



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

DINÁMICA DE FLUJOS DE LAVA HISTÓRICOS DE LOS VOLCANES
LONQUIMAY Y VILLARRICA, ANDES DEL SUR, CHILE.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

MARÍA ANGÉLICA CONTRERAS VARGAS

PROFESOR GUÍA

ÁNGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

ÁLVARO AMIGO RAMOS

EDMUNDO POLANCO VALENZUELA

SANTIAGO DE CHILE

2013

Resumen de la memoria para optar al título de: Geóloga
Por: María Angélica Contreras Vargas
Fecha: diciembre 2013
Profesor guía: Ángelo Castruccio Álvarez

Dinámica de flujos de lava históricos de los volcanes Lonquimay y Villarrica, Andes del sur, Chile.

El flujo de lava asociado al evento eruptivo de 1971 del volcán Villarrica es de composición basáltica y posee características de flujo transicional entre *pahoehoe* y *a'a*. Su potencia fluctúa entre 13 m y 4 m y alcanza una extensión de 16,5 km la cual, de acuerdo a la literatura, fue alcanzada en apenas 48 horas. En la vereda opuesta se encuentra la colada de lava asociada al cono Navidad. Esta posee un amplio registro sobre su avance elaborado mediante observación durante el mismo evento eruptivo (Naranjo et al., 1992). Se caracteriza por su lento avance, recorriendo 10,2 km desde su fuente en 330 días. Este flujo presenta características transicional entre *a'a* y bloques, y un espesor que aumenta hacia el frente alcanzando casi 50 m.

A través de la caracterización petrográfica y morfológica de los depósitos antes mencionados, los cuales poseen grandes diferencias tanto en el estilo eruptivo como en su morfología, se obtuvieron los parámetros eruptivos que caracterizaron estas erupciones. Para ello, se utilizaron modelos basados en una dinámica del flujo de lava controlada por el frente del mismo, y el cual puede ser modelado de acuerdo a una reología de tipo Herschel-Bulkley. Se asume además que el *levée* más externo que presenta la colada es representativo tanto de la altura máxima que esta alcanzó así como de su reología. Los modelos utilizados son el de velocidad media para un flujo con reología Herschel-Bulkley para el flujo de lava del volcán Villarrica, mientras que para el caso de la colada del cono Navidad se usó el modelo basado en una fuerza de retardo debido al *yield strength* de la corteza como causante principal de la detención de la colada.

Los resultados obtenidos tras la aplicación de estos modelos muestran una gran similitud con los registros históricos. Para el flujo del volcán Villarrica se determinó un tiempo total para su emplazamiento de 42 horas y una tasa eruptiva promedio de $140 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en comparación a $173 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ de acuerdo a Moreno,(1993). Para el caso del volcán Navidad, se determinó una duración de 288 días y una tasa eruptiva promedio de $8 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ bastante similar los $11 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ de acuerdo a Moreno y Gardeweg (1989). Del análisis realizado se desprende que flujos con altas tasas eruptivas, de corta existencia y extensos, su avance está dominado por la reología interna de la colada, vale decir, consistencia y *yield strength*, mientras que flujos con bajas tasas eruptivas, cuyo emplazamiento conlleva un lapso de tiempo considerable, forman una corteza lo suficientemente importante para ser la causante de la dinámica que sigue el flujo durante su avance y finalmente su detención.

Que voz más férrea la de tus acantilados y quebradas.

Que voz magnífica la de tus crestas nevadas.

Madre Patria abrazadora, cobijadora,

bendita es mi suerte de recorrerte.

Así rezó el chasqui en el tambo

“El tambo”. Los Jaivas

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer al proyecto FONDECYT 11121298 (Investigador responsable Ángel Castruccio) por financiar los terrenos y diversos estudios que fueron necesarios para la elaboración de esta memoria. Así mismo, al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes por su apoyo. También quisiera agradecer a los profesores miembros de mi comisión quienes a través de sus consejos me aportaron enormemente para mejorar este trabajo y en especial a mi profesor guía Ángel por el apoyo, por todos los conocimientos entregados y por la confianza depositada agradezco enormemente.

Quisiera agradecer también a todos aquellos que han sido importantes tanto en el desarrollo de mi tesis así como en los años que me ha llevado convertirme en una geóloga. Especialmente quiero agradecer a lo más importante que tengo y tendré en mi vida que es mi familia. A mi mamá por su enorme esfuerzo y amor incondicional desde que tengo memoria, a mi hermano por todo el apoyo, por ser mi cable a tierra y por todas las risas que hemos compartido, a mi papá por su alegría y por el inmenso amor por los animales que compartimos, a mi abuela Rosita y madrina. Los adoro con todo mi corazón, sin ustedes no sería lo que soy.

No puedo dejar de mencionar a cada persona que a lo largo de este trabajo aportó sus conocimientos y unos minutos de su tiempo para ayudarme desinteresadamente: Prof. Francisco Fuentes, Prof. Miguel Ángel Parada, Pablito M, Juan jr, Coni Nicolau, Pelao M, Claudito, Juanito N, Paulina Quevedo, Oscarito, Cami T. En especial agradezco a la Blanquita que es la mejor y me ayudó desinteresadamente en cada problema que se presentó (¡que no fueron pocos!) y siempre con una sonrisa.

A mis amigas Nati por estar siempre conmigo, por su apoyo, por todas las risas compartidas aunque fuera por la estupidez más grande, Duni por su cariño y preocupación, por compartir toda su madurez de la cual yo evidentemente carezco y Vale por las infinitas risas y compañía durante los duros años de geología. A mis amigos

geólogos Pablito S y chino, los mejores. A Rayena por compartir durante esta memoria los momentos donde todo se veía oscuro y los de alegría apreciando la majestuosidad de los volcanes del sur y a Estrella por toda su ayuda. Gracias a ambos por compartir el viaje más bonito de todos.

A todas aquellas personas que ocupan un espacio en mi corazón. A mis primas Tafi y Coni, a las amigas del alma: Naty, Ale, Feña, Pame y Javi. Gracias por estar presentes desde el colegio hasta ahora. A los bachiamigos: Martita, Sole, Kote, Seba P y Esteban. A todos los compañeros de OIKOS y C.S por cada momento de pensar el mundo y como mejorarlo, especialmente a: Bucchi, Gusti, Alberto, Roberto, Lea, Cindy y Jesu ¡Eso queda para toda la vida!

A todos los amigos ingenieros o geólogos con quienes compartimos en algún terreno o tarde en Los Naranjos, por compartir risas y conversaciones sin sentido: Cata, Moyra, Quiroga, Feña, Seba H, Bascu, Yerko, Vladito, Pelao, chichito, Vale Farías, Tomi, Joe, Viki S, Daniel, Cartero, Hernán, tincolita, Atax, Susi, Naty L, Ale, Droguet, Andresito, Soto, A los gusanos Guaguito y Vale Flores y a todos los compañeritos de la sala de memoristas. Agradezco particularmente por todo su cariño a mis queridas de la camada Gabi, Vale A, Tania y Caro G y a la tica Monse.

A los profesores de la facultad por todo el conocimiento entregado, a la profe Sofía por su apoyo, a los funcionarios don José, don Carlos, don Carlos (mapas), Kilito y Rosita, gracias por siempre brindar una sonrisa.

Finalmente agradezco a la vida por guiarme hasta acá. Agradezco a la pachamama por cada paisaje, cada volcán, cada araucaria y atardecer y por enseñarme a través de mi carrera comprenderla, cuidarla y quererla.

Tabla de contenido

Capítulo 1: Introducción	1
1.1 Planteamiento del problema	1
1.2 Estudios anteriores	2
1.3 Objetivos	4
1.3.1 Objetivo general	4
1.3.2 Objetivos específicos	5
1.4 Hipótesis de trabajo	5
1.5 Metodología	5
1.5.1 Metodología asociada al objetivo específico 1	6
1.5.2 Metodología asociada al objetivo específico 2	7
1.6 Ubicación y vías de acceso	7
Volcán Villarrica	7
Volcán Lonquimay–Cono Navidad	8
Capítulo 2: Marco geológico regional	9
2.1 Generalidades	9
2.2 Basamento del volcán Villarrica	12
2.2.1 Rocas estratificadas del basamento	12
2.2.2 Rocas plutónicas	13

2.2.3	Otros volcanes del área.....	13
2.2.4	Depósitos Cuaternarios	14
2.3	Basamento del Complejo Volcánico Lonquimay	14
2.3.1	Rocas estratificadas del basamento.....	14
2.3.2	Rocas Intrusivas	15
2.3.3	Otros volcanes del área.....	15
2.3.4	Depósitos cuaternarios (Qs, Qa)	16
Capítulo 3:	Marco geológico local	17
3.1	Geología del volcán Villarrica	17
3.1.1	Generalidades	17
3.1.2	Unidades volcánicas del volcán Villarrica	18
3.2	Geología del Complejo Volcánico Lonquimay	20
3.2.1	Generalidades	20
3.2.2	Unidades volcánicas del CVL.....	21
Capítulo 4:	Marco teórico.....	23
4.1	Reología de los flujos de lava.....	23
4.1.1	Reología Herschel-Bulkley	23
4.1.2	Obtención de parámetros reológicos	25
4.2	Dinámica de los flujos de lava.....	27
4.2.1	Velocidad y tasa eruptiva	29

4.2.2	Modelos de régimen dinámico de un flujo de lava.....	31
Capítulo 5:	Volcán Villarrica, erupción de 1971.....	35
5.1	Antecedentes.....	35
5.2	Colada de lava de 1971	36
5.2.1	Características de campo: morfología y texturas superficiales.....	36
5.2.2	Características petrográficas	45
Capítulo 6:	Cono Navidad, erupción de 1988-1990	50
6.1	Antecedentes.....	50
6.2	Colada de lava de 1988-1990.....	51
6.2.1	Características de campo: Morfología y texturas superficiales.....	51
6.2.2	Características petrográficas	60
Capítulo 7:	Modelación de flujos de lava	64
7.1	Introducción	64
7.2	Volcán Villarrica	64
7.2.1	Reología.....	64
7.2.2	Estimación de velocidad y tasa eruptiva	69
7.3	Cono Navidad	73
7.3.1	Reología.....	73
7.3.2	Determinación de velocidad y tasa eruptiva	77
Capítulo 8:	Discusiones.....	84

8.1	Morfologías de los flujos de lava e interpretación.	84
8.2	Contenido de cristales: variaciones longitudinales e implicancias en el modelo	90
8.3	Valores de consistencia y <i>yield strength</i>	96
8.4	Parámetros eruptivos.	98
8.5	Fundamento de los modelos utilizados.....	105
8.6	Otros modelos.....	110
Capítulo 9: Conclusiones.....		112
Referencias		115
ANEXOS		122

Índice de figuras

Figura 1.1: Imagen zona de estudio.....	8
Figura 2.1: Tectónica general del margen occidental de Sudamérica y rasgos estructurales principales.....	11
Figura 4.1: Modelos de comportamiento ante un <i>stress</i> de un fluido newtoniano y de y de los fluidos no newtonianos de tipo Bingham y Herschel-Bulkley.....	24
Figura 4.2: Tipos de levées.....	27
Figura 4.3: Estructura de un flujo de lava de acuerdo a Lipman y Banks (1987).....	28
Figura 4.4: Esquemas de los diferentes regímenes dinámicos que puede enfrentar un flujo de lava en función de las fuerzas que controlan su desplazamiento.....	34
Figura 5.1: Fotografías a distancia durante la erupción del volcán Villarrica en el año 1971.....	36
Figura 5.2: Variaciones en las dimensiones de la colada.....	38
Figura 5.3: Mapeo del flujo de lava del volcán Villarrica mostrando las principales características morfológicas de la colada.....	39
Figura 5.4: Fotografías tomadas en terreno de la zona proximal y media de la colada asociada a la erupción de 1971 del volcán Villarrica.....	41
Figura 5.5: Fotografías tomadas en terreno en la zona distal de la colada.....	44
Figura 5.6: Puntos de muestreo en colada de Villarrica de 1971.....	46
Figura 5.7: Fotomicrografías de las muestras V71-13 (a,c y e) y V71-08 (b,d y f) del flujo de lava asociado a la erupción de 1971 del volcán Villarrica.....	47
Figura 5.8: Variaciones de cristalinidad.....	49

Figura 6.1: Fotografías a distancia durante la erupción de 1988-1990 del cráter Navidad.....	51
Figura 6.2: Variaciones en las dimensiones de la colada.	53
Figura 6.3: Mapeo del flujo de lava del cono Navidad mostrando las principales características morfológicas de la colada.	54
Figura 6.4: Fotografías en distintos puntos a lo largo del flujo de lava.	58
Figura 6.5: Fotografías de morfologías.....	59
Figura 6.6: Puntos de muestreo en colada de 1988-1990 del cono Navidad.	61
Figura 6.7: Microfotografías de las muestras Nav-14 (a,c y e) y Nav-17 (b,d y f) del flujo de lava asociado a la erupción del cono Navidad de 1988-1990..	62
Figura 6.8: Variaciones de cristalinidad.....	63
Figura 7.1: Temperatura y consistencia del líquido.....	66
Figura 7.2: Parámetros reológicos n (a), K (b) y <i>yield strength</i> (c) determinados a partir de las ecuaciones presentadas en el capítulo IV.....	68
Figura 7.3: Resultados de la modelación del flujo de lava de la erupción de 1971 del volcán Villarrica a partir del modelo de velocidad media para un flujo con reología de tipo Herschel-Bulkley.....	72
Figura 7.4: Temperatura y consistencia del líquido.	74
Figura 7.5: Empaquetamiento máximo como función de razón de aspecto para diversas partículas (Mader et al., 2013).	75
Figura 7.6: Parámetros reológicos n (a), K (b) calculados a partir de las ecuaciones presentadas en el capítulo IV.	76
Figura 7.7: Morfología del flujo de lava..	80

Figura 7.8: Resultados de la modelación del flujo de lava de la erupción de 1988-1990 del cono Navidad a partir del modelo de avance del flujo de lava denominado “yield strength de la corteza”..	83
Figura 8.1: Relación de extensión del flujo de lava y tasa eruptiva. Gráfico modificado de Pinkerton y Wilson (1994) contruído con datos de Walker (1973)	85
Figura 8.2: Esquema de morfologías y tipos de flujos en función de la viscosidad aparente y tasa de deformación.	88
Figura 8.3: Comportamiento de la cristalinidad a lo largo de la colada de acuerdo a Crisp et al., 1994.	92
Figura 8.4: a y b Fotomicrografías en MEB de piroclasto recogido en el cono Navidad (a y b) y de la muestra NAV16 (c y d), tomada a 2,5 km del centro de emisión.	94
Figura 8.5: Fotomicrografía en MEB de muestra V71-02 (a) y Nav-08(b). Ambas muestran la disposición de microlitos en la masa fundamental.	95
Figura 8.6: Viscosidad aparente y <i>yield strength</i> .	102
Figura 8.7: Aplicación de modelo de viscosidad newtoniana para el caso de estudio del cono Navidad.	103
Figura 8.8: Imágenes del frente de lava del flujo asociado a la erupción de 1971 del volcán Villarrica y a la erupción de 1988-1990 del cono Navidad.	109

Índice de tablas

Tabla 7.1: Valores de razón de aspecto para las distintas fases minerales presentes en el flujo de lava de Lonquimay.	75
Tabla 7.2: Datos recopilados durante el avance del flujo de lava y cálculo de algunos parámetros. Modificado de Naranjo et al. (1992).....	79
Tabla 8.1: Resumen de valores para propiedades físicas y dimensiones para diversas composiciones de flujos de lava. (Pinkerton y Wilson, 1994).	98
Tabla 8.2: Resumen de valores obtenidos en este estudio para los parámetros eruptivos que caracterizan la erupción de 1971 del volcán Villarrica junto a los valores presentes en la literatura.	101
Tabla 8.3: Resumen de valores obtenidos en este estudio para los parámetros eruptivos que caracterizan la erupción de 1988-1990 del volcán Lonquimay (cono Navidad) junto a los valores presentes en la literatura.	105

Capítulo 1

Introducción

1.1 Planteamiento del problema

Los flujos de lava son uno de los productos más comunes de erupciones volcánicas y otorgan indicios sobre los factores que controlan las erupciones. Adicionalmente, constituyen un peligro para las zonas aledañas a centros eruptivos y en consiguiente, es de interés primordial comprender los factores que controlan su dinámica. Por otro lado, si bien es sabido que los flujos de lava son controlados por la tasa eruptiva, la topografía y su reología, su emplazamiento conlleva una serie de fenómenos que hacen más compleja su comprensión tales como la estructuración de la colada en *levées* y un canal central, la corteza formada en su parte externa debido a su enfriamiento, la ramificación del material en varios flujos, entre otros.

A pesar de la existencia de numerosos modelos numéricos que simulan la evolución de un flujo de lava (Hulme, 1974; Dragoni et al., 1986; Huppert et al., 1982; Griffiths y Fink, 1993; Kerr y Lyman, 2007; Takagi y Huppert, 2010; Catruccio et al., 2013) aún no están bien comprendidos los factores que detienen su avance, entre los que cuentan la viscosidad interna, el *yield strength*¹ en la corteza y el *yield strength* en el núcleo del flujo.

Este trabajo pretende ser un aporte para comprender los factores que controlan el avance de un flujo de lava analizando dos flujos asociados a erupciones de los volcanes

¹ En lo sucesivo del texto se utilizará el concepto de *yield strength* comprendiéndose este concepto como la el umbral de *stress* que debe ser superado para lograr la deformación del flujo de lava.

Villarrica y Lonquimay acontecidas en tiempos históricos. Ambas poseen estilos eruptivos contrastantes, así como diferencias petrográficas, morfológicas y texturales. Utilizando modelos de regímenes dinámicos y las características de sus productos, se pretende determinar las condiciones eruptivas en las cuales se llevó a cabo el evento así como comprobar la validez de los modelos y su aplicabilidad para cada caso particular.

1.2 Estudios anteriores

Diversos estudios se han realizado para comprender el comportamiento de los flujos de lava y concluir acerca de su propagación, siendo los modelos iniciales mucho más simplificados pues consideraban la lava como un fluido newtoniano o tipo Bingham sin tomar en cuenta los efectos del enfriamiento que sufre esta mientras se propaga.

Experimentos en laboratorios y análisis a escala teórica se han combinado para comprender la dinámica de los flujos de lava, concluyendo en la mayoría de los casos que en efecto, sus rasgos morfológicos pueden reflejar distintos regímenes dinámicos dependiendo de factores como la tasa eruptiva, pendiente del terreno, tasa de enfriamiento de la porción superficial de la colada y reología del flujo (Kerr y Lyman, 2007).

Uno de los primeros trabajos que da luces sobre la información que se puede extraer de la morfología de los depósitos de flujos de lava es el de Hulme (1974). Este estudio sostiene que existe una relación entre las condiciones iniciales de un flujo y su forma final, la cual sería determinada por condiciones locales, pero más importante serían las propiedades físicas de la lava derivadas de su naturaleza no newtoniana siendo el “*yield strength*” determinante para las dimensiones del flujo.

Huppert et al. (1982) modeló el crecimiento de un domo de lava (volcán *La Soufriere*) considerando un fluido newtoniano isothermal esparciéndose en un plano horizontal y por tanto, sin considerar la existencia de un “*yield strength*”. Este es uno de

los primeros trabajos que establece relaciones para el largo (o radio) y altura en función del tiempo.

Estudios posteriores han investigado el enfriamiento en las coladas de lava y domos, y con ello la formación de una corteza y su efecto en el régimen y morfología final. Griffiths y Fink (1993) estudiaron las diferentes fuerzas que actúan en la propagación de un domo. Al aplicar la teoría en dos domos (Monte Santa Elena y el volcán *La Soufriere*) determinaron que el movimiento es controlado por el *yield strength* de la corteza más que por la viscosidad o el *yield strength* interno, concluyendo que esto dependerá de la tasa efusiva y el tiempo de desarrollo de la corteza enfriada.

Blake y Bruno (2000) modelaron el emplazamiento de flujos de lava compuestos extendiendo sus resultados a la formación de domos con exitosos resultados. A diferencia de Huppert (1982), se usó una reología no newtoniana del flujo con lo cual demostró la importancia del *yield strength* en el régimen dinámico de la lava. Por otra parte, sostuvo que si un flujo permanece simple o evoluciona a un flujo compuesto, dependerá de los efectos combinados de la tasa eruptiva, viscosidad y duración de la erupción.

A través de trabajos de laboratorio Lyman et al. (2004) realizaron mediciones de *yield strength* en domos activos y prehistóricos así como el efecto de la pendiente en la morfología de la lava. Reconocieron que al variar algunos parámetros como la tasa eruptiva o la pendiente del terreno, se observan distintas morfologías en la colada.

En la misma línea, Lyman et al. (2005) experimentaron con volúmenes fijos de emisión de material en donde la lava es rápidamente liberada en un plano horizontal. Concluyen que flujos que inician un proceso de solidificación con un *yield strength* interno, pueden ser detenidos finamente por el *yield strength* interno o por la formación de una superficie de solidificación o corteza. Para el caso de plano inclinado Lyman y Kerr (2006) demostraron que dependiendo de las propiedades del fluido y condiciones iniciales, la lava puede avanzar en una sucesión de diversos regímenes (“*inercial slumping*”, “*horizontal viscous*”, “*sloping viscous*” y “*surface crustal regime*”) antes de

que se detenga ya sea por un *yield strength* interno, como lo demostraron para el caso de flujos del volcán Etna, o porque la fuerza de resistencia de la corteza es lo suficientemente grande para detenerla como en las lavas hawaianas.

Finalmente, en trabajos de Balmforth (Balmforth y Craster, 2000; Balmforth *et al.*, 2002) (al investigar el comportamiento de flujos visco-plásticos en un plano inclinado) se introduce la idea de modelar el flujo con una reología de tipo Herschel-Bulkley (Balmforth *et al.*, 2002).

A partir de evidencias de terreno complementado con expresiones teóricas Takagi y Huppert (2010) estudiaron algunos casos concluyendo que inicialmente el avance de la colada está controlado por la tasa eruptiva más que por la topografía y observaron que el aumento en la viscosidad que sufre el flujo es producto del progresivo enfriamiento de la lava. Proponen que la lava del volcán Kilauea clasifica como un flujo newtoniano con una viscosidad constante por lo cual no existe influencia de la disminución de la temperatura en su dinámica a diferencia de lo que ocurre en los volcanes Lonquimay y Etna en donde si juega un rol importante.

Utilizando la descripción en detalle de la erupción del volcán Lonquimay de 1988-1990 realizada por Naranjo *et al.* (1992), Lyman y Kerr (2007) probaron la aplicabilidad de un análisis dimensional para este evento comprobando que después de los primeros 100 días la dinámica de la lava fue controlada por el *yield strength* de la corteza. Demuestran también que sin conocer la reología y solo teniendo conocimiento del *yield strength* de la corteza y la tasa eruptiva con un comportamiento exponencial en el tiempo se puede conocer la evolución de la colada.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Determinar los factores que controlan la dinámica de los flujos de lava asociados a las erupciones del volcán Villarrica de 1971 y del volcán Lonquimay de 1988-1990.

1.3.2 Objetivos específicos

- 1 Analizar diferencias morfológicas y petrográficas de ambas coladas.
- 2 Estimar velocidad, tasa eruptiva y volumen emitido en cada evento usando los depósitos de las coladas y comprobar la validez de los modelos teóricos para la evolución de flujos de lavas comparando con la información presente en la literatura.

1.4 Hipótesis de trabajo

El régimen dinámico de un flujo de lava dado por su tasa eruptiva y reología, queda registrado en los productos emitidos durante la erupción, específicamente se refleja en la petrografía, la morfología y textura del flujo de lava. Bajo esta premisa, a partir de casos estudiados en detalle tales como las erupciones de 1971 del volcán Villarrica y 1988-1990 del volcán Lonquimay, es posible la utilización y/o calibración de un modelo teórico simple basado en las características de los productos, aplicable a casos reales bajo ciertos parámetros compatibles.

1.5 Metodología

Para la realización del presente estudio se requerirá de datos recopilados en trabajo de campo para la caracterización morfológica y petrográfica de los depósitos asociados a las erupciones 1988-1990 del cono Navidad y 1971 del volcán Villarrica para contrastar con información descriptiva *insitu* de los eventos eruptivos (Naranjo et al., 1992).

El trabajo pre-terreno consistió en definir los posibles puntos de muestreo y mediciones visitados posteriormente en la zona de estudio. Se realizaron 2 campañas de

terreno de 5 días ambas durante los meses de octubre y diciembre del año 2012 visitándose el volcán Villarrica en primera instancia y el volcán Lonquimay posteriormente. En la campaña de terreno realizada en el volcán Villarrica se recolectaron 15 muestras en nueve puntos distintos a lo largo de la colada y se realizaron 8 puntos de control en donde se registró la altura del flujo. Por su parte, en el terreno realizado al volcán Lonquimay se recogieron 16 muestras en 9 diferentes zonas y se estimó altura de la colada en 8 puntos en toda su extensión. En el trabajo de gabinete post terreno se realizó el análisis de las muestras detallado a continuación así como la determinación de pendiente y ancho del flujo en los puntos de control donde se midió altura para ambas coladas.

1.5.1 Metodología asociada al objetivo específico 1

1.5.1.1 *Caracterización morfológica*

La caracterización morfológica se realiza mediante el uso de fotos aéreas y observaciones de campo. Las variaciones de altura del flujo se a través de fotografías tomadas en terreno con escala humana, mientras que la pendiente del terreno y las fluctuaciones de ancho se determinarán usando el *software Google earth* y fotos aéreas.

1.5.1.2 *Caracterización petrográfica*

La caracterización petrográfica, necesaria para determinar la consistencia de la lava se realiza mediante un conteo modal de imágenes de secciones delgadas escaneadas y fotografiadas de muestras recolectadas en terreno en microscopio óptico con el *software jmicrovision*.

1.5.2 Metodología asociada al objetivo específico 2

Para determinar velocidad, tasa eruptiva y volumen de las erupciones se utilizarán los modelos basados en dimensiones de los depósitos y flujos con reología definida por la relación de Herschel-Bulkley propuestos por Castruccio (2012) y Castruccio et al. (2013). Para comprobar la validez de los modelos teóricos utilizados, se realizará una comparación de los resultados obtenidos mediante su utilización con los datos publicados en la literatura sobre el avance de los flujos y sus condiciones eruptivas.

1.6 Ubicación y vías de acceso

Volcán Villarrica

El volcán Villarrica (*Rucapillán* en lengua mapuche que significa casa del espíritu y también conocido como Quitalpillán traducido como morada de los antepasados de fuego) es un estratovolcán del Pleistoceno Medio a Holoceno, ubicado a los $39^{\circ}24'57''\text{S}$ y $71^{\circ}55'39''\text{W}$ en la Cordillera de los Andes, en el límite de las provincias de Cautín y Valdivia, IX Región de la Araucanía y X Región de Los Lagos respectivamente y a una distancia de 100 km aproximadamente al sureste de la ciudad de Temuco (figura 1.1).

El acceso desde la Ruta 5-Sur puede ser a través de la carretera pavimentada y asfaltada entre Freire y Villarrica (52 km) desde el noroeste, mientras que desde el suroeste es a través de un camino asfaltado que une las localidades de Loncoche y Villarrica (40 km). En el interior del área existen varias carreteras que unen las localidades que rodean al volcán como son: Villarrica-Pucón, Pucón-Curarrehue, Pucón-Caburga, Villarrica- Licán Ray, Licán Ray-Coñaripe. Además, existen varios caminos pavimentados o ripiados que permiten recorrer los faldeos del volcán.

Volcán Lonquimay–Cono Navidad

El volcán Lonquimay (en mapudungun montaña tupida o destrozada) del Pleistoceno Superior a Holoceno, se encuentra en la Cordillera de los Andes, posicionado a los $38^{\circ}22'30''\text{S}$ y $71^{\circ}35'30''\text{W}$, a 118 km al noroeste de la ciudad de Temuco, cercano a los poblados de Malalcahuello, Curacautín y Lonquimay (Figura 1.1). Este complejo volcánico está compuesto del edificio principal y de un cordón fisural ubicado en el flanco este del volcán denominado Cordón Fisural Oriental, del cual es parte el cono de piroclastos Navidad cuyo flujo es objeto de este estudio.

El acceso desde la Ruta 5-Sur, es desde la ciudad de Victoria tomando la ruta R-181 en dirección a Curacautín y Malalcahuello. Para llegar al cono Navidad se deben tomar la ruta R-89 en una primera bifurcación, y luego la ruta R-785 en una segunda división del camino.

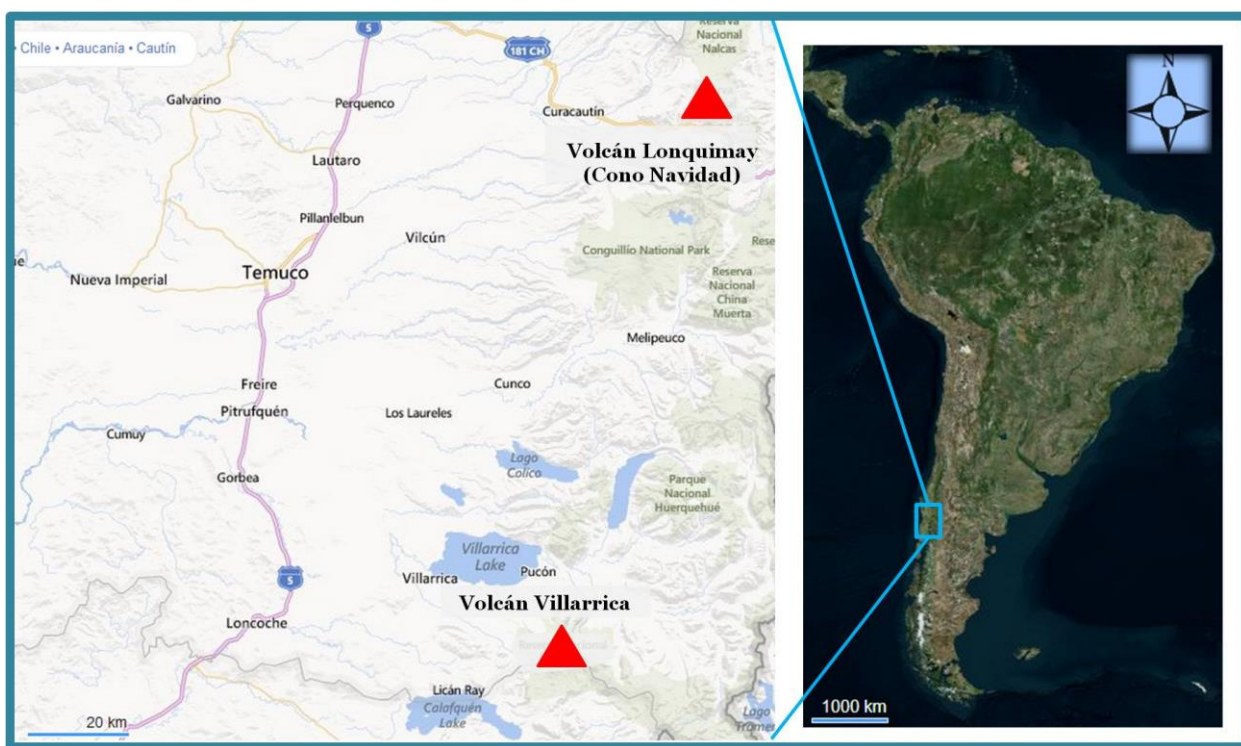


Figura 1.1: Imagen zona de estudio. Se observa la ubicación del volcán Villarrica, Lonquimay y cono Navidad, además de los volcanes activos de la zona y caminos principales. En el margen superior derecho se muestra la ubicación de la zona de estudio a nivel continental.

Capítulo 2

Marco geológico regional

2.1 Generalidades

El arco volcánico actual se ha construido tras varios procesos tectónicos y geológicos, y si en cuanto a desarrollo de volcanismo se trata, es durante el Oligoceno tardío cuando se inician cambios más determinantes. El quiebre de la placa de Farallón en dos placas menores hace 27 ± 2 Ma, la placa de Coco y placa de Nazca (Cande y Leslie, 1986 en Stern, 2004), trajo consigo un cambio en el régimen tectónico imperante hasta ese momento, que incluye un cambio en el ángulo volviéndose más ortogonal y aumentando la tasa de convergencia, incrementando así la actividad magmática en los Andes (Pardo-Casas y Molnar, 1987 en Stern, 2004). En la parte centro-sur y sur de los Andes los cambios en la geometría de la subducción provocaron la formación de cuencas extensionales en las zonas de antearco, intraarco y trasarco, y un arco volcánico situado mucho más al oeste que en la actualidad. Su desarrollo finalizó en el Mioceno temprano-Mioceno Medio, reubicándose el arco magmático en la Cordillera Principal durante el Pleistoceno tardío (Godoy et al., 1999 en Stern, 2004).

En la actualidad se puede observar al norte de los 39°S la presencia de cuencas de intraarco y un arco volcánico bastante amplio, con cerca de 120 km de ancho, mientras que hacia el sur, estas se ausentan y el arco se vuelve más angosto, con 80 km de extensión ubicándose en la Cordillera Principal en el lado chileno.

El arco volcánico moderno ha sido subdividido a lo largo de los Andes, correspondiendo el segmento 33°S y 46°S a la denominada Zona Volcánica Sur (ZVS) el cual a su vez ha sido dividido en base a criterios petrográficos en al menos 4 provincias

(López-Escobar et al., 1995) (Figura 2.1). El volcanismo en la Zona Volcánica Sur Central (ZVSC), segmento en donde se ubican los volcanes objeto de este estudio, se presenta en un eje distanciado a más de 270 km de la fosa y se manifiesta a través de numerosos estratovolcanes y centros eruptivos menores con una tendencia composicional predominantemente basáltica y andesítica-basáltica.

En este segmento, el régimen tectónico que ha prevalecido los últimos 20 Ma, se caracteriza por una convergencia levemente oblicua entre la Placa de Nazca y Placa Sudamericana, 25° aproximadamente con respecto a la fosa a una tasa cercana a los $7\text{-}9\text{ cm}\cdot\text{año}^{-1}$ (Pardo-Casas y Molnar, 1997) con un ángulo $\sim 20^\circ$ en la parte norte incrementándose hasta los $\sim 25^\circ$ en la parte sur.

A pesar de que las principales características de los Andes fueron adquiridas durante los procesos antes mencionados, la neotectónica es de gran importancia en cuanto a la ubicación de los centros eruptivos. Su distribución, organización y morfología en la ZVS representan un paradigma de arco paralelo al margen conformado por varias cadenas oblicuas asociadas a anisotropías estructurales heredadas y al campo de *stress* actual, siendo este último representado por el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui. Esta zona de fallas ($38^\circ\text{-}47^\circ\text{ S}$), es un sistema de fallas intraarco de rumbo NNE, transpresional dextral y activa por al menos los últimos 6 Ma, pudiendo según algunos estudios extenderse su actividad hasta hace 25 Ma (Cembrano y Lara, 2009).

Respecto a los lineamientos identificados en la ZVSC, se ha reconocido que centros eruptivos menores ubicados en los flancos de estratovolcanes poseen un rumbo NE (López-Escobar et al., 1995, Cembrano y Lara, 2009) mientras que para los estratovolcanes, los lineamientos identificados son de dirección NNE Y NNW principalmente. A grandes rasgos, los lineamientos NE pueden ser explicados según algunos autores por el régimen transpresional dextral imperante ya sea en fallas extensionales asociadas a la ZFLO o a inflexiones de las fallas maestras (Cembrano & Lara, 2009) en tanto que lineamientos NNE y NNW responden a fracturas preexistentes de la corteza que reposan bajo el arco volcánico actual (López-Escobar et al., 1995, Cembrano y Lara, 2009).

Específicamente, el volcán Lonquimay se dispone en un lineamiento NNW junto al volcán Tolhuaca mientras que el conjunto de conos alineados en su flanco este, del cual es parte el cono Navidad, se ubica en un lineamiento NE. Por otra parte, el volcán Villarrica posee un conjunto de centros eruptivos menores en uno de sus flancos organizados en un lineamiento NNE mientras que el centro eruptivo principal se encuentra en el límite norte de la ZFLO y en el extremo noroccidental de una cadena volcánica de longitud cercana a los 60 km de rumbo N50W, compuesta además por los volcanes Cordillera del Mocho, Quetrupillán, Quinquilil y Lanín además de cerca de 20 conos monogénéticos, 2 maares y 5 volcanes pertenecientes al Pleistoceno ya erodados.

