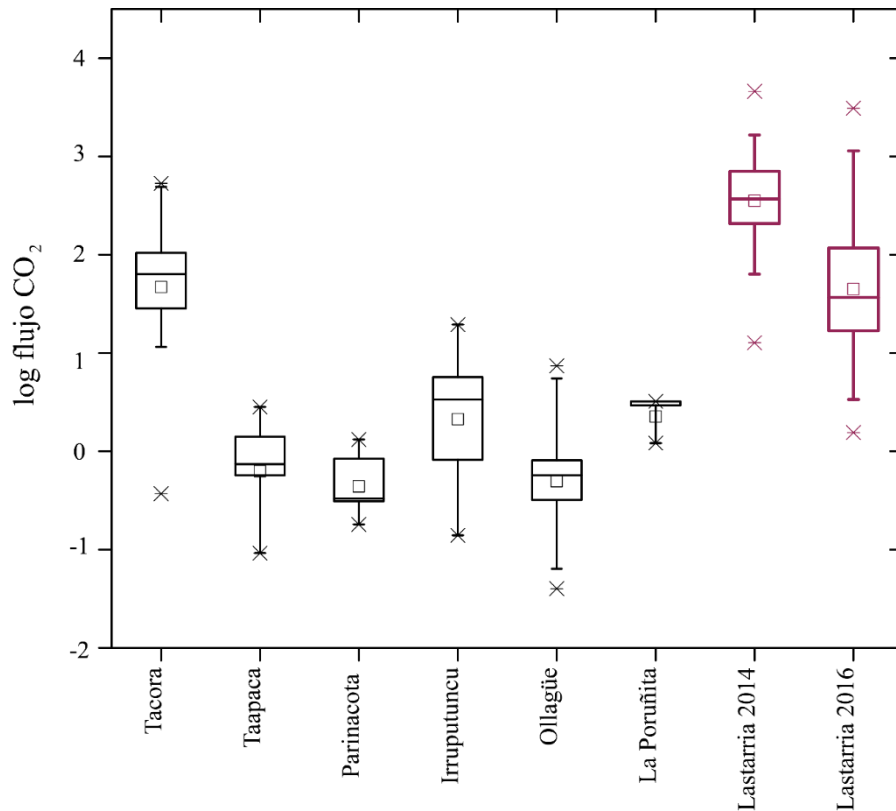


Figura 3.12: Diagramas de caja representando los datos de flujo difuso de CO₂ de distintos volcanes de la ZVC utilizando la misma metodología de la cámara de acumulación. La línea horizontal inferior representa el valor mínimo, la línea superior corresponde al valor máximo. La caja representa en su nivel superior al tercer quintil, la línea del medio es el segundo quintil o mediana, y la línea inferior al primer quintil. El cuadrado dentro de la caja es el promedio de los datos. Los asteriscos representan posibles valores anómalos. Las mediciones están ordenadas de norte (izquierda) a sur (derecha). Los datos de los volcanes Tacora, Taapacá, Parinacota, Irruputuncu, Ollagüe y La Poruñita corresponden a datos adquiridos en campañas previas (2004-2005) por Vicente Soler (en color gris). Los datos en color morado corresponden al volcán Lastarria año 2014 y 2016 (este trabajo).

3.6. Conclusiones

A través del presente trabajo se han podido establecer valores base del flujo difuso de CO₂ liberado en el flanco NO del volcán Lastarria, utilizando la metodología de la cámara de acumulación en dos periodos distintos, 2014 y 2016.

Durante el periodo 2014, se determinaron a través del método GSA, 3 poblaciones log-normal denominadas A, B y C. La población A contribuye el 6% del total de datos, y con valores promedios de 3280 gm⁻²d⁻¹. La población B es el 86% de los datos con un promedio de 450 gm⁻²d⁻¹. La población C (5% de los datos) corresponde a los flujos más bajos, con un promedio de 24 gm⁻²d⁻¹. La temperatura del suelo mostró una correlación positiva con el flujo de CO₂ (R²=0,5286), con temperaturas que alcanzan los 83°C asociadas a flujos entre 3500 y 4500 gm⁻²d⁻¹. Esto indica que al menos en el volcán Lastarria, el aumento de la temperatura del suelo es indicador de un posible alto flujo de CO₂.

Al igual que en el periodo 2014, la campaña del 2016 presenta 3 poblaciones log-normal denominadas también A, B y C. La población A compone el 10% de los datos, con flujos altos que promedian 1558 gm⁻²d⁻¹. La población B contribuye el 74% con promedio de 80 gm⁻²d⁻¹. La población C es el 16% de los datos con flujos bajos que promedian 3 gm⁻²d⁻¹.

En ambas campañas las poblaciones identificadas a partir del tratamiento estadístico de los datos indican un origen mixto para el CO₂: (1) fuente endógena asociada a un origen magmático-hidrotermal representado por las poblaciones A y B, y (2) fuente biogénica, representado por la población C.

Se utilizaron 3 metodologías para determinar los flujos totales de CO₂ (promedio aritmético, IDW y Kriging). Para la campaña 2014 los valores son similares para las tres metodologías utilizadas, mientras que para el 2016 solo la interpolación por Kriging resultó algo más baja, por lo que es posible utilizar cualquiera de ellas para determinar el flujo total.

Utilizando los mapas de interpolación, el flujo difuso de CO₂ emitido desde el flanco NO del volcán Lastarria, posee una orientación NO-SE que coincide con fallas y lineamientos de las estructuras de la zona. Esto nos indica que el sistema está siendo controlado por los esfuerzos regionales, y que concuerda con los últimos estudios que indican que el volcán Lastarria podría actuar como una válvula de liberación de volátiles del complejo volcánico Lazufre.

Los valores de flujo difuso de CO₂ obtenidos en el presente trabajo corresponden del 1,5 a 10% de los volátiles totales emitidos desde el volcán Lastarria (Lopez *et al.*, 2018; Aiuppa *et al.*, 2019).

Agradecimientos:

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto ANID-Fondap 15090013 y 1520000 y ACE210005 “Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA). Es parte del proyecto de Doctorado de Marcela Pizarro y se pudo desarrollar gracias a la beca de doctorado ANID-CONICYT n°2014-21240597. Agradecemos a Jorge Clavero y Álvaro Amigo por su ayuda en el trabajo de campo en las medidas de CO₂ difuso de los volcanes Ollagüe, La Poruñita, Irruputuncu, Taapaca y Parinacota; y a Diego Venegas, Ornella Saltori, Laura Lagos, Camilo Sánchez y Benjamín Guerrero por su apoyo durante el trabajo de campo en el volcán Lastarria. Finalmente agradecer a Guido Jones, financiado por el Cabildo de Tenerife con los programas MEDI y FDCAN, por su revisión del *abstract* en inglés. Los autores agradecen las revisiones anónimas de *Andean Geology* que han ayudado a mejorar la versión inicial del presente trabajo.

CAPÍTULO 4 . CUANTIFICACIÓN DE VOLÁTILES DISUELTOS EN EL VOLCÁN LASTARRIA UTILIZANDO ANÁLISIS DE INCLUSIONES VÍTREAS.

4.1. Muestreo y metodología

La metodología del presente trabajo consiste en muestreo de rocas volcánicas, su identificación, análisis de minerales y sus inclusiones vítreas. La recolección consistió en 7 tipos de material eruptivo diferente correspondiente a lavas frescas y rocas piroclásticas (Fig. 4.1) Las muestras fueron etiquetadas según las unidades definidas por Naranjo (2010) y se muestran sus coordenadas en la Tabla 4.1. Para cada una de las unidades se realizan cortes transparentes pulidos en el Laboratorio de la Universidad de Chile.

Tabla 4.1. Lista de la ubicación de las muestras y sus edades* (Naranjo, 2010).

Muestra	Tipo de muestra	Edad (ka) *	Longitud (deg.)	Latitud (deg.)
PII1-1	Lava	260±20	25°07'41,0484'' S	68°32'35,6208'' W
PII1-2	Lava	260±20	25°08'55,0572'' S	68°32'38,0184'' W
PII2-1	Lava	113±13	25°08'57,0336'' S	68°31'57,3060'' W
PII2-2	Lava	113±13	25°08'21,7500'' S	68°32'18,3156'' W
PII2-3	Lava	113±13	25°07'25,3020'' S	68°31'16,1076'' W
PII3-1	Lava	51±13	25°07'41,8620'' S	68°31'08,9220'' W
PII3-2	Lava	51±13	25°07'33,4632'' S	68°31'13,0116'' W
PII3-3	Lava	51±13	25°07'30,2520'' S	68°31'30,2520'' W
Hi1-1	Piroclasto	4.8	25°08'36,0636'' S	68°32'50,6796'' W
Hi2-1	Piroclasto	4.8 - 2.5	25°06'18,2952'' S	68°32'15,9324'' W
Hi3-1	Piroclasto	2.5	25°08'33,9432'' S	68°32'49,3116'' W
Hi3-2	Piroclasto	2.5	25°07'42,1752'' S	68°32'30,7032'' W
Hi3-3	Piroclasto	2.5	25°08'23,1864'' S	68°32'20,0220'' W
HII4-1	Lava	<2.4	25°08'38,5512'' S	68°31'08,9220'' W

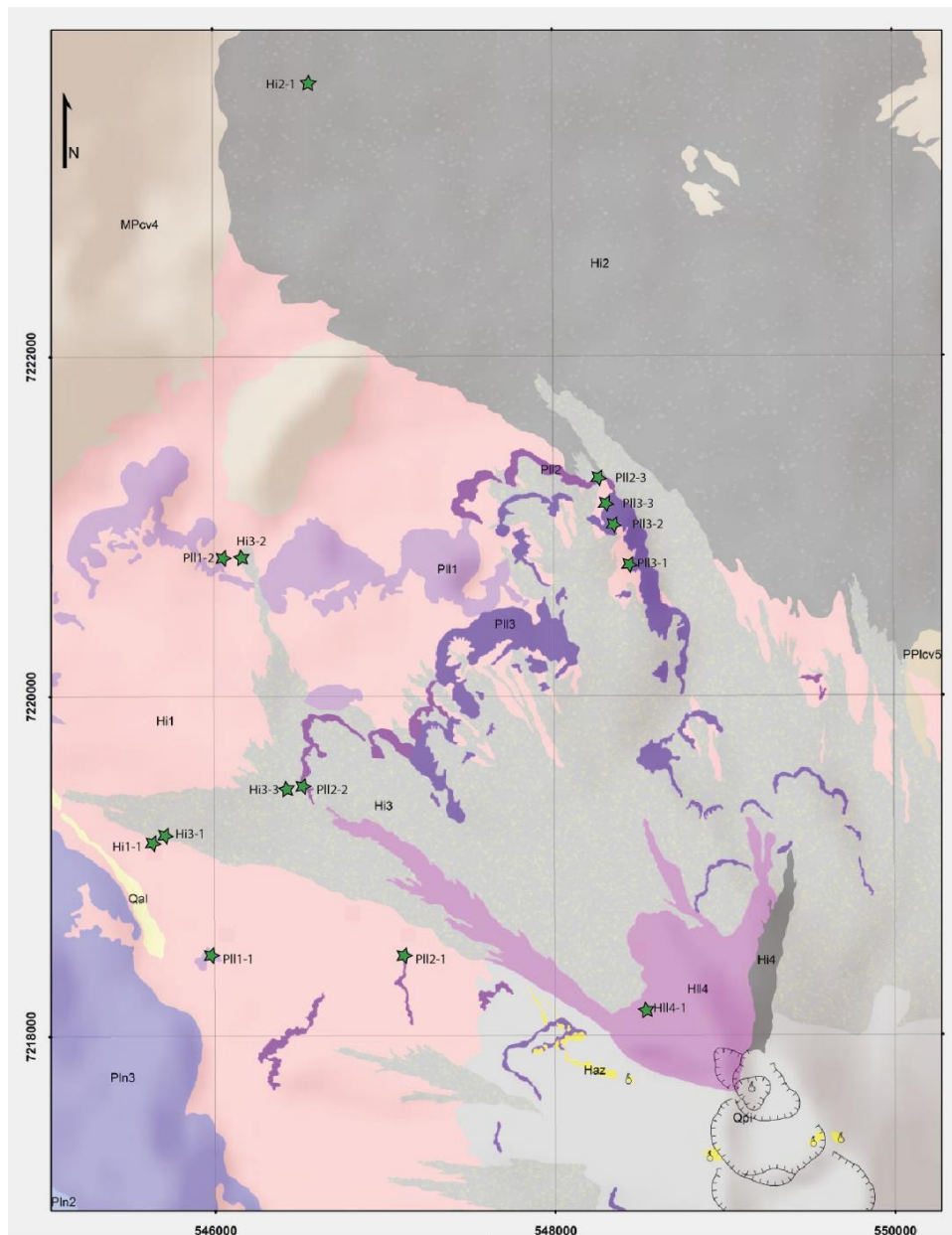


Figura 4.1: Ubicación geográfica (estrellas verdes) de las muestras recolectadas para las diferentes unidades. El detalle del mapa se puede encontrar en el capítulo 2 (figura 2.4)

4.1.1. Separación y montaje de minerales

Para lograr la separación de minerales se realizó molienda (mortero de cerámica) en cada una de las muestras las cuales fueron tamizadas para lograr identificar y seleccionar los cristales de interés (feldespatos y piroxenos). Esta primera etapa fue realizada en el laboratorio de separación de minerales y preparación de muestra de la Universidad de Chile. El tamizaje se llevó a cabo con mallas de plástico #35 y #18, quedando cristales de tamaños ente 0,5 a 1 mm aproximadamente.

El montaje de minerales se efectuó en el laboratorio de inclusiones vítreas y fluidas del Centro de Excelencia de Geotermia de los Andes (CEGA) en la Universidad de Chile. Los cristales se montan en resina epoxy soluble en acetona para pulirlos por ambos lados utilizando granos de tamaño 320, 600, 800, 1200, y 5000 para finalizar con polvo de alúmina de 0,1 μm .

Una vez pulido por ambos lados los cristales, se seleccionan los que posean inclusiones vítreas poco recristalizadas, sin cristales hijos y evitando defectos tales como fracturas.

4.1.2. Petrografía

La descripción petrográfica se llevó a cabo analizando los cortes transparentes pulidos a través de un microscopio óptico Olympus BX53 perteneciente al laboratorio de inclusiones del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) en la Universidad de Chile. En total se analizan 7 cortes pulidos asociados a las 7 unidades muestreadas.

La descripción incluye determinación de fases minerales, texturas, presencia de inclusión vítrea. Una vez identificadas las inclusiones, se caracterizan en su tamaño, fase mineral en la que se encuentra presente, homogeneidad, presencia de burbujas, y finalmente si cumplen o no las 3 reglas de Roedder; i) Las inclusiones vítreas deben ser atrapadas en una sola fase homogénea, ii) las inclusiones deben comportarse como un sistema isocórico iii) nada se ha perdido o agregado a la inclusión luego de su atrapamiento (Roedder, 1984; Cannatelli *et al.*, 2016). Posteriormente se determinan las Melt Inclusions Assemblies (MIA) o familias de inclusiones vítreas para lograr una interpretación sin sesgo de las muestras.

4.1.3 Microscopio electrónico de barrido (SEM)

Como complemento a la petrografía, se utilizó un microscopio electrónico de barrido con espectrómetro de energía dispersiva de rayos X (SEM-EDS) perteneciente al CEGA en la Universidad de Chile. Se tomaron puntos en diversos minerales para determinar semi-cuantitativamente su composición, y la de inclusiones vítreas, además de determinar diferencias entre fases minerales.

4.1.4 Análisis en microsonda electrónica (EMPA)

Se determinaron las concentraciones de los elementos mayores en plagioclasas, piroxenos e inclusiones vítreas (incluyendo F, S, Cl) de los 7 materiales eruptivos

muestreados, utilizando una microsonda electrónica (Electron MicroProbe-EMP) modelo JEOL KXA-8230 en el Laboratorio de Microsonda electrónica y análisis por Rayos X (LAMARX) perteneciente a la Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. Los parámetros utilizados en los minerales silicatados fueron una corriente del haz enfocado de 10 nA y un voltaje de aceleración de 15 kV. Las condiciones para las inclusiones vítreas fueron una corriente del haz de 5 a 8 nA, voltaje de aceleración de 15 kV y para minimizar la pérdida de álcalis, se midieron primero el sodio y potasio utilizando un haz desenfocado de 5 a 10 μm según el tamaño de la inclusión.

4.1.5. Micro-espectrometría Raman Confocal

El análisis a través de espectroscopia Raman puede medir la abundancia de los elementos volátiles en un vidrio (Thomas, 2000; Thomas y Davidson, 2012) o de una burbuja en una inclusión vítrea (esposito *et al.*, 2011; Doherty *et al.*, 2012; Cannatelli *et al.*, 2016). Se utilizó esta metodología para determinar contenido de H₂O en el vidrio y contenido de CO₂ presente en las burbujas de las inclusiones vítreas. El análisis se llevó a cabo utilizando un micro-espectrómetro de Raman confocal HORIBA Jobin-Yvon, equipado con un diodo laser de 532 nm y un detector CCD en las dependencias de Saint Mary's University, Halifax, Canadá.

Para la correcta determinación de la separación “fermi diad” (Fig. 4.2) asociado al contenido de CO₂ en las burbujas, se utiliza una resolución espectral de $\pm 0,5 \text{ cm}^{-1}$. A partir del valor del fermi diad (Δ) se calcula la densidad de CO₂ y por lo tanto la cantidad en la fase vapor (e.g. Rosso y Bodnar, 1995; Yamamoto *et al.*, 2003; Fall *et al.*, 2011; Wang *et al.*, 2011; Kobayashi *et al.*, 2012; Lamadrid *et al.*, 2017). La densidad de cada muestra se determina con el promedio de cada valor entregado por los distintos densímetros de CO₂:

Rosso y Bodnar, 1995

$$\rho_{CO_2} = \frac{\Delta - 102,68}{2,49}$$

Fall *et al.*, 2001

$$\rho_{CO_2} = -0,030314551\Delta^3 + 9,432834797\Delta^2 - 977,9384933\Delta + 33780,38242$$

Kawakami *et al.*, 2003

$$\rho_{CO_2} = -0,03238697\Delta^3 + 10,08428\Delta^2 - 1046,189\Delta + 36163,67$$

Yamamoto y Kagi, 2006

$$\rho CO_2 = -0,01917(\Delta - 100)^3 + 0,1984(\Delta - 100)^2 - 0,241(\Delta - 100) - 0,341$$

Wang *et al.*, 2011

$$\rho CO_2 = -0,04258891551\Delta^3 + 13,25586152\Delta^2 - 1374,824414\Delta + 47513,64243$$

Kobayashi *et al.*, 2012

$$\begin{aligned} \rho CO_2 = & -0,00111808(\Delta - 100)^8 + 0,04498451(\Delta - 100)^7 - 0,7727143(\Delta - 100)^6 \\ & + 7,4128146(\Delta - 100)^5 - 43,468301(\Delta - 100)^4 + 159,54433(\Delta - 100)^3 \\ & - 357,7651(\Delta - 100)^2 + 448,2404(\Delta - 100) - 240,461 \end{aligned}$$

Lamadrid *et al.*, 2017

$$\rho CO_2 = -36,42 + 0,355\Delta$$

Para realizar el balance de masa y obtener el contenido de CO₂ en las burbujas, se determinan volúmenes asumiendo una morfología esférica para las burbujas y elipsoidal para las inclusiones vítreas a partir del programa Scion Image mediante la medición de las dimensiones según fotografías. Para determinar el volumen de inclusiones elipsoidales se asume que el tercer eje no observable (perpendicular al eje de la foto) se aproxima al menor eje medido en la fotografía (Aster *et al.*, 2016).

4.1.6. Espectrometría de masa de iones secundarios (SIMS)

La espectrometría de masa de iones secundarios, o comúnmente llamada microsonda iónica (SIMS por sus siglas en inglés) es una técnica analítica levemente destructiva que consiste en irradiar con un haz (15-30 um de diámetro) de iones primarios (¹⁶O⁻) la superficie de la muestra para recolectar y analizar los iones secundarios obtenidos a partir de un espectrómetro de masa. Esta técnica es especialmente útil en la determinación de contenido de elementos volátiles (H, C, O, F, S, Cl) y la razón entre los isotopos estables y radiogénicos (Pettke *et al.*, 2004; Kent, 2008). Para realizar el análisis, es necesario conocer el contenido de elementos mayores incluyendo el SiO₂, por lo que típicamente se realiza SIMS posterior a EMPA.

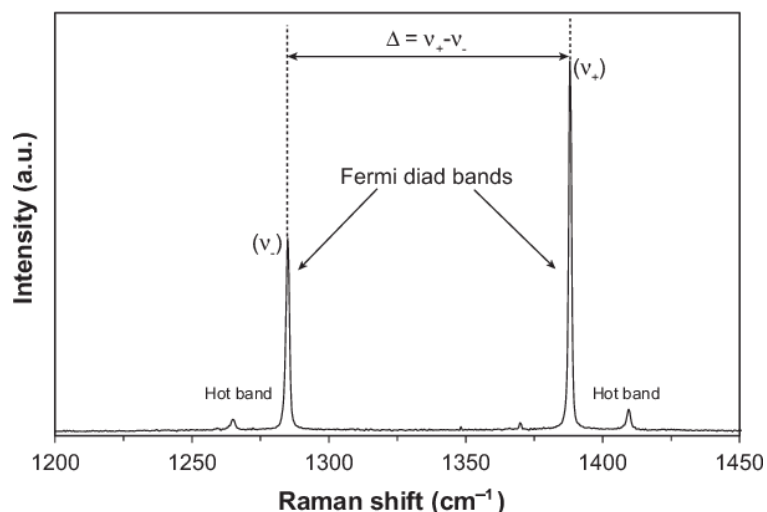


Figura 4.2: Espectro Raman representativo que muestra el fermi diad para el CO₂.
(Fall et al., 2011)

Los análisis se realizaron en el Laboratorio North East National Ion Microprobe Facility (NENIMF), de Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI), ubicado en Falmouth, Massachusetts, Estados Unidos. El equipo es un Cameca IMS 1280 de nueva generación, instrumento SIMS de alta transmisión y resolución de masa (Fig. 4.3). Los cristales que se analizaran no pueden ir montados en epoxy (interfiere con la medición de H₂O), por lo que se cambian las muestras a un montaje en base a indio, en montículos cilíndricos de diámetro 2,5 cm. Para evitar contaminación en la medición de C, es necesario que los montículos sean recubiertos por oro en vez de carbón. Las inclusiones deben estar expuestas para poder ser analizadas.

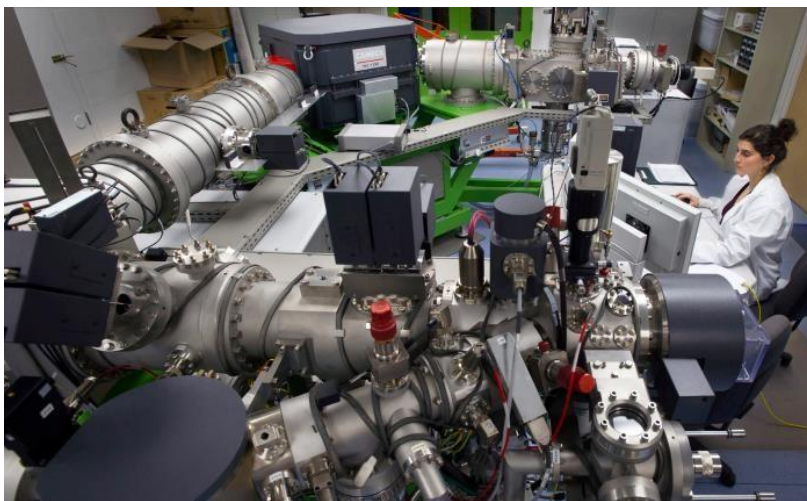


Figura 4.3: Fotografía del instrumento SIMS Cameca IMS 1280 del laboratorio NENIMF(WHOI, Estados Unidos).

El contenido de volátiles se determinó a partir de la razón del elemento de interés ($^{16}\text{O}^1\text{H}$, ^{12}C , ^{19}F , ^{32}S y ^{35}Cl) con respecto a ^{30}Si , utilizando las curvas de calibración de las concentraciones en los vidrios estándar (Fig. 4.4). La precisión de este método para la medición de volátiles es $<10\%$. Se realizaron análisis de volátiles en cada muestra asociada a cada unidad volcánica (7 en total).

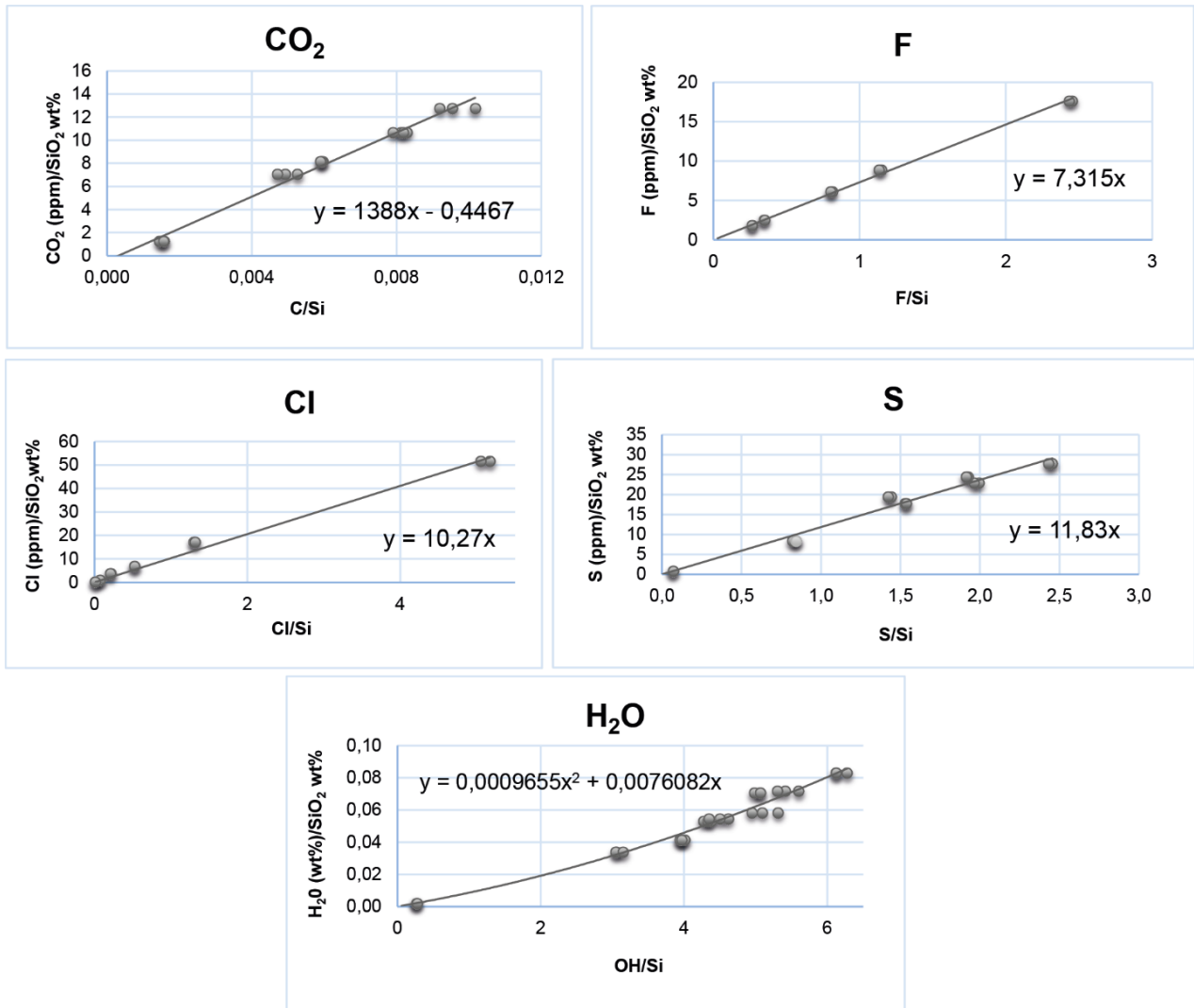


Figura. 4.4: Curvas de calibración para las concentraciones de volátiles a partir de los vidrios estándar utilizados utilizando SIMS.

4.1.7. Tratamiento de datos

Para la generación de los diagramas se utilizó el Software IgPet. Los diagramas incluyen diagramas binarios (Harker), ternarios (clasificación plagioclasas y piroxenos) y TAS.

Para determinar las condiciones de temperatura se utilizaron las ecuaciones propuestas por Putirka (2008), que incluyen los geotermómetros de clinopiroxeno-líquido y feldespato-líquido. Las condiciones de presión se estiman a partir de la presión de saturación de vapor de H₂O Y CO₂ en las inclusiones vítreas. La construcción de las isobaras en diagrama H₂O-CO₂ se calculan a partir del modelo VolatileCalc desarrollado por Newman y Lowenstern (2008). La determinación de modificaciones post cristalización (PEC; post entrapment crystallization) se realizó utilizando el programa Petrolog Software.

4.2. RESULTADOS

4.2.1 Petrografía

La petrografía general se realizó con muestras de mano y con cortes transparentes pulidos, y para la petrografía de las inclusiones vítreas se utilizaron tanto los cortes transparentes pulidos como los montículos de cristales individuales para cada una de las muestras. El criterio utilizado para identificar familias de inclusiones fue por grado de homogeneidad y presencia de burbujas.

Todas las muestras son de composición andesítica. Las muestras de lava (PII1; PII2; PII3; PII4) son de color gris claro a oscuro, con textura hipocristalina, inequigranular, porfídica, glomeroporfírica (especialmente con cristales de piroxeno), poiquilítica (piroxenos en plagioclasas) y con cristales hipidiomórficos y texturas de desequilibrio (Fig. 4.5). Contienen fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno que varían entre 20 y 30% y masa vítrea entre 70 y 80% con microlitos de plagioclasa, dos piroxenos, óxidos de Fe-Ti, escasa biotita y apatito como mineral accesorio. Los fenocristales de plagioclasa se encuentran en tamaños entre 0,9 a 5 mm de largo, mientras que los piroxenos entre 0,4 a 3 mm. Los feldespatos pueden presentar zonación y maclas polisintéticas.

Se identificaron inclusiones vítreas en los fenocristales de plagioclasa y piroxenos. Se separan las familias de las inclusiones en feldespatos como; (1) inclusiones totalmente homogenizadas, (2) inclusiones vítreas homogéneas con presencia de 1 burbuja y (3) inclusiones de vidrio con múltiples burbujas (Fig. 4.6). El tamaño de las inclusiones varia de 3 a 200 μm y su morfología es principalmente redondas, cuadradas y alargadas. La mayoría se encuentra localizada aleatoriamente en los cristales, y algunas más pequeñas se encuentran en zonas de crecimiento. Principalmente son transparentes y algunas de color pardo. Las inclusiones vítreas en piroxenos muestran un amplio rango de familias, con diferentes tamaños y varios grados de recristalización, desde completamente homogenizada a totalmente recristalizada.

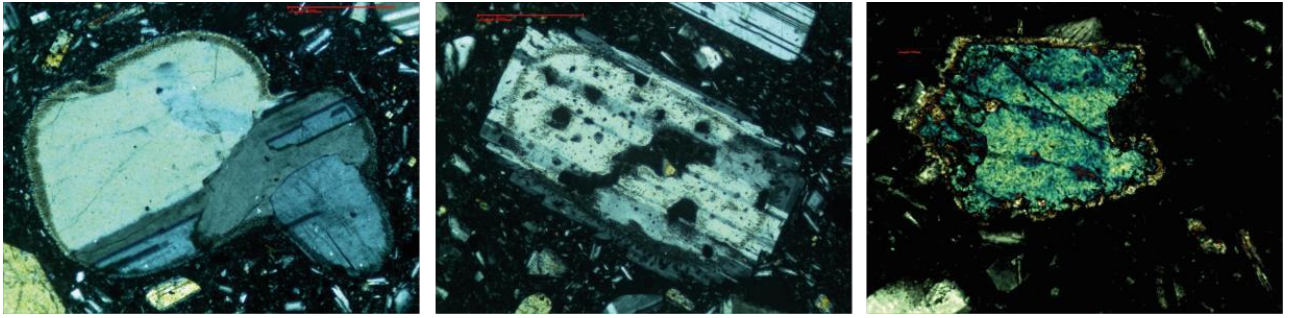


Figura 4.5: fotomicrografía de cortes transparentes pulidos vista al microscopio óptico con polarizadores cruzados. (a) y (b) corresponden a plagioclasas con texturas de disequilibrio en una masa vítrea con microlitos de plagioclasa y piroxenos de la muestra P11. (c) muestra un piroxeno inmerso en una masa vítrea con poco contenido de microlitos de la muestra H14.

