



**UNIVERSIDAD DE CHILE**

**FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS**

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**ERUPCIONES HOLOCENAS DE LOS VOLCANES CHAITÉN Y MICHINMAHUIDA:  
IMPLICANCIAS PARA LA ESTIMACIÓN DE LAS CONDICIONES DE  
ALMACENAMIENTO Y ASCENSO DE MAGMAS**

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

RAYEN ALINA GHO INZUNZA

PROFESOR GUÍA

ÁNGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

PROFESOR CO-GUÍA

ÁLVARO AMIGO RAMOS

MIEMBRO DE LA COMISIÓN

CLAUDIA CANNATELLI

SANTIAGO DE CHILE

2019

**RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE:  
Magíster en Ciencias, mención Geología**

**POR:** Rayen Alina Gho Inzunza

**FECHA:** 2019

**PROFESOR GUÍA:** Ángelo Castruccio Álvarez

**ERUPCIONES HOLOCENAS DE LOS VOLCANES CHAITÉN Y MICHINMAHUIDA: IMPLICANCIAS PARA LA ESTIMACIÓN DE LAS CONDICIONES DE ALMACENAMIENTO Y ASCENSO DE MAGMAS.**

Los volcanes Michinmahuida y Chaitén son centros eruptivos vecinos que se ubican en la Zona Volcánica Sur-Sur de los Andes, en la Región de los Lagos, y presentan marcadas diferencias en sus características morfológicas, así como en las composiciones de sus productos y en sus estilos eruptivos. El volcán Chaitén presenta la capacidad de generar erupciones de mediana intensidad como la registrada durante el ciclo de 2008-09, y erupciones volumétricas como sus eventos de 10 ka y 5 ka. Por otro lado, el volcán Michinmahuida, se caracteriza por erupciones de mediana intensidad, pero que presentan mayor recurrencia que las del volcán Chaitén.

En este trabajo se realizó un estudio en detalle de la tefroestratigrafía de la zona, que ha permitido identificar y describir en detalle los depósitos más representativos de la actividad Holocena de ambos centros eruptivos. Además, se han estimado parámetros eruptivos de dos erupciones Holocenas de estos volcanes: CHA2 de composición riolítica y edad estimada 5 ka, asociada al volcán Chaitén, para la que se ha estimado un volumen de entre 5.12-5.67 km<sup>3</sup> de material eruptado, alcanzando un VEI de 5. La columna eruptiva de este evento habría alcanzado alturas de entre 26 y 28 km, con lo que se estima una tasa eruptiva de  $1.5 - 2.1 \cdot 10^8$  kg/s; y DAC MICH, de composición dacítica y edad estimada ~400 AP, asociada al volcán Michinmahuida, para la que se ha estimado una columna eruptiva de entre 8 y 13 km, con una tasa eruptiva estimada de  $1.3 - 9.2 \cdot 10^6$  kg/s.

En este estudio se realizaron experimentos petrológicos sobre material juvenil de DAC MICH para constreñir las condiciones de presión y temperatura a las que se encontraba alojado el magma en el reservorio pre-eruptivo. Con ello se obtuvo que el material se estaba a una presión <125 MPa, y a una temperatura entre 825° y 900°C.

Del mismo modo, se realizaron simulaciones numéricas con *Confort 15*, para estimar los parámetros que determinan las tasas eruptivas obtenidas a través del estudio de los depósitos de caída. Con ello se hicieron inferencias sobre la dinámica del ascenso del flujo, sobre cuáles son las variables que ejercen más efectos en los resultados estimados de tasas eruptivas, y sobre las dimensiones del conducto eruptivo. A partir de ello, se obtuvo un radio de entre 40 - 70 metros para CHA2, y de 5 - 28 metros para DAC MICH.

Finalmente, se realizaron inferencias para estimar las intensidades que alcanzaron las erupciones reconocidas en sus registros geológicos. Con ello se obtuvo que para el volcán Chaitén, las erupciones siguen estilos plinianos, con tasas eruptivas en el orden de  $2.7 \cdot 10^7 - 3.0 \cdot 10^8$  kg/s con columnas eruptivas de entre 14 - 31 km de altura; mientras que el volcán Michinmahuida, tasas eruptivas en el orden de  $1.0 \cdot 10^6 - 5.4 \cdot 10^7$  kg/s y alturas de columna eruptiva de entre 7-20 km, asociadas a un comportamiento sub-pliniano a pliniano.

*Siempre hay algún comodín  
que desenmascara el espejismo.*

- J. Gaarder

## AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer en primer lugar a los proyectos que financiaron esta tesis de magister. Al Proyecto FONDECYT de iniciación No. 11130671, el que facilitó los recursos necesarios para las salidas a terreno, análisis de laboratorio, y parte de las salidas internacionales. Al CEGA, que financió mi arancel y mantención durante los años del magister, así como la estadía en Alemania por tres meses, y brindó financiamiento para mi participación en diversos congresos y cursos internacionales. Y a la Beca de Estadías cortas en el extranjero del Departamento de Postgrado y Postítulo de la Universidad de Chile, gracias a la que pude viajar a Alemania.

Quiero agradecer a mis profesores, quienes ayudaron y contribuyeron durante el desarrollo de este trabajo. A Ángelo Castruccio, quien me apoyó durante todo el proceso, especialmente por su paciencia, compromiso y dedicación. A Álvaro Amigo, quien me enseñó el mundo de los depósitos piroclásticos, y me ayudó a entender a los volcanes de una nueva manera. A Claudia Cannatelli, por sus observaciones y correcciones, con las que pude mejorar el trabajo con creces.

Del mismo modo, quiero agradecer a las personas con las que trabajé durante mi estadía en Alemania en 2015, de los que aprendí mucho y desarrollé metodologías que no habría podido aprender de otra forma. A Jon Castro, por permitirme vivir esa experiencia, y enseñarme el mundo de la volcanología experimental. A Pablo Forte, sobre quien me apoyé para sobrevivir en Europa. A Gregor Weber, por todas las conversaciones entre análisis y pretzels. A Yamirka Rojas-Agramonte, con quien nos reímos todo el rato. También a Basti, Christoph, Johannes, Stephan, y Mike, con quienes compartimos salidas y ferias típicas alemanas.

Importantísimo agradecer a todos los que me apoyaron con las campañas de terreno, y análisis de muestras. Al Chino Riquelme de Chaitén, junto a su perrito Volcán, quienes nos acompañaron en casi todas las salidas que hicimos por los bosques de la zona, y que además nos llevaron a conocer gente maravillosa, Don Sergio, Tati, Coco, Gabriel, Andrea, Pepito, Don Silverio, y Antonio, los que nos dieron alojamiento, y compartimos asados de cordero, buenas mateadas y algunas partidas de truco. A Lizette Bertín, Jorge Correa, Pituso, Pato, Bucchi, y Vicki, quienes me acompañaron en las salidas de terreno. A Víctor Arias, por su apoyo en terreno, pero especialmente por cuidarme en las bajadas geológicas extremas para medir las columnas del Michinmahuida. A Gonzalo (UTemuco), Loreto Hernández y Benjamín Toledo, por su ayuda, y por todos los clastos que midieron y muestras que tamizaron.

Agradezco también a todos mis compañeros y amigos que me ayudaron y sostuvieron emocionalmente durante el desarrollo de esta tarea. A la Marihui y Caro Geoffroy, con quienes sufrimos y nos reímos estos largos años. Al Claudito Contreras, por su paciencia infinita con mis dudas petrológicas, y por las buenas conversaciones. Al Ciego Vergara, por su apoyo y aguante durante la última parte de esta batalla, y por no dejarme caer en el abismo. También al Estrella, Mumo, Chiri, Monsita, Cami Vera, Marce, Vale y Tomy, quienes también durante algún momento de esta carrera, me escucharon y discutimos mis resultados, o compartimos una cosita para amenizar la tarde. A mis amigas de la vida, que siempre me persiguieron para que terminara luego la tesis: Doli, Piojo, Delpi, Pia, Bbto, Amanda, Piña, Klau y Paul.

Y a mi familia! Ellos sí que me tuvieron paciencia! Por todo el amor que me dan, su comprensión, y el apoyo constante: Al Wolfi, Normi, Jandri, Carola, Pasqui, Gaspi, Lotty, Ceci, Vivi, Abuela María y Abuelo Wilo, Abuela Eulogia y Abuelo Santiago, Tía Velvet, Biachi, y Dani. A Maxi, Domi, Chico, Pisti, Pichichi, Eutifrón Capuchino, pollitos de la Normi, Dobbi, gatito de Talca, Leoncio, y los yoshis, cuyos pelitos fueron la inspiración para seguir adelante.

# TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN .....	1
1.1. ESTRUCTURA DE LA TESIS .....	1
1.2 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO .....	1
1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS .....	3
1.4 HIPÓTESIS.....	4
1.5 OBJETIVOS.....	4
1.5.1 Objetivo General .....	4
1.5.2 Objetivos Específicos.....	5
1.6 METODOLOGÍA .....	5
CHAPTER II: CHRONOSTRATIGRAPHY.....	9
2.1 CHRONOSTRATIGRAPHY OF THE AREA.....	10
2.1.1 Carretera Austral Section .....	11
2.1.2 Michinmahuida River Section .....	12
2.1.3 Futalaufquen Lake Section .....	13
2.1.4 Route W887 Sections .....	13
2.1.5 Riñihué Lake Section .....	14
2.1.6 Other smaller deposits .....	14
CHAPTER III: TEPHRA CHARACTERIZATION AND ERUPTIVE PARAMETERS .....	17
3.1 CHA2 DEPOSIT .....	17
3.2 DAC MICH DEPOSIT.....	21
3.5 ERUPTIVE PARAMETERS.....	25
3.5.1 Isopachs and volume.....	25
3.5.2 Isopleths and eruptions intensities .....	26
CHAPTER IV: MICHINMAHUIDA’S PRE-ERUPTIVE CHAMBER CONDITION ESTIMATION.....	30

4.1 INTRODUCTION .....	30
4.2 METHODOLOGY .....	30
4.3 EXPERIMENTAL RESULTS .....	31
CHAPTER V: MAGMA ASCENT MODELING .....	36
5.1 SIMULATION RESULTS.....	38
5.1.1 CHA2.....	40
5.1.2 DAC MICH.....	46
CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN.....	53
6.1 SOBRE LA CRONOESTRATIGRAFÍA Y DISPERSIÓN DE PIROCLASTOS.....	53
6.1.1 Estilos eruptivos .....	58
6.1.2 Composiciones químicas de la zona de estudio y origen de DAC MICH .....	60
6.2 SOBRE LAS CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS DE MICHINMAHUIDA .....	64
6.2.1 Validación con uso de geotermobarómetros e higrómetro. ....	65
6.3 SOBRE PARÁMETROS DE ASCENSO DE MAGMA .....	67
6.3.1 Efectos de la Presión .....	68
6.3.2 Efecto de la Temperatura.....	70
6.3.3 Efecto de la concentración de agua y radio de conducto .....	73
6.3.5 Efecto de la composición química del magma.....	76
6.4 implicancias de los depósitos piroclásticos y modelaciones numéricas .....	78
6.4.1 Radio de conducto .....	78
6.4.2 Columnas eruptivas.....	81
6.4.3 Estilos eruptivos .....	85
6.5 Erupciones del registro geológico.....	90
6.5.1 Caso volcán Chaitén .....	90
6.5.2 Caso volcán Michinmahuida .....	91

6.6 Comparación con erupciones históricas de otros volcanes .....	93
6.7 Implicancias sobre el peligro .....	95
Bibliografía.....	101

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Ubicación de los volcanes Chaitén y Michinmahuida, con sus vías de acceso. ....	4
Figure 2: Diagrama simplificado de la metodología utilizada en este trabajo para la obtención y comparación de tasas eruptivas de los eventos volcánicos estudiados. ....	8
Figure 3: Location of measured and sampled sites in the study area. ....	9
Figure 4: Location of the five stratigraphical sections described in detail in the text. ....	11
Figure 5: Stratigraphic correlation among five of the sections studied in the surrounding area of the volcanoes. Coordinates refers to WGS84, UTM 19S in Chile and 18-S in Futralafquen. ....	16
Figure 6: Photos of CHA2 deposit. It is shown the approximately location, thickness and clasts details. ....	18
Figure 7: BSEM image. (a) CHA2, in detail (1)-(2) plagioclase phenocrysts, (2) and (3) vesicles morphologies. (b) DAC MICH, in detail (1)-(2)-(3) plagioclase, pyroxenes, olivines and oxides phenocrysts, (4) vesicles morphologies. ...	19
Figure 8: Grain size distribution and component histograms from (a) CHA2 and (b) DAC MICH deposits. ....	23
Figure 9: Photos of DAC MICH deposit. It is shown the approximately location, thickness and clasts details. ....	24
Figure 10: a) Isopachs map for CHA2. Values of thickness on each isopach are in cm. Continuous black lines corresponds to well constrained isopachs, while dashed lines correspond to inferred zones. b) Volume estimation methods. ....	26
Figure 11: Isopleths Maps. Continuous black lines correspond to well-constrained isopleths, while dashed lines correspond to inferred zones. Values of maximum clasts size and isopleths are in mm. a) CHA2 b) DAC MICH. ....	29
Figure 12: Experimental phase equilibrium diagram. Equilibrium mineral phases identified by microprobe analysis for experiments at controlled temperature-pressure and water saturation. Occurrence of crystals is shown as colored triangles in the pentagon, following the figure in the upper right of the graph. Natural sample is represented by the full-colored pentagon. Dashed lines indicate water concentration in the silicate melt according to the methodology described by Moore et al. (1998). ....	34
Figure 13: Mineral composition of experimental and natural samples. (a) Plagioclases and (b) pyroxenes compositions from experiments DAC-1 and DAC-2. (c) Experimental vs natural olivine. ....	35
Figure 14: 2011-2017 VT seismic data of the study area, from OVDAS (quality A and B). ....	38
Figure 15: Variation of gas volume fraction, melt viscosity, and melt pressure regarding to the depth. Results obtained by <i>Confort 15</i> , for 825°C, 125 MPa, 5%wt water, and conduit radius of 50 m. for both eruptions. ....	40
Figure 16: CHA2 mass eruptive rate vs. conduit radius graphics obtained by <i>Confort 15</i> simulations. ....	46
Figure 17: DAC MICH mass eruptive rate vs. conduit radius graphics obtained by <i>Confort 15</i> simulations. ....	52

Figure 18: Columna compuesta de depósitos de caída de los volcanes Chaitén y Michinmahuida. Las edades fueron tomadas de a) Naranjo y Stern (2004); b) Watt et al. (2011); c) Watt et al. (2013-a); d) Amigo et al. (2013); e) Moreno et al. (2014); f) Darwin (1840); g) este estudio. ....	54
Figure 19: Isópacas para evento CHA1, valores en cm. En líneas azules se presentan las isópacas, siendo las líneas continuas las zonas bien constreñidas, y las segmentadas las inferidas. Se utilizaron datos de Watt et al. (2015) para complementar los datos de terreno, los que se indican en puntos de color verde. Además, se dibujan las isópacas de Watt et al. (2015) en líneas segmentadas grises como referencia. ....	58
Figure 20: Diagrama resumen de las erupciones y sus volúmenes estimados de los volcanes de la ZVSS (41° a 46°). Datos de Chaitén (rosado) y Michinmahuida (rojo) de este estudio; en gris oscuro de Weller et al. (2014, 2015); en gris claro de Watt et al. (2013-b); y de Geoffroy (2017) las dos erupciones más jóvenes de Melimoyu. Imagen modificada de Watt et al. (2013-b).....	60
Figure 21: Diagrama K <sub>2</sub> O vs SiO <sub>2</sub> para análisis de roca total de erupciones de los volcanes Chaitén (agrupadas en azul) y Michinmahuida (agrupadas en rojo). Los datos de López-Escobar et al. (1993) corresponden a químicas de lavas. Grafico modificado de Watt et al. (2013-a) .....	61
Figure 22: Gráfico SiO <sub>2</sub> vs CaO con composiciones químicas de los depósitos explosivos dacíticos del volcán Michinmahuida, y de Chaitén como referencia.....	62
Figure 23: Efecto de la variación de la presión inicial sobre la densidad y velocidad de salida del material volcánico, para CHA2 y DAC MICH. Valores obtenidos con Confort 15. ....	70
Figure 24: Efecto de la variación de la temperatura inicial sobre la densidad y velocidad de salida del material volcánico, para CHA2 y DAC MICH. Valores obtenidos con Confort 15. ....	73
Figure 25: Efecto de la variación de la concentración de agua y radio de conducto eruptivo sobre la densidad y velocidad de salida del material volcánico, para CHA2 y DAC MICH. Valores obtenidos con Confort 15. ....	76
Figure 26: Efecto de la variación de la composición química sobre la densidad y velocidad de salida del material volcánico, para CHA2 y DAC MICH. Valores obtenidos con Confort 15. ....	78
Figure 27: Gráficos de tasa eruptiva vs velocidad de salida de CHA2 (se plotean resultados hasta radios de 230 m). En el gráfico se identifican los rangos en los que una columna eruptiva consigue condiciones <i>simple buoyant</i> , <i>superbuoyant</i> , o bien colapsa. La zona identificada en color gris, indica el rango de tasas eruptivas obtenidas con el análisis de isópletas en el Capítulo IV. Figura modificada de Bursik y Woods (1991), donde las líneas continuas de color negro indican concentraciones de agua. ....	83
Figure 28: Gráficos de tasa eruptiva vs velocidad de salida de DAC MICH (se plotean resultados hasta radios de 230 m). En el gráfico se identifican los rangos en los que una columna eruptiva consigue condiciones <i>simple buoyant</i> , <i>superbuoyant</i> , o bien colapsa. La zona identificada en color gris, indica el rango de tasas eruptivas obtenidas con el análisis de isópletas en el Capítulo IV. Figura modificada de Bursik y Woods (1991), donde las líneas continuas de color negro indican concentraciones de agua. ....	84



Figure 29: Gráficos de viscosidad vs tasa eruptiva de CHA2, para distintas presiones y temperaturas. En gris se indica el rango de tasas eruptivas obtenidas con isópletas en el Capítulo IV. Figura modificada de Gonnermann y Manga (2013).....	88
Figure 30: Gráficos de viscosidad vs tasa eruptiva de DAC MICH, para distintas presiones y temperaturas. En gris se indica el rango de tasas eruptivas obtenidas con isópletas en el Capítulo IV. Figura modificada de Gonnermann y Manga (2013).....	89
Figure 31: Tasa eruptiva vs. Contenido de agua para distintas erupciones históricas, en comparación con rangos esperados para los volcanes Chaitén y Michinmahuida. Parámetros obtenidos de: (a) Fierstein y Hildreth (1992), Houghton et al. (2004); (b) Castro y Dingwell (2009), Alfano et al. (2011); (c) Rutherford et al. (1985), Carey et al. (1990); (d) Castro et al. (2013), Bonadonna et al. (2005). ....	95
Figure 32: Figuras con posibles áreas de afectación por caída de piroclastos (zonas anaranjadas) y lahares (flechas rojas), para (a) volcán Chaitén, (b) volcán Michinmahuida. ....	97

## ÍNDICE DE TABLAS

Table 1: Bulk and glass composition, normalized 100% anhydrous.....	20
Table 2: Experimental conditions and results for DAC MICH .....	32
Table 3: Summary of input data used for Cha2 and DAC MICH on <i>Confort 15</i> .....	37
Table 4: CHA2 <i>Confort 15</i> results for 750°C and 125 MPa .....	42
Table 5: CHA2 <i>Confort 15</i> results for 825°C and 125 MPa .....	43
Table 6: CHA2 <i>Confort 15</i> results for 750°C and 200 MPa .....	44
Table 7: CHA2 <i>Confort 15</i> results for 825°C and 200 MPa .....	45
Table 8: DAC MICH <i>Confort 15</i> results for 825°C and 125 MPa.....	48
Table 9: DAC MICH <i>Confort 15</i> results for 900°C and 125 MPa.....	49
Table 10: DAC MICH <i>Confort 15</i> results for 825°C and 200 MPa.....	50
Table 11: DAC MICH <i>Confort 15</i> results for 900°C and 200 MPa.....	51
Table 12: Correlación tefrocronológica de los eventos eruptivos de los volcanes Chaitén y Michinmahuida. Edades marcadas en gris corresponden a estimaciones <sup>14</sup> C sobre materia orgánica en suelo, y las marcadas en morado a <sup>14</sup> C sobre trozos de carbón directamente encontrados en los depósitos.....	55
Table 13: Comparación de composiciones químicas de depósito dacítico de volcán Michinmahuida .....	63
Table 14: Rangos de conducto eruptivo estimados para el evento CHA2.....	79
Table 15: Rangos de conducto eruptivo estimados para el evento DAC MICH.....	80
Table 16: Tasas eruptivas estimadas para distintos eventos del registro geológico del volcán Chaitén. ....	91
Table 17: Tasas eruptivas estimadas para distintos eventos del registro geológico del volcán Michinmahuida. ....	92
Table 18: Parámetros eruptivos de erupciones volcánicas del mundo, similares a las de los volcanes Chaitén y Michinmahuida. ....	93

# CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

## 1.1. ESTRUCTURA DE LA TESIS

El presente trabajo está enfocado en el estudio tefrocronoestratigráfico de depósitos piroclásticos asociados a los volcanes Chaitén y Michinmahuida, para poder realizar estimaciones de los parámetros eruptivos que caracterizaron a dos erupciones Holocenas de la zona de estudio, y sus implicancias sobre las potenciales magnitudes e intensidades que podrían alcanzar eventos futuros de estos centros eruptivos.

La tesis se encuentra dividida en siete capítulos, en los cuales se presenta: (Capítulo I) una introducción al trabajo realizado, donde se detalla la ubicación y características de la zona, y los objetivos, hipótesis y metodologías utilizadas del estudio; (Capítulo II, escrito en inglés) la tefrocronología en detalle de la zona de estudio; (Capítulo III, escrito en inglés) la descripción en detalle de dos depósitos de tefra y la estimación de parámetros eruptivos de esos eventos a partir de sus depósitos; (Capítulo IV, escrito en inglés) las estimaciones de presión y temperatura pre-eruptivos asociados a una erupción del volcán Michinmahuida realizadas con experimentos petrológicos; (Capítulo V, escrito en inglés) los resultados de modelaciones numéricas realizadas con *Confort 15*; (Capítulo VI) las discusiones de los resultados obtenidos; y (Capítulo VI) las conclusiones finales del trabajo.

## 1.2 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

El segmento sur de la Zona Volcánica Sur (ZVSS) cuenta con un variado registro de erupciones Pleistocenas – Holocenas, acotado al periodo post-glacial, donde se reconocen al menos 10 centros eruptivos activos durante ese periodo del tiempo geológico. Sin embargo, el bajo número de erupciones históricas, junto con los difíciles accesos con los que cuenta la zona, han derivado en un escaso número de investigaciones en el área. La actividad holocena de los centros eruptivos de la ZVSS se encuentra poco estudiada, a excepción de la erupción de 2008 del volcán Chaitén (Watt et al. (2009; 2011), Alfano et al. (2011; 2012), entre otros), junto con otros avances recientes en el registro explosivo de los volcanes Chaitén y Michinmahuida (Watt

et al. (2013-a), Amigo et al. (2013), Moreno et al. (2014), Alloway et al. (2017)) y del volcán Hudson (Weller et al., 2014).

Este trabajo se centra en el estudio del registro piroclástico Holoceno de los volcanes Chaitén y Michinmahuida, ubicados en la zona sur de la Región de los Lagos. Ellos se encuentran separados por unos 15 km de distancia, y su notoria diferencia en la morfología de sus edificios volcánicos, ya sea en cuanto a sus volúmenes y altura, generan las principales inquietudes para promover el estudio de este par de centros eruptivos. Además, las composiciones de sus productos presentan concentraciones de sílice muy alejadas, incluso, los emitidos por el volcán Chaitén corresponden a los magmas más evolucionados de la ZVS, con concentraciones de sílice de hasta 75%.

El volcán Michinmahuida es un voluminoso estratovolcán Pleistoceno-Holoceno que se presenta elongado en dirección NE-SW, y es uno de los más grandes de los emplazados en la ZVSS, con unos 165 km<sup>3</sup> de volumen y alcanzando 2405 m s.n.m. (Amigo et al., 2013; SERNAGEOMIN Ficha Michinmahuida). Presenta una caldera rellena de hielo en la zona alta del edificio, dentro de la cual se ha construido el estratocono principal. Pequeños conos piroclásticos se emplazan principalmente hacia el sur, oeste y noreste del volcán, algunos con flujos de lava asociados (SERNAGEOMIN, 1998). Su actividad durante el Holoceno es poco conocida, aunque estudios recientes indican al menos una gran erupción generadora de potentes depósitos ignimbríticos andesítico-basáltico ocurrida hace aproximadamente 11 mil años. Por otro lado, durante el Holoceno, habrían ocurrido erupciones explosivas importantes, con dispersión de material piroclástico hacia el este. Las lavas de este volcán son de composición mayoritariamente andesítico-basálticas, aunque en los piroclastos se han identificado productos más evolucionados (andesíticos a dacíticos) (SERNAGEOMIN, 1998).

El volcán Chaitén, por otro lado, es un volcán relativamente pequeño de unos 1100 m de altura, y de composición esencialmente riolítica. Consiste en una caldera de unos 3 km de ancho, que antes de su última erupción en 2008-09, presentaba un domo de obsidiana riolítica de unos 0.5 km<sup>3</sup> (Naranjo y Stern, 2004). Este domo fue parcialmente destruido durante la erupción de 2008-09, durante la cual se generaron depósitos volcánicos de 0.8 km<sup>3</sup> en el nuevo domo (Pallister et al., 2013), y entre 0.5-1.0 km<sup>3</sup> de tefra (Alfano et al., 2011).

De esta forma, la caracterización de los depósitos piroclásticos y el estudio de la dinámica de ascenso de magmas de composiciones diferentes, corresponde a una oportunidad para comprender las diferencias entre ambos centros volcánicos, pudiendo estimar contrastes a nivel del sistema magmático.

En este trabajo se ha decidido estudiar un par de erupciones holocenas: del volcán Chaitén un evento datado en ca. 5.000 años BP y del volcán Michinmahuida un depósito de ca. 400 años BP, seleccionados en base a la distribución espacial de sus depósitos, así como sus magnitudes estimadas, características físicas y conservación. Los datos obtenidos nos permiten estimar los parámetros eruptivos tales como volumen emitido e intensidad, y estudiar la dinámica eruptiva y procesos asociados al ascenso de magma en el conducto.

### 1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS

La zona de estudio se encuentra en la Comuna de Chaitén, de la Provincia de Palena, X Región de los Lagos, Chile, a 240 km de Puerto Montt, capital regional (Figura 1). Los volcanes en estudio se encuentran en territorio del Parque Pumalín, a cargo de Tompkins Conservation, y futuro Parque Nacional Pumalín. El acceso a esta zona es complejo, existiendo dos formas principales para llegar: (1) la Ruta Bimodal, donde se conduce a través de caminos pavimentados de la Ruta 7-Carretera Austral, desde Puerto Montt a Chaitén, conectando algunos tramos con barcazas que navegan por los fiordos de la zona, o (2) navegando en barcaza directo desde Puerto Montt a Chaitén.

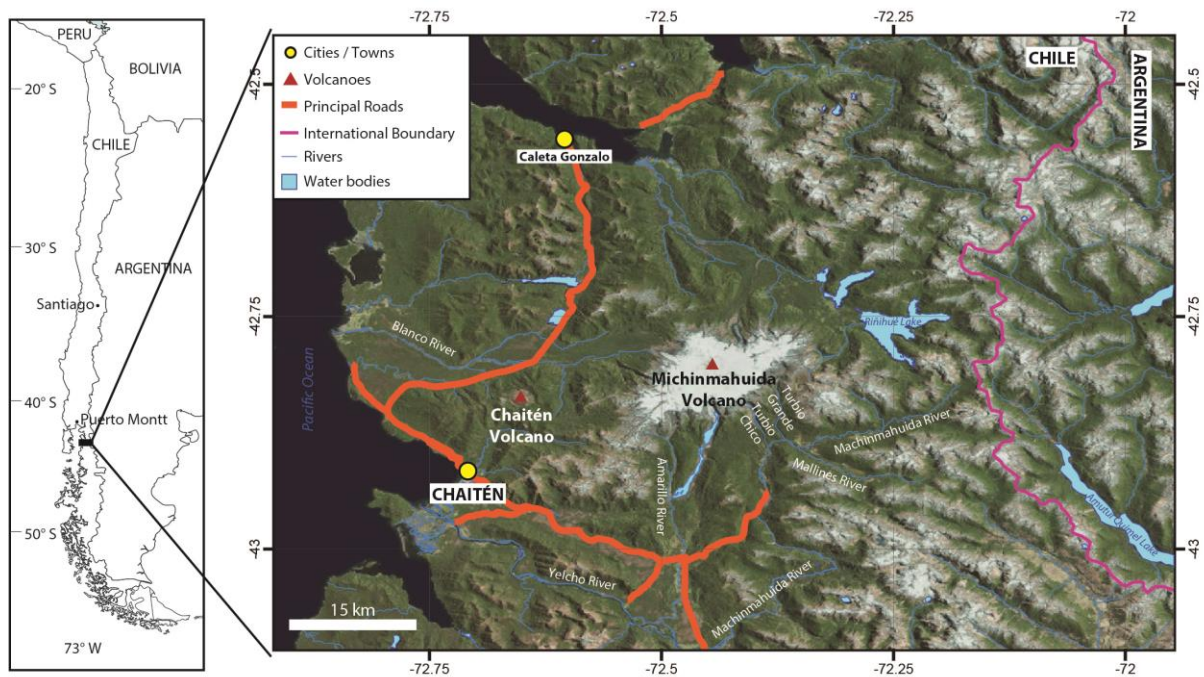


Figura 1: Ubicación de los volcanes Chaitén y Michinmahuida, con sus vías de acceso.

## 1.4 HIPÓTESIS

La magnitud y la intensidad de un evento explosivo se verán determinadas por factores propios del sistema magmático de un volcán, tales como el volumen de la cámara magmática, las dimensiones del conducto eruptivo, la composición química y contenido de volátiles del magma, la velocidad de salida del material, entre otros parámetros. Por lo tanto, a partir del estudio de características propias de los depósitos de caída, se pueden realizar modelaciones numéricas para estimar los parámetros anteriormente enumerados, y así estimar como son los sistemas magmáticos en profundidad.

## 1.5 OBJETIVOS

### 1.5.1 Objetivo General

Estimar y comparar las condiciones de almacenamiento y ascenso de magma, así como las condiciones eruptivas de dos eventos holocenos de los volcanes Chaitén y Michinmahuida.

### 1.5.2 *Objetivos Específicos*

- i. Estimar las condiciones de almacenamiento pre-eruptivo de muestras del volcán Michinmahuida.
- ii. Estimar magnitudes e intensidades de erupciones holocenas de los volcanes Chaitén y Michinmahuida, utilizando los depósitos piroclásticos, y modelaciones numéricas.
- iii. Constreñir valores de los distintos parámetros que definen las características de los reservorios y de los magmas estudiados, para analizar diferencias entre el comportamiento eruptivo de ambos volcanes.
- iv. Estudiar las implicancias sobre la magnitud e intensidad sobre eventos eruptivos asociados a estos volcanes, de acuerdo al registro geológico de erupciones explosivas durante el Holoceno.

### 1.6 METODOLOGÍA

Para el desarrollo de este trabajo, se utilizó la metodología que se describe en detalle a continuación, la cual además se encuentra diagramada en la Figure 2:

- i. Trabajo pre-terreno: consistió en el análisis de la zona de estudio, para identificar posibles puntos de muestreo para las campañas de terreno. Se realizó la recopilación de material bibliográfico, enfocándose principalmente en las descripciones de los depósitos ya reconocidos, su dispersión principal, y sobre la geocronología volcánica del área.
- ii. Trabajo en terreno: se realizaron 5 campañas de terreno para la toma de datos en los afloramientos de depósitos piroclásticos: 16 – 20 de junio de 2014, 09 – 12 de diciembre de 2014, 06 – 17 de enero de 2015, 04 – 06 de febrero de 2015, y 29 de marzo – 02 de abril de 2016. En total suman 23 días de campaña, en los que se realizaron levantamientos de columnas estratigráficas, con la estimación de espesores, descripción de petrografía y medición de estructuras presentes. Se estudió un total de 35 secciones, distribuidas a lo largo de la Carretera Austral, y de los valles de los ríos Amarillo, Michinmahuida y Turbio Chico, además se realizaron secciones cercanas al lago Espolón, a la ciudad de Futaleufú, y dentro del Parque Nacional Los Alerces de Argentina. Durante las campañas de terreno, se tomaron muestras de material piroclástico, enfocadas en

- hacer análisis químicos, experimentos petrológicos, cortes transparentes, y tamizaje (Capítulo II y III).
- iii. Trabajo con las muestras para envío a laboratorios: las muestras obtenidas en las campañas de terreno se limpiaron para enviar solo material juvenil primario a análisis químico de roca total (XRF e ICP-MS), para obtener concentraciones de elementos mayores, menores, trazas y tierras raras. Lo anterior se realizó en Washington State University Geoanalytical Lab, de los EE.UU. Muestras de suelo también fueron enviadas a ese laboratorio para dataciones  $C^{14}$ . En la Universidad de Chile se solicitó la realización de cortes transparentes-pulidos para estudio en microsonda y microscopio electrónico de barrido. Para el análisis de estos cortes, se utilizó el SEM de la Universidad de Chile, mientras que los análisis de microsonda se hicieron únicamente en muestras del volcán Michinmahuida, en el instrumento del Instituto de Geociencias de la Universidad Johannes Gutenberg, de Maguncia, en Alemania. Además, se realizó tamizaje a 35 muestras para el estudio granulométrico, con tamices en el intervalo  $-5 \phi$  a  $5 \phi$ , en la Universidad de Chile.
  - iv. Correlación de eventos eruptivos: A partir de las secciones estratigráficas, se realizó la correlación de los depósitos identificados durante las campañas de terreno, con la identificación de las direcciones de dispersión de los dos depósitos escogidos para su estudio en detalle.
  - v. Generación de isópacas: con los datos anteriores, se procedió a contornear las isópacas para el depósito de la erupción del volcán Chaitén, utilizadas para la estimación del volumen de los depósitos estudiados, de acuerdo a las metodologías de Fierstein y Nathenson (1992) y Bonadonna y Costa (2012) (Capítulo III). Se utilizaron 24 valores de espesores para su desarrollo.
  - vi. Generación de isópletas: se midieron los tamaños máximos de grano de los depósitos en estudio, considerando la metodología descrita por Bonadonna et al. (2013) (Capítulo III). Con los datos de tamaños de grano máximo de los depósitos se generaron isópletas para la estimación de altura de columna eruptiva, de acuerdo al trabajo de Carey y Sparks (1986) (Capítulo III). Para el depósito de la erupción del volcán Chaitén se utilizaron 13 datos de tamaño de clastos, con lo cual se reconstruyeron 3 isópletas. Para la erupción

del volcán Michinmahuida se utilizaron 11 datos de tamaño de clastos, con lo que se trazaron 4 isópletas. Con los datos de altura de columna eruptiva, y con la fórmula presentada en Wilson y Walker (1987), se pudo estimar rangos de tasas eruptivas para ambas erupciones.

- vii. Estimación de las condiciones de almacenamiento pre-eruptivo de los magmas: para el desarrollo de la metodología de experimentos petrológicos, se trabajó en el Instituto de Geociencias de la Universidad Johannes Gutenberg, de Maguncia, en Alemania. Para ello, se contó con el apoyo de la Beca de estadías cortas en el extranjero de la Universidad de Chile, y el patrocinio del CEGA, para la permanencia durante 3 meses en Alemania. Durante este periodo se utilizaron muestras naturales del evento eruptivo del volcán Michinmahuida, con lo que se realizaron 17 experimentos petrológicos dentro de hornos especiales, con lo que se pudo constreñir los parámetros de presión y temperatura asociados a la erupción en estudio (Capítulo IV).
- viii. Modelación de ascenso de magma: se utilizó la herramienta *Confort 15* (Campagnola et al., 2016) para modelar el ascenso del magma durante las erupciones estudiadas (Capítulo V). Con ello fue posible estimar tasas eruptivas asociadas a un radio de conducto eruptivo para cada caso en estudio.
- ix. Análisis de resultados: se evaluaron los resultados obtenidos en la modelación y los datos de terreno, estudiando cómo afectan las diferencias en los contenidos de agua, composiciones de los magmas, temperatura, presión y geometría del conducto volcánico en los resultados obtenidos para las tasas eruptivas (Capítulo VI). Se compararon los resultados obtenidos de las tasas eruptivas a partir de los modelos numéricos y desde las isópletas, para constreñir valores de radio de conducto y contenidos de agua del magma.
- x. Estimación de intensidades de erupciones esperables para los centros eruptivos: con los resultados obtenidos para los radios de conducto eruptivo, se evaluaron las posibles intensidades que pueden alcanzar las erupciones de ambos centros eruptivos, de acuerdo a su registro geológico, evaluando las diferencias en la dinámica de las erupciones y estilos eruptivos (Capítulo VI).