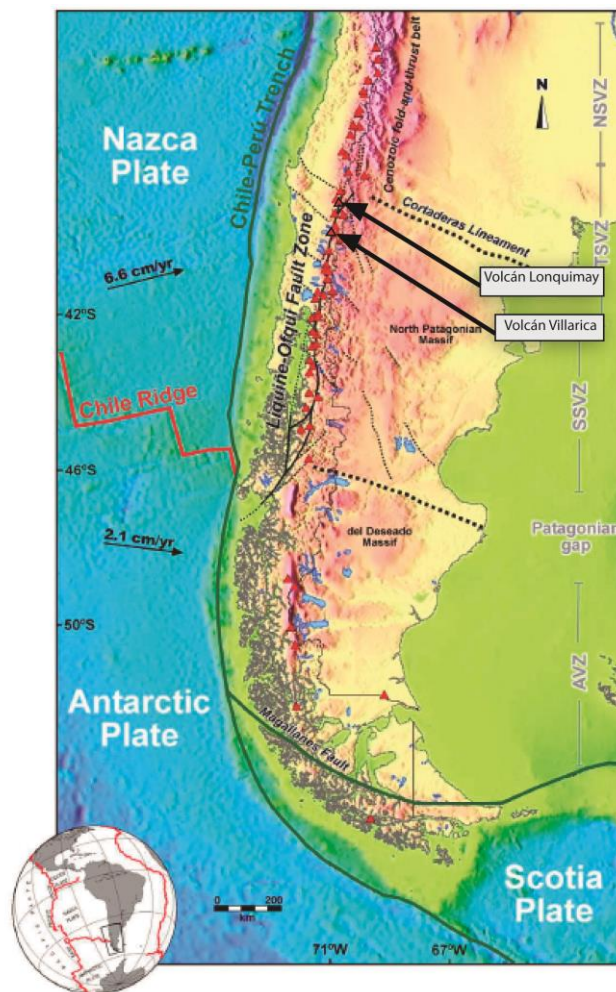


Figura 2.1: Tectónica general del margen occidental de Sudamérica y rasgos estructurales principales. Se observa el arco volcánico de rumbo NNE así como las provincias de la ZVS. Se identifica además los volcanes objeto de este estudio. Modificado de (Cembrano y Lara, 2009).

2.2 Basamento del volcán Villarrica

2.2.1 Rocas estratificadas del basamento

El basamento del Complejo volcánico Villarrica se compone de varias unidades estratificadas e intrusivas. La descripción que se presenta a continuación está basada en el trabajo de Moreno y Clavero (2006) denominado Geología del volcán Villarrica, regiones de la Araucanía y de Los Lagos.

Complejo Metamórfico Trafún (DCt, Devónico-Carbonífero)

Compendie filitas, cuarcitas y gneises afectados localmente por fuerte deformación y que presentan porfiroblastos de quistolita o abundantes cristales de cordierita.

Formación Panguipulli (Trp, Triásico Superior)

Secuencia sedimentaria, rítmica, finamente laminada de lutitas, alternadas con niveles de areniscas cuarcíferas finas a gruesas.

Estratos de Pino Huacho (OMeph, Oligoceno?-Mioceno)

Unidad informal que corresponde a una secuencia de lavas, tobas brechosas y de lapilli, todas de composición andesítica, junto a cuerpos subvolcánicos de la misma composición.

Estratos de Península Pucón (Mepp, Mioceno Medio a Superior?)

Unidad informal que se compone de lavas amigdaloidales, brechas piroclásticas tobas líticas de lapilli, todas de composición andesítica. ²

² Los mapas geológicos de los volcanes Villarrica y Lonquimay se encuentran en el ANEXO 5. En ellos se observan sus unidades (Capítulo 3) y formaciones que constituyen el basamento (Capítulo 2).

Estratos de Huincacara (PPleh, Plioceno Superior-Pleistoceno)

Es una secuencia volcanoclástica, informal, conformada por brechas piroclásticas, areniscas y conglomerados epiclásticos, cuyos fragmentos son de lavas de composición andesítica.

2.2.2 Rocas plutónicas

Comprende las Unidades: Intrusivos del Paleozoico (Pzg, Carbonífero Superior-Pérmico), Intrusivos del Cretácico (Kg) e Intrusivos del Mioceno (Mg). La primera unidad comprende granitos, granodioritas y tonalitas de grano grueso mientras que los Intrusivos del Cretácico (Kg) que afloran en el sector suroriental del volcán, incluye cuerpos plutónicos de tonalitas, granodioritas y dioritas cuarcíferas. Finalmente, los Intrusivos del Mioceno (Mg) corresponden a dioritas, tonalitas y granodioritas, que afloran al norte, sur y principalmente al este del área de estudio y que en ciertos lugares se puede observar estructuras de “*roof-pendants*” de rocas cenozoicas.

2.2.3 Otros volcanes del área.

Volcán Sierra de Quinchilca (Plsq, Pleistoceno Medio): Se encuentra al sur del lago Calafquén, y sus depósitos, compuestos de lavas basálticas, andesitas basálticas y andesitas, están fuertemente erosionados.

Volcán Cordillera El Mocho (Plem, Pleistoceno Medio a Holoceno?): De composición basálticas a andesítico basálticas, se encuentra entre los volcanes Villarrica y Quetrupillán, fuertemente erodado y cuenta con al menos un centro de emisión postglacial.

Volcán Quetrupillán (Plq1, Plq2, PlHq3, Pleistoceno Medio-Holoceno): De composición variada, se ubica a 30 km al sureste del volcán Villarrica y al igual que este, se dispone en la misma cadena oblicua al arco volcánico andino.

Volcán Huelemolle (Hhp, Hhl, Holoceno): De composición basáltica, es un grupo de 3 conos de piroclastos cubiertos por densa vegetación y depósitos del volcán Villarrica. Se propone, están asociados a la ZFLO pues se encuentran alineados en la misma dirección de una de las trazas de esta falla.

2.2.4 Depósitos Cuaternarios

Depósitos glaciares (Plm1, Plgl, Plm2, Pll, Hmr): extensos depósitos asociados a las últimas dos glaciaciones cuaternarias (Glaciación de Llanquihue y Glaciación Santa María).

Depósitos de terrazas poligenéticas (Htp): Se componen por depósitos fluviales, laháricos, de flujos piroclásticos y aluviones.

Depósitos gravitacionales (Hcd, Hc, Hd): clasificados en las categorías de conos de deyección, conos coluviales y deslizamientos de rocas, distribuidos en los flancos y pies de los cerros.

Depósitos aluviales y lacustres actuales (Hpl, Hdel, Hal, Hf): son poco abundantes en el área por la continúa generación y mayor presencia de depósitos volcánicos.

2.3 Basamento del Complejo Volcánico Lonquimay

2.3.1 Rocas estratificadas del basamento

El CVL se ha construido sobre una serie de sucesiones estratificadas que son el sustrato además, de varios estratovolcanes y conos monogenéticos cuaternarios. De acuerdo a las Descripciones realizadas en la Carta Geológica del Complejo Volcánico Lonquimay–Tolhuaca por Moreno et al., (2012), son las siguientes unidades geológicas las que lo conforman en orden estratigráfico:

Complejo Volcánico Vizcacha-Cumilao (KPGvc, Cretácico-Paleógeno)

Secuencia volcanoclástica alternada con lavas andesitas representaría los productos de un volcanismo intermedio, subaéreo aparentemente, junto a un ambiente lacustre.

Formación Curamallín (OMc, Oligoceno-Mioceno, ca. 22-11 Ma)

Incluye rocas volcánicas andesíticas, dacíticas y riolíticas, además de rocas sedimentarias de origen lacustre y fluvial.

Formación Malleco (Plpim, Plioceno-Pleistoceno inferior; ca. 4,0-1,0 Ma)

Secuencia volcánica continental compuesta de brechas volcánicas gruesas, conglomerados volcánicos, tobas ignimbríticas y lavas de composición basáltica a andesítica principalmente y en menor presencia lavas dacíticas, todas intercaladas con secuencias sedimentarias.

2.3.2 Rocas Intrusivas

Comprenden la unidad Granitoides del Grupo Plutónico Melipeuco Mg (Mioceno, ca. 12-9,4 Ma) e intrusivos hipabisales. Los granitoides son un conjunto de plutones con litologías variadas, que comprenden granitos, granodioritas, tonalitas y monzonitas subordinadas de biotita y hornblenda. Los intrusivos hipabisales por su parte, poseen composición andesítica y cortan los estratos plegados de la Formación Curamallín y subyacen localmente a la Formación Malleco.

2.3.3 Otros volcanes del área

Volcán Sollipulli: Es considerado como una de las estructuras de caldera mejor conservada de los Andes. Se ubica entre los volcanes Llaima y Villarrica y su última erupción registrada corresponde a la del volcán Chufquén (cono parásito) en el siglo XIII.

Volcán Llaima: Se ubica al sur-suroeste del CVL y es considerado el segundo volcán más activo y voluminosos de la Cordillera de los Andes. Corresponde a un volcán compuesto, mixto y de escudo, con una caldera sepultada de 8 km de diámetro aproximadamente, rodeado de fisuras y pequeños conos.

Volcán Tolhuaca: Es un estratovolcán mixto ubicado al noroeste del volcán Lonquimay, cuyo edificio principal se encuentra fuertemente erodado por glaciares y del cual no se tiene un registro claro de la última erupción.

Volcán Sierra Nevada: Es un antiguo estratovolcán ya extinto, con una marca fuerte de erosión glaciaria, compuesto de una caldera erosionada de 3 km de diámetro abierta hacia el oeste.

2.3.4 Depósitos cuaternarios (Qs, Qa)

Depósitos no consolidados (Qs): Comprende depósitos glaciares, fluviales, lacustres, de remoción en masa, coluviales, conos de deyección, piroclásticos, de fuentes termales (sinter) y de lahares.

Depósitos consolidados (Qa): Corresponden a material producto de avalancha volcánica asociada aparentemente del colapso del volcán Sierra Nevada compuesto de brechas volcánicas con bloques de hasta 2 m de diámetro.

Capítulo 3

Marco geológico local

3.1 Geología del volcán Villarrica

3.1.1 Generalidades

El volcán Villarrica es un centro eruptivo calificado como uno de los volcanes más activos de la Cordillera de los Andes, con un registro histórico que cuenta con más de 60 erupciones documentadas desde 1558 al presente.

El edificio más reciente presenta forma cónica, alcanzando 2450 m sobre su base y la cima la ocupa un cráter de uno 200 m de diámetro que varía en profundidad entre 100 m a 150 m. En su cumbre, un lago de lava presenta actividad leve de tipo estromboliano, caracterizada por presencia de fragmentos balísticos (*ballistic spatters*) y fumarolas permanentes (Lara y Clavero, 2004).

La composición de sus productos corresponde a lavas y piroclastos porfíricos de composición basáltica a andesítica media (50,5- 58% en peso de SiO₂) clasificándose las erupciones que originan estos productos desde hawaiianas hasta plinianas con Índice de Explosividad Volcánica (IEV) desde 0 hasta 6. (Moreno, 1993).

En los flancos antiguos del volcán, se observan alrededor de 30 centros eruptivos adventicios que incluyen conos de ceniza, flujos de lava y pequeñas fisuras conocidos como Los Nevados (19) ubicados sobre la unidad Villarrica 1, y Chaillupén (11) sobre la unidad Villarrica 2.

3.1.2 Unidades volcánicas del volcán Villarrica

En base a criterios morfoestructurales, estratigráficos y geocronológicos, la historia eruptiva del volcán Villarrica ha sido dividida en 3 estadios de evolución, denominados Unidades Villarrica 1,2 y 3 en donde la Unidad Villarrica 1 corresponde la secuencia basal del edificio volcánico y por ende, más antigua. La información es tomada del trabajo de Moreno y Clavero, (2006) la cual se basa en las publicaciones de Moreno (1993) y Clavero y Moreno (2004).

Unidad Villarrica 1 (Plv1 y Plv1a, Pleistoceno Medio a Superior; Pleistoceno Medio-13850 años AP)

Esta Unidad ha sido dividida en dos etapas separadas por un evento eruptivo que trajo como consecuencia el colapso del edificio volcánico. De acuerdo a evidencias geocronológicas y estratigráficas, el primer edificio se construyó entre los 600 ka y 170 ka, sin certezas de que la actividad volcánica fue continua y entre los 170 y 95 ka se habría generado la Caldera 1.

Los depósitos asociados a la primera etapa de construcción del volcán afloran en la parte baja de todos sus flancos y corresponden a lavas de composición basáltica a andesita basáltica, algunas con rasgos de emplazamiento subglaciar, brechas de caída y de flujo de la misma composición, además de varios lahares.

El volcanismo de la segunda etapa, se produjo entre 95 y 13,9 ka, y se manifestó a través de depósitos piroclásticos y la formación de domos exógenos y endógenos superficiales, filones y diques todos de composición dacítica (64,5 % de SiO₂ en peso; (Clavero y Moreno, 2004).

Unidad Villarrica 2 (PIHv2p y PIHv2l, Pleistoceno Superior – Holoceno, 13.850 -3.700 años AP)

El estratocono edificado durante este periodo en el borde noroccidental de la Caldera 1, se forma a partir de una secuencia de lavas de tipo *a'a'* y *pahoehoe*, de composición andesita-basálticas a dacíticas, depósitos piroclásticos intercalados con depósitos de caída y depósitos laháricos, los cuales sobreyacen en discordancia de erosión a depósitos glaciares derivados de la glaciación de Llanquihue y de la Unidad Villarrica 1, y en discordancia de erosión y angular en zonas distales sobre el basamento.

Entre estos últimos los más importantes dada su magnitud son los de la Ignimbrita Licán (Pleistoceno Superior; 13.850 años AP) y los de la Ignimbrita Pucón (Holoceno tardío; 3700 años AP). La primera comprende depósitos de caída, flujo y de oleada equivalente a un volumen de 10 km³ ubicado en todos los flancos del volcán y que se asocia a un colapso caldérico (Caldera 2) anidado en la estructura caldérica más antigua (Caldera 1).

La Ignimbrita Pucón por su parte, se forma a partir de depósitos de oleada, flujo y en menor medida de caída, cuyo volumen aproximado corresponde a 5 km³ y distribuido por todos los flancos del volcán. Esta se asocia al colapso del cono formado desde los 13.850 años y consiguiente formación de la denominada Caldera 3.

Unidad Villarrica 3 (Holoceno tardío)

Corresponden a los flujos históricos desde 1558 hasta 1984, de lavas basálticas a andesítico-basáltico, depósitos piroclásticos, de caída, flujo y oleada de la misma composición así como también depósitos laháricos todos distribuidos hacia la totalidad de los flancos del volcán cubriendo las unidades más antiguas, siendo estos depósitos cubiertos por los lahares en los cauces principales. Componen además el cono actual que se edifica sobre la depresión formada por colapso de caldera cuando se generó la Ignimbrita Pucón.

3.2 Geología del Complejo Volcánico Lonquimay

3.2.1 Generalidades

El volcán Lonquimay es un complejo volcánico moderno aún en proceso de edificación siendo su última erupción la acontecida durante los años 1988 y 1990, en el denominado cono de piroclastos Navidad, parte del CVL. Se ubica en un relieve bastante abrupto caracterizado por filos y valles glaciares entre los volcanes Tolhuaca, por el noreste y Llaima por el sur.

Respecto a los productos emitidos, se ha concluido dado los depósitos reconocidos, las erupciones han sido de tipo pliniano a estromboliano con Índices de Explosividad Volcánica (IEV) entre 2-4 (Moreno y Gardeweg, 1989). En su mayoría las lavas corresponden a basaltos, andesitas basálticas, intermedias y silíceas y dacitas afaníticas o microporfídicas que poseen características geoquímicas típicas de las provincias volcánicas de los Andes del Sur. (López-Escobar et al., 1995)

El CVL está conformado por su cono principal y el denominado Cordón Fisural Oriental, compuesto de una cadena de centros adventicios menores ubicados al pie oriental del edificio principal a lo largo de una fisura de rumbo noreste. (Moreno & Gardeweg, 1989)

El edificio principal es un pequeño estratovolcán mixto con forma de cono truncado y cima a 2865 m.s.n.m, de perfil casi regular ligeramente elongado en dirección WSW-ENE y laderas de pronunciada pendiente (30°- 40°).

Por su parte, el Cordón Fisural Oriental se compone de cerca de una docena de conos piroclásticos, cráteres, pequeñas fisuras de menos de 1 km de largo, ubicados sobre una secuencia estratificada subhorizontal de lavas, brechas y aglomerados. (Moreno y Gardeweg, 1989). Sus coladas más recientes han sido emitidas hacia la cabecera del río Lolco y son predominantemente de bloques alcanzando una longitud de 5 km.

3.2.2 Unidades volcánicas del CVL

En el trabajo de Moreno y Gardeweg (1989) se definieron cinco unidades cronoestratigráficas en el CVL apoyados parcialmente en Thiele *et al.* (*op.cit.*) usando criterios morfológicos y estratigráficos. Recientemente estas definiciones han sido complementadas con nuevos antecedentes geocronológicos, petrográficos y geoquímicos presentes en el trabajo de Moreno et al., (2012). En este último trabajo se presentan las siguientes 5 unidades:

Unidad Lonquimay 1 (Pl1, Pleistoceno Superior)

Secuencia fuertemente erosionada por acción glaciaria compuesta de lavas macizas de composición basálticas y andesitas-basálticas (51,5 - 55,2% de SiO₂ en peso), oxidadas y meteorizadas con intercalaciones volcanoclásticas que afloran discontinuamente en el pie norte, suroeste y noroeste del cono principal.

Unidad Lonquimay 2 (PlHI, Pleistoceno Superior a Holoceno temprano)

Corresponde a diversas coladas de tipo *a'a'*, y en casos aislados de tipo bloque, de composiciones del rango andesita-basálticas y andesitas intermedias (53,7- 58,9% SiO₂) las cuales conforman gran parte del cráter del cono principal y de la ladera oriental.

Unidad Lonquimay 3 (Hl3, Holoceno temprano)

Se distribuye en los flancos oeste, norte y sur de estratovolcán y son coladas de composición predominantemente andesita-basáltica, aunque se reconocen en menor proporción lavas de composición basáltica y andesitas intermedias (51 -59,3% de SiO₂ en peso). Estos flujos bien preservados de tipo *a'a'* y bloques, de lóbulos frontales, *levées* y canal central bien desarrollados fueron emitidas desde el edificio principal.

Unidad Lonquimay 4 (Hl4, Holoceno)

Se compone de coladas de lava de tipo basálticas a andesítico-basálticas (51,4-56,4% de SiO₂ en peso) emitidas desde el cono principal hacia los flancos oeste y norte, y una colada menor generada desde una fisura o cadena de cráteres ubicada en el flanco oeste, hacia el flanco sur. Son flujos de tipo *a'a'* que varían localmente a lavas tipo bloques preservando los frentes lobulados, canales centrales y *levées*.

Unidad Lonquimay (5 Hl5, Holoceno tardío)

Esta unidad compuesta por lavas tipo *a'a'* y composición andesítico-basálticas (54% SiO₂) consta de dos conjuntos de lavas emitidas desde el cráter principal y mediante una fisura de 1,5 km de longitud ubicada en el flanco occidental del volcán. La fisura se compone de 4 cráteres alineados en dirección WSW-ENE y de una fisura eruptiva de 500 m de longitud y de igual rumbo.

Cordón Fisural Oriental

El Cordón Fisural Oriental es una estructura fisural de edad holocena de 10 km de longitud compuesto por una docena de cráteres, coladas de lava, pequeñas fisuras de menos de 0,5 km de largo, conos piroclásticos, cráteres de explosión y domos. Se emplaza sobre la Formación Malleco, abarcando desde el flanco oriental del estratovolcán en dirección NE-SW hasta el Cerro Canasto. Las 6 subunidades que han sido establecidas en el CFO son: Volcanes Portezuelo Hfop (Holoceno), Conos, Domos, Lavas y Cráteres de Explosión Hfoce (Holoceno), Lavas de Bloques (erupción histórica antigua?) Hfol (Holoceno), Lavas de bloques (erupción siglo XVII?) Hfo (>1700) (Holoceno), Lavas de Bloques Erupción de 1889 Hfo (1889) (Holoceno) y Volcán Navidad Hfo (1988-1990) (Holoceno).

Capítulo 4

Marco teórico

4.1 Reología de los flujos de lava

La predicción del régimen dinámico de un flujo de lava a partir de observaciones morfológicas y petrográficas, no es una tarea fácil debido a los diversos factores que controlan el avance de una colada.

A pesar de las complejidades, existen modelos simplificados que intentan describir de forma certera la evolución de un flujo de lava. Estos han sido modelados como flujos newtonianos (Huppert et al., 1982), de tipo Bingham (Hulme, 1974) y de modo más complejo, con un modelo de Herschel-Bulkley (Balmforth y Craster, 2000, Balmforth et al., 2004). Diversas observaciones demuestran que la viscosidad interna no es el único parámetro reológico que influencia el comportamiento de una colada. Esta puede comportarse de tal modo que requiera superar un umbral de *stress* para ser deformada. Este nivel *stress* es llamado *yield strength* y una vez sobrepasado, el comportamiento de la lava puede ser variable (Figura 4.1).

4.1.1 Reología Herschel-Bulkley

En el presente trabajo, se asume que una buena representación de la reología de un flujo de lava deslizándose sobre un plano inclinado está dada por la relación de Herschel-Bulkley.

$$\tau = \tau_y + K\dot{\gamma}^n \quad (4.1)$$

Donde $\dot{\gamma}$ es la tasa de deformación, τ es el *stress* aplicado, k es la consistencia³, n es constante y τ_y es el *yield strength*.

Cuando $\tau_y = 0$ y $n = 1$ se obtiene la relación para flujos newtonianos. En este caso, la tasa de deformación es directamente proporcional al *stress* aplicado, siendo la razón de *stress/strain* denominada viscosidad newtoniana (μ) (Parfitt y Wilson, 2007). Si $\tau_y \neq 0$ y $n = 1$ la ecuación caracteriza un fluido de tipo Bingham. Si $\tau_y = 0$ y $n > 1$ el fluido es de tipo dilatante y si $n < 1$ es llamado pseudoplástico.

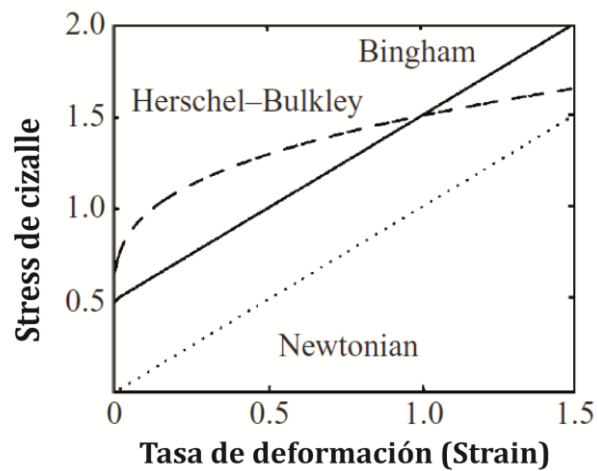


Figura 4.1: Modelos de comportamiento ante un *stress* de un fluido newtoniano y de los fluidos no newtonianos de tipo Bingham y Herschel-Bulkley. Las escalas son arbitrarias y el parámetro n de la relación de Herschel-Bulkley es $n=1/3$. Modificado de Balmforth y Craster (2000).

³ Tanto el parámetro n como la consistencia, se asocian a un comportamiento no newtoniano de un flujo. En el caso en que la razón *stress/ strain* sea igual a 1, el “*yield strength*” sea nulo y el exponente n es igual a 1, se tendrá que la consistencia es igual a la viscosidad el cual corresponde al caso newtoniano.

4.1.2 Obtención de parámetros reológicos

Los valores de los parámetros τ_y , n y κ de la ecuación de Herschel-Bulkley en función del contenido de cristales, se obtienen a través de las relaciones determinadas de manera experimental por Castruccio (2012) mediante experimentos con caramelo y cristales de azúcar en un canal plano.

$$K(\varphi) = K_o \left(1 - \frac{\varphi}{\varphi_m} \right)^{-2.3} \quad (4.2)$$

$$n(\varphi) = \begin{cases} 1 & y \varphi \leq \varphi_c \\ 1 + 1,3 \left(\frac{\varphi_c - \varphi}{\varphi_m} \right) & \varphi > \varphi_c \end{cases} \quad (4.3)$$

$$\tau_y(\varphi) = \begin{cases} 0 & y \varphi \leq \varphi_c \\ D(\varphi - \varphi_c)^8 & y \varphi > \varphi_c \end{cases} \quad (4.4)$$

Donde D es una constante cuyo valor es $5 \cdot 10^6$ Pa y representa el valor del *yield strength* cuando $\varphi \rightarrow 1$ y $\varphi_c \rightarrow 0$, φ representa el contenido de cristales, φ_m es el empaquetamiento máximo de cristales⁴ (*Maximum packing fraction*) y φ_c corresponde a la concentración de partículas cuando se inicia el comportamiento no newtoniano. Empíricamente su valor puede ser determinado como sigue:

⁴ El concepto empaquetamiento máximo de partículas o *Maximum packing fraction* hace referencia a la fracción de volumen para la cual más allá no existe espacio remanente entre partículas disponibles para su acomodación. En términos reológicos, corresponde a la fracción de volumen para el cual las partículas no pueden sobrepasarse unas a otras a medida que avanza el flujo por lo cual la suspensión llega a ser en extremo apretada y la viscosidad tiende a ser infinita (Mader et al., 2013).

$$\varphi_c : 0,44\varphi_m \quad (4.5)$$

Mueller et al. (2010) obtuvo relaciones similares para distintas formas de partículas para distintas formas de partículas usando aceite de silicona y realizando mediciones en un viscosímetro rotacional.

$$K(\varphi) = K_o \left(1 - \frac{\varphi}{\varphi_m} \right)^{-2} \quad (4.6)$$

$$n(\varphi) = 1 - 0,2r_p \left(\frac{\varphi}{\varphi_m} \right)^4 \quad (4.7)$$

$$\tau_y = \tau_0 \left(\left(1 - \frac{\varphi}{\varphi_m} \right)^{-2} - 1 \right) \quad (4.8)$$

Con r_p : Razón entre el largo y el ancho de los cristales también conocido como razón de aspecto y τ_0 es constante.

El *yield strength* es el parámetro más difícil de cuantificar debido a las diferencias observadas entre experimentos de laboratorio y flujos de lava. En este caso es a través de la relación propuesta por Hulme (1974) utilizando los *levées* que se determina su valor. Sparks et al. (1976) en base a observaciones realizadas en el Monte Etna proponen la existencia de 4 tipos de *leveés*: inicial, acrecionario, de escombros y de desborde. El *levée* inicial es el que primero se forma, ocurriendo esto cuando el flujo de lava pasa por sobre el terreno y por tanto, representa la máxima altura que este alcanza y también su reología (Figura 4.2). De este modo, se puede obtener el valor del parámetro *yield*

strength a partir de las dimensiones del *levée* mediante la siguiente relación propuesta por Hulme (1974):

$$\tau_y = 2w_l \rho g \sin^2 \beta \quad (4.9)$$

Y para determinar el valor del *yield strength* en el frente, es decir, cuando el flujo está próximo a detenerse se utiliza la ecuación propuesta por Johnson (1970):

$$\tau_y = w_l \rho g \sin \beta \quad (4.10)$$

Con w_l ancho del *levée* inicial, ρ densidad de la lava, β pendiente del terreno y g aceleración de gravedad.

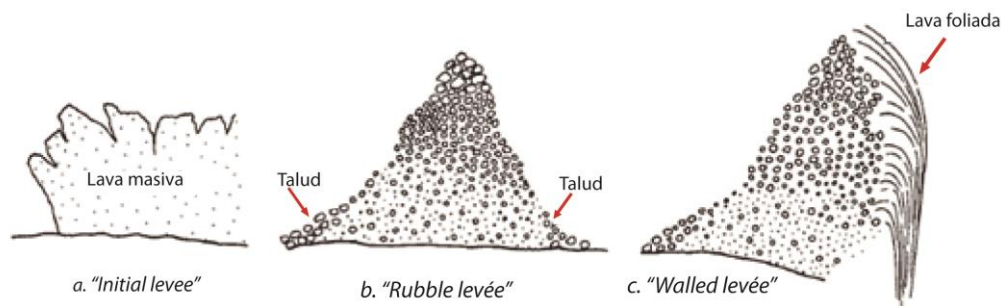


Figura 4.2: Tipos de levées. Esquema de la morfología y estructura interna de los *levées* observados en la colada de lava asociado a la erupción del cono Navidad. Modificado de Naranjo et al. (1992).

4.2 Dinámica de los flujos de lava

De acuerdo a observaciones de Lipman y Banks (1987) de una colada de lava del volcán Mauna Loa, es posible definir una estructura típica en esta clase de flujos (Figura 4.3). Esta consiste en una sección canalizada donde el material es transportado de forma

eficiente a través de un canal central con *levées* laterales estacionarios. Le sigue una zona transicional y finalmente un frente que no posee una canalización ni *levées* donde el flujo se dispersa y mediante el cual se propaga el material siendo reconocida esta estructuración en varios otros casos de estudio: Lonquimay, 1988-1990 (Naranjo et al., 1992); Puu Oo, 1983 (Wolfe et al., 1988); Etna, 2001 (Favalli et al., 2009) (Castruccio et al., 2013). Sobre la base que la dinámica de un flujo de lava es controlada por los procesos dinámicos ocurridos en el frente de la colada, así como que su avance se detiene cuando el canal central deja de transportar materia hacia este sector, Castruccio et al. (2013) propone modelar el avance de un flujo de lava a partir del análisis de la dinámica que afecta a esta porción de la colada el cual esta siendo alimentado por el canal central.

Se expone a continuación un modelo para obtener los parámetros eruptivos de una erupción a partir de su morfología y reología, así como 3 modelos de regímenes dinámicos basados en las fuerzas que dominan el avance de la colada presentados en los trabajos de Castruccio (2012) y Castruccio et al., (2013) respectivamente. Ambos se basan en la idea propuesta en el párrafo anterior sobre el control del frente del flujo en la dinámica de la colada.

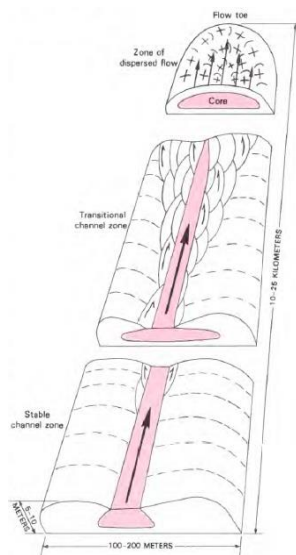


Figura 4.3: Estructura de un flujo de lava de acuerdo a Lipman y Banks (1987). Se observa el canal central alimentando el frente de lava, así como los *levées* formados en las paredes laterales.

4.2.1 Velocidad y tasa eruptiva

De manera simplificada, es posible analizar el avance de una colada de lava bajando por un plano inclinado, como un flujo afectado solo por la fuerza de gravedad siendo entonces el *stress* aplicado:

$$\tau = z\rho g \sin\beta \quad (4.11)$$

Donde z es la coordenada perpendicular a la superficie con origen en la parte superior de la colada, g es la aceleración de gravedad, ρ representa el valor de la densidad promedio del flujo de lava y β es el ángulo de inclinación de la topografía.

Si se considera entonces el flujo de lava con una reología descrita por la relación de Herschel-Bulkley, y se sabe que la tasa de deformación dentro del flujo de lava se relaciona con la velocidad como sigue:

$$\dot{\gamma} = -\frac{du}{dz} \quad (4.12)$$

Donde u es la velocidad del flujo.

Combinando (4.1), (4.11) y (4.12) se obtiene la expresión:

$$\frac{du}{dz} = \left(\frac{Z\rho g \sin\beta - \tau_y}{K} \right)^{\frac{1}{n}} \quad (4.13)$$

Si $Z\rho g \sin\beta > \tau_y$ la ecuación es válida, de lo contrario la colada de lava se detiene al no alcanzar la altura mínima necesaria para seguir avanzando. Finalmente, la velocidad

promedio de un fluido con reología Herschel-Bulkley a partir de las relaciones antes descritas viene dada por:

$$\bar{u} = \frac{H^2 \rho g \text{sen} \beta}{3K} \left(\frac{3n}{H^3 (n+1)} \left(\frac{\rho g \text{sen} \beta}{K} \right)^{\frac{1-n}{n}} \right) \left(H(H-h_c)^{\frac{n+1}{n}} - \frac{n}{2n+1} (H-h_c)^{\frac{2n+1}{n}} \right) \quad (4.14)$$

Con H altura del flujo y h_c altura crítica⁵.

$$h_c = \frac{\tau_y}{\rho g \text{sen} \beta} \quad (4.15)$$

Asumiendo un canal rectangular, la tasa eruptiva está dada por:

$$Q = \frac{dV}{dt} = \bar{u} WH \quad (4.16)$$

Con V igual al volumen de la colada y W representa el ancho de la misma.

$$Q = \frac{dV}{dt} = \frac{H^3 W \rho g \text{sen} \beta}{3K} \left(\frac{3n}{H^3 (n+1)} \left(\frac{\rho g \text{sen} \beta}{K} \right)^{\frac{1-n}{n}} \right) \left(H(H-h_c)^{\frac{n+1}{n}} - \frac{n}{2n+1} (H-h_c)^{\frac{2n+1}{n}} \right) \quad (4.17)$$

⁵ La altura crítica definida por la ecuación (4.15), representa la potencia del flujo mínima necesaria para que el flujo de lava continúe su avance. Si el “*yield strength*” crece de tal modo que la altura del flujo es menor que la altura crítica, entonces la colada se detiene.

4.2.2 Modelos de régimen dinámico de un flujo de lava.

Dependiendo de las condiciones, hay regímenes en que las ecuaciones antes expuestas se pueden simplificar obteniéndose los tres casos particulares expuestos a continuación dependiendo de la fuerza de retardo que actúa sobre el flujo de lava. Para todos ellos se considera la misma fuerza direccional F_D responsable del avance de la colada dada por la expresión:

$$F_D \sim V\rho g \sin\beta \quad (4.18)$$

Por otra parte, al analizar las fuerzas causantes de la detención del flujo, denominada F_R , se considerará tres casos los cuales, corresponden a los tres modelos propuestos.

Caso 1: Modelo de viscosidad newtoniana

En este caso, F_R es proporcional a $\mu\dot{\gamma}$, con μ la viscosidad y $\dot{\gamma}$ la tasa de deformación (Figura 4.4a). Si la tasa de deformación viene dada por:

$$\dot{\gamma} = -\frac{\partial u}{\partial z} \sim -\frac{u}{H} \quad (4.19)$$

$$\rightarrow F_R \sim \mu \dot{\gamma} \sim \mu \frac{u}{H} LW \quad (4.20)$$

Cuando se igualan F_R con F_D la velocidad es constante. Si en ambos miembros de la ecuación simplificamos las partes considerando $u \sim \frac{L}{t}$ y $V \sim LWH$ se obtiene:

$$L = C_1 \left(\frac{V^2 \rho g \sin \beta t}{\mu W^2} \right)^{1/3} \quad (4.21)$$

Dados los constantes cambios tanto en la topografía así como en el ancho del flujo, además de las variaciones de la viscosidad, una mejor representación de su avance está dada por la siguiente expresión que considera la adición de material hacia el frente:

$$L = C_1 \sum_{i=1}^n \left(\frac{V_i^2 \rho g \sin \beta_i t_i}{\mu_i W_i^2} \right)^{1/3} \quad (4.22)$$

Donde V_i es el volumen sumado desde el canal central al frente en cada paso, β_i es la pendiente del terreno en el frente, t_i intervalo de tiempo entre cada paso, W_i corresponde al ancho del frente, μ_i es la viscosidad del frente y C_1 constante.

Caso 2: yield strength en el núcleo

En este caso, si bien la fuerza direccional F_D es la misma, la fuerza responsable de la detención de la colada F_{RY} es distinta. Aquí F_D excede el *yield strength*. F_{RY} es la fuerza responsable de la detención de la colada y actúa en toda esta (Figura 4.4c). La expresión que la define es la siguiente:

$$F_{RY} \sim \tau_y LW \quad (4.23)$$

Y nuevamente igualando F_D y F_{RY} , la expresión como sumatoria es:

$$L = C_2 \sum_{i=1}^n \frac{V_i \rho g \sin \beta_i}{\tau_{y_i} W_i} \quad (4.24)$$

Con C_2 constante.

Caso 3: yield strength en la corteza

En este caso, se asume que la fuerza que produce la detención de la colada está asociada a la denominada “corteza”, comprendida como la parte exterior del flujo de lava que se forma debido al enfriamiento de la misma (Figura 4.4b). En este caso es necesario asumir lo siguiente:

1. La fuerza de resistencia debido a la viscosidad interna es mucho menor, despreciable, en comparación a la fuerza de resistencia debido al *yield strength* de la corteza.
2. La conductividad termal es más significativa tanto en la parte de arriba como en la parte basal del flujo
3. La densidad de la corteza es igual a la densidad de la parte interna de la colada.