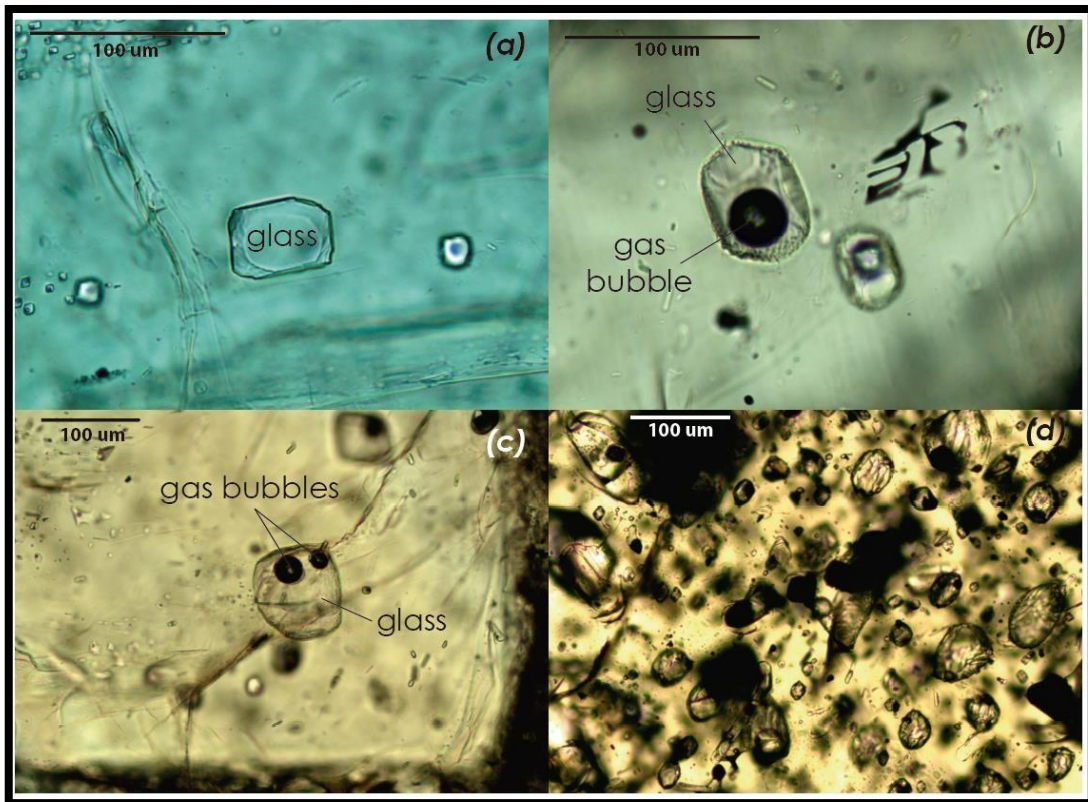


Figura. 4.6: fotomicrografía de inclusiones vítreas vistas en microscopio. (a) inclusión homogenizada en plagioclasa (b) inclusión con 1 burbuja en plagioclasa (c) inclusión con más de 1 burbuja (d) inclusiones recristalizadas en piroxenos.

Las muestras piroclásticas (Hi1; Hi2; Hi3) son de color gris a gris claro y algunas con un color rosa pálido. Sus texturas son vesiculares, porfírica, y con evidencia de *mingling*. Contienen entre 20 a 30% de fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno, con una matriz vítrea con microlitos de plagioclasa, piroxenos, óxidos de Fe-Ti (magnetita e ilmenita) y apatito como mineral accesorio.

Las inclusiones en feldespatos de las rocas piroclásticas muestran dos tipos de familias (Fig. 4.7): (1) vítreas homogéneas con una burbuja y (2) vítreas homogéneas con múltiples burbujas. Algunas inclusiones aparentan estar levemente recrystalizadas. Los tamaños varían entre 3 a 150 μm . Por otra parte, la mayoría de las inclusiones alojadas en piroxenos se encuentran con algún grado de recrystalización, con tamaños entre 3 a 60 μm .

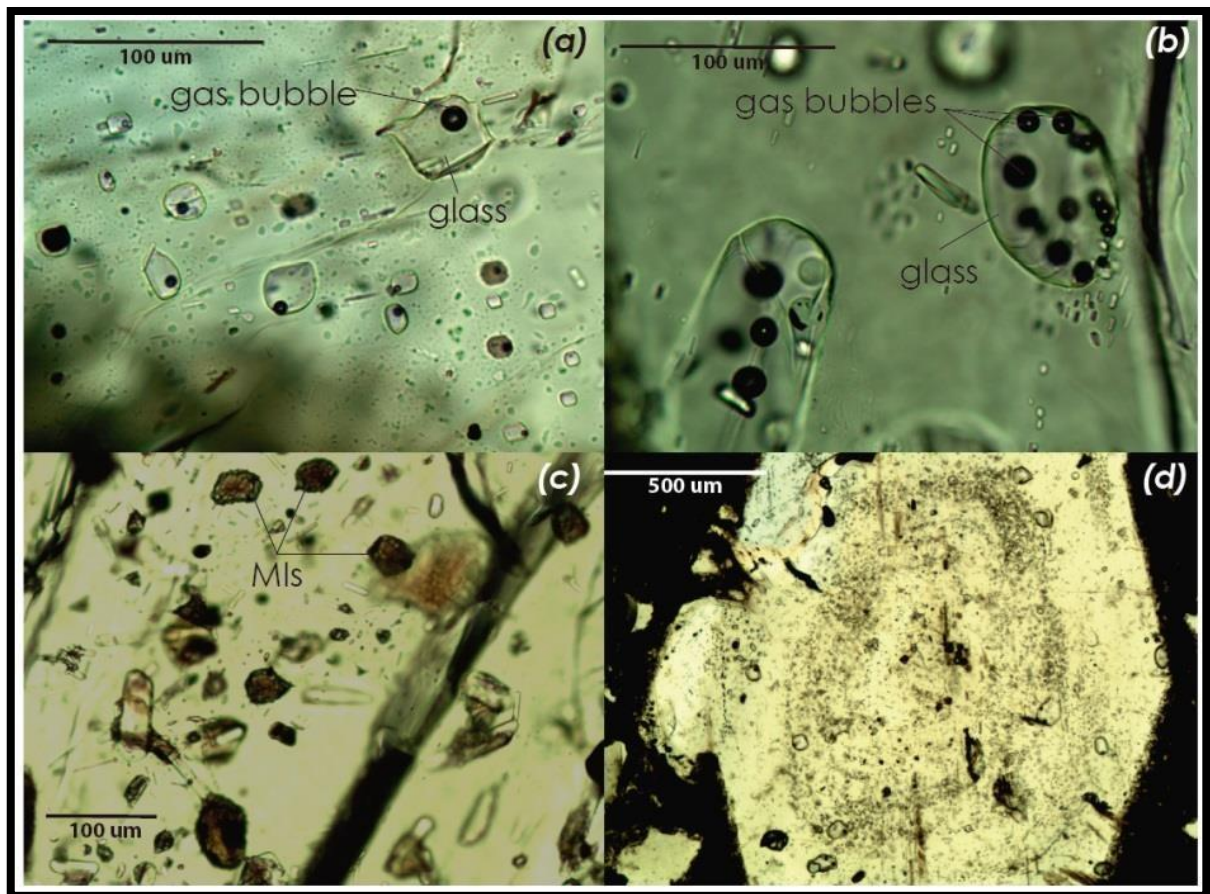


Figura 4.7: fotomicrografía de inclusiones vítreas vistas en microscopio. (a) inclusiones homogéneas con 1 burbuja en plagioclasa (b) homogéneas con múltiples burbujas en plagioclasa (c) inclusiones recrystalizadas en piroxeno. En la fotografía (d) se observa un fenocristal de feldespato y su distribución de inclusiones vítreas.

4.2.2 Química mineral

Para la determinación de la química mineral de los fenocristales de las fases minerales que alojan a las inclusiones vítreas, se llevaron a cabo 102 mediciones en utilizando EMPA, 19 mediciones en plagioclasa y 24 en piroxenos para las muestras de lavas, y 44 mediciones en piroxenos y 15 de plagioclasa en los piroclastos.

Feldespatos

La fase mineral más común en todas las muestras (lavas y piroclastos) es la plagioclasa. Su composición es mayoritariamente Andesina (An 40-51) y se puede observar su distribución en la figura 4.8 correspondiente al diagrama de feldespatos. Prácticamente todos los cristales poseen inclusiones vítreas.

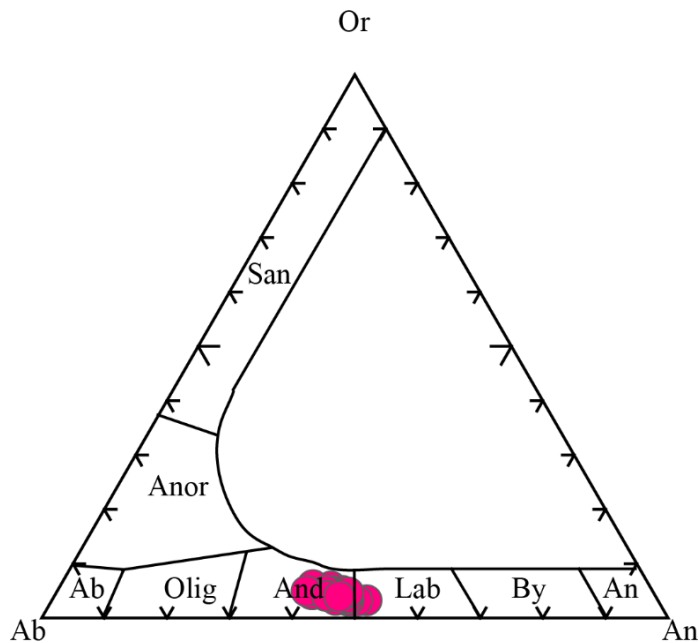


Figura 4.8: Diagrama ternario de clasificación de feldespatos. Se observa que la mayoría de las muestras son de composición andesina con algunas pocas en el campo de la labradorita.

Piroxenos

Las muestras poseen fenocristales de dos piroxenos. En el diagrama de clasificación (Fig. 4.9) se observa la distribución de los piroxenos presentes. El clinopiroxeno se encuentra presente en todas las muestras y es de composición augita

(En 39-44; Wo 42-46). También se encuentra presente ortopiroxeno de composición clino-enstatita (En 63-75; Wo 2-3). Ambos piroxenos poseen diferentes cantidades de inclusiones vítreas.

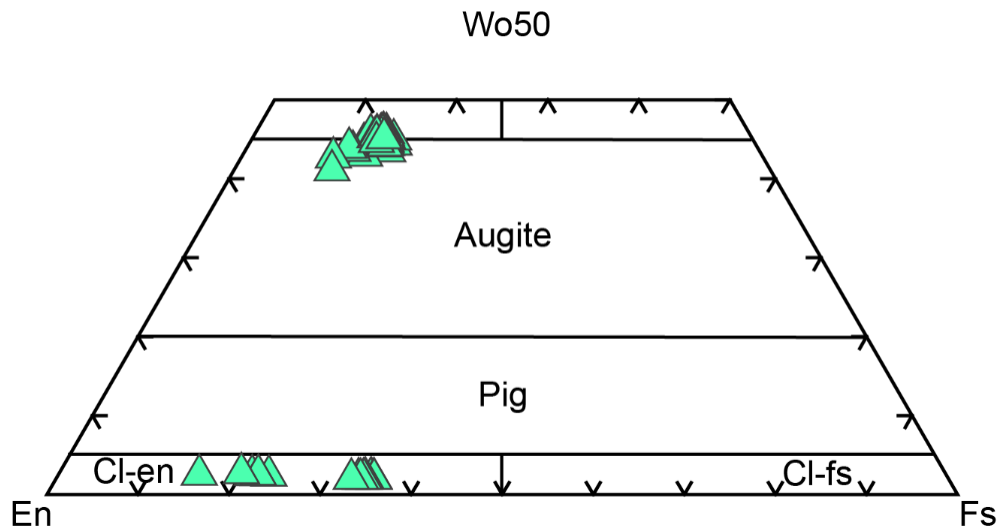


Figura 4.9: Diagrama de clasificación de piroxenos. Se observan composiciones de clino-enstatita y augita.

4.2.3. Geoquímica de inclusiones vítreas

Utilizando EMPA, se realizaron un total de 293 mediciones en vidrio. En las lavas se realizaron un total de 69 mediciones de vidrio en piroxenos y 34 en plagioclasas. Por otro lado, las muestras de piroclastos fueron en total 117 mediciones en piroxenos y 73 en plagioclasas. Además de los óxidos, se los midieron volátiles F, Cl y S. Del total de datos, se utilizaron 84 mediciones. Se descartaron las mediciones con totales bajo los 95%. Ninguna medición se realizó en inclusiones con minerales hijos, a excepción de cristales de apatito que fueron atrapados en el fundido simultáneamente. Después de los distintos análisis disminuyeron las muestras utilizadas, obteniendo un total de 30 mediciones que cumplen con los requisitos para ser estudiadas.

Diagrama TAS

Mediante el uso del diagrama binario de total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) en función del SiO_2 , llamado también TAS, se identificó la composición de las inclusiones vítreas de todas las familias identificadas previamente a través de la petrografía de las muestras. Todas las inclusiones son de composición riolítica (65 a 75 %wt SiO_2), tanto las alojadas en piroxenos como las alojadas en plagioclasa (Fig. 4.10), lo que indica que su composición no varía según el cristal que la aloja. Para comparar la composición de las

inclusiones vítreas con la composición de la roca total, se utilizaron los datos de cada una de las unidades (PII1; PII2; PII3; HI1; HI2; HI3; HII4) del trabajo de Naranjo (2010). Según lo anterior, las inclusiones son más evolucionadas (riolítica) que la composición de la roca total (andesítica).

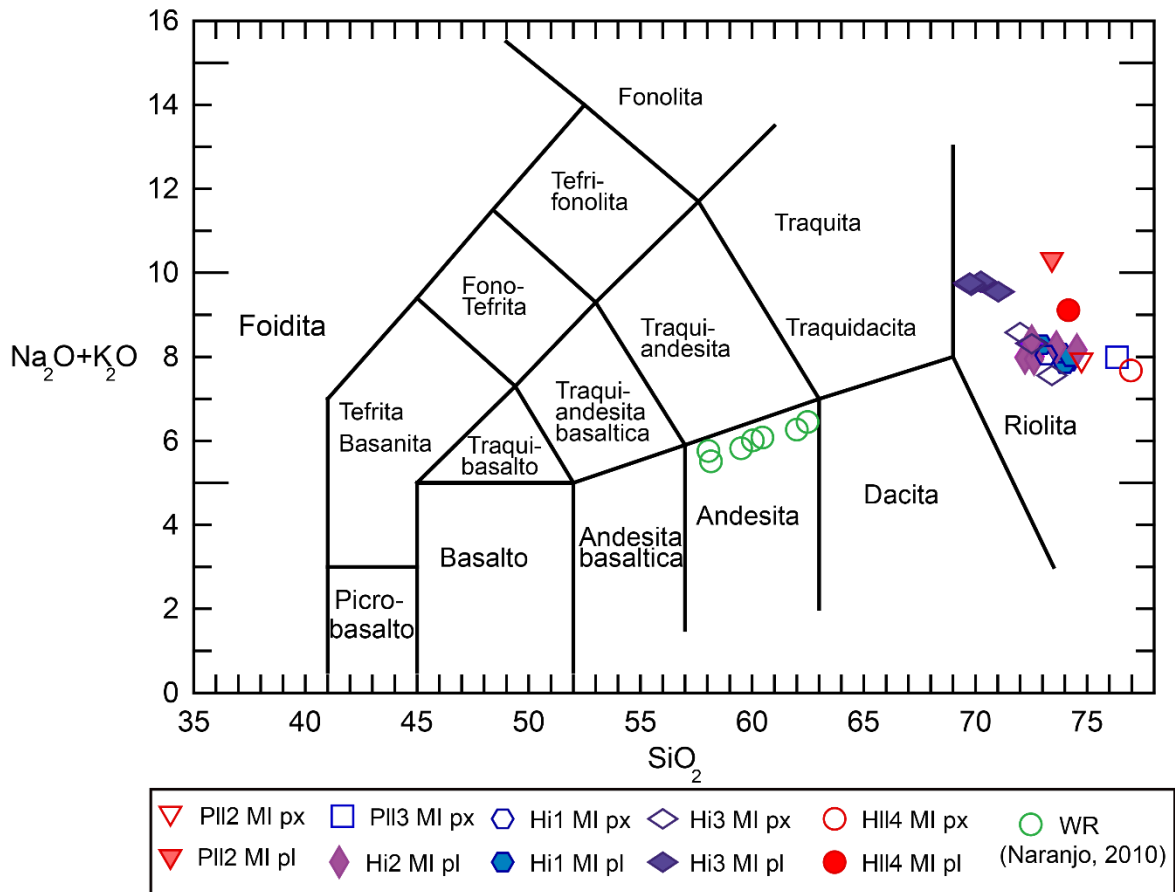


Figura 4.10: Diagrama binario TAS según LeBas (1986). Los círculos verdes sin relleno corresponden a la composición de roca total (WR; andesítica) de las rocas del volcán Lastarria según Naranjo, 2010. La composición de las inclusiones vítreas (MI) corresponde a riolitas y se identifican como símbolos rellenos (alojadas en plagioclasas) y símbolos sin relleno (alojadas en piroxenos) según cada unidad muestreada. El detalle se encuentra en la leyenda.

Diagrama K₂O

Según el diagrama de Pecерillo y Taylor (1976), utilizando SiO₂ vs. K₂O se identifica que la composición tanto de las inclusiones vítreas como la roca total corresponden a la serie calco-alcalina con alto contenido de potasio (Fig. 4.11). Los valores de potasio en las inclusiones varían entre 3,79 y 6,28 % K₂O.

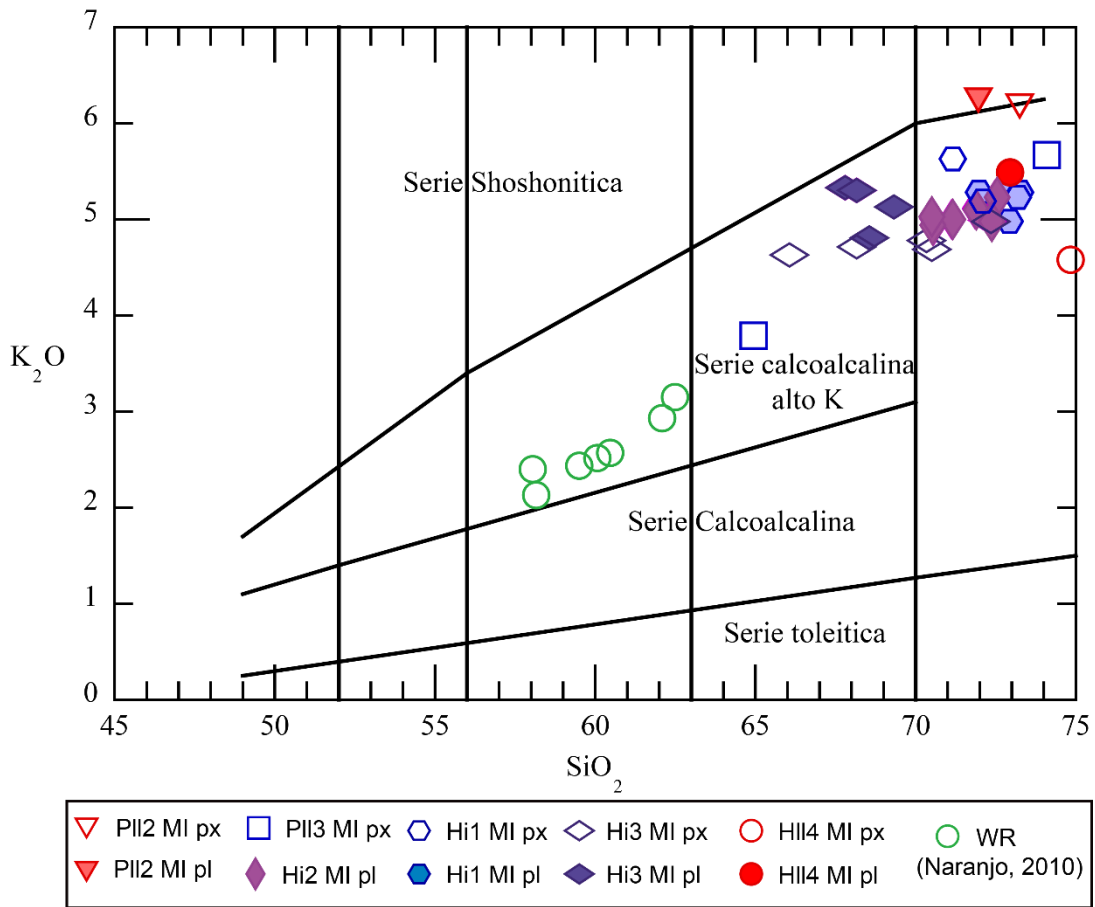


Figura 4.11: Diagrama SiO_2 versus K_2O según Peczerillo y Taylor (1976). Se observan que todas las muestras (roca total e inclusiones vítreas) están en el campo de la serie calcoalcalina alta en K.

Diagramas bivariantes Harker.

La relación de los óxidos mayores con respecto al SiO_2 (Harker, 1909) se observa en la figura 4.12. En general la tendencia es incompatible a excepción del K_2O . Existe una tendencia decreciente en Al, Ti, P, Mg y Ca. Por otro lado, la distribución del K es ascendente con respecto al sílice. En el Na, Fe, Mn y Cr, la tendencia es poco clara. El Na posee una tendencia constante, el cual no varía con respecto al sílice, tanto en las inclusiones vítreas como la roca total. El Mn muestra una tendencia decreciente con respecto a la roca total, sin embargo, considerando las inclusiones vítreas, los valores se encuentran más bien dispersos. En el caso del Fe, se identifican dos grupos, con valores altos de ~4% mientras que un segundo grupo con valores entre 0,5 y 2%.

Tanto en los diagramas Harker como en los diagramas TAS y K_2O vs Si_2O , no muestran agrupaciones asociadas a las distintas unidades y por lo tanto a las diferentes

erupciones del volcán. Las inclusiones más evolucionadas corresponden a la erupción más reciente (HII4; <2,4 ka) y las menos evolucionadas a la última erupción efusiva previa al evento explosivo del volcán. Si observamos solo las erupciones explosivas, hay una clara evolución en composición desde el primer evento (Hi1; 4,8 ka) y el último evento (Hi3; 2,5 ka).

Diagramas bivariantes #Mg

En la figura 4.13 se exponen los diagramas de los óxidos mayores con respecto al número de magnesio (#Mg). El #Mg varía en la totalidad de las inclusiones entre 3,84 (Hi1) y 17,31 (Hi3), lo que también varía según el mineral que las aloja, específicamente debido a las diferencias en contenido de Mg entre los dos piroxenos. Las unidades que muestran mayor variabilidad y poseen un amplio rango de #Mg son las mismas de los extremos, es decir, las que corresponden a las erupciones explosivas.

Los diagramas presentan una tendencia principalmente horizontal, aunque con leve predisposición a cambios descritos a continuación. Las muestras del Ti se observan básicamente horizontales, sin embargo, hay dos muestras de la unidad Hi3 con altos contenidos de Ti, lo que podría generar una tendencia ascendente con respecto al #Mg. El Si tiene una tendencia a disminuir al aumentar el #Mg. El P muestra una similitud al Ti, con horizontalidad entre la mayoría de las muestras, con un aumento en los valores altos de #Mg en dos muestras de Hi3 y una de PII1. El Na y el Ca presentan un aumento con el #Mg, pero con una muy baja pendiente, mientras que el K se distribuye de manera decreciente. El Al posee una muestra de la unidad PII3 que sale de la horizontalidad. Finalmente, el Fe muestra dos “clusters” casi paralelos entre sí, con 5 muestras de la unidad Hi3 con altos contenidos de Fe sobre el 3% y el segundo grupo con contenidos menores a 2%.

4.2.4. Contenido de volátiles disueltos en inclusiones vítreas

Los volátiles medidos son F, Cl, S, CO₂ y H₂O. El flúor, cloro y azufre fueron analizados en EMPA en conjunto con los óxidos mayores, sin embargo, fueron medidos también en SIMS a los cuales se agregan los contenidos de CO₂ y H₂O. Los datos graficados en los diagramas corresponden a los valores obtenidos por la microsonda iónica.

En las inclusiones vítreas estudiadas, se encuentran amplias variaciones de las concentraciones de los volátiles, descritas a continuación.

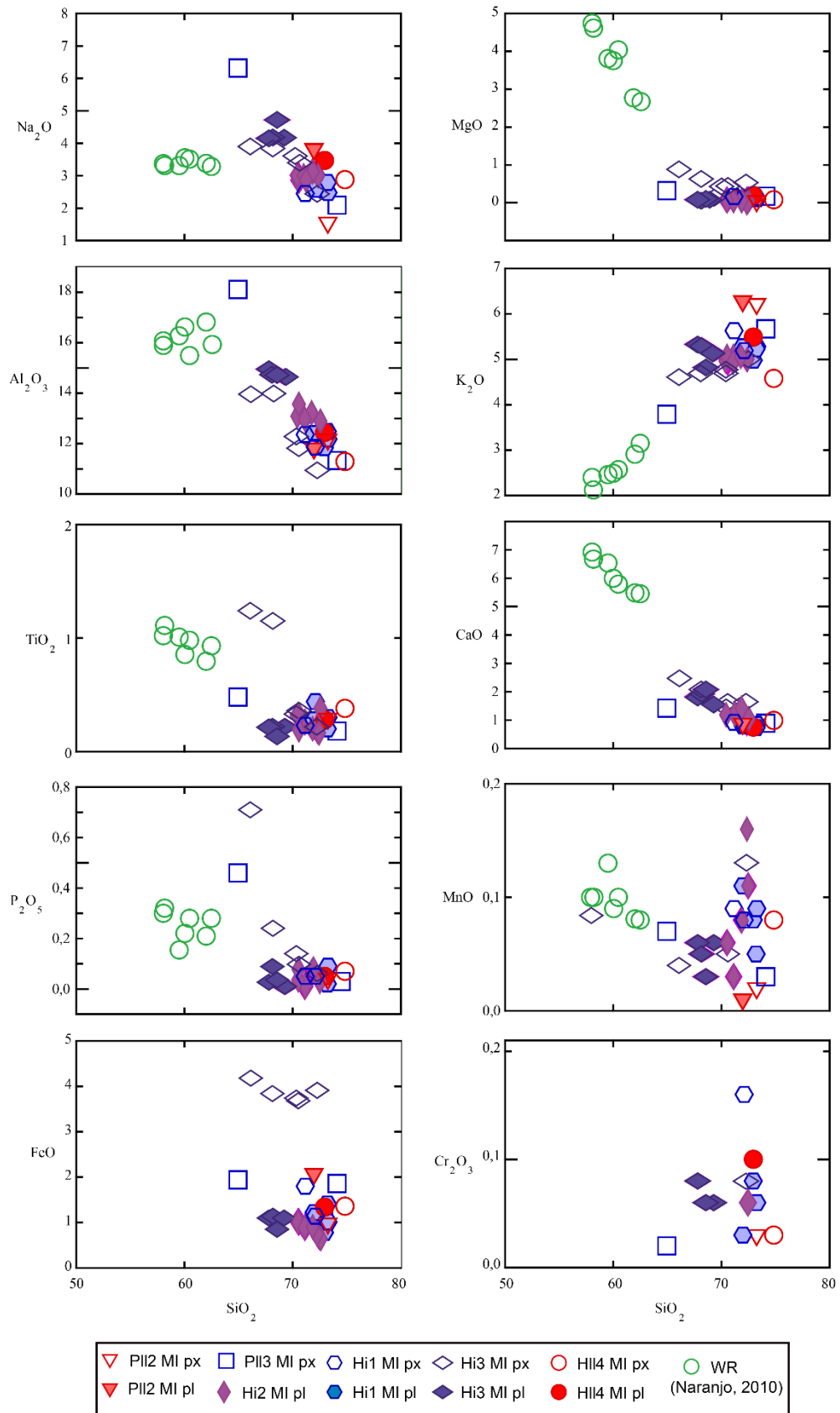


Figura 4.12: Diagramas binarios Harker.

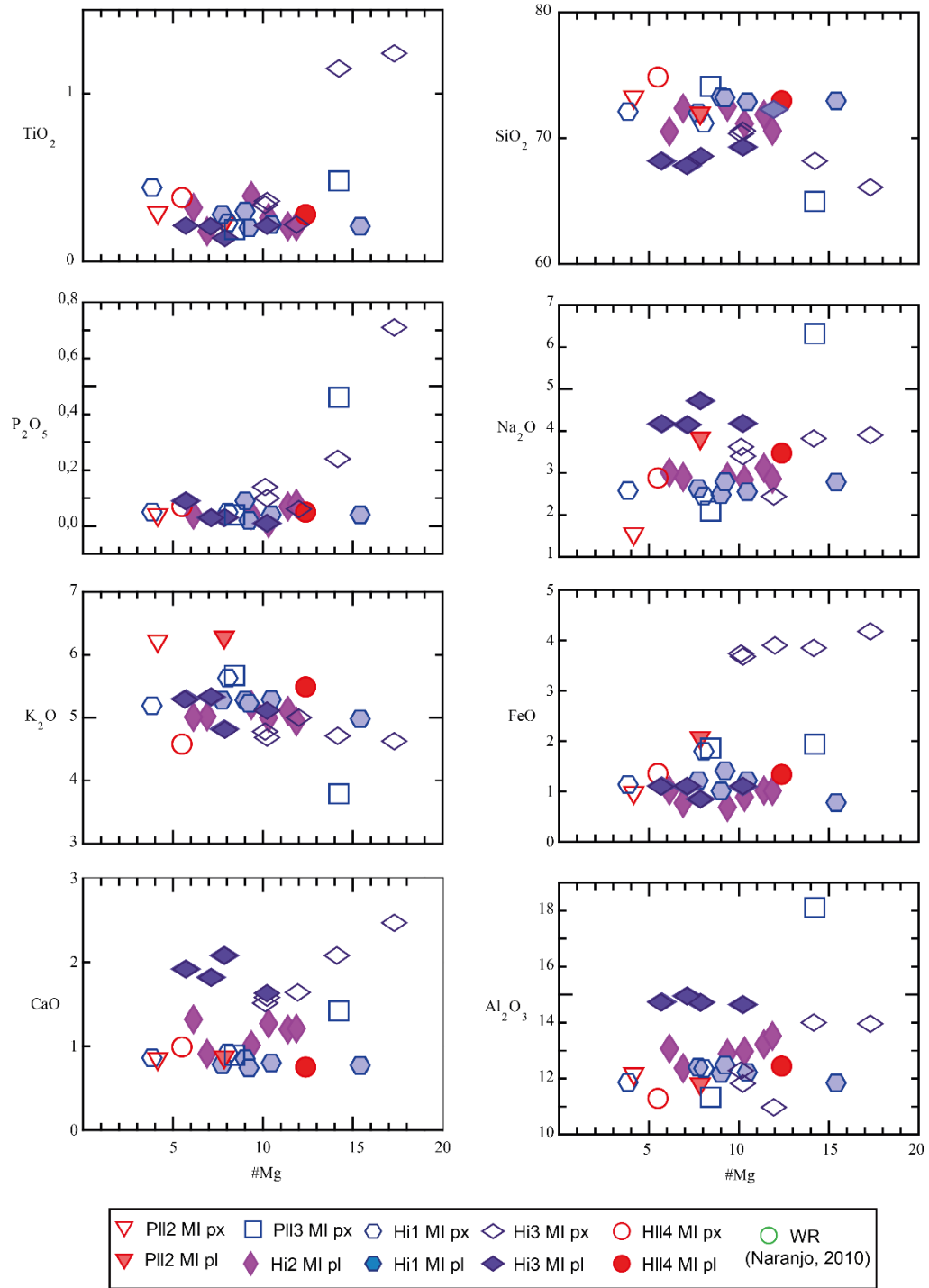


Figura 4.13: Diagramas bivariantes de #Mg vs. Óxidos mayores.

Los contenidos de flúor varían entre 311 ppm y 1981 ppm, con un contenido un poco mayor en las inclusiones alojadas en piroxenos (Tabla 4.2), y en las muestras de rocas piroclásticas Hi3 (Fig. 4.14). Las muestras de lavas no presentan mayores tendencias debido a la poca cantidad de datos, sin embargo, las inclusiones de los piroclastos muestran una tendencia positiva del F con respecto al agua en la muestra Hi2, una tendencia prácticamente horizontal en Hi1, y dos tendencias en Hi3, negativa bajo los 1000 ppm y positiva sobre ese valor. Las tendencias son contrarias cuando comparamos el F con respecto al SiO₂.

El cloro posee valores mínimos de 1010 ppm y máximos de 2608 ppm, ambos valores de las lavas de la última erupción (HII4), donde el valor mínimo se encuentra en las inclusiones alojadas en piroxenos y el máximo en plagioclasas (Fig. 4.15). El comportamiento de los piroclastos Hi1 y Hi2 son muy similares, con una relación positiva entre el Cl y H₂O, y la muestra Hi3 una tendencia menos clara. Si tomamos en cuenta todos los piroclastos se ve una clara tendencia general positiva. La relación del cloro con la sílice en la muestra Hi3 exhibe una clara relación negativa, mientras que los demás piroclastos se comportan como *clusters* con estrechos rangos de sílice y cloro. Las razones F/Cl varían entre 0,12 y 1,28.

Los contenidos típicos de magmas evolucionados de arco suelen tener entre 900 a 2200 ppm (Wallace, 2005 y referencias en el mismo), similares a los obtenidos en las inclusiones de todas las unidades de este trabajo que varían entre 300 y 1980 ppm. Sin embargo, los contenidos de F tienden a ser más bajos en Hi3, lo que puede indicar que la inclusión se encuentra desgasificada cuando fue atrapada, o que exista pérdida de volátiles post atrapamiento.