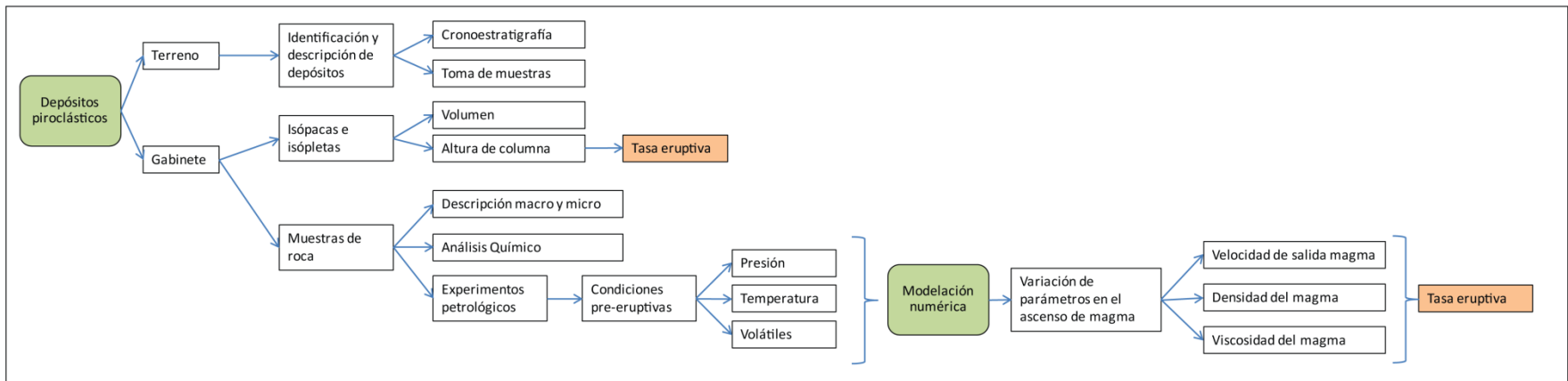


Figure 2: Diagrama simplificado de la metodología utilizada en este trabajo para la obtención y comparación de tasas eruptivas de los eventos volcánicos estudiados.

## CHAPTER II: CHRONOSTRATIGRAPHY

The tephrostratigraphical record of the region was reconstructed by several stratigraphic sections made around Chaitén and Michinmahuida volcanoes. Most of the columns were studied in the Amarillo, Michinmahuida and Turbio Chico river valleys, and Carretera Austral Road, while distal sections were studied at Espolón and Futaleufú valleys, and in Los Alerces National Park in Argentina. Some isolated areas around Michinmahuida and Chaitén volcanoes and near Riñihué Lake were reached by helicopter, allowing us to study remote sections from the two volcanoes. The most complete sections were drawn in the Michinmahuida River valley and in Ventisquero Amarillo, S and E of Michinmahuida Volcano. The study of outcrops around Chaitén and Michinmahuida volcanoes is especially difficult, due to the scarce preservation of the deposits, attributable to the climatic characteristics of the region, and the dense forest that surrounds them. However, 35 sections were measured and sampled, and they are distributed in the area as shown in Figure 3.

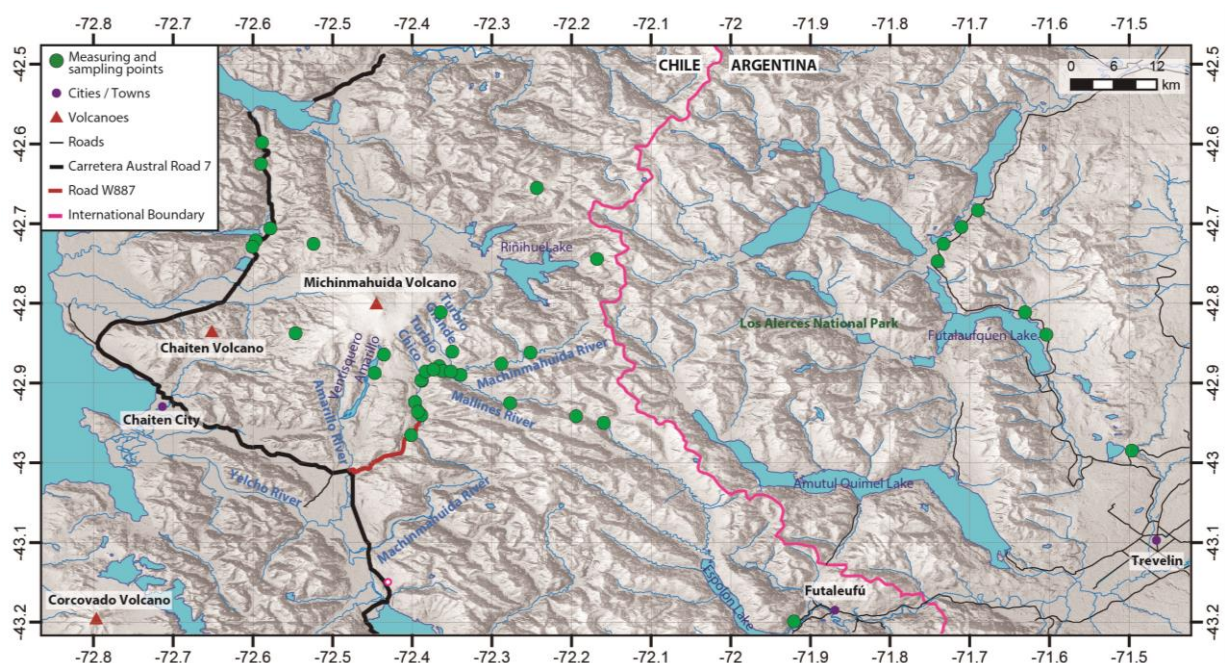


Figure 3: Location of measured and sampled sites in the study area.

According to field data, at least 7 tephra deposits were recognized from Chaitén Volcano and 12 events from Michinmahuida Volcano in the last 12 ky approximately. Most of the Chaitén tephra have been described previously (Naranjo and Stern, 2004; Watt et al., 2011; Alfano et al., 2011; Watt et al., 2013-a; Amigo et al., 2013; Moreno et al., 2014; Alloway et al., 2017). This study provides more information about the magnitude and stratigraphic location of such events, and also attributes a new event of 7.4-7.3 ky BP to Michinmahuida volcano.

Dating by  $C^{14}$  was performed by accelerator mass spectrometry (AMS), using organic material obtained from soils and sediments in the layers under tephra deposits, and some samples of charcoal taken directly from ignimbrite deposits. Samples were carefully collected, avoiding contamination from new branches or roots by eliminating the exposed surface. Data were calibrated by OxCal 4.1 (Bronk Ramsey, 2009) by the Southern Hemisphere calibration curve ShCal13 (Hogg et al., 2013). Ages were given as calibrated ranges before present (BP, where present is 1950).

Whole-rock chemical analyses were performed at the Washington State University Geoanalytical Lab on juvenile clasts of tephra deposits collected from Turbio Chico River outcrop. Several thin sections were made to analyze the petrography and glass composition of the pyroclasts. Glass chemistry was estimated by SEM at University of Chile and by microprobe analysis at the Geosciences Institute of Johannes Gutenberg Universität, in Mainz, Germany.

## 2.1 CHRONOSTRATIGRAPHY OF THE AREA

In this section of the document, we describe the best five outcrops found in the studied area. The integration of this information helped us to have a more complete view of the eruptive sequence associated to Chaitén and Michinmahuida volcanoes. We also present a detailed description of five outcrops, located as shown in Figure 4, and correlated following Figure 5.

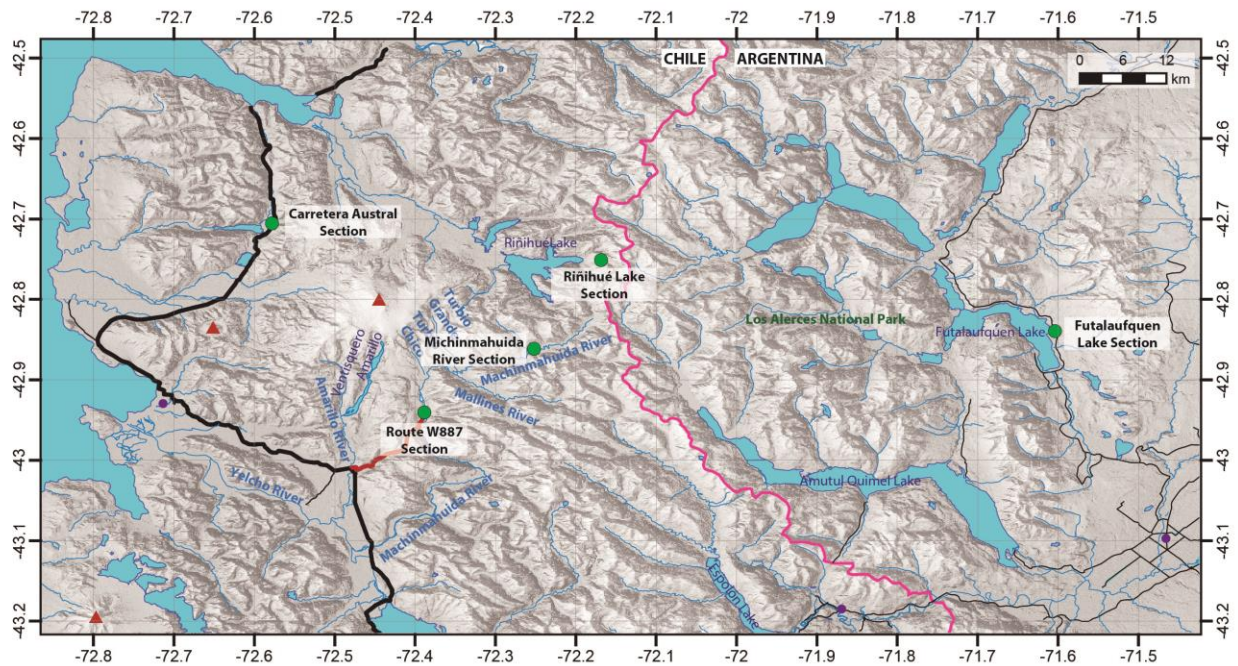


Figure 4: Location of the five stratigraphical sections described in detail in the text.

### 2.1.1 Carretera Austral Section

This outcrop is located 35 km north of the city of Chaitén. At the base of the outcrop, we described a tephra fall deposit, composed by white ash and medium lapilli pumices with maximum diameter of 1 cm. The deposit was also described by Alloway et al. (2017) in several stratigraphic sections. On top of this deposit, we describe a soil layer, followed by a 180 cm thick deposit, known as Amarillo Ignimbrite (Naranjo and Stern, 2004; Amigo et al., 2013), dated 11.2-11.1 ky BP, in agreement with previous  $C^{14}$  measurements by Amigo et al. 2013. Alloway et al. (2017) renamed this event *Lepué* deposit, which is found in outcrops distributed on the NW, S and SE flank of Michinmahuida volcano. In this area, it is possible to observe the best preserved outcrops with a minimum of 1.27 m thick deposit (unexposed basal contact) at 40 km east from the city of Chaitén, close to road W887. At the Carretera Austral outcrop is possible to recognize three facies on the ignimbrite: (1) a 20 cm thick basal fallout deposit of lapilli black scoriae clasts of high-K dacite composition (66.6%  $SiO_2$ , 2.9%  $K_2O$ ); (2) a 60 cm thick poor selected basal flow deposit, composed by a massive mixture of poor-vesiculated black scoriae (andesite, 60.8%  $SiO_2$ , 2.1%  $K_2O$ ) and polymictic lithics up to 10 cm in diameter. Some of the juveniles show banded texture; (3) a 100 cm thick diluted flow deposit at the top, characterized

by the same composition of the basal flow facies, but with the presence of sedimentary structures, such as parallel laminations and lenses of different clast sizes.

Following the stratigraphy, it is possible to recognize a 170 cm thick rhyolitic fallout deposit known as CHA1 of about 9.9-9.5 ky BP (Naranjo and Stern, 2004; Watt et al., 2011; Watt et al., 2013-a; Amigo et al., 2013; *Chana Tephra* in Alloway et al., 2017). It corresponds to one of the largest plinian Holocene event of Chaitén volcano. It is composed by near-aphiric rhyolitic pumices up to 7 cm in diameter and 75% SiO<sub>2</sub>, with the presence of polymictic lithics.

### 2.1.2 Michinmahuida River Section

This outcrop is located on the eastern flank of Michinmahuida Volcano (Figure 4), by the Michinmahuida River, about 40 km NE from the vent. We were able to recognize several fallout deposits, which will be described below.

At the base of the outcrop, it is recognized a well exposed near 80 cm thick CHA1 deposit, and pumices up to 12 cm in diameter. A soil layer is recognized between CHA1 and a 25 cm-thick reddish weathered lapilli scoriae fall deposit, on which we estimated an age of 7.8 ka. Following the stratigraphy, it is described another soil layer, followed by a well preserved 13 cm-thick Chaitén volcano fallout deposit, composed by white ash and lapilli pumices characterized by the presence of macroscopic biotite. This deposit was previously described by Amigo et al. (2013) and Moreno et al. (2014) and contains 76.9% SiO<sub>2</sub>. An age of 7.4-7.0 ky BP has been assigned for this unit (Amigo et al., 2013; Moreno et al., 2014). Alloway et al. (2017) named this unit as *Puma Verde Tephra*.

Next significant event corresponds to a 100 cm-thick black coarse-lapilli scoriae fallout deposit belonging to Michinmahuida, with a composition of 59.8% SiO<sub>2</sub>; this deposit has not been described before, and it was found only in the outcrops of the Michinmahuida River. We determined an age of 7.4-7.3 ky BP for this unit, by C<sup>14</sup> dating of the soil underneath this deposit.

Following the stratigraphic column, we recognized a 150 cm soil layer, in which was described at least three weathered reddish lapilli scoriae. The next event, a Michinmahuida's tephra, corresponds to a 20 cm-thick reddish scoriae clasts deposit known as MIC1 (Naranjo and Stern,

2004; Watt et al., 2011; Watt et al., 2013-a; Amigo et al., 2013), at which has been assigned an age of 7.6-7.3 ky BP.

The dispersion of this event is principally to the East, corresponding to an event of VEI 2 (Naranjo and Stern, 2004), forming a 2 km<sup>3</sup> deposit (Amigo et al., 2013). Finally, at the top of the outcrop, we described a 150 cm-thick deposit, composed by white lapilli, near aphyric rhyolite pumices with a composition of 74% SiO<sub>2</sub> and polimictic lithics, known as CHA2. The age of this deposit has been estimated at 5.3-4.9 ky BP by several studies (Naranjo and Stern, 2004; Watt et al., 2011; Watt et al., 2013-a; Amigo et al., 2013; *Pumalín Tephra* in Alloway et al. (2017)). This event is one of the largest Holocene eruptions of Chaitén volcano, with a calculated volume of 3.5 km<sup>3</sup> and 5.5 km<sup>3</sup> of deposits (Watt et al., 2011; Amigo et al., 2013, respectively), mainly dispersed to the East.

### *2.1.3 Futalaufquen Lake Section*

In the Futalaufquen Lake Section, we described deposits from CHA1 to CHA2, located at about 75 km from Chaitén Volcano, in the Los Alerces National Park in Argentina (Figure 4), where we recognized 15 cm-thick well-exposed CHA1 white pumices. The deposit shows a 10 cm base of fine lapilli (~1 mm), which increases clasts size to 3 mm at the top. Furthermore, we observe an 8 cm-thick reworked MIC1 deposit, recognized by its characteristic juveniles. At the top of the sequence, we describe an 80 cm-thick CHA2 deposit. It shows a 25 cm-thick base of coarse lapilli pumices, grading to fine lapilli at the top, as well as reworked deposits at the top.

### *2.1.4 Route W887 Sections*

Another well-preserved outcrop was found on Road W887 (Figure 4), where it was observed a 52 cm-thick CHA2 deposit, recognized at the base by white pumices of 2 – 3 cm of diameter, on top of which is observed a soil layer.

Following the stratigraphic column, we describe 150 cm of soil, showing three levels of weathered reddish scoriae 4, 3 and 2 cm-thick respectively. At the top of the sequence, we find a thin ash deposit of white pumices, possibly correlated to CHA3 described by Watt et al. (2013-a) or to *Vilcún Tephra* described by Alloway et al. (2017). This deposit shows only a thickness of 2 cm in this area, probably associated to the activity of Chaitén volcano, as the composing



material displays its characteristic features. A Michinmahuida tephra deposit, previously described by Amigo et al (2013) is recognized in this area (labeled DAC MICH in this study) and it corresponds to a dacitic 64% SiO<sub>2</sub> fallout deposit, dated 0.5-0.3 ky BP. This deposit is found near the Amarillo Glacier outcrop (10 cm- thick deposit) and on Road W887 (20-10 cm- thick deposit).

Following the stratigraphy, we describe a white pumices deposit attributed to Chaitén known as CHA4 (Watt et al., 2013-a; labeled *Grande Tephra* by Alloway et al., 2017). It shows variable thickness, from 5 cm at Rio Turbio Chico valley outcrop, to 9 cm near Ventisquero camping at Pumalín Park on the south side of Michinmahuida volcano. A coarse ash base in all the outcrops characterizes it. At the top of the stratigraphy in this area, we found a thin 2-5 cm layer of the white pumices corresponding to the 2008-09 Chaitén's eruption.

#### *2.1.5 Riñihué Lake Section*

The Riñihué Lake Section is located near the Chilean-Argentinean international border, and it can be reached by helicopter (Figure 4). There, we described a complete section of the younger deposits of the area. At the base of the section, we recognized the MIC1 deposit by a 7 cm-thick black scoriae covered by a reddish oxidized coat, with clasts reaching up to 2 cm of diameter. Then, we found a well-preserved 95 cm-thick CHA2 deposit, with a base of coarse clasts of pumices that reached 4 cm in diameter, grading to 2 – 0.5 cm at the top of the deposit. The lithics were characterized by the presence of lavas and granitoids up to 0.5 cm in diameter.

Following the stratigraphic section, we described a sequence of 3 weathered reddish scoriae layers, each divided by a soil layer. We found a layer with coarse gray scoriae, which we correlated to DAC MICH, based on its composition. The deposit shows 3 cm of thickness, but it presents signs of rework. At the top of the sequence we describe a 2 cm-thick fall deposit of white ash, a 4-8 cm-thick scoria deposit, and at the very top an ash layer from the 2008-09 Chaitén's eruption.

#### *2.1.6 Other smaller deposits.*

In the latter described section, we found few pyroclastic deposits that correspond to smaller events. Around Michinmahuida volcano, we found a series of thin-layered black scoria tephra

deposits, very localized, displaying textures, color and compositions different from Michinmahuida's deposits, and possibly indicating that they belong to pyroclastic cones.

At 23 km E from Chaitén volcano, we found a discontinuous black scoria deposit covered by the white ash of Chaitén's 2008-09 eruption. The clasts vary in sizes from coarse lapilli to blocks. The composition of the scoriae is about 54% SiO<sub>2</sub>. We attribute this deposit to the only registered Holocene event of Michinmahuida Volcano, described by Darwin in his 1840 publication. In his report, Darwin described an earthquake occurred in Chile on February 20<sup>th</sup>, 1835, and the following eruption that he witnessed from continental Chiloé.



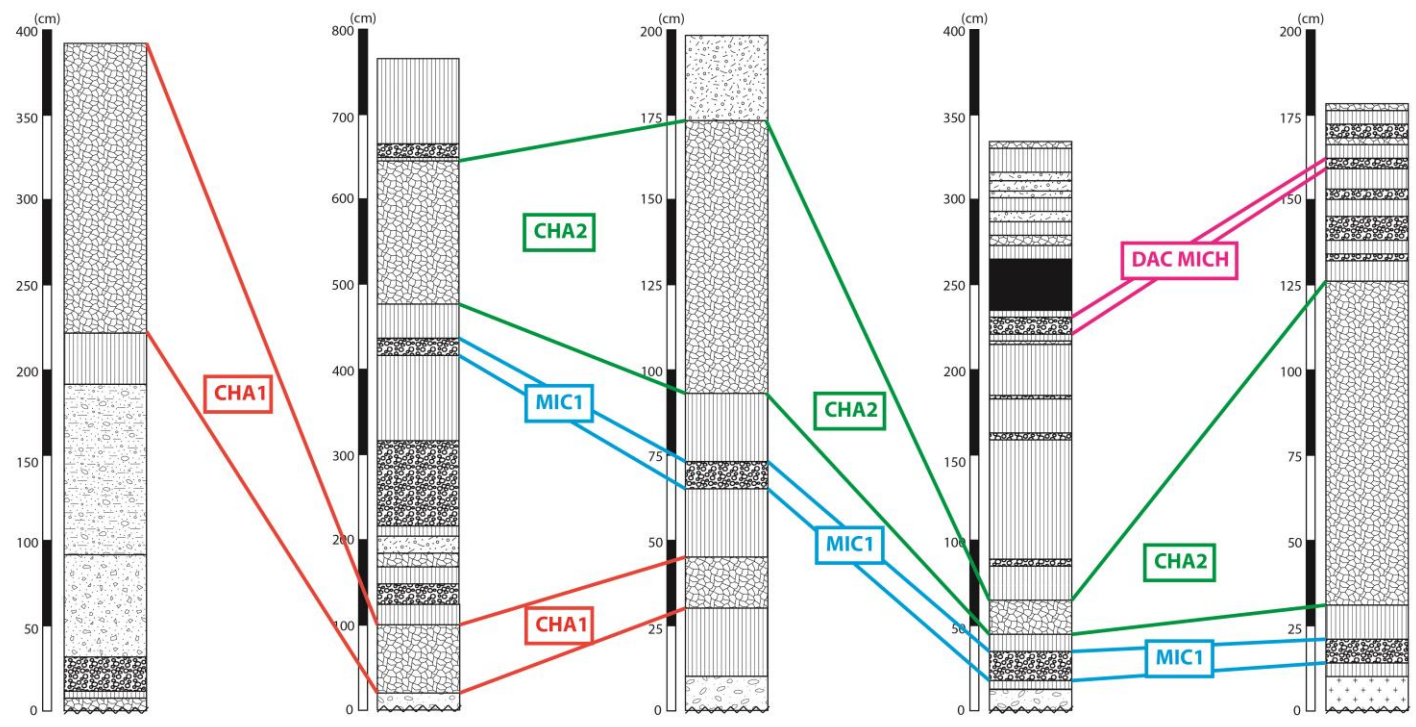
Carretera Austral  
Section  
-42.72° / -72.59°

Michinmahuida River  
Section  
-42.86° / -72.25°

Futalafquen Lake  
Section  
-42.75° / -71.74°

W887 route  
Section  
-42.94° / -72.39°

Riñihué Lake  
Section  
-42.74° / -72.17°



KEY					
	Pumice tephra deposit		Surge deposit		Pyroclastic cone deposit
	Scoria tephra deposit		Pyroclastic flow deposit		Volcanic reworked deposit
	Soil		Fluvial deposit		County rock

Figure 5:  
Stratigraphic correlation among five of the sections studied in the surrounding area of the volcanoes. Coordinates refers to WGS84, UTM 19S in Chile and 18-S in Futalafquen.

## CHAPTER III: TEPHRA CHARACTERIZATION AND ERUPTIVE PARAMETERS

We selected two tephra deposits CHA2 from Chaitén Volcano and DAC MICH from Michinmahuida volcano to be studied in detail. These deposits were chosen due to their good conservation, low alteration state and distribution. Furthermore, they represent the characteristic explosive behavior of the pair of volcanoes, giving us the opportunity to study events of different magnitude and intensity.

### 3.1 CHA2 DEPOSIT

CHA2 is one of the largest events described for Chaitén Volcano, firstly recognized but erroneously assigned to Michinmahuida volcano as MIC2 by Naranjo and Stern (2004), and lately correlated to Chaitén volcano by Watt et al. (2013-a), due to its areal distribution and chemical composition (around 74% SiO<sub>2</sub>).

CHA2 corresponds to a fallout deposit. Stratigraphically, it is located between MIC1 event and a series of Michinmahuida tephra fall deposits that are strongly weathered and reworked (see point 2.1). Watt et al. (2013-a) describe a pyroclastic density current deposit associated with the CHA2 event. A maximum age of 5.3-4.9 ky BP has been estimated by C<sup>14</sup>, based on the soil underneath the deposit.

In general, the deposit shows defined contact at the base and top, but in some points, the top of the deposit has been reworked. The deposit shows dispersion to the NNE, with a thickness of 100 – 150 cm and juvenile of 14-9 cm in diameter at 30 km E from the vent, and 80-60 cm-thick deposit and juvenile of 2-1 cm in diameter at the most distal preserved point in Los Alerces National Park in Argentina (70 km far from the vent). The deposit corresponds to a single unit, without evidence of a more complex process of formation, and it shows gradations and three layers: a base of 1-2 cm of fine ash, followed by a reversed grading of juveniles, with the maximum clast size of 4-7 cm near the middle of the deposit. The upper half of the deposit is massive, with lower clasts sizes, and on the last centimeters of the deposit a reversed gradation

of the juveniles and lithics, topped by a 1-2 cm of middle lapilli deposit. In the Argentinean outcrops, CHA2 presents reverse grading, from base to top. Details of the deposit are showed in Figure 6.



Figure 6: Photos of CHA2 deposit. It is shown the approximately location, thickness and clasts details.

White angular pumices with marked elongated vesicles and polymictic lithic clasts dominate CHA2 tephra deposit. Free crystal clasts are not recognized in the deposit. In some outcrops, juveniles show a thin orange cover on the surface, but it is rather uncommon. The pumices of CHA2 are rhyolitic in composition, with about 75% SiO<sub>2</sub>.



Thin sections were made selecting big clasts of different outcrops of the deposit. All thin sections show an average of 46% crystal-free glass, 1% microphenocrysts and 53% vesicles. Microlites are lacking in the studied samples. Microphenocrysts are mostly plagioclase (97% of the crystals) with low content of Fe-Ti oxides (2%) and apatite (1%), while hydrated minerals were not found (Figure 7-a). Plagioclase compositions are  $An_{47-52}$ , without zonation. Maximum sizes range between 0.5-1 mm. Most crystals are euhedral to subhedral, and generally, plagioclase is isolated, although some clusters are recognized. Fe-Ti oxides are mostly isolated and euhedral-anhedral, with sizes up to 0.1-0.2 mm in size. Apatite is present as tiny euhedral crystals of 0.4  $\mu m$  inside of plagioclase (poikilitic texture).

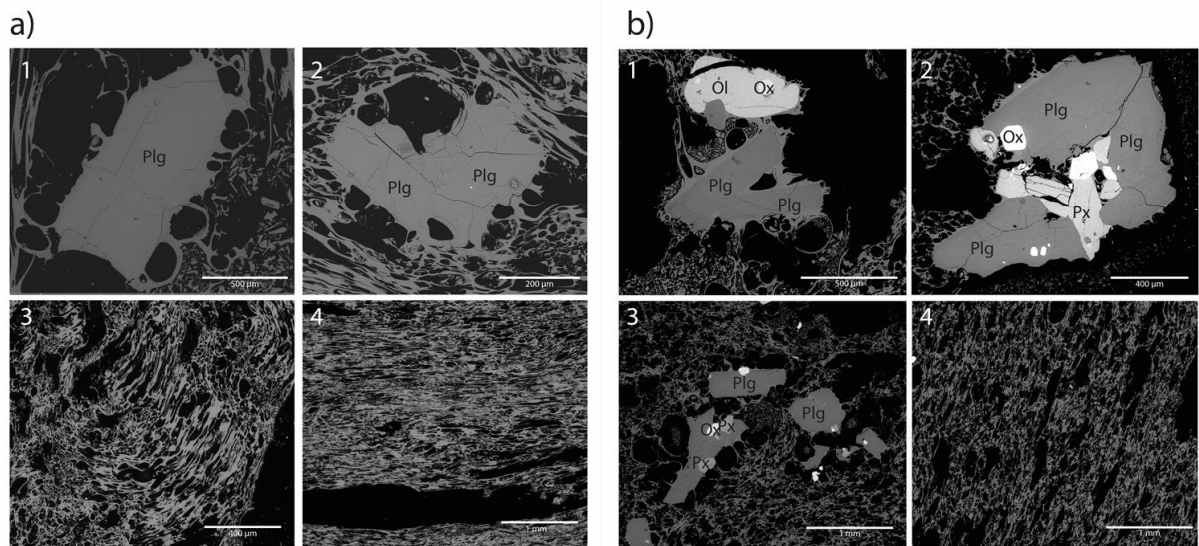


Figure 7: BSEM image. (a) CHA2, in detail (1)-(2) plagioclase phenocrysts, (2) and (3) vesicles morphologies. (b) DAC MICH, in detail (1)-(2)-(3) plagioclase, pyroxenes, olivines and oxides phenocrysts, (4) vesicles morphologies.

Lithics belonging to CHA2 deposit include andesites, obsidians and granitoids, with few metamorphic clasts. Obsidians are believed to be part of an old dome built on top of Chaitén volcano on previous eruptions, and granitoids and metamorphic clasts probably came from the basement of the area, known as North Patagonic Batholith and North Patagonic Metamorphic Complex.

Pumices of CHA2 deposit show mainly elongated vesicles, with few spherical ones; usually they are oriented in one direction (Figure 7-a). The size of the vesicles depends of their shape, with elongated ones reaching up to 0.2-0.5 mm, while rounded ones are between 0.02 – 0.15mm. It is important to notice that larger rounded vesicles are formed around most of the plagioclases of the pumices, reaching up to 0.2-0.4 mm.

Chemical analyses are shown in Table 1. Our data are in agreement with the ones presented by Naranjo and Stern (2004), Watt et al. (2013-a), Amigo et al. (2013) and Alloway et al. (2017). For CHA2, pumices are characterized by high silica content (74.8% SiO<sub>2</sub>); the mean glass composition is 76.1% SiO<sub>2</sub>. Glass composition is slightly more evolved than the bulk composition.

Table 1: Bulk and glass composition, normalized 100% anhydrous.

Sample	CHA2 Bulk <sup>(1)</sup>	CHA2 Glass <sup>(2)</sup>	DAC MICH Bulk <sup>(1)</sup>	DAC MICH Glass <sup>(3)</sup>
SiO <sub>2</sub>	74.25	77.29	64.71	65.78
TiO <sub>2</sub>	0.132		0.846	0.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.51	13.98	16.02	16.06
FeO <sub>t</sub>	1.55	0.80	5.96	5.18
MnO	0.065		0.153	0.14
MgO	0.24		1.05	1.14
CaO	1.27	1.24	3.29	3.49
Na <sub>2</sub> O	3.95	3.92	4.82	4.25
K <sub>2</sub> O	2.97	2.76	2.89	3.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.073		0.263	0.17

<sup>(1)</sup> Analysis at Washington State University Geoanalytical Lab

<sup>(2)</sup> Analysis by SEM, University of Chile

<sup>(3)</sup> Analysis by Microprobe at Geosciences Institute of Johannes Gutenberg Universität Mainz, Germany.

Granulometrically, CHA2 deposit shows a unimodal distribution of the clasts, as shown in Figure 8-a, with a maximum size clasts between  $-2\phi$  and  $-1\phi$  for most of the samples. The coarser portion of the deposit is dominated by pumices (86%). Lithics are absent in the  $-5\phi$  and  $-4\phi$

sieves. Only in the Ventisquero Amarillo section we found a larger amount of lithics (32%). In the most distal sample, corresponding to Los Alerces National Park Section, we found a very low lithic content (1%).

Fine fraction ( $5\phi$ ) is very low in all the analyzed samples, representing only 4-12%wt on the near-vent outcrops (Dry Lake, Riñihué Lake, Ventisquero Amarillo and Michinmahuida River Sections), increasing to 36% wt at the distal point (Los Alerces National Park Section).

### 3.2 DAC MICH DEPOSIT

DAC MICH corresponds to a dacitic tephra deposit attributed to Michinmahuida volcano by Amigo et al. (2013), with an estimated age of 0.5-0.3 ky BP based on the underneath soil (Amigo et al., 2013). According to field observations, DAC MICH is one of the best conserved tephra deposits of Michinmahuida volcano, although very restricted to the S-SE of the volcano, as outcrops were found only in the Michinmahuida River valley (20-1 cm-thick), and in Ventisquero Amarillo (10 cm-thick). An isolated outcrop was found near Riñihué Lake. The deposit has also been found in cores taken from the sediments of Pinto Lake, near Futaleufú, where the sample named SC-T6 is a few millimeters thick, confirming the dispersion axis (Alloway et al., 2017).

The deposit consists on a layer reversely graded from the base to the top, while on some areas, near Turbio Chico, a fine layer of ash is present on the top. A maximum clast size of 2-3 cm is constant on most of the sampling points, as can be noticed in Figure 9.

Pink-orange pumices, with rounded vesicles, polymictic lithic clasts, lacking free crystal clasts, compose the deposit of DAC MICH. The juveniles are well preserved, with almost no alteration, and the shape is angular and mostly equidimensional.

The composition of juveniles from DAC MICH is dacitic, with 65%  $\text{SiO}_2$ , and they are composed by an average of 33% crystal-free glass, 7% phenocrysts and 60% vesicles. Phenocrysts are represented by plagioclase (3%), pyroxenes (2%), olivine (1%) and Fe-Ti oxides (1%), with a low quantity of apatite (Figure 7-b). Microlites are lacking on the studied samples. Plagioclases are euhedral-subhedral, with a composition of  $\text{An}_{47-51}$ , without any zonation pattern. These minerals range between 3-0.7 mm in length. Pyroxenes are euhedral-subhedral. Composition is restricted

to two extreme groups: orthopyroxenes as  $En_{53-57}$  and clinopyroxenes with  $Wo_{37-40} En_{39-42} Fs_{19-24}$  composition, just below the diopside-hedenbergite line.

Sizes of pyroxenes are around 0.5 mm for the Ca-group, and 0.7-0.5 mm for the ones on the enstatite-ferrosilite boundary. Anhedrals olivines are presented in a low proportion, 0.6 mm long, with a composition of  $Fo_{47-48}$ . Fe-Ti oxides and apatite are rare, both are present as euhedral crystals, with sizes ranging between 0.1-0.05 mm for oxides, and <0.15 mm long for apatite. Clusters of minerals are present, typically made of the entire mineral group described above, or lacking the apatite.

Lithics of this deposit are mainly black andesites and obsidian clasts, both showing porphyritic texture. The lithic clasts are angular, and they reach sizes up to 0.8-0.4 mm at 7 km from the vent.

Vesicles of DAC MICH are rounded on the range of 1-0.5 mm in diameter, although elongated vesicles are also present, deformed particularly around big rounded vesicles, in the range of 0.5-0.3 mm, showing the coexistence of elongated and rounded vesicles on the same clast (Figure 7-b). As in CHA2, rounded vesicles in the order of 0.2 mm are formed around minerals, but some of them show thin walls, even some seems to have suffered coalescence.

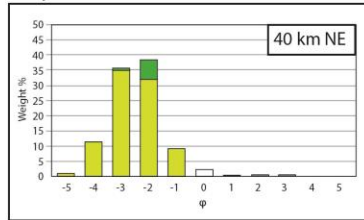
As shown in Table 1, glass composition of DAC MICH is slightly more evolved than the bulk composition, as the first contains 65.8%  $SiO_2$ , while the second contains 64.7%  $SiO_2$ .

The granulometry results for DAC MICH is shown in Figure 8-b, where we can observe a unimodal clast distribution. Coarse clasts on  $-5 \phi$  lack in all deposits. Lithics show a major presence near the vent (Ventisquero Amarillo Section), representing 13% of the sample.