El espesor de la corteza se asocia con la difusividad termal k y el tiempo de acuerdo a la siguiente relación:

$$\delta \sim \sqrt{kt} \quad (4.25)$$

Con $k \sim 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Pinkerton y Sparks, 1976; Kerr y Lyman, 2007) y δ espesor de la corteza. La fuerza que retarda el avance del flujo es:

$$F_{RYC} \sim \tau_c \frac{\delta}{H} LW \quad (4.26)$$

Con τ_c *yield strength* de la corteza

Igualando las fuerzas de avance y de retardo y reemplazando δ se obtiene la siguiente relación:

$$L = C_3 \sum_{i=1}^n \left(\frac{V_i^2 \rho g \sin \beta_i}{W_i^2 \tau_{ci} \sqrt{kt}} \right)^{1/2} \quad (4.27)$$

Con C_3 constante.

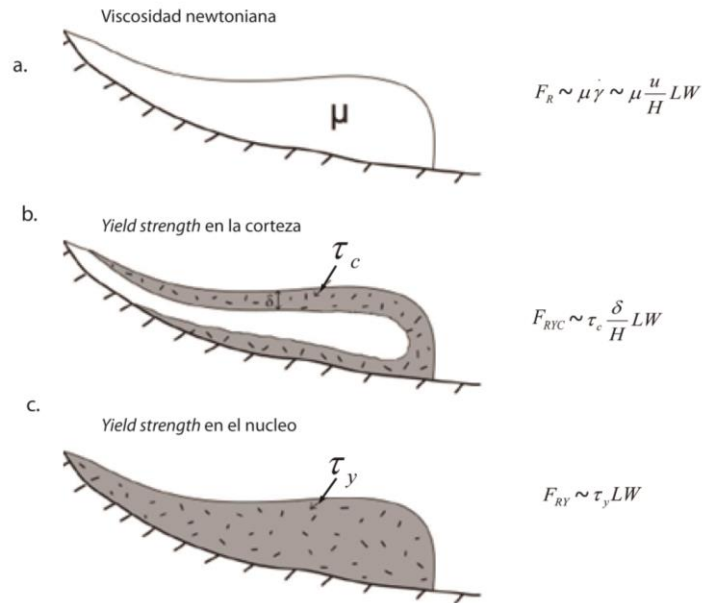


Figura 4.4: Esquemas de los diferentes regímenes dinámicos que puede enfrentar un flujo de lava en función de las fuerzas que controlan su desplazamiento. En cada caso se muestran las fuerzas que actúan sobre el flujo para causar su detención. (Castruccio, 2013).

Capítulo 5

Volcán Villarrica, erupción de 1971

5.1 Antecedentes

La erupción de 1971 del volcán Villarrica se inició el día 29 de octubre de 1971 con una baja tasa efusiva y perduró por 2 meses, culminando el día 29 de diciembre del mismo año con una fase final explosiva. La actividad comenzó con violentas explosiones freatomagmáticas en la zona del cráter para posteriormente, el 29 de noviembre, intensificar su actividad lo cual se vio reflejado en la formación de dos conos de piroclastos dentro del cráter principal, con explosiones rítmicas cada 3 minutos y la emisión de la primera colada de lava que fluyó sobre el hielo en dirección suroeste alcanzando la base del volcán (Figura 5.1).

Entre los días 3 y 20 de diciembre el ritmo de las explosiones se incrementó, aumentando gradualmente la actividad, evidenciando a través de los diversos flujos de lava que alcanzaron la base del volcán y se desplazaron a través del flanco suroeste del mismo. El día 29 de diciembre, se inicia la fase más intensa de este proceso eruptivo. Mientras que por el cráter principal se emitían gases y piroclastos cuya columna alcanzaba los 3000 m sobre el cráter, se generaron importantes lahares que bajaron a través de los flancos noreste, norte, oeste y suroeste alcanzando velocidades de hasta $60 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$. Simultáneamente, el cono superior del cráter central sufrió una fractura de 2 km de longitud, con rumbo $\text{N}30^\circ\text{E}$, desde la cual se observó la extrusión de 2 cortinas de lava basáltica rica en olivino de tipo *a'a'* y cordadas (Moreno y Clavero, 2006).

Estas dos coladas bajaron por los valles de los ríos Chaillupén (suroeste) (Figura 5.1b) y Pedregoso (noreste), alcanzando en cerca de 48 horas, una longitud de 6 km y 16,5 km respectivamente (Moreno y Clavero, 2006). Respecto a la colada de mayores

dimensiones, se estimó un ancho medio de 200 m y un espesor promedio de 5 m (Proyecto de Observación visual Volcán Villarrica, actualizado 24-01-2008).

De acuerdo a estimaciones realizadas, el volumen total emitido de lavas en este evento fue de $30 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (González Ferrán, 1972 en Moreno., 1993) mientras que la tasa máxima de emisión fue aproximadamente de $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Moreno, 1993).



Figura 5.1: Fotografías a distancia durante la erupción del volcán Villarrica en el año 1971. **a.** Fotografía muestra la emisión de material desde un poblado cercano. **b.** Fotografía del depósito final producto del evento eruptivo de 1971. Proyecto Observación Villarrica Internet (POVI). *povi.cl*. Recuperado el día 10 de septiembre de 2013 desde: http://www.povi.cl/1948_1984.html.

5.2 Colada de lava de 1971

5.2.1 Características de campo: morfología y texturas superficiales

El flujo de lava del volcán Villarrica emplazado durante la erupción de 1971, es un flujo simple de acuerdo a Walker (1972), que reposa sobre depósitos volcánicos más antiguos de edad pleistocena en su mayoría y que se desplazó a través del estero Chaillupén en dirección oeste-suroeste, deteniéndose poca antes de llegar al lago Calafquén tras recorrer una distancia de 16,5 km. La topografía presenta una pendiente

que disminuye conforme el flujo toma distancia de la fuente fluctuando entre 5° y 2° (Figura 5.2c). El ancho de la colada presenta muchas variaciones las cuales se encuentran supeditadas a las dimensiones del valle que la alberga. Se reconocen zonas bastante extensas lateralmente que alcanzan en su mayor magnitud los 240 m, lo cual sucede en el frente de la colada. Por otra parte, en las zonas más canalizadas, el ancho del flujo no supera los 40 m a una distancia de 12 km del cráter, lugar en donde el valle se angosta considerablemente (Figura 5.2a). La potencia es variable, pero en general presenta una tendencia a disminuir a medida que el flujo se aleja del centro de emisión. Las mayores potencias se reconocen en la zona más cercana al cráter alcanzando valores de 13 m a una distancia cercana a los 5 km del cráter y los menores de 4 m a los 10 km (Figura 5.2b). Se reconoce una directa relación entre la altura del flujo y el grado de confinamiento del mismo, siendo mayor el espesor del flujo cuando el valle es más angosto.

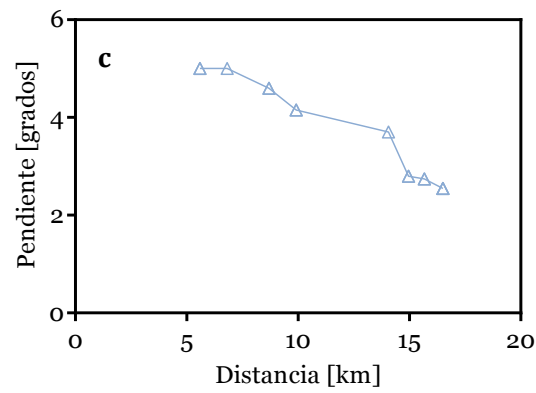
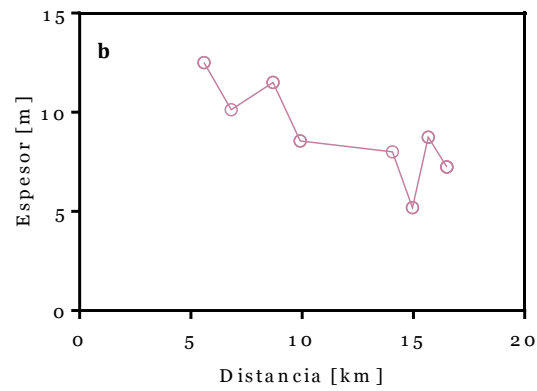
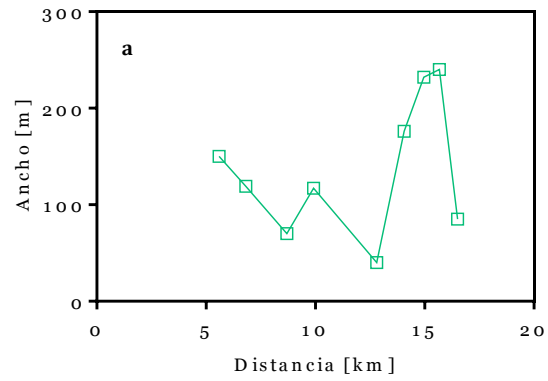


Figura 5.2: Variaciones en las dimensiones de la colada. Variaciones de ancho y espesor (**a** y **b** respectivamente) e inclinación (**c**) a lo largo del flujo de lava de 1971 del volcán Villarrica. Los valores que muestra el gráfico **b** fueron determinados en terreno mientras que los valores que muestran los gráficos **a** y **c** fueron determinados mediante análisis de imágenes aéreas.

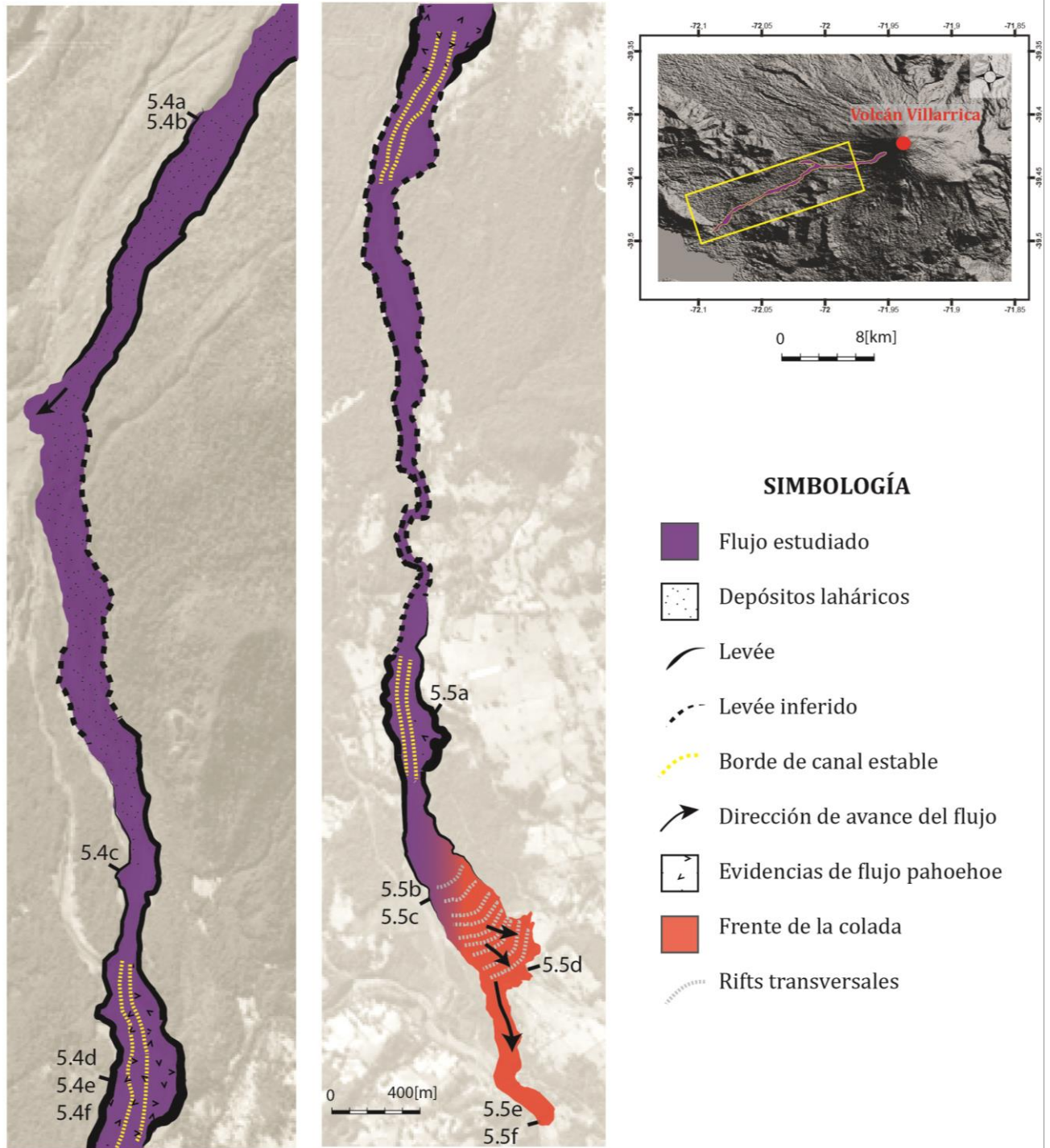


Figura 5.3: Mapeo del flujo de lava del volcán Villarrica mostrando las principales características morfológicas de la colada. Los números indican el lugar donde fueron tomadas las fotografías de las figuras 5.4 y 5.5.

En términos generales, la colada muestra en la mayor parte de su extensión (desde los 5 hasta 15 km de distancia al centro de emisión) una arquitectura típica de canal central con *levées* en los bordes, cuyas dimensiones varían de acuerdo a la morfología del valle (Figura 5.3). Los *levées* presentan un ancho que fluctúa entre 30 y 60 m, mostrando una tendencia a aumentar en su magnitud hacia el frente de la colada junto con una disminución en su potencia con respecto al canal central que va desde 9 m en la parte más proximal hasta cerca de 4 m en la zona más distal, sin embargo, las fluctuaciones en estas dimensiones son una constante. Los *levées* presentan pendientes variables, con caras externas con inclinación $\sim 30 - 40^\circ$, mientras que la cara interna presenta variaciones que van desde $40 - 50^\circ$ hasta casi 90° .

En la zona más proximal del flujo lávico (~ 6 km al centro de emisión), los *levées* se encuentran bien desarrollados presentando una pared externa con una inclinación de $\sim 40^\circ$ y una pared interna plana (Figura 5.4b). Se compone de fragmentos que van desde algunos centímetros hasta 1 m, la mayoría son subredondeados de bordes suaves, abundando los bloques de aspecto botroidal (Figura 5.4a). Internamente el *levée* presenta un aspecto masivo y soldado en su centro, con evidencia de cizalle, pero con apariencia de una masa rugosa hacia su techo (Figura 5.4b). A esta altura el canal central se encuentra cubierto por depósitos laháricos asociados al mismo episodio eruptivo, condición que se mantiene a lo largo del flujo hasta ~ 10 km de la fuente identificándose una diferencia de altura mínima entre el *levée* y el canal central de 9,5 m.

Hacia una zona más central (~ 9 km de la fuente), el flujo alcanza menos de 100 m de ancho y una potencia de aproximadamente 10 m. La cara interna del *levée* no se conserva completamente, y solo se puede ver la porción superior que se encuentra en contacto con la superficie. Esta presenta una zonación poco nítida, con una base y techo de aspecto brechoso y un centro macizo, observándose la parte basal con un aspecto rojizo probablemente efecto de la oxidación (Figura 5.4b). La base del *levée* se compone de escombros que han caído desde las zonas altas del mismo. Se caracteriza por componerse de fragmentos angulosos con apariencia externo brechoso pero con un centro macizo y subredondeados de aspecto rugoso, todos de tamaño entre 50 y 1,5 m.

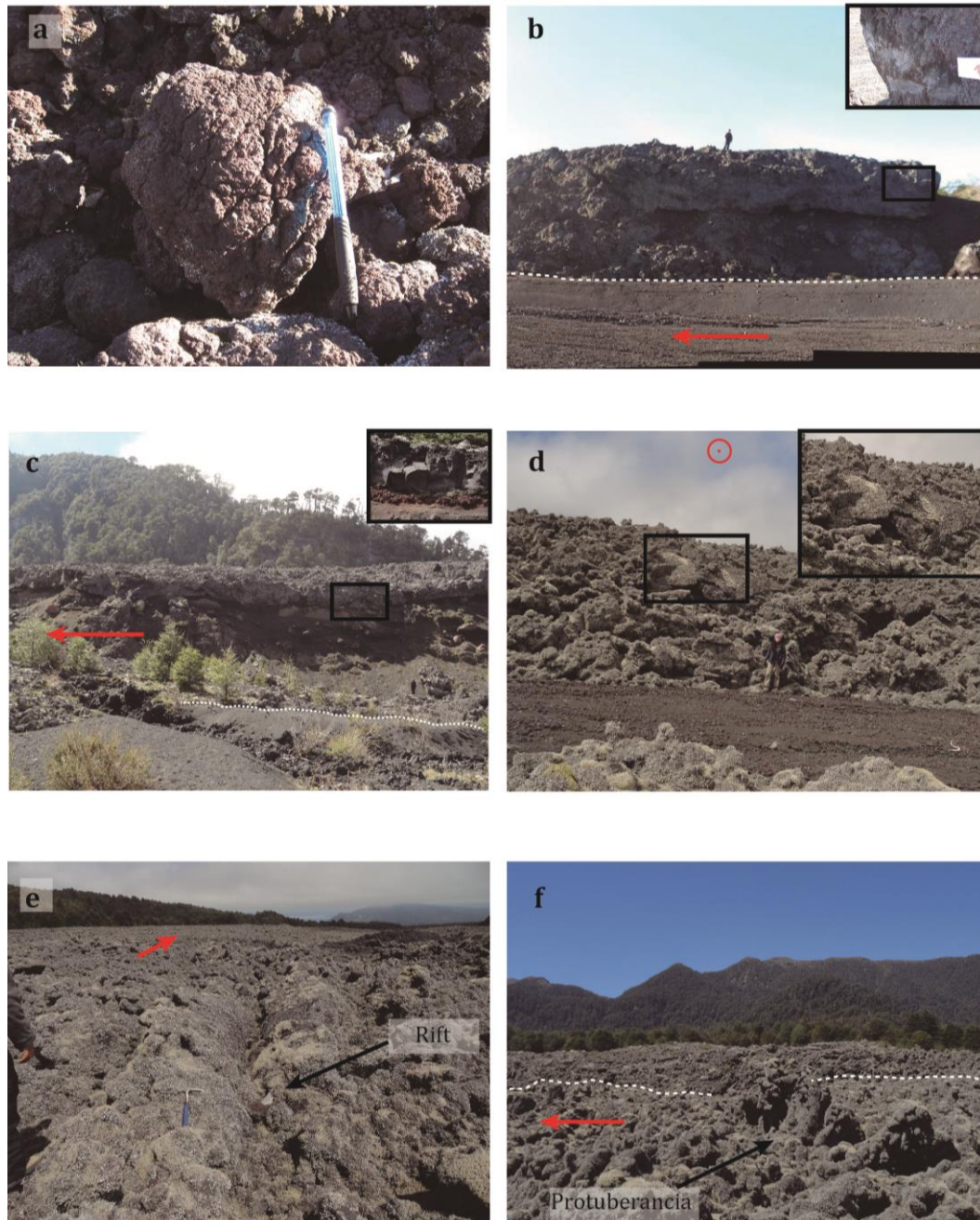


Figura 5.4: Fotografías tomadas en terreno de la zona proximal y media de la colada asociada a la erupción de 1971 del volcán Villarrica. **a.** Clasto de textura botroidal y subredondeado. **b.** Zona donde se inicia el *levée* estudiado y en la base depósitos laháticos asociados a la misma erupción. El cuadro negro muestra un acercamiento de la pared interna del *levée*. **c.** Pared interna del *levée* a una distancia de 9 km de la fuente. Se presenta además una fotografía a corta distancia del depósito observándose una zonación brechoso-macizo-brechoso. **c, d y f.** Canal central cercano a 10 km de la fuente mostrando características de flujo tipo *pahoehoe*: superficie cordada (**c**), *rift* longitudinal a la dirección del flujo (**d**) y protuberancias de lava respectivamente (**f**). En todas las fotografías la línea o círculo rojo indica la dirección del flujo de lava. Notar como en la figura **f** se observa el *levée* casi indiferenciable del canal central (divididos por línea punteada blanca).

Poco antes de alcanzar 10 km del centro de emisión el canal se ensancha bruscamente disminuyendo su potencia a cerca de 6 m con respecto al canal central. Paralelamente es posible observar un aspecto distinto tanto en el canal central como del *levée*, los cuales se componen de una masa poco fragmentada de aspecto aglutinado que en algunos sectores presenta superficies continuas, similares a las observadas en lavas cordadas (Figura 5.4d). Los *levées* además de ser menos potentes son más anchos (~50 m), no diferenciándose claramente del canal central. Se observan en este sector algunas estructuras característica como *rifts* longitudinales y diagonales a la dirección del flujo (Figura 5.4e), además de protuberancias de lava, también con aspecto de una masa aglutinada que se alza algunos metros por sobre el material que lo rodea (Figuras 5.4f). Desde esta distancia hasta el frente de lava, se puede observar que la presencia de musgo en la superficie de las rocas es cada vez más común.

A 4 km del frente, la colada de lava alcanza su ancho mínimo el cual bordea los 40 m debido al encajonamiento del valle. Posterior a ese encajonamiento, a unos 3 km de su término, el flujo se enancha nuevamente y como consecuencia se observa un flujo que no supera los 6 m de potencia. Su aspecto aquí es algo caótico, perdiéndose la estructura clara de canal central y *levées* laterales. Se pueden identificar en el centro de la colada pequeños *levées* internos evidenciando un posible estancamiento de material en la parte estrecha del canal y posterior liberación de lava más caliente y fluida. En toda esta zona se observa un aspecto de bloques aglutinados, similar al antes descrito, pero combinado también con fragmentos de aspecto brechoso y otros con bordes redondeados y aspecto suave que van desde algunos centímetros hasta 1 - 2 m de diámetro. Son diversas las estructuras que se pueden observar dentro del flujo, entre ellas nuevamente se aprecian las protuberancias ya mencionadas, pero además aparecen cortezas levantadas, en algunos casos imbricadas, mostrando en ocasiones una orientación preferencial de las vesículas (Figura 5.5a).

En la zona distal, a 15 km del inicio de su recorrido, la colada es ancha y delgada, posee 240 m de ancho y altura del *levée* con respecto al canal central de 3,7 m. Estos pequeños *levées* con una pared interna cuya inclinación es de $\sim 45^\circ$ y pared externa $\sim 25^\circ$, están conformados por fragmentos pequeños que no superan 0,5 m (Figura 5.5b y 5.5c). El canal central a diferencia del *levée*, contiene bloques de aspecto brechoso y bordes

semiredondeados de mayores dimensiones, cuyo tamaño promedio es aproximadamente 1 m. Un kilómetro más cerca del frente, el flujo presenta una pseudo-frente, una zona en donde la estructura de canal central y *levées* lateral ha desaparecido completamente, y se muestra con claridad la zonación típica brechosa-maciza-brechosa de lavas de tipo *a'a'* (Figura 5.5e). Un brazo en el costado izquierdo (mirando hacia el frente) constituye la última porción de este flujo. Los bloques que predominan en este sector son de aspecto brechoso externamente y macizos internamente, algunos con evidencia de cizalle, la mayoría con bordes redondeados y cuyos diámetros varían en un amplio rango que va desde algunos centímetros hasta bloques de 2 m (Figura 5.5e). En el frente mismo de la colada de lava a pesar de que es posible identificar la zonación típica de lavas *a'a'*, la morfología se observa caótica quizás debido al enfriamiento que a esta altura tiene la colada. De todos modos se identifica una zona límite macizo - brechoso inferior que presenta evidencia de cizalle, además de sectores aislados de aglutinamientos de lava (Figura 5.5f).

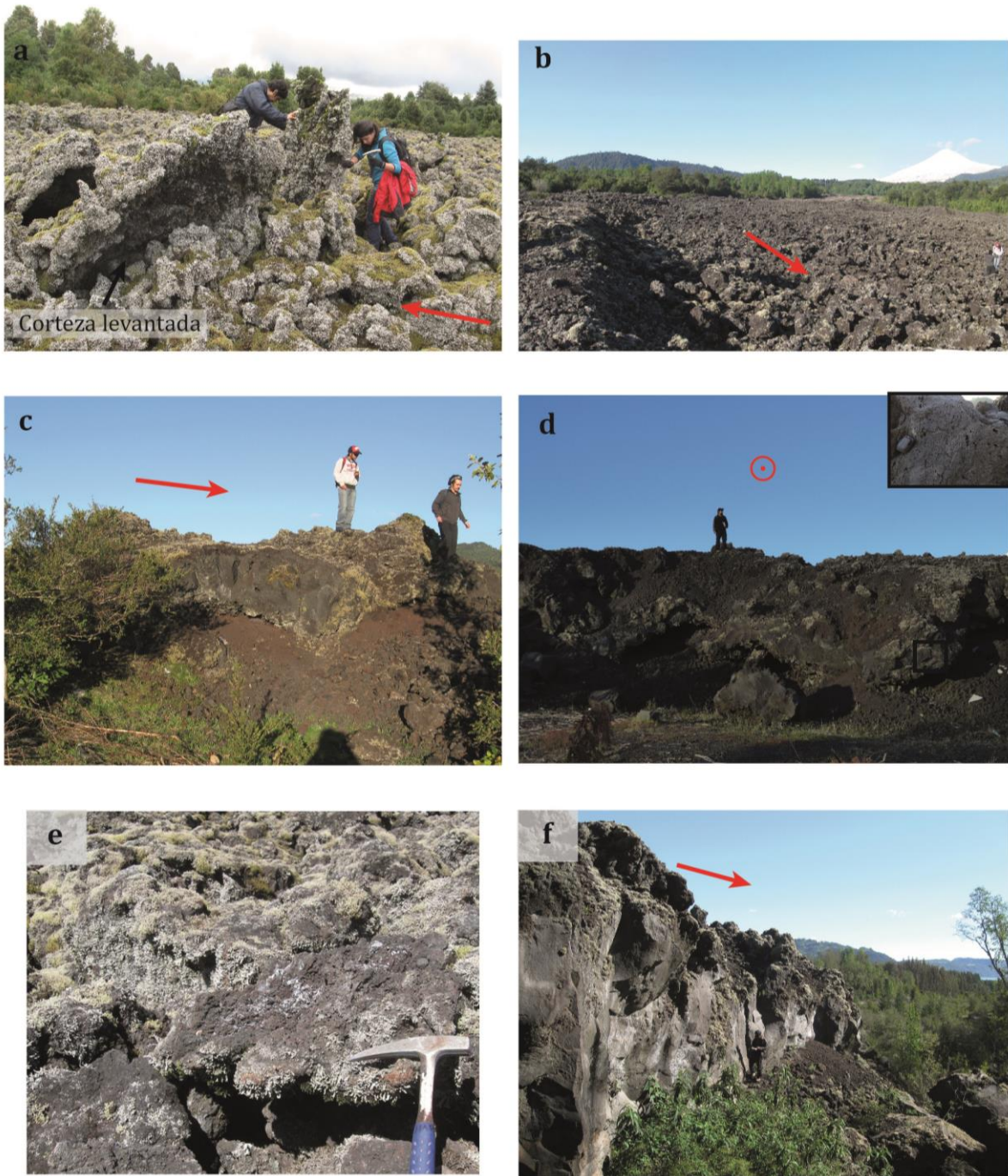


Figura 5.5: Fotografías tomadas en terreno en la zona distal de la colada. **a.** Corteza levantada en imbricada característica de flujos *pahoehoe*. **b.** *Levé*e de moderadas dimensiones a 15 km de la fuente en un sector donde el flujo se ensancha considerablemente. **c.** Misma posición que en **b** pero se muestra pared externa del flujo. Se puede reconocer un centro macizo y una zona superficial rugosa. **d.** “Frente abortado” pues una porción del flujo siguió 1 km más. Se observa la zonación típica de flujos *a’a*’ con secciones brechosas rodeando un centro macizo, sin embargo el ordenamiento se observa algo caótico. **e.** Clastos brechosos abundantes en el frente. **f.** Frente de la colada, mostrando la zonación típica de flujos *a’a*’ incluso se observa como una porción de la parte maciza penetra la parte brechosa. Las flechas y círculos rojos indican la dirección de avance del flujo.

5.2.2 Características petrográficas

Para el análisis petrográfico se recolectaron 15 muestras del *levée* más externo en 8 lugares, procurando que sean equidistantes dependiendo de los accesos a los afloramientos (Figura 5.6). En general, estas corresponden a rocas de composición basáltica hipocristalinas, de textura porfírica, en donde a simple vista es posible observar plagioclasas anhedrales a subhedrales y olivinos subhedrales, con estructura homogénea y fábrica isótropa. Se reconocen texturas brechosas y macizas en las lavas, no existiendo variaciones petrográficas entre ellas, solo en el aparente porcentaje de vesicularidad que es superior en las lavas brechosas.

De acuerdo a un análisis microscópico, arbitrariamente se realizó una división en virtud del tamaño de los cristales reconociéndose las siguientes 3 familias: fenocristales (mayores a 1mm), microfenocristales (mayores a 0,1 mm y menores a 1 mm) y microlitos (menores a 0,1mm). Los fenocristales y microfenocristales corresponden a cristales de plagioclasa y olivino mientras que la matriz se compone de un porcentaje de vidrio muy bajo (menor al 10%) y microlitos principalmente de plagioclasas, pero también se reconoce la presencia de clinopiroxenos y óxidos de Fe-Ti (Figura 5.7).

La vesicularidad varía entre 5 y 20%, sin existir una relación de su abundancia con la distancia al centro de emisión. Algunas vesículas alcanzan tamaños de hasta 1 cm, poseen formas irregulares y solo en ciertos casos es posible reconocer un alargamiento y orientación en la dirección del flujo. Es común observar cúmulos de microfenocristales y fenocristales de plagioclasa, y textura intergranular en la masa fundamental mientras que en solo algunas muestras y en ciertos sectores se reconoce textura hialopilitica. Constantemente se reconoce en las poblaciones de mayores tamaños cristales de olivino con evidencia de reabsorción mientras que esto se observa solo en algunas plagioclasas de las mismas familias. La zonación y las texturas intrafasciculada y “*sieve*” se observa solo en algunos cristales de plagioclasa, al igual que la textura coronítica en olivino.

Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, elongados y alcanzan un tamaño máximo de 4,6 mm, con una relación largo/ancho (razón de aspecto) entre 2 y 4 mientras que los fenocristales de olivino son elongados la mayoría,

poseen un largo máximo de 2 mm y razón de aspecto entre 1 y 2, rondando la mayoría un valor de 2.

Por su parte, los microfenocristales de olivino son equidimensionales, con una relación largo/ancho igual a 1, presentándose euhedrales y subhedrales en su mayoría, y por su parte los microfenocristales de plagioclasa, euhedrales a subhedrales, tienen una razón largo/ancho igual a 3.

Finalmente, los microlitos de plagioclasa que conforman la masa fundamental, poseen una apariencia acicular, con un amplio rango de valores para la razón largo/ancho, la cual va desde 4 llegando hasta 11 en los casos más extremos. Por su lado, tanto opacos como clinopiroxenos son más equidimensionales, en su mayoría subhedrales con una relación largo/ancho la mayoría igual a 1, observándose algunos casos, en los microlitos más grandes, un valor de hasta 2.

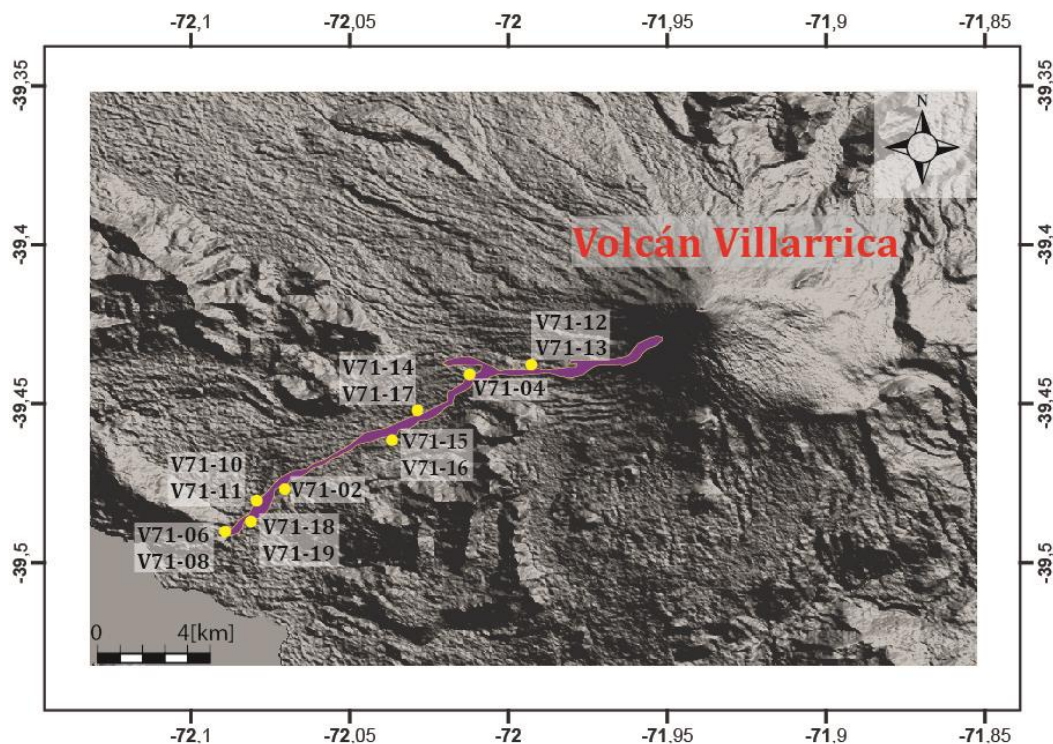


Figura 5.6: Puntos de muestreo en colada de Villarrica de 1971. Con puntos amarillos se muestra el lugar donde fueron obtenidas las muestras de la colada de 1971 el volcán Villarrica analizadas en este trabajo.

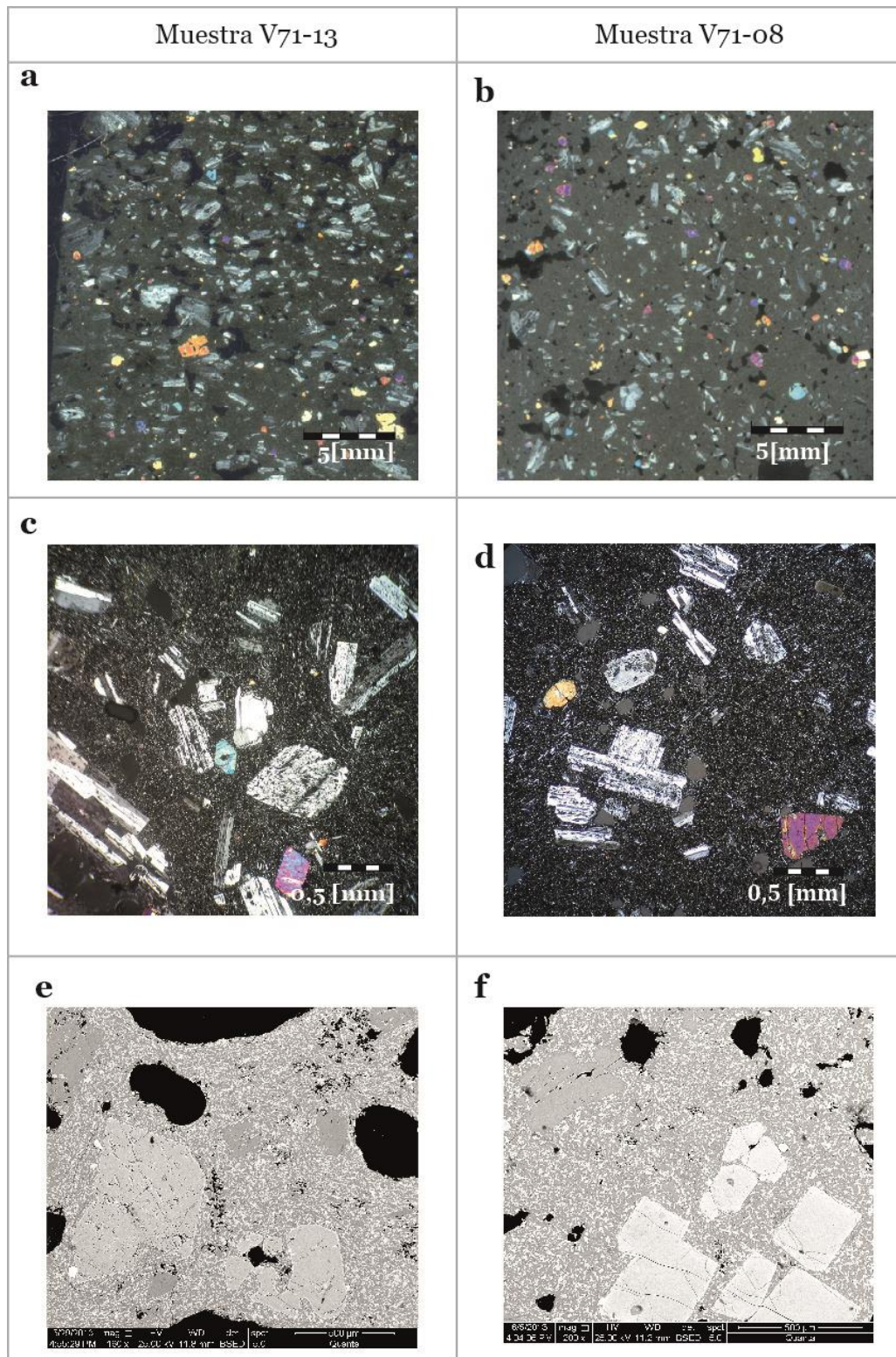


Figura 5.7: Fotomicrografías de las muestras V71-13 (a,c y e) y V71-08 (b,d y f) del flujo de lava asociado a la erupción de 1971 del volcán Villarrica . a y b son imágenes de scanner de cortes transparentes, c y d son microfotografías al microscopio óptico y finalmente e y f, corresponden a imágenes tomadas en Microscopio Electrónico de Barrido (MEB).