Tabla 4.2. Contenido de volátiles en inclusiones vítreas según mineral hospedante.

FASE MINERAL	CO ₂ (ppm)	H ₂ O (wt%)	F (ppm)	S (ppm)	Cl (ppm)
PIROXENO	70 - 2152	0,2 – 2,3	826 - 1981	10 - 125	1010 - 2115
PLAGIOCLASA	110 - 2655	0,1 - 3,3	311 - 1457	7 - 129	1399 - 2608

El azufre posee un máximo de 554 ppm en una inclusión en piroxeno (PII3), sin embargo, podría ser un *outlier* ya que el conjunto de datos posee un rango entre <130 ppm de S. Si no tomamos en cuenta el valor máximo, los contenidos de S son prácticamente iguales en las inclusiones en plagioclasas como en piroxenos. Los mayores valores de azufre se encuentran en las últimas 3 erupciones que corresponden a Hi2, Hi3 y HII4 (Fig. 4.16). Por otra parte, el contenido de azufre aumenta con el porcentaje de agua. Hi1 muestra una tendencia a disminuir con el aumento del agua, contrario a lo que sucede con Hi2 y Hi3.

En general, el flúor, azufre y cloro, tienen una tendencia positiva con respecto al agua debido a su solubilidad, es decir, la desgasificación del agua va de la mano con la desgasificación de estos volátiles, a diferencia del CO₂ que posee una baja solubilidad y es mucho más dependiente de la presión.

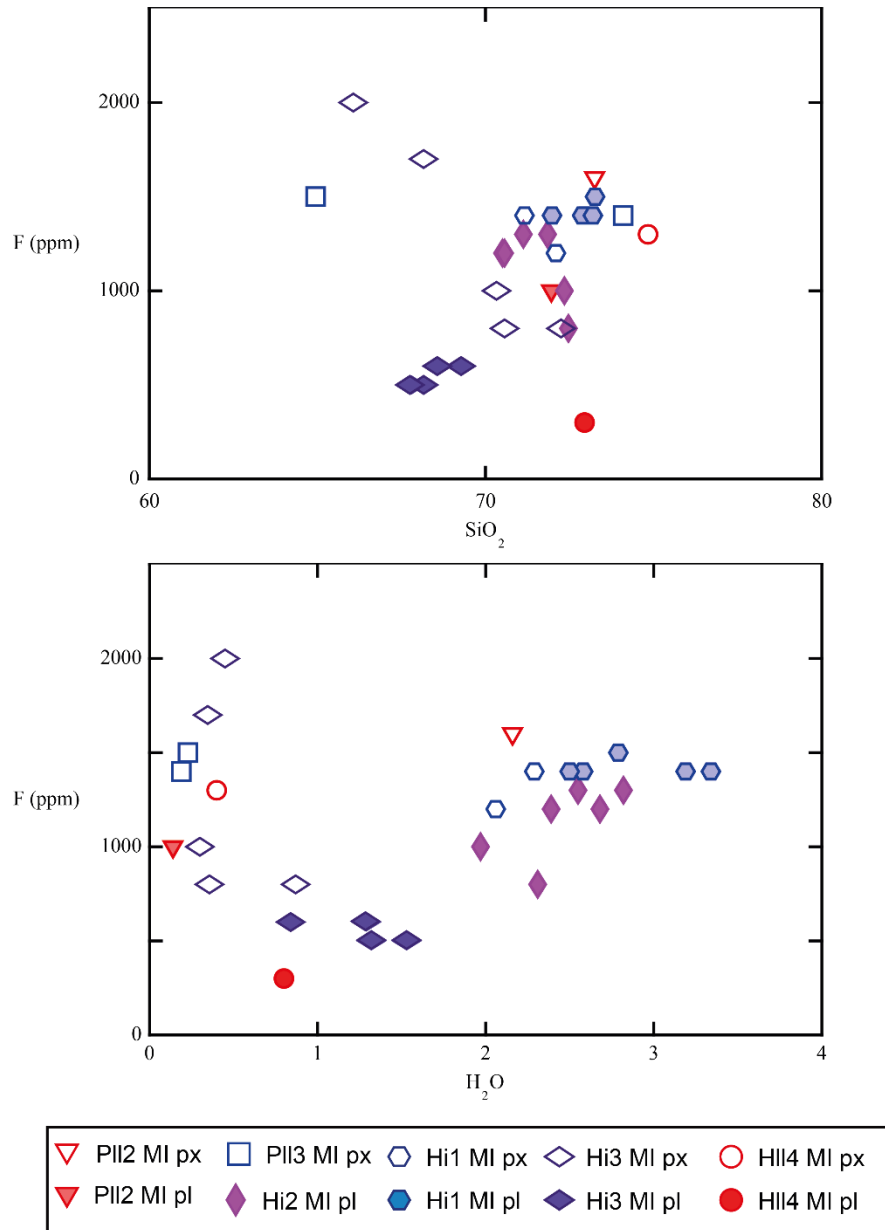


Figura 4.14: Diagrama flúor (ppm) vs. Sílice (%) y flúor (ppm) vs H₂O (wt%) (SIMS).

Las inclusiones alojadas en piroxenos poseen un rango entre 70 y 2150 ppm de CO₂, mientras que las de plagioclasa varían entre 109 a 2654 ppm. Los mayores contenidos de CO₂ disuelto corresponden a las unidades PII2, Hi2, Hi1, HII4 y PII3 respectivamente, sin embargo, la mayoría de las muestras presentan contenidos

menores a 0,1% de CO₂ (Fig. 4.17). En general el contenido de dióxido de carbono es variable dentro de un rango limitado de sílice, es decir, no tendría relación obvia con la composición. Cuando se compara este volátil con el agua, vemos tendencias positivas en los piroclastos de Hi2 y Hi3, pero con tendencia negativa para Hi1.

El contenido de CO₂ en las inclusiones vítreas de las muestras varía entre 70 y 2600 ppm. Sin embargo, es probable que los contenidos de dióxido de carbono que son mayores a 800 ppm puedan estar contaminados con C. La generalidad de los datos tiene un rango entre 70 y 700 ppm, los cuales son un poco mayores a otros estudios de magmas intermedios a ácidos que poseen valores de hasta 400 ppm aproximadamente (Wallace, 2005 y referencias en el mismo).

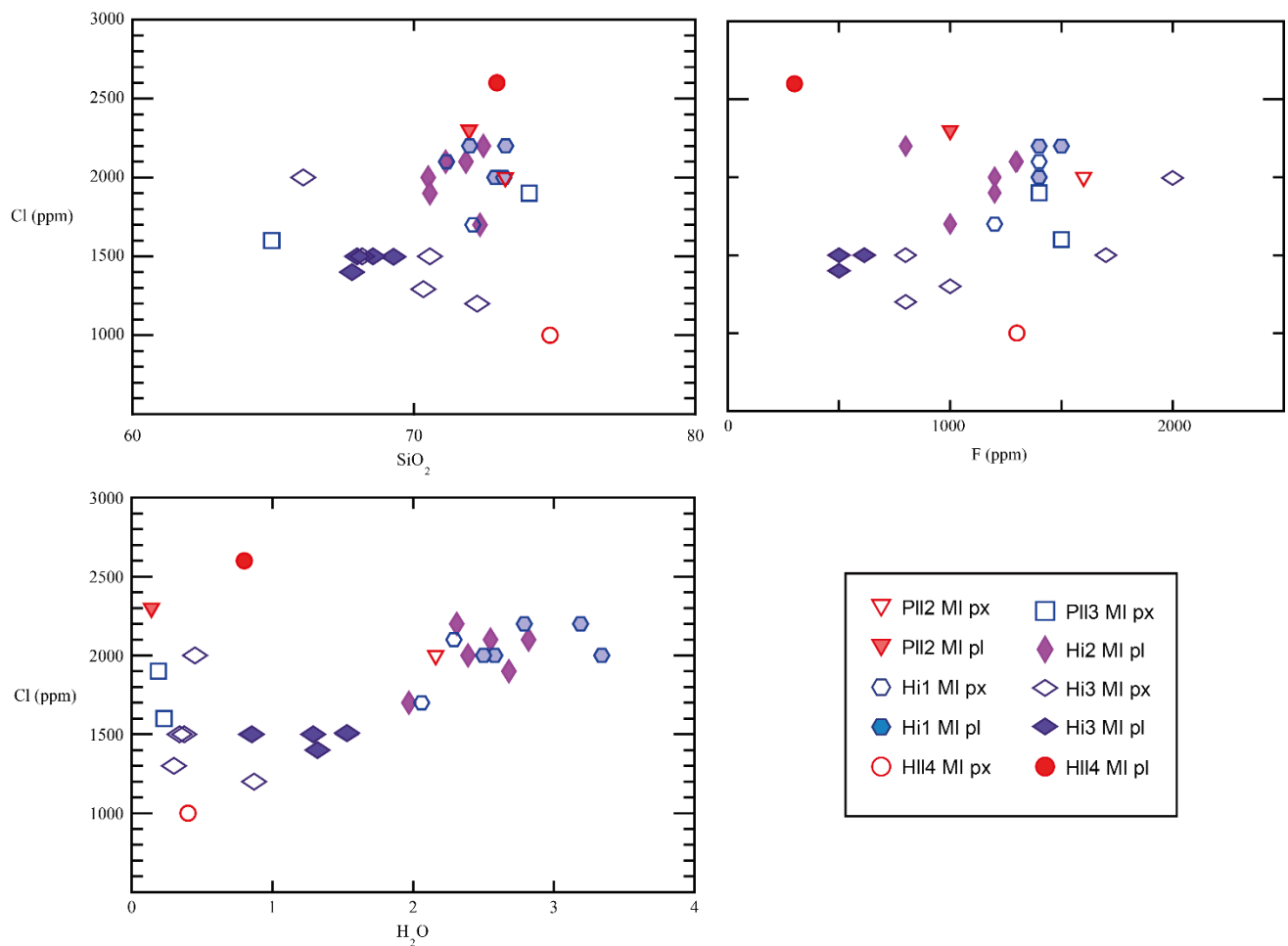


Figura. 4.15: Diagrama Cloro (ppm) vs. Sílice (%) y Cloro (ppm) vs H₂O (wt%) (SIMS).

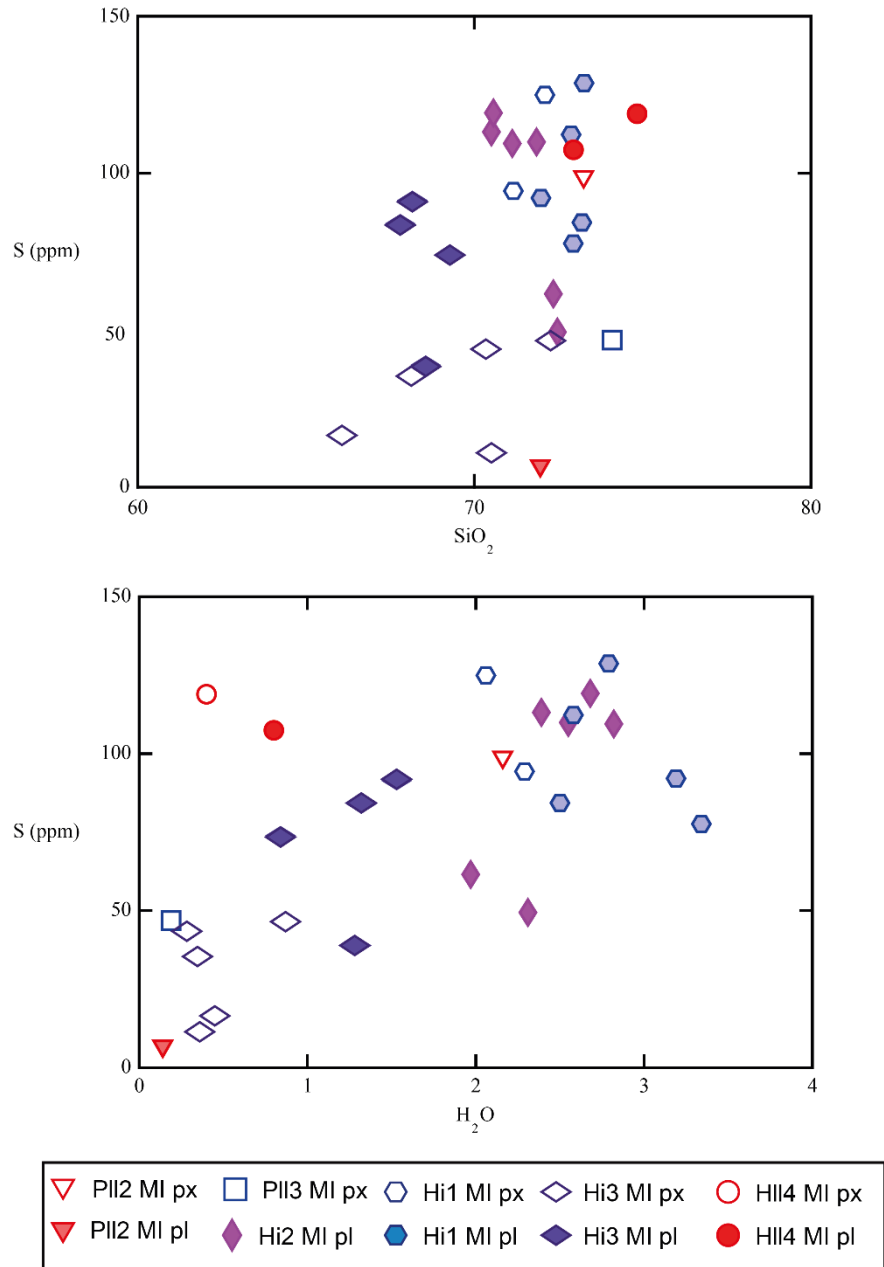


Figura. 4.16: Diagrama azufre (ppm) vs. Sílice (%) y azufre (ppm) vs H₂O (wt%) (SIMS).

El contenido de H₂O en la totalidad de las muestras varía entre 0,1 a 3,4 wt% (Fig. 4.18). Las rocas con mayor contenido de agua disuelta son de la primera erupción explosiva (Hi1) con un mínimo de 2,1 wt% en cristal de piroxeno y un máximo de 3,3 en un cristal de plagioclasa. Los piroclastos de la unidad Hi2 también poseen altos contenidos de agua entre 1,9 a 2,8 wt% todos asociados a cristales de plagioclasa. Las lavas PII2 poseen un mínimo de 0,1 wt% en plagioclasa y un máximo de 2,2 wt% en piroxeno. Los piroclastos de la última erupción explosiva (Hi3) contienen menores contenidos de agua con respecto a Hi1 y Hi2, entre 0,3 wt% (px) y 1,5 wt% (plg). Las

muestras de HII4 tienen rangos de 0,4 wt% (px) y 0,8 wt% en (plg). Las rocas con menor contenido de agua son las lavas PII3 con ~0,2 wt% (px). A medida que aumenta el contenido de sílice en la inclusión vítrea, también aumenta su contenido de agua. Se observa también un decrecimiento del contenido de agua desde la primera erupción explosiva (Hi1) hacia la última (Hi3).

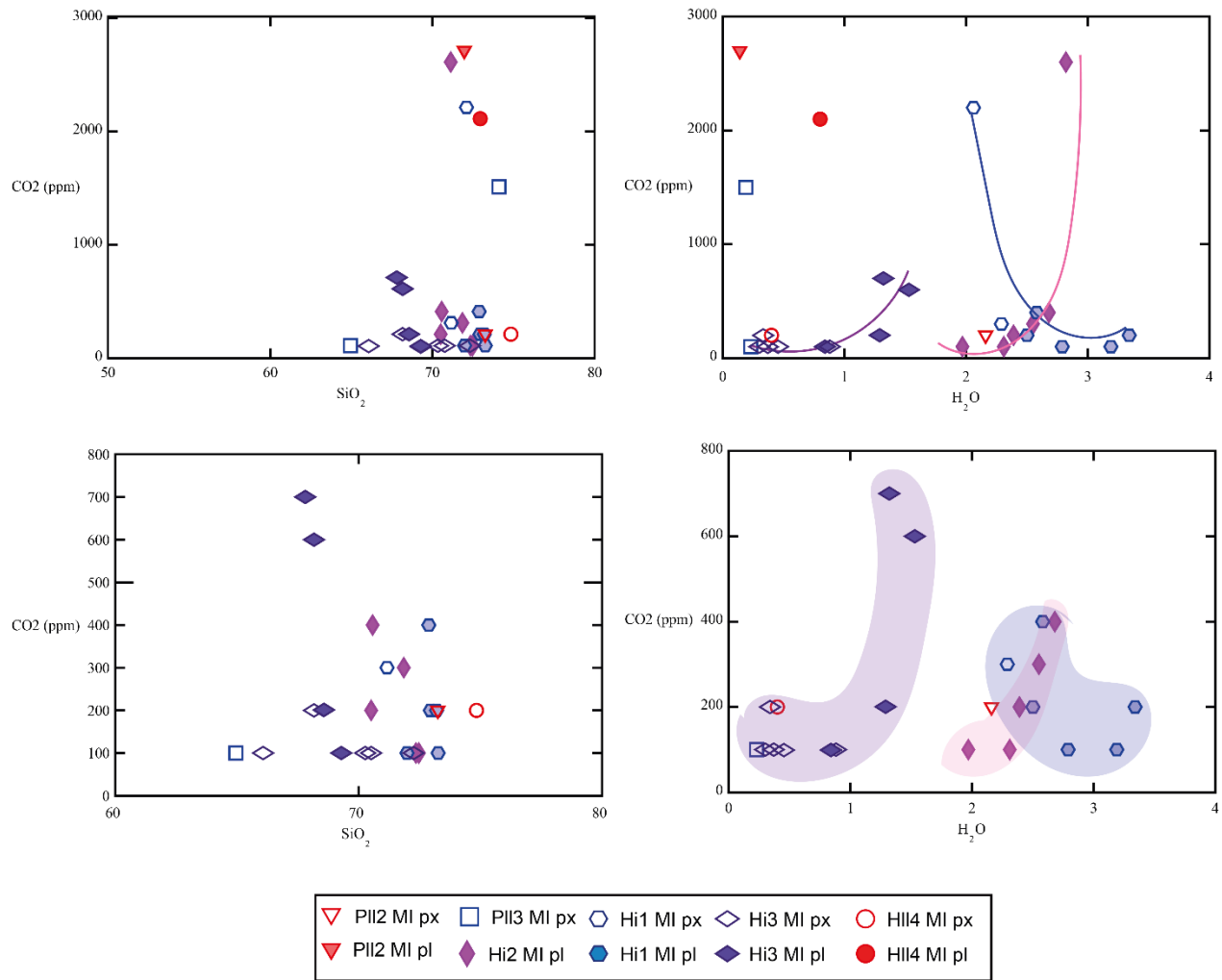


Figura 4.17: Diagrama CO_2 (ppm) vs. Sílice (%) y CO_2 (ppm) vs H_2O (wt%) para la totalidad de los datos (SIMS). Diagrama CO_2 (ppm) vs. Sílice (%) y CO_2 (ppm) vs H_2O para el conjunto de datos bajo los 800 ppm (wt%) (SIMS).

El análisis del contenido de agua no solo se realizó a través de SIMS, sino que también se hicieron algunas mediciones utilizando espectroscopia Raman en muestras de inclusiones de plagioclasa. Los valores varían entre 1,03 y 3,96 wt.%, presentan una correlación positiva débil de 0,21 con respecto a los valores obtenidos con el análisis de SIMS y se observa una sobrestimación de los contenidos de agua con la metodología de espectroscopia Raman (Fig. 4.19).

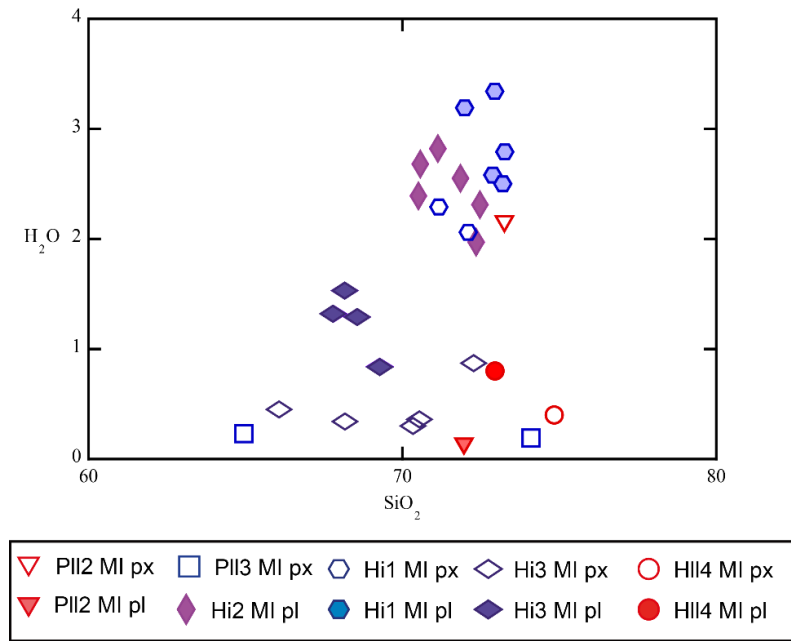


Figura 4.18: Diagrama contenido de agua (wt%) con respecto al contenido de sílice.

4.2.5. Geotermobarometría

A Partir de las ecuaciones de Putirka (2008) utilizando clinopiroxenos con el líquido, se determinaron temperaturas del magma que varían entre 723°C y 794°C para PII2, y 743°C y 790°C para Hi1. Las presiones obtenidas varían entre 5,9 a 7,8 kbar en PII2 y entre 1,9 a 4,4 kbar para Hi1. Las condiciones de equilibrio entre los fenocristales de clinopiroxeno y las inclusiones vítreas (liquido) se determinaron a partir del coeficiente de intercambio K_D (Fe-Mg)^{cp-x-liq} (Putirka, 2008). La prueba de equilibrio K_D sugiere un equilibrio entre las inclusiones y su huésped con un valor de 0,2 (rango equilibrio $K_D=0,28 \pm 0,08$; Putirka, 2008).

Por otra parte, se determinaron temperaturas, presiones y condiciones de equilibrio para las inclusiones vítreas alojadas en ortopiroxenos utilizando las ecuaciones de Putirka (2008). El coeficiente de intercambio K_D (Fe-Mg)^{op-x-liq} = $0,29 \pm 0,06$ (Putirka, 2008), no cumple la condiciones de equilibrio en las inclusiones alojadas en ortopiroxenos en PII3, Hi3 y HII4.

Utilizando la termometría plagioclasa-líquido (Putirka, 2008) se determinan temperaturas entre 989 a 1039°C para PII3, 841 a 910°C para Hi1, 886 a 939 °C para Hi2 y 965 a 1007°C para Hi3. Las condiciones de equilibrio utilizando K_D (Ab-An) muestran equilibrio en las unidades PII3 ($K_D = 0,07$), Hi2 ($K_D = 0,05$) y Hi3 ($K_D = 0,07$ a $0,08$), condiciones cercanas al equilibrio en Hi1 ($K_D = 0,04$), y condiciones de desequilibrio en PII2 ($K_D = 0,03$) y HII4 ($K_D = 0,02$) y en algunas muestras de las unidades PII3 ($K_D = 0,02$ a

0,04; condiciones de equilibrio $K_D = 0,1 \pm 0,05$ para $T < 1050^\circ\text{C}$).

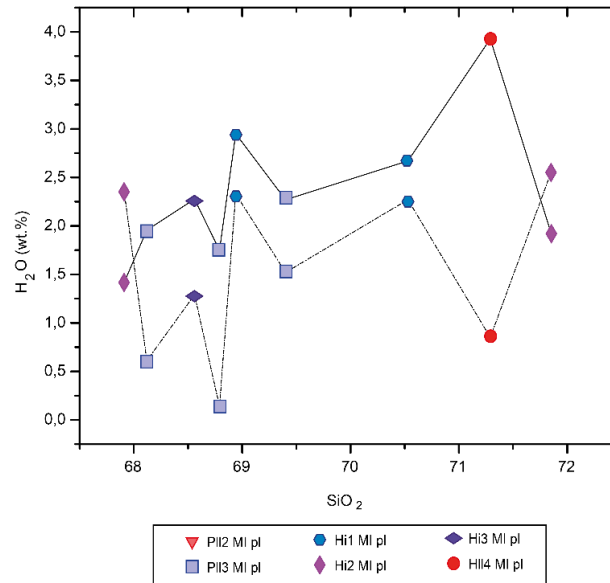


Figura 4.19: Diagrama comparativo del contenido de agua obtenido a través de espectroscopía Raman (línea negra continua) y a partir de SIMS (línea negra segmentada).

4.2.6. Burbujas de contracción (*Shrinkage bubbles*)

Se analizaron 37 burbujas mediante espectroscopía Raman de las cuales 27 mostraron CO₂ detectable. A partir del espectro del dióxido de carbono se determinaron rangos de *fermi diad* de 102,47 a 103,45. Las densidades del CO₂ de cada burbuja se presentan en la Tabla 4.3 con promedios que varían entre 0,0343 y 0,3535 gr/cm³. No fue posible detectar CO₂ en todas las burbujas, pero no necesariamente significa que no poseen el volátil, solo que su densidad podría ser muy baja que el equipo no detecta.

Para reconstruir las concentraciones de CO₂ originales de las inclusiones vítreas en el momento del atrapamiento es necesario conocer la cantidad de CO₂ en la inclusión (vidrio) y en la burbuja cuando se encuentra presente. A partir de la densidad calculada previamente, es posible determinar el contenido de CO₂ en la burbuja utilizando el volumen de la burbuja y el volumen de la inclusión (Tabla 4.4).

El porcentaje del tamaño de las burbujas con respecto a su inclusión vítrea varía entre 0,01% (HI2) y 0,98% (HI4; Tabla 4.4; Fig. 4.20). La menor relación burbuja-inclusión se encuentra mayoritariamente en las inclusiones con múltiples burbujas, mientras que el mayor porcentaje corresponden a burbujas únicas.

Los contenidos de CO₂ encontrados en las burbujas varían entre 3 y 767 ppm (Tabla 4.2). En algunas muestras se poseen los datos de los contenidos de CO₂ del vidrio, que indica que el CO₂ en la burbuja corresponde a un 3% (múltiples burbujas) a 81% (1 burbuja) del total. En el caso de las muestras sin información sobre CO₂ en el vidrio, se puede asumir el valor como un mínimo.

Utilizando el modelo VolatilCalc (Newman y Lowenstern, 2002) se determinaron presiones con la razón CO₂-H₂O a partir de los datos corregidos de CO₂. Para los casos en donde no se sabe la concentración de CO₂ en la inclusión, se asume que el 80% se encuentra en la burbuja. Las presiones más bajas variaron de 82 a 235 bares, mientras que las más altas aumentaron de 1610 a 2582 bares.

Tabla 4.3. Fermi diad y densidades de burbujas medidas mediante espectroscopía Raman.

Muestra	(Δ) fermi diad	Densidad (gr/cm³)
pll1-pl-4-6	no	
pll2-pl-2	no	
pll2-pl-3-8	no	
pll2-pl-3	no	
pll2-pl-4	no	
pll2-pl-4(1)b1	102,47	0,031
pll2-pl-4(1)b2	102,47	0,031
pll2-pl-4(1)b3	102,47	0,031
pll3-pl-4-21-b2	102,62	0,021
pll3-pl-4-23-b1	102,9	0,123
pll3-pl-4-23-b2	102,9	0,123
hi1-pl--5 (31)	103,45	0,354
hi1-pl-1 (3)	103,45	0,354
hi1-pl-3(19)	102,91	0,127
hi2-pl-4-15-b1	102,91	0,127
hi2-pl-4-15-b2	102,91	0,127
hi2-pl-4-14-b1	102,47	0,031
hi2-pl-2-6-b1	102,91	0,127
hi2-pl-2-6-b2	102,91	0,127
hi2-pl-4-5-b1	102,91	0,127

hi2-pl-4-5-b2	102,91	0,127
hi3-pl-3	102,92	0,131
hi3-pl-2-26	no	
hi3-pl-2	102,92	0,131
hi3-pl-4-30-b1	102,92	0,131
hi3-pl-4-30-b2	102,92	0,131
hi3-pl-4-31	102,92	0,131
hi3-pl-4	102,47	0,031
hll4-pl-4	102,47	0,031
hll4-pl-3	102,47	0,031
hll4-pl-3(1)	no	
hll4-pl-1	102,47	0,031
hll4-pl-1(2)	102,47	0,031

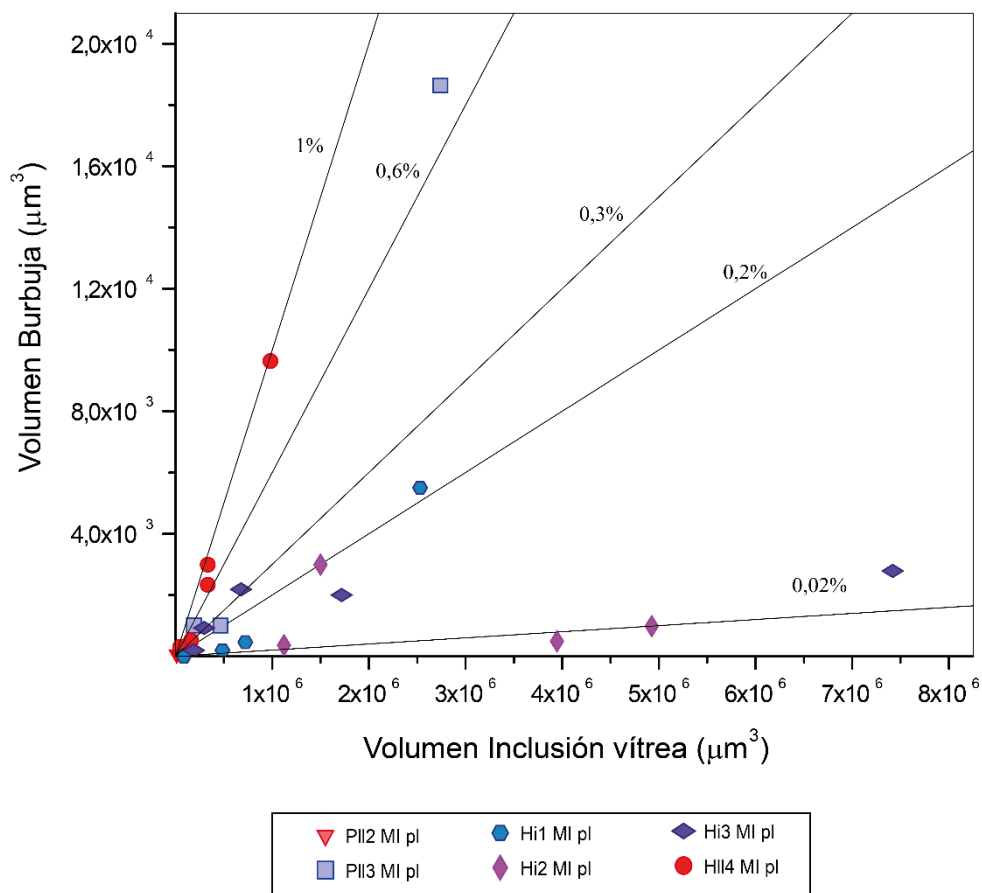


Figura 4.20: Diagrama volumen inclusión vítrea vs volumen burbuja. Se muestran las líneas de tendencias para diversos porcentajes de volumen de burbuja con respecto a de su inclusión.

Muestra	V Inclusión (μm^3)	V Burbuja (μm^3)	CO ₂ % Burbuja	N° Burbujas	CO ₂ (ppm) total	CO ₂ Inclusión	CO ₂ Burbuja	V _b /V _i (%)
hll4-pl-4	48770	241		1	154	s/i	154	0,49
pll3 pl 4-21	2742185	18637	76	múltiples*	186	44	142	0,68
hi1-pl-1	794174	487		múltiples*	217	s/i	217	0,06
pll3 pl 4 23	337002	1003	37	2**	1976	1241	367	0,30
	337002	1003					367	0,30
hi1-pl-5-31	2533813	5503	81	1	945	177	768	0,22
hi1-pl-3	493437	175		múltiples*	125	s/i	125	0,04
hi1-pl-3-19	77137	43		1	70	s/i	70	0,06
hi2-pl-4-15-b1	1531788	3195		2*	265	s/i	265	0,21
pll2-pl-4-1-b1	13783	65		3*	148	s/i	148	0,47
hi2-pl-4-14	4946821	871	3	múltiples*	206	200	6	0,02
hi2-pl-2-6	151237	131	67	2	330	109	110	0,09
							110	
hi2-pl-2-4	3948296	453	3	múltiples*	142	139	4	0,01
hi2-pl-2-5	1077823	299		múltiples*	35	s/i	35	0,03
hi3-pl-3	295858	960		1	425	s/i	425	0,32
hi3-pl-2-26	152032	250		1	215	s/i	215	0,16
hi3-pl-4-30	7417856	2821	23	múltiples*	221	171	50	0,04
hi3-pl-4-31	1722976	2025		1	154	s/i	154	0,12
HI3-PL-4	681446	2218		1	102	s/i	102	0,33
HI4-PL-4	334446	2327		1	217	s/i	217	0,70
HI4-PL-3	986978	9634		1	305	s/i	305	0,98
HI4-PL-1	158826	511		múltiples*	101	s/i	101	0,32
HI4-PL-1(2)	340173	2981		1	274	s/i	274	0,88

Tabla 4.4. Concentraciones de CO₂ en burbujas e inclusiones vítreas.