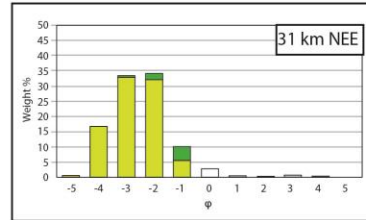
The ash fraction increases with the distance from the vent, varying from 48% at the proximal area to 63% at the most distal sampling point.

a) CHA2 histograms

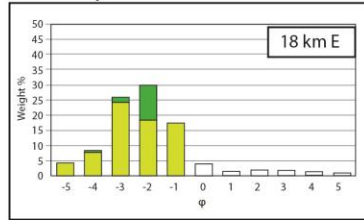
Dry Lake



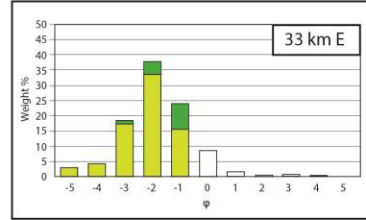
Riñihué Lake



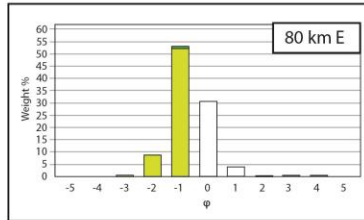
Ventisquero Amarillo



Michinmahuida River

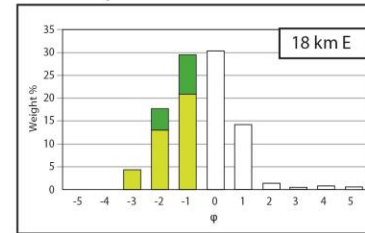


Los Alerces National Park

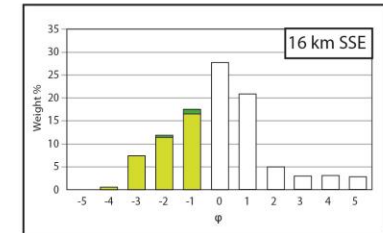


b) DAC MICH histograms

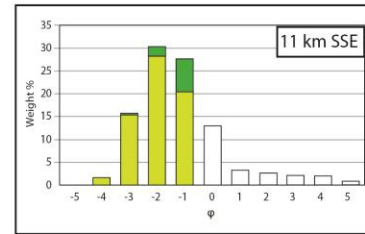
Ventisquero Amarillo



W887 route



Turbio Chico River



Turbio Grande River

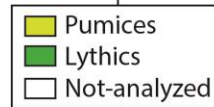
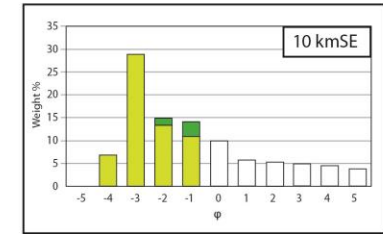


Figure 8: Grain size distribution and component histograms from (a) CHA2 and (b) DAC MICH deposits.



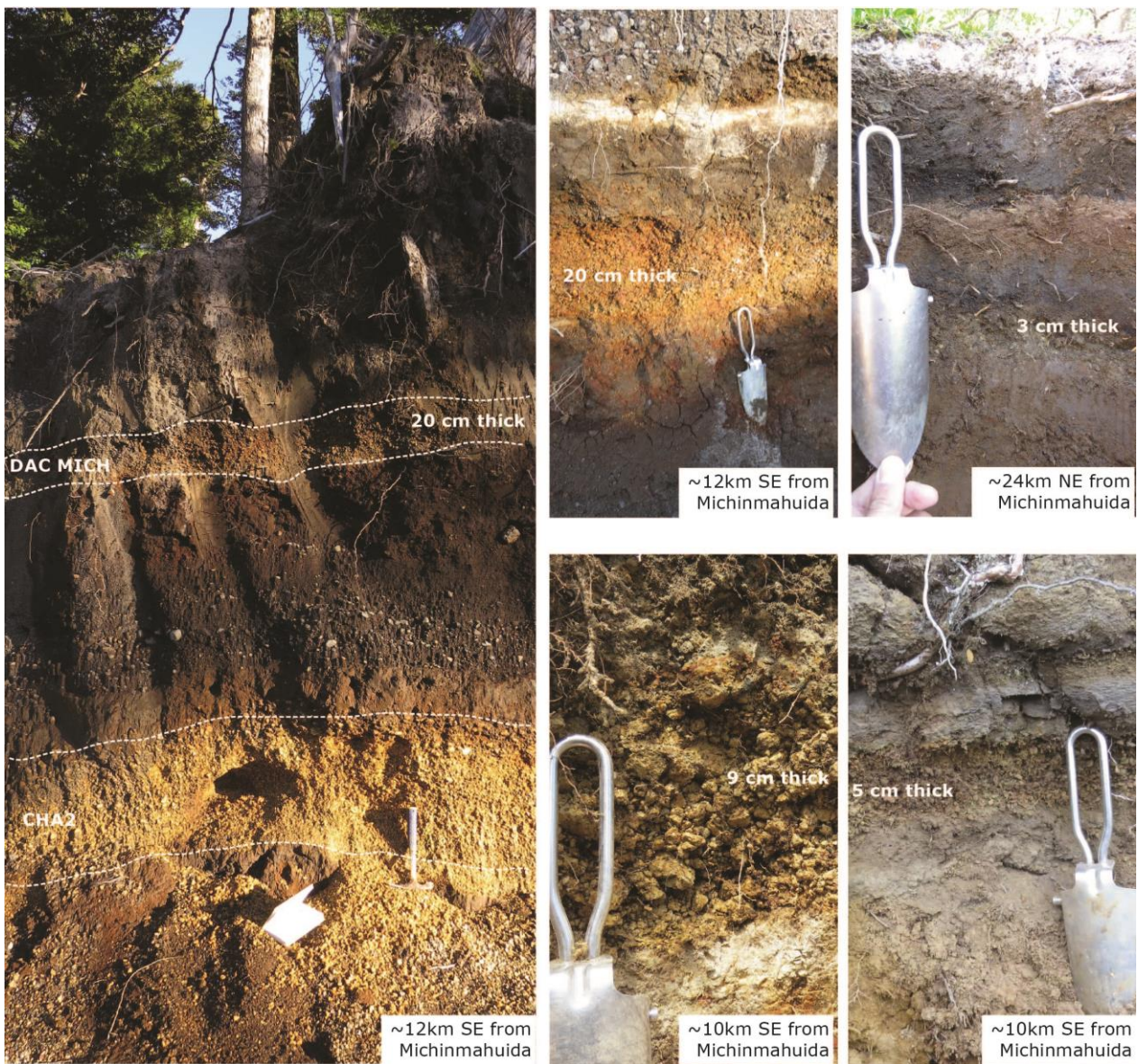


Figure 9: Photos of DAC MICH deposit. It is shown the approximately location, thickness and clasts details.

## 3.5 ERUPTIVE PARAMETERS

### 3.5.1 *Isopachs and volume*

The thickness of outcrops was utilized for the construction of isopachs, which have been used to estimate the volume of the erupted material. During the last decades, different methodologies have been developed to estimate the volume of fallout deposits. Fierstein and Nathenson (1992) considered an exponential thickness decay following the formula  $V = 2T_0/k^2$ , where  $T_0$  is the extrapolated maximum thickness and  $k$  the slope of the line in the  $\ln T$  vs  $A^{1/2}$  plot. According to Bonadonna and Costa (2012), this method could significantly underestimate the value of the volume when distal data are lacking, especially for events that produce a significant amount of fine ash (Bonadonna and Houghton, 2005). Bonadonna and Houghton (2005) suggest to consider a power-law fit and to use at least three exponential segments to describe a deposit. This method however not always characterizes a deposit, especially when it is poorly preserved, and the power-law fit cannot be integrated between zero and infinity (Bonadonna and Costa, 2012). As a result, Bonadonna and Costa (2012) propose a methodology that uses the Weibull distribution and combines the advantages of exponential and power-law fit in the semilog plots.

In this study, we estimated the volume following the methodology described in Fierstein and Nathenson (1992) and Bonadonna and Costa (2012).

For CHA2 deposit, we traced five isopachs utilizing 24 measurement points in order to compute eruptive volume (Figure 10-a). We obtained an estimated volume of 5.12 km<sup>3</sup> by applying the exponential thickness decay methodology and of 5.67 km<sup>3</sup> by applying the Weibull distribution methodology (Figure 10-b). The volcanic magnitude is estimated directly from this range of volumes, which correspond to VEI 5 for CHA2.

In the case of DAC MICH, the estimation of volume was not performed. This was decided due to the scarce measurement points, its distribution and the poor preservation of the thickness of the deposits. The last would make difficult the task of tracing the isopachs, as it would require a lot of interpolation and interpretation, leading to a very rough estimation with large errors.



### 3.5.2 Isopleths and eruptions intensities

Series of isopleths lines were traced using the maximum-clast sizes data, with the purpose of estimating the maximum height of the column by applying the widely used Carey and Sparks (1986) methodology. This method uses a linear increase of wind velocity up to the tropopause 0.75 m/s, where the maximum velocity is reached.

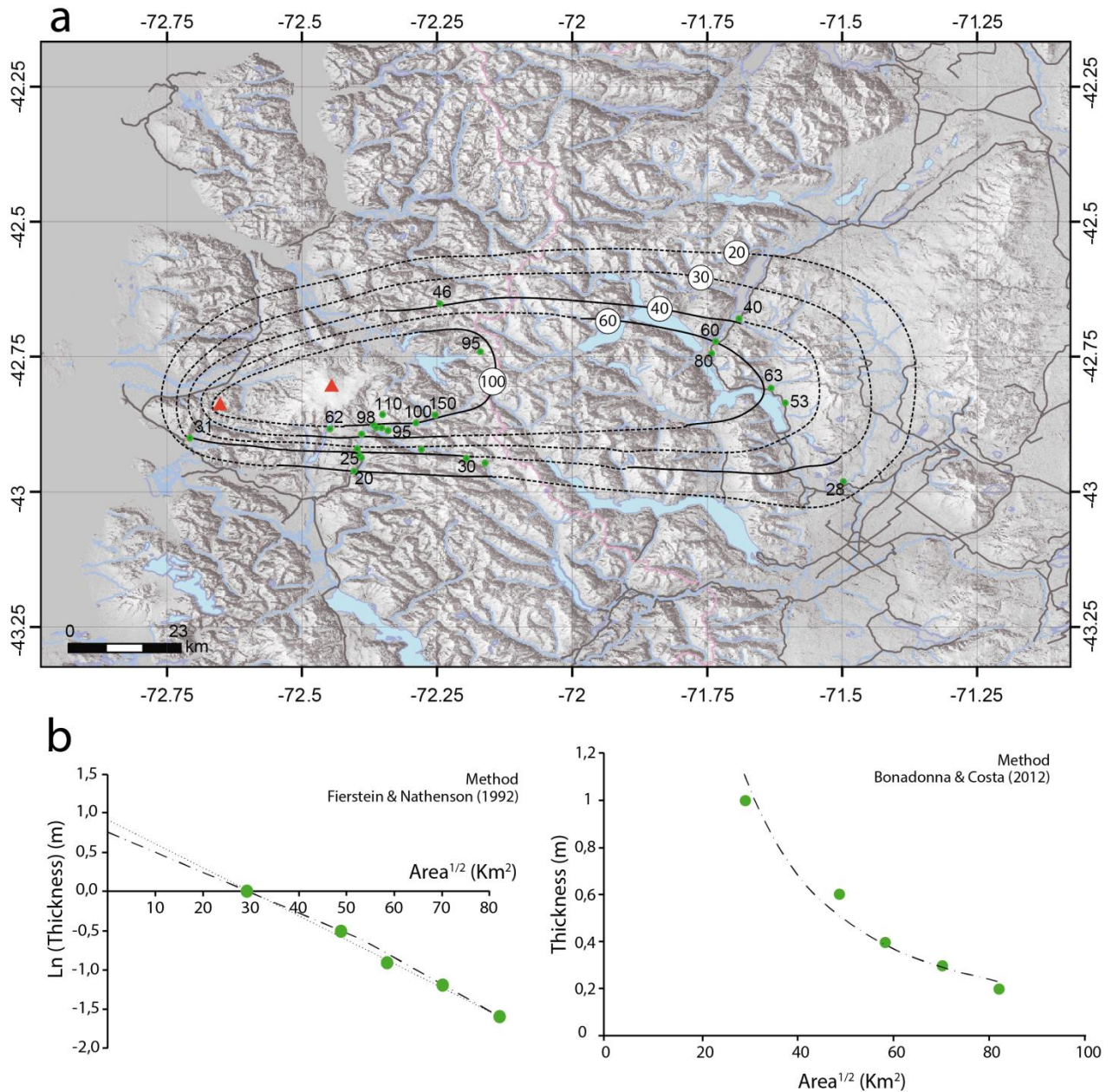


Figure 10: a) Isopachs map for CHA2. Values of thickness on each isopach are in cm. Continuous black lines corresponds to well constrained isopachs, while dashed lines correspond to inferred zones. b) Volume estimation methods.

In order to obtain the isopleths for the eruptions, the maximum clast size of juveniles was determined by the methodology described by Bonadonna et al. (2013), known as G3/5, which estimates this value as the average of the geometric mean of the three orthogonal axes of the five larger clasts. CHA2 deposit contains clasts sizes that reaches up to 42 mm and 10 mm of diameter for pumices and lithics respectively, at 40 km NNE from the vent, and 10 mm and 2mm for pumices and lithics respectively at 75 km from the vent, in Argentina (Figure 11-a). We noticed that pumice shape varies with the distance to the vent and with the dispersion axis, with a max/min diameter ratio of 1.5 at 33 km E from the vent, up to 3 at 75 km from the vent in the E direction. The deposits from DAC MICH event are more consistent in their grain sizes (Figure 11-b), as their pumices show sizes from 31 – 14 mm and lithics from 10 – 7.5 mm. A distal deposit was found on the Riñihué Lake section, where the pumice and lithics clast size reach only 8 and 3 mm respectively.

Using the isopleths maps, column height estimations were performed following the method described in Carey and Sparks (1986), with the MathLab implementation introduced by Biass et al. (2015).

In the case of CHA2, we could reconstruct three isopleths for the event, presented on Figure 11-a. These contours were made based on 13 maximum clast size data distributed on the study area. This leads us to estimate a column high between 26-28 km of altitude for CHA2 event, utilizing only the 40 and 36 mm contours, as they are better-constrained isopleths than the 12 mm one.

For DAC MICH the analysis was different, as the distal deposit found in Riñihué Lake section evidences a bimodal wind distribution during the volcanic event, resulting on two lobes for the deposit as is shown on Figure 11-b. We propose this distribution as the maximum clast size estimations made on the stratigraphic sections on proximal area, indicates a diminution through the SSE from the vent, which does not correlate with the Riñihué clasts size values.

The construction of the DAC MICH isopleths with SSE dispersion was made based on 11 maximum clast size data, arranged to draw four contours. On the other hand, the sample point in Riñihué area is a single point, and for its consideration, we extrapolated the SSE isopleths to fit to the 8mm clast size on Riñihué, showing contour of a minimum clast distribution.

According to this, a column of 8-13 km high is estimated from the four SSE isopleths drawn for DAC MICH event (Figure 11-b).

Following, Sparks et al. (1997) estimated the maximum column height  $Ht$  is a function of the thermal flux at the vent, the stratification and moisture content of the atmosphere, and the volatile content of the magma. The thermal flux is the factor that mostly affects the height of pyroclasts, and it is related to the mass discharge rate of magma and its thermal content. Observations of historic explosive volcanic events have shown that the column height can be simply calculated with the following relationship  $Ht = 0.236 Q^{0.25}$  (Wilson and Walker, 1987), where  $Ht$  is the maximum plume height in km,  $Q$  is the mass eruption rate (MER) of magma in kg/s. According to this formula, a MER on the range of  $1.45 - 2.10 \cdot 10^8$  kg/s has been estimated for CHA2 event, and  $1.32 - 9.21 \cdot 10^6$  kg/s for DAC MICH.



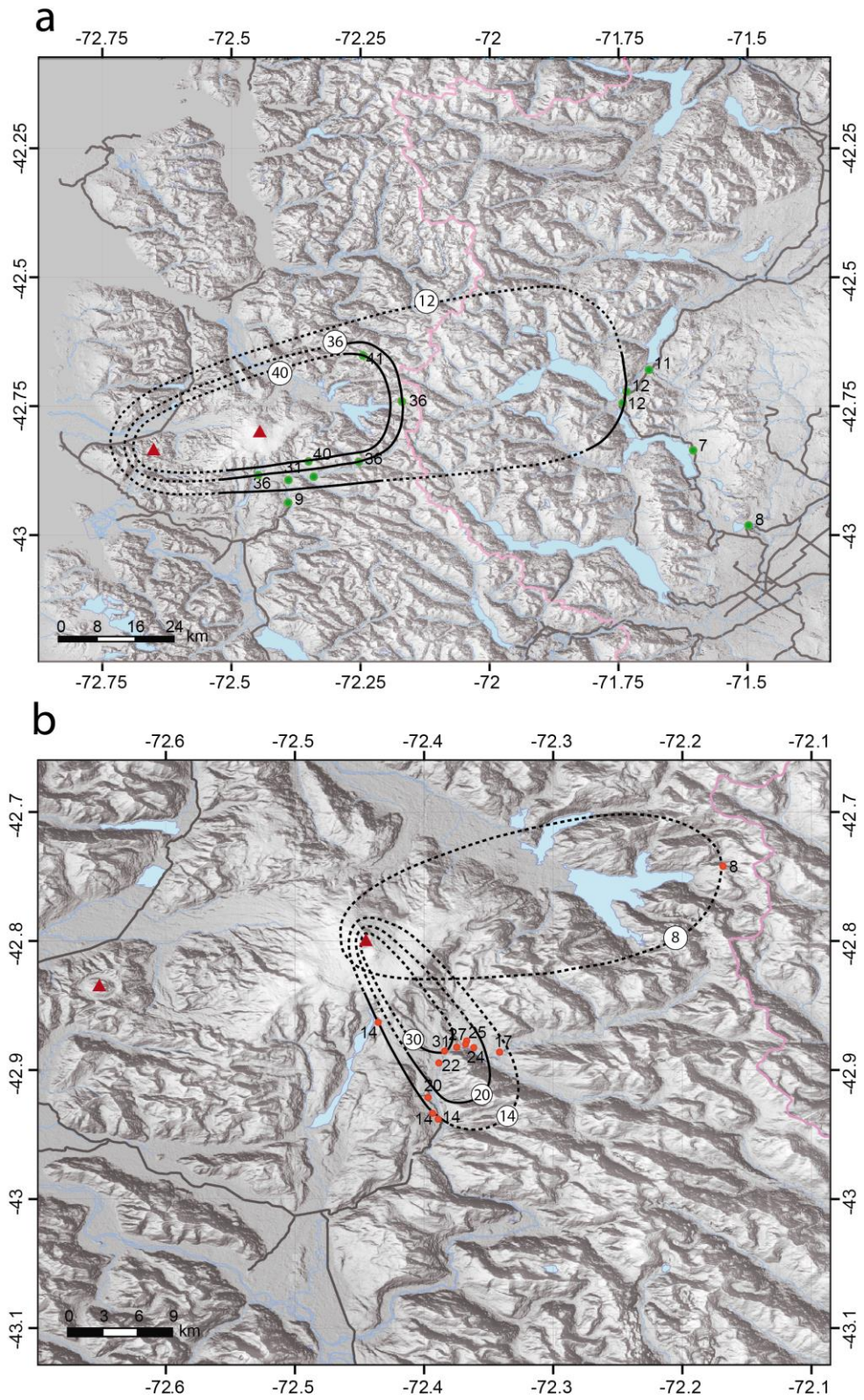


Figure 11: Isopleths Maps. Continuous black lines correspond to well-constrained isopleths, while dashed lines correspond to inferred zones. Values of maximum clasts size and isopleths are in mm. a) CHA2 b)

DAC MICH.

# CHAPTER IV: MICHINMAHUIDA'S PRE-ERUPTIVE CHAMBER

## CONDITION ESTIMATION

### 4.1 INTRODUCTION

In this study, we utilized the petrologic experiments to constrain the pre-eruptive conditions of the DAC MICH event. We followed the methodology presented in Castro et al. (2013), and the experiments were performed at the Geosciences Institute of Johannes Gutenberg Universität, in Mainz, Germany.

Constraining the storage conditions of pre-erupted material is fundamental information to understand the magmatic system below the surface. The methodology is described by Rutherford et al. (1985), Martel et al. (1998), Coombs and Gardner (2001), Hammer and Rutherford (2003), where magma chamber conditions are estimated by a sequence of petrologic experiments at fixed pressure and temperature, which recreates the conditions of the magma chamber below the surface, thus allowing to constrain the stability fields of the natural phenocryst-silicate glass assemblage.

The principles that govern this methodology are related to the thermodynamic balances of the melt-crystals, where a mineralogical assembly with a fixed and distinguishable chemical characteristic will be formed by an specific condition of P-T-X in the magma, and for this reason, it will be possible reproduce them through petrological experiments.

### 4.2 METHODOLOGY

The method consists in powdering 50-80 mg of natural samples of pumices, which are introduced in gold capsules with 3-6 mg of distilled water to saturate the melt. The capsules are closed with an acetyl-oxygen torch, then weighted and heated on a hot plate for about 3 minutes, and reweighted to confirm they did not leak. The samples are reheated inside of Ni-Co-alloy cylindrical autoclaves, which are built to resist the high H<sub>2</sub>O pressure applied by a rotary. Inside the autoclaves a nickel tube is positioned on top of the gold capsule containing the sample, in order to prevent convection of the pressurized fluid and maintain the oxygen fugacity

constant around the NNO+1 value. Finally, pressure and temperature are fixed for the system, and the samples are maintained at those conditions for several hours, until equilibrium melt-minerals is reached, corresponding to conditions close to the natural ones (Pichavant et al., 2007; Cottrell et al., 1999). Once the time range is reached, the autoclave is removed from the oven and quenched with compressed air for 1-2 minutes, before been submerged in cold water. Finally the autoclave is opened by depressurization, and the sample are cleaned by ultrasounds and weighted. The capsule is then opened; the glass produced by the experiment is set in epoxy, and polished to be studied by microscope and microprobe.

The described petrologic experiments allow differentiating mineral stability fields, as the minerals are recognized by microprobe, and allow constraining the ranges of pressure and temperature at which the natural mineral assembly is achieved, as well as the original stability conditions.

Volatile content estimations were made using the methodology described by Moore et al. (1998), where pressure and temperature conditions are set between 700–1200°C and 1–3000 bar, and can be applied to any natural silicate liquid in that range, with an error of  $2\sigma = 0.5$  wt%.

### 4.3 EXPERIMENTAL RESULTS

In Table 2, we show the 15 petrological experiments performed to constrain the DAC MICH magma chamber P-T conditions. Samples were subjected to pressures between 50 – 200 MPa, temperatures in the range of 1000 – 800°C, for time lapses between 38 – 331 hours.

The experimental phase equilibrium diagram for the H<sub>2</sub>O saturated DAC MICH samples is shown in Figure 12, where the volatile content of the magma is represented by dashed gray lines.

Our results show that Fe-Ti oxides and clinopyroxenes are present over a wide range of pressure and temperature conditions, been their stability fields depending mainly by temperature. Fe-Ti oxides are only absent in the phase assemblage obtained by experiment DAC-14, so the stability line is traced using its occurring in the assemblages obtained by experiments DAC-10 and DAC-11.



The clinopyroxene stability line is traced using results from three pairs of experiments: DAC-9 and DAC-15, DAC-4 and DAC-10, DAC-5 and DAC-11, in which we recognized its occurrence and absence by the mineral assemblage's observation. The line shows a change in slope, showing a lower slope as pressure decreases.

Plagioclase stability line follows a similar pattern as the line of clinopyroxene, although change in slope occurs at larger pressures. At 150 MPa plagioclase is stable at 875° (DAC-12) and does not crystallize at 900° (DAC-5), while at lower pressures as 50 MPa is unstable at 1000°C (DAC-14) and it becomes stable at 975°C (DAC-9).

Table 2: Experimental conditions and results for DAC MICH

Experiment	Pressure (Mpa)	Temperature (°C)	Duration (hrs)	Mineral Assemblage
DAC-1	100	900	167	Plg, Opx, Cpx, Ox, Ol
DAC-2	100	850	212	Plg, Opx, Cpx, Ox, Ol
DAC-3	100	800	162	Plg, Cpx, Ox, Ol
DAC-4	100	925	144	Plg, Cpx, Ox, Ol
DAC-5	150	900	331	Opx, Cpx, Ox
DAC-6	150	850	133	Plg, Cpx, Ox
DAC-7	200	850	170	Plg, Cpx, Ox
DAC-9	50	975	165	Plg, Ox, Ol
DAC-10	100	950	128	Ox
DAC-11	150	950	46	Ox
DAC-12	150	875	190	Plg, Cpx, Ox
DAC-13	200	900	94	Cpx, Ox
DAC-14	50	1000	38	None
DAC-15	50	950	38	Plg, Cpx, Ox, Ol
DAC-16	150	925	95	(pending results)
DAC-17	125	900	97	

Plg=plagioclases; Opx=orthopyroxenes; Cpx=clinopyroxenes; Ox=Fe-Ti oxides; Ol=olivines

Olivines and orthopyroxenes show a more complex behavior as their stability areas depend on water content and pressure. Olivines at high temperatures do not occur (DAC-14 and DAC-10) and become stable in experiments DAC-9 and DAC-4. As temperature decreases, olivine are unstable at pressures higher than 125 MPa, as in experiments at 100 MPa the mineral is present (DAC-1, DAC-2, DAC-3 and DAC-4), not nucleating in experiments at 150 MPa (DAC-5, DAC-6, DAC-11 and DAC-12). The last observation is in good agreement with the water content estimations, as olivine occurrence seems to be restricted to values lower than 4%wt H<sub>2</sub>O. Orthopyroxene are present only in three of the performed experiments: DAC-1, DAC-2 and DAC-5.

In experiment DAC-14 the magma liquidus of Michinmahuida's sample is reached, as on the results, that P-T conditions it presented only clean glass, meaning that no mineral equilibrates at those conditions.

Natural mineral assemblage of DAC MICH (plagioclase, olivine, clinopyroxene, orthopyroxene and Fe-Ti oxides) was recreated at P-T conditions corresponding to experiments DAC-1 and DAC-2.

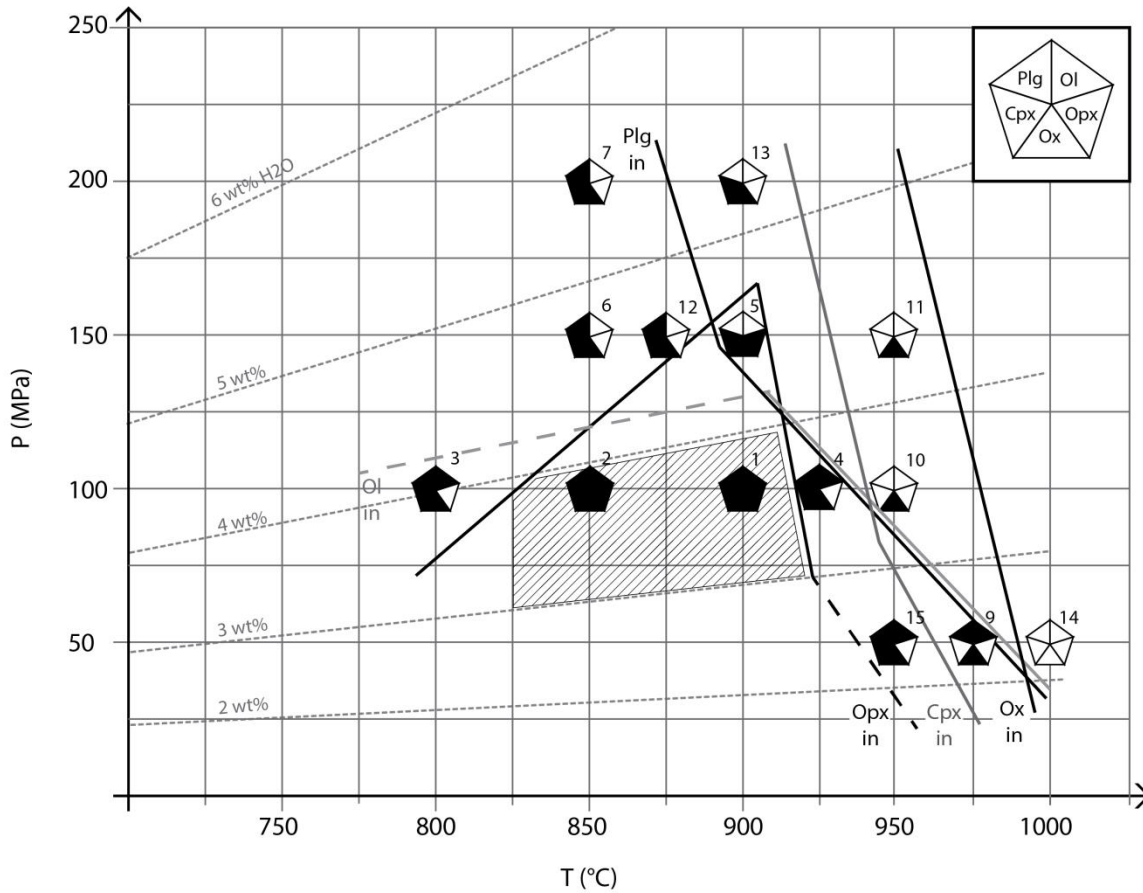


Figure 12: Experimental phase equilibrium diagram. Equilibrium mineral phases identified by microprobe analysis for experiments at controlled temperature-pressure and water saturation. Occurrence of crystals is shown as colored triangles in the pentagon, following the figure in the upper right of the graph. Natural sample is represented by the full-colored pentagon. Dashed lines indicate water concentration in the silicate melt according to the methodology described by Moore et al. (1998).

A comparison between natural and experimental plagioclase and pyroxenes compositions from DAC-1 and DAC-2 is shown in Figure 13 as ternary plots. Minerals obtained by equilibrium experiments show very similar chemical compositions of crystals from natural samples. Results from DAC-1 (plagioclase  $An_{45-52}$ , orthopyroxene  $En_{56-57}$ , clinopyroxene  $Wo_{38-40}$   $En_{39-42}$   $Fs_{17-23}$ , and olivine  $Fo_{48}$ ) and DAC-2 (plagioclase  $An_{43-55}$ , orthopyroxene  $En_{55-56}$ , clinopyroxene  $Wo_{40-41}$   $En_{38-42}$   $Fs_{17-22}$ , and olivine  $Fo_{44-55}$ ) show good agreement with the composition range of natural minerals.

Plagioclase with higher Ca content where not produced by these experiments, probably as these compositions represents older stages of the mineral evolution.

In Figure 13-c we show the composition range for all the olivines nucleated by the experiments; it is worth noticing that only experiments DAC-1 and DAC-2 reproduced the natural range of Forsterite ( $Fo_{47.3 - 48.5}$ ).

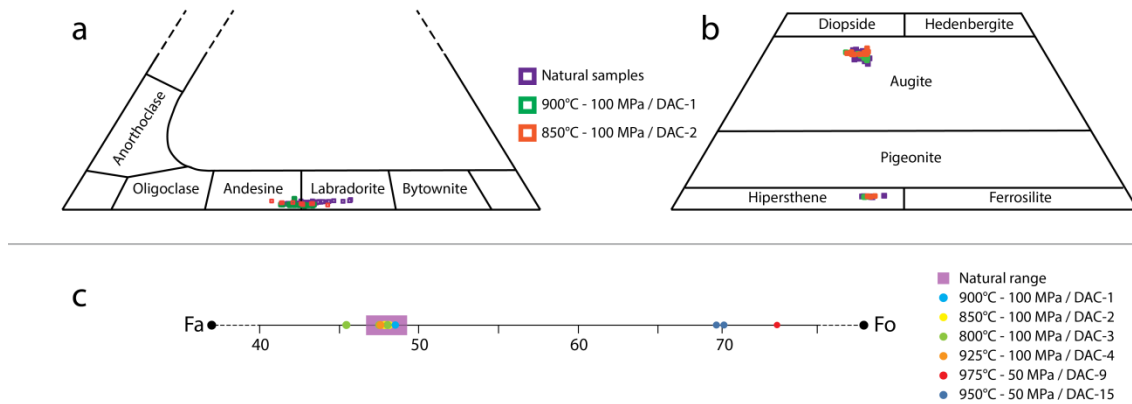


Figure 13: Mineral composition of experimental and natural samples. (a) Plagioclases and (b) pyroxenes compositions from experiments DAC-1 and DAC-2. (c) Experimental vs natural olivine.

According to these results, we estimate that the magma that originated the DAC MICH event was stored at  $P < 125$  MPa,  $T = 825-900^{\circ}\text{C}$ , and contained  $< 4\%$ wt of water. These results allow us to calculate a shallow storage depth of  $< 5$  km, if we consider a  $2500 \text{ kg/m}^3$  density of the country rock.

## CHAPTER V: MAGMA ASCENT MODELING

The open-source software *Confort 15* (Campagnola et al, 2016) is an improvement of the CONFLOW software developed by Mastin and Ghiorso (2000), which calculates steady state flow of magma and gas in vertical eruptive conduits, and estimates physical, thermodynamic, and transport properties of silicate melts, H<sub>2</sub>O gases, and melt-gas-crystal mixtures (Mastin, 2002).

We performed several simulation runs with *Confort 15* to compare the magma ascent of CHA2 and DAC MICH event. From the runs, we extrapolate the values of mixture density, and mixture velocity, in order to estimate the eruptive rate. We considered the final value of the mixture density ( $\rho$ ) and velocity of the material ( $v$ ) given by the modeling, to constrain the conduit radius as  $Q = \pi R^2 \rho v$ , where R is the conduit radius.

To perform the calculations, these programs utilizes several assumptions to facilitate the estimation of the parameters, such as: (1) steady flow; (2) the conduit is vertical and circular in cross section; (3) temperature, pressure, and velocity are the same for all phases at a given depth; (4) flux of heat and gas through the conduit wall are negligible relative to their flux up the conduit; (5) flow properties at any depth is averaged across the conduit's cross section; (6) no work is done between the flowing magma and the surroundings; and (7) prior to fragmentation, gas exsolves fast enough to maintain chemical equilibrium with the melt. After fragmentation, no further gas exsolution is calculated under the assumption that the decompression rate greatly exceeds that at which gas can exsolve (Mastin, 2002). *Confort 15* improved viscosity estimations acquiring in the methodology the formulae described by Giordano et al. (2008).

Input data for the numerical modeling include magma composition, pressure and temperature, abundance and principal mineral phase kind, conduit characteristics as length, diameter and shape. The shape of the conduit can be set as two extremes: cylindrical, when the diameter of the top is the same as in the base; or conical, when the diameters of the base and top differ. Output data of *Confort 15* include variation of velocity, density of the mixture, viscosity, void fraction and other parameters as the magma rises through the volcanic conduit.

In Table 3 we list all input data used in the numerical modeling with *Confort 15*. We used fixed values of temperature, pressure and water content to compare possible scenarios.

Table 3: Summary of input data used for Cha2 and DAC MICH on *Confort 15*

	CHA2	DAC MICH
Temperature (°C)	750 - 825*	825 - 900*
Pressure (MPa)	125 - 200 (>125*)	125 - 200 (<125*)
%wt H <sub>2</sub> O	1 - 5 (1-4*)	1 - 5 (<4*)
% crystals	1	7
Conduit radius (m)	10 – 100	10 - 70

\* Petrological experiments ranges

For temperature, we choose the two extreme values obtained from the petrological experiments: 750-825°C for CHA2, estimated for the 2008-09 Chaitén eruption by Castro and Dingwell (2009), and 825-900°C for DAC MICH. For volatile content, we considered the whole range between 1 to 5% wt.

For pressure, we utilized two different values for the numerical model simulations: 125 and 200 MPa (5 – 8 km depth). These values were chosen based on Castro and Dingwell (2009) paper and on the results of the petrological experiments presented on Chapter IV, along with the *Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur* (OVDAS - SERNAGEOMIN) seismic information of the area (Figure 14), which shows a concentration of volcanic seismic hypocenters up to 8km depth (~200 MPa). These data is also consistent with Wicks et al. (2011), where they estimate a depth for the top of Chaitén 2008-09 magma chamber of 5.5 km.