De acuerdo al conteo modal realizado en las muestras, la población predominante corresponde a la de microlitos que componen junto al vidrio la masa fundamental, alcanzando valores cercanos al 70 - 80% en la muestra incluso en sectores donde el muestreo fue realizado a una distancia de aproximadamente 5 km del centro de emisión. Le sigue la familia de los microfenocristales, la cual alcanza valores de hasta un 22% y mínimos de un 15% y finalmente, la población menos predominante corresponde a la de los cristales que superan el milímetro y su abundancia fluctúa entre 10 y 4% (Figura 5.8b).

El contenido de cristales a lo largo de la colada es relativamente estable, fluctuando entre un 20 y 30% no existiendo una tendencia evidente en virtud de la distancia del punto de muestreo al centro de emisión. A pesar de ello, es posible reconocer en la zona que abarca desde los 5 a 10 km de distancia al cráter una tendencia a disminuir la cristalinidad de flujo, siendo esta más evidente en la población de fenocristales. Por otro lado, hacia el frente de la colada, se puede advertir una mayor variación en el contenido de cristales de las muestras no existiendo una tendencia clara como sí se observa en los primeros kilómetros de medición (Figura 5.8a). Finalmente, se observa que muestras recolectadas en un mismo punto a lo largo del flujo de lava y que se diferencian por su textura superficial (en la zona se reconocieron clastos de textura brechosa y maciza como se expuso anteriormente) presentan una diferencia mayor en cuanto a su contenido cristalino mientras más lejos del centro de emisión sean recolectadas sin mostrar una tendencia clara respecto a si muestras correspondientes a una textura particular son más cristalinas (Figura 5.8c).

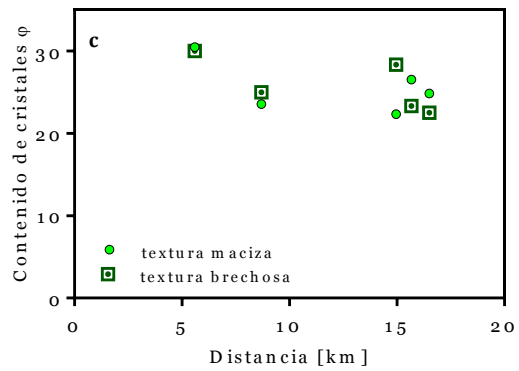
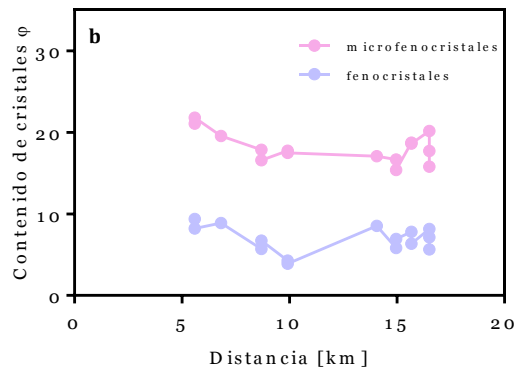
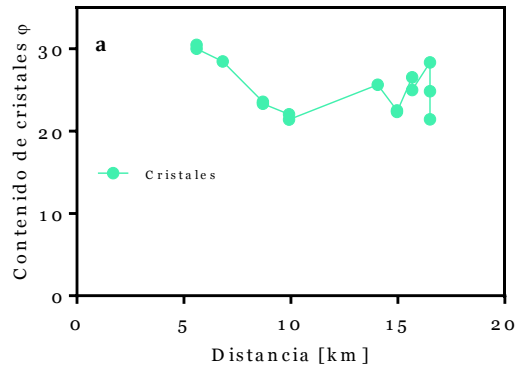


Figura 5.8: Variaciones de cristalinidad. **a.** Contenido de cristales para distintas muestras recolectadas a lo largo de la colada estudiada. Estos valores corresponden a la suma de fenocristales y microfenocristales cuyos contenidos en la muestra está plasmado en el gráfico **b**. **c.** Comparación de muestras de acuerdo a su textura superficial.

Capítulo 6

Cono Navidad, erupción de 1988-1990

6.1 Antecedentes

La erupción del cono Navidad corresponde al último ciclo eruptivo del Volcán Lonquimay y se inició el 25 de diciembre de 1988, perdurando por cerca de 13 meses y dejando como resultado la formación de un cono de piroclastos de 190 m de alto y una colada que descendió por el valle del río Lolco.

De acuerdo a descripciones realizadas por Moreno y Gardeweg (1989), la erupción se inició en un pequeño crater ubicado a 3,5 km al noreste de la cima del volcán Lonquimay, en una fisura de dirección N60°E activada en 1887-1889, evolucionando posteriormente en una fisura de unos 400 m de largo y 5 m de ancho que se abrió en dirección al cono principal, en la cual se formaron 4 pequeños crateres de los cuales, el cráter más occidental fue el que concentró esencialmente la actividad eruptiva explosiva y donde se edificó el cono de piroclastos Navidad.

Esta erupción ha sido catalogada como de tipo estromboliana por Moreno y Gardeweg (1989), con un inicio bastante explosivo (VEI 2-3) y con columnas eruptivas de hasta 9000 m que a medida que se desarrolló la erupción disminuyó sus dimensiones, registrando una altura de 1000 a 2000 m en Abril de 1989 (Figura 6.1a).

Respecto a la colada de lava, se estima un volumen emitido de 0,23 km³ (Naranjo et al., 1992) a 0,25 km³ (Moreno et al., 2012) siendo su composición andesítica intermedia (56,5 - 58% de SiO₂ en peso) y alcanzando 10,2 km de largo. Inicialmente la colada presentaba características de tipo *a'a'* y bloque, engrosándose paulatinamente hasta alcanzar espesores de 50 m en el frente (Naranjo et al., 1992) (Figura 6.1a).

Respecto a la tasa eruptiva, Moreno y Gardeweg, (1989) describen que la tasa efusiva durante la primera semana alcanzó los $5 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{día}^{-1}$ para posteriormente, declinar a $10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{día}^{-1}$ durante febrero y marzo de 1989.

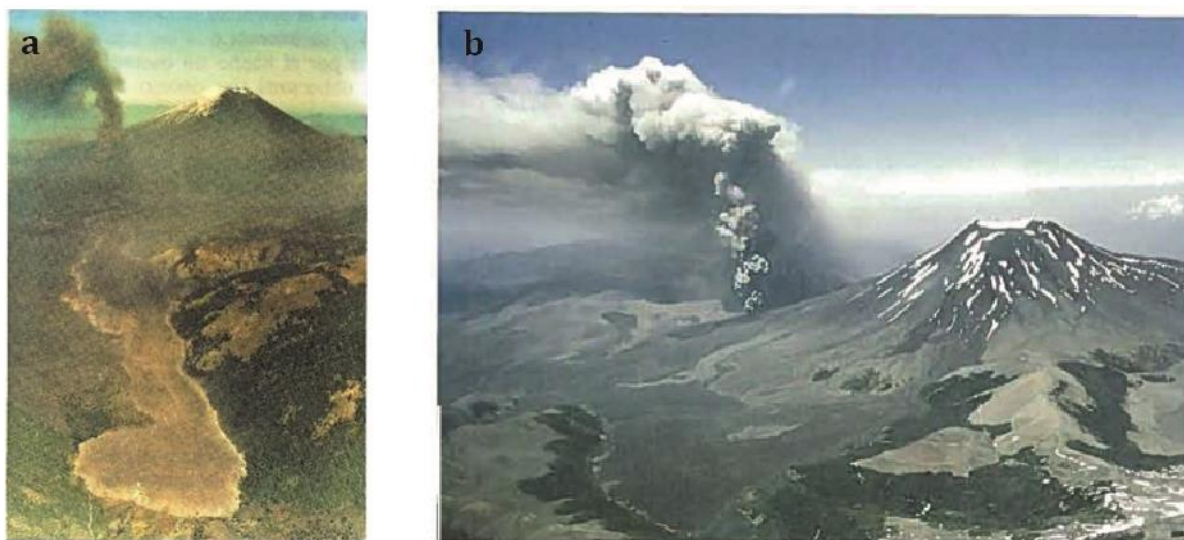


Figura 6.1: Fotografías a distancia durante la erupción de 1988-1990 del cono Navidad. a. Fotografía del avance de la colada de lava originada durante la erupción del cono Navidad a través del valle del río Lolco. La fecha de la fotografía es del 5 de abril de 1989. **b.** Imagen de la columna eruptiva generada durante la misma erupción. (Riffo et al, 1989).

6.2 Colada de lava de 1988-1990

6.2.1 Características de campo: Morfología y texturas superficiales

El flujo de lava asociado a la erupción del cono Navidad se extiende por 10,2 km y dirección NNE a lo largo de un valle glaciar labrado en la formación Curamallín, el cual se encuentra relleno de varios flujos de lava bien conservados provenientes ya sea del edificio principal o de conos adyacentes, de los cuales la mayoría forman parte del CFO. La extensión lateral de la colada está delimitada específicamente, por la disposición de los flujos de las unidades Hfoce, Hfo (>1700) y Hfo (1889). Si bien a esta colada se asocia

un brazo lateral que se dirigió hacia Laguna Verde, este es de menores proporciones y no fue analizada en este estudio.

A grandes rasgos, la colada muestra una extensión lateral que fluctúa entre 500 y 900 m durante los primeros 7 km, alcanzando a los 7,5 km su mayor confinamiento con alrededor de 400 m de ancho, punto que coincide con el frente de la colada Hfo(>1700) (Figura 6.2a). La topografía es relativamente constante durante los primeros 7 km fluctuando entre 2 y 5°. A esta distancia existe un brusco cambio de pendiente tras el cual la inclinación del flujo es prácticamente nula (Figura 6.2c). Respecto a la potencia aumenta conforme el flujo se extiende, midiéndose valores que fluctúan entre 10 m a 2,5 km del cráter y ~48 m en el frente de lava (Figura 6.2b).

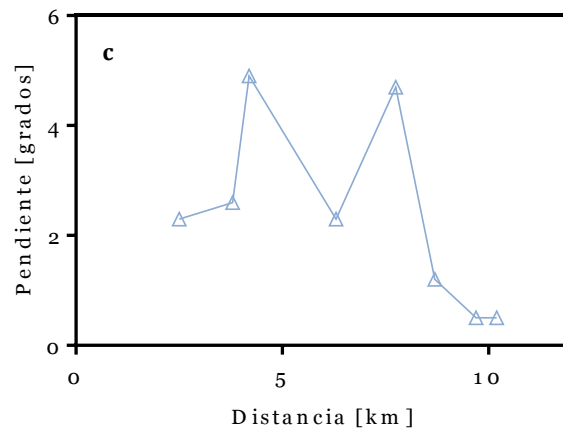
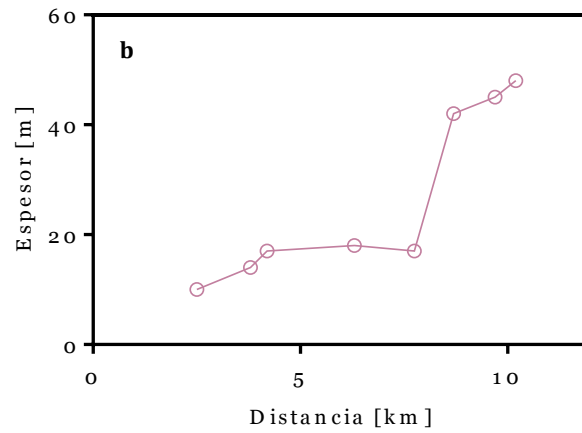
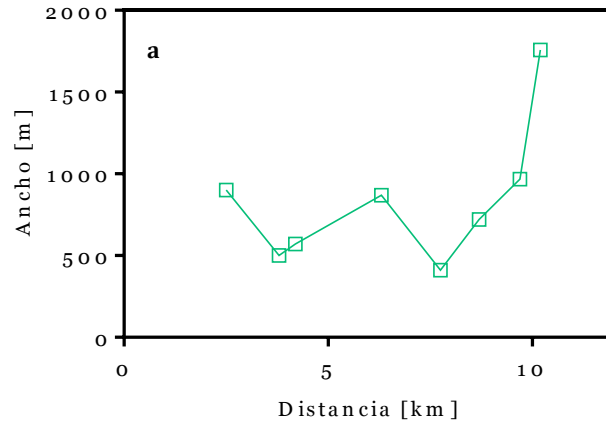


Figura 6.2: Variaciones en las dimensiones de la colada. Variaciones de ancho y espesor (a y b respectivamente) e inclinación (c) a lo largo del flujo de lava de 1988-1990 del cono Navidad. Los valores que muestra el gráfico b fueron determinados en terreno mientras que los valores que muestran los gráficos a y c fueron determinados mediante análisis de imágenes aéreas.

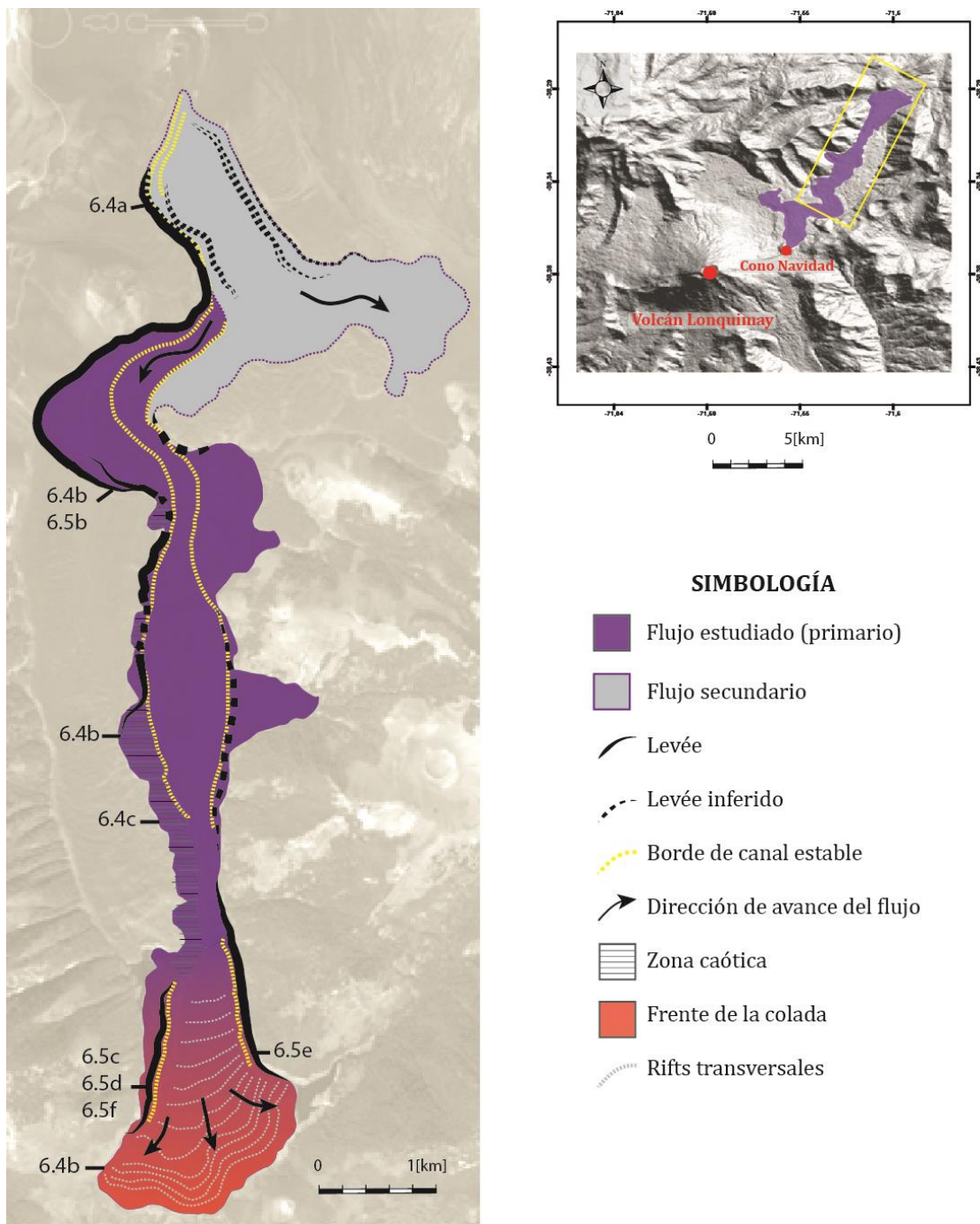


Figura 6.3: Mapeo del flujo de lava del cono Navidad mostrando las principales características morfológicas de la colada. Los números indican el lugar donde fueron tomadas las fotografías de las figuras 6.4 y 6.5.

En términos generales, este flujo que presenta una tonalidad superficial rojiza dado las lluvias que acontecieron durante su emplazamiento y posterior oxidación del material. La lava se inicia en una zona que presenta bastantes curvas debido a la distribución de los flujos que lo subyacen, y en consecuencia, se observa un claro canal central pero con límites laterales de apariencia algo caótica sin poder reconocerse con claridad las dimensiones de los *levées*, identificándose hasta 4 por lado (Naranjo et al., 1992). Desde los 4 a ~ 9 km de distancia a la fuente, el flujo avanza en línea recta reconociéndose *levées* (uno a cada lado) y un canal central, siendo la diferencia de potencia entre ambos de alrededor de 5 m en zonas proximales y de solo de un par de metros en el frente (Figura 6.3). El ancho de los *levées* fluctúa en un rango de 40 y 80 m, aunque en ciertos sectores estos cambian drásticamente su dimensión, ocurriendo esto probablemente por el desborde de material que va por el centro, y no necesariamente porque el *levée* se haya enanchado.

En una zona media-proximal, a 3,5 km del cráter, luego de la última curva que enfrenta el flujo de lava, se puede observar con claridad un canal central así como la disminución paulatina de un *levée* hasta desaparecer, y de forma paralela la edificación de uno nuevo a partir del material que se desplazaba por su interior. Ambos *levées* mencionados poseen paredes externas de pendiente ~50 - 60°, conformado de material consolidado de apariencia rugosa y algunas zonas maciza, siempre irregular, con protuberancias en su superficie de hasta 3 m, cubierto de fragmentos cuyo tamaño va en un rango de 10 y 2 m. Respecto a sus texturas, se observan bloques de textura exterior brechosa e interior maciza de bordes irregulares y otros de textura maciza de bordes angulosos. Los primeros presentan un color rojizo producto de la oxidación del material, mientras que los segundos son plomizos sin presentar evidencia de oxidación (Figura 6.5b). Tanto a esta distancia como a lo largo de toda la colada es posible identificar bloques con evidencia de cizalle en su superficie, así como en porciones consolidadas en las paredes internas del *levée* (Figura 6.5a).

A 6 km del centro de emisión, el *levée* alcanza una potencia de aproximadamente 20 m, y posee una pendiente exterior que supera los 60°. Dada su mayor inclinación, los bloques predominan en la parte basal y el techo del *levée*, evidenciando grandes

protuberancias de formas irregulares de material consolidado de hasta 4 m de diámetro máximo (Figura 6.4b).

Tanto en los bloques como el cuerpo del *levée* presentan texturas como las descritas en el párrafo anterior, así como también las dimensiones de los bloques se encuentran en el mismo rango. 1 km más cerca del frente, ocurre un fuerte cambio de pendiente en la topografía provocando una disminución en el ordenamiento reconocido con anterioridad, producto del probable desborde del material que fluía internamente (Figura 6.4c).

A 2 km del frente la inclinación del terreno disminuye hasta ser casi horizontal, aumentando drásticamente sus dimensiones especialmente del canal central. De manera simultánea, se desarrollan *rifts* transversales a la dirección del flujo, los cuales van incrementándose conforme disminuye la distancia al frente (Figura 6.5d). Los *levées* reaparecen con dimensiones moderadas y una potencia casi indistinguible con respecto al canal central alcanzando cerca de 42 m de altura. Allí los fragmentos son de variadas dimensiones y adicional a las texturas ya observadas, se pueden apreciar fragmentos de textura hojosa, de apariencia laminar y color plomizo-claro, que en ocasiones presentan vesículas orientadas y signos de cizallamiento (Figura 6.5c). Los bloques brechosos y subredondeados poseen tamaños que fluctúan entre algunos centímetros y 3 m mientras que los bloques predominantes, los bloques macizos de bordes angulosos y equidimensionales y los bloques de apariencia hojosa e irregulares, poseen dimensiones que se encuentran en un rango de centímetros hasta 1 y 3 m respectivamente. En límite derecho del canal (mirando hacia el volcán), se puede observar la pared interna del *levée*, de apariencia maciza mientras que externamente se compone de bloques en su mayoría brechosos y subredondeados de hasta 2 m (Figura 6.5e).

El frente del flujo alcanza cerca de 48 m de potencia en su centro, aumentando drásticamente sus dimensiones desde el cambio de pendiente. Los *levées* están completamente ausentes, abundan los *rifts* transversales y predominan los bloques hojosos y macizos, siendo los bloques brechosos con centro macizo escasos. Los tamaños son variables, pero en general son preponderantes los bloques que superan el medio

metro de diámetro. Destacan hacia el frente de lava y cercanas a su techo unas protuberancias con aspecto de “espinas” que sobresalen casi diagonalmente a la superficie del flujo y alcanzan hasta 4 m de largo (Figura 6.4d y figura 6.5f). Podrían considerarse análogas a las protuberancias observadas en zonas medias del flujo, pero con menores dimensiones y aspecto, *grosso modo*, acicular.

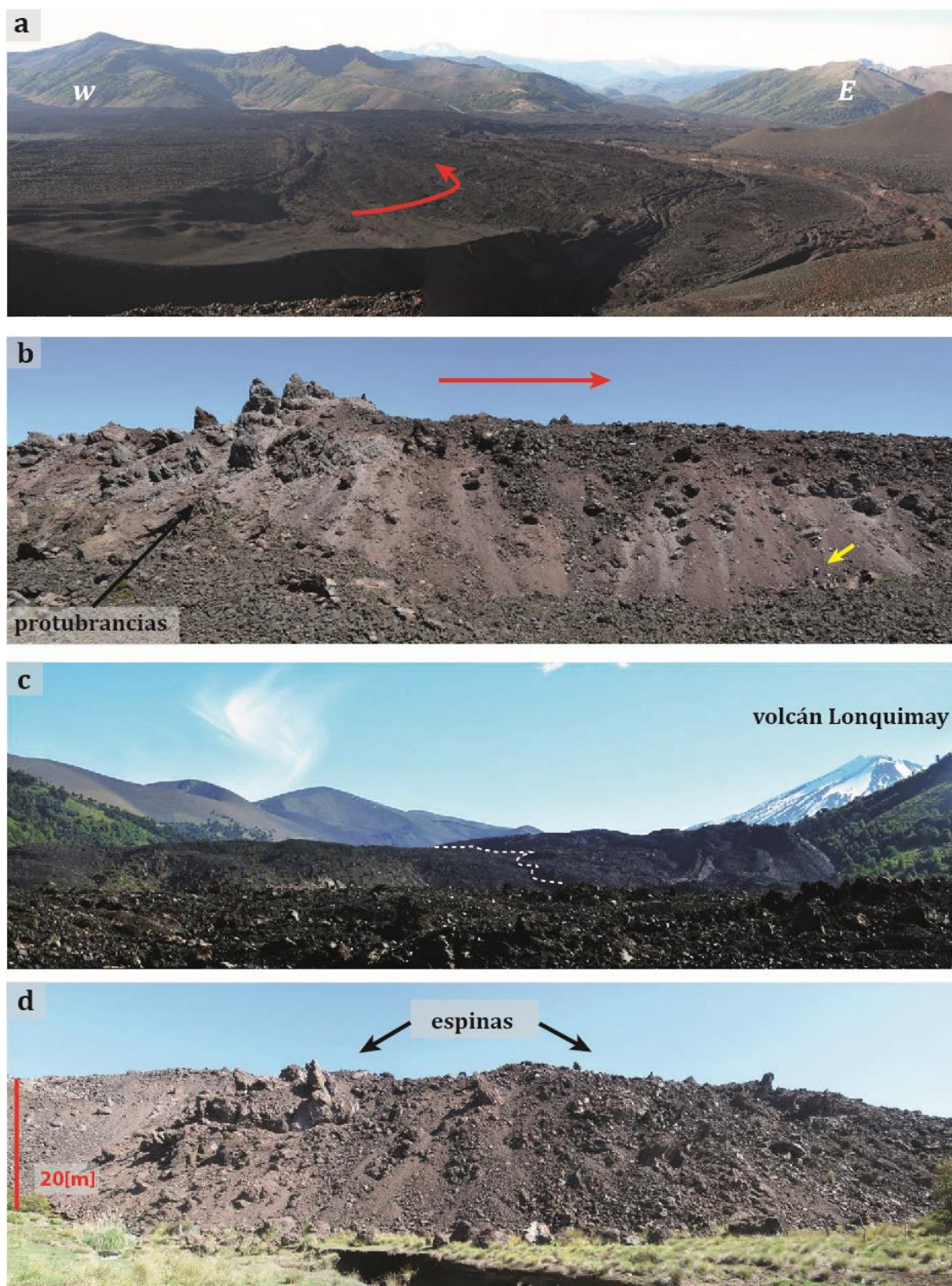


Figura 6.4: Fotografías en distintos puntos a lo largo del flujo de lava. **a.** Vista hacia el norte del flujo de lava asociado al cono Navidad. Se pueden observar varios *levées* en cada costado de la colada. **b.** Pared externa del *levée*, se observan protuberancias de lava de gran envergadura hacia su techo. (Flecha amarilla indica escala humana). **c.** Se observa una zona caótica en donde la colada alcanza su mayor confinamiento sin observarse la estructura típica de *levées* y canal central. **d.** Espinas en el frente de lava. Línea de color rojo indica dirección del flujo.

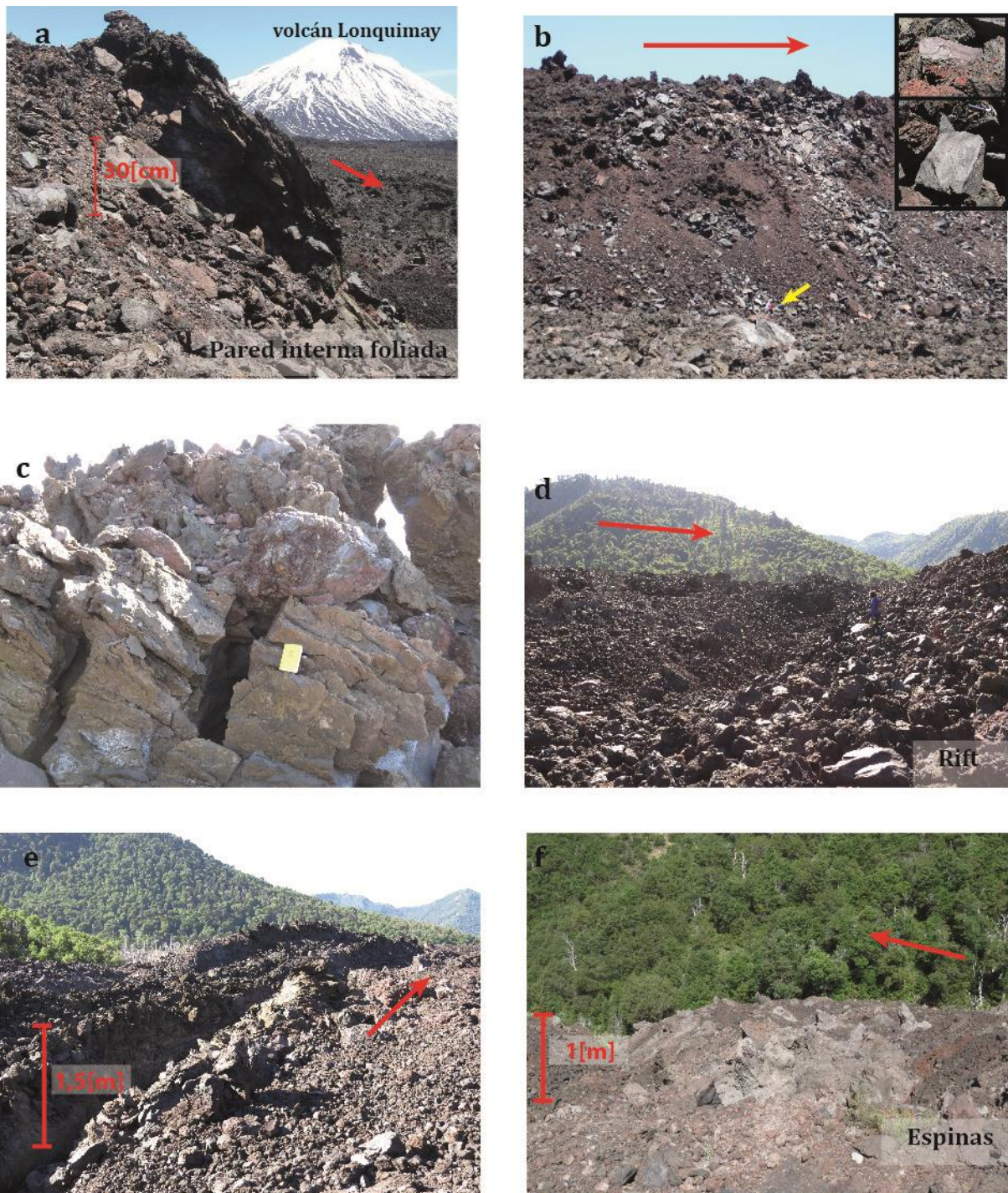


Figura 6.5: Fotografías de morfologías. **a.** Evidencia de foliación en la pared interna del *levée*. **b.** Pared externa del *levée* (flecha amarilla indica escala humana). Se observa a distancia la variedad de texturas en los fragmentos que componen y en el costado derecho se muestra un acercamiento de los mismos (bloque brechoso arriba y macizo abajo). **c.** Textura “hojoza” con apariencia laminar y típico color plumizo claro. **d.** *Rift transversal* a la dirección del flujo. **e.** Pared interna y parte superior del *levée* derecho (mirando hacia el volcán) visto desde el canal central. **f.** Se observa la superficie del *levée* estudiado con espinas sobresaliendo desde su superficie. Aparentemente estas presentan cierto grado de imbricación. Las flechas y círculos rojos indican la dirección de avance del flujo.

6.2.2 Características petrográficas

Para el estudio de este flujo de lava, se muestrearon 10 puntos a lo largo de la colada, de los cuales 16 muestras se recolectaron en las campañas de terreno realizados para elaborar el presente trabajo (Figura 6.6).

Las muestras son de composición andesítica intermedia, de color plumizo oscuro y textura afanítica, pudiendo reconocerse a simple vista *solo* algunos cristales (menor al 1 %) pequeños de plagioclasa que no superan los 5 mm y los cuales presentan en su mayoría caras propias. Todas las muestras son hipocristalinas, con estructura homogénea y fabrica isótropa presentando vesicularidad que se mantiene entre un rango de 0 a 11% sin existir una relación evidente con respecto a la distancia al cráter. Respecto a su forma y tamaño, alcanzan hasta los 6 mm siendo estas las que en ocasiones se presentan alargadas en la dirección del flujo.

Al realizar un estudio microscópico de las muestras, arbitrariamente se definieron poblaciones de acuerdo al tamaño de cristales agrupándose en microlitos y fenocristales. Los microlitos son aquellos cristales con tamaño menor a 0,1 mm mientras que los fenocristales son aquellos cristales mayores a 0,1 mm. Las fases minerales asociadas a la población de fenocristales son: plagioclasa, olivino y clinopiroxeno mientras que los microlitos corresponden a plagioclasas, óxidos de Fe-Ti y clinopiroxenos. Como ocurre en el flujo de lava de 1971 del volcán Villarrica, la masa fundamental es altamente cristalina alcanzando la población de microlitos y vidrio una presencia de 65 a 85% del total de la roca correspondiendo prácticamente la totalidad de este porcentaje a microlitos (Figura 6.7).

La masa fundamental muestra principalmente textura intergranular y es común también observar orientación especialmente de los microlitos de plagioclasa. Se observa textura interseccional y hialopilitica la cual es fácil de reconocer al observar microlitos de plagioclasa rodeando fenocristales de olivino o clinopiroxeno. En algunos fenocristales de plagioclasa se observa textura “*sieve*”, mientras que en la mayoría de los fenocristales de olivino se observan bordes con evidencia de reabsorción.

Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, con un tamaño promedio de 5 mm y un porcentaje mínimo (menor al 1%) alcanza el milímetro. La relación largo/ancho fluctúa entre 2 y 6, siendo los de menor razón los cristales de mayor tamaño, los cuales evidentemente son menos aciculares.

Los fenocristales de olivino y clinopiroxeno son generalmente anhedrales, y difíciles de diferenciar incluso al microscopio siendo muy escasos. Los cristales alcanzan como máximo un largo de 0,3 mm y la razón largo/ancho es de 2 en la mayoría de los casos.

Los microlitos son mayormente plagioclasas aciculares euhedrales, con una relación largo/ancho que varía entre 3 y 9,5 mientras que los microlitos de óxidos de Fe y Ti y clinopiroxenos son subhedrales y equidimensionales principalmente, aunque se observan algunos cristales que alcanzan una razón de largo/ancho igual a 3.

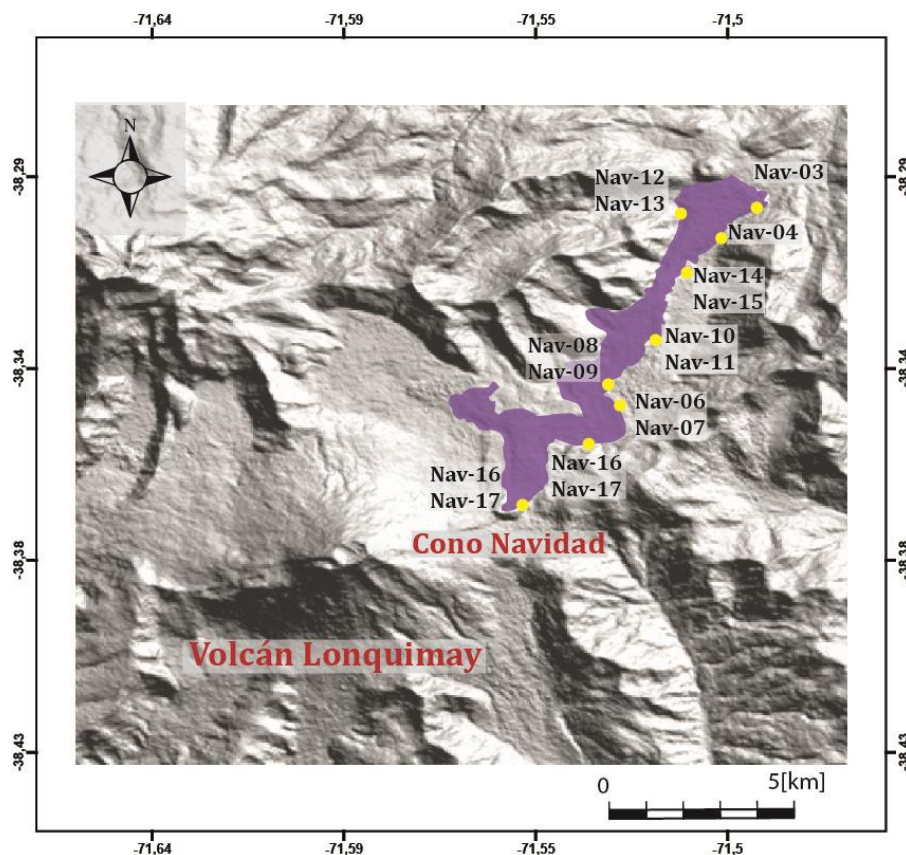


Figura 6.6: Puntos de muestreo en colada de 1988-1990 del cono Navidad. Con puntos amarillos se muestra el lugar donde fueron obtenidas las muestras de la colada de 1988-1990 del cono Navidad analizadas en este trabajo.