4.3. Discusión

4.3.1. Comportamiento de volátiles

Las inclusiones vítreas son de composición riolítica (65 a 75 %wt SiO₂), más ácidas que la roca total de composición andesítica (Naranjo, 2010). Las tendencias de los óxidos mayores y la composición más evolucionada de las inclusiones vítreas con respecto a la roca total están en concordancia con otros sistemas volcánicos de los Andes Centrales (e.g. Trumbull *et al.*, 1999; Wallace, 2005; Muir *et al.*, 2014). La composición de las inclusiones no varía de manera significativa según familia, a excepción de algunas muestras que secuestran CO₂ del vidrio en burbujas de contracción, ni tampoco según el cristal hospedante a excepción de algunos contenidos de volátiles, especialmente H₂O y CO₂. Según lo anterior, se analizan las inclusiones en base a su evento eruptivo.

El comportamiento del azufre en los fundidos silicatados es complejo y es controlado en gran parte por la temperatura y saturación de la fase presente ya sea sulfurada o sulfatada (Carroll y Rutherford 1987; Luhr 1990). En este caso, la solubilidad del S debería aumentar con el incremento de temperatura pre eruptiva, lo cual se observa en las unidades Hi1, Hi2 y Hi3 (Fig. 4.21). Por otro lado, la solubilidad del azufre también incrementa con la concentración de Fe en el fundido (Fig. 4.22).

El cloro también presenta una solubilidad compleja ya que puede estar saturada con un fundido salino inmiscible o un fundido hidro salino si hay agua presente y presentará el máximo contenido disuelto de Cl. La mayoría de los magmas no poseen la cantidad suficiente de Cl para estar saturado con salmuera, como en el caso del magma en estudio (Fig 4.23).

Por otra parte, el contenido de agua en las inclusiones vítreas de las rocas del volcán Lastarria varían entre 0,1, a 3,4 wt%, valores que están en concordancia con inclusiones dacíticas a riolíticas de rocas de volcánicas de arco, correspondientes a un amplio rango entre 1 a 6 wt% (Wallace, 2005). Sin embargo, los contenidos de agua menores a 1% de agua en magmas riolíticos es poco común, los cuales están presentes en todas las muestras de lavas y en algunas muestras de la unidad Hi3 correspondiente a piroclastos de la última erupción explosiva. Los bajos valores de agua en las inclusiones de lavas podrían indicar (i) magma deshidratado en zona de subducción (e.g. Sisson y Layne 1993; Sisson y Bronto 1998) o (ii) pérdida de agua post-atrapamiento, ya sea por difusión o por la presencia de grietas en la inclusión vítrea.

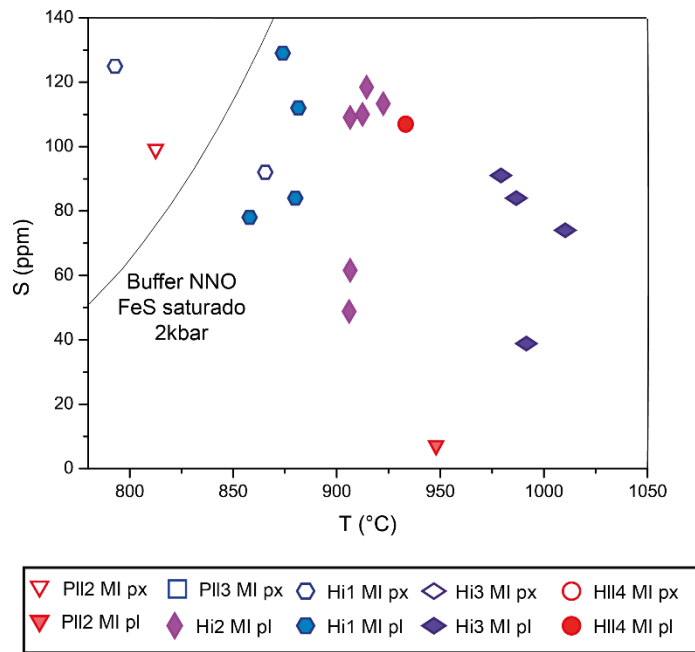


Figura 4.21: Diagrama T ($^{\circ}\text{C}$) pre eruptiva vs. S (ppm). Se muestra la curva desolubilidad del S en el buffer NNO a 2kbar (Luhr, 1990).

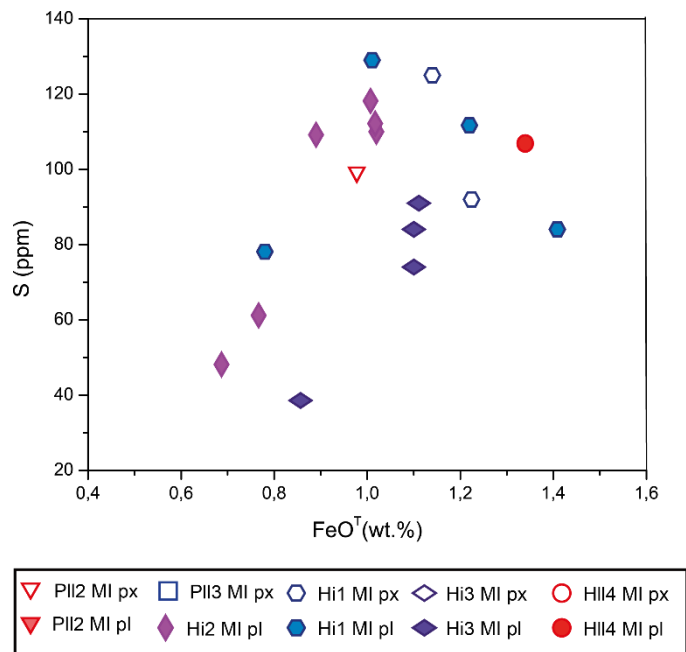


Figura 4.22: Diagrama del FeO total vs. azufre.

El contenido de agua en los piroclastos va disminuyendo entre la primera erupción explosiva y la última. Considerando lo anterior, es posible que el magma luego de su última erupción efusiva comenzara una etapa de aumento de volátiles en el magma y por lo tanto una sobrepresión que podría haber impulsado a la primera erupción explosiva (Hi1). Una vez ocurre esto, el magma estaría más desgaseificado, por lo cual su contenido de agua sería menor para la segunda erupción (Hi2), y eventualmente agotar el contenido de agua en el magma generando la última erupción explosiva (Hi3), para luego retomar la erupción efusiva más joven con menos sobrepresión en el magma.

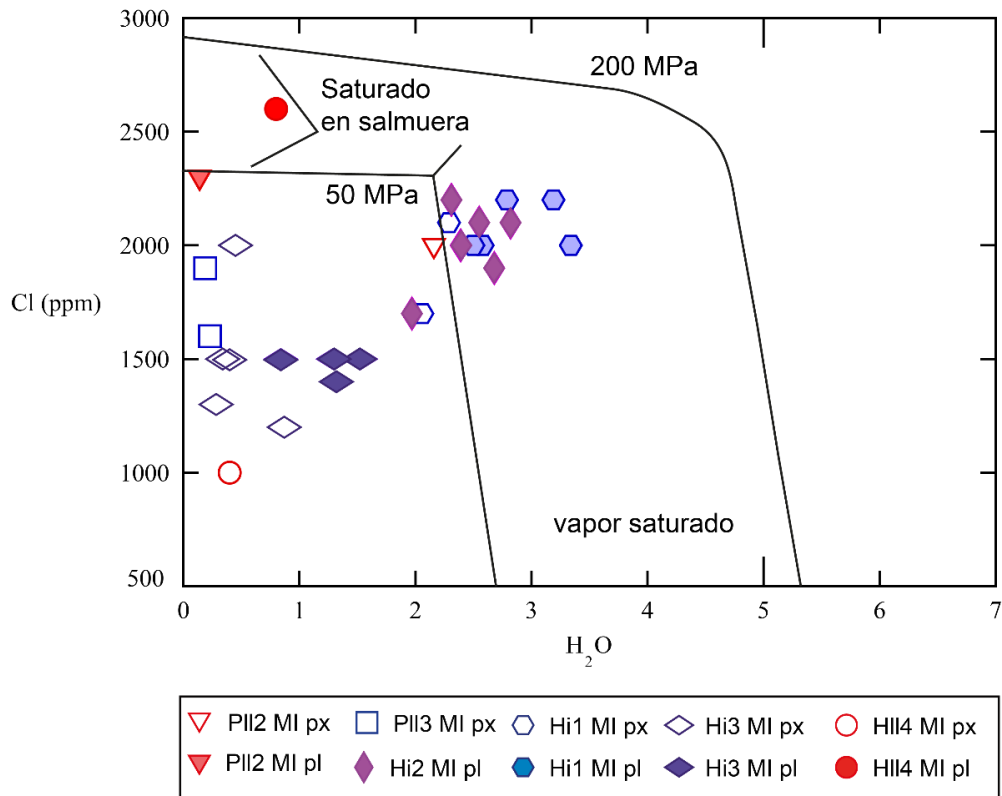


Figura 4.23: Diagrama H₂O vs. Cl con isócoras de 50 y 200 MPa basado en datos experimentales (800-1075°C) para magmas riolíticos de Webster et al., 1999.

Las inclusiones ricas en agua generalmente están asociadas a magmas de baja temperatura entre 700 y 800°C que contienen fenocristales hidratados como biotitas y hornblendas, sin embargo, en este magma se observan ese tipo de minerales muy raramente, siendo los principales plagioclasas y piroxenos, lo cual concuerda con los contenidos más bajos de agua con respecto a los típicos magmas riolíticos. Esto podría implicar que el equilibrio del magma podría encontrarse a temperaturas más altas de cerca de 900°C que requieren menos agua, indicando los bajos contenidos de minerales hidratados. Lo anterior es concordante con las temperaturas calculadas mediante geotermobarometría que indican temperaturas promedio de 900° y que podrían alcanzar los 1000°C.

Para comprender de mejor manera el comportamiento del magma, es necesario conocer su contenido de CO₂, sin embargo, en muchos casos se generan burbujas de contracción (*shrinkage bubbles*) causadas por la contracción termal del fundido con respecto al cristal huésped (e.g. Aster *et al.*, 2016; Danyushevsky *et al.*, 2002; Kent 2008; Moore *et al.*, 2015; Wallace *et al.*, 2015). Es muy común que en las inclusiones vítreas se encuentren este tipo de burbujas, tal y como se describen en la petrografía en la sección 4.2.1. Las burbujas de contracción estudiadas pueden contener hasta un 81% del total de CO₂ presente en la inclusión.

4.3.2. Condiciones magmáticas pre-eruptivas

Debido a la dependencia las solubilidades de H₂O y CO₂ con la presión en fundidos riolíticos, los datos de las inclusiones vítreas pueden utilizarse para determinar la presión en la cual el fundido debería estar saturado con la fase vapor y por lo tanto constreñir la presión de cristalización, es decir, la presión en la cual se formó la inclusión (Wallace, 2015). Las presiones de cristalización en el magma estudiado alcanzan los 4 kbar para temperaturas de ~900°C (Fig. 4.24; 4.25).

El diagrama CO₂ vs H₂O muestra que el magma tiene suficiente CO₂ disuelto para que se encuentre vapor saturado en presiones promedio de 1kbar para la unidad Hi1, pero con presiones que pueden alcanzar ~4kbar para temperaturas de 900°C. Por otra parte, la unidad Hi2 se encuentra concentrada en presiones de ~1kbar. La unidad Hi3 muestra presiones que alcanzan 1kbar, sin embargo, la mayoría de las muestras están bajo esa presión (Fig. 4.24; 4,25). Las presiones obtenidas con el diagrama son en promedio bajas, pero en la sección anterior queda demostrado que las burbujas de las inclusiones presentan un porcentaje de CO₂ no contabilizado en el fundido, lo que finalmente podría significar una subestimación de este volátil y por lo tanto de la presión.

A partir de VolatileCalc (Newman y Lowenstern, 2002) se calcularon posibles patrones de desgasificación, abierta (DA) y cerrada (DC) para dos casos. En el primer caso la composición inicial del magma contendría 4 wt. % de H₂O y 900 ppm de CO₂ para 900°C, con una desgasificación cerrada al 1% (Fig. 4.24). Para el segundo caso la composición inicial mantiene el contenido de agua y aumenta el contenido de CO₂ a 2000 ppm con una desgasificación cerrada al 1 y 5% (Fig. 4.25).

El sistema magmático del volcán Lastarria muestra una posible desgasificación cerrada, en donde a medida que asciende el magma existe mayor pérdida de dióxido de carbono que perdida del agua, a diferencia del sistema abierto en donde se pierde principalmente CO₂ con prácticamente el mismo contenido de H₂O (Fig.4.24; 4.25), en donde la cristalización fraccionada no toma un papel importante (Fig. 4.26).

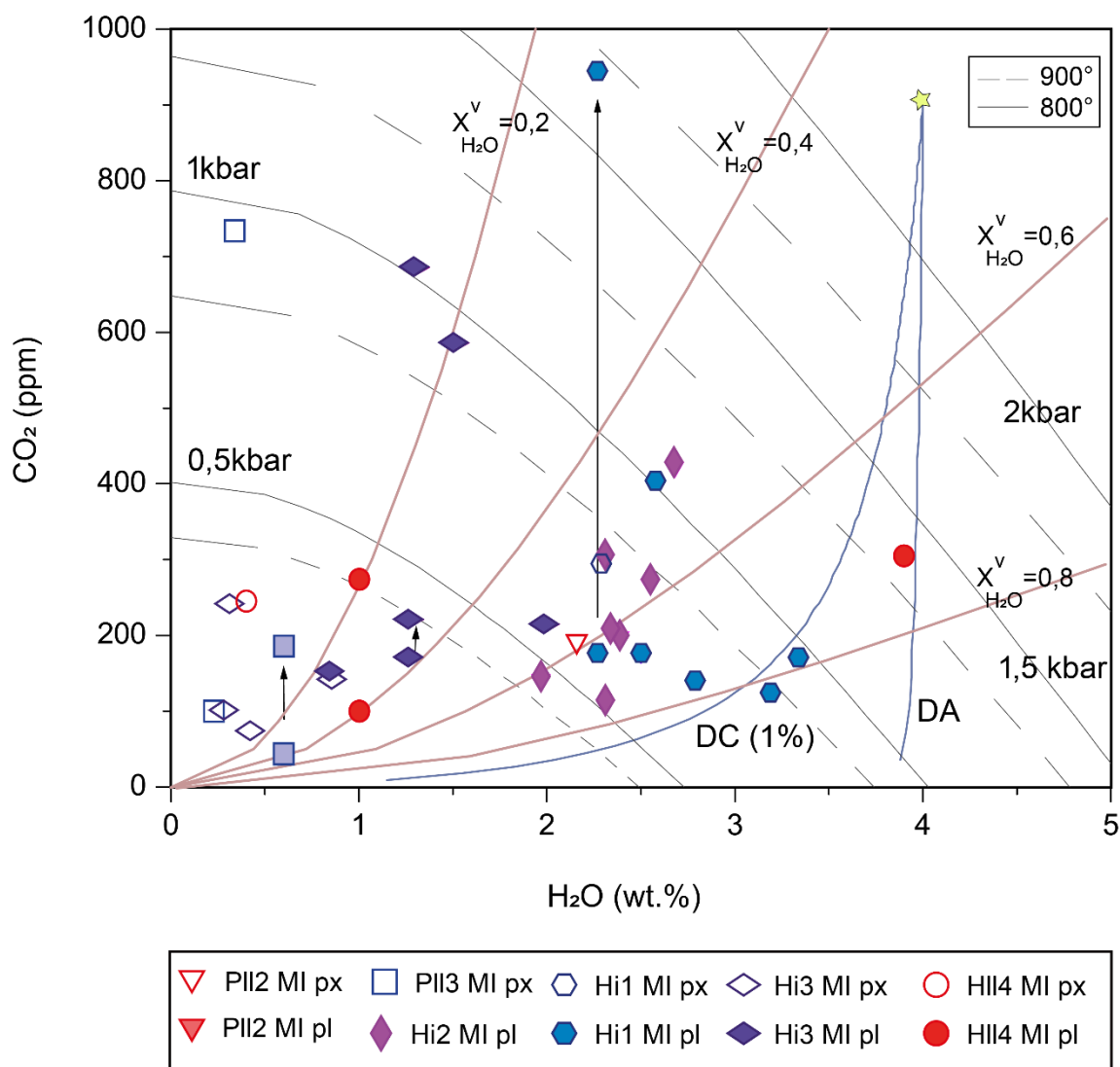


Figura 4.24: Diagrama H₂O vs CO₂ para las inclusiones vítreas riolíticas. Las líneas azules representan el tipo de desgasificación, DA: desgasificación abierta, DC: desgasificación cerrada al 1%, a partir de un fundido inicial de composición 4 wt% de H₂O y 900 ppm de CO₂ a 900°C. Las líneas grises representan las isobaras para saturación de vapor en presiones de 0,5, 1, 1,5 y 2 kbar para temperaturas de 900°C (líneas punteadas) y 800°C (línea continua). Las líneas rosas son las isopletas de vapor para los distintos porcentajes de H₂O. Todas las curvas fueron calculadas utilizando VolatileCalc (Newman y Lowenstern, 2002). Las flechas negras indican la reconstrucción del contenido de CO₂.

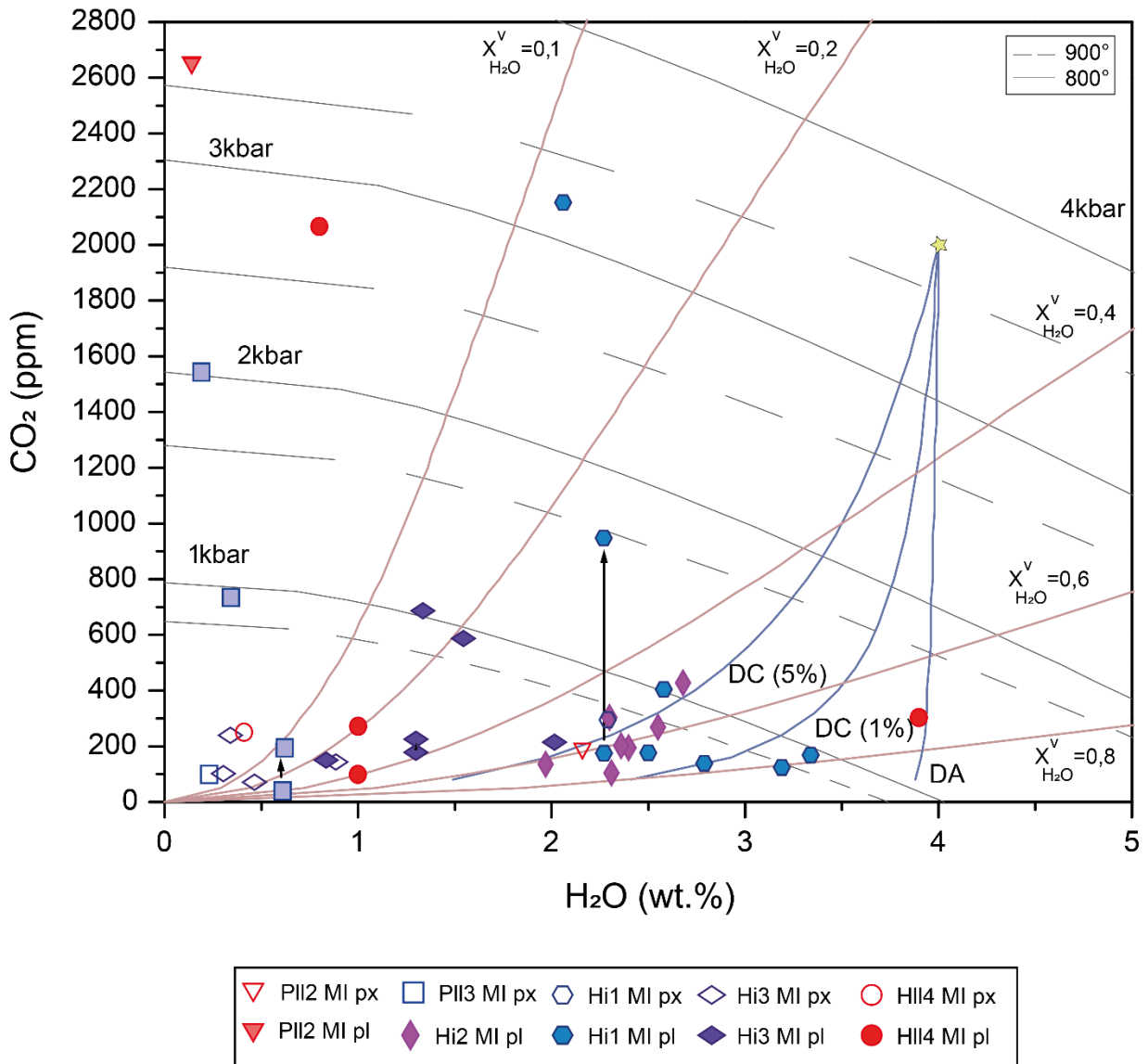


Figura 4.25: Diagrama H₂O vs CO₂ para las inclusiones vítreas riolíticas. Las líneas azules representan el tipo de desgasificación, DA: desgasificación abierta, DC: desgasificación cerrada al 1% y 5% a partir de un fundido inicial de composición 4 wt% de H₂O y 2000 ppm de CO₂ a 900°C. Las líneas grises representan las isobaras para saturación de vapor en presiones de 1, 2, 3 y 4 kbar para temperaturas de 900°C (líneas punteadas) y 800°C (línea continua). Las líneas rosas son las isopletas de vapor para los distintos porcentajes de H₂O. Todas las curvas fueron calculadas utilizando VolatileCalc (Newman y Lowenstern, 2002). Las flechas negras indican la reconstrucción del contenido de CO₂.

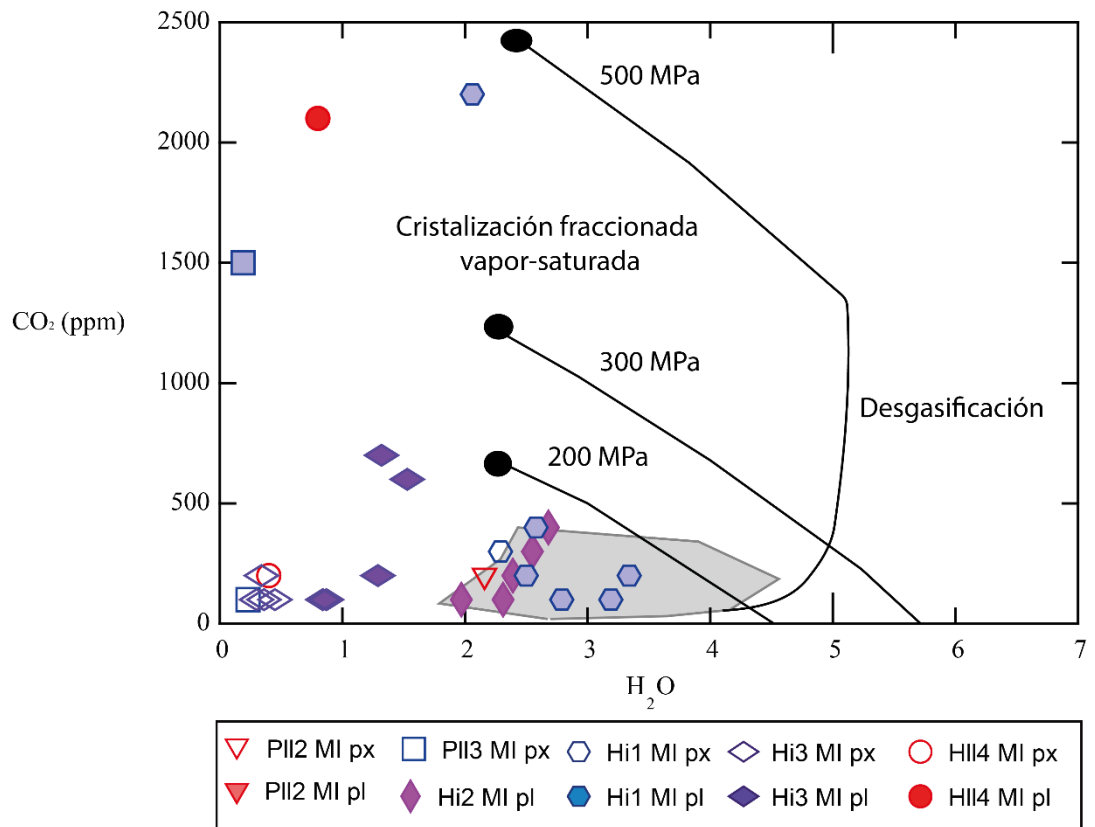


Figura 4.26: Diagrama CO₂ vs H₂O si existiera cristalización fraccionada desde un magma básico en las presiones 200, 300 y 500 Mpa. El área gris corresponde a muestras del norte de Chile (Wallace, 2005).

A continuación, se detallan las condiciones magmáticas para cada uno de los eventos estudiados.

Lavas Lastarria 2 (PII2; 113 ± 13 ka según Naranjo, 2010)

Posee altos contenidos de flúor, cloro y contenidos variables de S, CO₂ y H₂O. Las inclusiones se encuentran en equilibrio con los cristales de piroxeno, mientras que las plagioclasas al no estar en equilibrio con el magma corresponderían a antecristales (asociado también a los bordes de reabsorción). Estos antecristales se forman en el mismo sistema magmático, pero han cristalizado en una etapa previa y se han reincorporado al magma final (Jerram & Martin, 2008). La temperatura pre-eruptiva varía entre 723 y 908°C con presiones entre 0,6 kbar a 7,8 kbar por lo que se encuentra en profundidades que alcanzan los 28 km. Estos datos serían concordantes con un almacenamiento profundo de magma descrito por Robidoux *et al.*, 2018 y Stechern *et al.*, 2017 (grupo C).

Lavas Lastarria 3 (PII3; 51 ± 13ka según Naranjo, 2010)

En general posee poco contenido de volátiles, bajo en H₂O, S y CO₂, a excepción del F y Cl. Las plagioclasas pueden o no estar en equilibrio con temperaturas pre eruptiva entre 989 y 1039°C y las presiones entre 0,3 a 8 kbar. Esto indicaría profundidades de 1 a 30 km, sin embargo, las presiones muy bajas podrían relacionarse a la cantidad de CO₂ que migraron a las burbujas y no se pudieron realizar la restauración en la totalidad de las muestras. Al parecer podría tratarse de una misma zona de almacenamiento en conjunto con las muestras de PII2.

Lastarria Ignimbrita 1 (Hi1; 4850 ± 40 años según Naranjo, 2010)

Los volátiles (S, F, Cl, H₂O, CO₂) son en general los más altos con respecto a las otras unidades, probablemente asociado a una sobrepresión de vapor que gatilla esta erupción explosiva. Las inclusiones se encuentran en equilibrio con los clinopiroxenos, y muy cercanas al equilibrio con los fenocristales de plagioclasas. El rango de temperaturas es de 743 a 790°C, similares a las calculadas para PII2. Por otra parte, las profundidades asociadas van de 2 a 16 km (0,6 a 4,4 kbar). La zona de acumulación donde habría cristalizado esta unidad se describe también en varios otros estudios tanto geoquímicos como geofísicos (e.g. Froger *et al.*, 2007; Aguilera *et al.*, 2012; Diaz *et al.*, 2015; Spica *et al.*, 2015; Lopez *et al.*, 2018; Pritchard *et al.*, 2018).

Lastarria Ignimbrita 2 (Hi2; 2,5 – 4,8 ka según Naranjo, 2010)

Contiene altos contenidos de flúor y cloro, con concentraciones variables de azufre y alto contenido de H₂O, pero menor que la unidad Hi1. Los fenocristales de plagioclasa están en equilibrio con el líquido, en temperaturas entre 886 y 939°C. Sus profundidades van desde 2 a 17 km con presiones de 0,6 a 4,8 kbar. Las cristalizaciones ocurridas en esta unidad estarían en la misma zona de acumulación de magma que la unidad Hi1.

Lastarria Ignimbrita 3 (Hi3; 2460 años según Naranjo, 2010)

En este caso, se observan dos familias: (i) altos contenido de F, Cl, CO₂ contenido variable de S y H₂O (ii) bajo contenido de F, Cl, CO₂ contenido variable de S y H₂O. Las muestras con bajo contenido de volátiles son probablemente debido a desgasificación de la inclusión, y el escape de CO₂ hacia las burbujas de contracción. Existe equilibrio entre los fenocristales de plagioclasa y el líquido. Las temperaturas varían entre 965 y 1007°C con presiones de 0,2 a 7,1 kbar. La zona de acumulación alcanzaría los 25 km de profundidad, en conjunto con la cristalización de PII2 y PII3.

Lavas Lastarria 4 (HII4; < 2,5 ka según Naranjo, 2010)

Posee altos contenidos de azufre, bajos contenidos de agua y contenidos variables de CO₂, Cl y F. Esta unidad corresponde a lavas, por lo cual la variabilidad en los contenidos de volátiles se puede explicar por un enfriamiento lento, lo que indicaría una composición variable del fundido. Las burbujas presentes en las inclusiones muestran un porcentaje de 1% en volumen (el más alto de todas las unidades). Las plagioclasas se encuentran lejos del equilibrio con el líquido, y las presiones calculadas a partir del contenido de CO₂ y H₂O varían entre 0,4 y 3,5 kbar. Las profundidades alcanzan los 12 km, que se encuentran en el mismo almacenamiento que la unidad Hi1 y Hi2.

4.3.3. Sistema magmático

Los diferentes productos de las erupciones del volcán Lastarria comienzan a cristalizar en distintas profundidades y zonas de almacenamiento que alcanzan los 30 km bajo el edificio volcánico. Los materiales además sufren mezcla durante su ascenso, los cuales son posible identificar en las bandas de *mingling* descritas en las unidades piroclásticas. Se pueden identificar 3 zonas: (i) zona 1 cortical profunda (~30 km), (ii) zona 2 en condiciones corticales de hasta 17 km y (iii) zona somera ~1km de profundidad asociado a un sistema hidrotermal (Aguilera *et al.*, 2012; Spica *et al.*, 2015).

La zona de acumulación 1 presenta algunos pocos antecristales, y la mayoría de los fenocristales son cognatos. Su contenido de sílice es mayor a la zona 2, con menor contenido de agua y asociado a los eventos PII2, PII3 y Hi3.

La zona de acumulación 2 presenta antecristales de plagioclasa con bordes de reabsorción y cristales cognatos de clinopiroxeno. Posee un contenido menor de sílice que la zona 2, mayor contenido de agua y asociado principalmente a los eventos de las unidades Hi1 y Hi2.

Debido a la presencia de antecristales (formados en etapas más tempranas) y cristales cognatos, se interpreta mezcla de magmas, incorporando cristales ya formados en nuevas composiciones de magmas. La zona más profunda sería menos evolucionada y con mayor temperatura, que, durante su ascenso a través de diques alimentadores, se mezclaría con un fundido más evolucionado en profundidades de < 17 km. La mezcla de magma podría explicarse por una zona mush que uniría el sistema magmático, donde interactúan los cristales con el fundido (Fig. 4.27). Esta mezcla iniciaría el primer evento explosivo del volcán Lastarria, formando las unidades Hi1 y Hi2 (caracterizadas por pómez bandeadas).

4.3.4 Evolución del volcán Lastarria

El volcán Lastarria comienza su evolución con un ciclo efusivo representado por las unidades PII1, PII2 y PII3. Según las condiciones pre eruptivas, estos eventos estarían asociados a un magma profundo identificado como zona de acumulación 2. Es probable que en esta etapa existiera una desgasificación (debido a la cristalización) abierta con pérdida de volátiles (especialmente de CO₂; Fig. 4.25) a medida que asciende el magma, generando erupciones efusivas.

Luego de un periodo de calma comienza un ciclo explosivo asociado a las unidades HI1, HI2 y HI3. Las dos primeras erupciones explosivas son inducidas por el ingreso de material más caliente (zona 1) a una zona más somera (zona 2) generando mezcla de magma y aumento de volátiles disueltos, siendo la desgasificación más importante que la cristalización.

Posterior a las primeras dos erupciones explosivas, y de un periodo de quietud, el magma comenzó a acumularse en la zona 1 (más profunda) que se desgasificó de manera abrupta, liberando volátiles hasta la sobrepresión de la cámara magmática y gatillando la erupción explosiva generadora de la unidad HI3. Esto a la vez agota la cantidad de volátiles presente en el magma que se acumula en la zona 2, impulsando la última erupción efusiva del volcán, formando la lava domo HII4.

4.4. Conclusiones

La exsolución de volátiles y el ambiente en el que se encuentran juega un rol importante en ascenso de magma y por lo tanto el tipo de erupción que ocurrirá. Los estudios de volátiles, su contenido y solubilidad son en su mayoría sobre magmas de arco máfico. Sin embargo, cada año aumentan los estudios de volátiles en magmas intermedios y ácidos.