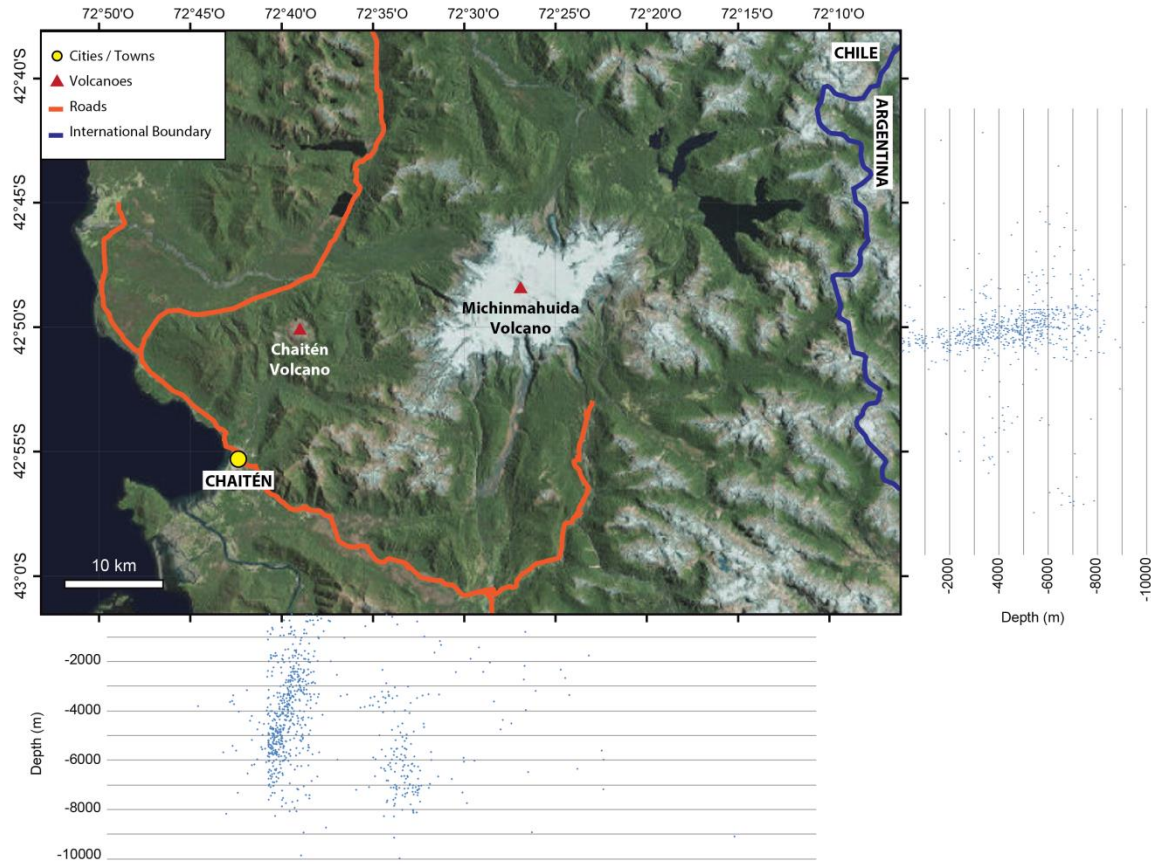


Figure 14: 2011-2017 VT seismic data of the study area, from OVDAS (quality A and B).

The chemical input information was taken from samples analyses (Table 1), corresponding to the magma composition from bulk samples of juveniles. Crystal content was considered 1% for CHA2, and 7% for DAC MICH, according to the thin section analysis made on the Chapter III of this study.

Finally, the conduit geometry was considered a vertical cylindrical conduit with diameter estimations based on Pyle (1999) and Costa et al. (2007), where values for conduit radius for explosive eruptions are listed for different magma composition and eruptive styles.

## 5.1 SIMULATION RESULTS

On the following sections and tables are presented all the results of the analysis of both volcanic deposits made with *Confort 15*. The tables contain the values obtained for melt exit velocity,

melt exit viscosity, eruptive rate and column height for all the temperatures, pressures and radius conduit considered.

It is important to notice that all the performed simulations by *Confort 15* resulted in an explosive eruption, meaning that for both cases (CHA2 and DAC MICH) the obtained results indicated an abrupt decrease of magma viscosity, which refers to the fragmentation of magma, and its subsequent explosive behavior.

The modeling results of this behavior are presented on the Figure 15, where are exposed a couple of examples of these characteristic for both volcanic events. It is interesting to notice that CHA2 magma fragments at deeper regions than DAC MICH's, as it was explain by Papale et al. (1998) for rhyolitic vs. dacitic magmas.

At the region below the level of fragmentation, we also recognize large gradients in gas volume fraction, and melt viscosity, as it was expected from Papale et al. (1998) and Cashman et al. (1999).



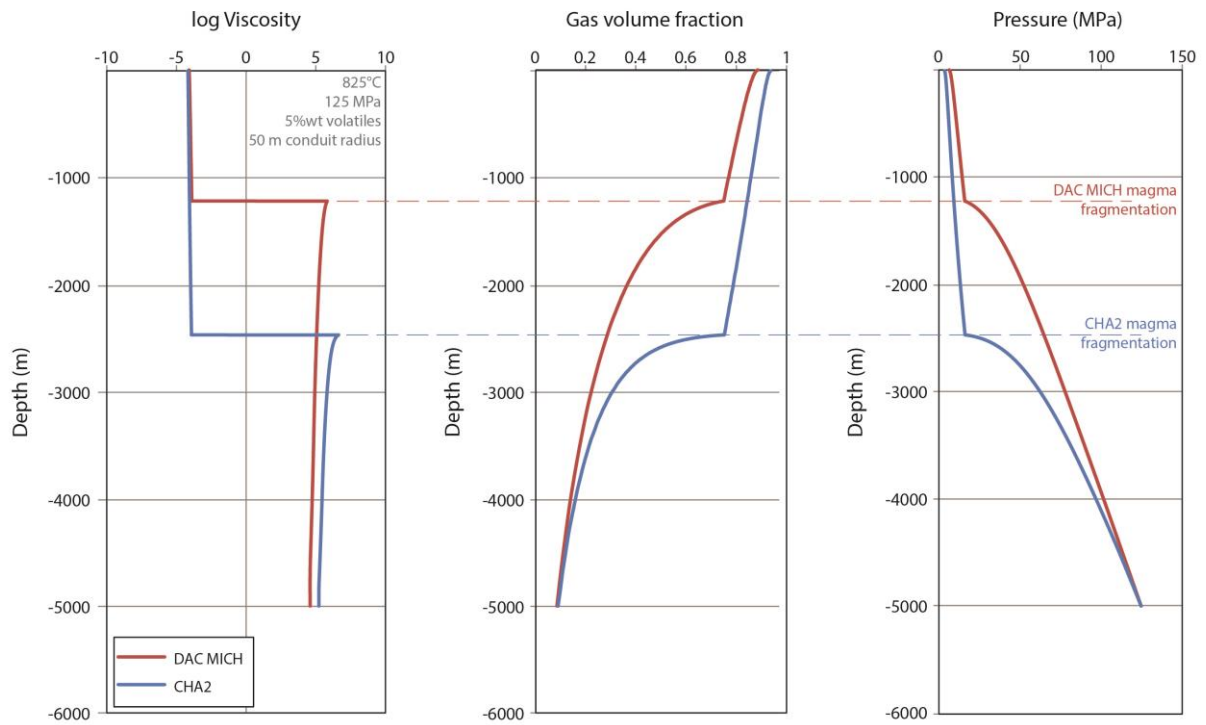


Figure 15: Variation of gas volume fraction, melt viscosity, and melt pressure regarding to the depth. Results obtained by *Confort 15*, for 825°C, 125 MPa, 5%wt water, and conduit radius of 50 m. for both eruptions.

In order to analyze and discuss the *Confort 15* results in the following Chapter VI, here we present the ranges of the results for the different parameters we obtained from *Confort 15*.

### 5.1.1 CHA2

*Confort 15* simulation results for CHA2 event, including values obtained for melt velocity, melt viscosity, mass eruptive rate and volcanic column height at different temperatures and conduit radius, are shown in detail in Table 4, Table 5, Table 6 and Table 7.

The results show important variations on exit velocities estimations in the values obtained by the simulations. We see differences of 0.07 to 139 m/s in the case of 125 MPa and 750°C. These values are almost equal to those of 200 MPa and 750°C, where the range obtained is between

0.06 to 138.7 m/s; although for 125 MPa and 825°C, the range is a little different, as it reaches 0.15 to 149.7 m/s. The maximum exit velocities are larger for higher volatile contents.

For the densities, the maximum value obtained was 276 kg/m<sup>3</sup> for 825°C and 125MPa, followed by 263.71 kg/m<sup>3</sup> at 750°C and 125MPa. While the minimum values go between 10 – 15 kg/m<sup>3</sup> in all the temperatures and pressures considered.

In the case of the values obtained for the maximum viscosity reached by the melt during the ascent, which occurs before the magma fragmentation, we found the major differences in the case of 200 MPa and 750°C, where the minimum log (viscosity) reached 7.337, and the maximum 9.31, which is equivalent to a difference of  $1.5 \cdot 10^3$  to  $1.1 \cdot 10^4 Pa \cdot s$ . The reached viscosities are larger for smaller water contents.

For mass eruptive rates, the results are graphed on the Figure 16. The simulations show very important differences on the ranges. We see differences of  $7.95 \cdot 10^2 - 7.7 \cdot 10^8$  kg/s in the case of 125 MPa and 750°C, and of  $7.98 \cdot 10^2 - 7.19 \cdot 10^8$  kg/s for 200 MPa and 750°C. The range changes for higher temperatures, where we found  $1.69 \cdot 10^3 - 1.51 \cdot 10^9$  kg/s for 125 MPa and 825°C, and similar values for 200 MPa and 825°C. The values for mass eruptive rate are higher for higher conduit radius, as well as for higher volatile contents.

Table 4: CHA2 *Confort 15* results for 750°C and 125 MPa

INPUT				OUTPUT			ESTIMATIONS	
Temperature (°C)	Pressure (MPa)	Water (%wt)	Radius (m)	Density (kg/m <sup>3</sup> )	Velocity exit (m/s)	log viscosity (MPa)	Mass eruptive rate (kg/s)	Column height (km)
750	125	1	10	36.136	0.07	9.029	7.95.E+02	1.25
750	125	1	20	36.37	0.069	9.236	3.15.E+03	1.77
750	125	1	30	37.425	0.093	9.295	9.84.E+03	2.35
750	125	1	50	36.601	0.268	9.286	7.70.E+04	3.93
750	125	1	70	36.686	0.529	9.286	2.99.E+05	5.52
750	125	1	90	36.714	0.87	9.283	8.13.E+05	7.09
750	125	1	110	36.673	1.31	9.281	1.83.E+06	8.68
750	125	2	10				1.84.E+04	2.75
750	125	2	20	16.002	7.891	8.428	1.59.E+05	4.71
750	125	2	30	16.004	17.378	8.435	7.86.E+05	7.03
750	125	2	50	16.134	44.418	8.442	5.63.E+06	11.50
750	125	2	70	16.059	73.883	8.463	1.83.E+07	15.43
750	125	2	90	20.682	78.144	8.495	4.11.E+07	18.90
750	125	2	110	25.951	79.418	8.518	7.83.E+07	22.20
750	125	3	10	10.086	94.607	7.89	3.00.E+05	5.52
750	125	3	20	16.332	99.976	7.955	2.05.E+06	8.93
750	125	3	30	23.2	100.262	8.004	6.58.E+06	11.95
750	125	3	50	38.159	97.431	7.504	2.92.E+07	17.35
750	125	3	70	50.168	101.313	8.11	7.82.E+07	22.20
750	125	3	90	62.731	101.815	8.144	1.63.E+08	26.65
750	125	3	110	74.736	102.299	8.17	2.91.E+08	30.81
750	125	4	10	25.033	117.988	7.645	9.28.E+05	7.32
750	125	4	20	35.772	118.458	7.701	5.32.E+06	11.34
750	125	4	30	46.22	118.892	7.75	1.55.E+07	14.82
750	125	4	50	65.34	119.755	7.81	6.15.E+07	20.90
750	125	4	70	82.674	120.532	7.857	1.53.E+08	26.26
750	125	4	90	99.352	120.142	7.892	3.04.E+08	31.16
750	125	4	110	113.01	121.919	7.923	5.24.E+08	35.70
750	125	5	10	44.659	134.642	7.398	1.89.E+06	8.75
750	125	5	20	56.915	135.23	7.444	9.67.E+06	13.16
750	125	5	30	68.581	135.855	7.486	2.63.E+07	16.91
750	125	5	50	90.804	136.922	7.553	9.76.E+07	23.46
750	125	5	70	110.598	137.917	7.604	2.35.E+08	29.21
750	125	5	90	128.742	138.817	7.639	4.55.E+08	34.46
750	125	5	110	145.109	139.65	7.671	7.70.E+08	39.32

Average	51.637	82.317	8.195	9.65E+07	15.69
Max	145.109	139.65	9.295	7.70E+08	39.32
Min	10.086	0.069	7.398	7.95E+02	1.25

Table 5: CHA2 *Confort 15* results for 825°C and 125 MPa

INPUT				OUTPUT			ESTIMATIONS	
Temperature (°C)	Pressure (MPa)	Water (%wt)	Radius (m)	Density (kg/m <sup>3</sup> )	Velocity exit (m/s)	log viscosity (MPa)	Mass eruptive rate (kg/s)	Column height (km)
825	125	1	10	35.765	0.15	8.019	1.69.E+03	1.51
825	125	1	20	34.233	0.655	8	2.82.E+04	3.06
825	125	1	30	34.333	1.474	7.993	1.43.E+05	4.59
825	125	1	50	34.611	4.072	7.989	1.11.E+06	7.65
825	125	1	70	34.277	8.123	7.985	4.29.E+06	10.74
825	125	1	90	34.474	13.213	7.985	1.16.E+07	13.77
825	125	1	110	34.426	19.531	7.985	2.56.E+07	16.78
825	125	2	10	15.135	21.641	7.251	1.03.E+05	4.23
825	125	2	20	15.063	69.391	7.271	1.31.E+06	7.99
825	125	2	30	21.654	79.916	7.31	4.89.E+06	11.10
825	125	2	50	38.784	82.476	7.358	2.51.E+07	16.71
825	125	2	70	56.877	83.085	7.359	7.27.E+07	21.80
825	125	2	90	74.845	83.7	7.414	1.59.E+08	26.52
825	125	2	110	92.641	84.27	7.433	2.97.E+08	30.98
825	125	3	10	22.345	103.628	6.877	7.27.E+05	6.89
825	125	3	20	41.411	104.406	6.949	5.43.E+06	11.39
825	125	3	30	59.847	105.149	6.997	1.78.E+07	15.33
825	125	3	50	93.631	106.558	7.051	7.84.E+07	22.20
825	125	3	70	123.451	107.874	7.09	2.05.E+08	28.24
825	125	3	90	150.599	109.036	7.121	4.18.E+08	33.74
825	125	3	110	182.548	105.823	7.142	7.34.E+08	38.85
825	125	4	10	43.414	122.87	6.649	1.68.E+06	8.49
825	125	4	20	69.025	124.094	6.722	1.08.E+07	13.52
825	125	4	30	97.01	118.46	6.77	3.25.E+07	17.82
825	125	4	50	131.829	127.153	6.833	1.32.E+08	25.28
825	125	4	70	165.634	128.895	6.878	3.29.E+08	31.78
825	125	4	90	195.843	130.429	6.911	6.50.E+08	37.68
825	125	4	110	235.094	125.146	6.936	1.12.E+09	43.16
825	125	5	10	64.63	140.413	6.421	2.85.E+06	9.70
825	125	5	20	93.113	141.932	6.494	1.66.E+07	15.07
825	125	5	30	118.661	143.289	6.544	4.81.E+07	19.65
825	125	5	50	162.537	145.741	6.612	1.86.E+08	27.56
825	125	5	70	232.479	147.834	6.667	4.55.E+08	34.46
825	125	5	90	248.173	149.702	6.705	8.86.E+08	40.71
825	125	5	110	276.007	143.667	6.732	1.51.E+09	46.50

Average	96.126	90.966	7.156	2.12E+08	20.16
Max	276.007	149.702	8.019	1.51E+09	46.50
Min	15.063	0.15	6.421	1.69E+03	1.51

Table 6: CHA2 *Confort 15* results for 750°C and 200 MPa

INPUT				OUTPUT			ESTIMATIONS	
Temperature (°C)	Pressure (MPa)	Water (%wt)	Radius (m)	Density (kg/m <sup>3</sup> )	Velocity exit (m/s)	log viscosity (MPa)	Mass eruptive rate (kg/s)	Column height (km)
750	200	1	10	36.31	0.07	8.866	7.98E+02	1.25
750	200	1	20	36.702	0.069	9.16	3.18E+03	1.77
750	200	1	30	36.826	0.069	9.292	7.18E+03	2.17
750	200	1	50	36.858	0.16	9.31	4.63E+04	3.46
750	200	1	70	36.943	0.315	9.303	1.79E+05	4.86
750	200	1	90	36.79	0.525	9.304	4.92E+05	6.25
750	200	1	110	36.932	0.782	9.3	1.10E+06	7.64
750	200	2	10	16.041	0.93	8.461	4.69E+03	1.95
750	200	2	20	16.217	3.706	8.456	7.55E+04	3.91
750	200	2	30	16.033	8.529	8.453	3.87E+05	5.88
750	200	2	50	16.259	22.888	8.449	2.92E+06	9.76
750	200	2	70	15.998	43.728	8.457	1.08E+07	13.52
750	200	2	90	16.204	64.987	8.48	2.68E+07	16.98
750	200	2	110	17.719	78.95	8.5	5.32E+07	20.15
750	200	3	10	10.051			1.31E+05	4.49
750	200	3	20	10.113	83.84	7.894	1.07E+06	7.58
750	200	3	30	14.027	99.668	7.955	3.95E+06	10.52
750	200	3	50	26.875	94.727	8.032	2.00E+07	15.78
750	200	3	70	37.142	100.598	8.081	5.75E+07	20.55
750	200	3	90	48.741	101.095	8.125	1.25E+08	24.97
750	200	3	110	60.219	101.526	8.155	2.32E+08	29.14
750	200	4	10	12.007	112.032	7.521	4.23E+05	6.02
750	200	4	20	22.426	117.667	7.638	3.32E+06	10.07
750	200	4	30	33.251	118.126	7.711	1.11E+07	13.62
750	200	4	50	53.602	119.038	7.798	5.01E+07	19.86
750	200	4	70	72.327	119.867	7.854	1.33E+08	25.37
750	200	4	90	89.563	120.643	7.896	2.75E+08	30.39
750	200	4	110	105.525	121.378	7.932	4.87E+08	35.06
750	200	5	10	21.537	132.985	7.337	9.00E+05	7.27
750	200	5	20	37.157	133.809	7.455	6.25E+06	11.80
750	200	5	30	51.348	134.509	7.519	1.95E+07	15.69
750	200	5	50	76.562	135.734	7.619	8.16E+07	22.43
750	200	5	70	98.622	136.845	7.679	2.08E+08	28.33
750	200	5	90	118.608	137.77	7.719	4.16E+08	33.70
750	200	5	110	136.379	138.694	7.757	7.19E+08	38.65

Average	43.083	76.066	8.220	8.42E+07	14.60
Max	136.379	138.694	9.31	7.19E+08	38.65
Min	10.051	0.069	7.337	7.98E+02	1.25

Table 7: CHA2 *Confort 15* results for 825°C and 200 MPa

INPUT				OUTPUT			ESTIMATIONS	
Temperature (°C)	Pressure (MPa)	Water (%wt)	Radius (m)	Density (kg/m <sup>3</sup> )	Velocity exit (m/s)	log viscosity (MPa)	Mass eruptive rate (kg/s)	Column height (km)
825	200	1	10	34.545	0.095	8.048	1.03E+03	1.34
825	200	1	20	34.547	0.39	8.026	1.69E+04	2.69
825	200	1	30	35.111	0.864	8.019	8.58E+04	4.04
825	200	1	50	34.486	2.497	8.009	6.76E+05	6.77
825	200	1	70	34.527	4.889	8.005	2.60E+06	9.48
825	200	1	90	34.545	8.059	8.003	7.08E+06	12.18
825	200	1	110	34.804	11.884	8.002	1.57E+07	14.86
825	200	2	10	15.024	9.961	7.268	4.70E+04	3.48
825	200	2	20	15.306	37.432	7.276	7.20E+05	6.87
825	200	2	30	15.109	74.674	7.295	3.19E+06	9.97
825	200	2	50	27.428	81.94	7.347	1.77E+07	15.30
825	200	2	70	42.269	82.443	7.385	5.36E+07	20.20
825	200	2	90	57.845	82.931	7.409	1.22E+08	24.81
825	200	2	110	73.573	83.455	7.428	2.33E+08	29.17
825	200	3	10	12.627	103.006	6.829	4.09E+05	5.97
825	200	3	20	28.663	103.653	6.924	3.73E+06	10.37
825	200	3	30	45.212	104.355	6.977	1.33E+07	14.26
825	200	3	50	77.794	105.711	7.043	6.46E+07	21.16
825	200	3	70	108.422	107.048	7.088	1.79E+08	27.28
825	200	3	90	136.851	108.244	7.122	3.77E+08	32.88
825	200	3	110	163.459	109.404	7.149	6.80E+08	38.11
825	200	4	10	28.829	121.966	6.606	1.10E+06	7.65
825	200	4	20	57.006	121.243	6.709	8.69E+06	12.81
825	200	4	30	81.054	124.438	6.766	2.85E+07	17.25
825	200	4	50	124.921	126.57	6.842	1.24E+08	24.91
825	200	4	70	162.334	128.504	6.896	3.21E+08	31.59
825	200	4	90	195.501	130.177	6.934	6.48E+08	37.65
825	200	4	110	225.664	131.77	6.961	1.13E+09	43.27
825	200	5	10	44.075	138.795	6.433	1.92E+06	8.79
825	200	5	20	77.383	140.545	6.54	1.37E+07	14.35
825	200	5	30		142.087	6.608	4.26E+07	19.07
825	200	5	50	154.83	144.73	6.695	1.76E+08	27.18
825	200	5	70	195.823	147.021	6.751	4.43E+08	34.24
825	200	5	90	231.785	149.04	6.789	8.79E+08	40.64
825	200	5	110	263.715	150.914	6.826	1.51E+09	46.54

Average	85.443	89.164	7.172	2.03E+08	19.35
Max	263.715	150.914	8.048	1.51E+09	46.54
Min	12.627	0.095	6.433	1.03E+03	1.34

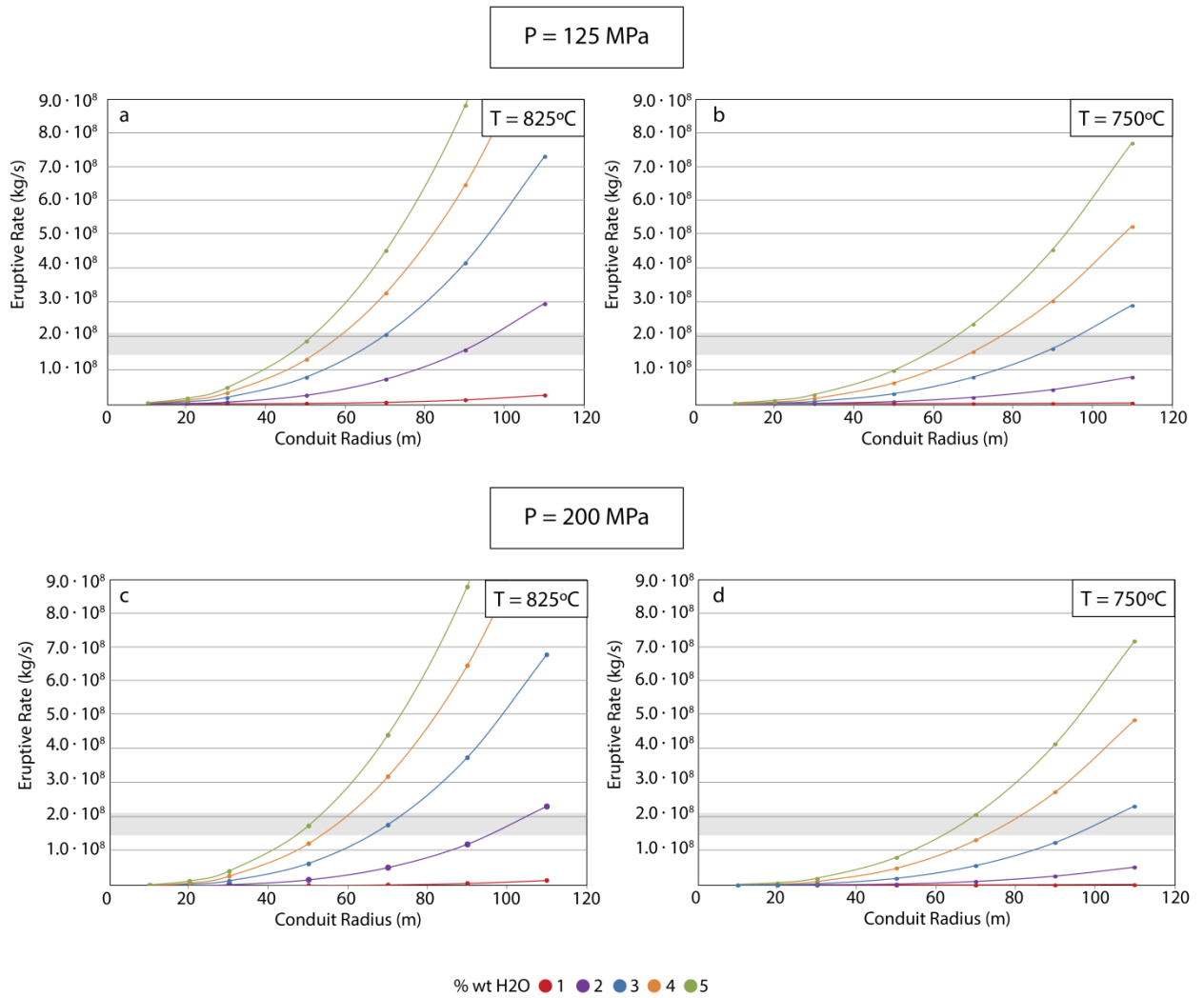


Figure 16: CHA2 mass eruptive rate vs. conduit radius graphics obtained by *Confort 15* simulations.

### 5.1.2 DAC MICH

For DAC MICH event, the results of the different analyzed parameters are presented in Table 8, Table 9, Table 10 and Table 11, for all simulated temperatures, pressures, conduit radius, and volatile content.

As in the previous case, we obtained important differences on the values of exit velocities at the vent. If we compare the results for 125 MPa and 825°C, we see differences of 1.69 to 157.19 m/s, similar variation as for of 200 MPa and 825°C. Although, for 125 MPa and 900°C we found

values of 15.915 to 167.386 m/s, and of 10.202 to 173.314 m/s for 200 MPa and 900°C. The maximum exit velocities follow the same path as for the rhyolitic case, getting larger values for higher volatile contents.

For the densities, the maximum value obtained was 529 kg/m<sup>3</sup> for 900°C and 125 MPa, followed by 451.116 kg/m<sup>3</sup> at 900°C and 200 MPa. While the minimum values go between 15 – 32 kg/m<sup>3</sup> in all the temperatures and pressures considered.

In the case of the maximum viscosities estimated for DAC MICH, we observe that the value reached by the melt during the ascent, and before the magma fragmentation, shows an inverse correlation with volatile contents, as the viscosity reaches larger values for smaller quantities of water. For DAC MICH, the log(viscosity) reached a maximum value of 6.916 for 825°C and 200 MPa, while the minimum value of 4.791 is found for 900°C and 125 MPa. These numbers represent viscosities of  $1.01 \cdot 10^3$  and  $1.2 \cdot 10^2 \text{ Pa} \cdot \text{s}$  respectively.

For the mass eruption rate, the values obtained for DAC MICH are much smaller than those obtained for CHA2, as is shown in Figure 17. In this case, the MER variation goes between  $1.13 \cdot 10^4$  –  $1.82 \cdot 10^9 \text{ MPa}$ . It is important to notice that the maximum values of MER are obtained for higher conduit radius, as for higher volatile contents, the same behavior as it was described for the rhyolitic case.



Table 8: DAC MICH *Confort 15* results for 825°C and 125 MPa

INPUT				OUTPUT			ESTIMATIONS	
Temperature (°C)	Pressure (MPa)	Water (%wt)	Radius (m)	Density (kg/m <sup>3</sup> )	Velocity exit (m/s)	log viscosity (MPa)	Mass eruptive rate (kg/s)	Column height (km)
825	125	1	10	33.974	1.69	6.892	1.80E+04	2.74
825	125	1	20	34.129	6.847	6.877	2.94E+05	5.49
825	125	1	30	34.064	15.376	6.872	1.48E+06	8.23
825	125	1	40	34.1	26.719	6.869	4.58E+06	10.92
825	125	1	50	34.579	39.06	6.871	1.06E+07	13.47
825	125	1	60	34.128	53.07	6.877	2.05E+07	15.88
825	125	1	70	41.359	54.682	6.884	3.48E+07	18.13
825	125	2	10	18.216	82.085	6.257	4.70E+05	6.18
825	125	2	20	42.353	82.881	6.313	4.41E+06	10.82
825	125	2	30	67.751	83.799	6.349	1.61E+07	14.94
825	125	2	40	93.534	84.63	6.372	3.98E+07	18.74
825	125	2	50	118.665	85.503	6.388	7.97E+07	22.30
825	125	2	60	142.566	86.395	6.404	1.39E+08	25.64
825	125	2	70	165.735	87.267	6.418	2.23E+08	28.83
825	125	3	10	48.19	105.035	5.969	1.59E+06	8.38
825	125	3	20	92.515	106.893	6.038	1.24E+07	14.01
825	125	3	30	132.115	108.637	6.084	4.06E+07	18.84
825	125	3	40	167.944	110.251	6.114	9.31E+07	23.18
825	125	3	50	200.401	111.769	6.136	1.76E+08	27.18
825	125	3	60	230.906	113.134	6.154	2.95E+08	30.94
825	125	3	70	258.011	114.502	6.172	4.55E+08	34.46
825	125	4	10	74.474	124.708	5.774	2.92E+06	9.75
825	125	4	20	126.394	127.3	5.851	2.02E+07	15.83
825	125	4	30	170.566	129.585	5.904	6.25E+07	20.98
825	125	4	40	209.115	131.638	5.938	1.38E+08	25.60
825	125	4	50	243.934	133.533	5.966	2.56E+08	29.85
825	125	4	60	290.356	128.468	5.989	4.22E+08	33.82
825	125	4	70	305.256	136.993	6.009	6.44E+08	37.59
825	125	5	10	96.498	142.458	5.57	4.32E+06	10.76
825	125	5	20	152.945	145.655	5.66	2.80E+07	17.17
825	125	5	30	200.898	148.392	5.715	8.43E+07	22.61
825	125	5	40	242.561	150.845	5.754	1.84E+08	27.48
825	125	5	50	279.003	153.118	5.788	3.36E+08	31.94
825	125	5	60	324.715	149.442	5.816	5.49E+08	36.12
825	125	5	70	343.227	157.19	5.841	8.31E+08	40.06

Average	145.291	100.559	6.197	1.49E+08	20.54
Max	343.227	157.19	6.892	8.31E+08	40.06
Min	18.216	1.69	5.57	1.80E+04	2.74

Table 9: DAC MICH *Confort 15* results for 900°C and 125 MPa

INPUT				OUTPUT			ESTIMATIONS	
Temperature (°C)	Pressure (MPa)	Water (%wt)	Radius (m)	Density (kg/m <sup>3</sup> )	Velocity exit (m/s)	log viscosity (MPa)	Mass eruptive rate (kg/s)	Column height (km)
900	125	1	10	32.294	15.915	5.835	1.61E+05	4.73
900	125	1	20	32.186	55.555	5.833	2.25E+06	9.14
900	125	1	30	56.551	56.724	5.846	9.07E+06	12.95
900	125	1	40	83.569	57.34	5.855	2.41E+07	16.53
900	125	1	50	111.714	58.042	5.863	5.09E+07	19.94
900	125	1	60	140.407	58.685	5.869	9.32E+07	23.19
900	125	1	70	168.761	59.419	5.874	1.54E+08	26.31
900	125	2	10	55.806	86.018	5.368	1.51E+06	8.27
900	125	2	20	121.268	88.373	5.416	1.35E+07	14.30
900	125	2	30	182.453	90.725	5.445	4.68E+07	19.52
900	125	2	40	238.265	92.933	5.465	1.11E+08	24.24
900	125	2	50	288.497	95.075	5.481	2.15E+08	28.59
900	125	2	60	335.307	97.088	5.494	3.68E+08	32.69
900	125	2	70	378.097	99.048	5.505	5.76E+08	36.57
900	125	3	10	105.933	111.066	5.129	3.70E+06	10.35
900	125	3	20	192.761	115.186	5.193	2.79E+07	17.15
900	125	3	30	265.25	118.809	5.231	8.91E+07	22.93
900	125	3	40	331.34	120.878	5.258	2.01E+08	28.11
900	125	3	50	383.035	125.202	5.279	3.77E+08	32.88
900	125	3	60	432.973	128.138	5.297	6.27E+08	37.35
900	125	3	70				1.01E+09	42.09
900	125	4	10	135.763	132.168	4.96	5.64E+06	11.50
900	125	4	20				3.89E+07	18.63
900	125	4	30	305.235	141.929	5.083	1.22E+08	24.83
900	125	4	40	371.527	146.084	5.116	2.73E+08	30.33
900	125	4	50				5.05E+08	35.38
900	125	4	60	480.99	153.584	5.166	8.35E+08	40.12
900	125	4	70	528.979	157.132	5.184	1.28E+09	44.63
900	125	5	10	158.306	151.041	4.791	7.51E+06	12.36
900	125	5	20	256.744	157.242	4.877	5.07E+07	19.92
900	125	5	30	350.876	155.302	4.933	1.54E+08	26.29
900	125	5	40	402.628	167.349	4.973	3.39E+08	32.02
900	125	5	50		164.555	4.997	6.27E+08	37.35
900	125	5	60		166.083	5.020	1.04E+09	42.33
900	125	5	70		167.386	5.040	1.58E+09	47.06

Average	238.880	112.190	5.334	3.10E+08	25.44
Max	528.979	167.386	5.874	1.58E+09	47.06
Min	32.186	15.915	4.791	1.61E+05	4.73

Table 10: DAC MICH *Confort 15* results for 825°C and 200 MPa

INPUT				OUTPUT			ESTIMATIONS	
Temperature (°C)	Pressure (MPa)	Water (%wt)	Radius (m)	Density (kg/m <sup>3</sup> )	Velocity exit (m/s)	log viscosity (MPa)	Mass eruptive rate (kg/s)	Column height (km)
825	200	1	10	34.061	1.057	6.916	1.13.E+04	2.43
825	200	1	20	34.216	4.312	6.898	1.85.E+05	4.90
825	200	1	30	34.173	9.787	6.89	9.46.E+05	7.36
825	200	1	40	34.549	17.108	6.886	2.97.E+06	9.80
825	200	1	50	34.249	26.599	6.885	7.15.E+06	12.21
825	200	1	60	34.296	37.057	6.882	1.44.E+07	14.53
825	200	1	70	34.235	48.372	6.888	2.55.E+07	16.77
825	200	2	10	15.071	61.976	6.25	2.93E+05	5.49
825	200	2	20	30.385	82.372	6.306	3.15E+06	9.94
825	200	2	30	51.931	83.105	6.343	1.22E+07	13.95
825	200	2	40	74.668	83.84	6.369	3.15E+07	17.68
825	200	2	50	97.733	84.652	6.389	6.50E+07	21.19
825	200	2	60	121.137	85.427	6.404	1.17E+08	24.55
825	200	2	70	143.838	86.292	6.417	1.91E+08	27.75
825	200	3	10	34.627	104.293	5.95	1.13.E+06	7.70
825	200	3	20	76.237	106.032	6.023	1.02.E+07	13.32
825	200	3	30	116.731	107.739	6.081	3.56.E+07	18.22
825	200	3	40	154.806	109.426	6.113	8.51E+07	22.67
825	200	3	50	189.791	111.052	6.14	1.66E+08	26.77
825	200	3	60	222.59	112.599	6.163	2.83E+08	30.62
825	200	3	70	254.245	114.061	6.177	4.46E+08	34.30
825	200	4	10	61.37	123.884	5.758	2.39.E+06	9.28
825	200	4	20	117.686	126.707	5.856	1.87.E+07	15.53
825	200	4	30	166.669	129.195	5.912	6.09E+07	20.85
825	200	4	40	210.664	131.46	5.95	1.39E+08	25.63
825	200	4	50	249.682	133.572	5.982	2.62E+08	30.02
825	200	4	60	284.633	135.589	6.009	4.36E+08	34.11
825	200	4	70	318.132	137.47	6.028	6.73E+08	38.01
825	200	5	10	81.021	141.182	5.622	3.59.E+06	10.28
825	200	5	20	152.801	136.147	5.726	2.61E+07	16.88
825	200	5	30	196.624	147.597	5.79	8.21E+07	22.46
825	200	5	40	242.243	150.297	5.836	1.83E+08	27.45
825	200	5	50				3.40E+08	32.05
825	200	5	60	319.322	155.111	5.9	5.60E+08	36.31
825	200	5	70	359.5	154.996	5.926	8.58E+08	40.39