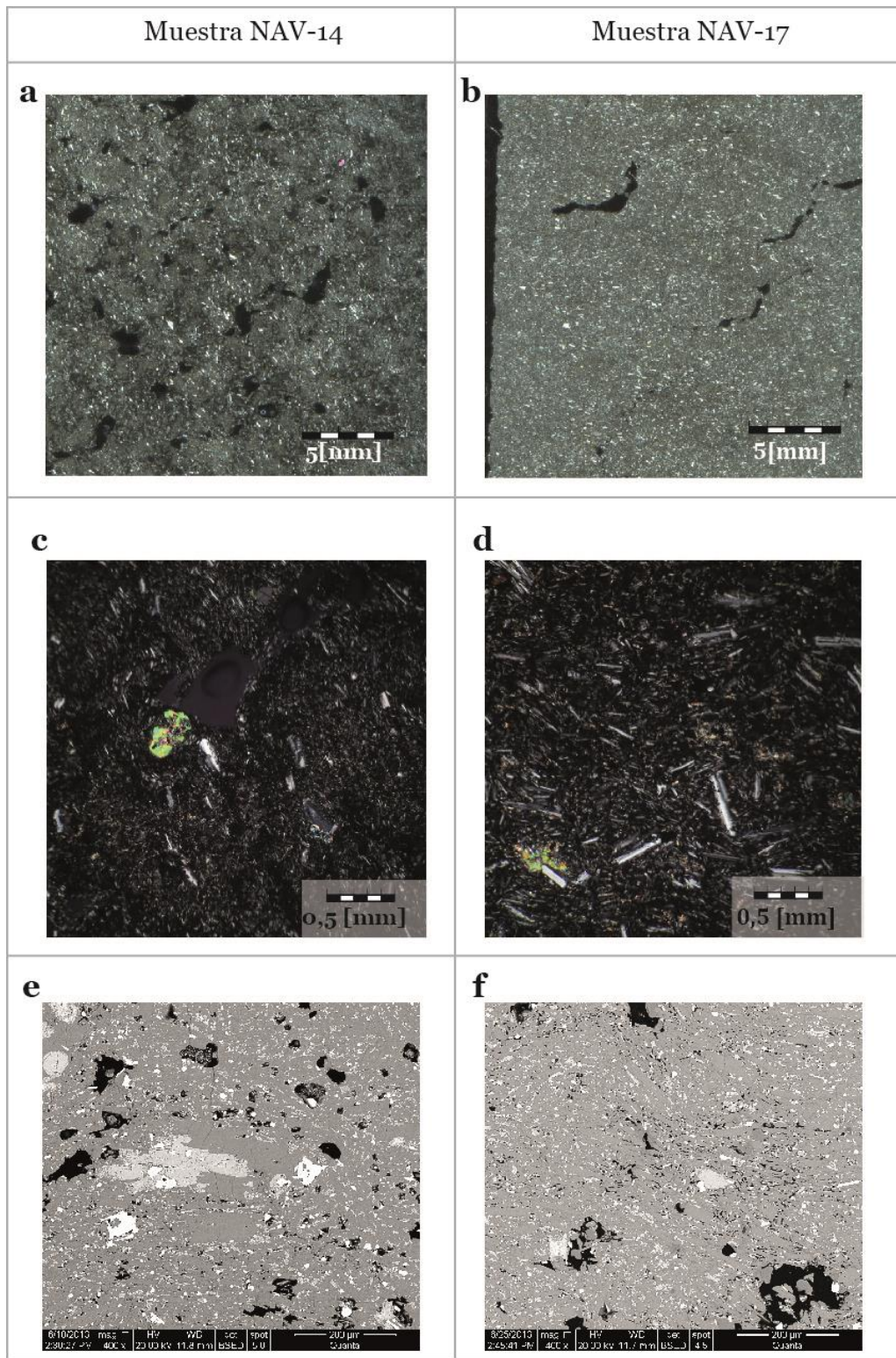


Figura 6.7: Microfotografías de las muestras Nav-14 (a, c y e) y Nav-17 (b, d y f) del flujo de lava asociado a la erupción del cono Navidad de 1988-1990. a y b son imágenes de *scanner* de cortes transparentes, c y d son microfotografías al microscopio óptico y finalmente e y f, corresponden a imágenes tomadas en Microscopio Electrónico de Barrido (MEB).

Sobre la base del conteo modal realizado, se reconoce que la población predominante de cristales corresponde a microlitos. La masa fundamental fluctúa entre un 63 y 72%, y de este porcentaje más de un 90% corresponden a microlitos y menos del 10% corresponde a vidrio. En efecto, es difícil identificar vidrio en la muestra por su alto grado de cristalinidad. Respecto al contenido de fenocristales, se mantiene entre 27 y 36% observándose una leve tendencia a disminuir el porcentaje hacia el frente de la colada. Por otro lado, con este ejercicio se evidencia que no existe una variación significativa en el contenido de cristales de muestras recolectadas a una misma distancia del cráter pero en distintas zonas y que se diferencian por su textura superficial, las cuales corresponden a las texturas brechosa, maciza y hojosa existiendo entonces solo una diferencia en su apariencia superficial.

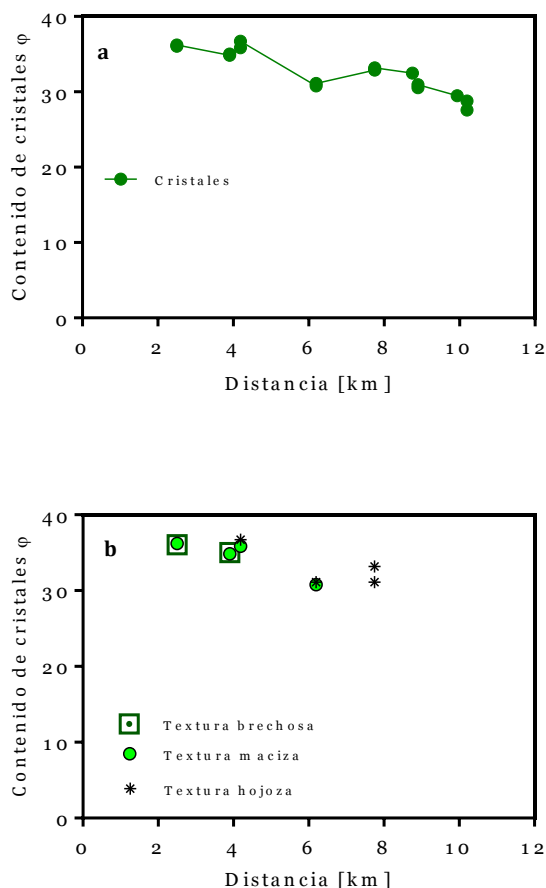


Figura 6.8: Variaciones de cristalinidad. Contenido de cristales para distintas muestras recolectadas a lo largo de la colada estudiada. Estos valores representan la población de fenocristales **b.** Comparación de muestras de acuerdo a su textura superficial.

Capítulo 7

Modelación de flujos de lava

7.1 Introducción

A continuación se presenta el modelamiento realizado a los flujos de lava de erupciones históricas antes descritas, presentándose primero los resultados correspondientes al flujo de lava asociado a la erupción de 1971 del volcán Villarrica y posteriormente los resultados obtenidos a partir del análisis de la erupción de 1988-1990 del cono Navidad. Los modelos utilizados son los previamente presentados en el Capítulo 4, los cuales se fundamentan en que la evolución del flujo de lava está controlada por la dinámica del frente de la colada. Los parámetros eruptivos velocidad y tasa eruptiva se obtienen a partir de las dimensiones del flujo de lava y la reología determinada con la petrografía.

7.2 Volcán Villarrica

7.2.1 Reología

El valor de la consistencia (K) de acuerdo a la ecuación (4.2), requiere determinar previamente los valores de la viscosidad del líquido (K_0), el contenido de cristales (φ) y el valor del empaquetamiento máximo (φ_m). La consistencia del líquido, se obtuvo a partir del modelo de Giordano et al. (2008), para el cual es necesario determinar la temperatura del flujo de lava, composición química del vidrio y porcentaje de agua. Sobre este último valor, Hickey-Vargas et al., (1989) realizaron una serie de análisis para dilucidar las variaciones geoquímicas de las lavas pertenecientes a la cadena Villarrica-Lanín, estimando a partir del análisis a una muestra del flujo de lava de 1971

mediante *CHN analyzer*⁶, un contenido de agua de 0,13%. Dada a la alta cristalinidad de la masa fundamental, la composición química del vidrio no pudo ser obtenida de manera directa por lo cual se realiza la simplificación de considerar la composición de la masa fundamental (vidrio más microlitos) como una aproximación a la composición real del vidrio. Las metodologías utilizadas para determinarlo fueron 2. La primera fue realizar un balance de masas a partir de la composición química de fenocristales y microfenocristales (determinada mediante un análisis composicional de minerales en el microscopio electrónico de barrido (MEB)) y de la composición química de roca total sacada de Hickey-Vargas et al. (1989). La segunda y finalmente utilizada fue a través de la medición directa de la química de un área determinada de masa fundamental mediante un análisis composicional utilizando MEB. Se decide proceder de este modo pues esta última posee un grado de incerteza menor en comparación a la primera técnica que debe considerar el error asociado al conteo modal por tamaño y por tipo de mineral de los cuales un gran porcentaje presenta zonación. Finalmente, para obtener los valores de temperatura del flujo, debido a la ausencia de mediciones *insitu*, se utiliza el geotermómetro basado en el contenido de MgO del vidrio (Putirka, 2008) obteniéndose temperaturas dentro del rango 1113°C y 1118 °C con un error de ± 71 °C (Figura 7.1a). Determinado los valores de los parámetros antes mencionados, se obtiene la consistencia del líquido la cual se encuentra en un rango de 1100 y 1700 Pa s aproximadamente (Figura 7.1b).

⁶ “*CHN analyzer*” es un instrumento mediante el cual se puede determinar los elementos de un muestra entre los que se cuentan Carbono, Hidrógeno, Nitrógeno, Azufre y Oxígeno.

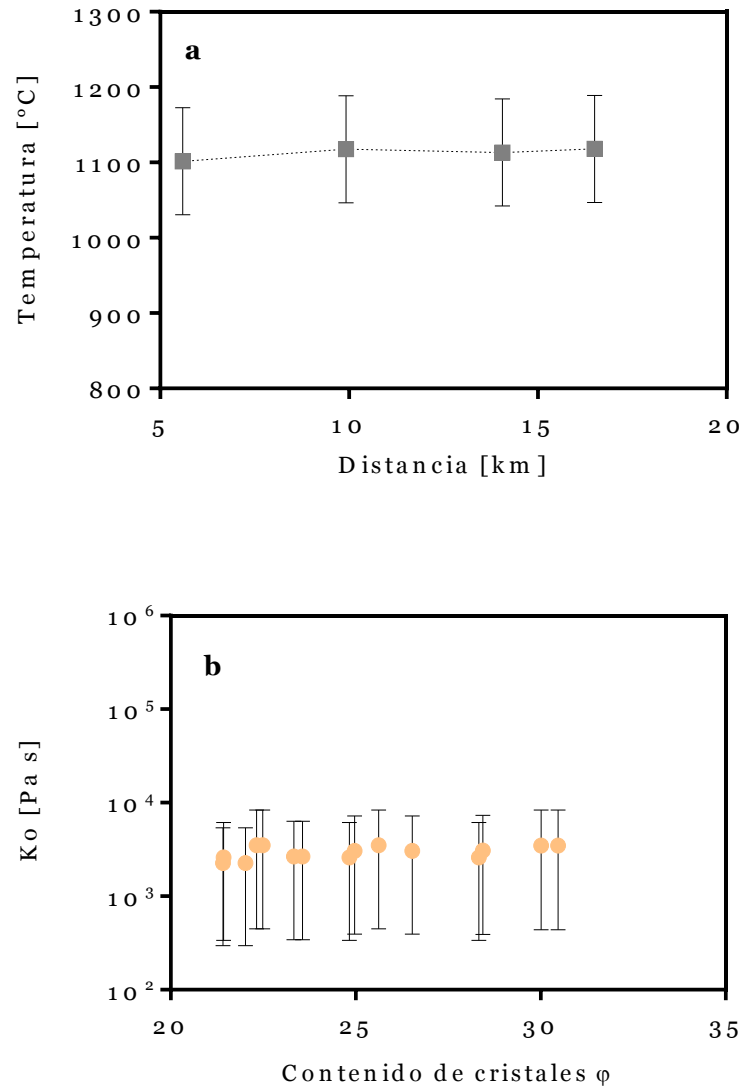


Figura 7.1: Temperatura y consistencia del líquido. **a** temperaturas estimadas para el flujo de lava de Villarrica (1971) tras aplicar el geotermómetro de MgO en vidrio (Putirka, 2008) en masa fundamental. **b** valores para la consistencia del vidrio de acuerdo al modelo de Giordano et al. (2008). Ambos presentan los errores asociados al geotermómetro utilizado.

El valor del empaquetamiento máximo se ha determinado en base a resultados propuestos en estudios de flujos de lava de características similares a la colada de Villarrica. Ishibashi y Sato (2007) midieron viscosidad a temperaturas *subliquidus* a cristales en suspensión (cristales tabulares de plagioclasas y olivinos equigranulares) derivados de basaltos de olivinos provenientes de una serie flujos emplazados en la

región de Higashi-Matsuura, al suroeste de Japón. Sostienen en base a que el valor de φ_m varía en un rango de 63 ± 8 para valores de razón de aspecto (r_p) entre 1 y 15. Por otro lado, Castruccio (2012) trabajó con muestras pertenecientes al flujo de lava de la erupción de 2002 del volcán Etna, de características similares a las de Villarrica en cuanto a fases minerales y dimensiones. Contando con un registro en la literatura de valores para la reología, mediante el ajuste de la curva con valores de φ_m de tal modo de minimizar el error de los valores de *stress* determinados con la ecuación de Herschel-Bulkley, se obtuvo un valor de $\varphi_m = 73$ usando las ecuaciones (4.2) y (4.5) y $\varphi_m = 66$ con las ecuaciones (4.6) y (4.8). En consecuencia, se decidió utilizar un valor promedio de $\varphi_m = 70$ para el flujo de lava de 1971 del volcán Villarrica.

Finalmente, se obtienen los valores de los parámetros reológicos K y n utilizando las ecuaciones (4.2) y (4.3) respectivamente, propuestas por Castruccio (2012). Los resultados muestran valores de consistencia que se encuentran en un rango de $2,5 \cdot 10^3$ y $6 \cdot 10^3$ Pa sⁿ (Figura 7.2b) mientras que n posee un valor constante de 1 (dada la condición para todas las muestras de $\varphi \leq \varphi_c$) por lo que la lava tendría un comportamiento de tipo Bingham (Figura 7.2a). Adicionalmente, se presentan los valores para los mismos parámetros determinados con las ecuaciones (4.6) y (4.7). En este caso, K fluctúa entre $2,3 \cdot 10^3$ y $5,2 \cdot 10^3$ Pa sⁿ sin considerar el error (Figura 7.2b), mientras que el valor de n varía entre 0,993 y 0,971, (Figura 7.2a) ambos rangos concordantes con los valores antes expuestos.

El valor del *yield strength* se determina a través de las relaciones propuestas por Hulme (1974) y Johnson (1970) (Figura 7.2c). Las mediciones de ancho de *levée* al igual que los valores de pendiente se determinaron mediante el análisis de imágenes aéreas en *el software Google earth*, midiendo en puntos equidistantes el ancho del *levée* del lado izquierdo (mirando hacia el volcán) mientras que la pendiente se estima a través de métodos trigonométricos midiendo diferencias de altura en el canal central. Como muestra la figura 7.2c el valor del *yield strength* fluctúa entre un rango de $1,2 \cdot 10^4$ y $5,6 \cdot 10^3$ Pa a lo largo de la colada.

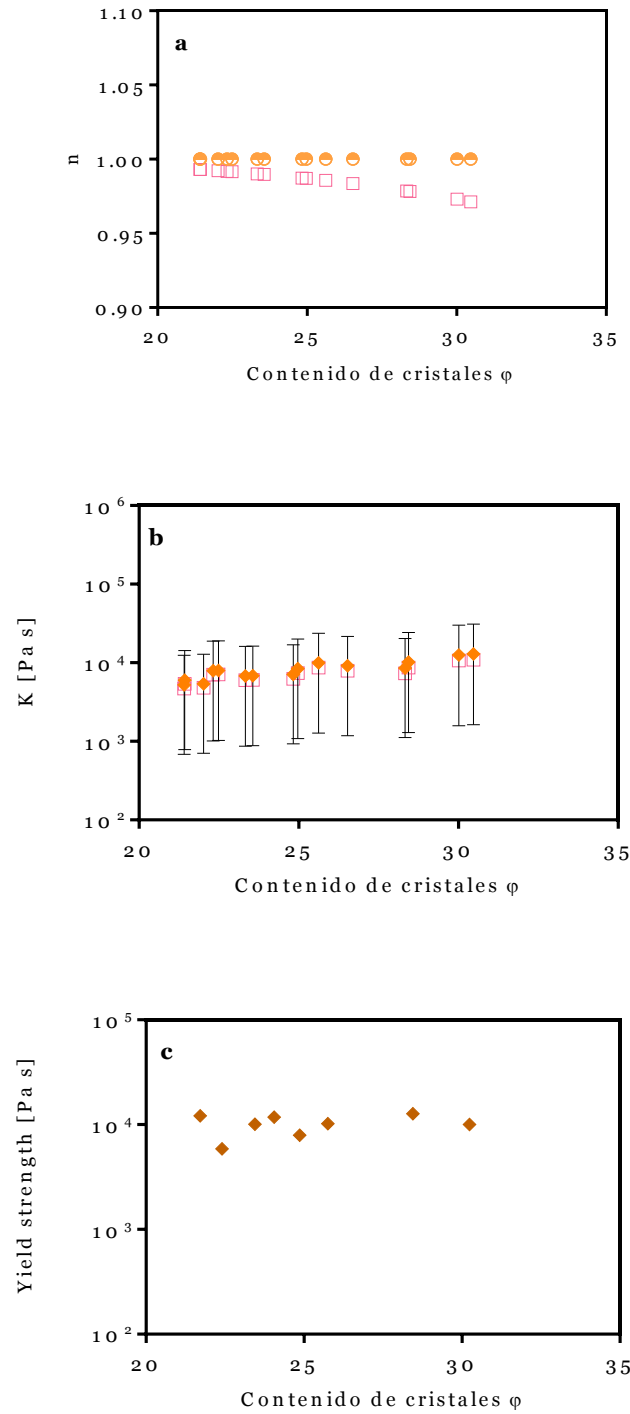


Figura 7.2: Parámetros reológicos n (a), K (b) y *yield strength* (c). Los errores que muestran los gráficos provienen de los errores asociados al geotermómetro utilizado (Putirka, 2008). Gráfico a y b muestran los resultados obtenidos mediante los dos modelos presentados (Castruccio, 2012 y Muller, 2010). En los gráficos a y b se ilustra con cuadrados rosados los resultados obtenidos con el modelo de Muller (2010).

7.2.2 Estimación de velocidad y tasa eruptiva

Se presentan a continuación las estimaciones de la modelación realizada al flujo de lava asociado a la erupción de 1971 del volcán Villarrica, a partir de la aplicación del modelo de velocidad media para un flujo con reología de tipo Herschel-Bulkley presentado en el Capítulo 4. Para realizar el ejercicio, inicialmente en terreno se recolectaron muestras en distintos puntos a lo largo de la colada con lo cual se obtiene una medida de la variación de cristalinidad y consistencia del líquido, para posteriormente determinar cómo fluctúa la consistencia del flujo en toda su extensión. En conjunto a la caracterización reológica, es necesaria una caracterización morfológica que incluye la evolución de la pendiente del terreno y de la potencia del flujo de la colada, la que se determina a través de mediciones en terreno, específicamente en el *levée* más externo del flujo o *levée* inicial del lado izquierdo (mirando hacia el volcán) en este caso. Tanto el muestreo como la medición de altura se realiza en el *levée* inicial, pues se asume que este es formado por el frente de lava cuando pasa por el punto de medición y por tanto, es representativo tanto de la altura del frente como de su reología al momento de su paso por esta posición quedando acotado el material posteriormente emitido en el interior de la colada (zona canalizada).

Al aplicar la ecuación (4.14) a los datos ya obtenidos y utilizando los valores de K y n determinados a través de las ecuaciones (4.2) y (4.3), se obtiene la evolución del flujo de lava. Específicamente la figura 7.3a muestra como varía la velocidad del frente de la colada a lo largo de su trayecto de 11 km desde el primer punto de medición, a 5,6 km del centro del cráter hasta la actual ubicación del frente y a la vez último punto de análisis. Las barras verticales muestran el error asociado a la medición de potencia de la colada y al error de la consistencia. El primero se debe principalmente a que en gran parte de la colada no aflora la base del *levée* mientras que en los casos más críticos ni siquiera es posible observar el canal central el cual se encuentra cubierto de depósitos laháricos asociados al mismo evento eruptivo o posterior. Es por ello y sumado a la inexactitud de la metodología utilizada, que se ha considerado un error de medición de altura de $\pm 0,5$ m. El segundo error por su parte, es heredado del geotermómetro utilizado para obtener la consistencia del líquido. Los resultados muestran que la velocidad disminuye desde la zona más cercana al centro de emisión hacia el frente, registrándose los valores máximos

al inicio, los cuales alcanzan los $5,8 \pm 3,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, recorriendo los último 2,5 km a una velocidad casi constante. Dado los valores obtenidos y su tendencia, es posible determinar una ecuación para la velocidad en función de la posición a lo largo del flujo. Esta relación se muestra a continuación:

$$\begin{aligned} V(x) &= 10^{23} \cdot x^{-5,881} \\ R^2 &= 0,88 \end{aligned} \quad (7.1)$$

A partir de la relación propuesta para la velocidad, integrando, se obtiene una ecuación que representa el avance del frente en función del tiempo desde que el flujo pasa por una distancia a 5,6 km del cráter hasta que se detiene, ocurriendo esto tras 42 horas aproximadamente de haber pasado por ese punto (Figura 7.3b). La relación queda dada por:

$$x(t) = [6,88 \cdot (10^{23}t + 8,9 \cdot 10^{24})]^{\frac{1}{6,88}} \quad (7.2)$$

Considerando un flujo rectangular, se obtiene la evolución de la tasa eruptiva en función del tiempo a partir de la velocidad, el alto y el ancho del flujo. En la figura 7.3c se observa que la tasa eruptiva disminuye en el tiempo alcanzando también los máximos valores en un comienzo de $9000 \pm 6000 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ pero disminuyendo drásticamente a valores de $500 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ al cumplirse la primera hora para luego hacerlo de forma paulatina. La ecuación que refleja este comportamiento se escribe como sigue:

$$\begin{aligned} Q(t) &= 273,29t^{-0,47} \\ R^2 &= 0,7364 \end{aligned} \quad (7.3)$$

Finalmente, al integrar el área bajo de curva tasa eruptiva versus tiempo, se obtiene el valor del volumen emitido para el segmento de flujo estudiado, el cual corresponde a $1,4 \cdot 10^7$ m³. A la vez se realiza una estimación de este volumen considerando la colada como una sucesión de rectángulos cuyas dimensiones se determinaron con imágenes aéreas (largo y ancho) y mediciones determinadas en terreno (espesor). Mediante esta metodología se determina un volumen aproximado para la zona que comprende entre los 5,6 km y el frente de la colada, de $\sim 21 \cdot 10^6$ m³.

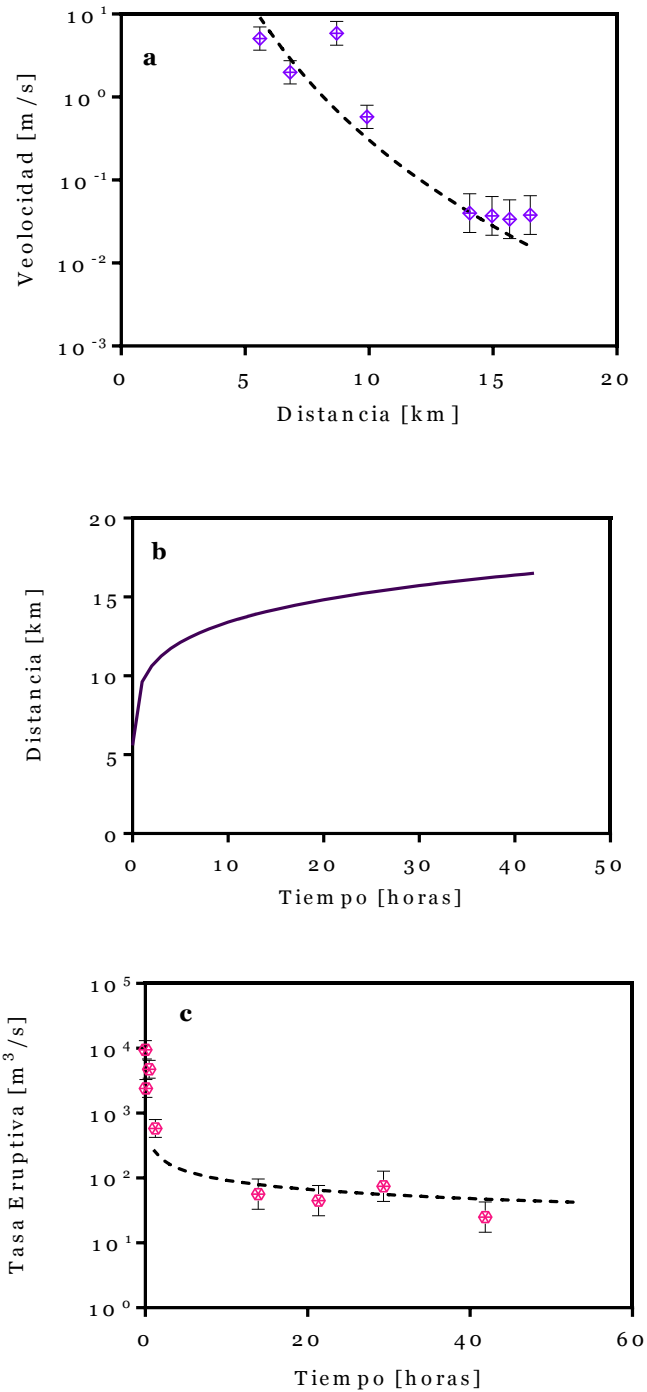


Figura 7.3: Resultados de la modelación del flujo de lava de la erupción de 1971 del volcán Villarrica a partir del modelo de velocidad media para un flujo con reología de tipo Herschel-Bulkley. Se observan los valores de velocidad (a), distancia (b) y tasa eruptiva (c). Los gráficos (a) y (c) muestran además los errores asociados al geotermómetro utilizado y la potencia del flujo mientras que las líneas negras segmentadas son las líneas que muestran la tendencia y representan las ecuaciones (7.1) y (7.3) respectivamente. El gráfico (b) se construye a partir de la ecuación (7.1).

7.3 Cono Navidad

7.3.1 Reología

Para caracterizar la reología del flujo de lava de 1988-1990 del cono Navidad, se procede con la misma metodología que en el volcán Villarrica determinando primero la viscosidad del vidrio de acuerdo a Giordano et al. (2008) debiendo determinarse entonces el valor del porcentaje de agua, temperatura del flujo y composición química del vidrio. El contenido de agua en la roca, corresponde a un 0,79% basado en LOI (Polanco, 2010). Para la obtención de la composición química del vidrio se enfrenta la misma problemática acontecida en el caso del flujo de lava del volcán Villarrica, en donde el porcentaje de vidrio es mínimo en la roca por lo cual su composición no puede ser determinada de forma directa. Por ello, se realiza la misma aproximación de considerar la masa fundamental compuesta de vidrio y microlitos, como representativa de la fase líquida al momento de pasar el frente de lava por el punto de medición. Se hace medición directa de un área en particular de masa fundamental en distintos puntos de las muestras en Microscopio Electrónico de Barrido y como segunda alternativa se realiza un balance de masas con la composición de roca total conocida (Polanco, 2010) y la determinación de la composición química de fenocristales con la misma instrumentación. Los resultados obtenidos mediante la primera técnica son los finalmente utilizados dado que presentan un menor error estimado debido a que la primera técnica debe considerar el error asociado al conteo modal, a la determinación de manera correcta del contenido de cada fase mineral y a que estos últimos en algunos casos muestran evidencia de desequilibrio. Para estimar las variaciones de temperatura de la colada se aplica el geotermómetro basado en el contenido de MgO en vidrio (Putirka, 2008), obteniéndose resultados que se mantienen constantes en un rango de $1015 \text{ y } 1044 \text{ C}^\circ \pm 71 \text{ C}^\circ$ (Figura 7.4a).

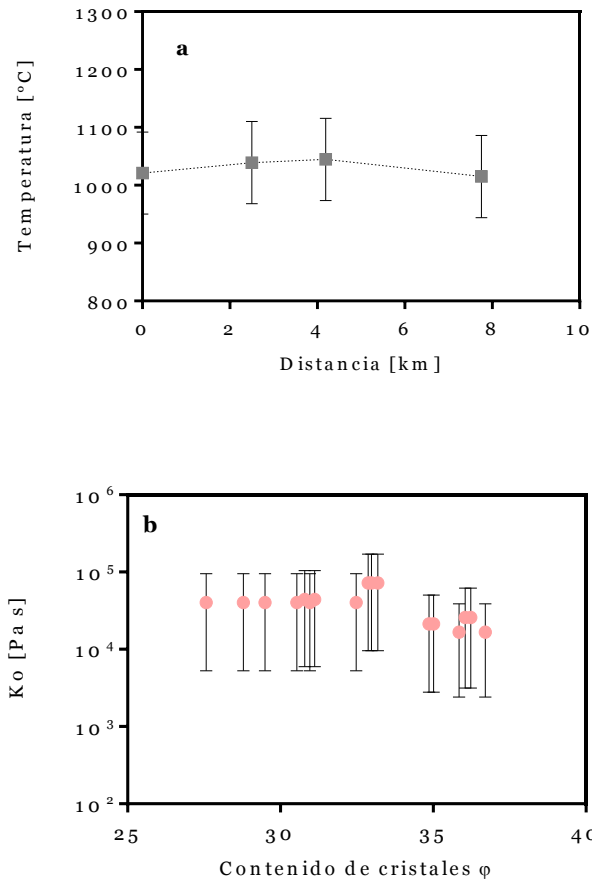


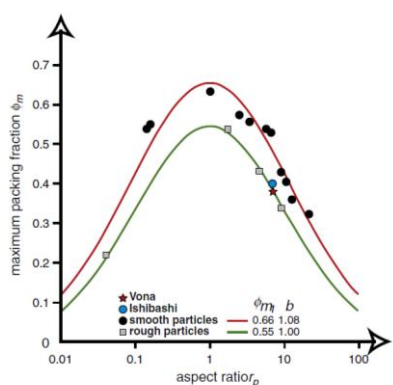
Figura 7.4: Temperatura y consistencia del líquido. **a** temperaturas estimadas para el flujo de lava del cono Navidad (1988-1990) tras aplicar el geotermómetro de MgO en vidrio (**Putirka, 2008**) en masa fundamental. **b** ilustra los valores para la consistencia del vidrio de acuerdo al modelo de Giordano et al. (2008). Ambos presentan los errores asociados al geotermómetro utilizado.

Por otra parte, el valor de empaquetamiento máximo (φ_m) para este flujo de lava es de 44, y se estima en base a las observaciones recopiladas por Mader et al. (2013) en las cuales se presenta los resultados obtenidos previamente por Muller (2010), quien propone una relación entre empaquetamiento máximo y el valor de la razón de aspecto (r_p), esto sumado a resultados propuestos en otros trabajos (Ishibashi (2009) y Vona et al. (2011) en Muller (2010)). Ishibashi (2009) estudió un flujo de lava del volcán Fuji, Japón, específicamente basaltos ricos en plagioclasas (con muy bajo porcentaje de otras fases minerales) cuyo valor de r_p varía entre un 7,6 y 11,6. Este flujo posee características similares al flujo de lava del cono Navidad en cuanto a fases minerales presentes y predominantes, en este caso plagioclasa, y en cuanto al rango de razón de aspecto

existente. La figura 7.5 muestra el ϕ_m como función de r_p así como el valor determinado por Ishibashi (2009) para el flujo de lava estudiado. Por otra parte se presenta la ecuación determinada por Muller (2010). La tabla 1 muestra los valores de r_p para los cristales presentes en el flujo de lava del cono Navidad los cuales muestran un amplio rango. Para determinar el valor de ϕ_m , se establece entonces un valor promedio de r_p , basado tanto en las medidas de ancho y largo de los cristales así como de la abundancia de cada familia. Bajo este razonamiento se obtiene un valor de r_p igual a 5. Aplicando la ecuación (7.4), $\phi_m = 44$ y de acuerdo a los resultados de Ishibashi (2009) también ilustrados en el gráfico que muestra la figura 7.5.

	Fenocristal	Microlito
Plagioclasa	2-6	3-10
Olivino	2	-
Clinopiroxeno	2	1-3
Oxido de Fe y Ti		

Tabla 7.1: Valores de razón de aspecto para las distintas fases minerales presentes en el flujo de lava de Lonquimay.



$$\phi_m = 0,55 \exp \left[\frac{-(\log_{10} r_p)^2}{2} \right] \quad (7.4)$$

Figura 7.5: Empaquetamiento máximo como función de razón de aspecto para diversas partículas (Mader et al., 2013). Las curvas son calculadas usando la ecuación (7.4).

Los valores de consistencia determinados de acuerdo a las ecuaciones (4.2) y (4.6) se observan en la figura 7.6b. Ambos modelos muestran valores bastante similares, cuyos valores promedios presentan un mínimo de $6,7 \cdot 10^4$ Pa sⁿ y un valor máximo de $9 \cdot 10^5$ Pa sⁿ, esto sin considerar los errores asociados a la consistencia del líquido.

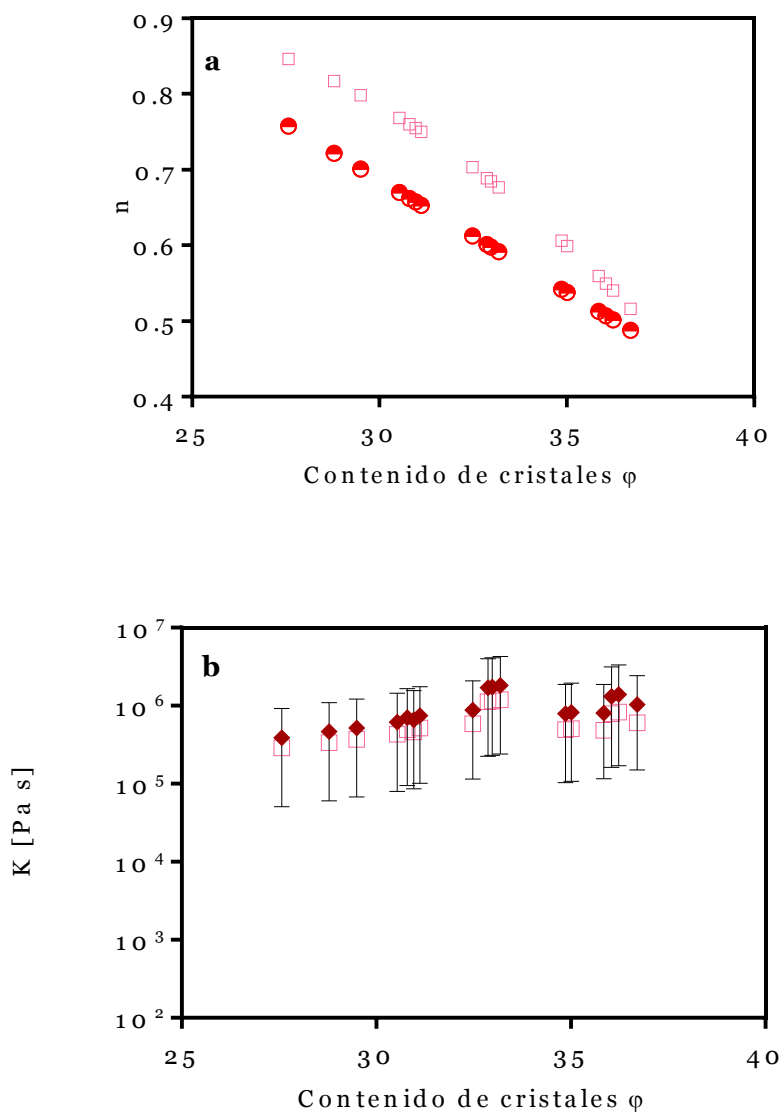


Figura 7.6: Parámetros reológicos n (a), K (b) calculados a partir de las ecuaciones presentadas en el capítulo IV. Los errores que muestra el gráfico (b) provienen de los errores asociados al geotermómetro utilizado (Putirka, 2008). En los gráficos a y b se ilustra con cuadrados rosados los resultados obtenidos con el modelo de Muller (2010).