Para aumentar el conocimiento en los magmas intermedios a ácidos, se determinaron las condiciones pre-eruptivas de las diversas erupciones del volcán Lastarria (ZVC). Se utilizaron las inclusiones vítreas como una ventana al pasado y al magma en donde comenzaron a cristalizar los productos emitidos del volcán.

Comprendiendo la arquitectura del sistema magmático, se puede mejorar el conocimiento de los procesos que ocurrieron en el volcán desde el Pleistoceno al Holoceno, y por lo tanto su posible comportamiento actual y en el futuro.

Los hallazgos del presente trabajo indican que bajo el volcán Lastarria hay un sistema magmático complejo, con al menos 2 distintas zonas de almacenamiento de magma, unidas por diques y zona de *mush*. Estos reservorios de magma poseen distintas condiciones de composición, presión y temperatura. El nivel más profundo que alcanza

los 30 km (8 kbar) también es descrito por Stechern *et al.* (2017) y Robidoux *et al.* (2020). A partir de otras investigaciones sobre el sistema magmático actual del volcán Lastarria, los autores encuentran anomalías asociadas a reservorios magmáticos en profundidades entre los 6 a 18 km (Díaz *et al.*, 2015; López *et al.*, 2018; Pritchard *et al.*, 2018), concordante con los hallazgos del presente trabajo denominado como zona de almacenamiento 2 que presenta presiones de hasta 4,8 kbar (17 km).

Las texturas de reabsorción y sieve observadas en los cristales de plagioclasa, así como también las condiciones de desequilibrio entre los cristales y líquido (antecristales y cognatos), indican que las cámaras magmáticas sufrieron constante mezcla entre ellas y con cristales presentes en la zona de *mush* en el ascenso del magma, y no se descarta la interacción con posibles otras zonas de almacenamiento menores dentro del sistema.

La composición de las inclusiones vítreas para todas las unidades estudiadas no varía según el fenocristal que la aloja, pero si se diferenciaron a partir de las tendencias del contenido de volátiles. La zona 2 es levemente más diferenciada, con altos contenidos de F, H₂O, Cl y S. Mientras que la zona 1 de mayor temperatura posee menores contenidos de los volátiles previamente mencionados, a excepción del F que permanece con valores similares.

Debido a que la solubilidad de la mayoría de los volátiles (especialmente CO₂) depende de la presión, el contenido de volátiles se exsolverá durante el ascenso a superficie. En ambas cámaras identificadas, el CO₂ es variable lo que se puede deber a varios motivos. La solubilidad de este volátil es muy baja, lo que indica que sería uno de los primeros en desgasificarse y separarse del fundido antes de que la inclusión se atrape en el cristal y que se ve reflejado en las múltiples burbujas que poseen varias de las inclusiones. Además de las burbujas que han sido atrapadas, hay presencia de burbujas de contracción, las cuales secuestran contenido de CO₂ del fundido que en algunos casos fue recalculado. Los contenidos de CO₂ por lo tanto están subvalorados en ambas zonas, lo que se refleja en el cálculo de presiones más bajas que las calculadas por los geotermómetros de cristal-liquido.

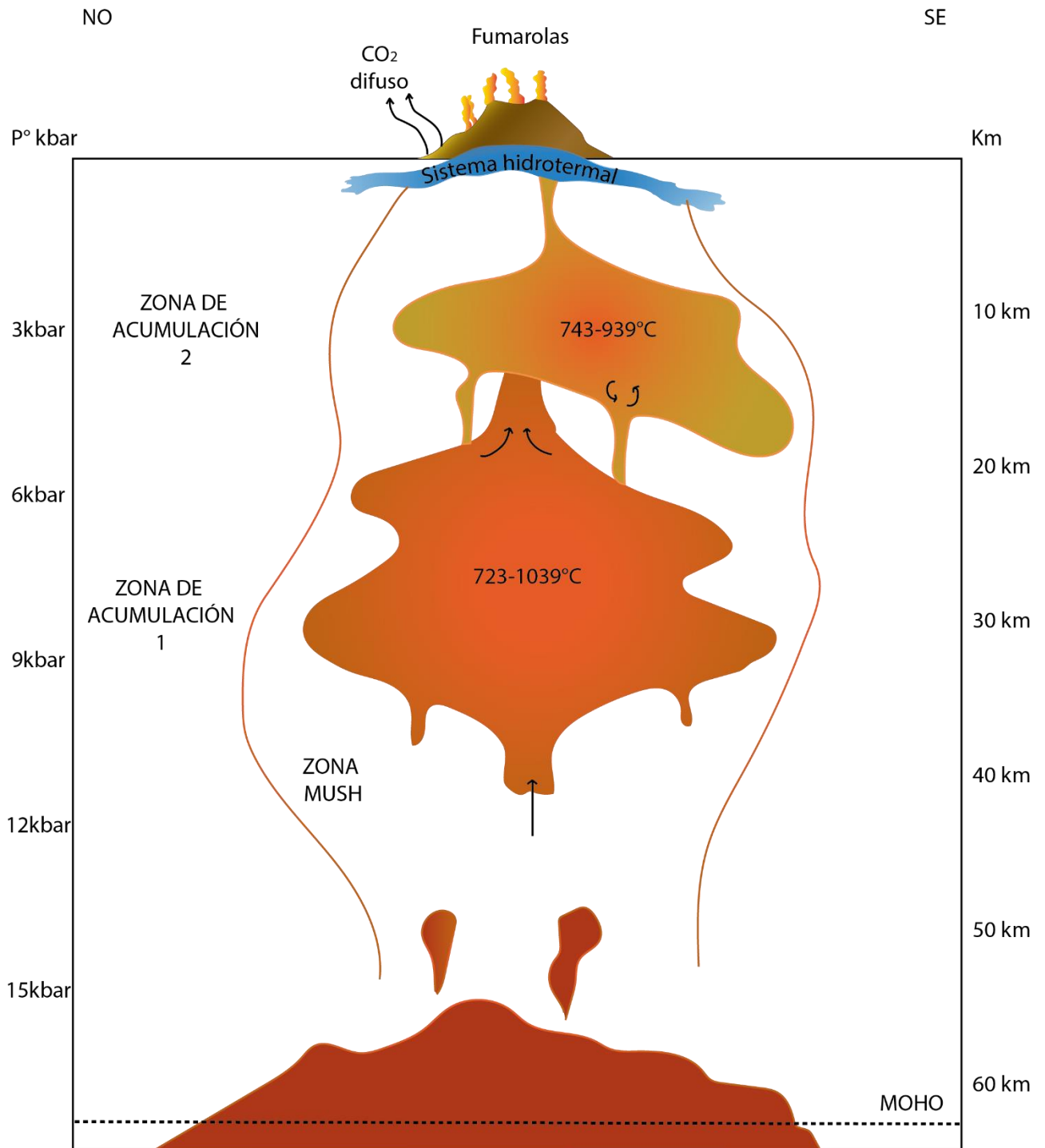


Figura 4.27: modelo conceptual del sistema magmático del volcán Lastarria. Se encuentra a escala la presión y profundidad, pero las extensiones del reservorio de magma son interpretadas.

CAPITULO 5. CONCLUSIONES

El volcán Lastarria es uno de los volcanes con mayor desgasificación de la Zona Volcánica Central. Debido a que los volátiles juegan un rol importante en el ascenso del magma y estilos eruptivos, en este trabajo determinamos el comportamiento de los volátiles y los procesos que ocurrieron en el volcán Lastarria desde el Pleistoceno.

Para lograr el objetivo, estudiamos el volcán desde dos ángulos, (i) se cuantificó y genero un nivel base de flujo difuso de CO₂ en el flanco NO, y (ii) se determinó el contenido de volátiles disueltos y las condiciones pre eruptivas del sistema magmático.

5.1. Flujo difuso de CO₂ del volcán Lastarria

Se determinó la cantidad de flujo difuso de CO₂ que emitió el volcán Lastarria durante los años 2014 y 2016, utilizando la metodología de la cámara de acumulación para determinar los valores base de la liberación del volátil a la atmósfera y su implicancia en el sistema magmático actual.

A partir del estudio estadístico (método GSA) del conjunto de valores de flujo difuso de CO₂ que se determinaron para cada punto de medición. Para ambas campañas (2014 y 2016) se encontraron 3 distintas poblaciones log-normal que indicaron el posible origen del volátil. Se estableció un origen mixto: (i) fuente endógena asociada a una fuente magmática-hidrotermal (84 a 95% de los datos) y (ii) fuente biogénica (5 a 16% de los datos). Esto indica que la fuente principal del flujo de CO₂ proviene de un sistema magmático que interactúa con un sistema hidrotermal somero que se encuentra directamente bajo el volcán Lastarria con participación de fuente biogénicas.

Se utilizaron metodologías de interpolación (promedio aritmético, IDW y Kriging) para determinar el total del flujo de CO₂ emitido en un área específica (flanco NO) y se compararon los resultados para utilizar el valor más conservador y así evitar sobre estimaciones. Se generaron mapas de interpolación con el valor de flujo de CO₂ en donde se observó una orientación principalmente NO, coincidente con los lineamientos de las estructuras presentes en la zona. Es decir, que el sistema magmático-hidrotermal está siendo controlado por esfuerzos regionales tal y como se describe en otros estudios, que interpretan al volcán Lastarria como una

válvula de liberación de volátiles del complejo volcánico Lazufre (e.g. Pritchard y Simons 2002, 2004; Froger *et al.*, 2007; Ruch *et al.*, 2008; Pritchard *et al.*, 2018).

El flujo total de CO₂ que se determinó en el presente trabajo son el 1,5 a 10% del total de volátiles (e.g. H₂O, SO₂, haluros) que son emitidos constantemente desde el volcán Lastarria (Lopez *et al.*, 2018; Aiuppa *et al.*, 2019). Considerando que el flujo calculado es limitado a un área en específico y no al volcán en su totalidad, y que se utilizaron los valores más conservadores, el porcentaje emitido de CO₂ difusamente a través del suelo es considerable. Se propone complementar y mejorar el modelo conceptual del sistema magmático-hidrotermal del volcán Lastarria, tomando en cuenta la cantidad de volátiles que no son emitidos directamente desde las fumarolas, tales como el estudio de flujo difuso de CO₂. Lo anterior también es aplicable para otros volcanes en la ZVC con o sin desgasificación continua.

5.2. Volátiles en el sistema magmático del volcán Lastarria y sus implicancias

Se analizó la composición geoquímica, incluyendo contenido de volátiles (H₂O, CO₂, F, Cl, S), en inclusiones vítreas alojadas en fenocristales de plagioclasa y piroxenos de los distintos productos de las erupciones del volcán Lastarria. El estudio geoquímico permitió adentrarse en las profundidades del sistema magmático que generó las erupciones desde el Pleistoceno. Además, esperamos que sea un aporte al conocimiento del comportamiento de los volátiles en magmas intermedios a ácidos, que ha ido en aumento en la última década.

A partir de la determinación de las condiciones de composición, temperatura y presión, fue posible identificar un sistema magmático complejo bajo el volcán Lastarria con múltiples zonas de acumulación de magma a distintas profundidades y con presencia de zona de *mush*.

Los reservorios son: (i) zona profunda de hasta 30 km, que también se encuentran descritos en Stecher *et al.* (2017) y Robidoux *et al.* (2020) y (ii) zona presente hasta los 17 km de profundidad, que se relacionan con anomalías relacionadas a un reservorio magmático entre los 6 a 18 km (Diaz *et al.*, 2015; Lopez *et al.*, 2018; Pritchard *et al.*, 2018).

Se determinaron las condiciones de equilibrio entre cristal y fundidos, que muestran desequilibrio en plagioclasas principalmente asociadas a la zona 2 y que se ven reflejadas en las texturas de reabsorción y *sieve* de los fenocristales. Esto se explica con la constante mezcla que ocurrió entre ambas cámaras (distintas

temperaturas) y el mush. Por otra parte, no se descarta la presencia de otras zonas de acumulación dentro del sistema.

El análisis de las inclusiones se realizó en base a los eventos eruptivos y no con respecto a los cristales alojantes debido a que entre ellos no hay variaciones considerables. Se observó que la zona más somera es levemente más diferenciada con alto contenido de volátiles, mientras que la zona más profunda posee mayor temperatura y menor contenido de volátiles, a excepción de F y CO₂ que se comportan similar en ambas cámaras.

La solubilidad del CO₂ es baja y especialmente dependiente de la presión, disminuyendo a medida que asciende el magma, es decir, será uno de los primeros volátiles en ser exsuelto. Las inclusiones vítreas poseen alta cantidad de pequeñas burbujas que fueron atrapadas cuando el cristal se formó, probablemente debido a su exsolución y separación del fundido de manera temprana, que disminuiría los contenidos de CO₂ disueltos en la inclusión. Por otra parte, hay presencia de burbujas de contracción que también secuestran CO₂ desde la inclusión (post-atrapamiento). A partir del estudio de CO₂ en burbujas (espectroscopia Raman), es posible reingresar el contenido original del volátil presente en el magma cuando la inclusión fue atrapada. No se pudo realizar la reconstrucción del volátil en todas las muestras, pero indican que su contenido en ambas zonas permanece subvalorado, y explican la diferencia del cálculo de presiones de geobarómetros cristal-líquido y a través del sistema H₂O-CO₂.

5.3. Evolución del volcán Lastarria desde el Pleistoceno a la actualidad

El volcán Lastarria comienza su evolución con un ciclo efusivo representado por las unidades PII1, PII2 y PII3. Según las condiciones pre eruptivas, estos eventos estarían asociados a un magma profundo identificado como zona de acumulación 2. Es probable que en esta etapa existiera una desgasificación (debido a la cristalización) abierta con pérdida de volátiles (especialmente de CO₂) a medida que asciende el magma, generando erupciones efusivas.

Luego de un periodo de calma comienza un ciclo explosivo asociado a las unidades HI1, HI2 y HI3. Las dos primeras erupciones explosivas son inducidas por el ingreso de material más caliente (zona 1) a una zona más somera (zona 2) generando mezcla de magma y aumento de volátiles disueltos, siendo la desgasificación más importante que la cristalización.

Posterior a las primeras dos erupciones explosivas, y de un periodo de quietud, el magma comenzó a acumularse en la zona 1 (más profunda) que se desgasificó de manera abrupta, liberando volátiles hasta la sobrepresión de la cámara magmática y

gatillando la erupción explosiva generadora de la unidad Hi3. Esto a la vez agota la cantidad de volátiles presente en el magma que se acumula en la zona 2, impulsando la última erupción efusiva del volcán, formando la lava domo HII4.

En la actualidad, el volcán exhibe constante actividad fumarólica tanto en el cráter como en el flanco NO (las más intensas). Con el tiempo las fumarolas aumentaron tanto de temperatura que generaron coladas de azufre en el flanco debido a la fusión de precipitados de azufre (Naranjo, 1985; 1986; 1988; 2010). Sin embargo, también existe constante emisión de CO₂ fuera de los campos fumarólicos que es liberado difusamente por el suelo y que estaría asociado a los diversos eventos de deformación que han ocurrido en los últimos 20 años.

5.4. Modelo conceptual

Los modelos conceptuales nos ayudan a comprender el comportamiento de un sistema magmático en diversos contextos geodinámicos, tanto localmente para un sistema en específico, como también una guía para otros volcanes o sistemas de características similares.

Se desarrolló un modelo conceptual del sistema magmático del volcán Lastarria integrando los eventos acontecidos en el pasado, así como los que ocurren actualmente del presente trabajo y estudios anteriores (Fig. 4.27).

BIBLIOGRAFÍA

Aguilera, F., Tassi, F., Darrah, T., Moune, S., Vaselli, O. (2012). Geochemical model of a magmatic-hydrothermal system at the Lastarria volcano, northern Chile. *Bulletin of volcanology* 74 (1), 119-134. <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0489-5>

Aiuppa, A., Fischer, T.P., Plank, T., Bani, P. (2019). CO₂ flux emissions from the Earth's most actively degassing volcanoes, 2005–2015. *Scientific Reports* 9 (1), 5442. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-41901-y>

Allard, P., Carbonnelle, J., Dajlevic, D., Le Bronec, J., Morel, P., Robe, M., Maurenas, J., Faivre-Pierret, R., Martin, D., Sabroux, J., Zettwoog, P. (1991). Eruptive and diffuse emissions of CO₂ from Mount Etna. *Nature* 351 (6325), 387- 391. <https://doi.org/10.1038/351387a0>

Andersen, N., Singer, B., Coble, M. (2019). Repeated rhyolite eruption from heterogeneous hot zones embedded within a cool, shallow magma reservoir. *Journal of Geophysical Research: Solid earth* 124 (3), 2582-2600. <https://doi.org/10.1029/2018JB016418>

Andersen, N., Singer, B., Costa, F., Fournelle, J., Herrin, H., Fabbro, G. (2018). Petrochronologic perspective on rhyolite volcano unrest at Laguna del Maule, Chile. *Earth and Planetary Science Letters* 493, 57-70. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.03.043>

Anderson, A. (1973). The before-eruption water content of some high-aluminamagmas. *Bulletin of volcanology* 37 (4), 530-552. <https://doi.org/10.1007/BF02596890>

Anderson, A. (1974). Evidence for a picrite, volatile-rich magma beneath Mt. Shasta, California. *Journal of Petrology* 15 (2), 243-267. <https://doi.org/10.1093/petrology/15.2.243>

Anderson, A. y Brown, G. (1993). CO₂ contents and formation pressures of some kilauean melt inclusions. *American Mineralogist* 78 (7-8), 794-803.

Anderssohn, J., Motagh, M., Walter, T., Rosenau, M., Kaufmann, H., Oncken, O. (2009). Surface deformation time series and source modeling for a volcanic complex system based on satellite wide swath and image mode interferometry: The Lazufre system, central Andes. *Remote Sensing of Environment* 113 (10), 2062-2075. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.05.004>

Aster, E. M., Wallace, P. J., Moore, L. R., Watkins, J., Gazel, E., & Bodnar, R. J. (2016). Reconstructing CO₂ concentrations in basaltic melt inclusions using Raman analysis of vapor bubbles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 323, 148-162. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.04.028>

Auker, M., Sparks, R., Siebert, L., Crowweller, H., Ewert, J. (2013). A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record. *Journal of Applied Volcanology* 2 (1), 1. <https://doi.org/10.1186/2191-5040-2-2>

Arroyo, M., Castor, C., Marticorena, C., Muñoz, M., Cavieres, L., Mathei, O., Squeo, F., Grosjean, M., Rodriguez, R. (1998). The flora of Lullaillaco national park located in the transitional winter-summer rainfall area of the northern Chilean Andes. *Gayana Botanica* 55 (2), 93–110.

Baubron, J., Allard, P., Sabroux, J., Tedesco, D., Toutain, J. (1991). Soil gas emanations as precursory indicators of volcanic eruptions. *Journal of the Geological Society* 148 (3), 571-576. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.3.0571>

Baubron, J., Allard, P., Sabroux, J., Tedesco, D., Toutain, J. (1991). Soil gas emanations as precursory indicators of volcanic eruptions. *Journal of the Geological Society* 148 (3), 571-576. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.3.0571>

Baubron, J., Allard, P., Toutain, J. (1990). Diffuse volcanic emissions of carbon dioxide from Vulcano Island, Italy. *Nature* 344 (6261), 51-53. <https://doi.org/10.1038/344051a0>

Beck, S., Zandt, G., Myers, S., Wallace, T., Silver, L., Drake, L. (1996). Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology* 24, 407-410. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024%3C0407:CTVITC%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024%3C0407:CTVITC%3E2.3.CO;2)

Budach, I., Brasse, H., Díaz, D. (2013). Crustal-scale electrical conductivity anomaly beneath inflating Lazufre volcanic complex, Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 42, 144-149. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.11.002>

Burton, M., Sawyer, G., Granieri, D. (2013). Deep carbon emissions from volcanoes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 75 (1), 323-354. <https://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.11>

Caffe, P., Trumbull, R., Coira, B., Romer, R. (2002). Petrogenesis of Early Neogene Magmatism in the Northern Puna; implications for Magma Genesis and Crustal Processes in the Central Andean Plateau. *Journal of Petrology* 43, 907- 942. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.5.907>

Cahill, T. y Isacks, B. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97, 17503-17529. <https://doi.org/10.1029/92JB00493>

Cannatelli, C., Doherty, A., Esposito, R., Lima, D., De Vivo, B. (2016). Understanding a volcano through a droplet: A melt inclusion approach. *Journal*

of Geochemical Exploration 171, 4-19.
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2015.10.003>

Cardellini, C., Chiodini, G., Frondini, F. (2003). Application of stochastic simulation to CO₂ flux from soil: mapping and quantification of gas release. *Journal of Geophysics Research* 108 (B9): 2425.
<https://doi.org/10.1029/2002JB002165>

Carn, S., Fioletov, V., McLinden, C., Li, C., Krotkov, N. (2017). A decade of global volcanic SO₂ emissions measured from space. *Scientific reports* 7: 44095. <https://doi.org/10.1038/srep44095>

Casertano, L. (1963). General characteristics of active Andean volcanoes and a summary of their activities during recent centuries. *Bulletin of the Seismological Society of America* 53(6): 1415-1433.
<https://doi.org/10.1785/BSSA0530061415>

Chiodini, G., Cardellini, C., Lamberti, M.C., Agosto, M., Caselli, A., Liccioli, C., Tamburello, G., Tassi, F., Vaselli, O., Caliro, S. (2015). Carbon dioxide diffuse emission and thermal energy release from hydrothermal systems at Copahue–Caviahue Volcanic Complex (Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 304, 294-303.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.007>

Chiodini, G., Cioni, R., Guidi, M., Raco, B., Marini, L. (1998). Soil CO₂ flux measurements in volcanic and geothermal areas. *Applied Geochemistry* 13 (5), 543-552. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(97\)00076-0](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(97)00076-0)

Chiodini, G., Frondini, F., Cardellini, C., Granieri, D., Marini, L., Ventura, G. (2001). CO₂ degassing and energy release at Solfatara volcano, Campi Flegrei, Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106 (B8), 16213-16221.
<https://doi.org/10.1029/2001JB000246>

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews* 18 (3), 303-332. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(82\)90042-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(82)90042-3)

Danyushevsky, L., Della-Pasqua, F., Sokolov, S. (2000) Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 138 (1), 68-83. <https://doi.org/10.1007/PL00007664>

Danyushevsky, L., McNeill, A., Sobolev, A. (2002). Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocryst from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications. *Chemical Geology* 183 (1), 5-24. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00369-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00369-2)

De Silva, S. (1989). Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology* 17 (12), 1102-1106. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017%3C1102:APVCOT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017%3C1102:APVCOT%3E2.3.CO;2)

De Silva, S. y Francis, P. (1991). *Volcanoes of the central Andes*. Berlin: Springer, 219.

De Vivo, B., Lima, A., Webster, J. (2005). Volatiles in magmatic-volcanic systems. *Elements* 1(1), 19-24. <https://doi.org/10.2113/gselements.1.1.19>

DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical journal international* 101 (2), 425-478. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x>

Deruelle, B. (1982). Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the south-central and meridional Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14 (1), 77-124. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90044-0](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90044-0)

Diaz, 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 (13), 5212-5218. <https://doi.org/10.1002/2015GL064426>

Doherty, A.L., Bodnar, R.J., De Vivo, B., Bohron, W.A., Belkin, H.E., Messina, A., Tracy, R.J. (2012). Bulk rock composition and geochemistry of olivine-hosted melt inclusions in the Grey Porri Tuff and selected lavas of the Monte dei Porri volcano, Salina, Aeolian Islands, southern Italy. *Central European Journal of Geosciences*. 4 (2), 338–355. <http://dx.doi.org/10.2478/s13533-011-0066-7>.

Dorbath, C., Paul, A., Group T.L.A. (1996). Tomography of the Andean crust and mantle at 20S: First results of the Lithoscope experiment. *Physics of the earth and planetary interiors* 97 (1), 133-144. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(96\)03140-8](https://doi.org/10.1016/0031-9201(96)03140-8)

Edmonds, M., Grattan, J., Michnowicz, S. (2015). Volcanic Gases: Silent Killers. In: Fearnley, C.J., Bird, D.K., Haynes, K., McGuire, W.J., Jolly, G. (eds) *Observing the Volcano World*. Advances in Volcanology. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/11157_2015_14

Edmonds, M., Oppenheimer, C., Pyle, D., Herd, R., Thompson, G., (2003). SO₂ emissions from Soufrière Hills Volcano and their relationship to conduit permeability, hydrothermal interaction and degassing regime. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 124 (1): 23-43. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00041-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00041-6)

Edmonds, M., Woods., (2018). Exsolve volatiles in magma reservoirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 368: 13-30. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.10.018>

Esposito, R., Bodnar, R.J., Danyushevsky, L.V., De Vivo, B., Fedele, L., Hunter, J., Lima, A., Shimizu, N. (2011). Volatile evolution of magma associated with the Solchiaro eruption in the Phlegrean Volcanic District (Italy). *Journal of Petrology* 52(12), 2431–2460. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egr051>

Fall, A., Tattich, B., Bodnar, R. (2011). Combined microthermometric and Raman spectroscopic technique to determine the salinity of H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions based on clathrate melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75 (4), 951-964. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.11.021>

Faulds, J., Coolbaugh, M., Blewitt, G., Henry, C. (2004). Why is Nevada in hot water? Structural controls and tectonic model of geothermal systems in the northwestern Great Basin. *Geothermal Resources Council Transactions* 28, 649- 654.

Finizola, A., Sortino, F., Lénant, JF., Aubert, M., Ripepe, M., Valenza, M. (2003). The summit hydrothermal system of Stromboli. New insights from self-potential, temperature, CO₂ and fumarolic fluid measurements, with structural and monitoring implications. *Bulletin of Volcanology* 65, 486-504. <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0276-z>

Froger, J., Rémy, 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 and Planetary Science Letters* 255 (1), 148- 163. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.12.012>

Gaetani, G. y Watson, E. (2000). Open system behavior of olivine-hosted melt inclusions. *Earth and Planetary Science Letters* 183 (1), 27-41. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00260-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00260-0)

Gaetani, G. y Watson, E. (2002). Modeling the major-element evolution of olivine-hosted melt inclusions. *Chemical Geology* 183 (1), 25-41. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00370-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00370-9)

Gerlach, T. y Graeber, E. (1985). Volatile Budget of Kilauea volcano. *Nature* 313,273-277. <https://doi.org/10.1038/313273a0>

Giammanco, S., Gurrieri, S., Valenza, M. (1998). Anomalous soil CO₂ degassing in relation to faults and eruptive fissures on Mount Etna (Sicily, Italy). *Bulletin of Volcanology* 60 (4), 252-259. <https://doi.org/10.1007/s004450050231>

Giggenbach, W. (1996). Chemical composition of volcanic gases. In *Monitoring and mitigation of volcano hazards*. Springer: 221-256. Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-80087-0_7

González-Ferrán, O. (1995). *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar.
Harker, A. (1909). *The natural history of igneous rocks*. Methuen y company.

Hauser, A. (1997). Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales ytermales de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Henderson, S., Delgado, F., Elliott, J., Pritchard, M., Lundgren, P. (2017). Decelerating uplift at Lazufre volcanic center, Central Andes, from AD 2010 to 2016, and implications for geodetic models. *Geosphere* 13 (5), 1489-1505. <https://doi.org/10.1130/GES01441.1>

Hinkle, M. (1990). Factors affecting concentrations of helium and carbon dioxide in soil gases. In *Geochemistry of Gaseous Elements and Compounds*. Theophrastus, Athens, 421-448. Greece.

Hiraga, T., Anderson, I., Kohlstedt, D (2004). Grain boundaries as reservoirs of incompatible elements in the Earth's mantle. *Nature* 427, 669-703. <https://doi.org/10.1038/nature02259>

Inguaggiato, S., Paz, M., Mazot, A., Granados, H., Inguaggiato, C., Vita, F. (2013). CO₂ output discharged from Stromboli Island (Italy). *Chemical Geology* 339, 52-60. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.10.008>

James, D. (1971). Andean crustal and upper mantle structure. *Journal of Geophysical Research* 76 (14), 3246-3271. <https://doi.org/10.1029/JB076i014p03246>

Jay, J., Welch, M., Pritchard, M., Mares, P., Mnich, M., Melkonian, A., Aguilera, F., Naranjo, J., Sunagua, M., Clavero, J. (2013). Volcanic hotspots of the central and southern Andes as seen from space by ASTER and MODVOLC between the years 2000 and 2010. *Geological Society, London, Special Publications*, 380 (1), 161-185. <https://doi.org/10.1144/SP380.1>

Kamenestky, V., Pompilio, M., Métrich, N., Sobolev, A., Kuzmin, D., Thomas, R. (2007). Arrival of extremely volatile-rich high-Mg magmas changes explosivity of Mount Etna. *Geology* 35 (3), 255-258. <https://doi.org/10.1130/G23163A.1>

Kelley, K., Plank, T., Grove, T., Stolper, E., Newman, S., Hauri, E. (2006). Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111 (B9). <https://doi.org/10.1029/2005JB003732>

Kent, A. (2008). Melt inclusions in basaltic and related volcanic rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69 (1), 273-331. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.8>

Kerrick, D. y Connolly, J. (2001). Metamorphic devolatilization of subducted marine sediments and the transport of volatiles into the Earth's mantle. *Nature*

411, 293- 296. <https://doi.org/10.1038/35077056>

Klusman, R. (1993). Soil gas and related methods for natural resource exploration: 483 p. Chichester.

Kobayashi, T., Yamamoto, J., Hirajima, T., Ishibashi, H., Hirano, N., Lai, Y., Prikhod'ko, V., Arai, S. (2012). Conformity and precision of CO₂ densimetry in CO₂ inclusions: Microthermometry versus Raman microspectroscopic densimetry. *Journal of Raman Spectroscopy* 43 (8), 1126-1133. <https://doi.org/10.1002/jrs.3134>

Lamadrid, H., Moore, L., Moncada, D., Rimstidt, J., Burruss, R., Bodnar, R. (2017). Reassessment of the Raman CO₂ densimeter. *Chemical Geology* 450, 210-222. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.12.034>

Lamberti, M. C., Vigide, N., Venturi, S., Agosto, M., Yagupsky, D., Winocur, D., Barcelona, H., Velez, M. L., Cardellini, C., Tassi, F. (2019). Structural architecture releasing deep-sourced carbon dioxide diffuse degassing at the Caviahue – Copahue Volcanic Complex. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 374, 131-141. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.02.004>

LeBas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27 (3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>

Le Mével, H., Córdova, L., Cardona, C., Feigl, K. (2021). Unrest at the Laguna del Maule volcanic field 2005–2020: Renewed acceleration of deformation. *Bulletin of Volcanology* 83 (6), 1-9. <https://doi.org/10.1007/s00445-021-01457-0>.

LI-820 Instruction Manual (6th Printing May 2017). Lincoln, Nebraska.

Lindsay, J., De Silva, S., Trumbull, R., Emmermann, R., Wemmer, K. (2001). La Pacana caldera, N. Chile: a re-evaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 106 (1), 145-173. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00270-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00270-5)

Lopez, T., Aguilera, F., Tassi, F., de Moor, J.M., Bobrowski, N., Aiuppa, A., Tamburello, G., Rizzo, A.L., Liuzzo, M., Viveiros, F., Cardellini, C., Silva, C., Fisher, T., Jean-Baptiste, P., Kazayaha, R., Hidalgo, S., Malowany, K., Lucic, G., Bagnato, E., Bergsson, B., Reath, K., Liotta, M., Carn, S., Chiodini, G. (2018). New insights into the magmatic-hydrothermal system and volatile budget of Lastarria volcano, Chile: Integrated results from the 2014 IAVCEI CCVG 12th Volcanic Gas Workshop. *Geosphere* 14 (3), 983-1007. <https://doi.org/10.1130/GES01495.1>

Lowenstern, J. (1995). Applications of silicate-melt inclusions to the study of

magmatic volatiles. *Magmas, Fluids and ore Deposits* 23, 71-99.

Miller, C., Williams-Jones, G., Le Mével, H., Tikoff, B. (2014). Widespread gravity changes and CO₂ degassing at Laguna del Maule, Chile, accompanying rapid Uplift. In AGU Fall meeting Abstracts 2014 pp. V41B-4811

Métrich, N. y Wallace, P. (2008). Volatile abundances in basaltic magmas and their degassing path tracked by melt inclusions. *Reviews in mineralogy and geochemistry* 69 (1), 363-402. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.10>

Moussallam, Y., Tamburello, G., Peters, N., Apaza, F., Schipper, C. I., Curtis, A., Aiuppa, A., Masias, P., Boichu, M., Bauduin, S., Barnie, T., Bani, P., Giudice, G., Moussallam, M. (2017). Volcanic gas emissions and degassing dynamics at Ubinas and Sabancaya volcanoes; implications for the volatile budget of the central volcanic zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 343, 181-191. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.06.027>

Naranjo, J. (1985). Sulphur flows at Lastarria volcano in the North Chilean Andes. *Nature* 313, 778-780. <https://doi.org/10.1038/313778a0>

Naranjo, J. (1992). Chemistry and petrological evolution of the Lastarria volcanic complex in the north Chilean Andes. *Geological Magazine* 129 (6), 723-740. <https://doi.org/10.1017/S0016756800008451>

Naranjo, J. (2010). Geología del Complejo Volcánico Lastarria, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica (123), 1.