Average	134.821	96.481	6.225	1.47E+08	20.04
Max	359.5	155.111	6.916	8.58E+08	40.39
Min	15.071	1.057	5.622	1.13E+04	2.43

Table 11: DAC MICH *Confort 15* results for 900°C and 200 MPa

INPUT				OUTPUT			ESTIMATIONS	
Temperature (°C)	Pressure (MPa)	Water (%wt)	Radius (m)	Density (kg/m <sup>3</sup> )	Velocity exit (m/s)	log viscosity (MPa)	Mass eruptive rate (kg/s)	Column height (km)
900	200	1	10	32.084	10.20	5.86	1.03E+05	4.23
900	200	1	20	32.36	38.70	5.84	1.57E+06	8.36
900	200	1	30	42.646	56.30	5.85	6.79E+06	12.05
900	200	1	40	65.159	56.75	5.86	1.86E+07	15.50
900	200	1	50	89.244	57.38	5.87	4.02E+07	18.79
900	200	1	60	114.461	58.00	5.88	7.51E+07	21.97
900	200	1	70	140.218	58.69	5.88	1.27E+08	25.04
900	200	2	10	41.321	85.39	5.37	1.11E+06	7.66
900	200	2	20	99.897	87.47	5.42	1.10E+07	13.59
900	200	2	30	159.792	89.68	5.45	4.05E+07	18.83
900	200	2	40	216.797	91.95	5.47	1.00E+08	23.61
900	200	2	50	271.158	94.12	5.49	2.00E+08	28.08
900	200	2	60	321.43	96.29	5.50	3.50E+08	32.28
900	200	2	70	372.948	97.39	5.51	5.59E+08	36.29
900	200	3	10	89.647	110.08	5.12	3.10E+06	9.90
900	200	3	20	180.683	114.40	5.20	2.60E+07	16.85
900	200	3	30	260.793	118.32	5.24	8.72E+07	22.81
900	200	3	40	330.28	122.04	5.27	2.03E+08	28.16
900	200	3	50	396.139	124.72	5.29	3.88E+08	33.12
900	200	3	60	451.116	129.00	5.31	6.58E+08	37.80
900	200	3	70		128.99		1.10E+09	43.01
900	200	4	10	127.357	131.53	4.97	5.26E+06	11.30
900	200	4	20	230.928	137.28	5.06	3.98E+07	18.75
900	200	4	30	316.929	142.36	5.11	1.28E+08	25.08
900	200	4	40	389.38	147.06	5.14	2.88E+08	30.74
900	200	4	50		147.38	5.17	5.67E+08	36.42
900	200	4	60		149.13	5.19	9.67E+08	41.62
900	200	4	70		150.63	5.21	1.52E+09	46.58
900	200	5	10	149.208	149.97	4.85	7.03E+06	12.15
900	200	5	20	257.057	156.76	4.95	5.06E+07	19.91
900	200	5	30	345	162.68	5.01	1.59E+08	26.49
900	200	5	40		166.04	5.05	3.66E+08	32.65
900	200	5	50		168.91	5.09	6.94E+08	38.31
900	200	5	60		171.28	5.11	1.18E+09	43.71
900	200	5	70		173.31	5.14	1.82E+09	48.74

Average	204.594	113.719	5.345	3.37E+08	25.44
Max	451.116	173.314	5.882	1.82E+09	48.74
Min	32.084	10.202	4.851	1.03E+05	4.23

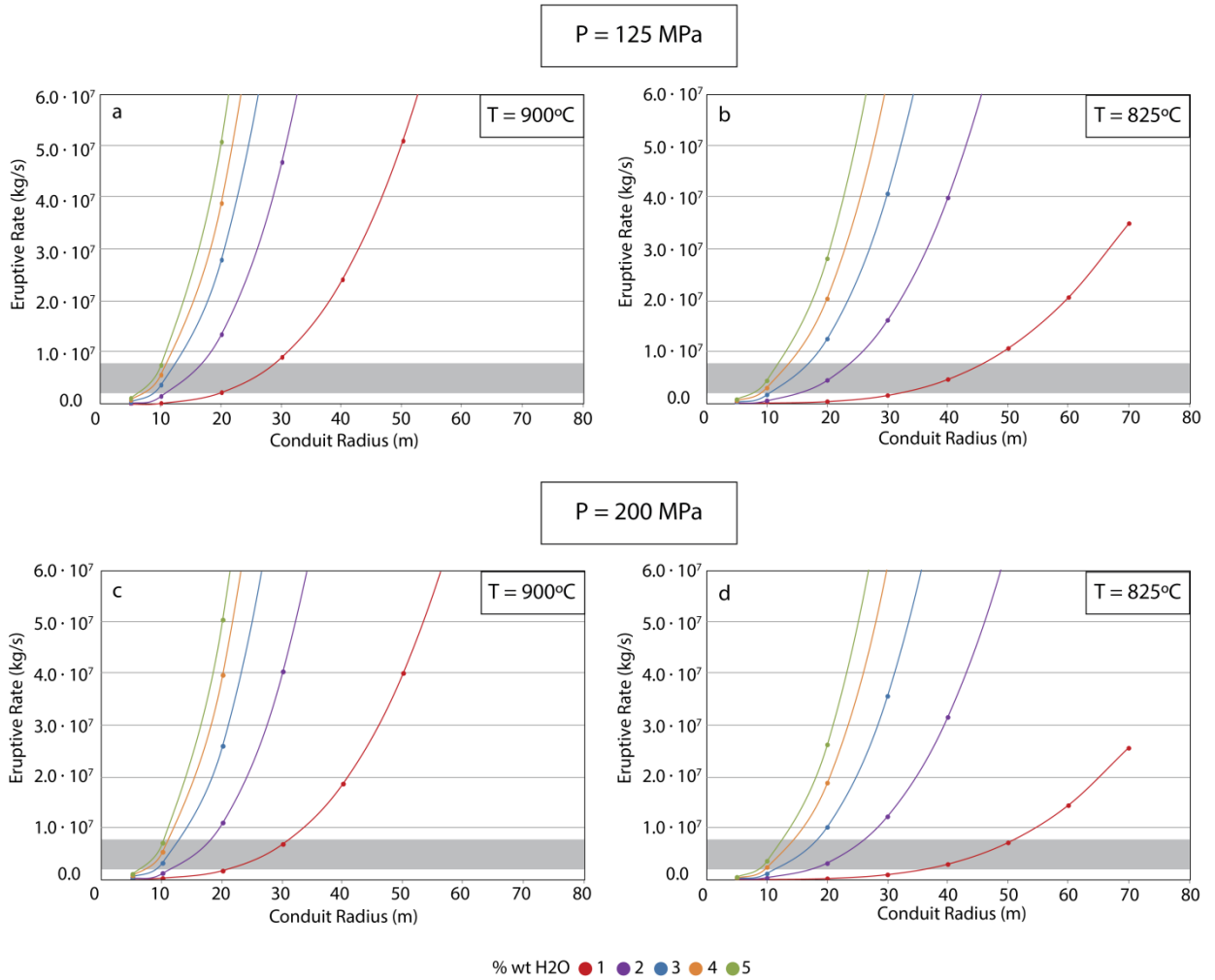


Figure 17: DAC MICH mass eruptive rate vs. conduit radius graphics obtained by *Confort 15* simulations

## CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN

### 6.1 SOBRE LA CRONOESTRATIGRAFÍA Y DISPERSIÓN DE PIROCLASTOS

En la Figure 18 se presenta una sección estratigráfica compuesta que incorpora todos los eventos que se han identificado en las observaciones de terreno, y que corresponden a la actividad volcánica del sector de los últimos 12.000 - 11.000 años aproximadamente. La columna se generó incorporando información obtenida en las tres zonas principales, donde se reconocen los puntos de medición y muestreo más completos: los depósitos más antiguos se conservan mejor en la Carretera Austral en el lado norte de la ciudad de Chaitén, mientras que los depósitos de la edad intermedia se encontraron en los valles del río Michinmahuida, y la parte superior de la columna se reconoce en los afloramientos del Ventisquero Amarillo y Ruta W887. Además, en la Table 12 se presenta una correlación para los eventos eruptivos identificados en los trabajos de tefroestratigrafía publicados al momento para el área de estudio.

La dispersión de los productos piroclásticos emitidos por los volcanes Michinmahuida y Chaitén presenta variados ejes, siendo preponderante la dispersión hacia el E, como se reconoce en las isópacas obtenidas por Naranjo y Stern (2004) para MIC1 y CHA2. La dispersión hacia el S-SE también es reconocida en el área, como por ejemplo en el evento de 7.6-7.4 ka BP del volcán Chaitén, donde un espesor de 48 cm fue encontrado en un testigo de sedimentos del Lago Teo por Moreno et al. (2014) directamente al sur del Volcán Chaitén, mientras que en este estudio se encontraron espesores de 13 – 15 cm en el valle del Río Michinmahuida en dirección E del centro eruptivo. Esta misma dispersión se propone además para parte del depósito DAC MICH, como se ha presentado en el Capítulo III.

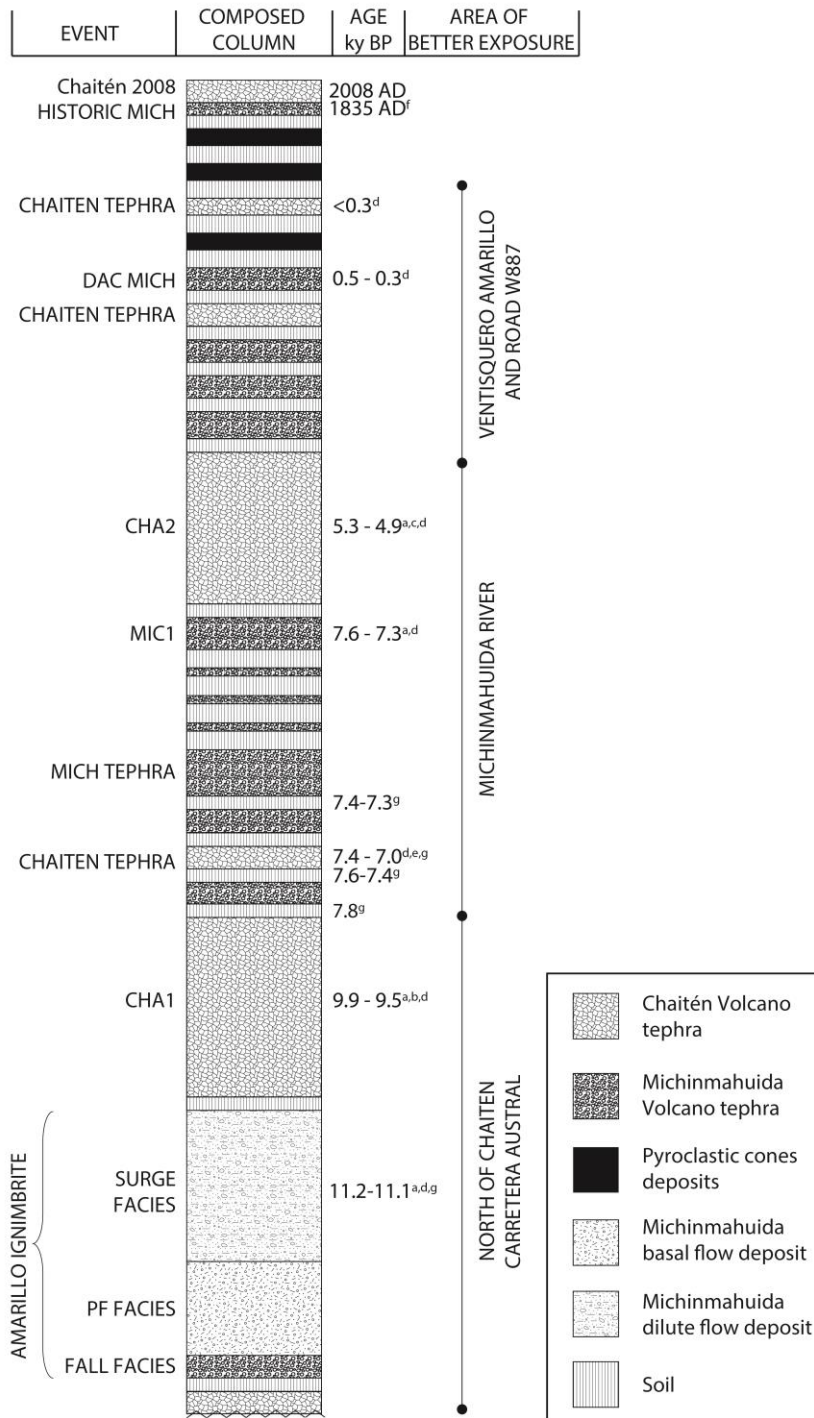


Figure 18: Columna compuesta de depósitos de caída de los volcanes Chaitén y Michinmahuida. Las edades fueron tomadas de a) Naranjo y Stern (2004); b) Watt et al. (2011); c) Watt et al. (2013-a); d) Amigo et al. (2013); e) Moreno et al. (2014); f) Darwin (1840); g) este estudio.



Table 12: Correlación tefrocronológica de los eventos eruptivos de los volcanes Chaitén y Michinmahuida. Edades marcadas en gris corresponden a estimaciones <sup>14</sup>C sobre materia orgánica en suelo, y las marcadas en morado a <sup>14</sup>C sobre trozos de carbón directamente encontrados en los depósitos.

Edad aprox (ka)	Este estudio	Amigo et al. (2013)	Alloway et al. (2017)	Watt et al. (2013)	Lara et al. (2013)	Moreno et al. (2014)	Naranjo & Stern (2004)	Darwin (1840)	Petit-Breuilh (2004)
2008 AD	Cha-2008		VCha-2008						1870 AD
1835 AD	Michinmahuida historic							1835 AD	1835 AD
<0.3	Chaiten Tephra		Grande	CHA4	1764 AD 1750 AD	S3 lahar S1 blast / S4;S5 Lahar	1750 AD	LT-1	1766 AD 1742 AD
0.5-0.3	DAC MICH	1550 AD	Yelcho		1572 AD 1557 AD	S3 Lahar S2 Lahar			
	Chaiten Tephra		Vilcún	CHA3	1507 AD	S1 blast	1534 AD	LT-2	
	Mich Tephra						1479 AD	basalto LT-3	
	Mich Tephra			(F2C?)					
	Mich Tephra								
5.3-4.9	CHA2	5.3-4.9	Pumalín	CHA2			5.3-4.9	LT-12	5.3-4.9
7.6-7.3	MIC1	7.6-7.3					7.5-7.1	traq-dac LT-16	7.42-7.02
	Mich Tephra								

Edad aprox (ka)	Este estudio	Amigo et al. (2013)	Alloway et al. (2017)	Watt et al. (2013)	Lara et al. (2013)	Moreno et al. (2014)	Naranjo & Stern (2004)	Darwin (1840)	Petit-Breuilh (2004)
7.4-7.3	7.4-7.3 Mich Tephra								
	Mich Tephra								
7.6-7.4	7.6-7.4 Chaiten Tephra	7.4-7.0	Puma Verde			7.8-7.6 LT-17			
7.8	7.8 Mich Tephra						(Cor-2?)		
9.9-9.5	CHA1	9.9-9.5	Chana				10.7-10.3		
11.2-11.1	Amarillo Ignimbrite	11.2-11.1	Lepué						
	Chaiten Tephra		Banded Rhy Tephra						

Además, para el evento de 100 cm de espesor asociado al volcán Michinmahuida de edad 7.4-7.3 ka BP, se le atribuye una dispersión E a NE debido a que solo se reconoce en la zona del Río Michinmahuida, siendo probable que sus depósitos se encuentren en un área de muy difícil acceso, por lo que no se ha podido recorrer.

Otro caso corresponde a CHA1, evento sobre el que todavía se mantienen discrepancias entre los autores sobre la dispersión de los piroclastos, debido a que Naranjo y Stern (2004) y Watt et al. (2011, 2013-a, 2015) presentan una marcada dispersión hacia el norte, mientras que Amigo et al. (2013) presenta una dispersión NE. En este estudio, tal como se mencionó anteriormente, fue posible acceder a zonas donde no se habían hecho mediciones en los trabajos anteriores, encontrando potencias de entre 70 a 80 cm en el valle del Río Michinmahuida, y unos 30 cm en el Parque Los Alerces en Argentina, indicando que los productos fueron transportados con una dispersión importante hacia el E.

Junto con lo anterior, Fontijn et al. (2016) presenta evidencia de la presencia de éste depósito en la Región de la Araucanía, específicamente en el Lago Villarrica (-39.283 / -72.210) y en el Lago Las Ranas (-39.180 / -72.080), donde sondajes en los sedimentos de los lagos mostraron capas de ceniza blanca, la cual fue correlacionada a CHA1 por su composición química, ubicación estratigráfica, y por su edad. Así, se infiere que la dispersión hacia el norte del volcán también fue importante.

De acuerdo a estas observaciones, estimaciones de volumen fueron hechas a partir de siete isópacas para el evento CHA1 dibujadas con interpolaciones hechas mediante herramientas de Arcgis, y mejoradas de acuerdo a las observaciones hechas en terreno, utilizando 13 puntos de muestreo de este estudio, y sumando 4 datos obtenidos de Watt et al. (2015), las que se presentan en la Figure 19. A partir de esto, se ha obtenido un volumen estimado de 12.6– 18.3 km<sup>3</sup> de depósito non-DRE, correspondiente a un VEI 6, con lo que se posicionaría como la erupción más volumétrica del volcán Chaitén del período post-glaciar. Sin embargo, las isópacas de 50, 20 y 10 cm fueron construidas principalmente a partir de interpolación, por lo que no se encuentran muchos puntos de control asociados a ellas. Por consiguiente, se re-estimó el volumen de CHA1, considerando solo con las isópacas bien constreñidas (500, 400, 150, y 100 cm). A partir de estos valores, se obtuvo un volumen de 7.5 km<sup>3</sup>, correspondiente a un VEI 5,

que si bien es mayor que el valor obtenido por Watt et al. (2011) y Amigo et al. (2013), mantiene el mismo rango volumétrico.

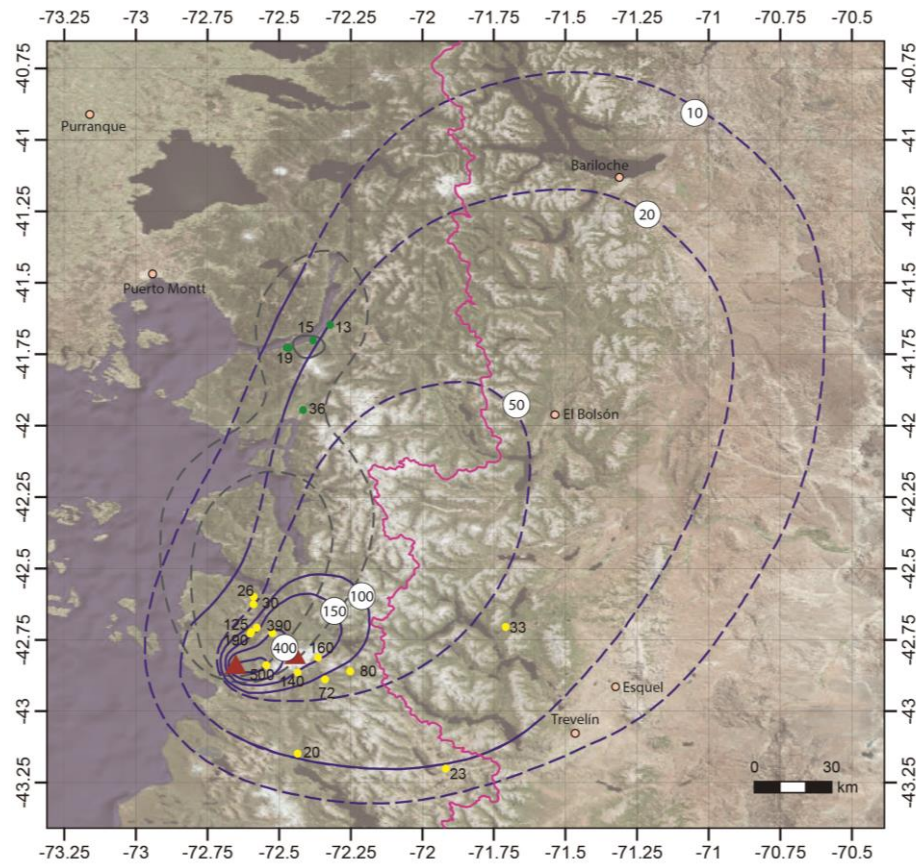


Figure 19: Isópacas para evento CHA1, valores en cm. En líneas azules se presentan las isópacas, siendo las líneas continuas las zonas bien constreñidas, y las segmentadas las inferidas. Se utilizaron datos de Watt et al. (2015) para complementar los datos de terreno, los que se indican en puntos de color verde. Además, se dibujan las isópacas de Watt et al. (2015) en líneas segmentadas grises como referencia.

### 6.1.1 Estilos eruptivos

Con los resultados obtenidos del estudio de la tefrocronología se ha podido identificar diferencias en los estilos eruptivos de ambos volcanes.

El volcán Chaitén presenta principalmente un comportamiento explosivo, que va acompañado por la construcción de domos en la parte superior del cráter. Es probable que las erupciones comiencen con una fase explosiva, generando columnas eruptivas de gran altitud, que incluyen

fragmentos líticos de obsidiana a medida que los domos formados por erupciones anteriores van siendo destruidos durante las fases explosivas, generando flujos piroclásticos en algunos casos y finalizando por la generación de un nuevo domo en la parte superior de la caldera, tal como se observó durante la erupción de 2008-09.

Los depósitos explosivos reconocidos en la tefroestratigrafía indican que este volcán presenta dos tipos de erupciones: erupciones de alto VEI (5 – 6), con tasas eruptivas altas alcanzando valores de  $10^8$  kg/s, como las generadas a ~10 ka y ~5 ka BP (CHA1 y CHA2); y al mismo tiempo, erupciones de VEI moderado (<3) con tasas eruptivas que alcanzan los  $10^7$  kg/s, siendo la más característica la ocurrida en 2008-09.

Por otro lado, el volcán Michinmahuida muestra numerosos depósitos de tefra en los últimos miles de años, los que corresponden a erupciones de VEI moderado (<3), presentando tasas eruptivas del orden de  $10^6$  kg/s. Es probable que este centro eruptivo también se caracterice por generar eventos efusivos, pero estas evidencias se encuentran altamente glaciadas y/o cubiertas por hielo, por lo que su comportamiento de este tipo es poco conocido.

En la Figure 20 se presenta un esquema con las erupciones registradas por distintos autores para los centros eruptivos de la ZVSS, donde se han actualizado los eventos relacionados a los volcanes Chaitén y Michinmahuida con los datos obtenidos en este estudio. De esta figura podemos extraer que la recurrencia eruptiva registrada para este par de volcanes es de los menores de la ZVSS, reconociéndose 7 eventos en la tefroestratigrafía para el volcán Chaitén y 11 para el volcán Michinmahuida. Estas cantidades son menores que las reconocidas para sus volcanes vecinos Calbuco, Mentolat, Macá-Cay y Hudson, los que registran 17, 15, 15 y 50 eventos en los últimos 20 mil años respectivamente. Sin embargo, los volcanes Chaitén y Michinmahuida presentan mayor recurrencia que los volcanes Yanteles y Melimoyu, que solo alcanzan 9 eventos en conjunto.

En la Figure 20 se puede notar que la erupción CHA1 del volcán Chaitén alcanza incluso los volúmenes de las erupciones mayores del volcán Hudson, las cuales se consideran como las más importantes de la ZVSS (Naranjo y Stern, 2004). Lo anterior sitúa a este centro eruptivo como uno de los más explosivos del área, de acuerdo a la magnitud de sus erupciones.

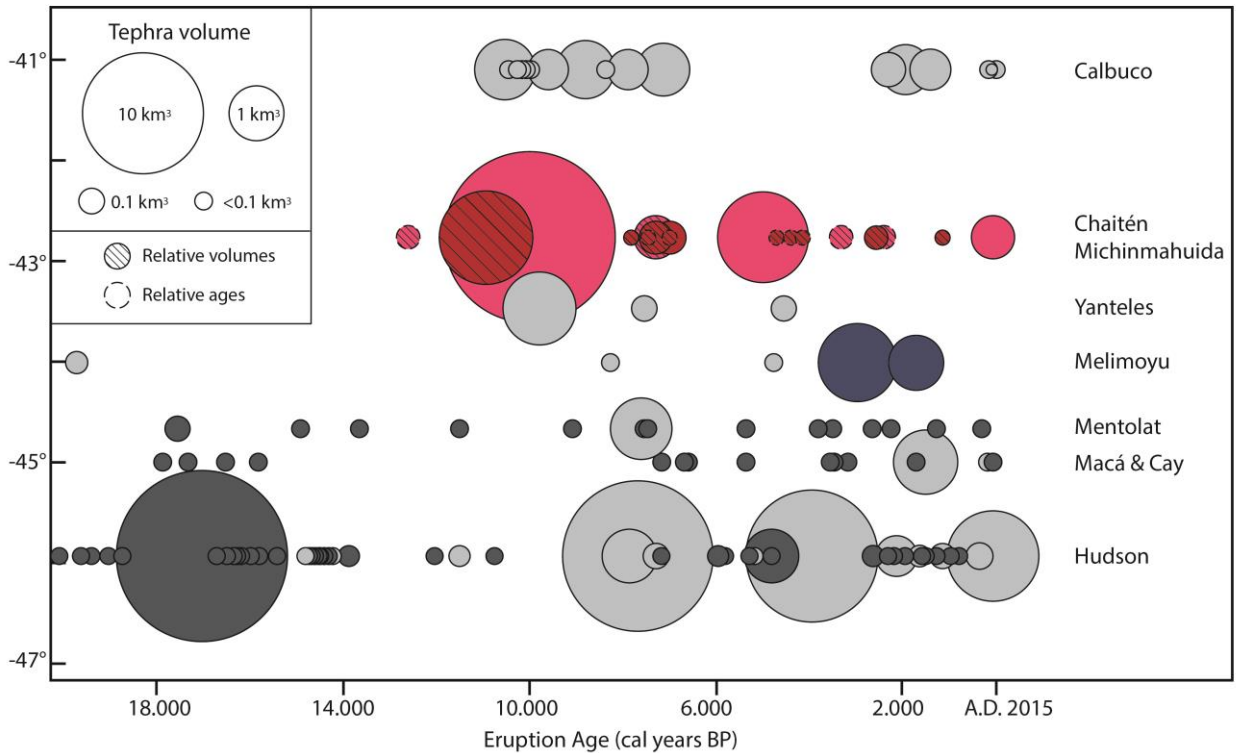


Figure 20: Diagrama resumen de las erupciones y sus volúmenes estimados de los volcanes de la ZVSS (41° a 46°). Datos de Chaitén (rosado) y Michinmahuida (rojo) de este estudio; en gris oscuro de Weller et al. (2014, 2015); en gris claro de Watt et al. (2013-b); y de Geoffroy (2017) las dos erupciones más jóvenes de Melimoyu. Imagen modificada de Watt et al. (2013-b).

### 6.1.2 Composiciones químicas de la zona de estudio y origen de DAC MICH

En la Figure 21 se ha graficado la concentración de sílice de las principales erupciones estudiadas en este trabajo, incluyendo también datos de otros autores. En ella se puede observar que el volcán Michinmahuida genera dos tipos extremos de composiciones químicas, las que se pueden ver agrupadas en un rango de más primitivo, correspondiente a composiciones basálticas alrededor de 54% SiO<sub>2</sub>, y en un rango andesítico a dacítico con concentraciones de sílice entre 59.8 – 66.7%. Por otro lado, el volcán Chaitén presenta solo una concentración en grupo de datos, donde se concentran todas las químicas de sus productos piroclásticos, y corresponde al rango de entre 73.5 – 76.7% SiO<sub>2</sub>.

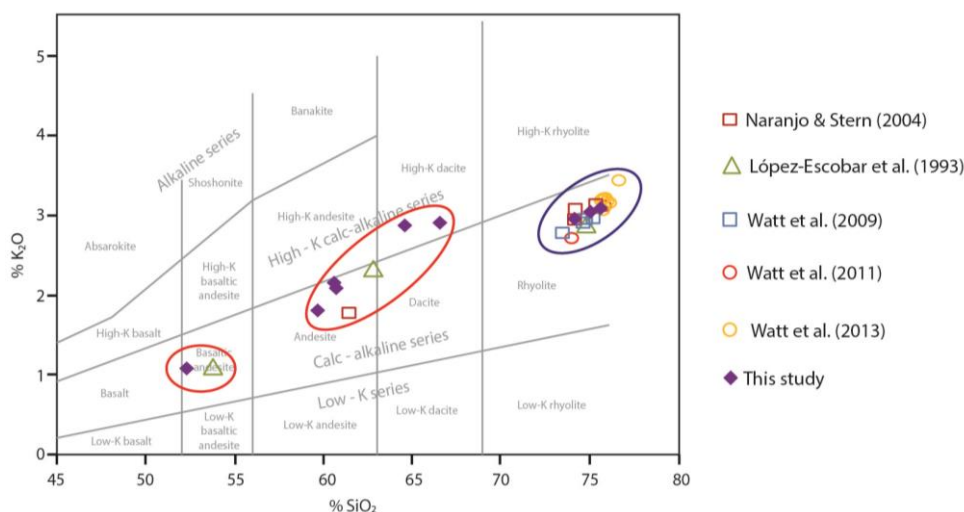


Figure 21: Diagrama  $K_2O$  vs  $SiO_2$  para análisis de roca total de erupciones de los volcanes Chaitén (agrupadas en azul) y Michinmahuida (agrupadas en rojo). Los datos de López-Escobar et al. (1993) corresponden a químicas de lavas. Grafico modificado de Watt et al. (2013-a)

En la literatura se han reconocido a la fecha tres depósitos de caída de composición dacítica que parecen ser similares a DAC MICH estudiada en este trabajo: Watt et al. (2013-a) reconoce un depósito ubicado estratigráficamente entre CHA3 y CHA4 (F2C - Table 12), el cual se caracteriza por sus pómez alterada de tono amarillo-rojizo. Amigo et al. (2013) también presenta un depósito de caída denominado en su trabajo como *Gray Pumice*, el que es reconocido en afloramientos del río Turbio Chico. Además, en Alloway et al. (2017) se presenta un depósito de caída de composición dacítica identificada principalmente en la ruta W-887, compuesta por pómez gruesas de tamaño lapilli, denominada como *Yelcho Tephra*. Junto con esto, Alloway et al. (2017) identifican un depósito milimétrico de ceniza en un testigo obtenido del Lago Pinto, a 72 km al SE del Volcán Chaitén cerca de Futaleufú, que es correlacionado con *Yelcho Tephra* por los mismos autores.

Si se incorporan las composiciones químicas de estos eventos en el gráfico  $CaO$  vs  $SiO_2$  que presenta Watt et al. (2013-a), se puede notar que todos los valores se encuentran en rangos entre los 55 – 67%  $SiO_2$  y 2 – 6%  $CaO$ , y que todos se sobreponen en algún rango de composiciones: la química de DAC MICH se encuentra totalmente incorporada en el área de la química de F2C. Además, las muestras de mayor contenido de  $CaO$  de *Yelcho Tephra* se

sobreponen a los datos más evolucionados de F2C, y también comparten rango con DAC MICH. Por lo anterior, se puede reconocer que estas composiciones químicas están dentro de un mismo grupo de valores químicos, las que se diferencian notablemente de las composiciones del volcán Chaitén, así como de las menos evolucionadas del volcán Michinmahuida.

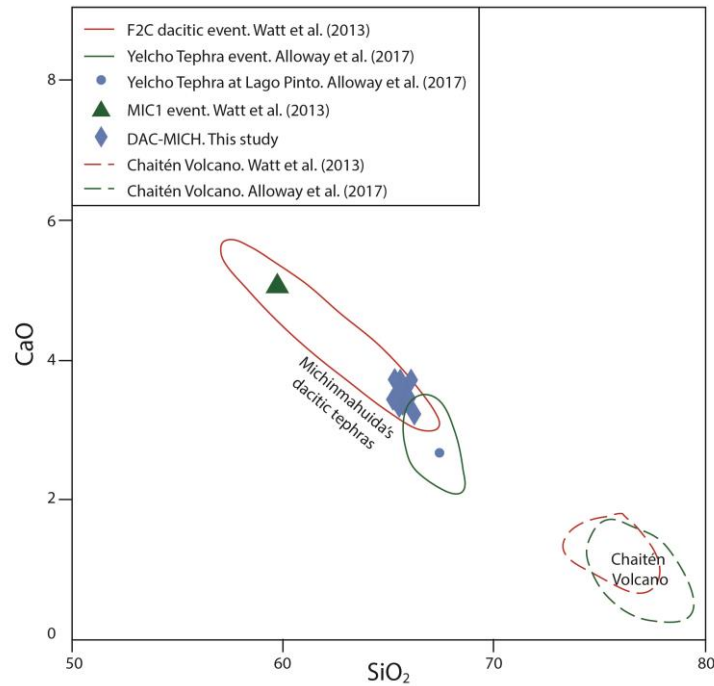


Figure 22: Gráfico  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{CaO}$  con composiciones químicas de los depósitos explosivos dacíticos del volcán Michinmahuida, y de Chaitén como referencia.

Por otro lado, de acuerdo a su correlación estratigráfica realizada en la Table 12, *Yelcho Tephra* correspondería a DAC MICH, estudiada en detalle en este trabajo, la cual también correspondería a *Gray Pumice* de Amigo et al. (2013). Simultáneamente, si se realizan comparaciones entre los análisis químicos presentados en los tres trabajos (Table 13), se observa que sus composiciones son casi idénticas. Por lo que, de acuerdo a las observaciones anteriores, se propone que tanto *Yelcho Tephra*, como *Gray Pumice* y DAC MICH corresponden al mismo depósito y evento.



Table 13: Comparación de composiciones químicas de depósito dacítico de volcán Michinmahuida

	DAC MICH		Yelcho Tephra	Lago Pinto	Gray pumice	
Muestra	JUN14-2B		Pum-2-T5	SC-T5	Event 4	
Referencia	Este trabajo		Alloway et al. (2017)	Alloway et al. (2017)	Amigo et al. (2013)	
Análisis Químico	Roca Total	Vidrio	Vidrio	Vidrio	Roca Total	Vidrio
SiO <sub>2</sub>	64.71	65.77	66.91	67.35	66.26	66.73
TiO <sub>2</sub>	0.85	0.69	0.70	0.75	0.76	0.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.02	16.06	15.47	15.43	15.15	15.48
FeO*	5.96	5.18	5.38	5.23	6.63	5.11
MnO	0.15	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14
MgO	1.05	1.14	0.81	0.80	0.74	0.83
CaO	3.29	3.49	2.74	2.73	3.20	2.92
Na <sub>2</sub> O	4.82	4.25	4.74	4.38	4.30	4.96
K <sub>2</sub> O	2.89	3.10	3.10	3.19	2.67	3.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.17			0.15	

En cuanto a la distribución de depósitos, durante las campañas de terreno de este estudio se detallaron varias columnas estratigráficas a lo largo de la ruta W887, donde se encuentran mayormente los depósitos del evento que generó DAC MICH. Estos depósitos están ubicados en la misma zona que se describe en Alloway et al. (2017), con su columna tipo del sector Pumalin-2. Los depósitos a lo largo de la ruta y hacia el río Turbio Grande, presentan clastos de tamaño lapilli entre 1.5-3.0 cm como se puede ver en la Figure 11-b. Además, se encontraron depósitos asociados a DAC MICH cercanos al Lago Riñihué donde presenta tamaño de grano de hasta 0.8 cm. Alloway et al. (2017) además presenta evidencias de éste depósito en el Lago Pinto en dirección SE desde el volcán Michinmahuida, con la muestra SC-T5 de un testigo de sedimentos en el lago a 72 km del volcán Chaitén, lo cual concuerda con la dispersión de piroclastos presentada en la Figure 11-b. Además, se identifica un engrosamiento del depósito de caída en un eje NW-SE, que sitúa al volcán Michinmahuida como fuente de material (Figure 11-b), coincidiendo con la hipótesis de este estudio sobre su proveniencia.

## 6.2 SOBRE LAS CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS DE MICHINMAHUIDA

Esta sección se presentan los análisis de los resultados de lo expuesto en el Capítulo IV.