7.3.2 Determinación de velocidad y tasa eruptiva

El flujo de lava producto de la actividad eruptiva del volcán Lonquimay presenta indiscutibles diferencias con respecto a la colada del volcán Villarrica. De acuerdo a las observaciones de campo, existe evidencia que permiten sospechar una dinámica del flujo de lava supeditada a factores adicionales más que solo a la reología interna del flujo. En la figura 6.2b se observa, a diferencia de lo que ocurre en el volcán Villarrica, un aumento progresivo de la potencia del flujo hacia el frente de lava la cual en esta locación alcanza más de 50 m. Por otra parte, como se describió en la sección 6.1 del Capítulo 6 la presencia de “espinas” en la superficie de la colada evidenciaría el escape de material en un estado pseudoplástico a través de una capa ya solidificada. Finalmente, cabe mencionar la observación realizada por Moreno y Gardeweg (1989) respecto a las variaciones de temperatura del flujo de lava. Ellos realizaron mediciones de temperatura en el frente de lava a una distancia de 9 km del cráter obtenido una temperatura de 1040 C° . Si se presume una lava de composición andesítica intermedia extruye a una temperatura de 1100 ± 50 C° , la pérdida calórica es mínima y es posible inferir la existencia de paredes en el flujo de lava con muy baja conductividad térmica que mantienen aislada térmicamente el centro del flujo. De acuerdo a Castruccio (2013), si el avance de un flujo de lava está controlado por el *yield strength* de la corteza, la fuerza de retardo de esta debe ser mucho mayor que la fuerza debido a la viscosidad interna de el núcleo de la colada. Esta condición se podría resumir en la siguiente relación asumiendo

$$\dot{\gamma} \sim \frac{\bar{u}}{H - \delta} :$$

$$\tau_c \gg \mu \frac{\bar{u}}{\delta} \left(\frac{H}{H - \delta} \right)$$

(7.5)

Con el fin de dilucidar si esta condición se cumple para el flujo de lava aquí estudiado, se procede a resolver el segundo miembro de la ecuación para distintos puntos a lo largo de la colada teniendo en consideración una reología de tipo Herschel-Bulkley. En las zonas más proximales a la fuente el aspecto del depósito es caótico siendo

difícil evaluar la condición. En los primeros kilómetros el segundo miembro de la ecuación es $\sim 1,5 \cdot 10^5$ Pa , solo marginalmente menor a valores determinados en otros estudios (Castruccio 2012; Pinkerton y Wilson, 1994) lo que indicaría que la corteza no domina totalmente en las zonas más proximales a la fuente, un resultado esperado dado que un tan poco tiempo es difícil que se haya formado una corteza lo suficientemente gruesa y potente que dominara el avance del flujo. Por otra parte, a partir de una distancia de 4 km de distancia al centro de emisión, el segundo miembro de la ecuación presenta valores mucho menores con un orden de magnitud de diferencia al valor esperado para el *yield strength* de la corteza, evidenciando el control de la corteza del flujo por sobre otros factores en el avance del flujo.

Adicionalmente se realizó el ejercicio de modelar este flujo de lava usando el modelo para un flujo con reología Herschel-Bulkley sin embargo, los resultados no se acercan a los datos de avance de la colada propuestos por Naranjo et al. (1992). Dada la evidencia presentada, la modelación se realiza utilizando el modelo de régimen dinámico presentado en el Capítulo 4 llamado *yield strength* en la corteza. Para ello, se hace uso tanto de datos recopilados en terreno así como otros determinados con el uso de imágenes aéreas. Al utilizar estos valores en el modelo de *yield strength* en la corteza se ajustó el mejor valor para el *yield strength* para este flujo de lava para lograr una buena concordancia con los datos de posición del frente en el tiempo recopilados por Naranjo et al. (1992) durante la erupción. A partir de este ejercicio se estimó el valor del *yield strength* el cual se intenta sea lo más estable posible.

Esta erupción se encuentra bien documentada y cuenta con una base de datos bastante completa realizada durante la erupción y que comprende datos de espesor, velocidad y pendiente entre otros (tabla 7.2). Por otra parte, para este trabajo los depósitos de la erupción fueron caracterizados morfológicamente a través de mediciones realizadas al *levée* más externo del borde izquierdo del flujo de lava el cual, en este caso, no presenta una continuidad en toda la extensión de la colada. La medición se realiza con la misma premisa ya expuesta con anterioridad, que considera el *levée* más externo como un registro tanto reológico como morfológico del paso del frente de lava por el punto de medición. Cabe destacar la similitud entre los datos medidos en terreno y

determinados mediante imágenes aéreas en relación a la información recopilada durante la erupción por Naranjo et al. (1992) lo cual queda ilustrado en la figura 7.7.

Tiempo	Distancia (km)	Espesor (m)	Velocidad ($m \cdot s^{-1}$)	α	Viscosidad (Pa s)
0	0	5	$3,96 \cdot 10^{-2}$	3,4	$3,1 \cdot 10^{-5}$
7 h	1	5	$1,81 \cdot 10^{-2}$	3,4	$6,9 \cdot 10^{-5}$
2 días	2,3	10	$6,96 \cdot 10^{-2}$	3,4	$7,3 \cdot 10^{-6}$
3 días	2,9	10	$4,15 \cdot 10^{-3}$	1,15	$3,9 \cdot 10^{-6}$
4 días	3,3	10	$3,2 \cdot 10^{-3}$	2	$9,1 \cdot 10^{-6}$
6 días 5 h	3,8	10	$4,19 \cdot 10^{-3}$	2,6	$9,3 \cdot 10^{-6}$
7 días 12 h	4,3	12	$2,92 \cdot 10^{-3}$	4,9	$3,6 \cdot 10^{-7}$
8 días 4 h	4,5	12	$2,78 \cdot 10^{-3}$	3,2	$2,5 \cdot 10^{-7}$
18 días	6	15	$1,14 \cdot 10^{-3}$	5,1	$1,5 \cdot 10^{-8}$
21 días	6,3	15	$8,45 \cdot 10^{-4}$	2,3	$8,9 \cdot 10^{-7}$
35 días	7	15	$3,61 \cdot 10^{-4}$	3,7	$3,5 \cdot 10^{-8}$
73 días	7,5	15	$2,75 \cdot 10^{-4}$	6,3	$7,7 \cdot 10^{-8}$
89 días	7,9	35	$2,63 \cdot 10^{-4}$	3,1	$2,1 \cdot 10^{-9}$
99 días	8,7	40	$2,47 \cdot 10^{-4}$	1,4	$1,4 \cdot 10^{-9}$
154 días	9,5	40	$1,68 \cdot 10^{-4}$	1,3	$1,4 \cdot 10^{-9}$
264 días	9,7	45	$6,5 \cdot 10^{-5}$	0,7	$3,2 \cdot 10^{-9}$
330 días	10,2	50			

Tabla 7.2: Datos recopilados durante el avance del flujo de lava y cálculo de algunos parámetros. Modificado de Naranjo et al. (1992).

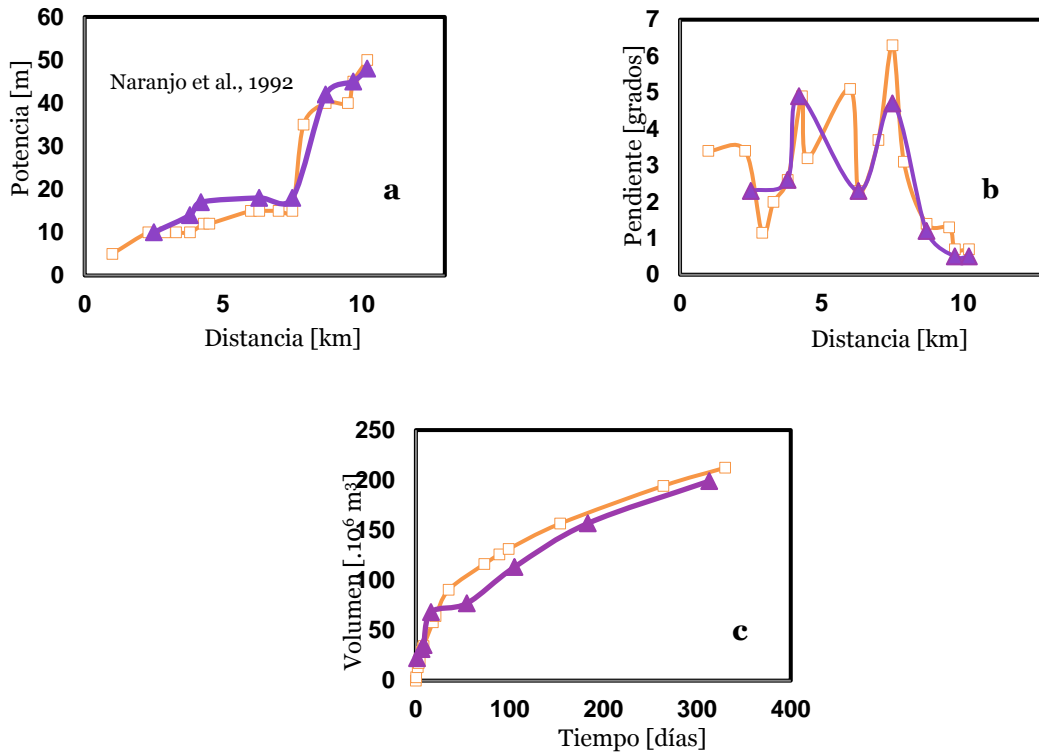


Figura 7.7: Morfología del flujo de lava. Comparación de datos de dimensiones de levée versus valores de Naranjo et al. (1992). Los primeros están representados por triángulos morados y los segundos por cuadrados naranjos. Se realiza la comparación para la potencia del flujo (a), pendiente del terreno (b) y volumen (c). El volumen fue determinado a partir de la consideración de un flujo rectangular.

De la ecuación (4.27), es posible despejar el tiempo (t) y asociarlo a cada posición del frente de lava a partir de los datos recopilados en terreno, estableciendo así una relación para el avance del flujo de lava en el intervalo de 2,5 km y 10,2 km, área donde fueron realizadas las mediciones.

$$t = \left(\frac{H^2 g \rho \text{sen} \beta}{\sigma_c} \right)^2 \cdot \frac{1}{k} \quad (7.6)$$

Donde H es la potencia del flujo, g es la aceleración de gravedad, β es la pendiente del terreno, ρ es la densidad, σ_c es el “*yield strength*” de la corteza y K es la constante de difusividad termal.

A los resultados obtenidos se asocia un error arrastrado por el valor determinado para la altura, el cual se justifica dada la inexactitud de la metodología utilizada para determinarla, siendo este error igual a $\pm 0,5$ m. La figura 7.8a muestra la evolución de la posición del frente de lava en el tiempo y el error asociado el cual es mínimo (promedio de $\pm 3,8$ días) y no logra ser ilustrado por la escala del gráfico. Acorde a los resultados, el frente de la colada alcanza los 10,2 km de distancia luego de $288,9 \pm 7,2$ días desde que comienza la emisión de lava. El mejor ajuste a los datos de la literatura se alcanza con un valor de *yield strength* de la corteza constante a lo largo de toda la colada igual a $3 \cdot 10^5$ Pa. Para la posición respecto en función del tiempo, la tendencia que mejor representa los valores obtenidos esta dad por:

$$\begin{aligned} x(t) &= 2,3216 \cdot t^{0,2753} \\ R^2 &= 0,974 \end{aligned} \quad (7.7)$$

Usando una relación simple de cinemática se obtiene los valores de velocidad para el trayecto del flujo de lava que abarca desde los 2,5 km de distancia al centro de emisión hasta el frente (Figura 7.8b) mostrando un valor máximo de velocidad al inicio, de $0,01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. La tendencia queda bien representada por la siguiente relación:

$$\begin{aligned} v(x) &= 0,4019 \cdot x^{-3,465} \\ R^2 &= 0,863 \end{aligned} \quad (7.8)$$

En último lugar, la tasa eruptiva se determina con la ecuación (4.16). Los resultados muestran un valor máximo de $174,55 \pm 30 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, disminuyendo drásticamente las primeras 2 semanas para luego disminuir de forma paulatina y finalmente mantenerse estable hasta el fin de la erupción (Figura 7.8c). Los errores asociados a las siguientes mediciones, tal como muestra el gráfico, son mínimos no superando los $5 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ y no pudiendo entonces ser graficados dada la escala del gráfico. La relación que representa el comportamiento de los valores determinados con el modelo utilizado es:

$$Q(t) = 115,36 \cdot t^{-0,611} \quad (7.9)$$
$$R^2 = 0,667$$

Al integrar el área bajo la curva de tasa eruptiva versus tiempo, se obtiene el valor del volumen total emitido, el cual corresponde a $244 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Paralelamente se obtiene el valor del volumen de la colada aproximando la colada como una sucesión de rectángulos cuyas dimensiones de largo y ancho se determinan por medio de imágenes aéreas y la potencia determinada en terreno, obteniéndose un valor de $\sim 193 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

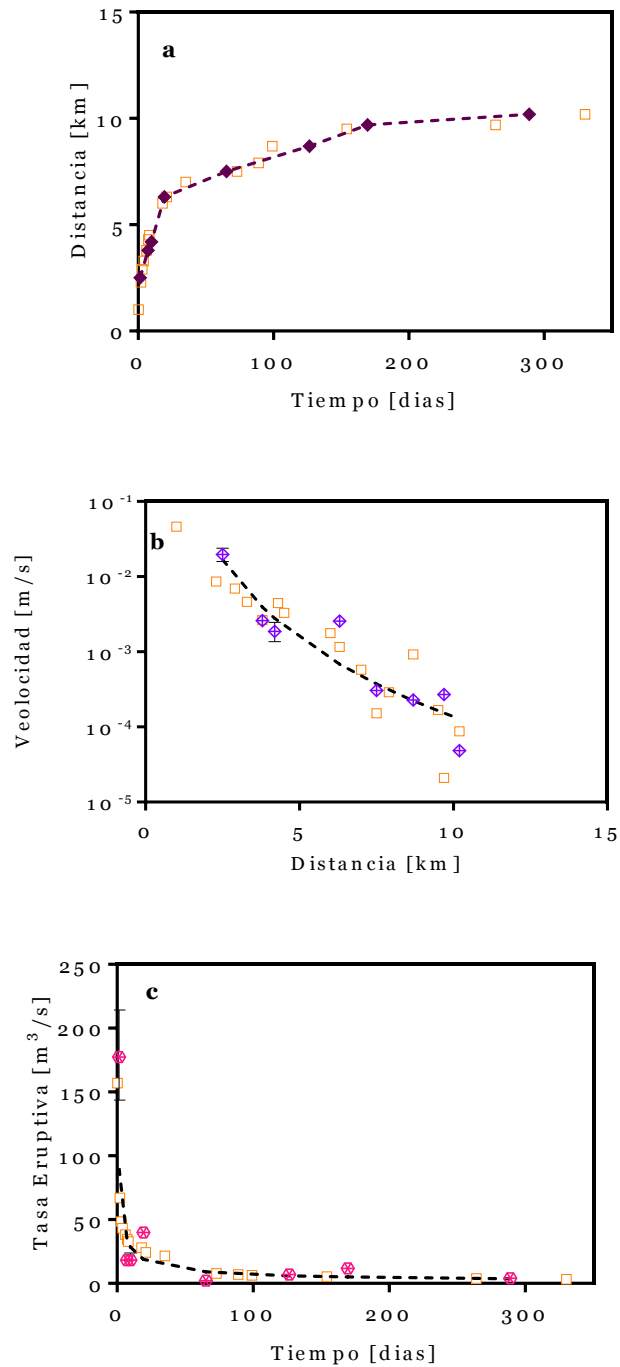


Figura 7.8: Resultados de la modelación del flujo de lava de la erupción de 1988-1990 del cono Navidad a partir del modelo de avance del flujo de lava denominado yield strength de la corteza. Se observan los valores de distancia (a), velocidad (b) y tasa eruptiva (c). Cada gráfico muestra las mediciones de Naranjo et al. (1992) (cuadrados naranjos) y los valores obtenidos al aplicar el modelo, así como las líneas de tendencia que representan su comportamiento y descritas por las ecuaciones (7.7), (7.8) y (7.9) respectivamente. Los errores que se observan derivan de la inexactitud en la medición de potencia del flujo.

Capítulo 8

Discusiones

8.1 Morfologías de los flujos de lava e interpretación.

En los flujos de lava estudiados de los volcanes Villarrica y Lonquimay existen morfologías comunes y particulares, pudiendo estas últimas ser reflejo de la dinámica que domina en cada uno de ellos. Es por esto que se considera necesario realizar una interpretación de las morfologías más destacadas observadas en terreno para cada colada.

Es de amplio conocimiento la relación existente entre tasa eruptiva y el largo máximo que alcanza un flujo de lava (Pinkerton y Wilson, 1994; Walker, 1973). En el caso del volcán Villarrica la colada alcanza una extensión de 16,5 km mientras que para el caso del cono Navidad este valor es de 10,2 km. De acuerdo a las tasas eruptivas promedio determinadas para cada caso, ~ 140 y $\sim 8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ respectivamente (Figura 8.1). El flujo de lava del volcán Villarrica se encuentra dentro del límite definido para flujos de lava basálticos, mientras que el flujo del cono Navidad también lo está para el caso de flujos de lava de composición andesítica en base a Pinkerton y Wilson (1994). Esto refleja que las tasas eruptivas estimadas en este trabajo se encuentran en un rango aceptable dada la estadística existente construída en base a otros casos similares registrados.

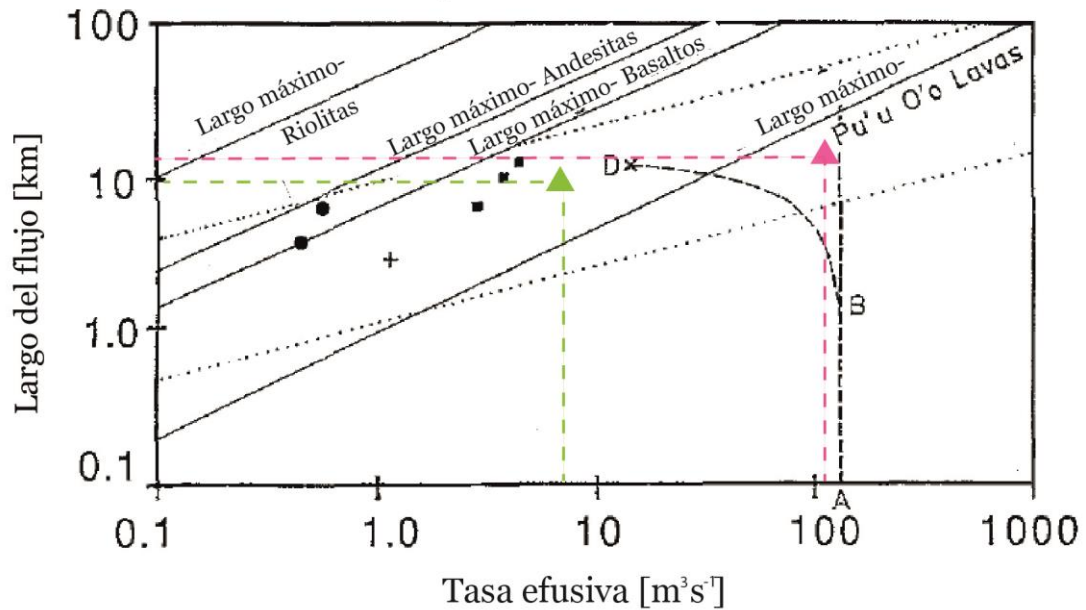


Figura 8.1: Relación de extensión del flujo de lava y tasa eruptiva. Máximo largo predicho para flujos de lava basálticos, andesíticos y riolíticos. Las líneas punteadas muestran los límites superiores e inferiores de Walker (1973). Los triángulos rosado y verde, son ploteados con datos de largo y tasa eruptiva determinados en este trabajo, del volcán Villarrica y cono Navidad respectivamente. Modificado de Pinkerton y Wilson (1994).

Pequeños cambios de tasa eruptiva a escala de minutos u horas cuyo registro es escaso en la literatura por lo difícil para los observadores poder detectarlos dada la escala de tiempo en que ocurren, pueden provocar cambios importantes en el comportamiento del flujo así como en su morfología. En el caso del cono Navidad hacia la zona proximal de la colada de lava, es posible reconocer hasta 4 *levées* mientras que hacia la zona distal solo se reconoce claramente uno. Estos cambios pueden tener relación con variaciones de tasa eruptiva, pues cada uno de ellos representa como un canal estable se ajusta en profundidad y en ancho (Naranjo et al., 1992). Una disminución fuerte y constante de la magnitud de la tasa eruptiva caracteriza la primera parte del evento, con lo cual no es extraño pensar que es donde ocurrieron variaciones drásticas (a pequeña escala) y sucesivas, que permitieran la formación de nuevos *levées*. Otra consecuencia de estas pequeñas fluctuaciones podrían tener relación con el aparente desborde del canal central por sobre el *levée* que se observa en algunos sectores. Sobre este punto, Pinkerton y Wilson (1994) ejemplifican como mediante observaciones durante la erupción del volcán

Etna de 2001, pueden reflejar de pequeños cambios de tasa eruptiva, mínimos en tiempo y en volumen por lo que no son ser detectados en estudios posteriores, afirmando que repercuten en la morfología del flujo, y en ese caso, llevando al rompimiento del *levée* específicamente del canal Monte Grosso. Otra explicación que podrían inducir estas morfologías tiene relación con la mayor canalización del flujo a una distancia aproximada de 7,5 km del cráter. Dado el repentino y notable confinamiento que adquiere el valle a esta distancia, el material comienza acumularse al no poder seguir avanzando como lo hacía con anterioridad, aumentando la altura del flujo trayendo consigo el desborde de la lava que se encontraba canalizada por los *levées*. Esta última hipótesis sería válida solo para la zona en que esta morfología adquiere mayores magnitudes, con lo cual para zonas más cercanas al centro de emisión, pequeñas variaciones de tasa eruptivas explicarían su presencia.

Este flujo, como se describe anteriormente consiste en una transición entre *a'a'* y bloques, siendo esto reflejo del aumento del grado de cristalinidad, viscosidad y *yield strength* (Harris et al., 2002). Respecto a la textura denominada hojosa en el Capítulo 5 así como las evidencias de estrías en algunos bloques, representarían una respuesta dúctil a un esfuerzo provocado por el paso del flujo de lava. Los bloques que poseen esta textura además de evidenciar un aspecto hojoso posiblemente debido al proceso antes mencionado, presentan una disposición algo curvada lo que sustententa la hipótesis de un estado pseudoplástico para la formación de su estructura.

Por otra parte, hacia el frente de lava como se describió con anterioridad, aumenta drásticamente su potencia así como la cantidad de *rifts* transversales a la dirección de propagación de la colada. En relación a la primera observación, Naranjo et al. (1992) registra que el frente alcanzó su posición actual 3 meses antes del término de emisión de material, provocándose un continuo aumento de la potencia durante este periodo. Ambos sucesos irían de la mano del desarrollo progresivo de una corteza que dadas las condiciones de lento avance permite construirse y que en zonas distales se vuelve lo suficientemente potente para restringir el avance de la lava que sigue siendo extruida. Además, el paulatino aumento de *rifts* hacia la última porción de la colada, evidenciarían el empuje para continuar avanzando que ejerce el material aún no solidificado sobre la corteza en el frente de lava, siendo su magnitud lo suficientemente

grande (en comparación al *yield strength* de la corteza) para deformarla y provocar estas “depressiones”, mas no para romperla y continuar así su avance. Otras morfologías presentes en el flujo de lava asociado a la erupción del cono Navidad que probablemente se asocien a la influencia de la corteza corresponden a las protuberancias presentes en zonas medias y espinas abundantes en el frente.

Blake (1990) define en base a su morfología, cuatro tipos de domos entre los cuales se encuentra el domo de tipo “peleano”. Entre sus características destaca la presencia de espinas y riscos en la cima y sobre un borde de pronunciadas pendientes y abundantes detritos. La formación de estas estructuras las asocia a una expansión que puede sufrir el domo durante su crecimiento o a magma que en un estado fluído es presionado a escapar entre las fracturas de la zona externa. Applegarth et al. (2010) por su parte, identificó en un flujo de lava de tipo *a'a'* de 2001 del volcán Etna, la presencia de estructuras similares a las que se reconocieron en el flujo del cono Navidad a las que denomina “espinas” y de las cuales afirma, son comunes en lavas de tipo bloques (Macdonald, 1972). Su origen está asociado a material que se encuentra en un estado pseudoplástico y que a través de planos de cizalle en un sector inmediatamente anterior al frente de lava, asciende a superficie. La figura 8.2a muestra las condiciones físicas que permiten la formación de estas estructuras. Como se observa, las espinas se forman cuando las tasas de deformación son bajas y la viscosidad es alta, condiciones que se presentan en el flujo de lava estudiado, el cual posee una viscosidad aparente del orden de 10^9 Pa s en la zona media-distal según Naranjo et al. (1992) y velocidades máximas del orden de 10^{-2} m·s⁻¹, por lo que podría suponerse un origen acorde a lo propuesto por los autores mencionados para las espinas y protuberancias vistas en terreno (considerando siempre la diferencia de escala en tiempo y dimensiones en el caso de lo que ocurre en los domos). Las protuberancias identificadas en zonas media-distal son de mayores dimensiones que las espinas, probablemente porque a esta altura la corteza no estaba bien formada lo cual permitía el ascenso de material en un estado pseudoplástico con mayor facilidad. Las espinas abundan hacia el frente porque aquí ya existe un corteza lo suficientemente potente para no permitir el avance de la lava, por lo que es mucho más difícil el escape de material fluido el cual busca las zonas de debilidad de la corteza para ascender. Por otra parte, es de esperar un empuje del flujo que que está

siendo extruido provocando los *rifts* ya descritos, causan la desintegración de parte de estas espinas quedando reducidas a bloques indiferenciables del resto disminuyendo así parte de su población.

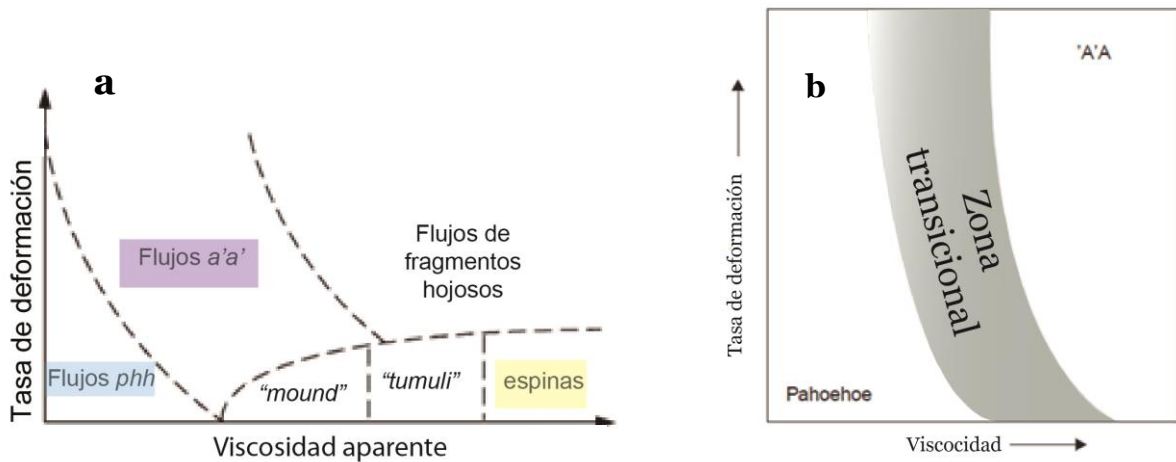


Figura 8.2: Esquema de morfologías y tipos de flujos en función de la viscosidad aparente y tasa de deformación. Si se asume el flujo como tipo Bingham, la viscosidad aparente representa el *yield strength* y la viscosidad. **a.** Condiciones de formación de espinas (baja viscosidad y alto *stres*s). Modificado de Applegarth et al. (2010). **b.** Diagrama comúnmente aceptado para la evolución de un flujo *pahoehoe* a un flujo *a'a'* de acuerdo a la relación viscosidad y tasa de deformación. Tomado de Peterson y Tilling, (1980) en Cashman et al. (1999).

A diferencia del caso anterior, el flujo de lava asociado a la erupción de 1971 del volcán Villarrica avanzó en un corto periodo de tiempo una distancia incluso mayor que la que recorrió el flujo de Lonquimay, siendo bajo estas condiciones imposible la formación de una corteza superficial de esas características.

A lo largo de esta colada de lava, si bien en la mayor parte se observan características de flujo de tipo *a'a'*, existen algunos sectores que hacen pensar más bien que se trata de un flujo transicional entre *pahoehoe* y *a'a'* como por ejemplo, los clastos de apariencia botroidal y superficie cordada a 5,6 km de la fuente (Figura 5.4a) que se observan en el inicio de la zona de estudio u otros de bordes suaves sin la típica textura espinosa y brechosa de los de tipo *a'a'*. Esta evolución es particularmente común en flujos de corta existencia y alta tasa eruptiva y ocurre cuando en el canal la lava

evoluciona pasando de ser un fluido bien mezclado a uno estratificado termalmente, con una superficie fría y un núcleo más caliente e isotérmico. Esta condición según Cashman et al. (1999) se alcanza en un canal activo del volcán Kilauea a 1,9 km del centro de emisión y dado que este estudio comienza a una distancia de 5,6 km a la fuente, es esperable que la etapa más característica de un estilo *pahoehoe* no sea observable. Por otro lado, esta evolución de acuerdo a la figura 8.2b, requiere principalmente un aumento de la viscosidad aparente, así como altas tasas de deformación para el rompimiento de la corteza superficial y una masa fundamental altamente cristalina para generar un *yield strength* equivalente al *stress* impuesto. Según Cashman et al. (1999) este *yield strength* se hace presente en la mayor parte de los casos, cuando el flujo alcanza una cristalinidad cercana al 40%, con lo cual a una distancia de 5,6 km y un porcentaje de cristales ~30% de acuerdo al conteo modal realizado y al cual debe ser adicionado el porcentaje de microlitos, el total de cristales supera con creces ese número y ya sería observable un comportamiento no newtoniano del flujo.

Si bien a grandes rasgos a lo largo de la colada predominan las características típicas de flujos *a'a'*, en el sector medio, como se describió en el Capítulo 5, se observan algunas morfologías que podrían asociarse a un flujo *pahoehoe*. Entre ellas se observan de manera aislada entre el resto del material bloques con texturas similares a las de tipo "*ropy pahoehoe*" y comparando con las descripciones de Guilbaud et al. (2005) sobre uno de las coladas del volcán Laki, se reconoce también "*rubbly pahoehoe*" que entre sus características comprende depresiones longitudinales y diagonales a la dirección de propagación, "*ridges*" en sus márgenes y la presencia de bloques sueltos que parecen apilados en montículos, pudiendo observarse algunos bloques con forma de tabla con evidencia de rasgado en su parte basal. Este sector se caracteriza por ensancharse drásticamente y marcar el paso a una topografía casi horizontal. De acuerdo a Hon et al. (2003) la repentina extensión lateral del flujo así como un cambio en el relieve a un plano menos inclinado pueden explicar la evolución de un flujo *a'a'* a un flujo de tipo *pahoehoe*, y aunque no es común y al contrario muy difícil de observar, puede ocurrir como en este caso, solo en sectores aislados de la colada. Por otro lado, montículos de texturas similares así como algunas cortezas de lava imbricadas, características de la textura "*rubbly pahoehoe*" (Guilbaud et al., 2005) se observan luego de la máxima

canalización que sufre el flujo a cerca de 13 km de la fuente. En este caso, estas evidencias aisladas asociadas a flujos *pahohoe* pueden asociarse al estancamiento que sufre el material al ser reducida el área por la que pasa el canal, provocando la acumulación de lava en esta zona y posterior salida del material en un estado más fluido formando algunas morfologías como las antes mencionadas. En el frente de lava, ya se puede observar claramente la estratificación típica de un flujo *a'a'*, con sectores brechosos rodeando un centro macizo sin embargo, se observa el material en algunos casos con apariencia de estar en un estado pseudoplástico y la parte maciza del flujo penetrando en la parte brechosa, haciendo suponer que la estratificación termal aún no se encuentra totalmente delimitada. Por otro lado, cabe destacar que a diferencia de lo esperado según Cashman et al. (1999) sobre una mucho mayor cristalinidad en las zonas brechosas en comparación a la parte maciza, esto no se reconoce para el flujo aquí estudiado apoyando la tesis de que la zonación de tipo *a'a'* no ha sido totalmente alcanzada a esta distancia.

8.2 Contenido de cristales: variaciones longitudinales e implicancias en el modelo

Al no existir grandes diferencias en el contenido de cristales de las muestras del flujo de lava tanto del volcán Villarrica como del cono Navidad, se considera que el contenido de cristales (fenocristales más microfenocristales) es estable entre un 20 y 30% para el primer caso y 27 y 36% para el segundo, presentando cada tendencia características particulares. En el flujo de 1971 del volcán Villarrica, si bien la tendencia que se observa de la cristalinidad no presenta grandes variaciones en el intervalo analizado, se puede reconocer que en la primera mitad del trayecto el contenido cristalino es el mismo independiente de la textura superficial que presenten las muestras no ocurriendo esto en el segundo segmento en donde si se observan leves diferencias entre el contenido de cristales de muestras brechosas y macizas. Por otro lado, en el flujo de lava del cono Navidad, el contenido cristalino es el mismo para muestras de distinta textura recolectadas en un mismo punto. Además, se observa una leve tendencia a

disminuir la cristalinidad conforme más cerca se está del frente de lava, y considerando la correspondencia favorable en el grado de cristalinidad de muestras brechosas, hojosas y macizas, esta tendencia no puede ser atribuible a esta característica. Cabe destacar que en el caso del volcán Villarrica, el contenido de cristales fue evaluado en un trayecto que considera desde los 5,6 km hasta el frente de lava a 16,5 km del centro de emisión, no pudiendo ser analizado en este aspecto el primer tercio del flujo lo que podría ser importante para confirmar o descartar una evolución como la antes sugerida para la colada del cono Navidad la que fue analizada en toda su extensión. Las variaciones de volumen cristalino asociado a las distintas texturas en el flujo de 1971, podrían estar relacionado a la complejidad del flujo que se incrementa paulatinamente hacia la zona distal en donde se observa una zonación vertical de flujo característico de coladas *a'a'* que podría gatillar una distribución diferencial de los cristales. Respecto a la tendencia decreciente en el contenido de cristales identificada en el flujo de lava del cono Navidad el cual es más homogéneo en su extensión, una explicación sería la decantación de fenocristales producto de la acción de la gravedad, sumado a la alta cantidad de microlitos y viscosidad presente que se opone al avance de los cristales de mayores dimensiones.

Otro punto importante de mencionar en lo que concierne a evolución de la cristalinidad de los flujos de lava estudiados, es que para efectos de este memoria el real contenido de cristales está subestimado ya que para la familia de microlitos, la más abundante, es imposible realizar un conteo modal. El contenido de microlitos es en extremo alto siendo la roca casi completamente cristalina. La proporción de vidrio entonces es mínima y por ende, es imposible poder determinar una proporción exacta de ambos.

Lipman et al. (1985) y Lipman y Banks (1987) proponen un origen para cada una de las familias de cristales identificadas en este estudio. Sostienen en base al momento y lugar de donde recogieron las muestras estudiadas, que los fenocristales se forman en profundidad, la familia de microfenocristales sufre crecimiento y nucleación en el ascenso durante la erupción y los microlitos sufren nucleación durante el emplazamiento del flujo de lava. Adicionalmente, estudios de Crisp et al. (1994) en un flujo de lava basáltico del volcán Mauna Loa, muestran que los microfenocristales incrementan su

contenido en la etapa inicial de la erupción debido al fuerte desequilibrio causado por la desgasificación, mostrando una disminución de la tasa de nucleación y crecimiento en el tiempo a medida que se acerca a un equilibrio y disminuye la tasa efusiva (Figura 8.3). Por otra parte, durante el transporte de material hacia el frente de lava, ocurre un limitado crecimiento de núcleos preexistentes de fenocristales así como un incremento significativo tanto de nucleación como de crecimiento en los microlitos, disminuyendo esta tendencia durante la última mitad de la colada pues presenta un menor grado de desequilibrio. Las tasas de crecimiento (G) y nucleación (J) inducido por la desgasificación del magma para microlitos en la primera parte del emplazamiento del flujo es $G \sim 10^{-7} \text{ cms}^{-1}$ y $J \sim 10^5 \text{ cm}^{-3}\text{s}^{-1}$ mientras que para la segunda etapa de avance mas lento es $G \sim 10^{-8} \text{ cms}^{-1}$ y $J \sim 5 \cdot 10^3 \text{ cm}^{-3}\text{s}^{-1}$ (Crisp et al., 1994). Con estas altas tasas de cristalización puede ser liberado una alta cantidad de calor latente el cual puede reducir la subsiguiente cristalización una vez que las nuevas condiciones de equilibrio son alcanzadas.