Navarrete-Calvo, A. (2012). Origen y comportamiento del CO₂ difuso del suelo en los sistemas geotérmicos de Juncalito (68° 55'-68°38'20" W y 26°25'-26°31'30" S, Región de Atacama) y Colpitas (69°29'30"-69°23'30" W y 17°50'30" S-18°S, Región de Arica y Parinacota), Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 132 p.

Newman, S. y Lowenstern, J. (2002). VolatileCalc: a silicate melt-H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for excel. *Computers and Geosciences* 28 (5), 597-604. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(01\)00081-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(01)00081-4)

Pantaleo, M. y Walter, T. R. (2014). The ring-shaped thermal field of Stefanos crater, Nisyros Island: a conceptual model. *Solid Earth* 5: 183–198. <https://doi.org/10.5194/se-5-183-2014>

Peacock, S. (1990). Fluid processes in subduction zones. *Science* 248, 329-337.

Pearse, J. y Lundgren, P. (2013). Source model of deformation at Lazufre volcanic center, central Andes, constrained by InSAR time series. *Geophysical Research Letters* 40 (6): 1059-1064. <https://doi.org/10.1002/grl.50276>

Peccerillo, A., Taylor, S. (1976). Geochemistry of Eocene cal-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology* 58 (1), 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>

Perez-Quezada, J., Brown, H., Fuentes, J., Alfaro, F., Franck, N. (2012). Effects of afforestation on soil respiration in an arid shrubland in Chile. *Journal of Arid Environments* 83, 45-53.

Perkins, J., Finnegan, N., Henderson, S., Rittenour, T. (2016). Topographic constraints on magma accumulation below the actively uplifting Uturuncu and Lazufre volcanic centers in the Central Andes. *Geosphere* 12 (4), 1078-1096. <https://doi.org/10.1130/GES01278.1>

Pettke, T., Halter, W., Webster, J., Aigner-Torres, M., Heinrich, C. (2004). Accurate quantification of melt inclusion chemistry by LA-ICPMS: a comparison with EMP and SIMS and advantages and possible limitations of these methods. *Lithos* 78 (4), 333-361. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.06.011>

Portnyagin, M., Almeev, R., Matveev, S., Holtz, F. (2008). Experimental evidence for rapid water exchange between melt inclusions in olivine and host magma. *Earth and Planetary Science Letters* 272 (3), 541-552. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.05.020>

Pritchard, M. y Simons, M. (2002). A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. *Nature* 418, 167-171. <https://doi.org/10.1038/nature00872>

Pritchard, M. y Simons, M. (2004). An InSAR-based survey of volcanic deformation in the central Andes. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5 (2). <https://doi.org/10.1029/2003GC000610>

Pritchard, M., de Silva, S., Michelfelder, G., Zandt, G., McNutt, S., Gottsmann, J., West, M., Blundy, J., Christensen, D., Finnegan, N., Minaya, E., Sparks, R., Sunagua, M., Unsworth, M., Alvizuri, C., Comeau, M., del Potro, R., Díaz, D., Diez, M., Farrell, A., Henderson, S., Jay, J., Lopez, T., Legrand, D., Naranjo, J., McFarlin, H., Muir, D., Perkins, J., Spica, Z., Wilder, A., Ward, K. (2018). Synthesis: PLUTONS: Investigating the relationship between pluton growth and volcanism in the Central Andes. *Geosphere* 14 (3), 954-982. <https://doi.org/10.1130/GES01578.1>

Putirka, K. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry* 69 (1), 61-120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>

Qin, Z. (1992). Disequilibrium partial melting model and its implications for trace element fractionations during mantle melting. *Earth and Planetary Science Letters* 112 (1-4), 75-90. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90008-J](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90008-J)

Raco, B. (2018). Socompa geothermal prospect. Report on fluid geochemistry (soil CO₂ degassing). Buenos Aires, Consiglio Nazionale delle Ricerche. Instituto di Geoscienze e Georisorse. Servicio Geológico Minero Argentino 20. <http://repositorio.segemar.gov.ar/308849217/2429>.

Raich, J. y Schlesinger, W. (1992). The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B* 44 (2), 81-99. <https://doi.org/10.1034/j.1600-0889.1992.t01-1-00001.x>

Risacher, F., Alfonso, H., Salazar, C. (1999). Geoquímica de aguas en cuencas cerradas: I, II, III regiones-Chile. Ministerio de Obras Públicas 1-209.

Robidoux, P., Rizzo, A., Aguilera, F., Aiuppa, A., Artale, M., Liuzzo, M., Nazzari, M., Zummo, F. (2020). Petrological and noble gas features of Lascar and Lastarria volcanoes (Chile): Inferences on plumbing systems and mantle characteristics. *Lithos* 370, 105615. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105615>

Roedder, E. (1979). Origin and significance of magmatic inclusions. *Bulletin de Mineralogie* 102 (5), 487-510. <https://doi.org/10.3406/bulmi.1979.7299>

Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy* 12, 643p. <https://doi.org/10.1515/9781501508271>

Roggensack, K., Herving, R., McKnight, S., Williams, S. (1997). Explosive basaltic volcanism from Cerro Negro Volcano: Influence of volatiles on eruptive style. *Science* 277 (5332), 1639-1642. <https://doi.org/10.1126/science.277.5332.1639>

Rosner, B. (1975). On the detection of many outliers. *Technometrics* 17, 221-227.

Rosner, B. (1983). Percentage points for a generalized ESD many-outlier procedure. *Technometrics* 25, 165-172.

Rosso, K., y Bodnar, R. (1995). Microthermometric and Raman spectroscopic detection limits of CO₂ in fluid inclusions and the Raman spectroscopic characterization of CO₂. *Geochimica et cosmochimica acta* 59 (19), 3961-3975. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)94441-H](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)94441-H)

Rouilleau, E., Bravo, F., Pinti, D.L., Barde-Cabusson, S., Pizarro, M., Tardani, D., Muñoz, C., Sanchez, J., Sano, Y., Takahata, N., de la Cal, F., Esteban C., Morata, D. (2017). Structural controls on fluid circulation at the Cavihue-Copahue Volcanic Complex (CCVC) geothermal area (Chile-Argentina), revealed by soil CO₂ and temperature, self-potential, and helium isotopes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 341, 104-118. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.010>

Royston, P. (1982)a. An extension of Shapiro and Wilk's *W* test for normality to large samples. *Appl. Stat.* 31: 115–124.

Royston, P. (1982)b. Algorithm AS 181: the *W* test for normality. *Appl. Stat.* 31: 176–180.

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* 174 (4), 337-344. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.03.009>

Ruch, J., Manconi, A., Zeni, G., Solaro, G., Pepe, A., Shirzaei, M., Walter, T., Lanari, R. (2009). Stress transfer in the Lazufre volcanic area, central Andes. *Geophysical Research Letters*, 36 (22). <https://doi.org/10.1029/2009GL041276>

Schmitt, A., Lindsay, J., de Silva, S., Trumbull, R. (2003). U-Pb zircon chronostratigraphy of early-Pliocene ignimbrites from La Pacana, north Chile: implications for the formation of stratified magma chambers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 120 (1), 43-53. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00359-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00359-1)

Schmitz, M. (1994). A balanced model of the southern Central Andes. *Tectonics* 13(2), 484-492. <https://doi.org/10.1029/93TC02232>

Schmitz, M., Lessel, K., Giese, P., Wigger, P., Araneda, M., Bribach, J., Graeber, F., Grunewald, S., Haberland, C., Lüth, S. (1999). The crustal structure beneath the Central Andean forearc and magmatic arc as derived from seismic studies-the PISCO 94 experiment in northern Chile (21-23 S). *Journal of South American Earth Sciences* 12 (3), 237-260. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00017-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00017-6)

Schöpa, A., Pantaleo, M., Walter, T. R. (2011). Scale-dependent location of hydrothermal vents: stress field models and infrared field observations on the Fossa Cone, Vulcano Island, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203: 133–145. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.03.008>

Sinclair, A. (1973). Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs. *Journal of Geochemical Exploration* 3, 129-149.

Sisson, T. y Layne, G. (1993). H₂O in basalt and basaltic andesite glass inclusions from four subduction-related volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters* 117 (3-4), 619-635. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90107-K](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90107-K)

Sobolev, A. (1996). Melt inclusions in minerals as a source of principle petrological information. *Petrology* 4 (3), 209-220.

Sobolev, A., y Chaussidon, M. (1996). H₂O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: implications for H₂O

storage and recycling in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 137 (1), 45-55. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00203-O](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00203-O)

Sorby, H. (1858). On the microscopical, structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Quarterly Journal of the Geological Society* 14 (1-2), 453-500.

Spark, R. (2003). *Dynamics of magma degassing*. Geological Society, London, Special Publications 213 (1), 5-22.

Spica, Z., Legrand, D., Iglesias, A., Walter, T., Heimann, S., Dahm, T., Froger, J., 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*, 421, 27-38. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.03.042>

Stechern, A., Just, T., Holtz, F., Blume-Oeste, M., Namur, O. (2017). Decoding magma plumbing and geochemical evolution beneath the Lastarria volcanic complex (Northern Chile)—Evidence for multiple magma storage regions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 338: 25-45. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.03.018>

Stern, C. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31 (2), 161-206. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082004000200001>

Stolper, E., y Newman, S. (1994). The role of water in the petrogenesis of Mariana through magmas. *Earth and Planetary Sciences Letters* 1212 (3), 293-325. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90074-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90074-4)

Sugisaki, R., Ido, M., Takeda, H., Isobe, Y., Hayashi, Y., Nakamura, N., Satake, H., Mizutani, Y. (1983). Origin of hydrogen and carbon dioxide in fault gases and its relation to fault activity. *The Journal of Geology* 91 (3), 239-258. <https://doi.org/10.1086/628769>

Swenson, J. (2000). Crustal structure of the Altiplano from broadband regional waveform modeling: Implications for the composition. *Journal of Geophysical Research* 105 (B1), 607-621. <https://doi.org/10.1029/1999JB900327>

Symonds, R., Rose, W., Bluth, G., Gerlach, T. (1994). Volcanic-gas studies; methods, results, and applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 30 (1), 1-66.

Tamburello, G., Hansteen, T., Bredemeyer, S., Aiuppa, A., Tassi, F. (2014). Gas emissions from five volcanoes in northern Chile and implications for the volatiles budget of the Central Volcanic Zone. *Geophysical Research Letters* 41 (14), 4961- 4969. <https://doi.org/10.1002/2014GL060653>

Taussi, M., Nisi, B., Pizarro, M., Morata, D., Veloso, E.A., Volpi, G., Vaselli, O.,

Renzulli, A. (2019). Sealing capacity of clay-cap units above the Cerro Pabellón hidden geothermal system (northern Chile) derived by soil CO₂ flux and temperature measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 384, 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.07.009>

Taussi, M., Nisi, B., Vaselli, O., Maza, S., Morata, D., Renzulli, A. (2021). Soil CO₂ flux and temperatura from a new geothermal area in the Cordón de Inacaliri Volcanic Complex (northern Chile). *Geothermics* 89, 101961. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101961>

Thomas, R. (2000). Determination of water contents of granite melt inclusions by confocal laser Raman microprobe spectroscopy. *American Mineralogist* 85 (5-6), 868-872. <https://doi.org/10.2138/am-2000-5-631>

Thomas, R., y Davison, P. (2012). The application of Raman spectroscopy in the study of fluid and melt inclusions. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 163 (2) 113-126. <http://dx.doi.org/10.1127/1860-1804/2012/0163-0113>

Thorpe, R., y Francis, P. (1979). Variations in andean andesite compositions and their petrogenetic significance. *Tectonophysics* 57, 53-70. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90101-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90101-X)

Velez, M., Euillades, P., Caselli, A., Blanco, M., Díaz, J. (2011). Deformation of Copahue volcano: Inversion of InSAR data using a genetic algorithm. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 202 (1-2), 117-126. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.012>

Veloso, E., Tardani, D., Elizalde, D., Godoy, B., Sánchez-Alfaro, P., Aron, F., Reich, M., Morata, D. (2020). A review of the geodynamic constraints on the development and evolution of geothermal systems in the Central Andean Volcanic Zone (18–28° Lat. S). *International Geology Review* 62 (10), 1294-1318. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1644678>

Victor, P., Oncken, O., Glodny, J. (2004). Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20 and 21 S (northern Chile). *Tectonics* 23 (4). <https://doi.org/10.1029/2003TC001519>

Wade, J., Plank, T., Melson, W., Soto, G., Hauri, E. (2006). The volatile content of magmas from Arenal volcano, Costa Rica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157 (1), 94-120. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.03.045>

Walker, J., Roggensack, K., Patino, L., Cameron, B., Matías, O. (2003). The water and trace element contents of melt inclusions across an active subduction zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 146 (1), 62-77. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0482-x>

Wallace, P. (2001). Volcanic SO₂ emissions and the abundance and

distributions of exsolve gas in magma bodies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 108 (1), 85-106. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00279-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00279-1)

Wallace, P. (2005). Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusions and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 140 (1), 217-240. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.023>

Wallace, P., Plank, T., Edmonds, M., Hauri, E. (2015). Volatiles in magmas, *The encyclopedia of volcanoes*. pp. 163-183. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00007-9>

Wang, X., Chou, I., Hu, W., Burruss, R., Sun, Q., Song, Y. (2011). Raman spectroscopic measurements of CO₂ density: Experimental calibration with high- pressure optical cell (HPOC) and fused silica capillary capsule (FSCC) with application to fluid inclusion observations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75 (14), 4080-4093. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.04.028>

Webster, J., Kinzler, R., Mathez, E. (1999). Chloride and water solubility in basalt and andesite melts and implications for magmatic degassing. *Geochimica et Cosmochimica Acta* (63), 729– 738. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00043-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00043-5)

Werner, C., Brantley, S., Boomer, K. (2000). CO₂ emissions related to the Yellowstone volcanic system: 2. Statistical sampling, total degassing, and transport mechanisms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105 (B5), 10831- 10846. <https://doi.org/10.1029/1999JB900331>

Williams-Jones, G., y Rymer, H. (2000). Hazards of volcanic gases. *Encyclopedia of Volcanoes*. Sigurdsoon H (ed) Academic Press San Diego, 997-1004.

Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henkes-Kunst., Lezaun, J., Wilke, H. (2000). Geochronology (40Ar/39Ar, 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* 27 (2), 205-240. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082000000200004>

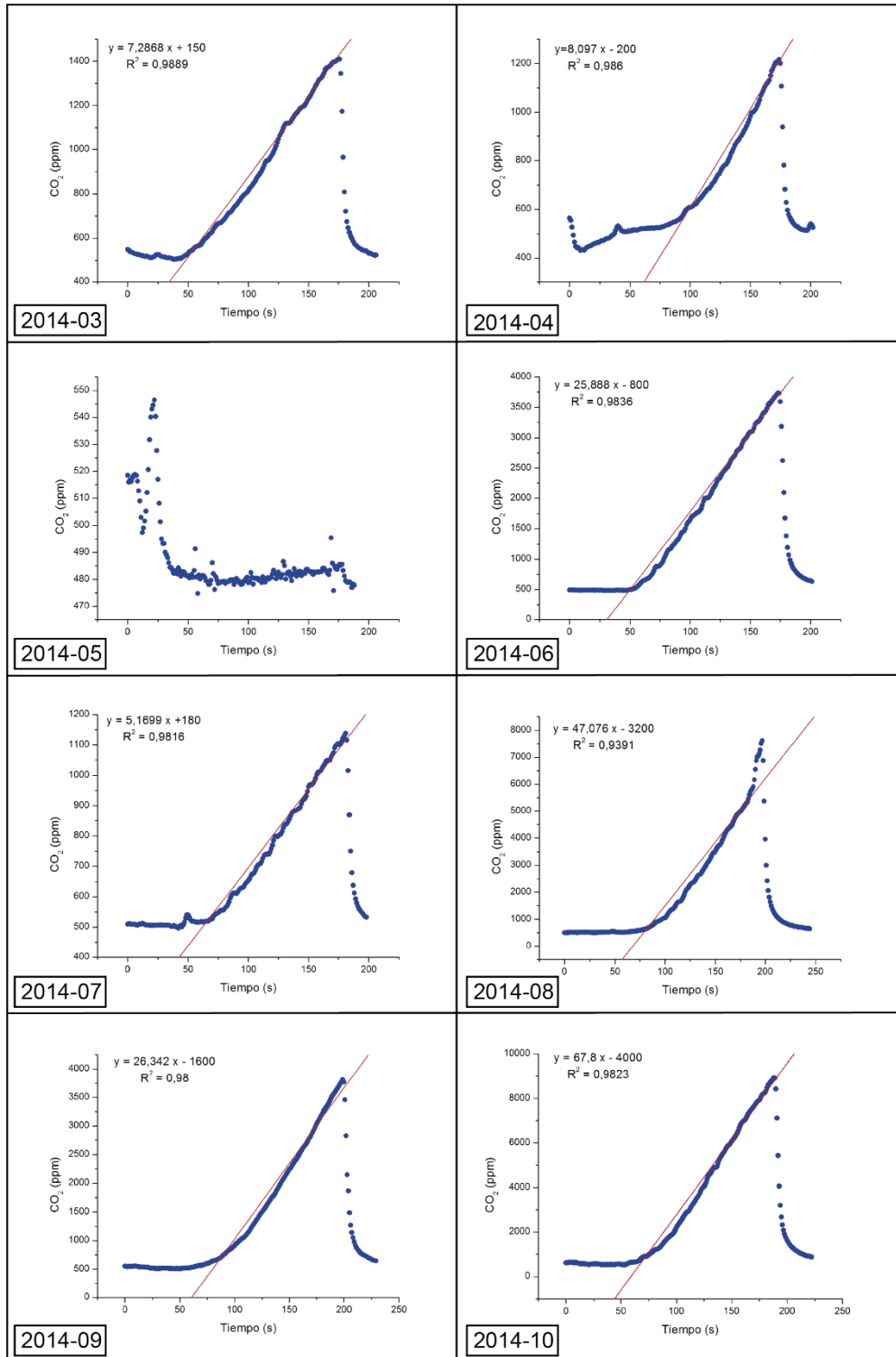
Yamamoto, J., y Kagi, H. (2006). Extended micro-Raman densimeter for CO₂ applicable to mantle-originated fluid inclusions. *Chemistry Letters* 35 (6), 610-611. <https://doi.org/10.1246/cl.2006.610>

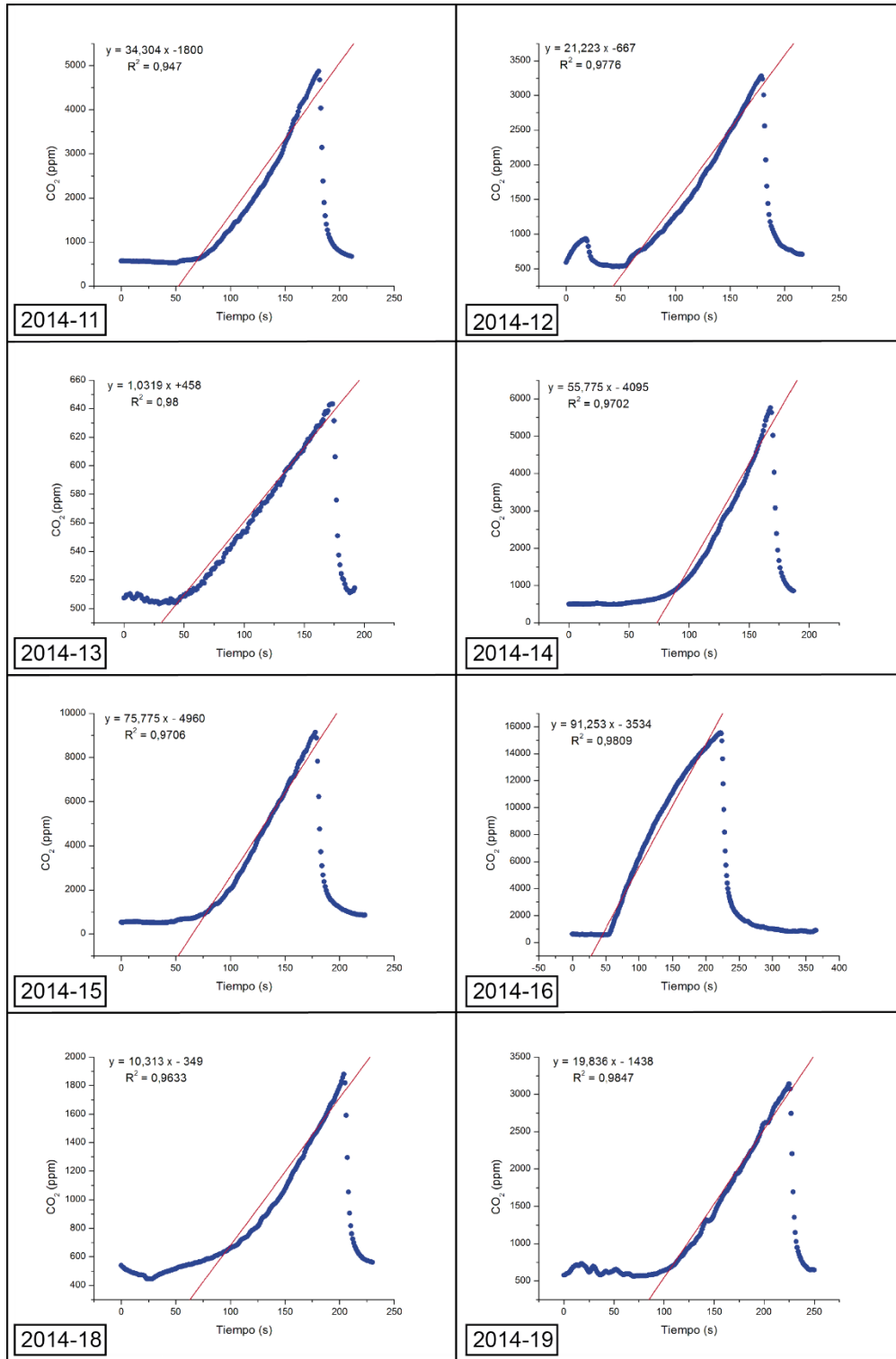
Zimmer, M., Walter, T., Kujawa, C., Gaete, A., Franco-Marin, L. (2017). Thermal and gas dynamic investigations at Lastarria volcano, Northern Chile. The influence of precipitation and atmospheric pressure on the fumarole temperature and the gas velocity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 346, 134-140. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.03.013>