A partir de la estimación de las condiciones de ascenso del magma, se logró constreñir los valores de presión y temperatura a los que se encontraba alojado el magma antes de las erupciones. Se decidió trabajar con experimentos petrológicos ya que esta herramienta es de amplio uso en este tipo de análisis, y donde los resultados obtenidos han sido de suma importancia para el entendimiento de la arquitectura de los sistemas volcánicos bajo superficie (Castro y Dingwell (2009), Hammer y Rutherford (2002), entre otros).

En el caso de Michinmahuida y Chaitén, la utilización de este proceso da resultados confiables, ya que al estudiar la petrografía se puede notar la baja presencia de cristales, y la ausencia de microlitos, lo cual indica que el material durante su ascenso no sufrió cristalización intermedia entre su salida de la cámara y su liberación en superficie, por lo que la química obtenida del vidrio es representativa de la que se encuentra en el reservorio. Junto con esto, la ausencia de zonaciones químicas en los minerales presentes en productos de ambos volcanes, apoya la evidencia de que no hay estadíos intermedios que permitan cambios en la química del fundido.

En el caso de las muestras del volcán Michinmahuida, los minerales de los piroclastos se presentan euhedrales, siendo las plagioclasas y piroxenos tabulares, y óxidos granulares. Un caso especial corresponde a los olivinos presentes en las muestras de DAC MICH, los cuales se encuentran con bordes suavizados, tal como se puede observar en la Figure 7, los que se interpretan como texturas de sobrecrecimiento, debido a enfriamientos rápidos, los que producen que la tasa de crecimiento del mineral supera la tasas de difusión de elementos, generando este tipo de bordes. Los olivinos que se han formado en los experimentos petrológicos, se presentan con la misma textura y composición que los originales (Figure 13-c), indicando éstos se equilibran a las presiones y temperaturas impuestas en los instrumentos, por lo que la mineralogía encontrada en las muestras naturales es de equilibrio con el vidrio.

En la Figure 12 presentada en el Capítulo IV, se han proyectado las áreas de equilibrio de los distintos minerales obtenidos mediante los experimentos petrológicos, las cuales son estimadas mediante la presencia/ausencia de cada uno de ellos. Es importante notar que la cantidad

actual de experimentos realizados para DAC MICH permite estimar de buena manera algunos de los campos, sin embargo, se podrían mejorar algunas zonas realizando más experimentos, para definir por ejemplo de mejor forma las zonas de equilibrio a presiones máximas para los olivinos, o para las menores temperaturas de los ortopiroxenos.

Los resultados obtenidos para las condiciones pre-eruptivas del material del volcán Michinmahuida se encuentran dentro de rangos de temperatura esperados para composiciones dacíticas. Las presiones si bien parecen ser someras, son similares a las obtenidas por Castro y Dingwell (2009) para las muestras de la erupción del volcán Chaitén 2008-09, y además tienen buena concordancia con los sismos registrados por los instrumentos del Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS), tal como se muestra en la Figure 14 presentada en el Capítulo IV, donde los datos sísmicos registrados desde 2011 a 2017 indican profundidades promedio de 5.4 km para los sismos volcánicos del sector.

Así, con los resultados obtenidos mediante la técnica de experimentos petrológicos realizados por Castro y Dingwell (2009) y por este estudio, se desprende que el reservorio que habría alojado al magma de la erupción del volcán Chaitén de 2008-09, el cual está estimado a una presión <125 MPa, es levemente más somero que el que alojó a DAC MICH (>125 MPa) antes de comenzar su ascenso por el conducto eruptivo.

#### *6.2.1 Validación con uso de geotermobarómetros e higrómetro.*

Para validar los resultados obtenidos con los experimentos petrológicos, se realizaron análisis utilizando las metodologías presentadas por Waters y Lange (2015), Ghiorso y Evans (2008), y Putirka (2008), para estimar contenido de agua, temperatura y presión respectivamente.

En el trabajo de Ghiorso y Evans (2008) se presenta una metodología de estimación de temperatura del magma, basado en la composición química de los óxidos de hierro de productos volcánicos. Estos minerales corresponden a cristalizaciones tardías del magma, por lo que su temperatura representa aquella que caracteriza al magma de una situación cercana al *syn*-eruptivo, es decir, cercano al momento de comenzar el ascenso por el conducto eruptivo.

Para utilizar este método, se tomaron las composiciones químicas obtenidas con microsonda de 15 óxidos de hierro (magnetitas e ilmenitas) de DAC MICH, con lo cual se estimó un rango de

temperaturas de entre 880° y 930°, lo que se condice con los resultados presentados en el Capítulo IV.

Por otro lado, se utilizó el trabajo de Putirka (2008), donde se presenta un geotermobarómetro de clinopiroxeno para hacer la estimación de la temperatura y presión en la cámara magmática. La temperatura que se estima con este método identifica una etapa de cristalización de minerales en la cámara, los que corresponden a parámetros diferentes a los estimados a partir de la cristalización de los óxidos.

Para este estudio, se utilizaron las fórmulas 32a (presión) y 32d (temperatura) del trabajo de Putirka (2008) para hacer el análisis. Con ellas se pueden estimar los parámetros requeridos, a partir de la composición química de los clinopiroxenos, sin necesidad de considerar la composición química del vidrio, ni su razón de  $Fe^{+2}/Fe^{+3}$ .

Para utilizar esta metodología, se consideraron las composiciones químicas obtenidas con microsonda de 6 clinopiroxenos. Con ello, se han obtenido valores para la temperatura entre 1070 – 1090°C, los que corresponden a valores mayores que los resultados obtenidos con los experimentos petrológicos, y con el geotermómetro de óxidos de hierro, lo que es consistente con su formación previa al ascenso de magma. Junto con esto, la presión estimada a través de la fórmula 32a de Putirka (2008), entrega resultados dentro de los valores esperados, en el rango de 90 – 220 MPa, los que son consistentes con los rangos obtenidos por los experimentos petrológicos, y con los utilizados en las modelaciones numéricas.

De igual forma, se utilizó el trabajo de Waters y Lange (2015) para la estimación del contenido de agua del magma, el que corresponde a una mejora del higrómetro de Lange et al. (2009), lo que permite utilizar esta técnica sobre magmas metaluminosos y alcalinos. Este higrómetro es bastante sensible a las variaciones de temperatura, por lo que se utilizó el rango obtenido con el geotermómetro de óxidos para su aplicación.

Considerando una presión de 125 MPa, y con los datos de temperatura descritos, se pudo estimar que el contenido de agua identificado por las composiciones de las plagioclasas de las muestras, indican un valor promedio de 4.08%, con un máximo de 4,65%, considerando 880°C, y un mínimo de 3,52% con 930°C. Asimismo, esta estimación fue realizada para presiones de 200

MPa, encontrándose diferencias de solo 0,09% entre ellas. Estos resultados son afines a los valores obtenidos con Moore et al. (1998), y con los rangos constreñidos a partir de los experimentos petrológicos.

### 6.3 SOBRE PARÁMETROS DE ASCENSO DE MAGMA

Esta sección se presenta los análisis de los resultados de lo expuesto en el Capítulo V.

Con las simulaciones hechas con *Confort 15* se logró realizar una evaluación sobre cuán sensible es la tasa eruptiva a la variación de los distintos parámetros eruptivos que se consideran (temperatura, presión, radio de conducto y contenido de agua en el magma), con el fin de ver como cada uno de ellos ejerce efectos sobre la dinámica durante el ascenso del magma.

De acuerdo a los estudios hechos en este campo, el ascenso del magma a través de conductos volcánicos genera la descompresión de la masa fundida y, como consecuencia, disminuye la solubilidad de los volátiles. La cinética de estos cambios de fase está controlada principalmente por la composición del fundido, el contenido volátil, la viscosidad y la velocidad de descompresión del magma (Cashman, 2004). A su vez, estos parámetros se encuentran determinados por otras variables como son la temperatura, la presión, y efectos de la arquitectura del sistema magmático.

Debido a lo anterior, la evaluación de los rangos de efectos de cada una de las variables, es un análisis bastante complejo, debido a que los parámetros se encuentran interconectados, generando efectos opuestos en algunos casos.

Por lo mismo, en esta sección se realiza un análisis del efecto de variaciones de la presión, la temperatura, el contenido de agua, el radio de conducto, y composición química del magma (ie. CHA2 vs DAC MICH), sobre la velocidad y la densidad de la mezcla, dado que la tasa eruptiva se estima  $Q = \pi R^2 \rho v$ , fórmula presentada en el Capítulo V.

Es importante indicar que en esta sección se han utilizado radios de conducto eruptivo de hasta radios de 230 m para CHA2, debido a que los cambios para esta composición química presentan pendientes menores que para DAC MICH, por lo que fue necesario ampliar el rango de los radios para poder analizar las variaciones de los resultados.

Las diferentes variables consideradas afectan a diferentes niveles los resultados de las simulaciones, lo que inspecciona en los siguientes párrafos.

### *6.3.1 Efectos de la Presión*

Para describir las variaciones de la tasa eruptiva al variar la presión en la base del conducto volcánico se construyeron gráficos de variaciones de la densidad y la velocidad de salida, fijando la temperatura a 825° C, y comparando los resultados para ambos volcanes. Estos gráficos se presentan en la Figure 23 para CHA2 y DAC MICH.

#### *Sobre la densidad*

Se aprecia desde la Figure 23 que al variar la presión entre 125 y 200 MPa en la base del conducto, los valores de la densidad de salida del material eruptivo no muestran variaciones de importancia, independiente de los valores usados para los radios de conducto, composición química (DAC MICH y CHA2) y contenido de agua inicial.

Además, es posible observar que, para ambos volcanes, los valores de densidad muestran una variación creciente cercana a la lineal al aumentar los radios de los conductos. Esta tendencia ocurre para casi todo el rango de contenido de agua evaluados, con excepción de los magmas con concentraciones iniciales de agua de 1 wt%, en donde la densidad se mantiene constante para todos los radios utilizados en las simulaciones, independiente si los magmas son dacíticos o riolíticos.

#### *Sobre la velocidad*

Con respecto a la velocidad, el efecto de la presión es similar que en el caso de la densidad, ya que desde la Figure 23, se puede interpretar que una variación de la presión entre 125 y 200 MPa en la base del conducto, no generará variaciones de importancia los valores de velocidad de salida del material eruptivo, incluso, considerando todos los valores usados para los radios de conducto, composición química (DAC MICH y CHA2) y contenido de agua inicial.

En la Figure 23, se observa que en las simulaciones realizadas para DAC MICH, las velocidades de salida tienen un crecimiento cercano al lineal, con una baja pendiente (máximo 20 m/s al variar los radios de conducto de 10 a 70 m) en concentraciones iniciales de  $H_2O \geq 2$  wt%. Para concentraciones iniciales de  $H_2O = 1$  wt%, se observa un importante aumento de hasta 50 m/s al variar los radios de conducto de 10 a 60 m. Sin embargo, para presiones de 125 MPa y radios mayores a 60 m, la tasa de aumento de este parámetro se estabiliza.

Para la velocidad simulada para CHA2 se observan tendencias similares de crecimiento lineal con baja pendiente para concentraciones de agua  $\geq 3$ wt%. Para  $H_2O = 2$  wt% se observa la misma tendencia sólo en radios mayores a 30 m. En este caso, y para radios menores a 30 m, se observa un rápido aumento de la velocidad de salida de hasta 60 m/s al variar los radios de 10 a 30 m. Para  $H_2O = 1$ wt% el comportamiento es similar a DAC MICH, pero alcanzando la estabilización de la velocidad de salida para radios mayores a 200 m y presiones de 125 MPa.

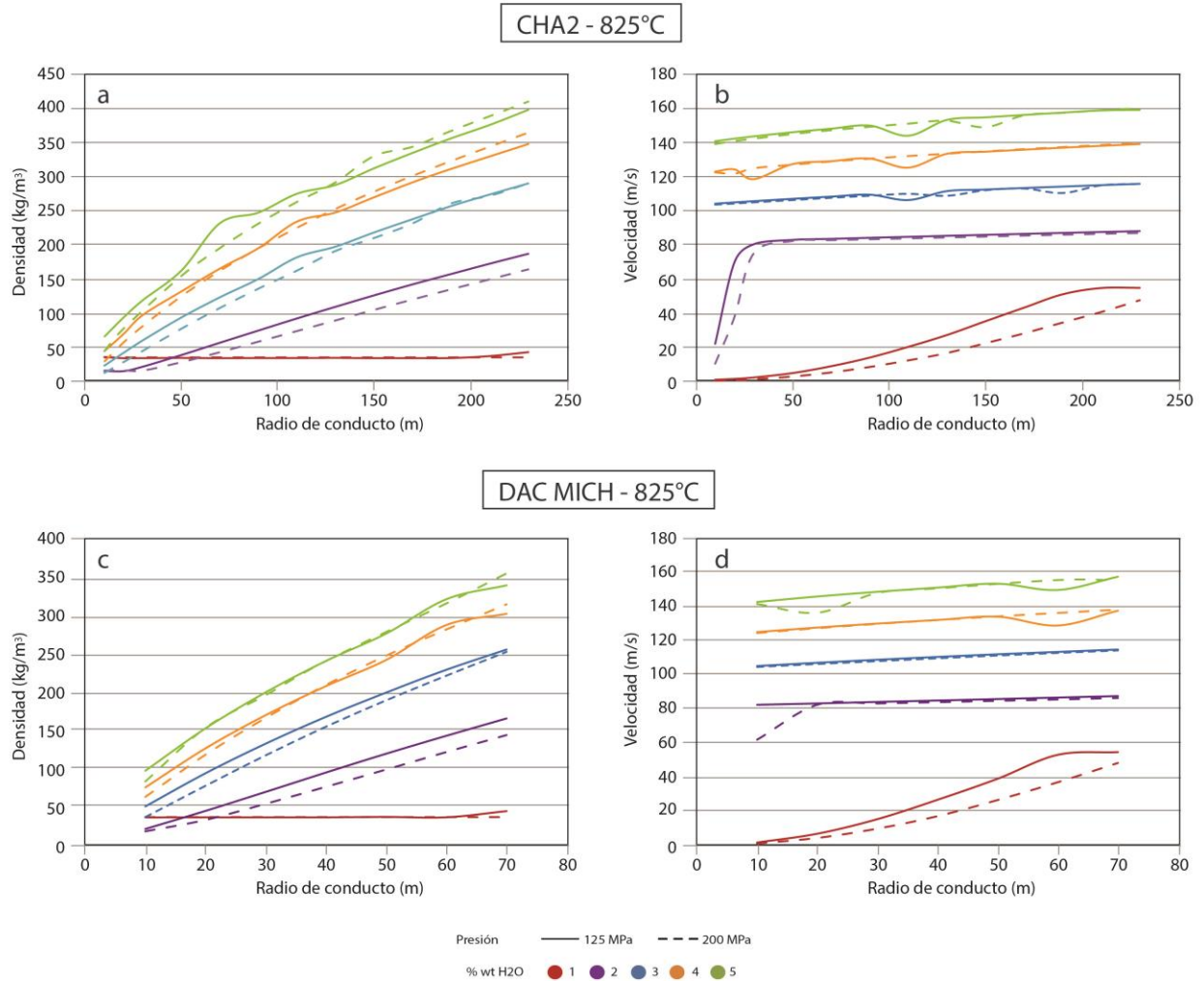


Figure 23: Efecto de la variación de la presión inicial sobre la densidad y velocidad de salida del material volcánico, para CHA2 y DAC MICH. Valores obtenidos con Confort 15.

### 6.3.2 Efecto de la Temperatura

Las temperaturas utilizadas en las simulaciones han sido escogidas de acuerdo a los resultados obtenidos en los experimentos petrológicos, y a los resultados expuestos en Castro y Dingwell (2009), tal como se expuso en el Capítulo V.

Los efectos de la variación de temperatura sobre las estimaciones para la densidad y velocidad de salida del material volcánico, se grafican en la Figure 24, y se realizaron para una presión fija de la presión en la base del conducto en 125 MPa



### *Sobre la densidad*

En la Figure 24 a y c, se observa que al aumentar la temperatura se obtienen aumentos considerables en la densidad de salida del material eruptivo, en donde las pendientes de las curvas se vuelven más pronunciadas al aumentar la temperatura.

Como caso particular, para  $H_2O = 1$  wt%, la densidad de salida del magma se mantiene relativamente constante en  $34 \text{ Kg/m}^3$  para CHA2, independiente del radio del conducto (caso estudiado hasta  $R=230$  m); y de  $32 \text{ Kg/m}^3$  para DAC MICH a temperaturas de  $825^\circ\text{C}$ . Sin embargo, para una temperatura de  $900^\circ\text{C}$ , la densidad aumenta creciente y linealmente desde radios de 20 m, alcanzando un valor de  $169 \text{ kg/m}^3$  para un radio de conducto de 70 m.

### *Sobre la velocidad*

Al examinar las velocidades de salida (Figure 24 b y d), los aumentos de temperatura solo desplazan sub-paralelamente las curvas en aproximadamente en 10 m/s, sin variar mayormente las pendientes. Estas observaciones se ajustan de muy buena manera para los casos con  $H_2O \geq 2$  wt%.

Esto nos muestra que la influencia del aumento de la temperatura en la velocidad de salida del material eruptivo, si bien existe una relación directa entre las variables, es decir, que al aumentar la temperatura aumenta la velocidad de salida, el aumento no es significativo, especialmente en los casos donde  $H_2O \geq 3$  wt%, para CHA2, y  $H_2O \geq 2$  wt%, para DAC MICH. En estos casos sólo se alcanza un aumento máximo de 15 m/s en CHA2, para  $H_2O = 5$  wt% y a un radio de conducto de 230 m, mientras que para DACMICH, se alcanza un aumento máximo de 25 m/s para  $H_2O = 4$  wt% y un radio de conducto de 60 m.

Para los otros casos, es decir,  $H_2O_i \leq 2$  wt% se observan particularidades en ambos volcanes. Para el volcán Chaitén se observa que para  $H_2O_i = 2$  wt% y radios de conducto mayores a 70 m, el aumento de temperatura se comporta de manera similar que para los  $H_2O_i \geq 3$  wt%, mientras que, para radios de conducto menores a 70 m, el aumento en la temperatura incrementa considerablemente la velocidad de salida alcanzando un aumento máximo de 62,5 m/s para un radio de conducto de 20 m. Esta influencia se vuelve menos importante al aumentar el radio de conducto.

Finalmente, para  $H_2O = 1 \text{ wt\%}$  se observa que a una temperatura inicial de  $750^\circ \text{ C}$ , la velocidad de salida del material crece gradualmente, con una baja pendiente, al aumentar el radio del conducto, y alcanza un aumento máximo de  $5,6 \text{ m/s}$  en un radio de conducto de  $230 \text{ m}$  (máximo radio estudiado). Por otro lado, para una temperatura inicial de  $825^\circ \text{ C}$ , se observa que la velocidad de salida aumenta gradualmente, con una pendiente moderada, hasta estabilizarse en  $54 \text{ m/s}$  para un radio de conducto de  $210 \text{ m}$ .

Por otro lado, para el volcán Michimahuida, se observa que para  $H_2O = 1 \text{ wt\%}$  y radios de conducto mayores a  $60 \text{ m}$ , el aumento de temperatura se comporta de manera similar que para los  $H_2O \geq 2 \text{ wt\%}$ . Para radios de conducto menores a  $60 \text{ m}$ , y una temperatura inicial de  $825^\circ \text{ C}$ , se observa un aumento gradual de la velocidad de salida al aumentar el radio de conducto, alcanzando un valor de  $53 \text{ m/s}$  para un radio de conducto de  $60 \text{ m}$ , luego, la velocidad permanece constante. Por otro lado, para una temperatura inicial de  $900^\circ \text{ C}$ , el aumento es más abrupto alcanzando un valor de  $55.6 \text{ m/s}$  para un radio de conducto de  $20 \text{ m}$ , luego, la velocidad también permanece constante independiente del radio.

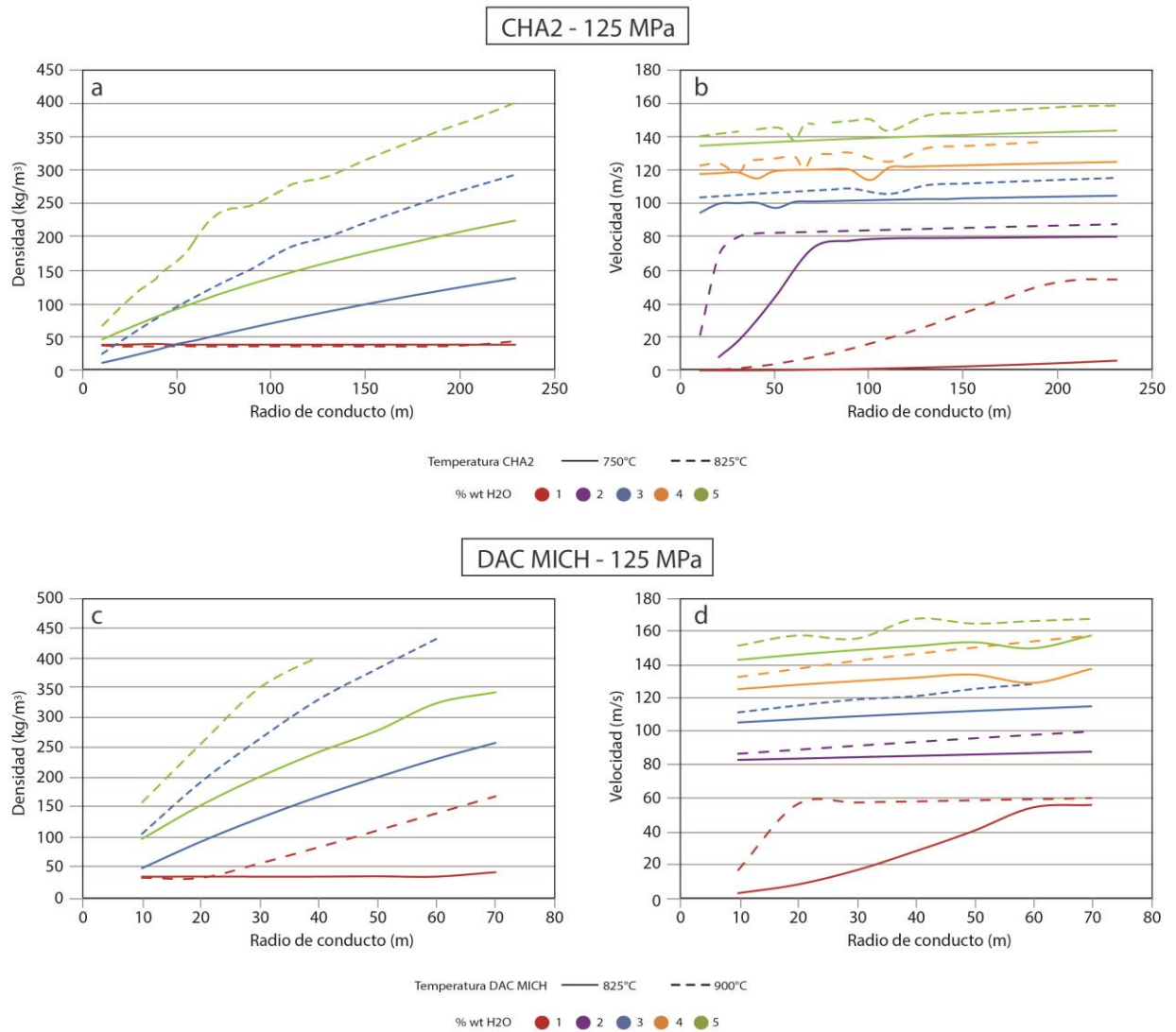


Figure 24: Efecto de la variación de la temperatura inicial sobre la densidad y velocidad de salida del material volcánico, para CHA2 y DAC MICH. Valores obtenidos con Confort 15.

### 6.3.3 Efecto de la concentración de agua y radio de conducto

En la Figure 25 se han graficado los efectos de las variaciones de concentración inicial de agua en el magma, así como de distintos radios de conducto, sobre los resultados de densidad y velocidad.

De la Figure 25 se desprende que, de manera general, tanto el radio de conducto como la concentración inicial de H<sub>2</sub>O afectan de manera importante y sinérgica las variaciones de la

densidad de salida del material eruptivo. Por otro lado, la velocidad de salida del material eruptivo depende, de manera directa de la concentración inicial de H<sub>2</sub>O, no así del radio de conducto, ya que sus variaciones no parecen afectar las velocidades de salida, especialmente para H<sub>2</sub>O ≥ 2 wt%.

Además, en todos los gráficos, -independiente de las variaciones de composición inicial del magma, o el radio del conducto, o la variación de la presión en la base de este-, se observan aumentos en la densidad y velocidad de salida al aumentar la concentración inicial de H<sub>2</sub>O. Esto implica directamente que los valores de concentración de agua afectarán notoriamente la tasa eruptiva al considerar la ecuación  $Q = \pi R^2 \rho v$ .

### *Sobre la densidad*

El efecto del radio del conducto se puede evaluar desde los gráficos de la Figure 24, donde se observa que la densidad de salida del material eruptivo aumenta constantemente al aumentar el radio del conducto en ambos volcanes. Esto se ilustra de mejor manera en la Figure 25, en donde se aprecia que los aumentos del radio del conducto generan curvas de mayores pendientes, independiente del resto de las variables.

Las relaciones anteriores se ajustan de buena manera para H<sub>2</sub>O ≥ 2 wt%. Como observación particular, para H<sub>2</sub>O = 1 wt% se aprecia un descenso en la densidad para radios de conducto bajos. Para CHA2 este fenómeno se observa en radios de conducto menores a 30 m, mientras que para DAC MICH en radios de conducto de 10 m.

Por otro lado, se observa que para H<sub>2</sub>O ≥ 2 wt%, la densidad de salida del material eruptivo aumenta constantemente al aumentar las concentraciones iniciales de H<sub>2</sub>O. Estos aumentos se vuelven más drásticos al aumentar el radio del conducto, por lo que se concluye que estas variables muestran un efecto sinérgico sobre la variable densidad.

### *Sobre la velocidad*

Se observa de la Figure 25 que, de manera general, el radio del conducto no afecta mayormente las velocidades de salida del material eruptivo. Esto se ajusta de buena manera para los casos donde H<sub>2</sub>O ≥ 2 wt% y radios de conducto mayores a 30 m.

Por otra parte, para  $H_2O \geq 2$  wt%, se observa un aumento sostenido de la velocidad al aumentar la concentración inicial de  $H_2O$ . Este aumento no parece ser afectado por la composición de los magmas (dacítico o riolítico). Como ejemplo, se observa que para CHA2, a un radio de conducto de 70 m, existe un aumento de 65 m/s al variar la concentración inicial de  $H_2O$  de 2 a 5 wt%; mientras que para DAC MICH, para el mismo radio anterior, la variación es prácticamente igual, encontrando una diferencia de 70 m/s al considerar la misma diferencia de concentración de agua.

Adicionalmente, si se analiza lo que ocurre para CHA2 al aumentar el radio de conducto a 230 m, para el mismo tramo de concentración inicial de  $H_2O$ , se logran 71 m/s de diferencia, valor similar a los descritos en el párrafo anterior, lo que refuerza la observación de que el radio de conducto no afecta mayormente la velocidad de salida del material eruptivo.

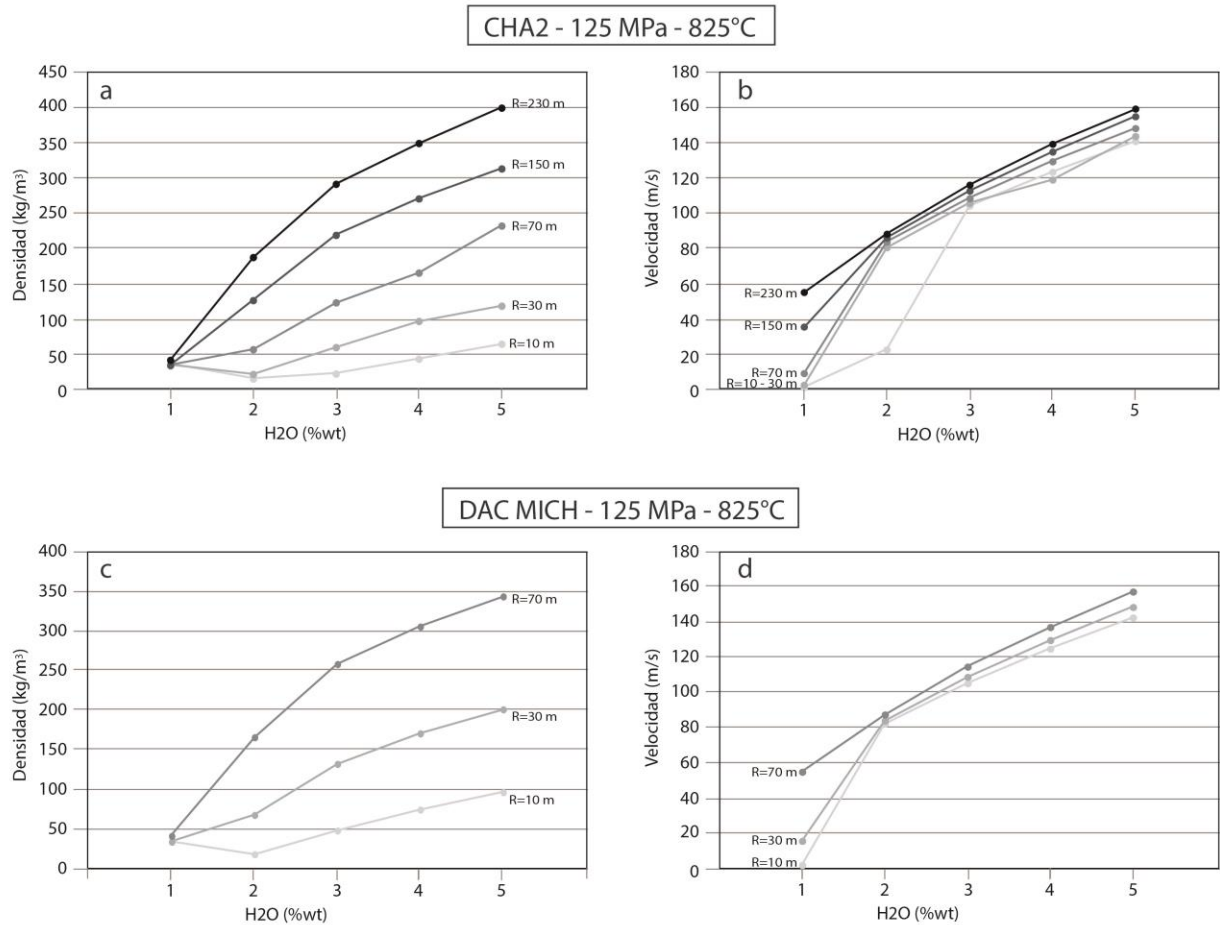


Figure 25: Efecto de la variación de la concentración de agua y radio de conducto eruptivo sobre la densidad y velocidad de salida del material volcánico, para CHA2 y DAC MICH. Valores obtenidos con Confort 15.

### 6.3.5 Efecto de la composición química del magma

En la Figure 26 se han graficado las variaciones de densidad y velocidad de salida del magma, con respecto al radio de conducto, con el fin de identificar los efectos que tiene en el modelo un magma riolítico vs. un magma dacítico, comparando los resultados obtenidos para DAC MICH con CHA2.

#### *Sobre la densidad*

En la Figure 26-a, se observa que las densidades de salida del material estimadas para CHA2 son menores que para el magma dacítico. Estas diferencias se hacen más marcadas, para radios de

conducto mayor. Esto se puede analizar, por ejemplo, para 5%wt H<sub>2</sub>O y 70 m de radio de conducto, donde la densidad estimada para DAC MICH es de 360 kg/m<sup>3</sup>, mientras que para CHA2 es de 196 kg/m<sup>3</sup>. Y son menores cuando se disminuye el radio, alcanzando valores de 81 kg/m<sup>3</sup> para DAC MICH y de 44 kg/m<sup>3</sup> para CHA2.

Como caso particular, para H<sub>2</sub>O = 1 wt%, las densidades de salida del magma se mantienen bastante similares para DAC MICH y CHA2. En el caso presentado en la Figure 26-a, se mantienen en valores de 34 Kg/m<sup>3</sup> para CHA2, independiente del radio del conducto.

### *Sobre la velocidad*

Al examinar las velocidades de salida (Figure 26-b), podemos identificar que independientemente de la concentración de agua del magma, siempre DAC MICH alcanza velocidades de salida del material mayores que CHA2, considerando el mismo valor del radio de conducto eruptivo.

A pesar de esto, para un mismo radio de conducto, vemos que para H<sub>2</sub>O ≥3% las diferencias de composiciones químicas solo muestran variaciones <10 m/s una con respecto a la otra, sin variar mayormente las pendientes. Esto nos muestra que la influencia de la composición química en la velocidad de salida del material eruptivo, no es significativo en comparación con otras variables para el rango de concentraciones de agua analizado.

Sin embargo, se reconoce que para H<sub>2</sub>O ≤2 wt%, las diferencias de velocidades estimadas, si son de mayor rango. Para H<sub>2</sub>O = 1, la diferencia de las velocidades de salida del material tiene un valor de casi 10 veces, debido a que los valores estimados son de entre 4.88 m/s a 48.3 m/s para radios de conducto de 70 m, para CHA2 y DAC MICH respectivamente.

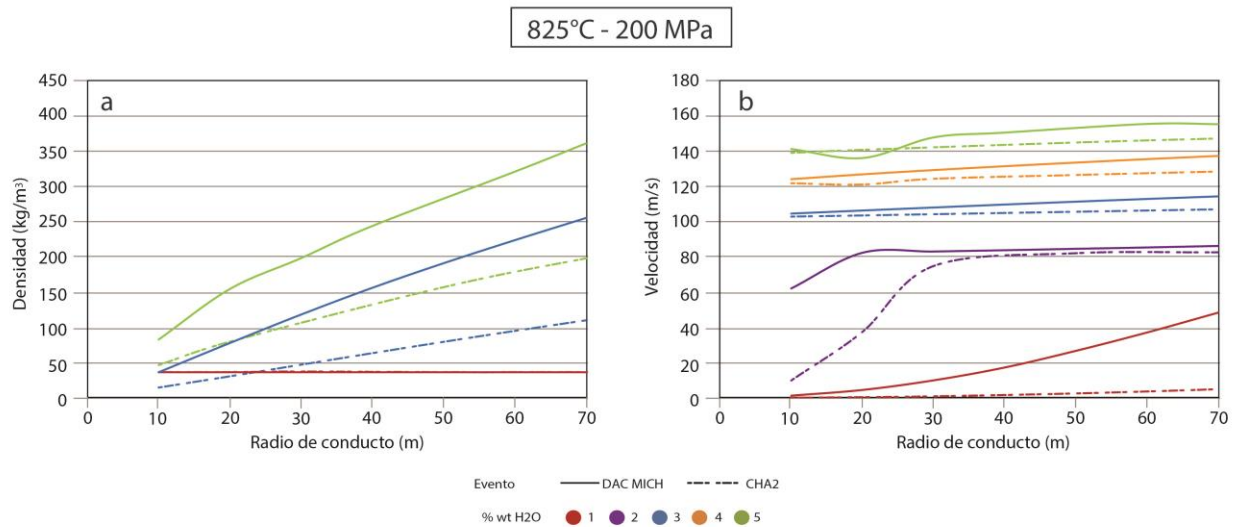


Figure 26: Efecto de la variación de la composición química sobre la densidad y velocidad de salida del material volcánico, para CHA2 y DAC MICH. Valores obtenidos con Confort 15.

## 6.4 IMPLICANCIAS DE LOS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS Y MODELACIONES NUMÉRICAS

En esta sección del documento, se exploran las implicancias que tienen los resultados obtenidos a partir de los depósitos piroclásticos, en conjunto con las modelaciones numéricas. Se ha podido estimar parámetros como la tasa eruptiva de cada uno de los eventos estudiado, a partir de dos metodologías diferentes. Con ello, se pueden constreñir variables para definir de mejor manera la arquitectura de los centros eruptivos, así como las concentraciones de agua que solventan una columna eruptiva.

### 6.4.1 Radio de conducto

Para el análisis del radio de conducto, se utilizaron las simulaciones realizadas con *Confort 15*, a partir de las cuales se pudo comparar los resultados de tasas eruptivas con los valores estimados por medio de isópletas, como se detalló en el Capítulo III. Con esto, se pudo analizar las diferencias en la arquitectura de los sistemas magmáticos que alimentaron cada evento eruptivo.



Para realizar esta comparación, se ha graficado la tasa eruptiva (MER) vs. el radio de conducto, y se ha identificado en un fondo gris el rango de MER estimado desde las isópletas (Figure 16 Y Figure 17).