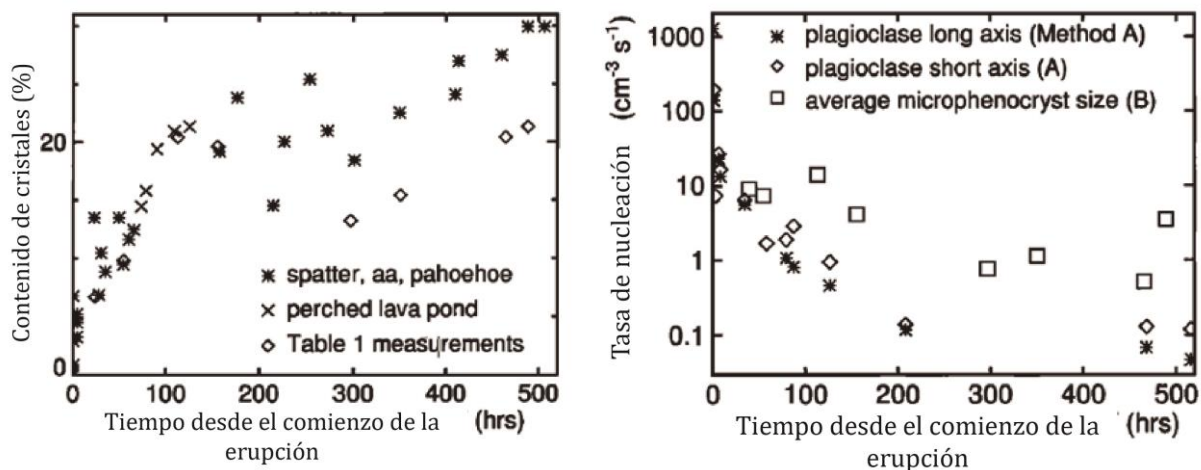


Figura 8.3: Comportamiento de la cristalinidad a lo largo de la colada de acuerdo a Crisp et al. (1994). **a** Porcentaje de volumen de microfenocristales como función del tiempo. **b** Tasa de nucleación en función del tiempo. **(a)** y **(b)** son relaciones definidas para el flujo de lava de 1984 del volcán Mauna Loa.

Crisp et al. (1994) propone la siguiente relación para la fracción de microlitos en función del tiempo:

$$\varphi_{microlitos} = [1 - \exp(-\kappa_v J G^3 T^4)] (1 - \varphi_0) \quad (8.1)$$

Con κ_v : *shape factor* (volumen promedio del cristal), φ_0 Contenido de microfenocristales y t tiempo.

Si se analiza el caso del volcán Villarrica dado los resultados que muestra la evolución del flujo de lava en función del tiempo, en cerca de 42 horas la colada recorre la distancia que abarca desde los 5,6 km desde el centro de emisión hasta donde se detiene a 16,5 km. De acuerdo a testimonios en la literatura, el flujo tardó 48 horas en alcanzar el frente por lo que se podría estimar un tiempo aproximado de 6 horas para lo que demoró en alcanzar el primer punto de medición. Considerando una tasa de crecimiento de $10^{-7} \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y nucleación de $10^5 \text{ cm}^{-3}\text{s}^{-1}$ de acuerdo a los valores propuestos por Crisp et al., (1994) para la fase inicial del flujo y un valor de κ_v igual a $\pi/3$ (valor utilizado para el flujo de lava del volcán Mauna Loa e igual al *shape factor* para una esfera), entonces el contenido de microlitos a 5,6 km de la fuente es de 70%. Si se realiza la misma evaluación para la fase final de la colada, tras 48 horas y tasas de crecimiento y nucleación de $10^{-8} \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y $5\cdot 10^3 \text{ cm}^{-3}\text{s}^{-1}$ respectivamente para zonas distales de lento desplazamiento, se obtiene un 75% de microlitos. Ambos resultados son coherentes con las observaciones realizadas al microscopio que muestran una alta densidad de esta familia en toda la extensión de la colada, alcanzando ya un alto valor cuando había recorrido el primer tercio de su trayecto.

Aplicando los mismos valores para los parámetros antes mencionados, en el caso del flujo de lava del cono Navidad, se determina que tras recorrer 2,5 km en cerca de 60 horas (Naranjo et al., 1992) el contenido de microlitos supera el 64%, mientras que tras 330 días se determina una fracción de microlitos cercana al 72%, cifras que tienen sentido y se condicen con el análisis microscópico que concluye un flujo en extremo cristalino ya desde el comienzo de su extrusión siendo esta característica una constante a lo largo de todo el flujo.

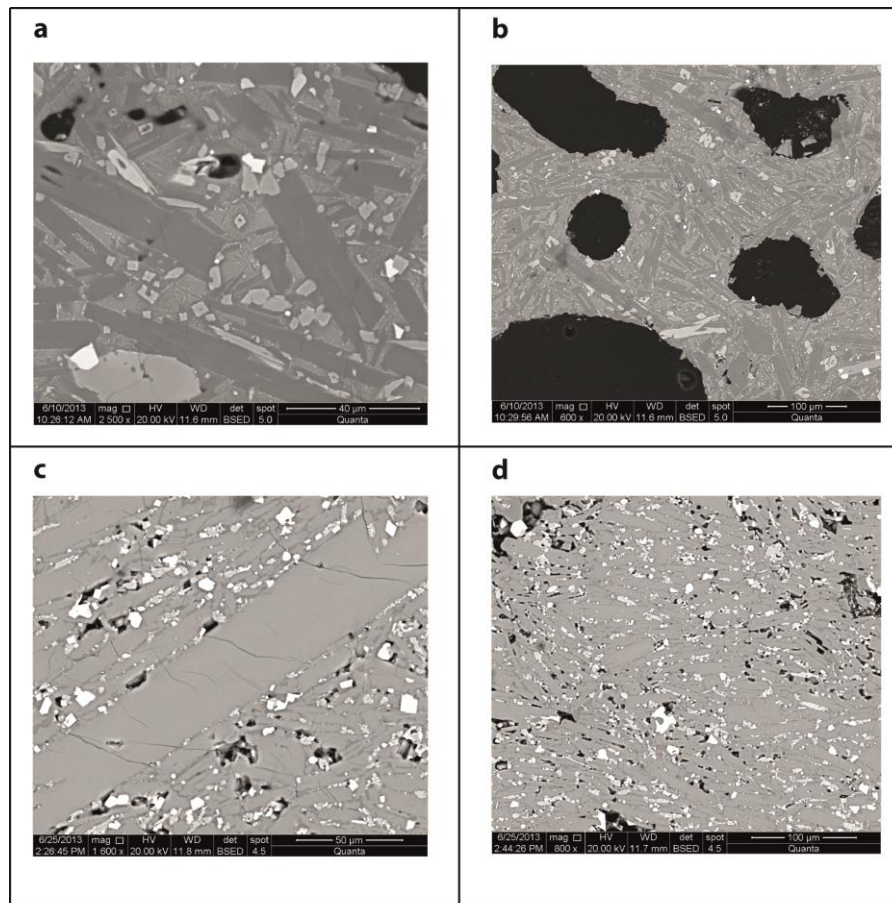


Figura 8.4: a y b Fotomicrografías de MEB de piroclasto recogido en el cono Navidad (a y b) y de la muestra NAV16 (c y d), tomada a 2,5 km del centro de emisión.

Si bien este análisis explica sobre la base a las altas tasa de crecimiento y nucleación el porqué es posible observar una alta cantidad de microlitos, no permite revelar cual es el porcentaje que realmente estaba cristalizado al momento en que el frente pasa por el punto de análisis. Para este estudio, se asume que la mayoría de estos cristaliza posterior a la formación del levée, el material se enfría, sin embargo esta suposición no es del todo correcta. Las figuras 8.4a y 8.4b muestran fotomicrografías en MEB de un piroclasto tomado desde el edificio mismo en el cono Navidad las cuales muestran su alto contenido de microlitos demostrando que existe un porcentaje considerable de esta familia que se ha formado en una etapa anterior al emplazamiento de la colada. En las figuras 8.4c y 8.4d por su parte, se observa fotomicrografías de MEB de la muestra NAV-16 recogida desde el *levée* mas externo a 2,5 km del cráter, donde se puede apreciar como la población de microlitos es altamente densa e imposible de

determinar su fracción en la muestra. Este contraste evidencia la rápida cristalización de microlitos durante un trayecto menor a 2 km que es la distancia que separa estas muestras. Por su parte, en el caso del flujo de lava de 1971 del volcán Villarrica, no se cuenta con muestras cuya distancia sea menor a 5,6 km por lo cual no es posible determinar si los microlitos cristalizaron en su mayoría durante el proceso de enfriamiento del *levée*, en el trayecto del flujo desde su extrusión hasta el punto donde se recogió la muestra o venían desde la cámara magmática como ocurre con parte de esta familia de acuerdo a la evidencia presentada para el otro caso estudiado.

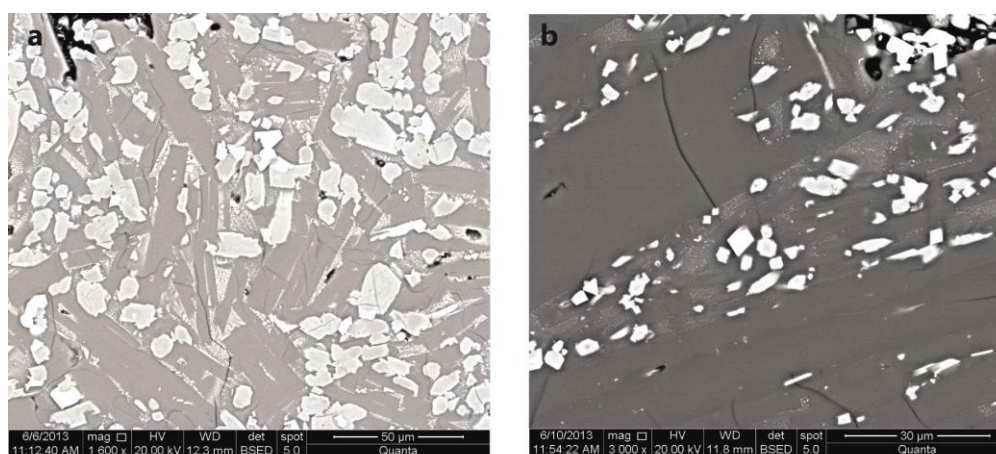


Figura 8.5: Fotomicrografía de MEB de las muestras V71-02 (a) y Nav-08(b). Ambas muestran la disposición de microlitos en la masa fundamental.

Otro antecedente que aporta a la discusión con respecto a la formación de esta población de cristales, se relaciona a las texturas observadas. Existe textura traquítica en microlitos de plagioclasa en ambos casos de estudio, observación que podría dar luces de que cristales que se encontraban formados mientras el flujo avanzaba. En el flujo de lava del volcán Villarrica es posible identificar orientación de microlitos de plagioclasa en algunos sectores, no siendo esto una constante o una característica distintiva. A diferencia, las fotos de muestras de la colada de lava del cono Navidad, es mucho más común observar textura traquítica en los microlitos de plagioclasa, dando indicios de que durante el avance del flujo la mayoría de estos cristales ya se habían formado al momento de constituirse el *levée*, mientras que una parte menor cristalizó mientras este se enfriaba (Figura 8.5).

8.3 Valores de consistencia y *yield strength*

La colada de 1971 del volcán Villarrica presenta una consistencia de 10^3 Pa sⁿ, alcanzando valores del orden de 10^4 Pa sⁿ si se considera el error asociado al geotermómetro utilizado. Estos varían en un rango acotado a lo largo del flujo de lava, mostrando un moderado incremento conforme aumenta la cristalinidad de la lava. Como se mencionó anteriormente, en el intervalo estudiado de la colada de lava si bien el contenido de cristales fluctúa entre 20 y 30%, este es representativo solo de fenocristales y microfenocristales no considerándose la población más numerosa y como es sabido, responsable del aumento de la cristalinidad de un flujo de lava: la población de microlitos. Esto tiene dos implicancias directas, la primera es que dada la estabilidad en la población de cristales es esperable que no existan variaciones significativas de la consistencia a lo largo del flujo, y la segunda, que la magnitud de la consistencia está subestimada debido a que no considera la población de microlitos pues como es sabido, un aumento de la cristalinidad provoca un aumento en la viscosidad del flujo (Dragoni y Tallarico, 1994; Crisp et al., 1994). Si se hace el ejercicio de considerar un contenido de cristales del 60% para el flujo del volcán Villarrica, es decir, un valor que además de considerar fenocristales y microfenocristales tome en cuenta parte de la fracción de microlitos existente, la consistencia para este caso aumenta a valores del orden de 10^4 y 10^5 Pa sⁿ. A pesar de esta incerteza, los valores de consistencia determinados son similares a los establecidos para el flujo de lava basáltico de tipo *a'a'* del 2002 del volcán Etna (Castruccio, 2012) los cuales son del orden de 10^3 - 10^4 Pa sⁿ. Los valores de consistencia determinados para el flujo de lava del volcán Navidad, fluctúan en un rango de 10^5 y 10^6 Pa sⁿ mostrando un leve aumento conforme se incrementa la cristalinidad de las muestras, sin embargo, si se compara su magnitud con la que presenta la viscosidad aparente de acuerdo a Naranjo et al. (1992) la cual varía en un rango de 10^5 Pa sⁿ en zona proximal y 10^9 Pa sⁿ en la zona media a distal, se pueden realizar dos observaciones. La primera es que poseen un comportamiento opuesto pues, la consistencia aumenta con el contenido de cristales por lo que para el caso estudiado esta tiene una magnitud mayor en la zona proximal y menor en la zona distal, y lo segundo, es que dadas la diferencia importante en magnitud con los valores de viscosidad aparente en la literatura, no

explicaría la dinámica del flujo dando luces de la existencia de otro factor que controle el avance del flujo.

El *yield strength* del volcán Villarrica determinado a partir de su morfología es de entre 10^3 Pa y 10^4 Pa aproximadamente, existiendo solo algunos valores inferiores a este orden de magnitud y manteniéndose prácticamente constante con respecto a la variación del grado cristalino a lo largo del flujo. Por su parte, el *yield strength* estimado para el flujo del cono Navidad es de $3 \cdot 10^5$ Pa y fue determinado indirectamente pues corresponde a un parámetro obtenido del ajuste del avance de la colada. En este último caso, utilizar la morfología para determinar su magnitud no es posible dada la complejidad del flujo el cual presenta varios *levées*, hasta cuatro en las zonas más cercanas al cráter, y a que en ciertas ocasiones se observa superposición de flujos por sobre estas estructuras lo que vuelve poco confiable el trabajar con su morfología. Pinkerton y Wilson (1994) presenta un resumen con valores de viscosidades aparentes y de *yield strength* entre otros, para lavas de distintas composiciones (Tabla 8.1) . De acuerdo a ellos, un flujo basáltico posee un *yield strength* que varía en un amplio rango entre 50 y $2,5 \cdot 10^5$ Pa , valores concordantes con los obtenidos para el flujo del volcán Villarrica, mientras que para magmas de composición andesítica, como lo es el caso del cono Navidad, el rango es más acotado alcanzando valores del orden de 10^5 Pa . Petford y Koenders (1998) también presenta un rango de magnitudes para el *yield strength* en diversos flujos con diferente cristalinidad, mostrando que basaltos con contenidos de cristales por sobre el 40%, muestran valores de *yield strength* del rango de $2 \cdot 10^3$ Pa (Spera, 1980 en Petford y Koenders, 1998) y valores entre 10^3 y 10^5 Pa para flujos de composición andesita-basáltica (Hulme, 1974 en Petford y Koenders, 1998). Si bien los valores de *yield strength* determinados para ambos flujos de lava se encuentran dentro del rango aceptado dada la literatura disponible, el caso del cono Navidad presenta la dificultad de que su valor se determina dependiendo del modelo de avance que se utilice, no pudiendo ser determinado en función de la morfología, contenido de cristales o algún parámetro conocido de la colada de lava.

	Lava basáltica	Lava andesítica	Lava riolítica
Tasa efusiva [m ³ /s]	0,1-10 ³	0,3 - 80	1 - 10
Espesor promedio [m]	1 - 10	8 - 800	200 - 550
Ancho/espesor del canal	1,3 - 15	1 - 3	2
Yield strength [Pa]	50 - 2,5·10 ⁵	0,5·10 ⁵ - 3,6·10 ⁵	1.2·10 ⁵ - 3,6·10 ⁵
Viscosidad aparente [Pa s]	200 - 2,3·10 ⁵	10 ⁵ - 10 ⁹	10 ⁸ - 10 ¹²

Tabla 8.1: Resumen de valores para propiedades físicas y dimensiones para diversas composiciones de flujos de lava. (Pinkerton y Wilson, 1994).

8.4 Parámetros eruptivos.

De acuerdo a los valores obtenidos en este estudio (tabla 8.2), el flujo de 1971 del volcán Villarrica recorre los 16,5 km en ~42 horas, valor cercano al estipulado en el trabajo de Moreno y Clavero (2006) de 48 horas. Se presume la diferencia puede ser producto de que las 42 horas aquí determinadas, corresponden al tiempo que tardó el flujo en recorrer el intervalo entre 5,6 km desde el centro de emisión hasta el frente, pudiendo ser la diferencia un valor aproximado del tiempo que demoró el material en avanzar los primeros 5,6 km. De acuerdo a antecedentes de la erupción del volcán Mauna Loa de 1984, en las zonas cercanas al centro de emisión y de pendientes pronunciadas, la velocidad del frente fluctuó entre 0,05 y 5 km·h⁻¹ (Lipman y Banks, 1987). Con velocidades dentro de este rango, es posible que el primer tramo haya sido recorrido en 6 horas, sin embargo, la velocidad media estimada para cuando el frente pasó por el punto de inicio de este análisis supera con creces estos valores siendo de 5,8 m·s⁻¹ con la que tardaría alrededor de 17 minutos en cubrir los 5,6 km iniciales. Es probable que las 48 horas registradas para el avance del flujo de lava sea una estimación de primer orden y por tanto inexacta sin embargo, debe tenerse en consideración que los valores iniciales evidencian que se está sobreestimando la velocidad en las primeras etapas. Sobre esta última observación, debe considerarse que estos superan la velocidad típica para este tipo de flujos (1 km·h⁻¹ y hasta 10 km·h⁻¹ en zonas con pendientes muy pronunciadas) (USGS. *usgs.gov*. Recuperado el día 4 de diciembre de 2013 desde:

<http://volcanoes.usgs.gov/hazards/lava/>) coinciden con los mayores valores de potencia medidos lo que hace intuir la sensibilidad del modelo respecto a las mediciones de altura en zonas proximales, especialmente donde la velocidad del flujo de lava es alta.

Adicionalmente, cabe mencionar que el hecho de considerar una parte del contenido de microlitos en el porcentaje de cristales utilizado para este experimento, por ejemplo, un grado de cristalinidad de 60% al comienzo (representando la suma de fenocristales y microfenocristales un 30%), aumenta la consistencia del flujo y con ello disminuye la velocidad a alrededor de $0,3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ó $1,08 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$, lo cual significa que el flujo tarda 6,4 horas en recorrer 5,6 km, valores que explican de mejor manera lo que acontece en este primer tercio del flujo. A pesar de estas especulaciones con los valores utilizados, en términos concretos queda indefinida la dinámica de la colada en el primer segmento que no fue analizado, no siendo posible extrapolar el comportamiento en base a datos recopilados en el segmento estudiado sin embargo, se espera existan cambios, pues el flujo posee una mayor temperatura, el contenido de cristales es menor y la pendiente es más inclinada.

La tasa eruptiva estimada para el evento también presenta valores extremadamente altos al inicio, alcanzando magnitudes durante la primera hora de $9000 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, valores totalmente sobredimensionados si se compara a lo acontecido en el volcán Mauna Loa cuya tasa eruptiva reconocidamente alta alcanzó los $277 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Moore, 1987). De acuerdo a los resultados obtenidos a partir del modelo utilizado, tras la primera hora la tasa eruptiva presenta un valor cercano a los $500 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en concordancia con la tasa eruptiva máxima reconocida para este evento de $500 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Gonzalez-Ferrán, 1972 en Moreno, 1993) para luego disminuir paulatinamente conforme prosigue la erupción. Es de esperar que dada la dependencia de los valores de tasa eruptiva con respecto a la velocidad, la primera esté influenciada por la sobreestimación de esta última en un comienzo como se explica en el párrafo anterior. Por otro lado debe tenerse en consideración que la tasa estimada es del flujo la cual puede ser diferente a la tasa eruptiva.

Respecto al volumen de la colada para el intervalo estudiado se realizaron dos métodos para estimarlo. El primero fue conforme a los valores de tasa eruptiva

obteniéndose un volumen de $14 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. El segundo y más cercano al reportado en la literatura ($30 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ de acuerdo a Moreno, 1993) fue de $21 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ determinado a través de una aproximación en base a las dimensiones de alto y ancho calculadas en distintos puntos a lo largo del flujo. Aunque ambos resultados son cercanos al valor reportado por Moreno (1993), la diferencia entre los valores puede ser atribuible al volumen de la colada que reposa en el primer segmento no medido para este trabajo. Pese a la certeza de que una porción de este flujo debe ser adicionado al estimado para poder tener una noción del volumen total emitido, lo más probable es que este volumen desconocido tampoco alcance magnitudes de $16 \cdot 10^6$ ó $9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ correspondiente a las diferencias con el valor real para la primera y segunda metodología utilizada respectivamente. La pendiente en esta zona es de $\sim 27^\circ$ y el material por las cercanías a la fuente debe haber estado a altas temperaturas y con un menor grado de cristalinidad por ende presumiblemente mucho más fluido, lo que induce a pensar en depósitos de bajo espesor y de menores magnitudes. Además se puede observar que esta es una zona bastante caótica sin *levées* o un canal central evidente, siendo imposible poder realizar una estimación de las dimensiones de esa fracción del material extruido. Finalmente una explicación para la diferencias entre los volúmenes estimados y real de la colada, radica en los valores anómalos de tasa eruptiva que existe al inicio del evento, así como en la inexactitud de las medidas de altura, justificadas pues en la mayor parte del depósito no aflora su base, a excepción del frente. Finalmente, otro factor importante que explicaría el resultado, es que con el método utilizado solo se considera el volumen que llega al frente y no lo que se pueda perder por enfriamiento o brazos adicionales del flujo.

	Este estudio	Literatura
Velocidad máxima [m·s⁻¹]	5,8	-
Duración [horas]	42	48 (Moreno y Clavero , 2006)
Tasa eruptiva máxima [m³·s⁻¹]	9000 (500 tras la primera hora)	500 (Gonzalez-Ferrán,1972)
Volumen (Q) [m³]	14·10 ⁶	30·10 ⁶ (Moreno, 1993)
Volumen (Dimensiones depósito) [m³]	21·10 ⁶	30·10 ⁶ (Moreno, 1993)

Tabla 8.2: Resumen de valores obtenidos en este estudio para los parámetros eruptivos que caracterizan la erupción de 1971 del volcán Villarrica junto a los valores presentes en la literatura.

A diferencia de lo que ocurre con el flujo del volcán Villarrica, la colada asociada al cono Navidad cuenta con un amplio registro respecto a su avance, dimensiones y parámetros eruptivos (Naranjo et al., 1992; Moreno y Gardeweg, 1989). Como se observa en el el capítulo anterior, los valores determinados a partir de las mediciones realizadas para este trabajo se ajustan bastante bien a las determinadas por Naranjo et al. (1992) durante el avance del frente de lava (tabla 8.3), lo que hace pensar que el *levée* más externo es un registro fidedigno del paso del frente de la colada de lava. Además, las temperaturas determinadas a través de mediciones de la superficie de la lava con un pirómetro óptico de filamento durante la erupción por Moreno y Gardeweg (1989), muestran rangos de 1020 y 1044 C° con un error de ±10 C° , valores totalmente consistentes con los determinados utilizando el geotermometro de MgO en vidrio, los cuales se encuentran entre 1015 y 1044 C° .

Naranjo et al. (1992) presenta un registro de la viscosidad aparente de la colada en toda su extensión como muestra tabla 7.2 y figura 8.6a. De acuerdo a sus observaciones, sus valores están en un rango de 10⁵ Pa s cerca de la fuente y 10⁹ Pa s en

la zona media y distal de la colada. Por otro lado Castruccio (2013) presenta la viscosidad aparente de una serie de flujos con distinta viscosidad plástica y un *yield strength* de $1,5 \cdot 10^5$ Pa (“*yield strength*” típico de flujos de lava del volcán Santiaguito y Colima), (Figura 8.4b). De acuerdo a la figura 8.6b, para viscosidades plásticas por sobre un orden de 10^8 Pa s y tasas efusivas cercanas $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ como es el caso del flujo aquí estudiado, la viscosidad aparente alcanza un valor de 10^9 Pa s, evidenciando que su alto valor es reflejo de la acción de un “*yield strength*”.

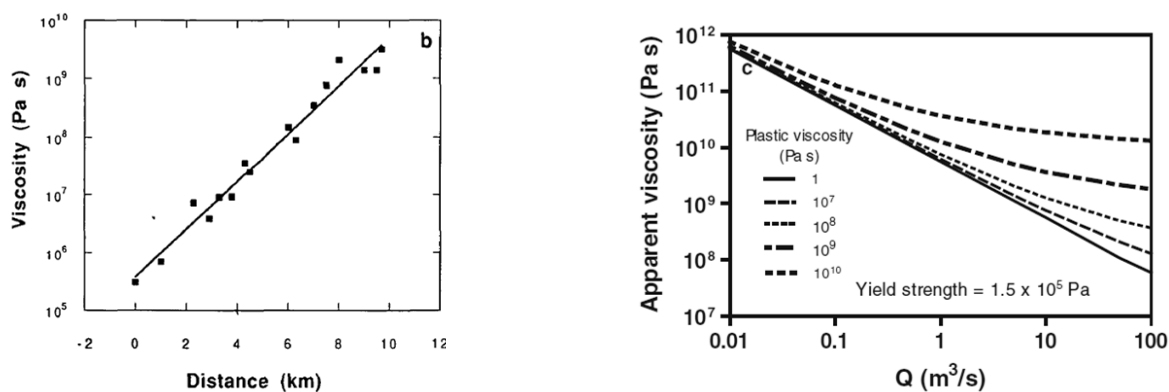


Figura 8.6: Viscosidad aparente y “*yield strength*”. a. Viscosidad aparente del flujo de lava producto de la erupción de 1988-1990 del cono Navidad (Naranjo et al., 1992) b. Viscosidad aparente calculada usando la ecuación de Jeffrey, para una lava con *yield strength* de $1,5 \cdot 10^5$ Pa , $\beta=15^\circ$, $\rho=2500 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ y ancho=200 m. (Castruccio, 2013).

En este caso se decide utilizar el modelo de *yield strength* en la corteza para realizar el modelamiento, lo cual queda respaldado a través de evidencias morfológicas y teóricas. A partir de los valores obtenidos de tiempo y distancia en este trabajo y su ajuste al registro de avance del flujo hechas *insitu*, se determina luego la velocidad, tasa eruptiva y volumen emitido. El mejor ajuste se logra con un valor de *yield strength* constante a lo largo de todo el trayecto de $3 \cdot 10^5$ Pa, valor que si bien permite ajustar bien los datos, no es representativo de la realidad en donde es lógico pensar que dados los cambios en las condiciones que sufre la colada durante su avance (enfriamiento, cristalización, cambios de pendiente, entre otros) este también varíe (A medida que se va formando y consolidando una corteza). Otra punto que se debe resaltar, es que el

modelo no funciona en los últimos 500 m ya que se produce un importante ensanchamiento que no está considerado en la ecuaciones, por lo que para que el flujo de lava avanzara de acuerdo a la velocidad estimada por Naranjo et al. (1992), se necesitarían ocupar alturas considerablemente mayores a las observadas. (70 y 80 m en comparación con la altura estimada en terreno de 45 y 48 m respectivamente).

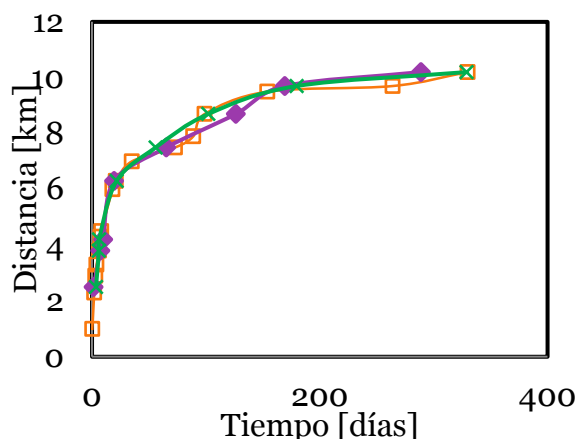


Figura 8.7: Aplicación de modelo de viscosidad newtoniana para el caso de estudio del cono Navidad.

Datos de distancia en función del tiempo para el flujo de lava del cono Navidad (cuadrados naranjos) de acuerdo a Naranjo et al. (1992). La línea morada corresponde al moldeamiento utilizando la morfología de los depósitos y el modelo de *yield strength* en la corteza mientras que la línea verde es aplicando el modelo de viscosidad Newtoniana.

A modo de confirmar que el modelo aquí utilizado es el que mejor refleja la dinámica que siguió el flujo de lava, se aplica el modelo de flujo Newtoniano descrito en el Capítulo 4, en donde la viscosidad interna controla el avance de la colada de lava. La figura 8.7 muestra el resultado del ejercicio se utiliza un $\varphi_m = 40$, valores de viscosidad

determinados con la ecuación de Einstein-Roscoe $\mu = \mu_0 \left(1 - \frac{\varphi}{\varphi_m}\right)^{-2.5}$ con μ_0 viscosidad del

líquido. El ajuste favorable de los datos *solo* se logra si se utilizan valores de potencia que fluctúan entre 60 m en las zonas proximales y 8 m en el frente de la colada, valores que se encuentran totalmente alejados de los determinados en terreno para esta memoria y por Naranjo et al. (1992), y que a la vez caracterizan una colada que disminuye su espesor conforme alcanza su mayor extensión, cualidad totalmente opuesta a la morfología del flujo del cono Navidad. Por otro lado, el valor de la constante

utilizada para lograr un resultado favorable es del orden de 100, siendo que de acuerdo al modelo esta debe rondar la unidad. Estas imposiciones que requiere el modelo para demostrar su aplicabilidad al caso aquí estudiado, son suficientes para confirmar que la dinámica de la colada está controlada por otro factor más que por su viscosidad interna.

Respecto a la evolución del frente y los parámetros eruptivos, se determina que la lava tarda cerca de 288 días en alcanzar su posición actual, número bastante cercano a los 330 días de acuerdo a Naranjo et al. (1992). La velocidad máxima para este episodio eruptivo es de $0,01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ al inicio del intervalo en que se realizó el análisis, esto es a 2,5 km del cráter. Este valor es cercano a los registrados para el comienzo del episodio eruptivo de acuerdo a Naranjo et al. (1992) de $0,03 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ al borde del edificio y $0,007 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a 2,3 km. La tendencia de velocidad determinada, es representativa en toda la extensión de la colada de los valores presentes en la literatura registrados conforme el flujo avanzaba.

La tasa eruptiva de acuerdo a Moreno y Gardeweg (1989) en el inicio del evento eruptivo fue de $57 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, para decrecer drásticamente alcanzando a los 50 días de haberse iniciado una tasa de $11 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, valor que fue declinando lentamente hasta el término de la erupción. La tendencia determinada en este trabajo, tiene una excelente coincidencia con los datos antes expuestos, estando solo el primer valor de $174 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ sobredimensionado para un flujo de lavas de estas características.

Respecto al volumen de la colada, para resolver su valor se usaron las mismas metodologías utilizadas con la colada del volcán Villarrica mostrando ambas excelentes resultados en comparación al volumen de $230\cdot 10^6 \text{ m}^3$ reportados por Naranjo et al. (1992) el cual, a diferencia de los valores obtenidos en este trabajo, considera la porción de material que se desplazó hacia Laguna Verde. Integrando el área bajo la curva de tasa eruptiva versus tiempo, se determinó un valor de $244\cdot 10^6 \text{ m}^3$ mientras que a través de las dimensiones de alto y ancho del flujo, el volumen estimado fue de $193\cdot 10^6 \text{ m}^3$. La discrepancia entre el valor real y el primer resultado presentado podría radicar en la sobreestimación de la tasa eruptiva inicial que presenta el modelo, mientras que el segundo valor puede ser inferior al valor real debido a la incerteza de la técnica utilizada

para medir el alto del flujo, además a causa de no considerar el flujo secundario que se desplazó hacia Laguna Verde.

	Este estudio	Literatura
Velocidad máxima [m·s⁻¹]	0,01	0,03
Duración [días]	288	330 (Naranjo et al.,1992)
Tasa eruptiva máxima [m³·s⁻¹]	174 (18 tras 7 días)	57 (11 a los 50 días) (Moreno y Gardeweg, 1989)
Volumen (Q) [m³]	244·10 ⁶	230·10 ⁶ (Naranjo et al., 1992)
Volumen (Dimensiones depósito) [m³]	193·10 ⁶	230·10 ⁶ (Naranjo et al.,1992)

Tabla 8.3: Resumen de valores obtenidos en este estudio para los parámetros eruptivos que caracterizan la erupción de 1988-1990 del volcán Lonquimay (cono Navidad) junto a los valores presentes en la literatura.

8.5 Fundamento de los modelos utilizados

Como se expuso con anterioridad, los resultados del presente trabajo intentan dilucidar la evolución de los flujos de lava del cono Navidad (1988-1990) y del volcán Villarrica (1971) en función de la posición del frente de lava, bajo la hipótesis de que la evolución de la colada esta controlada por su porción frontal y que la reología está representada por el modelo de Herschel-Bulkley. Esta es la expresión más general representativa de un flujo con comportamiento no newtoniano, representando además favorablemente el comportamiento no lineal entre la tasa de esfuerzo y deformación. Un fluido con comportamiento de tipo Herschel-Bulkley puede ser aproximado a una reología tipo Bingham, un caso particular representativo de un comportamiento lineal para la relación *stress-strain*, solo sobre un cierto rango de valores de *strain* y *stress*

(Castruccio, 2012). En este trabajo se presenta este último caso dado el valor de φ y φ_m escogido justificado en base a las características petrográficas del flujo.

Los flujos de lava son expresiones complejas de la actividad volcánica siendo su evolución controlada por las propiedades reológicas de la lava, densidad, topografía, tasa eruptiva y efectos provocados por la desgasificación y el enfriamiento. Existen diversos experimentos y observaciones de campo que sostienen que el frente de lava es el que controla el avance del flujo completo, siendo el responsable de la formación de *levées*, escombros y de la trayectoria que este toma.

Dada la consideración tomada en esta memoria con respecto a los *levées*, cabe preguntarse si estos son estructuras que representan realmente el paso del frente de lava, y si son un fiel reflejo de las dimensiones del flujo de lava así como de su reología. De acuerdo a las observaciones de campo realizadas, el *levée* izquierdo (mirando hacia el volcán) del flujo de lava 1971 del volcán Villarrica, si bien presenta variaciones tanto texturales como en sus dimensiones, se encuentra bien definido y su presencia es constante a lo largo de prácticamente todo el flujo lo que permite inferir que sí es representativo del paso del frente de la colada de lava. Una situación más compleja es lo que acontece en el cono Navidad, donde existe más de un *levée* por lado en las zonas proximales, mientras que en ciertas parte del flujo es complicado seguir la continuidad y reconocer sus límites, pues en ciertos sectores se observa como el canal central se desborda sobrepasándolo, así como la desaparición paulatina de un *levée* y la formación de uno nuevo a partir del canal central. Existen entonces procesos como la superposición de flujos o la confusión de un *levée* posterior con un *levée* inicial que pueden traer consigo una mala interpretación de los depósitos y con ello conclusiones equivocadas. Uno de estos errores radica en la inexactitud de las potencias determinadas. Como se mencionó con anterioridad, en el flujo de 1971, en gran parte de la colada se desconoce su base, incluso se desconoce la diferencia de altura del canal central con el *levée*, pues se encuentra cubierto de depósitos laháricos posteriores. Si bien es sabido que los valles del volcán Villarrica son de poca profundidad, por lo que no se debería esperar que las mediciones fueran muy distantes de la realidad, debe reconocerse la incerteza que acarrea el uso de estos valores. En el caso del cono Navidad, la base es conocida y con ellos los valores determinados son un poco menos inciertos sin embargo, debido a la

técnica utilizada es de esperar existan incertezas en los valores de altura estimados. Afortunadamente, como ya se ha mencionado, para esta erupción existe una base de datos construida a partir de observaciones *insitu* por Naranjo et al. (1992) con la cual se puede determinar la precisión de las mediciones. Como se observa en el gráfico 7.7a existe una buena coincidencia entre los valores determinados en terreno y los medido por Naranjo et al. (1992) evidenciándose algunas diferencias en algunos sectores pero ue no superan los 5 m.