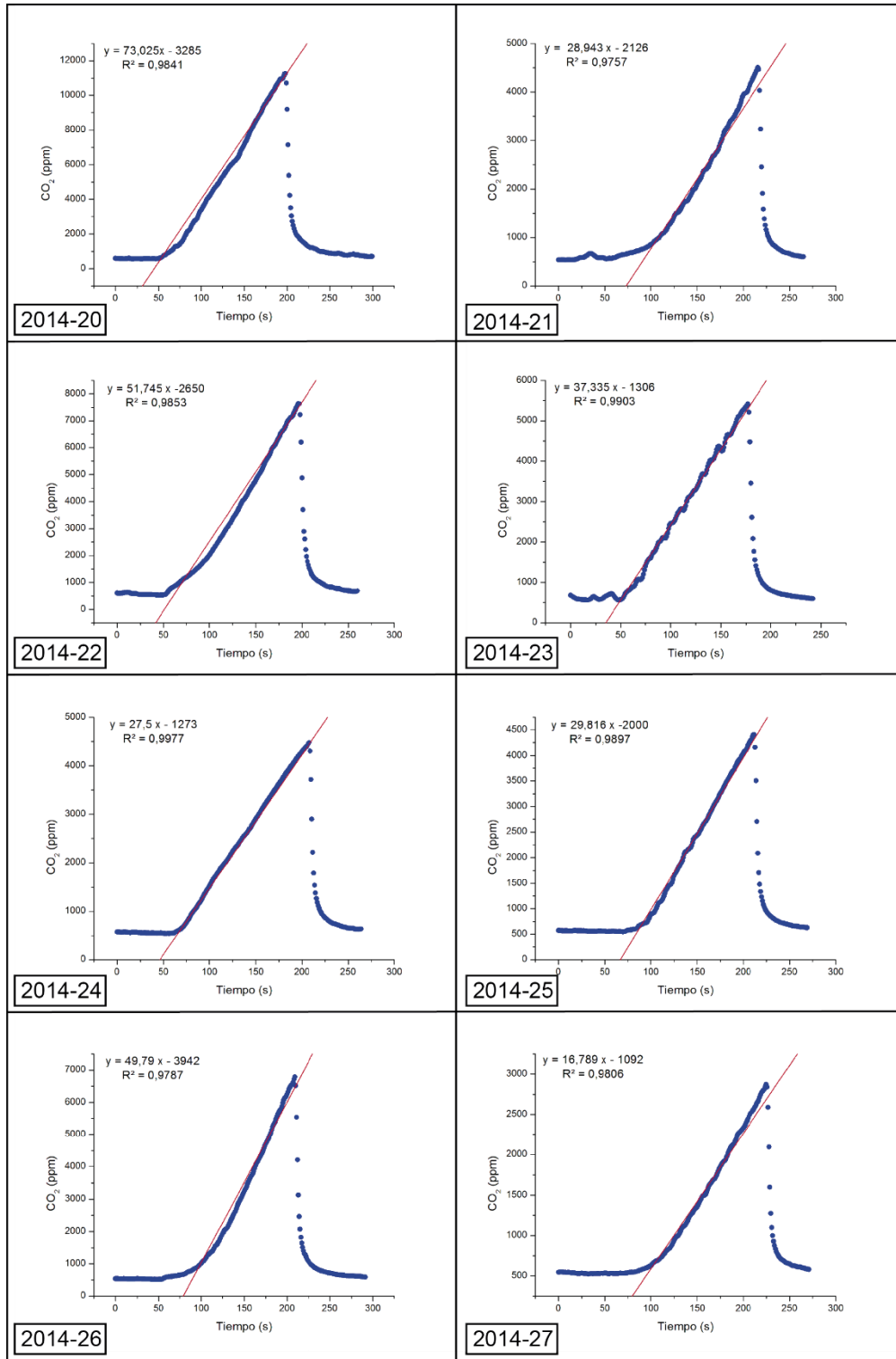
ANEXOS

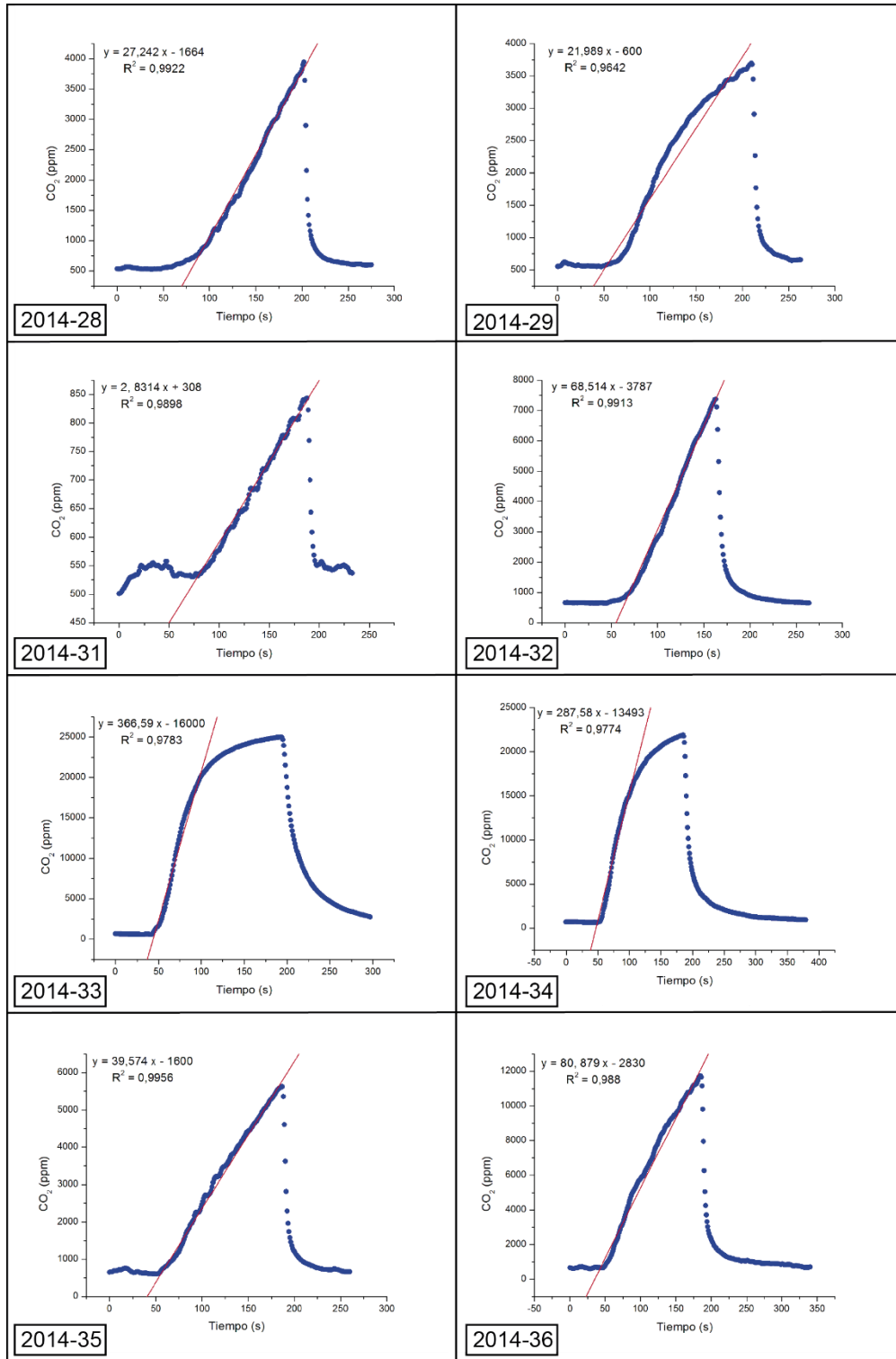
ANEXO A: Cálculo flujo difuso de CO₂

A.1 Gráficos CO₂ (ppm) vs Tiempo (s) año 2014

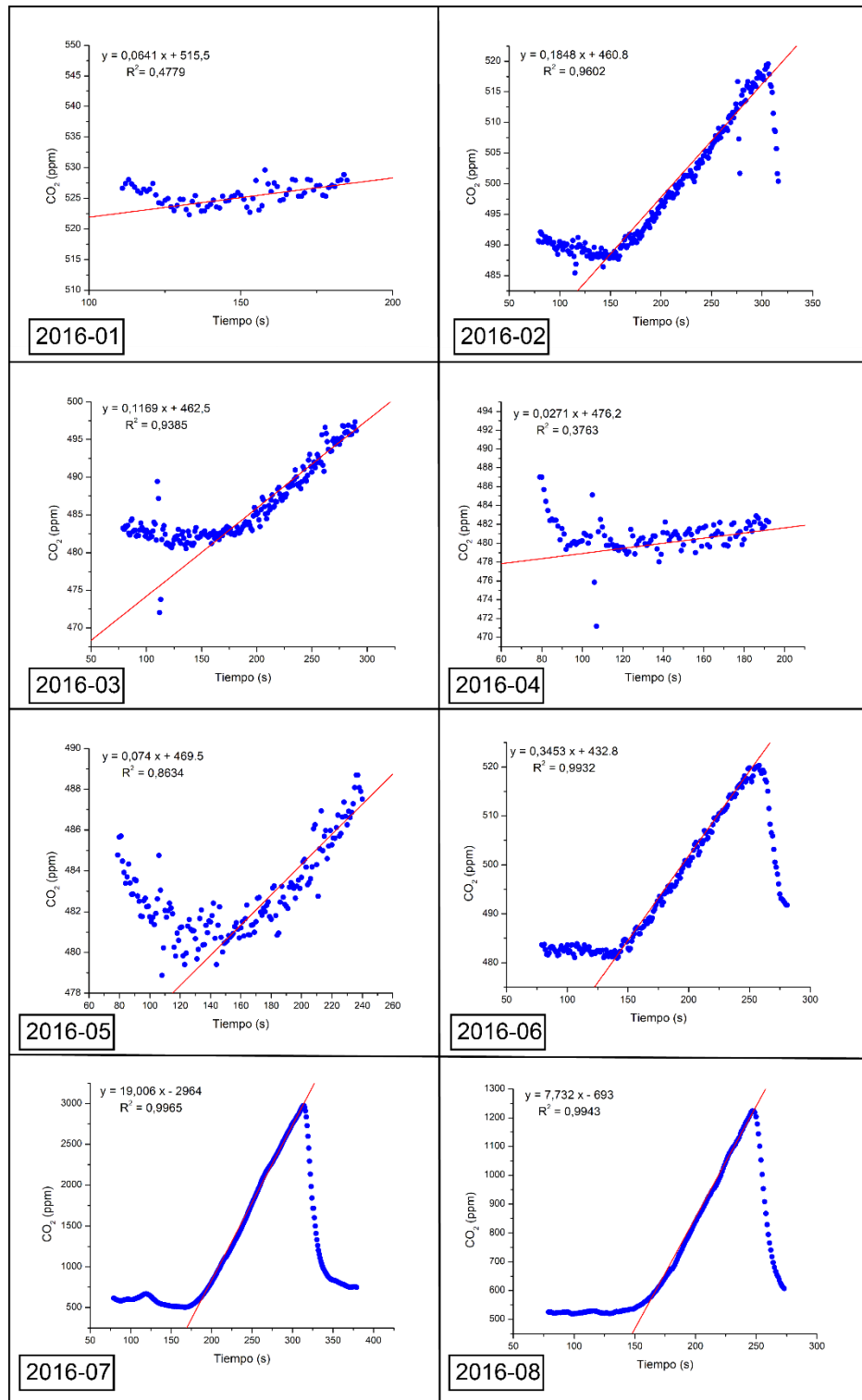


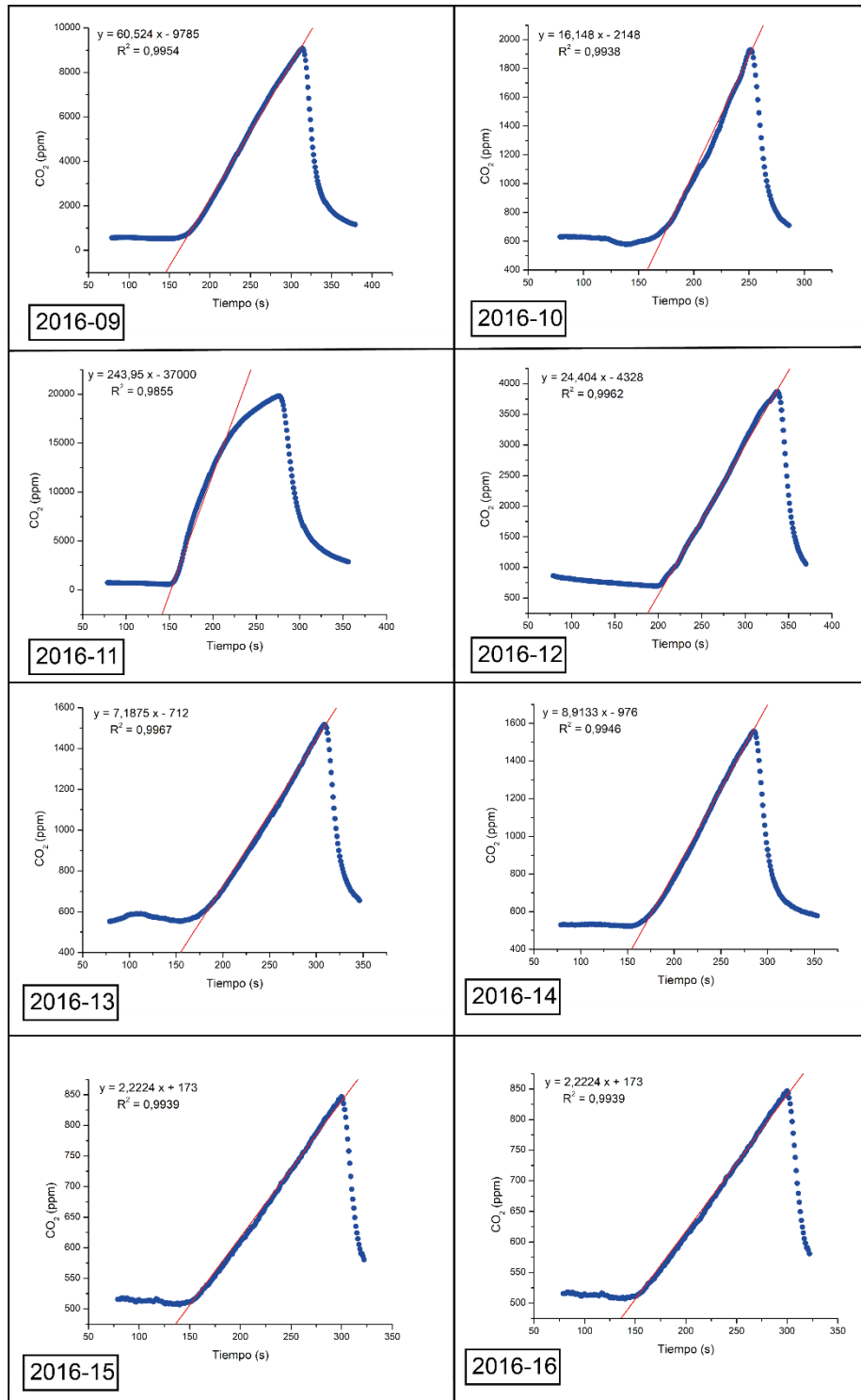


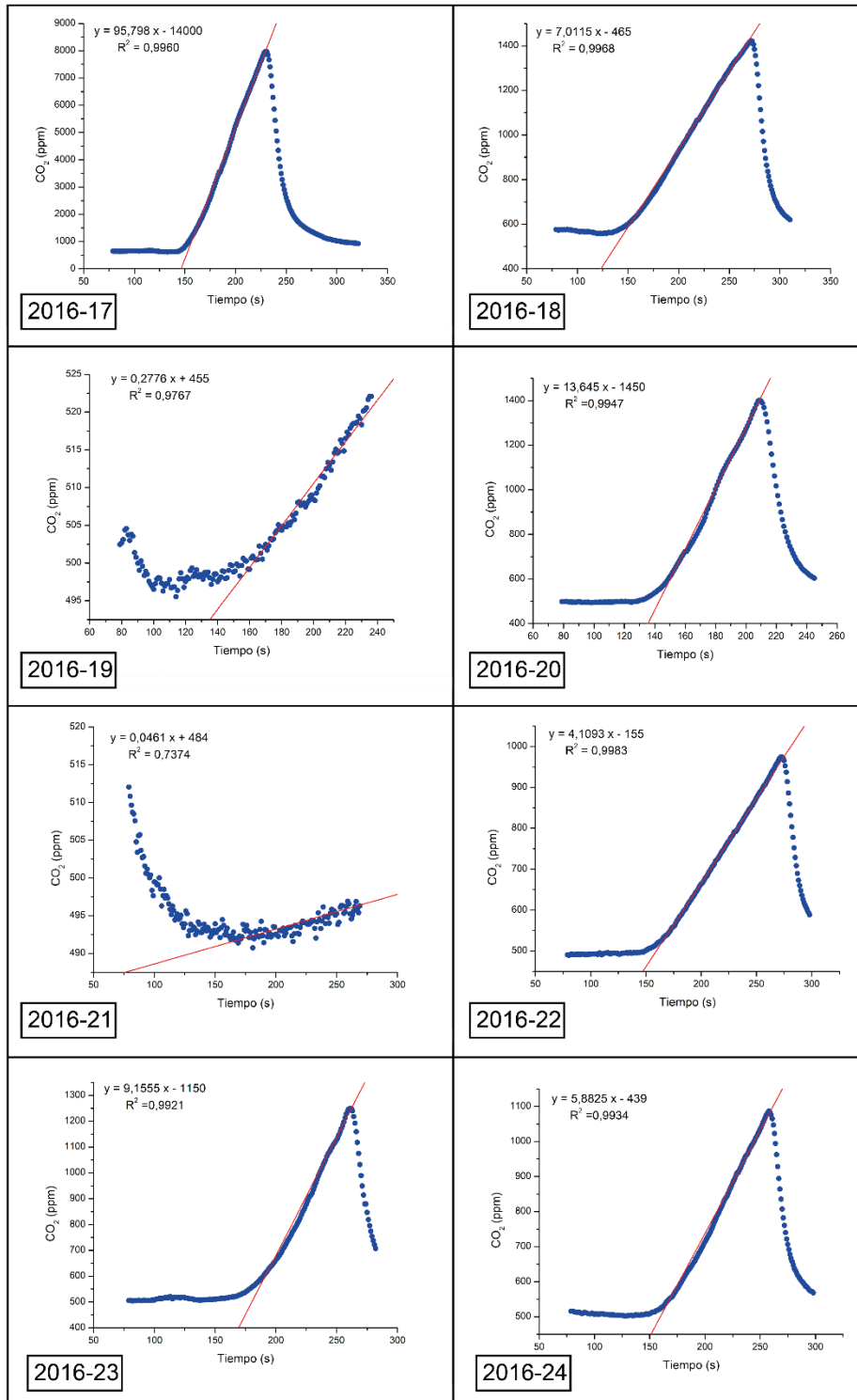


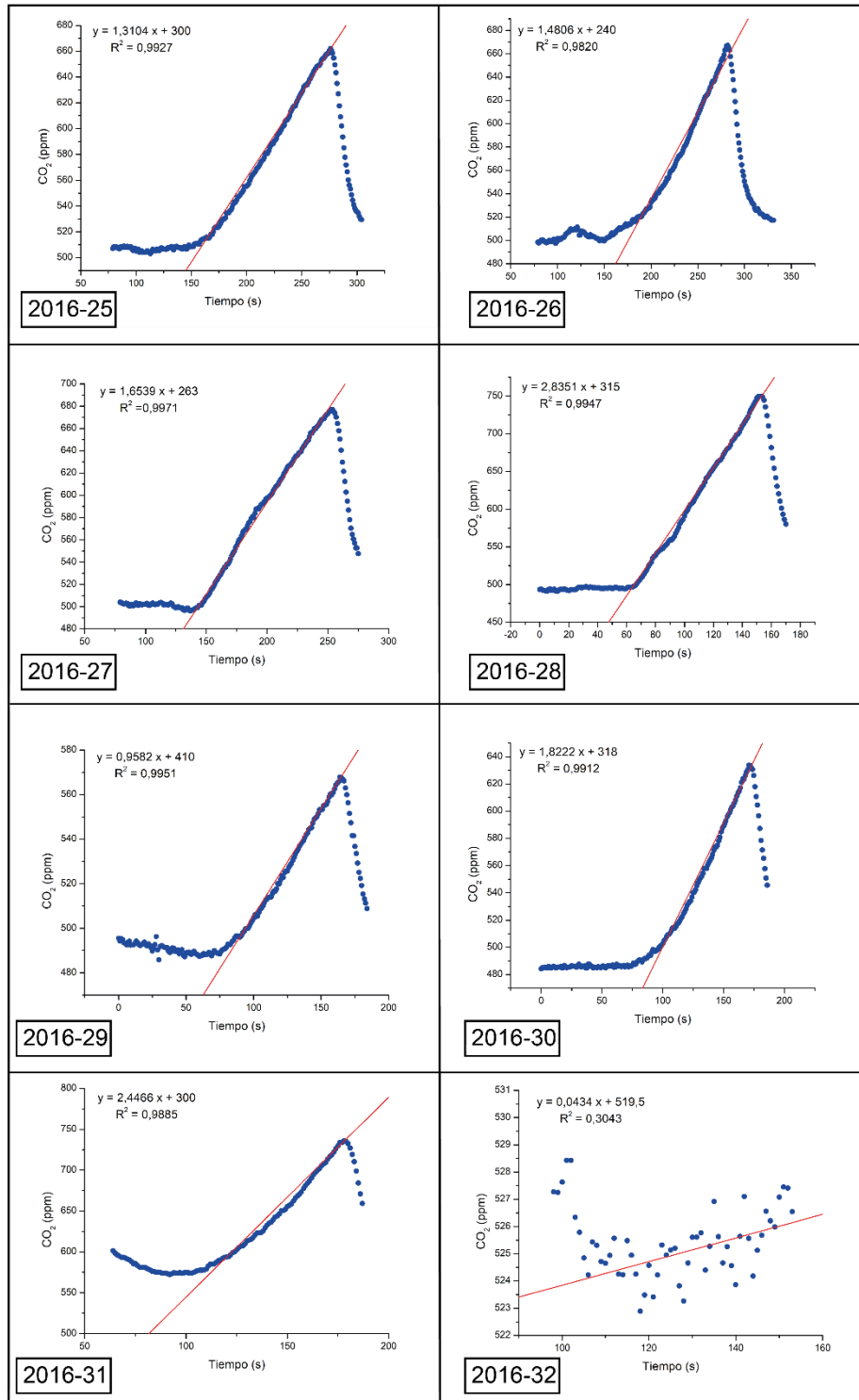


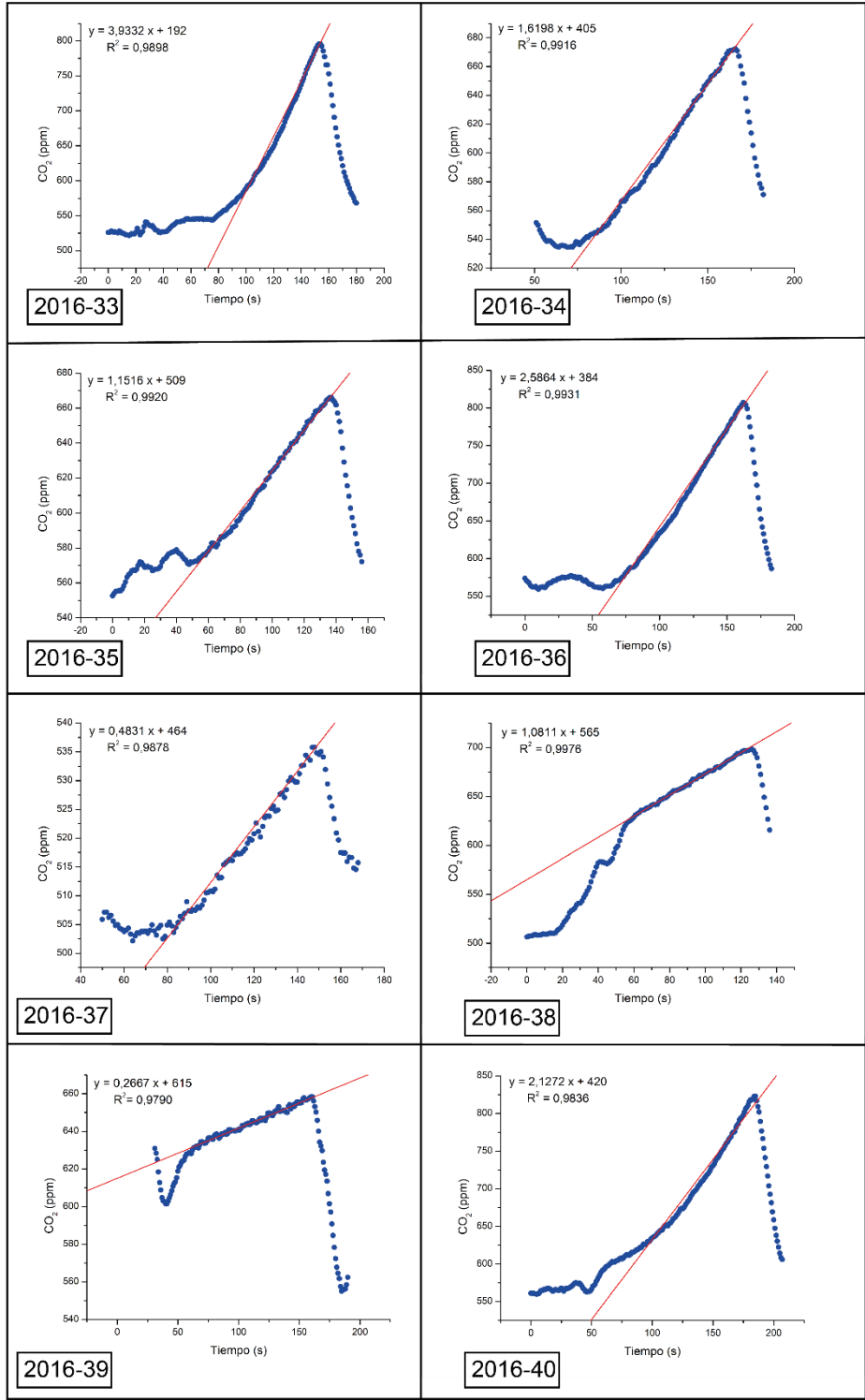
A.2 Gráficos CO₂ (ppm) vs Tiempo (s) año 2016

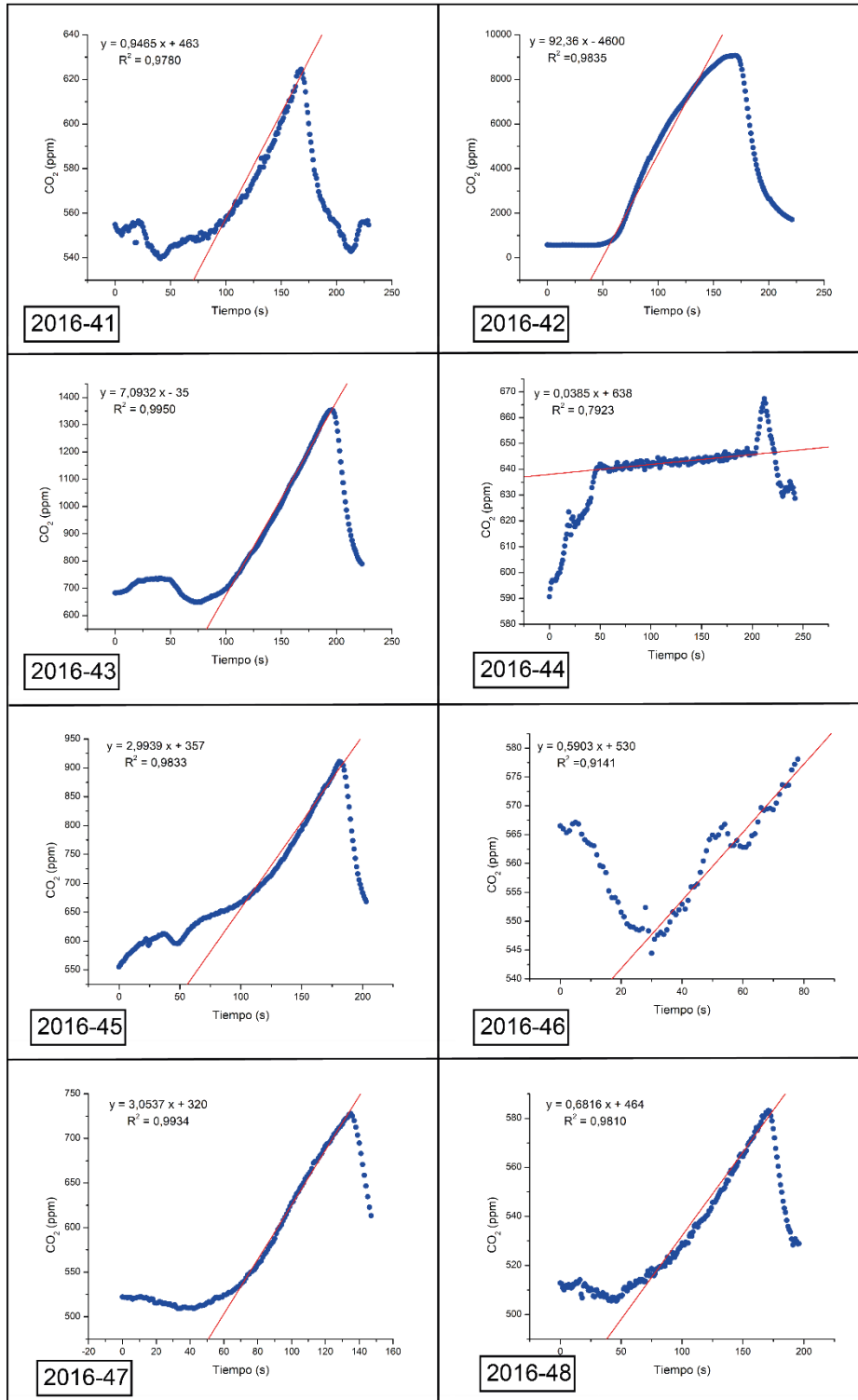


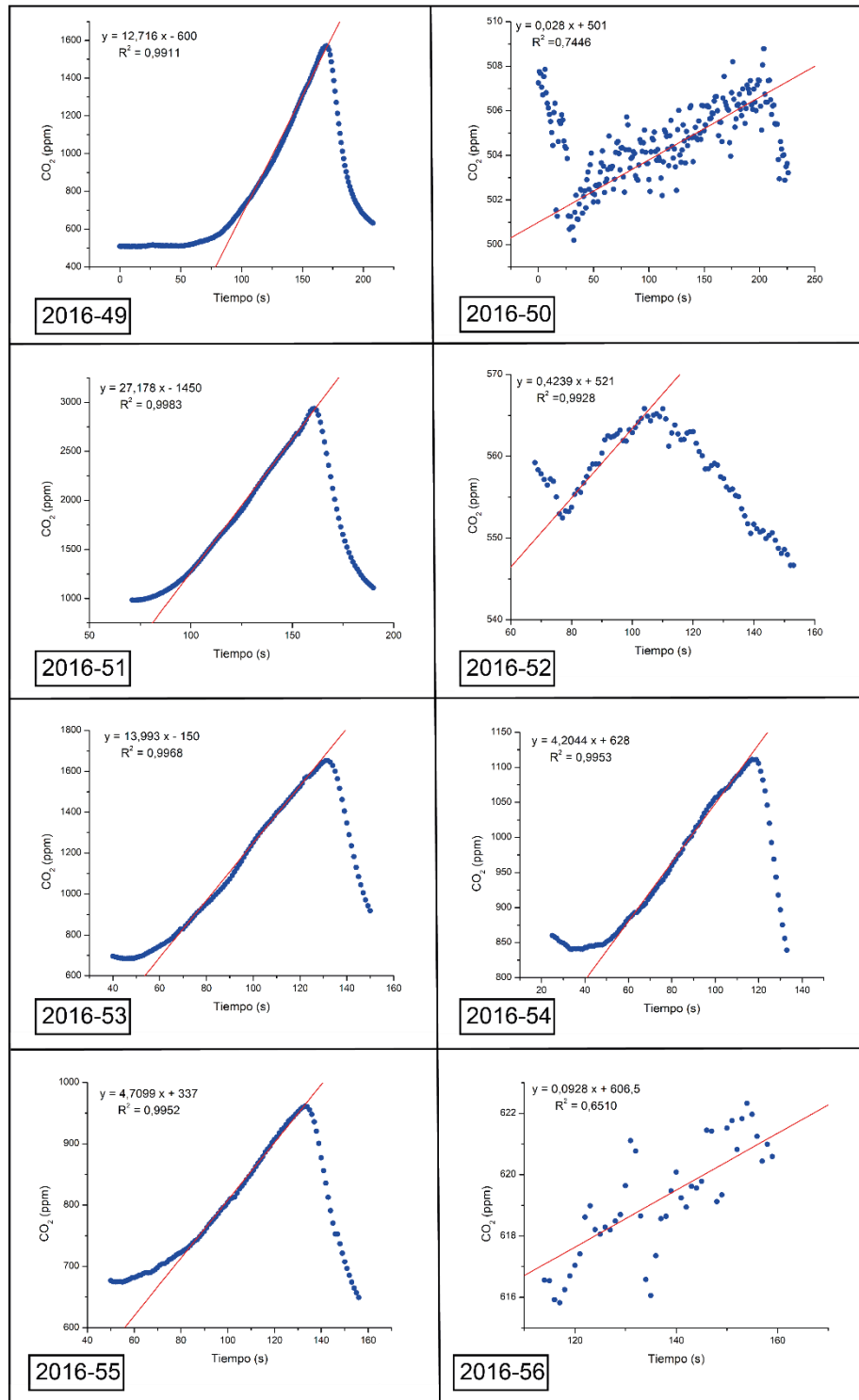












A.3 Tabla de cálculo de flujo de CO₂ año 2014

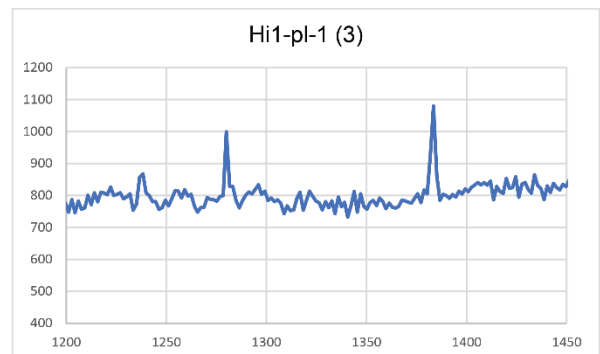
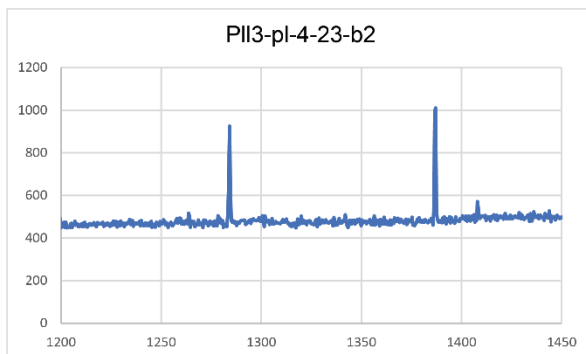
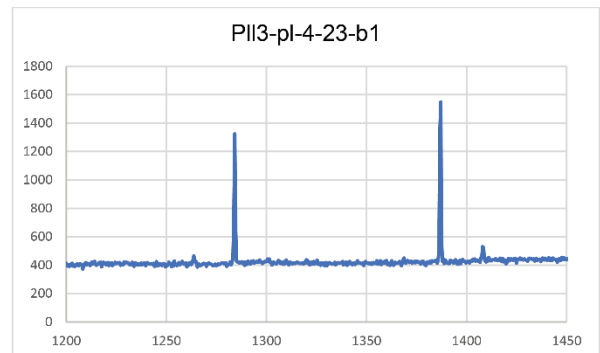
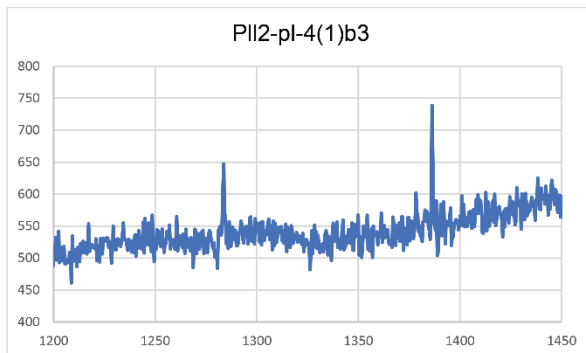
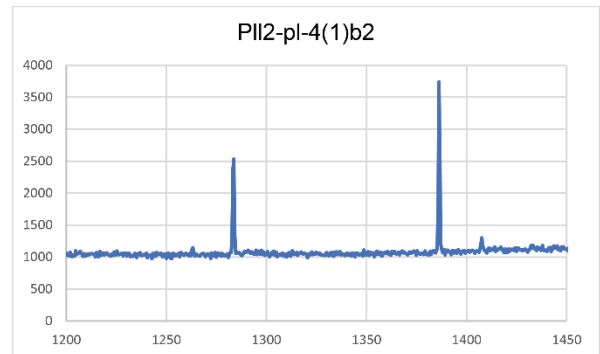
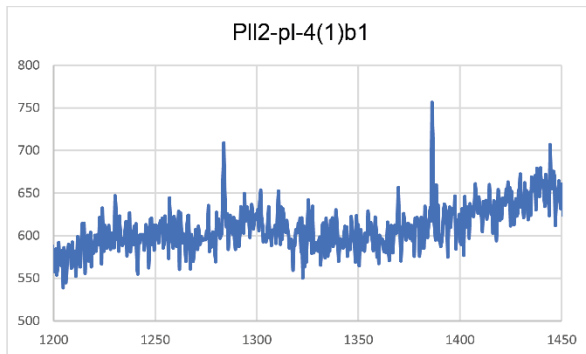
Punto	Norte (m)	Este (m)	Altura (m)	Fecha (dd-mm-aaaa)	k (m ⁻³)	P (kPa)	P° (kPa)	T suelo (°C)	T atm (°C)	T aire (K)	T° (K)	V (m ³)	A (m ²)	dc/dt	R ²	FLUJO CO ₂ (g/m ² d)
3	7217582	548030	5074	07-12-2014	169,34	54,40	101,3	n/a	15,8	288,8	298	0,0033	0,0254	7,29	0,989	88,84
4	7217838	547983	5034	07-12-2014	169,34	54,67	101,3	n/a	14,6	287,6	298	0,0033	0,0254	8,10	0,986	99,62
5	7217863	548002	5032	07-12-2014	169,34	54,68	101,3	n/a	16,0	289,0	298	0,0033	0,0254	-	-	-
6	7217868	547882	4995	07-12-2014	169,34	54,89	101,3	n/a	15,4	288,4	298	0,0033	0,0254	25,89	0,984	318,87
7	7217875	547900	5015	07-12-2014	169,34	54,84	101,3	n/a	15,8	288,8	298	0,0033	0,0254	5,17	0,982	63,54
8	7217882	547923	5004	07-12-2014	169,34	54,83	101,3	n/a	14,6	287,6	298	0,0033	0,0254	47,08	0,939	580,85
9	7217908	547859	4986	07-12-2014	169,34	54,98	101,3	n/a	15,1	288,1	298	0,0033	0,0254	26,34	0,980	325,37
10	7217925	547881	4985	07-12-2014	169,34	54,96	101,3	n/a	15,4	288,4	298	0,0033	0,0254	67,80	0,982	836,17
11	7217939	547904	4992	07-12-2014	169,34	54,93	101,3	n/a	15,9	288,9	298	0,0033	0,0254	34,30	0,947	422,17
12	7217955	547927	4994	07-12-2014	169,34	54,90	101,3	n/a	15,9	288,9	298	0,0033	0,0254	21,22	0,978	261,03
13	7217879	547833	4984	07-12-2014	169,34	54,98	101,3	n/a	15,9	288,9	298	0,0033	0,0254	1,03	0,984	12,71
14	7218074	547922	4948	07-12-2014	169,34	55,28	101,3	70,70	10,1	283,1	298	0,0033	0,0254	55,78	0,970	704,93
15	7218085	548020	4953	07-12-2014	169,34	55,21	101,3	55,20	12,9	285,9	298	0,0033	0,0254	75,78	0,971	947,12
16	7218159	547578	4868	08-12-2014	169,34	55,82	101,3	72,10	12,2	285,2	298	0,0033	0,0254	91,25	0,981	1155,87
18	7218008	548037	4983	08-12-2014	169,34	54,94	101,3	33,60	10,6	283,6	298	0,0033	0,0254	10,31	0,963	129,30
19	7218025	548070	4982	08-12-2014	169,34	54,96	101,3	45,00	14,9	287,9	298	0,0033	0,0254	19,84	0,985	902,22
20	7218028	548079	4983	08-12-2014	169,34	54,96	101,3	68,40	20,1	293,1	298	0,0033	0,0254	73,03	0,984	886,26
21	7218005	548026	4980	08-12-2014	169,34	54,95	101,3	34,30	14,0	287,0	298	0,0033	0,0254	28,94	0,976	358,65
22	7218001	548013	4990	08-12-2014	169,34	54,95	101,3	70,80	14,9	287,9	298	0,0033	0,0254	51,75	0,985	639,23
23	7217974	547929	4991	08-12-2014	169,34	54,96	101,3	48,70	9,5	282,5	298	0,0033	0,0254	37,34	0,990	470,08
24	7217955	547924	4982	08-12-2014	169,34	54,94	101,3	43,80	16,1	289,1	298	0,0033	0,0254	25,50	0,998	313,66
25	7217956	547911	4984	08-12-2014	169,34	54,95	101,3	48,90	14,3	287,3	298	0,0033	0,0254	29,82	0,990	369,09
26	7217950	547902	4986	08-12-2014	169,34	54,97	101,3	68,30	18,8	291,8	298	0,0033	0,0254	49,79	0,979	607,02
27	7217934	547879	4979	08-12-2014	169,34	54,99	101,3	26,50	14,6	287,6	298	0,0033	0,0254	16,79	0,981	207,76
28	7217927	547868	4976	08-12-2014	169,34	54,99	101,3	39,40	16,5	289,5	298	0,0033	0,0254	27,24	0,992	334,93
29	7217914	547856	4978	08-12-2014	169,34	54,99	101,3	39,10	16,7	289,7	298	0,0033	0,0254	21,99	0,964	270,15
31	7217990	547872	4982	08-12-2014	169,34	54,90	101,3	32,80	16,4	289,4	298	0,0033	0,0254	2,83	0,990	34,76
32	7218156	547569	4915	09-12-2014	169,34	55,76	101,3	35,00	6,4	279,4	298	0,0033	0,0254	68,51	0,991	885,02
33	7218178	547586	4864	09-12-2014	169,34	55,74	101,3	82,30	14,7	287,7	298	0,0033	0,0254	366,59	0,978	4597,20
34	7218190	547594	4863	09-12-2014	169,34	55,75	101,3	83,30	16,3	289,3	298	0,0033	0,0254	287,58	0,977	3586,46
35	7218192	547599	4867	09-12-2014	169,34	55,74	101,3	67,80	18,4	291,4	298	0,0033	0,0254	39,57	0,996	489,91
36	7218196	547610	4869	09-12-2014	169,34	55,73	101,3	66,90	15,7	288,7	298	0,0033	0,0254	80,88	0,988	1010,43
37	7218145	547579	4855	09-12-2014	169,34	55,77	101,3	39,60	16,2	289,2	298	0,0033	0,0254	50,58	0,992	631,23
38	7218011	548095	4985	09-12-2014	169,34	54,85	101,3	42,00	13,5	286,5	298	0,0033	0,0254	31,31	0,983	387,94
39	7218007	548086	4990	09-12-2014	169,34	54,86	101,3	36,00	18,6	291,6	298	0,0033	0,0254	15,53	0,976	189,11
40	7218004	548077	4990	09-12-2014	169,34	54,84	101,3	38,00	15,5	288,5	298	0,0033	0,0254	25,26	0,991	310,72
41	7218000	548062	4989	09-12-2014	169,34	54,83	101,3	48,40	17,0	290,0	298	0,0033	0,0254	21,85	0,992	267,36
42	7217994	548045	4990	09-12-2014	169,34	54,83	101,3	40,00	16,0	289,0	298	0,0033	0,0254	10,85	0,985	133,23
43	7217987	548029	4991	09-12-2014	169,34	54,80	101,3	44,00	21,0	294,0	298	0,0033	0,0254	137,25	0,995	1655,62
44	7217970	548003	4985	09-12-2014	169,34	54,80	101,3	26,50	14,4	287,4	298	0,0033	0,0254	12,50	0,981	154,20
45	7217972	548013	4995	09-12-2014	169,34	54,74	101,3	37,70	11,3	284,3	298	0,0033	0,0254	5,10	0,999	63,56