Estos gráficos indican distintos rangos de conducto para cada erupción, así como para cada variable analizada (presión, temperatura, contenido de agua). Los rangos estimados se presentan en la Table 14 para CHA2 y en la Table 15 para DAC MICH.

De esta manera, se pudo constreñir los radios que satisfacen la generación de las columnas eruptivas descritas (Capítulo III). Así, para CHA2 el rango de los radios de conducto eruptivo está dentro de los 490 - 41.2 m, siendo el valor máximo alcanzado para 1%wt H<sub>2</sub>O, 750°C y 200MPa, y el menor para 5%wt H<sub>2</sub>O, 825°C y 200MPa.

Table 14: Rangos de conducto eruptivo estimados para el evento CHA2

Temperatura (°C)	Presión (MPa)	Agua (%wt)	Min Radio (m)	Max Radio (m)
825	125	1	179.0	192.0
825	125	2	89.0	100.1
825	125	3	62.8	71.6
825	125	4	51.9	52.5
825	125	5	45.5	52.0
825	200	1	194.0	213.0
825	200	2	97.0	108.3
825	200	3	65.0	75.5
825	200	4	53.9	61.4
825	200	5	41.2	54.0
750	125	1	401.5	363.0
750	125	2	134.0	149.0
750	125	3	86.5	98.5
750	125	4	68.0	78.0
750	125	5	56.8	65.9
750	200	1	441.0	490.0
750	200	2	149.0	164.0
750	200	3	95.8	107.5
750	200	4	73.0	83.5
750	200	5	70.9	62.1

En el caso de DAC MICH, se encontraron rangos de radios de conducto de valores mucho menores. El máximo valor obtenido alcanza los 53.4 m, y es estimado para 1%wt H<sub>2</sub>O, 825°C y 200 MPa; mientras que el valor menor es de solo 5.3 m, para 5%wt H<sub>2</sub>O, 900°C y 125MPa.

Desde los resultados presentados en dichas tablas, se puede notar que los radios necesarios para alcanzar las tasas eruptivas estimadas, son inversamente proporcionales al contenido de agua considerado. Si se compara para CHA2 a 125MPa y 825°C, vemos que es necesario un radio de 179 – 192 m para alcanzar la tasa eruptiva estimada considerando 1%wt de agua, mientras que para 5%wt este valor disminuye a 45.5 – 52 m.

A su vez, el radio obtenido para alcanzar las tasas eruptivas esperadas es inversamente proporcional a la variación de temperatura. Como se observa en las tablas, a menor temperatura, los radios son mayores. Por ejemplo, los mayores radios son obtenidos para 1%wt de agua, siendo el mayor valor alcanzado de 490 m para 750°C y 200 MPa, valor que disminuye a 213 m, cuando la temperatura aumenta a 825°C manteniendo la presión en 200 MPa.

Table 15: Rangos de conducto eruptivo estimados para el evento DAC MICH

Temperatura (°C)	Presión (MPa)	Agua (%wt)	Min Radio (m)	Max Radio (m)
900	125	1	18.3	31.0
900	125	2	9.7	18.1
900	125	3	7.1	13.8
900	125	4	6.0	12.0
900	125	5	5.3	10.8
900	200	1	20.0	33.5
900	200	2	10.6	19.4
900	200	3	7.6	14.5
900	200	4	6.3	12.2
900	200	5	5.6	11.1
825	125	1	29.8	48.5
825	125	2	14.0	25.6
825	125	3	9.2	18.2
825	125	4	7.5	15.1
825	125	5	6.4	13.2
825	200	1	32.8	53.4
825	200	2	16.0	28.2
825	200	3	10.5	19.7
825	200	4	8.2	15.9

#### 6.4.2 Columnas eruptivas

En el Capítulo V se ha identificado que todas las simulaciones realizadas por *Confort 15* resultaron en una erupción explosiva, identificada por la disminución abrupta de la viscosidad interpretada como el proceso de fragmentación del magma (Figure 15).

Sin embargo, las características de los depósitos de caída de este estudio y sus muestras, indican que para poder haberlos generado, necesariamente se habría formado una columna eruptiva estable, la cual, junto con el viento, permiten que las partículas se dispersen en los ejes indicados en la Figure 10 y Figure 11, presentadas en el Capítulo III.

Para poder evaluar si las simulaciones realizadas son concordantes con una columna eruptiva estable, entonces fue necesario evaluar la velocidad de salida del material eruptado, lo que se realizó mediante el análisis del gráfico presentado por Bursik y Woods (1991). En dicho gráfico, se identifican los rangos de velocidad de escape del magma vs. la MER, considerando también los contenidos de agua, que permiten la formación de una columna 'simple-sostenida' (*simple buoyant*), o 'super-sostenida' (*superbuoyant*), o bien, el campo en el cual colapsaría el material emitido desde un centro eruptivo (*collapsing*). En la Figure 27 y Figure 28 se han graficado estas variables para CHA2 y DAC MICH respectivamente.

Si se observan los gráficos de ambas figuras, se puede notar que para todos los casos estudiados, las simulaciones realizadas con un contenido de 1% de H<sub>2</sub>O se ubican en el área de 'colapso', lo que significa que con estas condiciones el material volcánico no podría generar una columna eruptiva estable como para formar un depósito de caída. Por lo anterior, se puede descartar el 1%wt H<sub>2</sub>O como un parámetro posible para las erupciones estudiadas.

Continuando el análisis de los gráficos, es posible notar que las simulaciones realizadas con 2 – 5 %wt H<sub>2</sub>O, y que se generan tasas eruptivas altas, tampoco alcanzan las condiciones óptimas para mantener una columna eruptiva sostenida. En este caso, se observa que las velocidades estimadas se mantienen bastante constantes, independiente del radio de conducto, entonces se puede inferir que un radio de conducto más bajo genera columnas eruptivas más estables.

Además, es posible constreñir los valores de simulaciones que alcanzan las tasas eruptivas esperadas, al mismo tiempo que las concentraciones de agua correspondientes. A grandes rasgos, para el caso de CHA2 se ve que para ambas presiones y temperaturas de 750°C, y contenidos de agua del 5%wt, el radio del conducto constreñido en la Table 14 satisface la solución con un comportamiento *superbuoyant* (56.8 – 70.9 m), sin embargo, para contenidos de agua menores (4 – 2 %wt) ningún valor alcanzaría una generación de columna estable para las tasas eruptivas estimadas. En el caso de temperaturas mayores a 825°C, entonces se observa que para 5%wt H<sub>2</sub>O se genera una columna estable para el radio estimado (41.2 – 52 m), así como para 4%wt H<sub>2</sub>O (51.9 – 61.4 m), en ambos casos con un comportamiento *superbuoyant*. Contenidos de agua menores, generarían columnas que colapsan a las tasas eruptivas estimadas.

En el caso de DAC MICH, contenidos agua entre 2 - 5%wt de agua, satisfacen la solución para el comportamiento de un tipo de columna de tipo *superbuoyant* o *simple bouyant*, utilizando los rangos del radio del conducto eruptivo que se muestran en la Table 15. Si se consideran los valores independientes de la presión en el caso de una temperatura más baja, 825°C, se observa que para 2%wt de agua el radio de conducto estaría en el rango de 14 - 28.2 m, para 3%wt de 9.2 – 19.7 m, para 4% de 7.5 – 15.9 m, y para 5% de 6.4 – 14 m. En el caso de 900°C, los valores son un poco menores, alcanzando rangos de 9.7 – 19.4 m para 2% de agua, 7.1 – 14.5 m para 3%wt, 6.0 – 12.2 m para 4%, y 5.3 – 11.1 m para 5%.

De acuerdo a estos gráficos, el depósito volcánico CHA2 habría sido generado por una columna eruptiva de tipo *superbuoyant*, mientras que DAC MICH lo habría sido por una columna eruptiva de tipo *superbuoyant* o *simple bouyant*.

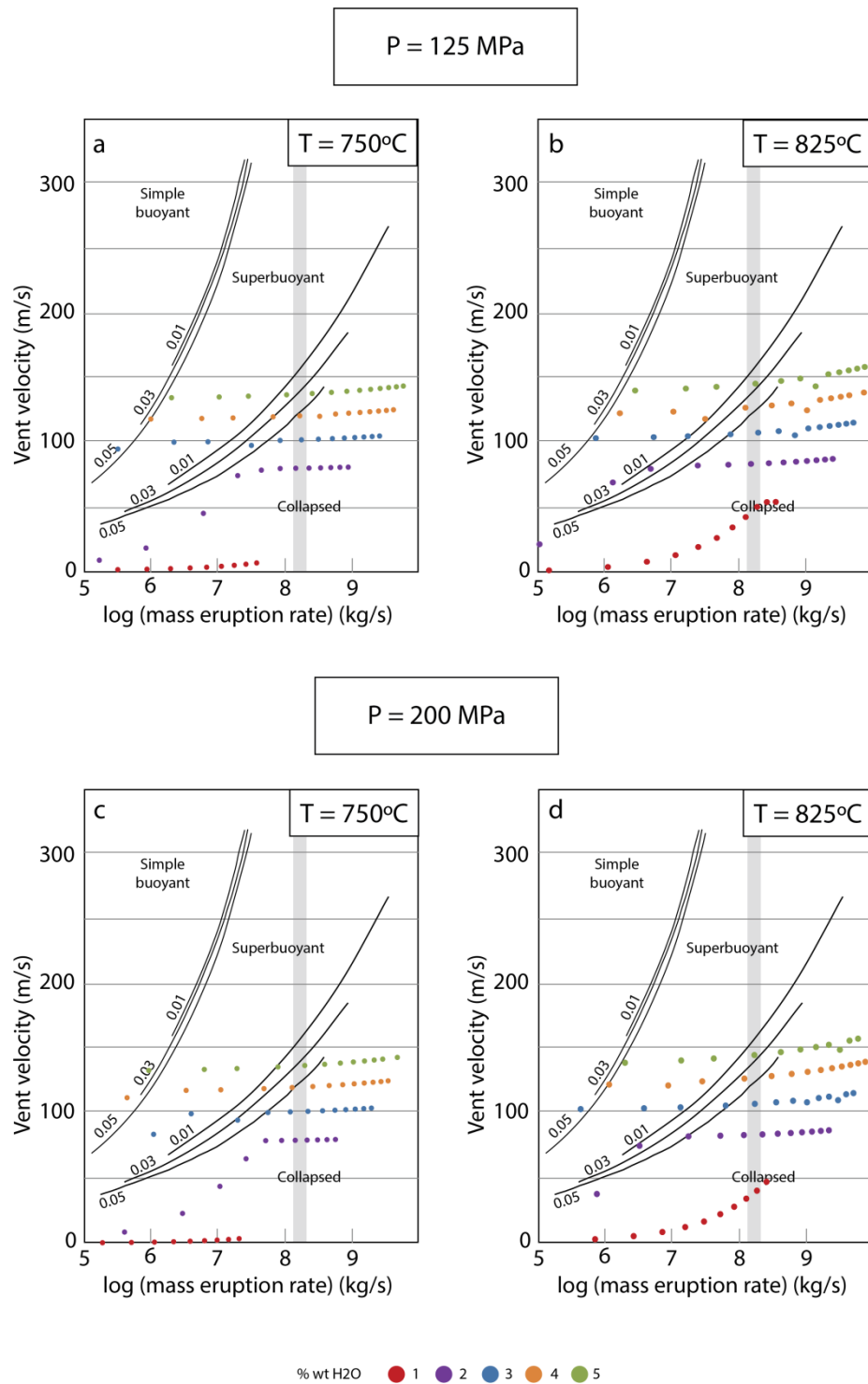


Figure 27: Gráficos de tasa eruptiva vs velocidad de salida de CHA2 (se plotean resultados hasta radios de 230 m). En el gráfico se identifican los rangos en los que una columna eruptiva consigue condiciones *simple buoyant*, *superbuoyant*, o bien colapsa. La zona identificada en color gris, indica el rango de tasas eruptivas obtenidas con el análisis de isópetas en el Capítulo IV. Figura modificada de Bursik y Woods (1991), donde las líneas continuas de color negro indican concentraciones de agua.

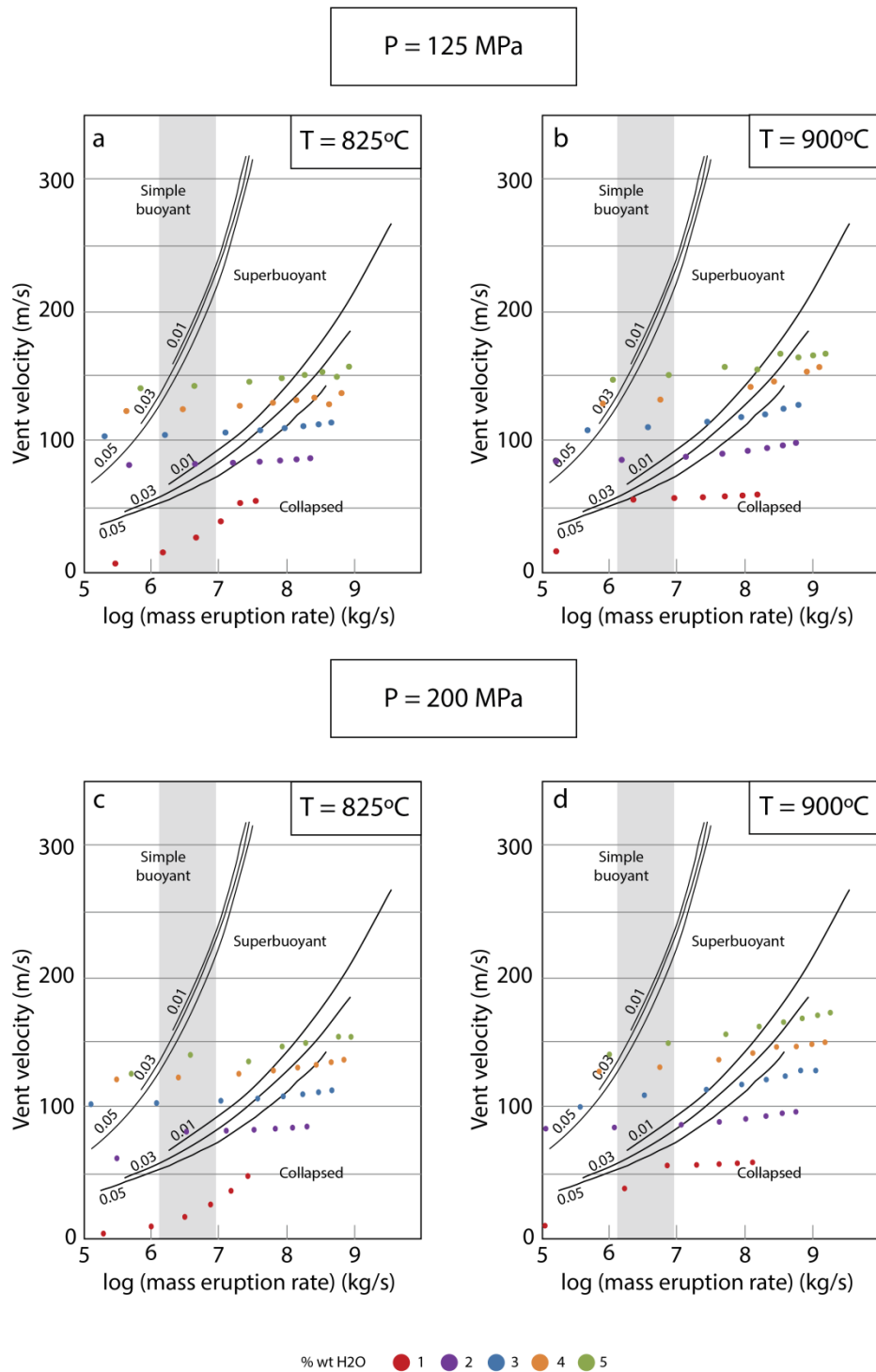


Figure 28: Gráficos de tasa eruptiva vs velocidad de salida de DAC MICH (se plotean resultados hasta radios de 230 m). En el gráfico se identifican los rangos en los que una columna eruptiva consigue condiciones *simple buoyant*, *superbuoyant*, o bien colapsa. La zona identificada en color gris, indica el rango de tasas eruptivas obtenidas con el análisis de isópetas en el Capítulo IV. Figura modificada de Bursik y Woods (1991), donde las líneas continuas de color negro indican concentraciones de agua.

### 6.4.3 Estilos eruptivos

Los estilos eruptivos de erupciones del registro geológico de un volcán pueden ser determinados a partir de las características propias de un depósito, estimando su volumen, y por ende su magnitud. Pero también pueden ser establecidos de acuerdo a los parámetros eruptivos estimados para un proceso eruptivo.

Gonnermann y Manga (2013) presentan un gráfico 'log viscosidad vs. log MER' a partir del cual es posible inferir el estilo eruptivo de un evento volcánico. Estos gráficos fueron aplicados a CHA2 y DAC MICH y son presentados en la Figure 29 y Figure 30 respectivamente.

#### CHA2

En la Figure 29, podemos observar que los parámetros obtenidos para CHA2 indican que el evento que originó el depósito correspondería a una erupción de tipo pliniana.

Esto es congruente con las estimaciones hechas en este estudio, ya que las erupciones plinianas se caracterizan por la formación de altas columnas convectivas que dan como resultado la inyección de cenizas y partículas en la atmósfera. Cioni et al. (1997) indican que el rango de altura para columnas eruptivas de estos eventos es entre 20 y 35 km. En este estudio se estimaron columnas de entre 26 y 28 km de altura para CHA2.

Junto con esto, en una erupción pliniana típica, el volumen de material expulsado varía entre 0.1 y 10 km<sup>3</sup>, con MER de entre 10<sup>6</sup>-10<sup>8</sup> kg/s (Cioni et al. 1997). Lo cual también se encuentra dentro de los rangos estimados para la tasa eruptiva en el Capítulo III, de rango 1.45 – 2.10 · 10<sup>8</sup> kg/s.

Finalmente, los productos de estos procesos plinianos consisten en depósitos de caídas, y en algunos casos de flujos piroclásticos, donde el grosor de los depósitos de caída, así como del tamaño de sus clastos, presentan una disminución con la distancia desde el respiradero, lo que a menudo se caracteriza por un sobre-engrosamiento en las áreas más proximales relacionadas con la caída de material balístico. Lo anterior, también fue descrito en los puntos de muestreo de las secciones estratigráficas descritas en el Capítulo III, y que se ha graficado en las isópacas (Figure 10) e isópletas (Figure 11) de este depósito.

Con lo anterior se corrobora que CHA2 corresponde a una erupción de tipo pliniana.

### *DAC MICH*

En la Figure 30, se puede observar que los parámetros obtenidos para DAC MICH indican que el evento que originó el depósito correspondería a una erupción de tipo vulcaniana.

A pesar de esto, las características reconocidas en el depósito de DAC MICH difieren de las características descritas para una erupción vulcaniana.

De acuerdo a Clarke et al (2015), la clasificación de las erupciones vulcanianas ha sido compleja debido a que sus características inicialmente se definieron por diferencias visuales durante erupciones (especialmente del volcán Vulcano en Italia, ie, Mercalli and Silvestri, 1891). Sin embargo, estudios posteriores se han enfocado de definir las de acuerdo a su dinámica y mecanismos eruptivos.

Clarke et al (2015) indican una serie de características propias de estas erupciones: se distinguen por ser (1) erupciones de magnitud relativamente pequeña, ya que se tratan de erupciones violentas y de corta duración, por lo que sus magnitudes no superan los VEI 3 a 4; (2) el tamaño de clasto del material eruptado en promedio es relativamente fino, debido a que estas erupciones se generan por la descompresión repentina del centro eruptivo, con una liberación rápida de la energía atrapada en el conducto, lo que produce importante fragmentación del material; (3) baja vesicularidad de los piroclastos, ya que la dinámica no permite la formación de burbujas; (4) las partículas presentan bordes rectos, característico de la fragmentación frágil de un magma viscoso; (5) una importante presencia de balísticos, especialmente de bombas con corteza de pan; (6) eventos eruptivos de corta duración, ya que estas fases son limitadas ya que la inyección de material dura de segundos a minutos; (7) por lo anterior, las erupciones vulcanianas a menudo sirven como etapa inicial en algunas erupciones subplinianas o plinianas.

Morrisey y Mastin (1997) además indican que estas erupciones se caracterizan por presentar una alta fracción de clastos líticos, debido a que la gran energía que inicia estas erupciones generaría la destrucción del sello del conducto y la erosión del mismo, por lo que se incorporarían estas rocas al proceso.



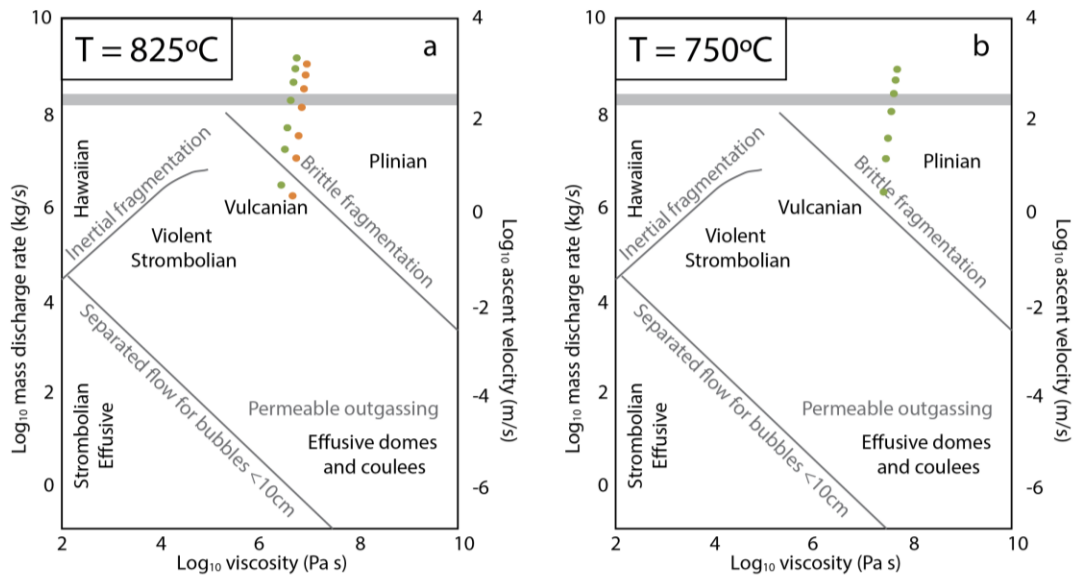
De acuerdo a las características identificadas para erupciones vulcanianas, podemos notar una serie de diferencias entre los depósitos de este tipo de eventos y el depósito de DAC MICH: la concentración de líticos en DAC MICH es bajo (<15%), incluso en zonas proximales del depósito; la vesicularidad de los clastos pumíceos es bastante alta, alcanzando valores del 60%, tal como fue descrito en el Capítulo II; y, en las secciones estratigráficas analizadas no se encontraron concentraciones importantes de clastos de tamaño bloque, ni tampoco bombas (Capítulo II). Con lo anterior, se descartaría un comportamiento vulcaniano para DAC MICH.

Por otro lado, Cioni et al. (1997) entregan una serie de rangos de parámetros para erupciones de tipo sub-pliniana, las que concuerdan con los resultados obtenidos en este estudio para DAC MICH. De acuerdo a Cioni et al. (1997) las erupciones sub-plinianas tendrían un rango de intensidad de alrededor de  $10^6$  kg/s, lo cual se ajusta a los resultados obtenidos en el Capítulo V; una columna eruptiva <20 km, como lo estimado a partir de las isópletas de DAC MICH (8 – 13 km); y una composición química medianamente evolucionada, como es la dacita.

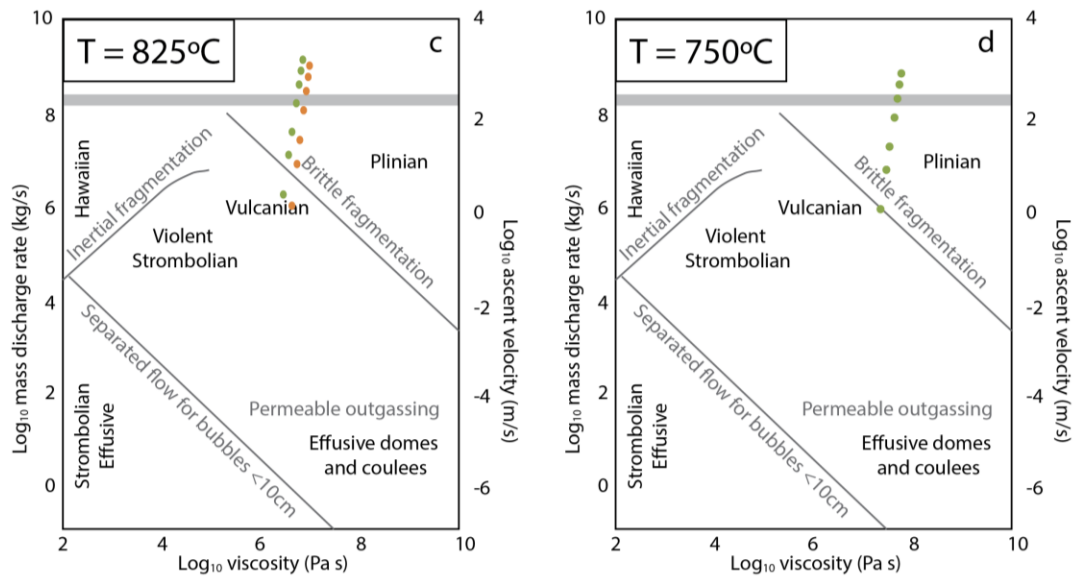
Otra observación importante sobre DAC MICH, es la distribución en dos ejes de dispersión del material piroclástico, que es presentado en la Figure 11-b. Según Cioni et al. (2015), la menor intensidad característica de las erupciones sub-plinianas permiten que sean controladas por vientos más débiles y de menor altura; adicionalmente, estas erupciones presentan velocidades de salida del material mucho menores que en el caso pliniano, lo que las hace más susceptibles al efecto de los vientos. Lo anterior generaría características especiales en la dispersión y sedimentación del material piroclástico, que generalmente produce un área de depositación elongado en la dirección del eje principal, e incluso, pulsos distintos podrían presentar ejes de dispersión distintos, generando arquitecturas complejas del depósito (Cioni et al., 2015). Esta distribución lobulada de depósito de caída también es reconocida por Alfano et al. (2011) para la erupción sub-pliniana de Chaitén 2008-09.

Con todo lo anterior, sería factible clasificar a DAC MICH como una erupción de tipo sub-pliniana.

P = 125 MPa



P = 200 MPa

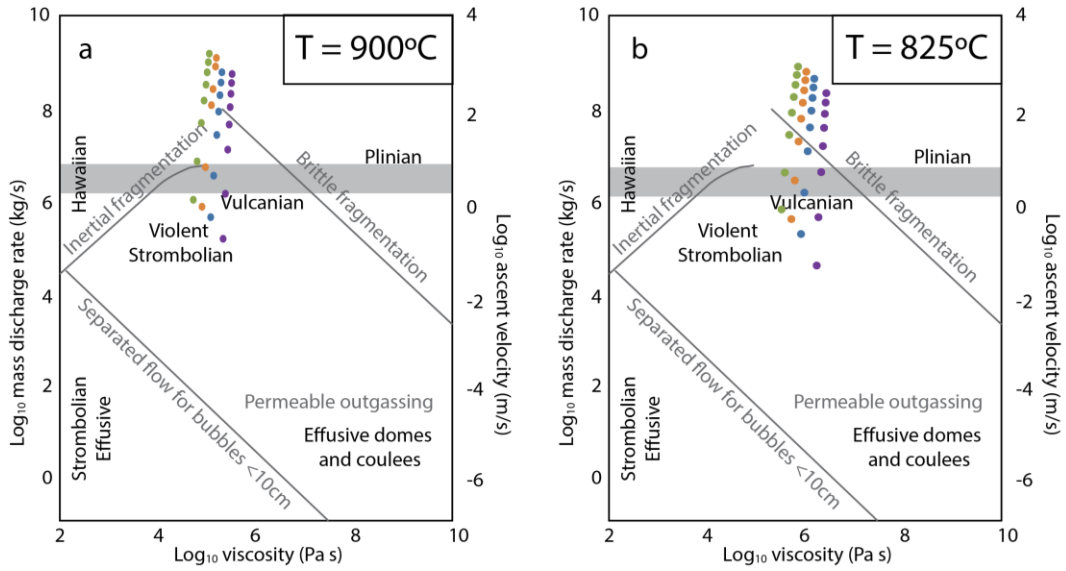


% wt H<sub>2</sub>O    ● 4    ● 5

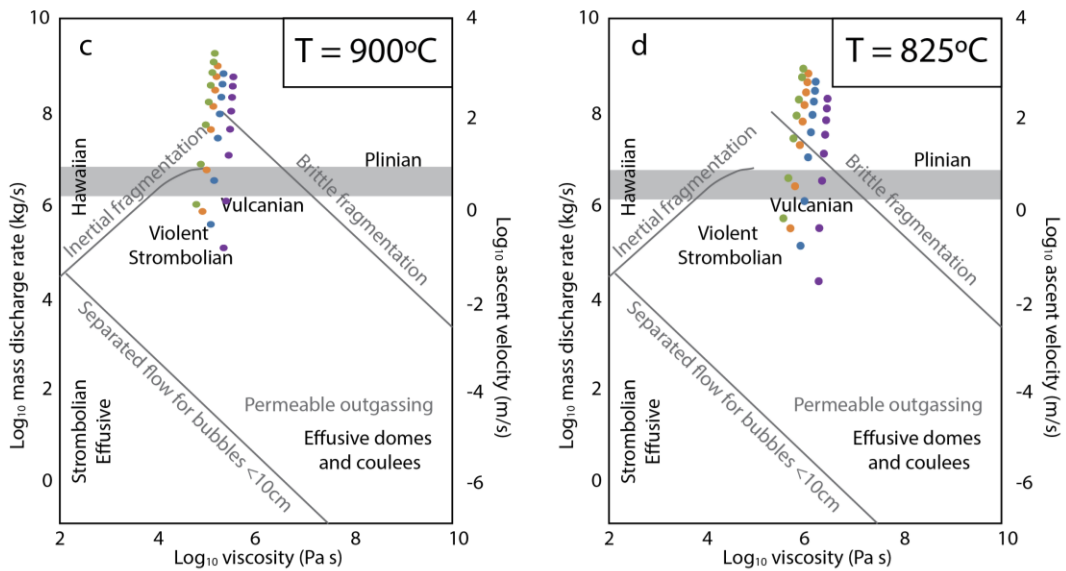
Figure 29: Gráficos de viscosidad vs tasa eruptiva de CHA2, para distintas presiones y temperaturas. En gris se indica el rango de tasas eruptivas obtenidas con isóletas en el Capítulo IV. Figura modificada de

Gonnermann y Manga (2013).

P = 125 MPa



P = 200 MPa



% wt H<sub>2</sub>O    ● 2   ● 3   ● 4   ● 5

Figure 30: Gráficos de viscosidad vs tasa eruptiva de DAC MICH, para distintas presiones y temperaturas. En gris se indica el rango de tasas eruptivas obtenidas con isótopos en el Capítulo IV. Figura modificada de Gonnermann y Manga (2013).

## 6.5 ERUPCIONES DEL REGISTRO GEOLÓGICO

A partir de lo presentado anteriormente, relativo al comportamiento eruptivo de los volcanes Chaitén y Michinmahuida en su registro geológico (ver punto 6.1.1), se puede realizar una estimación del rango de las tasas eruptivas que pueden alcanzar los eventos generados por ambos volcanes, considerando que las erupciones se producen desde centros eruptivos que tienen similares características a los evaluados en el Capítulo V.

Para hacer esta estimación, se realizaron nuevas simulaciones con *Confort 15* a partir de las estimaciones de radio de conducto eruptivo presentados en Table 14 y Table 15.

### 6.5.1 Caso volcán Chaitén

Se analizaron dos escenarios para el volcán Chaitén de acuerdo a lo presentado en el punto 6.1.1 de este documento, donde se reconoce que el volcán Chaitén tiende a generar erupciones de gran magnitud con tasas estimadas en el orden de  $10^8$  kg/s, como el caso de CHA2, y otras más pequeñas de cerca de  $10^7$  kg/s, como el evento generado en 2008-09.

Para el primer caso, se utilizaron los parámetros estimados para CHA2 como se ha descrito a lo largo del texto, y se proyectaron resultados para el evento CHA1. En el segundo caso, se utilizó como evento tipo la erupción de Chaitén 2008-09, para la cual se construyó un nuevo radio de conducto utilizando *Confort 15*, de tal modo que alcanzara las tasas eruptivas determinadas por Alfano et al. (2011), las que toman valores de  $2.7 - 4.2 \cdot 10^7$  kg/s, y alturas de columna eruptiva de entre 17 - 19 km. Así, se obtuvieron rangos de radio de conducto de entre 25 - 35 metros para magmas con 4% wt de volátiles, y de entre 20 - 40 metros para los casos con 5% wt.

A partir de estos datos y los presentados en la Table 14, se realizó una evaluación para los eventos CHA1, CHA3, CHA4, y el evento de 7.6 - 7.4 ka del volcán Chaitén. CHA1 fue evaluado con los radios de conducto estimado para CHA2, dado que la magnitud eruptiva de ambos es más cercana, y las otras tres erupciones fueron evaluadas con los datos obtenidos para Chaitén 2008-09, ya que se trataría de eventos de menor magnitud. Se utilizaron las composiciones químicas publicadas y las presentadas en este documento, considerando una temperatura media de 790°C, y una presión de 125 MPa.

Luego del análisis, se obtuvieron los datos que se presentan en la Table 16, y a partir de ellos podemos observar que para eventos con la mayor magnitud esperada para una erupción del volcán Chaitén, se esperarían tasas eruptivas en el orden de  $6.82 \cdot 10^7 - 3.0 \cdot 10^8$  kg/s con columnas eruptivas de entre 21 – 31 km de altura. Para el caso de erupciones de menor magnitud, se esperarían tasas eruptivas en el orden de  $2.7 - 7.0 \cdot 10^7$  kg/s con columnas eruptivas de entre 14 – 22 km de altura.

Table 16: Tasas eruptivas estimadas para distintos eventos del registro geológico del volcán Chaitén.

Evento	Edad	INPUT				OUTPUT		ESTIMACIONES	
		Temperatura (°C)	Presión (MPa)	Agua (%wt)	Radio (m)	Velocidad (m/s)	Log Viscosidad (Pa s)	Tasa eruptiva (kg/s)	Altura de columna (km)
CHA1 (Chana tephra)	9.9 - 9.5 ka	790	125	4	30	123.123	7.334	8.41.E+07	22.60
		790	125	4	50	123.775	7.359	1.39.E+08	25.61
		790	125	5	30	140.004	7.081	6.82.E+07	21.45
		790	125	5	70	142.32	7.161	3.01.E+08	31.08
(Puma Verde tephra)	7.6-7.4 ka	790	125	4	25	121.46	7.218	1.30.E+07	14.17
		790	125	4	35	122.20	7.262	3.26.E+07	17.83
		790	125	5	20	138.32	6.966	1.16.E+07	13.78
		790	125	5	40	140.11	7.048	7.01.E+07	21.59
CHA3 (Vilcun tephra)	1500 AD	790	125	4	25	121.465	7.289	1.23.E+07	13.97
		790	125	4	35	122.162	7.322	3.07.E+07	17.56
		790	125	5	20	138.385	7.033	1.12.E+07	13.64
		790	125	5	40	140.035	7.115	6.66.E+07	21.32
CHA4 (Grande Tephra)	1750 AD	790	125	4	25	121.48	7.274	1.24.E+07	13.99
		790	125	4	35	122.18	7.315	3.09.E+07	17.59
		790	125	5	20	138.37	7.025	1.12.E+07	13.66
		790	125	5	40	140.05	7.1	6.70.E+07	21.35

### 6.5.2 Caso volcán Michinmahuida

Para el caso del volcán Michinmahuida, se realizó un procedimiento similar, con las erupciones del registro geológico de edad <8 ka.

Se consideró que las erupciones que generaron los depósitos MIC1, la tefra de 7.4-7.3 ka, y el evento histórico del volcán Michinmahuida, fueron eruptados desde el mismo centro eruptivo que DAC MICH, por lo que los radios de conducto se mantendrían dentro del mismo orden.

Además, se consideraron las composiciones químicas presentadas en este estudio, y una temperatura media de 860°C, a 125 MPa.

Siguiendo con la metodología explicada anteriormente, a partir de las simulaciones se obtuvo los resultados que se presentan en la Table 17, en la cual no se presentan los resultados obtenidos con 2%wt de contenido de agua del magma, debido a que generan columnas eruptivas que colapsan de acuerdo al trabajo de Bursik y Woods (1991).

Por lo anterior, se extrae que para eventos de este volcán se esperarían tasas eruptivas en el orden de  $1.0 \cdot 10^6 - 5.4 \cdot 10^7$  kg/s y alturas de columna eruptiva de entre 7 - 20 km.

Table 17: Tasas eruptivas estimadas para distintos eventos del registro geológico del volcán Michinmahuida.

Evento	Edad	INPUT				OUTPUT		ESTIMACIONES	
		Temperatura (°C)	Presión (MPa)	Agua (%wt)	Radio (m)	Velocidad (m/s)	Viscosidad (Pa s)	Tasa eruptiva (kg/s)	Altura de columna (km)
MIC1	7.6 - 7.3 ka	860	125	3	7	106.882	5.43	1.0.E+06	7.48
		860	125	3	20	110.606	5.535	2.1.E+07	16.01
		860	125	4	6	126.518	5.211	1.1.E+06	7.69
		860	125	4	16	130.607	5.328	1.7.E+07	15.24
		860	125	5	5	132.368	4.996	1.0.E+06	7.49
		860	125	5	14	143.494	5.123	1.7.E+07	15.05
Mich tephra	7.4 - 7.3 ka	860	125	3	7	106.444	5.292	1.1.E+06	7.56
		860	125	3	20	109.693	5.397	2.3.E+07	16.35
		860	125	4	6	116.771	4.983	1.3.E+06	7.91
		860	125	4	16	130.64	5.212	1.4.E+07	14.37
		860	125	5	5	136.176	4.893	1.1.E+06	7.62
		860	125	5	14	148.545	5.02	1.7.E+07	15.13
Historic Mich	1835 AD	860	125	3	7	111.592	4.253	2.7.E+06	9.54
		860	125	3	20	120.984	4.358	5.4.E+07	20.27
		860	125	4	6	131.503	4.097	2.4.E+06	9.32
		860	125	4	16	141.11	4.218	3.9.E+07	18.68
		860	125	5	5	148.688	3.941	1.9.E+06	8.76
		860	125	5	14	159.215	4.08	3.4.E+07	17.98

Los valores mayores de este rango de tasa eruptiva, indican que el volcán Michinmahuida podría generar erupciones de tipo pliniana. Esto es congruente con los datos del registro

Holoceno, donde se reconoce el evento MIC1, para el cual Watt et al. (2013-a) y Amigo et al. (2013) estiman un volumen de 1.5 - 2 km<sup>3</sup> de material extruido, consistente con un evento de estas características.

## 6.6 COMPARACIÓN CON ERUPCIONES HISTÓRICAS DE OTROS VOLCANES

En esta sección se analizan las diferencias y similitudes entre los resultados obtenidos en este trabajo, y erupciones históricas de volcanes del mundo, con características químicas similares a las estudiadas.

En la Table 18 se enlistan los eventos eruptivos con los que se realizó la comparación, y en la Figure 31 se grafican los resultados en contraste con los resultados obtenidos para los volcanes Chaitén y Michinmahuida (del Capítulo III y IV).

Table 18: Parámetros eruptivos de erupciones volcánicas del mundo, similares a las de los volcanes Chaitén y Michinmahuida.

Volcán	Evento eruptivo	H2O (%wt)	Tasa eruptiva (kg/s)	Altura máxima de columna (km)	SiO <sub>2</sub> (%)	Composición Química
Cordón Caulle <sup>(a)</sup>	2011	2.5 - 4.5	1.50E+07	14	70.1 - 69.2	Riodacita
Katmai <sup>(b)</sup>	1912	3.8	1.70E+08	26	78.8 - 72.8	Riolita / andesita
St. Helens <sup>(c)</sup>	1980	4.6	1.90E+07	24	64.4 - 60.3	Dacita

Datos obtenidos de: (a) Castro et al. (2013), Bonadonna et al. (2005); (b) Fierstein y Hildreth (1992), Houghton et al. (2004); (c) Lipman et al. (1981), Rutherford et al. (1985), Carey et al. (1990).

Para el volcán Michinmahuida, se realizaron comparaciones con erupciones históricas de composición dacítica, como la erupción del volcán St. Helens de 1980, en EE.UU, donde la erupción estuvo caracterizada por columnas eruptivas de >24 km (Carey et al., 1990). Además, podemos realizar una comparación con la erupción del Cordón Caulle de 2011, en Chile, evento para el cual se reportan alturas de columna eruptiva de hasta 14 km de altura (Castro et al., 2013), y estilo eruptivo sub-pliniano.

En la Figure 31 se puede observar que eventos del registro geológico del volcán Michinmahuida, como los ocurridos entre 7.6 – 7.3 ka, podrían haber alcanzado intensidades que se asemejan a las erupciones del volcán St. Helens, y del Cordón Caulle. A pesar de esto, la erupción subpliniana DAC MICH habría tenido menor intensidad que la erupción sub-pliniana del Cordón Caulle, lo que se vincularía con su menor distribución espacial.

Por otro lado, la erupción del volcán St. Helens, de estilo eruptivo pliniano, se encuentra en el rango de las erupciones de mayor magnitud del volcán Michinmahuida (Figure 31). Por ejemplo, los volúmenes estimados para el evento MIC1 de 1.5 - 2 km<sup>3</sup> de material extruido (Watt et al., 2013-a; Amigo et al., 2013), son bastante similares al caso de la erupción del volcán St. Helens, donde se estiman volúmenes eruptados de entre 1.1–1.3 km<sup>3</sup> (Bonadonna y Houghton 2005). Sin embargo, este evento fue gatillado por un colapso sectorial del volcán, lo que no se ha reconocido para el volcán Michinmahuida.

Para el caso de las erupciones del volcán Chaitén, se ha realizado la comparación con la erupción del volcán Katmai de 1912, en Alaska, donde se generó una erupción pliniana de composición riolítica. Para este evento, columnas eruptivas de entre 17-26 km fueron estimadas por Fierstein y Hildreth (1992). De acuerdo a ello, en la Figure 31 se observa que las tasas eruptivas constreñidas para la erupción del volcán Katmai se encuentran dentro del mismo rango esperado para erupciones del volcán Chaitén, pero con concentraciones de agua menores en el magma.

Por otro lado, Houghton et al. (2004) estiman volúmenes de 17 km<sup>3</sup> de tefra extruidos durante la erupción de Katmai, valores que sobrepasan los rangos estimados para las erupciones del volcán Chaitén. Sin embargo, las magnitudes estimadas para el volcán Chaitén, las cuales se encuentran en el rango 0.1 – 7.5 km<sup>3</sup>, indican que las erupciones de este centro eruptivo pueden tener características de sub-plinianas, como el caso de la erupción de 2008-09 (Alfano et al., 2011), a plinianas (Watt et al., 2011; Watt et al., 2013-a; Amigo et al., 2013; Alloway et al., 2017).

Una característica importante de destacar sobre las erupciones del volcán Chaitén, es que tienden a mantener composiciones químicas similares a lo largo de cada erupción, y también a lo largo de su registro geológico (Figure 21). No es así en la erupción del volcán Katmai, donde el



evento comienza con la extrusión material de composición riolítica, y evoluciona a andesitas durante la misma erupción (Houghton et al., 2004), con un volumen de material eruptado mucho mayor que para lo reconocido en el volcán Chaitén.

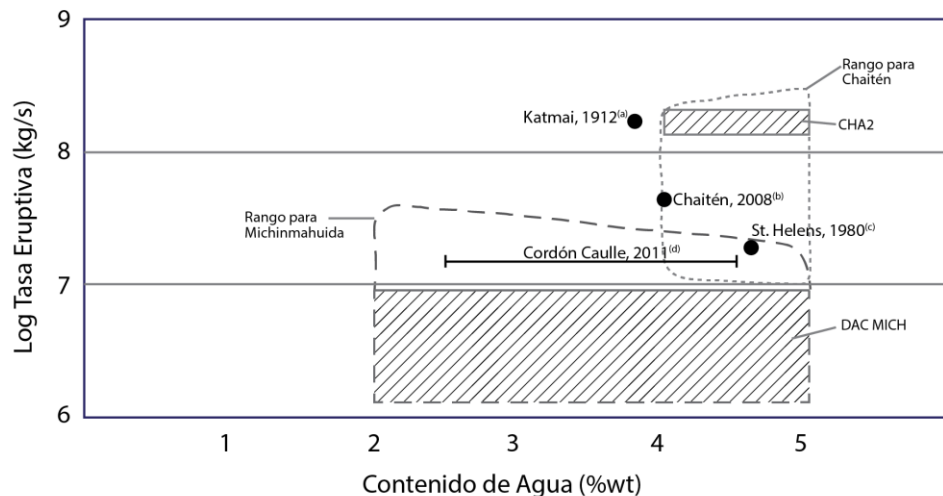


Figure 31: Tasa eruptiva vs. Contenido de agua para distintas erupciones históricas, en comparación con rangos esperados para los volcanes Chaitén y Michinmahuida. Parámetros obtenidos de: (a) Fierstein y Hildreth (1992), Houghton et al. (2004); (b) Castro y Dingwell (2009), Alfano et al. (2011); (c) Rutherford et al. (1985), Carey et al. (1990); (d) Castro et al. (2013), Bonadonna et al. (2005).

## 6.7 IMPLICANCIAS SOBRE EL PELIGRO

Con el desarrollo de este trabajo se evidencian diferencias importantes en los sistemas magmáticos de alimentación de ambos volcanes, así como en los estilos eruptivos, magnitudes e intensidades probables de los eventos eruptivos de ambos centros volcánicos. De lo anterior, se puede dilucidar que las erupciones volcánicas generarán efectos diferentes en su entorno.

Los sectores poblados más cercanos a estos centros eruptivos son el pueblo de Chaitén, a 10 km al SE; la localidad de El Amarillo, a 24 km al SE; y la localidad de Caleta Gonzalo, 31 km al N del volcán Chaitén; mientras que los sectores distales localizados sobre los ejes de dispersión de piroclastos incluyen a Futaleufú, a 74 km al SE, y localidades argentinas como Trevelín, Esquel, entre otras. En este estudio, se analizó la dispersión de los depósitos de caída de erupciones

Holocenas de los volcanes Chaitén y Michinmahuida, con lo cual se puede inferir que los productos piroclásticos de caída de ambos volcanes son preferencialmente distribuidos hacia el E y SE, pero se encuentran también dispersiones hacia el NNE, implicando que una eventual reactivación de estos volcanes puede afectar a las localidades mencionadas.

En el caso del volcán Chaitén, la distribución de los depósitos de caída del registro geológico, muestra que las áreas afectadas por este proceso son bastante amplias. En el caso de una erupción de este estilo, entonces se verían afectadas las localidades cercanas al volcán, la Patagonia Argentina, y la Carretera Austral (Figure 32-a). Si bien, la caída primaria de piroclastos no es una amenaza directa y urgente para el ser humano, a largo plazo genera pérdidas materiales y económicas. Además, los depósitos de piroclastos generan trastornos en el ambiente, especialmente en esta zona donde se mantiene el bosque prístino.

Sin embargo, es importante rescatar que los escenarios posibles y más peligrosos, tal como se mostró durante el evento de 2008-09, son el desarrollo de flujos de piroclastos, los que representan el efecto negativo directo sobre la población y la vegetación; y la generación de lahares secundarios, producto de la removilización de depósitos de caída por aguas lluvia, procesos que podrían transportarse por los valles de los ríos Chaitén y Blanco (Figure 32-a), pudiendo volver a afectar las zonas destruidas en 2008, incluyendo el pueblo de Chaitén.

En el caso del volcán Michinmahuida, se ha identificado un amplio rango de intensidades de erupciones que puede generar este centro eruptivo. Las erupciones más jóvenes del volcán muestran que sus erupciones han producido cantidades menores de material, y de distribución espacial acotada, como se muestra en la estratigrafía de la región. Durante estos eventos, se podría ver afectada la zona proximal - media al volcán por caída de piroclastos, principalmente hacia el SE del volcán, así como también parte de la Patagonia Argentina (Figure 32-b). Sin embargo, también se reconocen eventos de magnitud mayor (como MIC1) que podrían afectar zonas de área similar a erupciones del volcán Chaitén.

Por sobre lo anteriormente descrito, lo que sería más peligroso en el caso de una erupción del volcán Michinmahuida, es la formación de lahares primarios producto del derretimiento del manto de hielo que mantiene en su superficie. Con ello, los valles de los ríos Amarillo, Turbio

Grande, Turbio Chico, y Blanco podrían verse afectados por estos flujos de detritos (Figure 32-b).

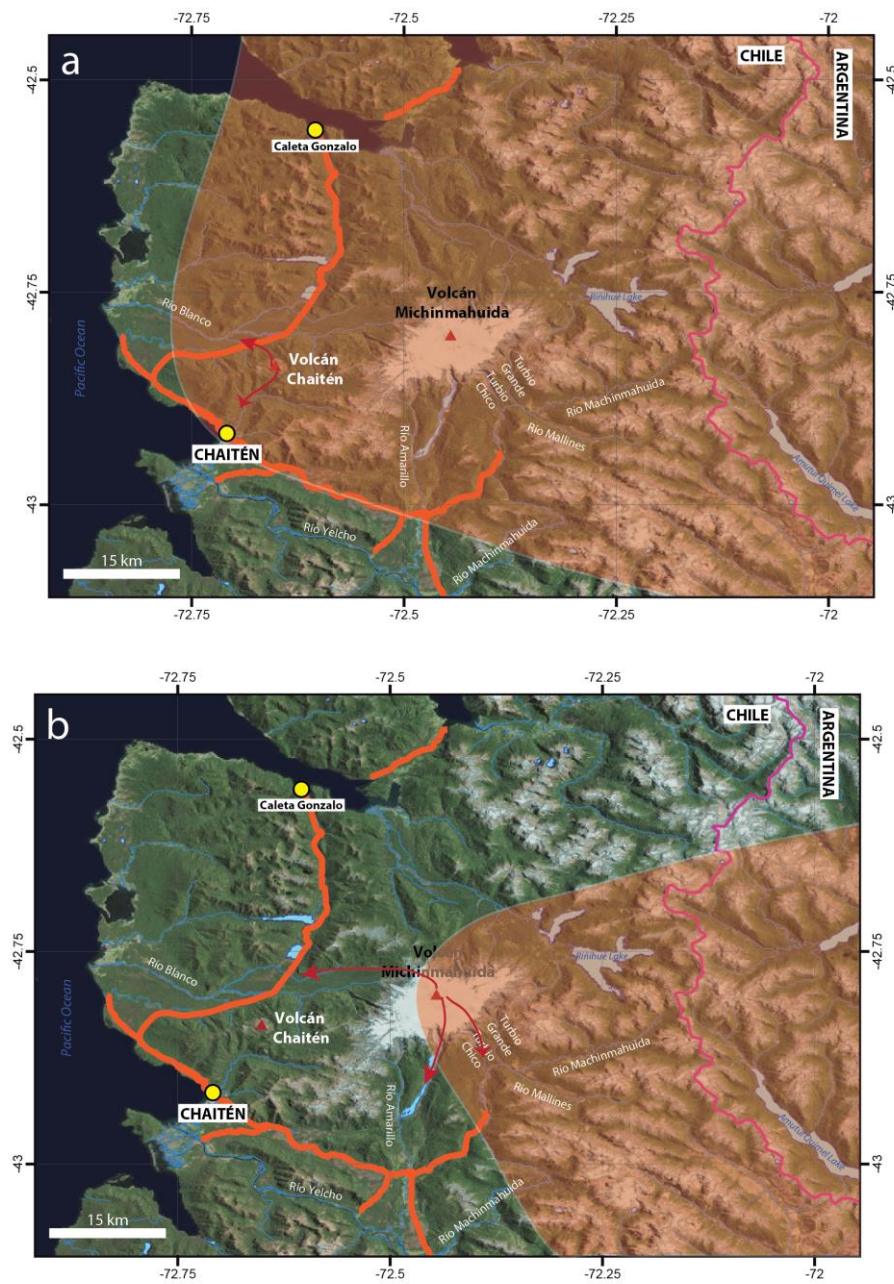


Figure 32: Figuras con posibles áreas de afectación por caída de piroclastos (zonas anaranjadas) y lahares (flechas rojas), para (a) volcán Chaitén, (b) volcán Michinmahuida.

## CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES

A partir del estudio de depósitos piroclásticos de los volcanes Chaitén y Michinmahuida, en conjunto con la realización de simulaciones numéricas en el software *Confort 15* (Campagnola et al., 2016), fue posible obtener estimaciones de los parámetros eruptivos que caracterizaron el ascenso de magma durante una serie de eventos eruptivos holocenos. En base a lo anterior, fue posible determinar cuáles han sido los rangos de magnitud e intensidad que pudieron alcanzar las erupciones de dichos centros eruptivos.

Para esto, se realizó primero un estudio de mayor detalle en dos erupciones holocenas del área. Para el volcán Chaitén, se estudió el depósito CHA2, de edad 5 ka, y composición riolítica; mientras que para el volcán Michinmahuida, se escogió el depósito DAC MICH, de edad 400 años (Amigo et al., 2013), y composición dacítica.

Se realizaron experimentos petrológicos con las muestras de DAC MICH, y con los que se establecieron sus condiciones pre-eruptivas, obteniéndose que el magma estuvo almacenado a una presión <125 MPa, y a una temperatura entre 825° y 900°C. Además, se estimó un contenido de agua <4%wt en el magma en base al trabajo de Moore et al (1998). Estos valores fueron validados con geotermobarómetros e higrómetros.

Se utilizó *Confort 15* para estimar tasas eruptivas considerando estas erupciones, y asumiendo rangos de radio de conducto eruptivo de acuerdo a datos recopilados de la literatura (Pyle, 1999; Costa et al., 2007). Con ello, se obtuvieron rangos de entre  $7.95 \cdot 10^2$  y  $1.51 \cdot 10^9$  kg/s para radios de entre 10 y 110 m en el caso de CHA2; y de entre  $1.13 \cdot 10^4$  y  $1.82 \cdot 10^9$  kg/s para radios de entre 10 y 70 m para la erupción DAC MICH.

Por otro lado, utilizando las muestras obtenidas en terreno, se hicieron análisis de la distribución de ambos depósitos y tamaños de grano, lo que sirvió para obtener rangos de tasas eruptivas para los eventos.

Para ella CHA2, se determinó que su distribución sigue un eje principal de dirección E-W, y se le ha estimado un volumen de entre 5.1-5.7 km<sup>3</sup> de material eruptado, con lo cual se le asigna un

VEI = 5. La columna eruptiva de este evento habría alcanzado alturas de entre 26 y 28 km, con lo que se estimó una tasa eruptiva en el rango de  $1.5 - 2.1 \cdot 10^8$  kg/s.

Para el evento DAC MICH se identificó una distribución bi-lobulada, con una dispersión principal hacia el lado SE del volcán, y una secundaria hacia el E. La columna eruptiva de este evento habría alcanzado alturas de entre 8 y 13 km, con lo que se estimó una tasa eruptiva de  $1.3 - 9.2 \cdot 10^6$  kg/s.

Luego, a partir de los resultados obtenidos con *Confort 15*, se hizo inferencias sobre la estabilidad de las columnas eruptivas utilizando el trabajo de Bursik y Woods (1991), donde de acuerdo a las velocidades de salida alcanzadas por el material volcánico, en conjunto con las tasas eruptivas estimadas, se pudo identificar que para CHA2 sólo se alcanzan condiciones de columnas eruptivas sostenidas para concentraciones iniciales de agua de 5%wt y temperaturas de 750°C, o de 4–5%wt de agua y temperaturas de 825°C; mientras que para DAC MICH, una columna sostenida se generaría con concentraciones iniciales de agua de entre 2 y 5%wt, para ambas temperaturas estudiadas (825 y 900°C).

Por otra parte, de acuerdo a las tasas eruptivas obtenidas del estudio de los depósitos piroclásticos en terreno, se logró constreñir los rangos de radio de conducto usados en las simulaciones para los eventos estudiados. De esta manera, se determinaron rangos acotados para el radio de conducto eruptivo del volcán Chaitén entre 45 - 71 metros, y para el volcán Michinmahuida entre 5 – 28 metros.

Con estos datos, es posible reconocer que estas erupciones presentaron estilos eruptivos distintos. Para CHA2, a partir de los resultados de las modelaciones numéricas y del trabajo de Gonnermann y Manga (2013), se ha asignado un comportamiento pliniano, el cual es congruente con las características de sus depósitos, y con la magnitud estimada desde las curvas de isópacas. Para el caso de DAC MICH, si bien de acuerdo al trabajo de Gonnermann y Manga (2013) correspondería a una erupción vulcaniana, tanto las características de su depósito, así como las tasas eruptivas estimadas, hacen más coherente asignar un comportamiento sub-pliniano para este evento.

Finalmente, con los rangos obtenidos para la geometría del conducto volcánico, se realizaron estimaciones de tasa eruptiva y altura de columna para otras erupciones registradas en las secciones estratigráficas estudiadas. Con ello, y considerando que el pasado es un reflejo de lo que podría ocurrir en el futuro, se puede interpretar que estos rangos podrían ser característicos para futuras erupciones.

Para el volcán Chaitén, desde el estudio de cronoestratigrafía, se pudo distinguir que el volcán Chaitén presenta un carácter principalmente explosivo, con capacidad de generar erupciones de mediana intensidad como la registrada durante el ciclo de 2008-09, y erupciones volumétricas como las ocurridas a los 5 ka y 10 ka. Por otro lado, el volcán Michinmahuida, se caracteriza por erupciones de mediana a alta intensidad, pero que presentan mayor recurrencia que las del volcán Chaitén.

De acuerdo a los análisis realizados en este trabajo, para erupciones de mediana intensidad en el volcán Chaitén (tipo 2008-09), se estiman tasas eruptivas en el orden de  $2.7 - 7.0 \cdot 10^7$  kg/s con columnas eruptivas de entre 14 – 22 km de altura; y para erupciones mayores (tipo CHA2), tasas eruptivas en el orden de  $6.8 \cdot 10^7 - 3.0 \cdot 10^8$  kg/s con columnas eruptivas de entre 21 – 31 km de altura, y ambas de estilo eruptivo pliniano. Para el volcán Michinmahuida, se estimaron tasas eruptivas en el orden de  $1.0 \cdot 10^6 - 5.4 \cdot 10^7$  kg/s y alturas de columna eruptiva de entre 7 – 20 km, considerando los eventos de edades menores a 8 ka, las que podrían presentar características eruptivas de tipo sub-pliniano a pliniano.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alfano, F., Bonadonna, C., Volentik, A. C., Connor, C. B., Watt, S., Pyle, D. M., Connor, L. (2011). Tephra stratigraphy and eruptive volume of the May, 2008, Chaitén eruption, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 73 (5): 613–630.
- Alfano, F., Bonadonna, C., Gurioli, L. (2012). Insights into eruption dynamics from textural analysis: the case of the May, 2008, Chaitén eruption. *Bulletin of Volcanology*, 74 (9): 2095–2108.
- Alloway, B., Pearce, N., Moreno, P., Villarosa, G., Jaraf, I., De Pol-Holz, R., Outes, V. (2017). An 18,000 year-long eruptive record from Volcán Chaitén, northwestern Patagonia: Paleoenvironmental and hazard-assessment implications. *Quaternary Science Reviews*, 168: 151 – 181.
- Amigo, A., Lara, L. E., Smith, V. C. (2013). Holocene record of large explosive eruptions from Chaitén and Michinmahuida Volcanoes, Chile. *Andean Geology*, 40 (2): 227-248.
- Bias, S., Bagheri, G., Bonadonna, C. (2015). A Matlab implementation of the Carey and Sparks (1986) model to estimate plume height and wind speed from isopleth maps. Department of Earth Sciences, University of Geneva, Switzerland.
- Bonadonna, C., Houghton, B. F. (2005). Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, 67 (5): 441-456.
- Bonadonna, C., Costa, A. (2012). Estimating the volume of tephra deposits: A new simple strategy. *Geology*, 40 (5): 415-418.
- Bonadonna, C., Cioni, R., Pistolesi, M., Connor, C., Scollo, S., Pioli, L., Rosi, M. (2013). Determination of the largest clast sizes of tephra deposits for the characterization of explosive eruptions: a study of the IAVCEI commission on tephra hazard modelling. *Bulletin of Volcanology*, 75: 680. DOI 10.1007/s00445-012-0680-3.

- Bonadonna, C., Pistolesi, M., Cioni, R., Degruyter, W., Elissondo, M., Baumann, V. (2015). Dynamics of wind-affected volcanic plumes: The example of the 2011 Cordón Caulle eruption, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120 (4): 2242-2261. DOI 10.1002/2014JB011478.
- Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon. *Radiocarbon*, 51 (1): 337 – 360.
- Bursik, M. I., Woods, A. W. (1991). Buoyant, superbuoyant and collapsing eruption columns. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 45 (3): 347-350.
- Campagnola, S., Romano, C., Mastin, L.G., Vona, A. (2016). Confort 15 model of conduit dynamics: applications to Pantelleria Green Tuff and Etna 122 BC eruptions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171: 60. DOI 10.1007/s00410-016-1265-5.
- Carey, S., Sparks, R. S. (1986). Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*, 48 (2): 109 - 125.
- Carey, S., Sigurdsson, H., Gardner, J., Criswell, W. (1990). Variations in column height and magma discharge during the May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43 (1–4): 99-112.
- Cashman, K., Sturtevant, B., Papale, P., Navon, O. (1999). Magmatic fragmentation. In *The Encyclopedia of Volcanoes, 1st edition*. Editor Haraldur Sigurdsson. 1417 pages.
- Cashman K. (2004). Volatile controls on magma ascent and eruption. In *The state of the planet: frontiers and challenges in geophysics*. Editors RSJ Sparks, CJ Hawkesworth. pp. 109–124.
- Castro, J. M., Dingwell, D. B. (2009). Rapid ascent of rhyolitic magma at Chaitén volcano, Chile. *Nature*, 461: 780 – 783.
- Castro, J.M., Schipper, C. I., Mueller, S. P., Militzer, A. S., Amigo, A., Silva, C., Jacob, D. (2013). Storage and eruption of near-liquidus rhyolite magma at Cordón Caulle, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 75: 702. DOI 10.1007/s00445-013-0702-9.
- Castruccio, A., Clavero, J., Segura, A., Samaniego, P., Roche, O., Le Pennec, J.L., Droguett, B. (2016). Eruptive parameters and dynamics of the April 2015 sub-Plinian eruptions of



- Calbuco volcano (southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, 78: 62. DOI 10.1007/s00445-016-1058-8.
- Cioni R., Marianelli, P., Santacroce, R., Sbrana, A. (1997). Plinian and subplinian eruptions. In *The Encyclopedia of Volcanoes, 1st edition*. Editor Haraldur Sigurdsson. 1417 pages.
- Cioni R., Pistolesi, M. Rosi, M. (2015). Plinian and subplinian eruptions. In *The Encyclopedia of Volcanoes, 2nd edition*. Editor Haraldur Sigurdsson. 1456 pages.
- Clarke, A., Esposti, T., Belousov, A. (2015). Vulcanian eruptions. In *The Encyclopedia of Volcanoes, 2nd edition*. Editor Haraldur Sigurdsson. 1456 pages.
- Coombs, M.L., Gardner, J.E. (2001). Shallow-storage conditions for the rhyolite of the 1912 eruption at Novarupta, Alaska. *Geology*, 29 (9): 775-778.
- Costa, A., Melnik, O., Vedeneeva, E. (2007). Thermal effects during magma ascent in conduits. *Journal of Geophysical Research*, 112 (B12). DOI 10.1029/2007JB004985.
- Cottrell, E., Gardner, J.E., Rutherford, M.J. (1999). Petrologic and experimental evidence for the movement and heating of the pre-eruptive Minoan rhyodacite (Santorini, Greece). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135 (4): 315-331.
- Darwin, C.R. (1840). On the connexion of certain volcanic phenomena in South America; and on the formation of mountain chains and volcanos, as the effect of the same power by which continents are elevated. *Transactions of the Geological Society of London*, 5.
- Fierstein, J., Nathenson, M. (1992). Another look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bulletin of Volcanology*, 54 (2): 156–167.
- Fierstein, J., Hildreth, W. (1992). The plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Katmai National Park, Alaska. *Bulletin of Volcanology*, 54: 646–684.
- Fontijn, K., Rawson, H., Van Daele, M., Moernaut, J., Abarzúa, A.M., Heirman, K., Bertrand, S., Pyle, D., Mather, T., De Batist, M., Naranjo, J.A., Moreno, H. (2016). Synchronisation of sedimentary records using tephra: a postglacial tephrochronological model for the Chilean Lake District. *Quaternary Science Reviews*, 137: 234-254.

- Geoffroy, C. (2017). Eruptive parameters and pre-eruptive processes for Late Holocene activity centered at Melimoyu volcano, Southern Chile (44°05' S). Tesis de Magíster en Ciencias, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Ghiorso, M., and Evans, B.W. (2008). Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen barometer. *American Journal of Science*, 308 (9): 957–1039.
- Giordano, D., Russell, J. K., Dingwell, D. B. (2008). Viscosity of Magmatic Liquids: A Model. *Earth & Planetary Science Letters*, 271 (1-4): 123-134.
- Hammer, J.E., Rutherford, M.J. (2003). Petrologic indicators of preeruption magma dynamics. *Geology*, 31 (1): 79-82.
- Gonnermann, H., Manga, M. (2013). Dynamics of magma ascent in the volcanic conduit. In *Modeling Volcanic Processes*. Eds: Fagents, S., Gregg, T., Lopes, R. Publisher: Cambridge University Press. Pages 55-84. DOI 10.1017/CBO9781139021562.004
- Hogg, A. G., Hua, Q., Blackwell, P. G., Niu, M., Caitlin, E., Guilderson, T. P., y otros. (2013). SHCal13 Southern Hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55 (4). DOI 10.2458/azu\_js\_rc.55.16783.
- Houghton, B., Wilson, C., Fierstein, J., Hildreth, W. (2004). Complex proximal deposition during the plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Alaska. *Bulletin of Volcanology*, 66 (2): 95–133.
- Lange, R., Frey, H., and Hector, J. (2009). A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist*, 94 (4): 494–506.
- Lara, L. E., Moreno, R., Amigo, A., Hoblitt, R. P., Pierson, T. (2013). Late Holocene history of Chaitén Volcano: New evidence for a 17th century eruption. *Andean Geology*, 40 (2): 249-261.
- Lipman, P., Norton, D., Taggart, J., Brandt, E., Engleman, E. (1991). Compositional variations in 1980 magmatic deposits. In: *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. US*

- Geological Survey*. Editor Lipman, P.W. & Mullineaux, D. R. Professional Paper, 1250: 631-640.
- López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P., Tagiri, M. (1993). Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30' and 46°00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 20 (1): 33-55.
- Martel, C., Pichavant, M., Bourdier, J-L., Traineau, H., Holtz, F., Scaillet, B. (1998). Magma storage conditions and control of eruption regime in silicic volcanoes: experimental evidence from Mt. Pelée. *Earth Planetary Science Letters*, 156 (1-2): 89-99.
- Mastin, L.G., Ghiorso, M. (2000). A numerical program for steady-state flow of magma-gas mixtures through vertical eruptive conduits. U. S. Geological Survey Open File Report 00-209.
- Mastin, L.G. (2002). Insights into volcanic conduit flow from an opensource numerical model. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3 (7). DOI 10.1029/2001GC000192.
- Moore, G., Vennemann, T., Carmichael, I. (1998). An empirical model for the solubility of H<sub>2</sub>O in magmas to 3 kilobars. *American Mineralogist*, 83 (1-2): 36-42.
- Moreno, P. I., Alloway, B. V., Villarosa, G., Outes, V., Henriquez, W. I., De Pol-Holz, R., Pearce, N. (2014). A past-millennium maximum in postglacial activity from Volcán Chaitén, southern Chile. *Geology*, 43 (1): 47-50.
- Morrisey, M., Mastin, L. (1997). Vulcanian eruptions. In *The Encyclopedia of Volcanoes, 1st edition*. Editor Haraldur Sigurdsson. 1417 pages.
- Naranjo, J. A., Stern, C. R. (2004). Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'-45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*, 31 (2): 225-240.
- Pallister, J. S., Diefenbach, A. K., Burton, W. C., Muñoz, J., Griswold, J. P., Lara, L. E., Lowenstern, J., Valenzuela, C. (2013). The Chaitén rhyolite lava dome: Eruption sequence, lava dome volumes, rapid effusion rates and source of the rhyolite magma. *Andean Geology*, 40 (2): 277-294.

- Papale, P., Neri, A., Macedonio, G. (1998). The role of magma composition and water content in explosive eruptions. I. Conduit ascent dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87: 75-93.
- Petit-Breuilh, M.E. (2004). La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos (siglos XVI al XX): el modelo chileno. Casa de los Volcanes, España, 431 p.
- Pichavant, M., Costa, F., Burgisser, A., Scaillet, B., Martel, C., Poussineau, S. (2007). Equilibration scales in silicic to intermediate magmas - implications for experimental studies. *Journal of Petrology*, 48 (10): 1955-1972.
- Putirka, K. (2008). Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 69 (1): 61-120.
- Pyle, D. (1999). Sizes of Volcanic Eruptions. In *The Encyclopedia of Volcanoes, 1st edition*. Editor Haraldur Sigurdsson. 1417 pages.
- Rutherford, M.J., Sigurdsson, H., Carey, S.N., Davis, A.N. (1985). The May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens: 1. Melt composition and experimental phase equilibria. *Journal of Geophysical Research*, 90 (B4): 2929-2947.
- SERNAGEOMIN                      Ficha                      Michinmahuida.                      Disponible                      en:  
<http://www.sernageomin.cl/archivosVolcanes/20121029040802701FichaVnMichinmahuida.pdf>.
- Sparks, R., Pinkerton, H. (1978). Effect of degassing on rheology of basaltic lava. *Nature*, 276: 385 - 386.
- Sparks, R. S. (1997). *Volcanic plumes*. Wiley. 574 pages.
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31 (2): 161-206.
- Stern, C. R., Moreno, H., Clavero, J. E., Lara, L. E., Naranjo, J. A., Parada, M. A., y otros. (2007). Chilean volcanoes. In *Geology of Chile*. The Geological Society, London, Special Publication. DOI 10.1144/GOCH.5.

- Walker, G. P. (1971). Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *The Journal of Geology*, 79 (6): 696-714.
- Waters, L., Lange, R. (2015). An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites. *American Mineralogist*, 100 (10): 2172–2184.
- Watt, S. F., Pyle, D. M., Mather, T. A., Martin, R. S., Matthews, N. E. (2009). Fallout and distribution of volcanic ash over Argentina following the May 2008 explosive eruption of Chaitén, Chile. *Journal of Geophysical Research*, 114 (B4). DOI 10.1029/2008JB006219.
- Watt, S. F., Pyle, D. M., Naranjo, J. A., Rosqvist, G., Mella, M., Mather, T. A., Moreno, H. (2011). Holocene tephrochronology of the Hualaihue region (Andean southern volcanic zone, ~42°S), southern Chile. *Quaternary International*, 246 (1-2): 324-343.
- Watt, S. F., Pyle, D. M., Mather, T. (2013-a). Evidence of mid- to late-Holocene explosive rhyolitic eruptions from Chaitén Volcano, Chile. *Andean Geology*, 40 (2): 216-226.
- Watt, S., Pyle, D., Mather, T. A. (2013-b). The volcanic response to deglaciation: Evidence from glaciated arcs and a reassessment of global eruption records. *Earth-Science Reviews*, 122: 77-102.
- Weller, D., Miranda, C., Moreno, P., Villa-Martínez, R., Stern, C. R. (2014). The large late-glacial Ho eruption of the Hudson volcano, southern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 76 (6): 1-18. DOI 10.1007/s00445-014-0831-9.
- Weller, D., Miranda, C., Moreno, P., Villa-Martínez, R., Stern, C. R. (2015). Tephrochronology of the southernmost Andean Southern Volcanic Zone, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 77: 107. DOI 10.1007/s00445-015-0991-2.
- Wicks, C., de la Llera, J., Lara, L., Lowenstern, J. (2011). The role of dyking and fault control in the rapid onset of eruption at Chaitén volcano, Chile. *Nature*, 478: 374–377.

Wilson, L., Walker, G. (1987). Explosive volcanic-eruptions. VI. Ejecta dispersal in plinian eruptions: the control of eruption conditions and atmospheric properties. *Geophysical Journal International*, 89 (2): 657–679.