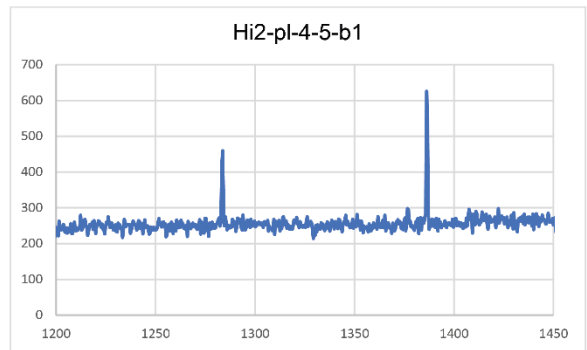
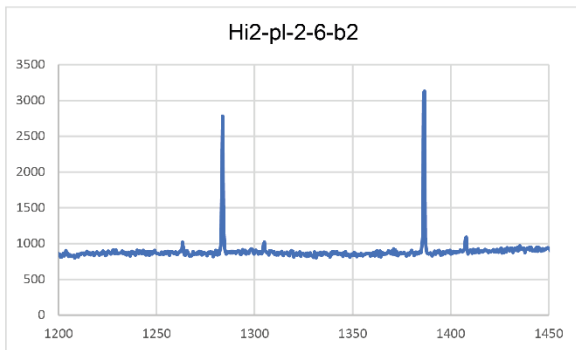
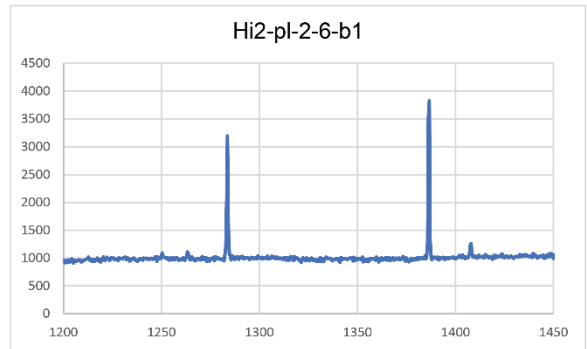
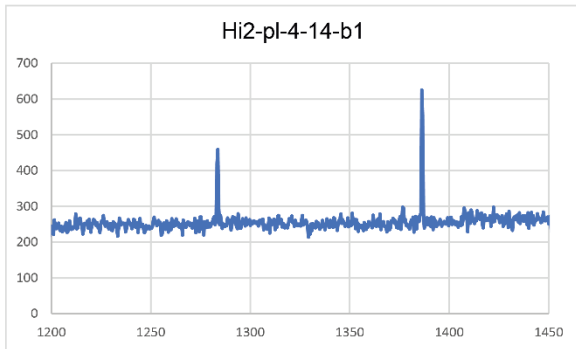
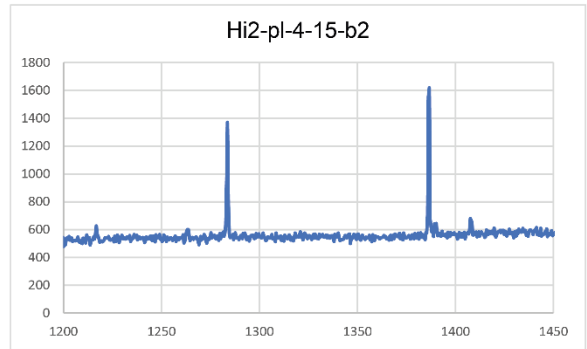
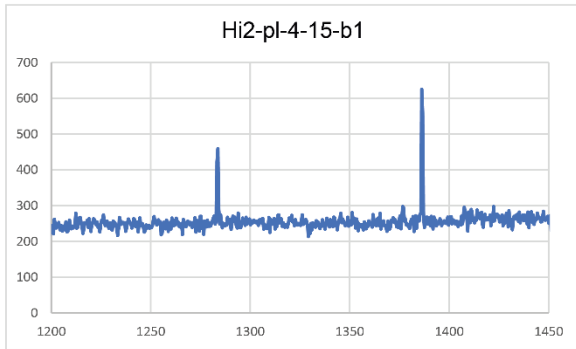
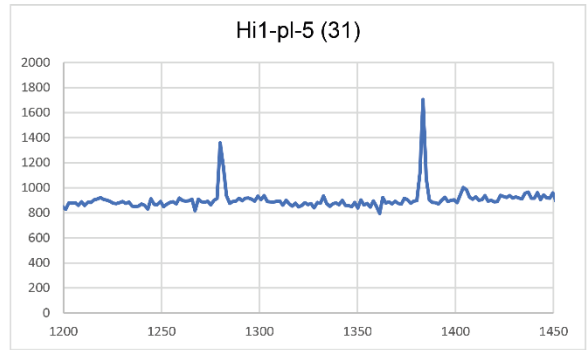
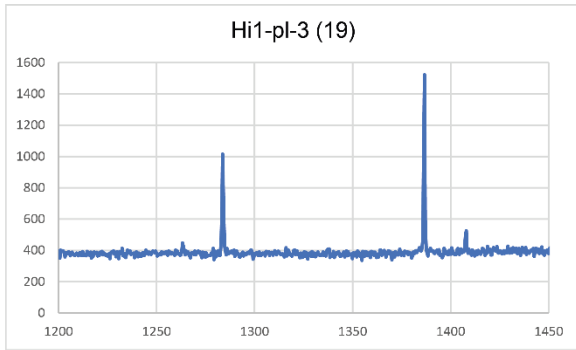
A.4 Tabla de cálculo de flujo de CO₂ año 2016

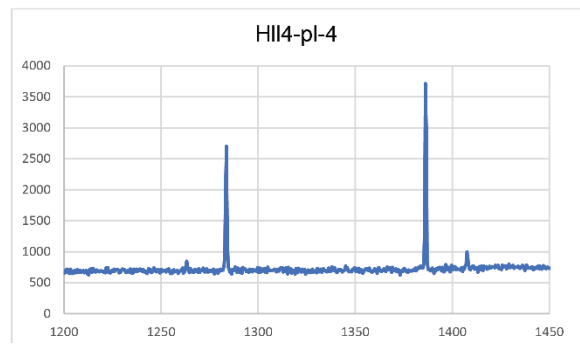
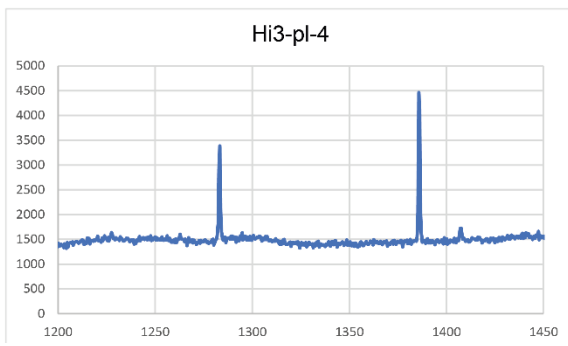
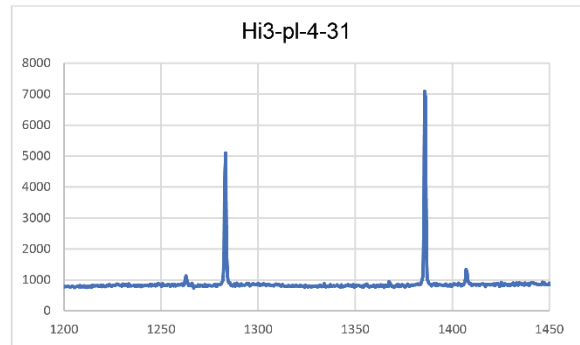
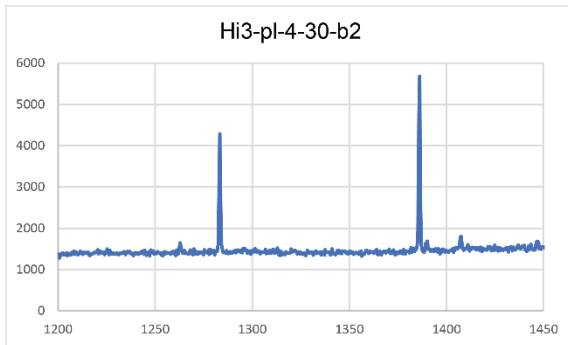
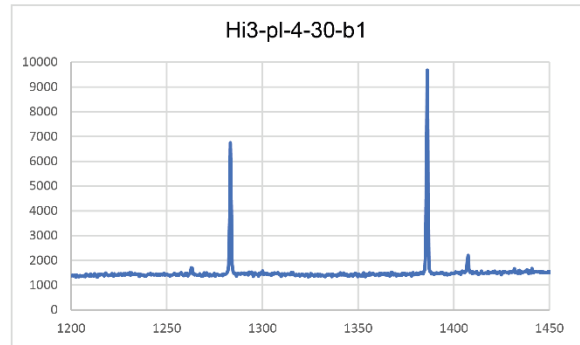
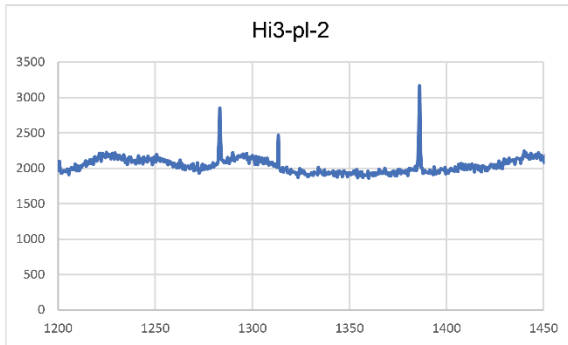
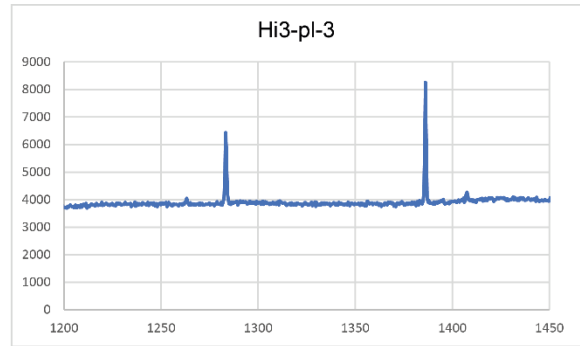
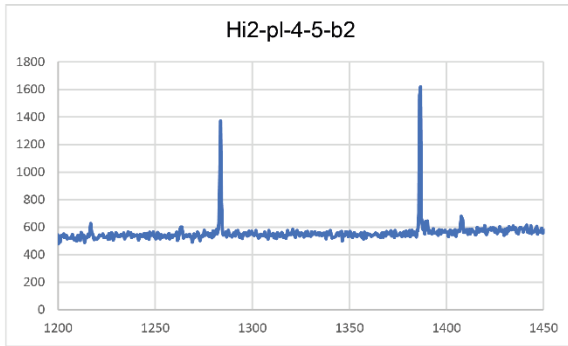
Punto	Norte (m)	Este (m)	Altura (m)	Fecha (mm-aaaa)	k (m ³)	P (kPa)	P° (kPa)	T atm (°C)	T aire (K)	T° (K)	V (m ³)	A (m ²)	dc/dt	R ²	FLUJO CO ₂ (g/m ² d)
1	7218622	547139	4678	may-16	169,34	56,88	101,3	4,30	277,3	298	0,0033	0,0254	0,0641	0,478	-
2	7218601	547139	4698	may-16	169,34	56,85	101,3	4,30	277,3	298	0,0033	0,0254	0,18	0,960	2,45
3	7218592	547141	4702	may-16	169,34	56,84	101,3	4,30	277,3	298	0,0033	0,0254	0,12	0,939	1,55
4	7218224	547498	4824	may-16	169,34	56,00	101,3	1,80	274,8	298	0,0033	0,0254	0,03	0,376	-
5	7218206	547529	4831	may-16	169,34	55,93	101,3	4,20	277,2	298	0,0033	0,0254	0,07	0,863	-
6	7218184	547554	4838	may-16	169,34	55,87	101,3	5,00	278,0	298	0,0033	0,0254	0,35	0,993	4,49
7	7218156	547582	4859	may-16	169,34	55,71	101,3	6,90	279,9	298	0,0033	0,0254	19,01	0,997	244,83
8	7218144	547579	4858	may-16	169,34	55,71	101,3	10,70	283,7	298	0,0033	0,0254	7,73	0,994	98,27
9	7218156	547596	4863	may-16	169,34	55,68	101,3	11,50	284,5	298	0,0033	0,0254	60,52	0,995	766,64
10	7218172	547607	4863	may-16	169,34	55,66	101,3	11,40	284,4	298	0,0033	0,0254	16,15	0,994	204,54
11	7218197	547609	4858	may-16	169,34	55,69	101,3	10,00	283,0	298	0,0033	0,0254	243,95	0,986	3106,98
12	7218215	547602	4850	may-16	169,34	55,74	101,3	1,20	274,2	298	0,0033	0,0254	24,40	0,996	321,08
13	7218233	547638	4854	may-16	169,34	55,73	101,3	8,40	281,4	298	0,0033	0,0254	7,19	0,997	92,13
14	7218245	547658	4854	may-16	169,34	55,72	101,3	10,00	283,0	298	0,0033	0,0254	8,91	0,995	113,58
15	7218258	547686	4859	may-16	169,34	55,70	101,3	9,50	282,5	298	0,0033	0,0254	2,22	0,994	28,36
16	7218248	547711	4866	may-16	169,34	55,66	101,3	8,50	281,5	298	0,0033	0,0254	6,67	0,996	85,35
17	7218248	547737	4866	may-16	169,34	55,67	101,3	9,60	282,6	298	0,0033	0,0254	95,80	0,996	1221,38
18	7218236	547781	4867	may-16	169,34	55,63	101,3	8,00	281,0	298	0,0033	0,0254	7,01	0,997	89,84
19	7218239	547818	4873	may-16	169,34	55,57	101,3	8,40	281,4	298	0,0033	0,0254	0,28	0,977	3,55
20	7218239	547862	4876	may-16	169,34	55,55	101,3	7,70	280,7	298	0,0033	0,0254	13,65	0,995	174,77
21	7218205	547862	4890	may-16	169,34	55,47	101,3	6,00	279,0	298	0,0033	0,0254	0,05	0,737	-
22	7218177	547848	4894	may-16	169,34	55,42	101,3	7,00	280,0	298	0,0033	0,0254	4,11	0,998	52,64
23	7218149	547823	4896	may-16	169,34	55,39	101,3	7,30	280,3	298	0,0033	0,0254	9,16	0,992	117,09
24	7218140	547773	4899	may-16	169,34	55,41	101,3	6,30	279,3	298	0,0033	0,0254	5,88	0,993	75,53
25	7218144	547731	4900	may-16	169,34	55,42	101,3	5,70	278,7	298	0,0033	0,0254	1,31	0,993	16,86
26	7218135	547694	4896	may-16	169,34	55,43	101,3	5,10	278,1	298	0,0033	0,0254	1,48	0,982	19,10
27	7218107	547652	4890	may-16	169,34	55,48	101,3	3,50	276,5	298	0,0033	0,0254	1,65	0,997	21,48
28	7218115	547870	4878	may-16	169,34	55,57	101,3	4,80	277,8	298	0,0033	0,0254	2,84	0,995	36,70
29	7218117	547576	4867	may-16	169,34	55,65	101,3	3,30	276,3	298	0,0033	0,0254	0,96	0,995	12,49
30	7218154	547546	4844	may-16	169,34	55,78	101,3	2,30	275,3	298	0,0033	0,0254	1,82	0,991	23,90
31	7217900	547858	s/í	may-16	169,34	54,65	101,3	4,30	277,3	298	0,0033	0,0254	2,45	0,989	31,21
32	7217888	547870	s/í	may-16	169,34	54,56	101,3	4,00	277,0	298	0,0033	0,0254	0,04	0,304	-
33	7217882	547884	s/í	may-16	169,34	54,54	101,3	5,40	278,4	298	0,0033	0,0254	3,93	0,990	49,87
34	7217866	547895	s/í	may-16	169,34	54,50	101,3	3,80	276,8	298	0,0033	0,0254	1,62	0,992	20,64
35	7217866	547917	s/í	may-16	169,34	54,46	101,3	5,30	278,3	298	0,0033	0,0254	1,15	0,992	14,59
36	7217838	547931	s/í	may-16	169,34	54,40	101,3	3,00	276,0	298	0,0033	0,0254	2,59	0,993	32,99
37	7217832	547945	s/í	may-16	169,34	54,35	101,3	2,90	275,9	298	0,0033	0,0254	0,48	0,988	6,16
38	7217835	547984	s/í	may-16	169,34	54,30	101,3	3,80	276,8	298	0,0033	0,0254	1,08	0,998	13,73
39	7217857	547987	s/í	may-16	169,34	54,29	101,3	6,10	279,1	298	0,0033	0,0254	0,27	0,979	3,36
40	7217875	548038	s/í	may-16	169,34	54,30	101,3	8,80	281,8	298	0,0033	0,0254	2,13	0,984	26,53
41	7217869	548063	s/í	may-16	169,34	54,21	101,3	7,40	280,4	298	0,0033	0,0254	0,95	0,978	11,84
42	7217869	548066	s/í	may-16	169,34	54,22	102,3	8,40	281,4	298	0,0033	0,0254	92,36	0,984	1140,51
43	7217844	548088	s/í	may-16	169,34	54,15	103,3	9,90	282,9	298	0,0033	0,0254	7,09	0,995	86,17
44	7217875	548105	s/í	may-16	169,34	54,15	104,3	10,00	283,0	298	0,0033	0,0254	0,00	0,792	-
45	7217899	548122	s/í	may-16	169,34	54,20	105,3	9,20	282,2	298	0,0033	0,0254	2,99	0,983	35,80
46	7217915	548144	s/í	may-16	169,34	54,24	106,3	9,30	282,3	298	0,0033	0,0254	0,59	0,914	-
47	7217945	548251	s/í	may-16	169,34	54,23	107,3	8,20	281,2	298	0,0033	0,0254	3,05	0,993	35,98
48	7217979	548237	s/í	may-16	169,34	54,35	108,3	8,80	281,8	298	0,0033	0,0254	0,68	0,981	7,96
49	7218004	548203	s/í	may-16	169,34	54,46	109,3	9,90	282,9	298	0,0033	0,0254	12,72	0,991	146,84
50	7217983	548013	s/í	may-16	169,34	54,55	110,3	10,80	283,8	298	0,0033	0,0254	0,03	0,745	-
51	7218013	548102	s/í	may-16	169,34	54,55	111,3	16,00	289,0	298	0,0033	0,0254	27,18	0,998	302,19
52	7218056	548212	s/í	may-16	169,34	54,52	112,3	12,00	285,0	298	0,0033	0,0254	0,42	0,993	4,73
53	7218096	548184	s/í	may-16	169,34	54,64	113,3	10,00	283,0	298	0,0033	0,0254	13,99	0,997	156,34
54	7218161	548179	s/í	may-16	169,34	54,78	114,3	10,40	283,4	298	0,0033	0,0254	4,20	0,995	46,62
55	7218106	548019	4844	may-16	169,34	54,88	115,3	9,80	282,8	298	0,0033	0,0254	4,71	0,995	51,97
56	7218207	548084	4930	may-16	169,34	54,98	116,3	10,00	283,0	298	0,0033	0,0254	0,09	0,651	-

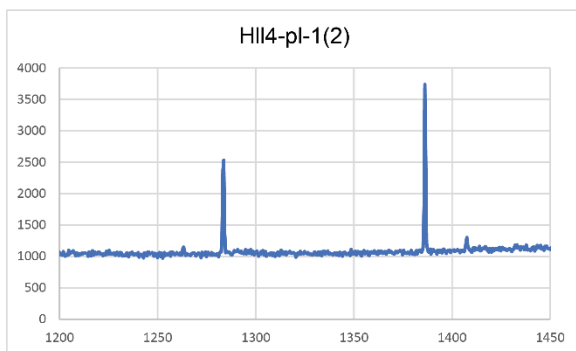
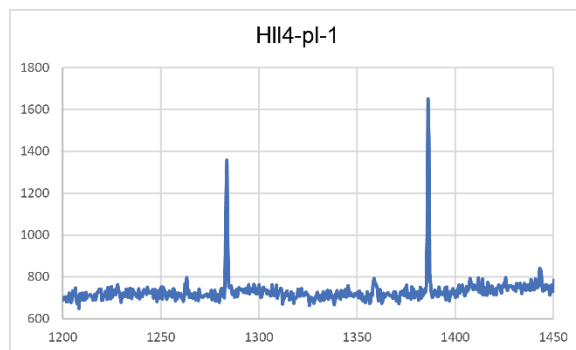
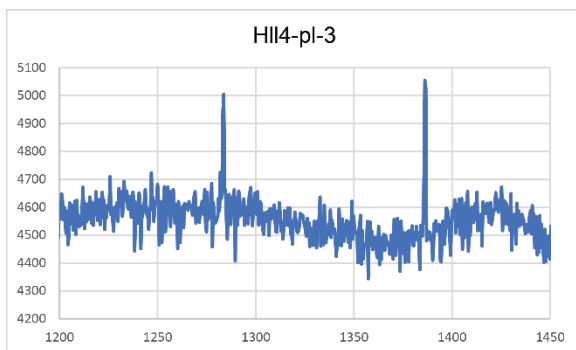
ANEXO B: Espectroscopía Raman

B.1 Espectro Raman para las burbujas de las inclusiones estudiadas. El eje horizontal corresponde a *Raman shift* (cm^{-1}) y el eje vertical a la intensidad (a.u.).









B.2 Cálculo H₂O en la inclusión (vidrio)

Glass Type	Sample ID	T-O pos.	T-O area	area H2O	T tot (Fe2O3)	Calc H2O	factor de corrección	H2O wt%
Rhyolite	HI2-PL-4-14	1113,6	31311,59	64843,50	1,4023157911	0,528585172	2,679474398	1,41633043
	HI2-PL-3-11	1115	25466,46	70372,57	1,4551406799	0,71938959		1,92758599
	hi2-pl-3-10	1113,5	24217,22	81942,37	DATA MISSING	-		-
	hi3-pl-1-19	1112,65	24244,55	70025,73	1,3958961588	0,742352307		1,98911400
	hi3-pl-2-26	1112,2	31580,20	90779,10	1,4116776513	0,751226663		2,01289261
	hi3-pl-4-30	1112,2	31296,37	100436,20	1,4298070206	0,849450827		2,27608174
	h114-pl-5-3	1113,55	31177,47	96959,60	1,2249618240	0,693817485		1,85906619
	h114-pl-3-9	1038,6	27048,05	79817,45	1,4250281312	1,465903985		3,92785220
	h114-pl-1-10	1115,9	22351,32	33511,50	1,4396445735	0,381848124		1,02315227
	pl1-pl-1-1	1112,65	27753,80	81190,30	1,4487924456	0,780371179		2,09098460
	pl1-pl-4-5	1112,6	31630,65	46190,21	1,4331774454	0,385582249		1,03315776
	pl2-pl-1-9	1187,5	33432,93	46707,4	1,4442927722	0,036076235		0,09666535
	pl3-pl-3-19	1112,2	30285,66	98021,16	1,4137759730	0,847086555		2,26974674
	pl3-pl-4-22	1110,8	28730,14	69967,4	1,4232388629	0,652430548		1,74817095
	pl3-pl-4-21	1111,3	29693,14	82120,4	1,4107147337	0,730067311		1,95619667
	hi1-pl-5-31	1114,5	26515,64	103572,757	1,4170868555	0,996441304		2,66993896
	hi1-pl-5-30	1113,1	23608,56	102304,09	1,3870931418	1,100724285		2,94936254

ANEXO C: Composición geoquímica de inclusiones vítreas

C.1 Composición mineral huésped de las inclusiones analizadas.

MUESTRA	HOST					
	PI	An	Px	Wo	En	Fs
pll2-px-4-3@47	-	-	Augita	44,68	40,87	14,45
pll2-pl-4-1@50	Andesina	45,76	-	-	-	-
pll3-px-4-25@66	-	-	Clino-enstatita	2,49-2,36	82,26-74,85	15,26-22,78
pll3-px-1-2du@70	-	-	Clino-enstatita	2,07-2,09	64,07-64,15	33,87-33,76
hi2-pl-2-6@79	Andesina	45,76	-	-	-	-
hi2-pl-2-4@82	Andesina	48,95	-	-	-	-
hi2-pl-3-11@83	Andesina	47,43	-	-	-	-
hi2-pl-3-10@84	Andesina	48,43	-	-	-	-
hi2-pl-3-13@85	Andesina	49,43	-	-	-	-
hi2-pl-3-17@86 (es 3-7)	labradorita	50,43	-	-	-	-
hi1-pl-1-4@91	Andesina	46,93	-	-	-	-
hi1-pl-1-3@93	Andesina	48,93	-	-	-	-
hi1-pl-2-12@95	Andesina	44,24	-	-	-	-
hi1-pl-2-8@96	Andesina	45,24	-	-	-	-
hi1-pl-2-7@97	Andesina	46,24	-	-	-	-
hi1-px-3-31@101	-	-	Clino-enstatita	2,04-2,03	65,33-63,67	32,63-34,3
hi1-px4-10@109	-	-	Augita	45,87-45,91	41,88-40,58	12,24-13,51
hl4-px-4-12@115	-	-	Clino-enstatita	1,97-1,99	65,43-66,39	32,6-31,65
hl4-pl-3-7@121	Andesina	49,62	-	-	-	-
hi3-px-4-36@122	-	-	Clino-enstatita	1,99-2,12	63,77-64,65	34,25-33,23
hi3-px-4-35@123	-	-	Clino-enstatita	1,99-2,13	63,77-64,66	34,25-33,24
hi3-px-4-32@124	-	-	Clino-enstatita	1,99-2,14	63,77-64,67	34,25-33,25
hi3-pl-4-30@127	Andesina	46,26	-	-	-	-
hi3-px-1-18@132	-	-	Clino-enstatita	2,43	76,61	20,97
hi3-px-1-15@133	-	-	Clino-enstatita	2,43	76,61	20,97
hi3-px-1-11@134	-	-	Clino-enstatita	2,43	76,61	20,97
hi3-pl-1-22@135	Andesina	42,96	-	-	-	-
hi3-pl-1-23@136	Andesina	43,96	-	-	-	-
hi3-pl-2-27@144	Andesina	40,28	-	-	-	-

C.2. Composición geoquímica de las inclusiones vítreas.

MUESTRA	GLASS																
	EMPA	SIMS					EMPA										
	%SiO2	[CO2] %	[H2O] wt%	[F] %	[S] %	[Cl] %	Na2O(%)	MgO(%)	Al2O3(%)	Cr2O3(%)	MnO(%)	FeO(%)	NiO(%)	TiO2(%)	K2O(%)	CaO(%)	P2O5(%)
pl2-px-4-3@47	73,25	0,02	2,16	0,16	0,01	0,20	1,55	0,04	12,17	0,02	0,02	0,98	0,01	0,29	6,22	0,85	0,04
pl2-pl-4-1@50	71,96	0,27	0,14	0,10	0,00	0,23	3,83	0,18	11,81	0,00	0,01	2,07	0,02	0,23	6,28	0,87	0,00
pl3-px-4-25@66	64,95	0,01	0,23	0,15	0,06	0,16	6,32	0,32	18,11	0,01	0,07	1,94	0,05	0,48	3,79	1,42	0,46
pl3-px-1-2du@70	74,10	0,15	0,19	0,14	0,00	0,19	2,09	0,17	11,33	0,00	0,03	1,86	0,03	0,19	5,67	0,89	0,04
hi2-pl-2-6@79	72,47	0,01	2,31	0,08	0,00	0,22	2,90	0,07	12,89	0,05	0,11	0,69	0,00	0,39	5,20	1,01	0,04
hi2-pl-2-4@82	72,35	0,01	1,97	0,10	0,01	0,17	2,90	0,06	12,37	0,00	0,16	0,77	0,07	0,18	5,02	0,91	0,00
hi2-pl-3-11@83	71,85	0,03	2,55	0,13	0,01	0,21	3,12	0,13	13,22	0,00	0,08	1,02	0,10	0,21	5,11	1,20	0,07
hi2-pl-3-10@84	71,13	0,26	2,82	0,13	0,01	0,21	2,84	0,10	12,97	0,00	0,03	0,89	0,00	0,26	5,00	1,27	0,01
hi2-pl-3-13@85	70,51	0,02	2,39	0,12	0,01	0,20	3,01	0,07	13,07	0,00	0,06	1,02	0,05	0,32	5,01	1,32	0,04
hi2-pl-3-17@86 (es 3-7)	70,57	0,04	2,68	0,12	0,01	0,19	2,86	0,14	13,52	0,00	0,06	1,01	0,07	0,21	4,94	1,21	0,08
hi1-pl-1-4@91	72,94	0,02	3,34	0,14	0,01	0,20	2,78	0,14	11,84	0,07	0,08	0,78	0,00	0,21	4,98	0,77	0,04
hi1-pl-1-3@93	72,88	0,04	2,58	0,14	0,01	0,20	2,55	0,14	12,22	0,00	0,00	1,22	0,00	0,22	5,29	0,80	0,04
hi1-pl-2-12@95	73,26	0,01	2,79	0,15	0,01	0,22	2,48	0,10	12,18	0,05	0,09	1,01	0,11	0,30	5,28	0,85	0,09
hi1-pl-2-8@96	71,98	0,01	3,19	0,14	0,01	0,22	2,63	0,10	12,40	0,02	0,11	1,22	0,00	0,28	5,28	0,78	0,00
hi1-pl-2-7@97	73,2	0,02	2,50	0,14	0,01	0,20	2,79	0,14	12,48	0,00	0,05	1,41	0,03	0,20	5,23	0,74	0,02
hi1-px-3-31@101	71,16	0,03	2,29	0,14	0,01	0,21	2,45	0,16	12,36	0,00	0,09	1,80	0,00	0,23	5,63	0,92	0,05
hi1-px-4-10@109	72,1	0,22	2,06	0,12	0,01	0,17	2,58	0,05	11,86	0,15	0,08	1,14	0,00	0,44	5,19	0,86	0,05
hi4-px-4-12@115	74,84	0,02	0,40	0,13	0,01	0,10	2,88	0,08	11,29	0,02	0,08	1,36	0,00	0,38	4,58	0,99	0,07
hi4-pl-3-7@121	72,95	0,21	0,80	0,03	0,01	0,26	3,47	0,19	12,44	0,09	0,00	1,34	0,01	0,28	5,49	0,75	0,05
hi3-px-4-36@122	70,54	0,01	0,36	0,08	0,00	0,15	3,40	0,42	11,82	0,00	0,05	3,68	0,00	0,36	4,69	1,61	0,10
hi3-px-4-35@123	72,27	0,01	0,87	0,08	0,00	0,12	2,44	0,53	10,97	0,07	0,13	3,91	0,00	0,22	4,99	1,64	0,06
hi3-px-4-32@124	70,34	0,01	0,30	0,10	0,00	0,13	3,60	0,42	12,28	0,00	0,00	3,74	0,00	0,33	4,78	1,52	0,14
hi3-pl-4-30@127	68,56	0,02	1,29	0,06	0,00	0,15	4,72	0,07	14,72	0,05	0,03	0,85	0,00	0,14	4,82	2,08	0,03
hi3-px-1-18@132	66,07	0,01	0,45	0,20	0,00	0,20	3,90	0,88	13,96	0,00	0,04	4,18	0,00	1,24	4,63	2,47	0,71
hi3-px-1-15@133	68,17	0,02	0,34	0,17	0,00	0,15	3,82	0,63	14,00	0,00	0,00	3,84	0,04	1,15	4,71	2,08	0,24
hi3-px-1-11@134	56,82	0,04	4,16	0,11	0,26	0,12	3,61	3,12	16,73	0,00	0,15	4,24	0,00	1,12	2,00	6,48	0,44
hi3-pl-1-22@135	68,16	0,06	1,53	0,05	0,01	0,15	4,17	0,07	14,74	0,00	0,05	1,11	0,00	0,21	5,30	1,92	0,09
hi3-pl-1-23@136	67,8	0,07	1,32	0,05	0,01	0,14	4,15	0,08	14,95	0,07	0,06	1,10	0,02	0,21	5,33	1,82	0,03
hi3-pl-2-27@144	69,28	0,01	0,84	0,06	0,01	0,15	4,18	0,13	14,64	0,05	0,06	1,10	0,08	0,22	5,13	1,58	0,01