Otra fuente de error tiene que ver con el contenido de cristales utilizados para estimar la reología del flujo, el cual como se detalló con anterioridad, considera solo fenocristales y microfenocristales. Como se discutió al inicio de este capítulo, si bien se sabe que durante el emplazamiento del flujo la formación de fenocristales y microfenocristales es despreciable, no existe certeza de cual es la cantidad de microlitos que cristalizó mientras *el levée* se enfriaba y cual estaba presente al momento de pasar el frente de lava. En base a las texturas observadas, es esperable que al menos una porción de estos ya estaba formada cuando el levée se emplazó sin embargo, no es posible establecer numericamente esa proporción. Un aumento del grado cristalino de las muestras tiene como consecuencia directa un incremento en la consistencia estimada para el flujo, la cual dado que se ha asumido para el estudio una población de microlitos que cristaliza durante el enfriamiento del *levée*, está subestimada.

Por otro lado, la estimación de la consistencia se ve afectada debido a esta simplificación a través de la viscosidad de la fase fluída. Como se explicó con anterioridad, no se logró reconocer vidrio en las muestras (a excepción de un piroclasto del cono Navidad) dado el alto grado cristalino que presentan, debiendo asumirse que la química del vidrio al momento de pasar el frente corresponde a la química de la masa fundamental, una aproximación errada, pues se está asumiendo nuevamente una cristalización total de la familia de microlitos durante el enfriamiento del *levée*. Este incerteza en la química del vidrio, trae como consecuencia una inexactitud de las temperaturas estimadas y de la viscosidad del vidrio, lo cual tiene una acción directa en la consistencia del flujo.

Existen otros aspectos que influyen en la reología del flujo de lava que por simplicidad este análisis no considera. Si bien es conocida la dependencia de la consistencia con respecto a la fracción cristalina, existen otros factores que también influyen en la reología que presente un flujo de lava tales como la acción de burbujas. Estas son deformables, poseen una muy baja densidad, no son viscosas y son compresibles, a diferencia de los cristales que son rígidos, incompresibles, con una densidad similar a la de la fase fundida y poseen una amplia variedad de formas. La contribución que hacen las burbujas a la viscosidad del flujo dependerá tanto de su abundancia como de su forma. Por ejemplo, una burbuja esférica representa un obstáculo para el flujo a diferencia de una burbuja elongada del mismo volumen, pues esta última representa una superficie de deslizamiento libre para el mismo fluido. En cuanto a la disposición de las partículas, si se trata de cristales que se encuentran semi-diluidos, es decir, no existe una interacción partícula-partícula importante, entonces las partículas son libres de rotar por lo cual su efecto dependerá de la orientación con respecto a la dirección del flujo. Si en cambio mientras se tiene una mayor concentración de partículas y siendo esta bimodal, los cristales no pueden rotar libremente, y su movimiento y orientación está fuertemente afectado por la interacción partícula-partícula. (Mader et al., 2013).

Con el modelo simplificado de velocidad media para un flujo con reología de tipo Herschel-Bulkley pese a las incertezas en la reología y las dimensiones del flujo antes discutidas, se ha determinado con éxito los valores de los parámetros eruptivos para el flujo de lava del volcán Villarrica. En el flujo de Lonquimay por su parte, el análisis realizado permite conocer las fuerzas que actúan sobre el flujo así como la magnitud de la reología en este caso caracterizado por el *yield strength*, si se conoce la posición del frente a través del tiempo pero no es posible a determinar el avance del flujo y los parámetros eruptivos a partir de la reología y las dimensiones de la colada como sucede en el volcán Villarrica. Poder determinar el valor del *yield strength* de la corteza a partir de parámetros que caractericen el flujo tales como el contenido de cristales, morfología, etc y no como un valor que ajuste los datos favorablemente constituye un desafío. De acuerdo a Castruccio (2013), un *yield strength* mínimo de $\sim 10^5$ Pa en la corteza o en el núcleo es necesario para que este domine por sobre la viscosidad en la dinámica que siga

el flujo de lava para viscosidades típicas de lavas basálticas. La fuerza de tensión de rocas cristalinas borde los 10^6 a 10^7 Pa (Iverson, 1992; Rocchi et al., 2004 en Castruccio (2013)) por lo que la corteza formada en la superficie dado el enfriamiento del material es esperable sea un poco menor. Considerando esto, un *stress* superior a 10^5 - 10^6 Pa podría causar la fractura de la roca y reduciendo el *yield strength* efectivo que actúa sobre la lava.

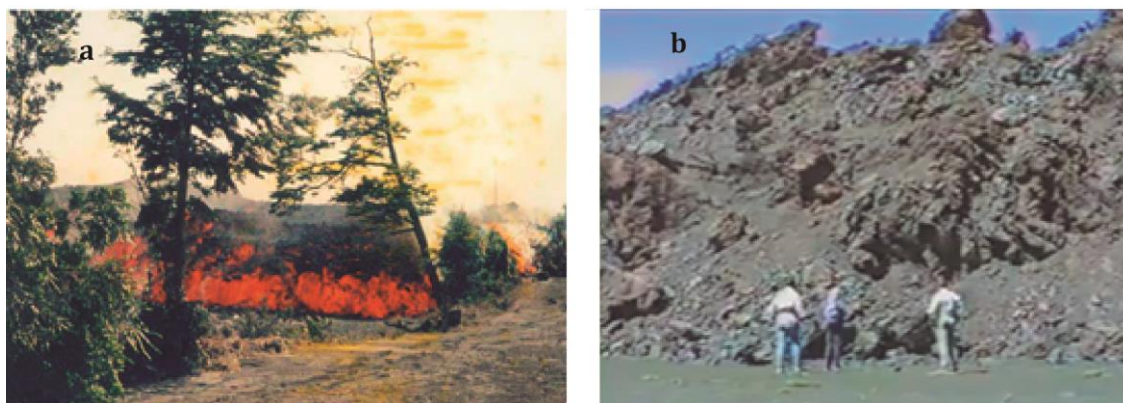


Figura 8.8: Imágenes del frente de lava del flujo asociado a la erupción de 1971 del volcán Villarrica y a la erupción de 1988-1990 del cono Navidad. a Proyecto Observación Villarrica Internet (POVI). *povi.cl*. Recuperado el día 10 de septiembre de 2013 desde: http://www.povi.cl/1948_1984.html. **b** Eddie Edmondson. *youtube.com*. Recuperado el día 10 de septiembre de 2013 desde: <http://www.youtube.com/watch?v=TR2rIyTlNZA>.

En base a los antecedentes de la erupción, observaciones de terreno y los resultados obtenidos tras aplicar los modelos en los flujos de lava de 1971 del volcán Villarrica y de 1988-1990 del cono Navidad, quedan en evidencia profundas diferencias en la dinámica, morfología y parámetros eruptivos determinados. Respecto a las características del primer caso mencionado, fue un evento de corta duración 42 horas, caracterizado por una alta tasa eruptiva (tasa promedio de $140 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) y presentando la colada una alta velocidad máxima $\sim 1,9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, primer valor que se estima no está sobreestimado). Al contrario, el segundo caso mencionado fue bastante más extenso, perdurando por cerca de 288 días, con una tasa eruptiva promedio de $8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ y velocidad máxima de $0,01 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. En cuanto a su morfología, la colada del volcán Villarrica es más extensa alcanzando 16,5 km, con una potencia decreciente hacia el frente cuyos mayores espesores alcanzan 13 m en cambio la colada del volcán

Lonquimay alcanza una extensión de 10,2 km y una potencia creciente hacia la zona distal que ronda los 48 m. Además, observaciones durante la erupción y el registro fotográfico muestra en el caso de Villarrica, un frente de lava cuyo interior es incandescente rodeado de fragmentos sólidos mientras que en la colada de lava del Navidad es evidente una superficie solidificada de espesor considerable que no permite observar su interior dando la impresión, debido también a su lento desplazamiento, de ser una roca solidificada.

8.6 Otros modelos

Existen otros que intentar predecir el régimen dinámico que caracteriza un flujo de lava, pero aún son incapaces de conectar todos los factores que controlan su avance o sucede que los parámetros reológicos deben ser calibrados no pudiendo ser determinados a partir de factores como temperatura o contenido de cristales. Kerr y Lyman (2007) modelaron el avance del flujo de lava asociado al cono Navidad considerando un régimen dominado por la corteza y una tasa eruptiva que decrece exponencialmente en el tiempo con favorables resultados. Determinaron una distancia máxima recorrida por el flujo de 10,3 km y un tiempo para ello de 308 días. Pese a los buenos resultados, cabe destacar que el modelo ignora la acción que pueda tener la topografía en el avance del flujo el cual se ha visto puede ser importante. Por otro lado, la reología también es un parámetro asociado a la calibración del modelo, en este caso con un valor para el “*yield strength*” de la corteza de $2 \cdot 10^6$ Pa, diferencias de un orden de magnitud con el determinado en el presente estudio y valores típicos determinados en otros trabajos (ver tabla 8.1) además, valor que se acerca a la resistencia de roca intacta.

En general, los modelos numéricos funcionan en base a análisis de casos simples que luego, son difíciles de aplicar en otras condiciones. Por otra parte tampoco consideran otras variaciones como por ejemplo la formación de una corteza externa como ocurre en el cono Navidad. MAGFLOW y FLOWGO son modelos computacionales que utilizan una reología tipo Bingham desarrollados por Vicari et al. (2007) y Harris (2001) respectivamente. El primero es un modelo en 2-D que simula

flujos de lava y que através de un algoritmo basado en la aproximación de montecarlo entrega la dirección del flujo. Funciona bien para erupciones efusivas y los parámetros reológicos se determinan a través de modelos aplicables a flujos basálticos. Fue testeado en el flujo de lava de 2001 del volcán Etna, mostrando un buen resultado en cuanto al tiempo de avance del flujo, pero no en cuanto a sus dimensiones las cuales resultaron estar sobreestimadas en especial en zonas donde la topografía no es plana. FLOWGO por su parte es un modelo termo-reológico en 1-D, utilizado para simular la evolución en la geometría y la reología de un flujo de lava y testeado con éxito para flujos de lava como el Mauna Loa, Kilauea y Etna (Harris, 2001). Este modelo asume un flujo de lava que se encuentre bien canalizado y formado por *levées* y un techo mecánicamente discontinuo, modelando el canal y no considerando el frente de lava donde se reconoce el material se encuentra más bien disperso y no con la estructura antes mencionada. Estudios en otros flujos de lava han demostrado que este FLOWGO es un modelo altamente sensible a las dimensiones iniciales del canal y al contenido de fenocristales (Watim, 2012).

Capítulo 9

Conclusiones

En el presente trabajo, se han determinado los parámetros que caracterizaron las erupciones históricas de los volcanes Villarrica (1971) y Lonquimay (1988-1990) a través de las características petrográficas y morfológicas de las coladas de lava producto de los eventos mencionados. Para ello, se utilizaron modelos simplificados basados en la premisa de que el frente de lava controla la dinámica del flujo, así como que el *levée* más externo es representativo de su paso y refleja tanto su potencia como su reología. Para realizar el modelamiento, un flujo con reología de tipo Herschel-Bulkley es asumido.

Los resultados obtenidos muestran que el flujo asociado a la erupción del volcán Villarrica se desplazó con una alta velocidad (máxima de $5,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), llegando el frente de lava a su posición actual, a 16,5 km de la fuente, en solo 42 horas. También este evento se caracteriza por una alta tasa eruptiva que alcanza, luego de la primera hora, un valor de $500 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Para el evento eruptivo del volcán Lonquimay se estimó una velocidad muy baja con un valor máximo de $0,01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ al inicio para seguir disminuyendo conforme avanzaba la colada de lava. La posición actual del frente de lava, a 10,2 km del cráter, fue alcanzada luego de 288 días de iniciada la extrusión de lava y respecto a la tasa eruptiva, esta posee inicialmente un valor de $174 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ y tras 7 días alcanza un valor casi constante de $18 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Estos resultados muestran una evidente similitud de los valores obtenidos en este estudio con respecto a la información disponible descriptiva de los eventos eruptivos, lo que permite concluir que los modelos se han aplicado de forma correcta para cada caso estudiando y a la vez estos son aplicables para estudios de flujos de lavas pasados.

A partir de los resultados, se puede concluir que flujos emitidos en un lapso de días, de grandes extensiones y con altas tasas de emisión como lo es el flujo asociado al episodio eruptivo de 1971 del volcán Villarrica, están controlados por la reología interna

de la colada, es decir, consistencia, el parámetro n y el *yield strength*, mientras que flujos emitidos en escala de meses a años, de extensión moderada y con tasas eruptivas de menores magnitudes, como el caso del cono Navidad, están controlados por el *yield strength* de la corteza.

Queda planteada la problemática sobre la importancia de poder determinar de manera precisa que porción de los microlitos presentes en la masa fundamental cristalizaron mientras el flujo se encontraba en movimiento, y por ende capaz de influir en la reología de este. Como se sostiene en el capítulo anterior, existe evidencia de que al menos en la colada de Lonquimay ya existía una porción de estos cristales desde el inicio de su desplazamiento. Es necesario entonces hacer estudios durante el emplazamiento de flujos de lava para poder determinar cómo evoluciona la cristalización de microlitos durante su avance, teniendo en consideración los distintos tipos de flujos y composiciones, y así tener una idea de lo ocurrido en coladas ya consolidadas.

Otro problema que se presenta para casos en que la dinámica del flujo está dominada por el *yield strength* en la corteza, es encontrar un método alternativo para determinar la magnitud del *yield strength* que no sea a través del ajuste favorable del modelamiento de los datos con el registro presente en la literatura. Es importante que exista una metodología mediante la cual se pueda determinar el valor del *yield strength* a partir de algún parámetro que caracterice el flujo, como por ejemplo el contenido de cristales. Si bien existen planteamientos al respecto, faltan estudios para precisar de mejor manera los resultados obtenidos y reducir la importancia que poseen las constantes para su funcionamiento.

Si bien este ejercicio demuestra la aplicabilidad de los modelos planteados para flujos transicionales entre *pahoehoe* y *a'a'* y flujos transicionales entre *a'a'* y bloques, debe considerarse que los depósitos aquí estudiados corresponden a flujos relativamente simples, que no presentan grandes cambios de pendiente ni múltiples flujos, poseen *levées* bien formados y un central bien delimitado, por lo que otras coladas con estructuras más complejas no necesariamente serían modeladas con éxito.

Finalmente es de suma importancia mencionar el aporte que podría significar el estudio de la dinámica de flujos de lava a partir de sus depósitos en lo que respecta a

peligro volcánico. Si un edificio posee flujos de lava bien consolidados y con una edad relativa, o mejor aún si se cuenta con dataciones radiométricas, es posible elaborar una estadística de tasas de emisión, volumen emitido y tiempo asociados a cada uno de las erupciones (Gho et al., en prep.), lo cual podría permitir predecir el comportamiento de los parámetros eruptivos y con ello aportar para definir zonas de riesgo para futuras erupciones. Por otra parte, si durante un episodio eruptivo la evolución de la reología del flujo fuera conocida, por ejemplo, conociendo el *yield strength* de la corteza, a partir de observaciones tempranas tales como evolución de la morfología de la colada y tasa eruptiva, podría estimarse la evolución del flujo hasta detenerse.

Referencias

- Applegarth, L., Pinkerton, H., James, M. (2010). Morphological complexities and hazards during the emplacement of channel-fed a'a' lava flow fields: A study of the 2001 lower flow field on Etna. *Bulletin of Volcanology*, vol. 72, 641-656.
- Balmforth, N. J., Craster, R. V. (2000). Dynamics of cooling domes of viscoplastic fluid. *Journal of Fluid Mech*, vol. 422 , 225-248.
- Balmforth, N., Burbidge, A., Craster, R., Salzig, j., Shen, A. (2000). Visco-plastic models of isothermal lava domes. *Journal of Fluid Mech*, vol. 403, 37-65.
- Balmforth, N. J., Craster, R. V., Sassi, R. (2002). Shallow viscoplastic flow on an inclined plane. *Journal of Fluid Mech*, vol. 470 , 1-29.
- Balmforth, N., Craster, R., Sassi, R. (2004). Dynamics of cooling viscoplastic domes. *Journal of Fluid Mech*, vol. 149, 149-182.
- Blake.S. (1990). Viscoplastic models of lama domes. In *lava flows and domes: emplacement mechanisms and hazard implications* (ed. J. H. Fink) 88-128. IAVCEI Proc. In *Volcanology*, vol. 2. Springer.Berlag, Berlin.
- Blake, S., Bruno, B. (2000). Modelling the emplacement of compound lava flows. *Earth and Planetary Science Letters* 184 , 181-197.
- Cashman, K., Thornber, C., Kauahikaua, J. (1999). Cooling and crystalization of lava in open channels, and transition of pahoehoe lava to aa. *Bulletin of Volcanology*, vol.61, 306-323.
- Castruccio, A. Rheology and dynamics of lava flows. Tesis doctoral. University of Bristol, 2012.
- Castruccio, A., Rust, A., Sparks, R. (2013). Evolution of crust and core-dominated lava flows using scaling analysis. *Bulletin of Volcanology*,vol.75

Cembrano, J., Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, vol.471, 96-113.

Clavero, J., Moreno, H. (2004). Evolution of Villarrica Volcano. (L. Lara, & J. Clavero, Edits.) *Villarrica Volcano (39°S), Southern Andes, Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín N°61 .

Crisp, J., Cashman, K. V., Bonini, J. A., Hougén, S. B., Pieri, D. C. (1994). Crystallization history of the 1984 Mauna Loa lava flow. *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, (B4) , 7177-7198.

Dragoni, M., Bonafede, M., Boshi, E. (1986). Downslope flow models of a Bingham liquid: implications for lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 30, 305-325.

Dragoni, M., Tallarico, A. (1994). The effect of crystallization on the rheology and dynamics of lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , vol.59, 241-252.

Eddie Edmundson. *youtube.com*. Videos del avance del flujo de lava asociado al cono Navidad. Recuperado el día 10 de septiembre de 2013 desde: <http://www.youtube.com/watch?v=TR2rIyTlNZA>.

Gho, R. Determinación de parámetros eruptivos de flujos de lava del complejo volcánico Lonquimay (38°S), Andes del sur. Dirigido por Ángelo Castruccio. Memoria de título inédita. Universidad de Chile, Departamento de geología, 2013.

Giordano a, D., Russell, J. K., Dingwell, D. B. (2008). Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters* , vol.271, 123-134.

Griffiths, R. W., Fink, J. H. (1993). Effects of surface cooling on the spreading of lava flows and domes. *Journal of Fluid Mech*, vol. 252, 667-702.

Guilbaud, M. N., Self, S., Thordarson, T., Blake, S. (2005). Morphology, surface structures and emplacement of lavas produced by Laki, A.D.1783-1784. *Geological society of America* , 81-102.

Guilbaud, M.-N., Blake, S., Thordarson, T., Self, S. (2007). Role of Syn-eruptive cooling and degassing on textures of lavas from the AD 1783-1784 Laki Eruption, South Iceland. *Journal of Petrology* , 48-7, 1265-1294.

Harris, A., Rowland, S. (2001). FLOWGO: a kinematic thermo-rheological model for lava flowing in a channel. *Bulletin of Volcanology*, vol. 63, 20-44.

Harris, A., Flynn, L., Matias, O., Rose, W. (2002). The thermal stealth flows of Santiaguito dome, Guatemala: Implications for the cooling and emplacement of dacitic block-lava flows. *Geological Society of America Bulletin*, vo. 114, 533-546.

Hickey-Vargas, R., Moreno Roa, H., López Escobar, L., Frey, F. A. (1989). Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas the Villarrica-Lanin volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* , vol. 103, 361-386.

Hon, K., Gansecki, C., Kauahikaua. (2003). The transition from Aa to Pahoehoe crust on flows emplaced during the Pu'u'O'o'-Kupaianaha eruption. En *The Pu'u 'Ō'ō-Kupaianaha Eruption of Kīlauea Volcano, Hawai'i: The first 20 Years*.

Hulme, G. (1974). The interpretation of lava flow morphology. *Geophys.J.R.Astron.Soc.*, vol.39, 361-383.

Huppert, H., Shepherd, J. B., Sigurdsoon, H., Sparks, R. (1982). On lava dome growth, with application to the 1979 lava extrusion of the Soufriere of St Vincent. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 14 , 199-222.

Ishibashi, H., Sato, H. (2007). Viscosity measurements of subliquidus magmas: Alkali olivine basalt from the Higashi-Matsuura district, Southwest Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 160, 223-238.

Ishibashi, H. (2009). Non-Newtonian behavior of plagioclase-bearing basaltic magma: Subliquidus viscosity measurement of the 1707 basalt of Fuji volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 181, 78-88.

Kerr, R., Lyman, A. (2007). Importance of surface crust strength during the flow of the 1988-1990 andesite lava of Lonquimay Volcano, Chile. *Journal of Geophysical Research*, vol.112 .

Lara, L., Clavero, J. (2004). Villarrica volcano (39°S), Southern Andes, Chile. *Boletín N°61. Servicio Nacional de Geología y Minería* .

Lara, L., Moreno, H. (2004). Geología del área Liquiñe-Neltume, regiones de los Lagos y de la Araucanía. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°83* , 19p., mapa escala 1:100.000.

Lipman, P., Banks, N., Rhodes, J. (1985). Gas-release induced crystalization of 1984 Mauna Loa magma, Hawaii, and effects on lava rheology. *Nature*, vol.317, 604-607.

Lipman, P., Banks, N. (1987). Aa flow dynamics, Mauna Loa 1984. *U.S. Geological Survey of Professional Paper*, vol. 1350, 1527-1567.

López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H. (1995). Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37°-46°S). *Revista Geológica de Chile*, vol.22, 219-234.

Lyman, A. W., Koenig, E., Fink, J. (2004). Predicting yield strength and effusion rate of lava domes from morphology and underlying topography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 129, 125-138.

Lyman, A., Kerr, R., Griffiths, R. (2005). Effects of internal rheology and surface cooling on the emplacement of lava flows. *Journal of Geophysical Research* vol. 110, B08207.

Lyman, A., Kerr, R. (2006). Effect of surface solidification on the emplacement of lava flows on a slope. *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, B05206.

Lyman, A., Kerr, R. (2007). Importance of surface crust strength during the flow of the 1988–1990 andesite lava of Lonquimay Volcano, Chile. *Journal of Geophysical Research*, vol.112, B03209.

Mader, H. M., Llewellyn, E. W., Muller, S. P. (2013). The rheology of two-phases magmas: A review and analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 257, 135-158.

Moore, H. J. (1987). Preliminary estimates of the rheological properties of 1984 Mauna Loa. *Volcanism in Hawaii*, U.S. Geological Survey of Professional Paper, vol. 1350, 1569-1588.

Moreno, H., Gardeweg, M. C. (1989). La erupción reciente del Complejo Volcánico Lonquimay (Dicimembre 1988) Andes del Sur. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 16, No 1, 93-117.

Moreno. (1993). Volcán Villarrica. Geología y evaluación del riesgo volcánico, regiones IX y X, 39°25' S. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Moreno, H., Clavero, J. (2006). Geología del volcán Villarrica. Regiones de la Araucanía y de Los Lagos. Carta geológica de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, No 98 Escala 1:50.00.

Moreno, H., Naranjo, J. A., Polanco, E. (2012). Geología del Complejo Volcánico Lonquimay-Tolhuaca. Regiones de la Araucanía y del Biobío. Carta Geológica de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería .

Mueller, S., Llewellyn, E., Mader, H. (2010). The rheology of suspensions of solid particles. *Proceeding of the Royal Society*, vol.466, 1201-1228.

Naranjo, J. A., J. S. R., Stasiuk, M., Moreno, H., Ablay, G. (1992). Morphological, structural and textural variations in the 1988-1990 andesite lava of Lonquimay Volcano, Chile. *Geological Magazine of Cambridge University*.129, 657-678.

Parfitt, E., Wilson, L. (2007). *Fundamentals of physical volcanology*. Backwell.

Petford, N., Koenders, M. (1998). Granular flow and viscous fluctuations in low Bagnold number granitic magmas. *Journal of the Geological Society*, vol. 155, 873-881.

Pinkerton, H., Sparks, R. (1976). The 1975 sub-terminal lavas, Mount Etna: a case history of the formation of a compound lava field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 1, 167-182.

Pinkerton, H., Wilson, L. (1994). Factors controlling the lengths of channel-fed lava flows. *Bulletin of Volcanology*, vol. 56, 108-120.

Polanco, E.. Volcanoestratigrafía, geoquímica y peligro volcánico del volcán Lonquimay (38°30'S), Andes del Sur (Chile). Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona, (2010).

Proyecto Observación Villarrica Internet (POVI). *povi.cl*. Fotografías del flujo de lava asociado a la erupción de 1971 del volcán Villarrica. Recuperado el día 10 de septiembre de 2013 desde: http://www.povi.cl/1948_1984.html.

Putirka, K. D. (2008). Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 69, 61-120.

Riffo, P., Fuentealba, G., Gardeweg, M., Moreno, H. (1989). Erupción del volcán Lonquimay 1988-1989. Temuco: Universidad de la frontera.

Sparks, R., Pinkerton, H., & Hulme, G. (1976). Classification and formation of lava levées on Mount Etna, Sicily. *Geology*, vol. 4, 269-271.

Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Andean Geology*, vol. 31, N° 2, 161-206.

Takagi, D., Huppert, H. (2010). Initial advance of long lava flows in open channels. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 195, 121-126.

Thiele, R., Lasen, A., Moreno, H., Vergara, M., Munizaga, F. (1987). Estudio geológico regional a escala 1:100.000 de la hoya superior y curso medio del río Bío-Bío. Informe para la Empresa Nacional de Electricidad, Convenio ICP-8601 (Inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, 304 p.

Vicari, A., Herault, A., Del Negro, C., Coltelli, M., Marsella, M., Proietti, C. (2007). Modeling of the 2001 lava flow at Etna volcano by a cellular automata approach. *Environmental Modeling and software*, vol. 22, 1465-1471.

Walker, G. (1973). Lengths of lava flows. *Philosophical Transactions of the Royal Society. London. A274* , 107-118.

Wantim, M., Kervyn, M., Hernst, G., del Marmol, M., Suh, C., Jacobs, P., (2012). Numerical experiments on the dynamics of chanelized lava flows al Mount Cameroon volcano with the FLOWGO thermo-rheological model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 253, 35-53.

ANEXOS

ANEXO 1

Contenido de cristales del flujo de lava asociado de 1971 del volcán Villarrica

Muestra	Distancia al cráter [km]	Fenocristales	Microfenocristales	Total cristales	Masa fundamental
V71-13	5,6	9,389366114	21,07733562	30,46670173	69,53329827
V71-12	5,6	8,215284112	21,79438388	30,00966799	69,99033201
V71-04	6,82	8,876251833	19,56731819	28,44357003	71,55642997
V71-14	8,7	5,697206073	17,85824615	23,55545222	76,44454778
V71-17	8,7	6,736711228	16,59154018	23,32825141	76,67174859
V71-15	9,92	4,269093973	17,75360253	22,0226965	77,9773035
V71-16	9,92	3,907168767	17,4985719	21,40574067	78,59425933
V71-02	14,06	8,534228114	17,08114369	25,6153718	74,3846282
V71-10	14,96	5,81667726	16,67185144	22,4885287	77,5114713
V71-11	14,96	6,934450695	15,38982386	22,32427456	77,67572544
V71-19	15,67	7,787738303	18,74666295	26,53440125	73,46559875
V71-18	15,67	6,355446637	18,61645461	24,97190125	75,02809875
V71-06	16,5	8,160152591	20,17168004	28,33183263	71,66816737
V71-08	16,5	7,121596408	17,708522	24,8301184	75,1698816
V71-07	16,5	5,650682894	15,78179908	21,43248198	78,56751802

Contenido de cristales flujo de lava asociado de 1988-1990 del cono Navidad.

Muestra	Distancia al cráter [km]	Fenocristales	Total cristales	Masa fundamental
loq-02	0,2	31,451	31,451	68,549
NAV-16	2,5	36,047	36,047	63,953
NAV-17	2,5	36,232	36,232	63,768
NAV-06	3,9	34,863	34,863	65,137
NAV-07	3,9	35,013	35,013	64,987
NAV-08	4,19	35,850	35,850	64,150
NAV-09	4,19	36,703	36,703	63,297
NAV-10	6,2	30,797	30,797	69,203
NAV-11	6,2	31,118	31,118	68,882
NAV-14A	7,75	32,870	32,870	67,130
NAV-14B	7,75	32,977	32,977	67,023
NAV-15	7,75	33,186	33,186	66,814
NAV-04	8,75	32,480	32,480	67,520
NAV-12	8,9	30,534	30,534	69,466
NAV-13	8,9	30,962	30,962	69,038
loq-04	9,94	29,497	29,497	70,503
NAV-02	10,2	28,788	28,788	71,212
NAV-03	10,2	27,569	27,569	72,431

ANEXO 2

Química de minerales

Muestra: V71-15

	M1	M2	M3	M4
SiO ₂	52,87	50,09	39,93	41,60
TiO ₂	0,00	0,22	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	27,81	30,62	0,02	0,02
FeO	1,91	1,32	17,99	13,37
MnO	0,03	0,00	0,29	0,13
MgO	0,70	0,61	41,56	44,60
CaO	12,22	14,19	0,19	0,16
Na ₂ O	4,20	2,76	0,00	0,00
K ₂ O	0,11	0,19	0,01	0,04
Cr ₂ O ₃	0,07	0,00	0,01	0,07
P ₂ O ₅	0,07	0,00	0,00	0,00
total	100,0	100,0	100,0	100,0

Muestra V71-08

	M1	M2	M3	M4	M5
SiO ₂	53,37	47,88	40,53	39,73	40,32
TiO ₂	0,09	0,05	0,00	0,00	0,08
Al ₂ O ₃	28,78	33,13	0,87	0,06	0,00
FeO	0,92	0,59	16,82	18,50	17,43
MnO	0,00	0,00	0,36	0,32	0,33
MgO	0,19	0,03	40,90	40,86	41,45
CaO	12,52	16,20	0,44	0,34	0,26
Na ₂ O	3,95	2,03	0,09	0,00	0,03
K ₂ O	0,12	0,09	0,00	0,06	0,01
Cr ₂ O ₃	0,07	0,00	0,00	0,04	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,08	0,07
total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Muestra V71-13

	M1	M2	M3	M4
SiO2	49,69	51,57	40,14	40,96
TiO2	0,25	0,10	0,16	0,02
Al2O3	30,50	29,41	0,38	0,02
FeO	1,29	1,17	17,72	17,78
MnO	0,00	0,06	0,27	0,29
MgO	0,60	0,45	40,71	40,57
CaO	15,17	13,60	0,40	0,29
Na2O	2,39	3,44	0,03	0,00
K2O	0,07	0,19	0,01	0,07
Cr2O3	0,03	0,00	0,17	0,00
P2O5	0,00	0,00	0,02	0,00
total	100,0	100,0	100,0	100,0

Muestra V71-02

	M1	M2	M3	M4	M5	M6
SiO2	54,02	52,07	53,05	40,10	40,87	52,36
TiO2	0,05	0,11	0,08	0,00	0,02	1,09
Al2O3	28,38	29,80	29,09	0,61	0,00	3,41
FeO	0,79	0,90	0,84	16,87	16,85	9,36
MnO	0,01	0,00	0,01	0,36	0,26	0,29
MgO	0,32	0,32	0,32	41,59	41,58	16,00
CaO	11,79	13,06	12,43	0,30	0,26	16,98
Na2O	4,41	3,32	3,87	0,17	0,04	0,46
K2O	0,18	0,17	0,18	0,00	0,02	0,01
Cr2O3	0,03	0,01	0,02	0,00	0,09	0,04
P2O5	0,00	0,24	0,12	0,00	0,00	0,00
total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Muestra NAV-03

	M1	M2	M3	M4	M5
SiO2	56,0688696	56,7654639	57,1999568	53,1504405	53,9720129
TiO2	0,34220939	0,08591065	0,05401318	1,98505632	0,94725511
Al2O3	24,6711582	27,1262887	26,4556552	4,42734471	2,19590958
FeO	2,06395038	0,63359107	0,49692125	12,334114	10,452099
MnO	0,05347022	0,12886598	0	0,54644809	0,39827772
MgO	1,50786012	0,07517182	0	13,8173302	14,4886975
CaO	9,79574377	9,18170103	9,24705628	12,8694101	17,3304629
Na2O	5,34702171	5,86340206	6,43837096	0,56875209	0,21528525
K2O	0,14971661	0,13960481	0,10802636	0,24534404	0
Cr2O3	0	0	0	0	0
P2O5	0	0	0	0,05576001	0
total	100	100	100	100	100

Muestra NAV-08

	M1	M2	M3	M4
SiO2	57,2747497	56,6480935	52,2941822	52,3007979
TiO2	0,08898776	0,0546269	1,18551043	1,11487594
Al2O3	27,5083426	27,1058669	3,31503842	3,22439611
FeO	0,50055617	0,54626898	11,481888	11,7936386
MnO	0,01112347	0	0,47200878	0,40441578
MgO	0,05561735	0,03277614	14,1383095	14,1545524
CaO	9,95550612	9,85469245	16,6520307	16,504536
Na2O	4,32703003	5,6374959	0,37321625	0,38255547
K2O	0,12235818	0,12017918	0,06586169	0
Cr2O3	0,13348165	0	0	0,09837141
P2O5	0,02224694	0	0,0219539	0,02186031
total	100	100	100	100

Muestra NAV-15

	M1	M2	M3
SiO2	57,0836062	56,6049984	51,5935829
TiO2	0,08731718	0,08655199	1,20855615
Al2O3	27,4066798	26,8852104	3,77540107
FeO	0,4365859	0,63832089	11,8930481
MnO	0,04365859	0	0,4171123
MgO	0,03274394	0,07573299	13,4438503
CaO	9,80135342	9,78037434	17,2192513
Na2O	4,97707924	5,74488802	0,34224599
K2O	0,13097577	0,11900898	0,01069519
Cr2O3	0	0,06491399	0,04278075
P2O5	0	0	0,05347594
total	100	100	100

Muestra NAV-16

	M1	M2	M3	M4	M5
SiO2	57,0591993	56,4551884	52,3424879	51,7935349	54,3441227
TiO2	0,18100511	0,12667582	0,73236403	1,54327424	0,40459966
Al2O3	26,6716354	27,3303072	2,62789445	3,89989572	0,58560477
FeO	0,53236797	0,51725958	13,1933226	11,0323253	19,9212095
MnO	0,01064736	0,10556318	0,70005385	0,51094891	0,79855196
MgO	0,08517888	0,05278159	12,7840603	12,919708	21,7525554
CaO	9,95528109	10,1129526	17,1782445	17,8415016	2,05494037
Na2O	5,18526405	5,14092684	0,38772213	0,3649635	0,07453152
K2O	0,31942078	0,1161195	0	0	0
Cr2O3	0	0,04222527	0	0,0729927	0,01064736
P2O5	0	0	0,0538503	0,02085506	0,0532368
total	100	100	100	100	100

ANEXO 3

Resumen para obtención de química de masa fundamental del volcán Villarrica.

	v71-13		v71-15		v71-02		v71-08	
	B.M	A	B.M	A	B.M	A	B.M	A
SiO ₂	53,09	56,36	53,15	55,46	53,00	56,65	53,17	56,19
TiO ₂	1,22	1,27	1,20	1,21	1,22	1,21	1,22	1,14
Al ₂ O ₃	16,34	17,06	17,06	17,41	16,78	16,82	16,67	17,03
FeO _{total}	9,24	7,60	8,87	7,29	9,07	7,26	9,05	7,34
MnO	0,17	0,12	0,16	0,05	0,17	0,13	0,17	0,13
MgO	6,27	4,07	5,55	4,69	5,83	4,52	5,86	4,70
CaO	9,48	8,87	9,81	9,11	9,79	8,36	9,65	8,58
Na ₂ O	3,24	3,65	3,26	3,86	3,20	3,99	3,26	3,89
K ₂ O	0,68	0,81	0,67	0,68	0,68	0,78	0,68	0,78
P ₂ O ₅	0,24	0,14	0,24	0,22	0,24	0,27	0,24	0,21
H ₂ O	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13
F ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0

** B.M: Química de masa fundamental como resultado del balance de masas a partir de la composición química de roca total conocida y química de minerales (anexo 2).

** A: Química de masa fundamental como resultado de medición de química de un área de la masa fundamental con Microscopio Electrónico de Barrido.

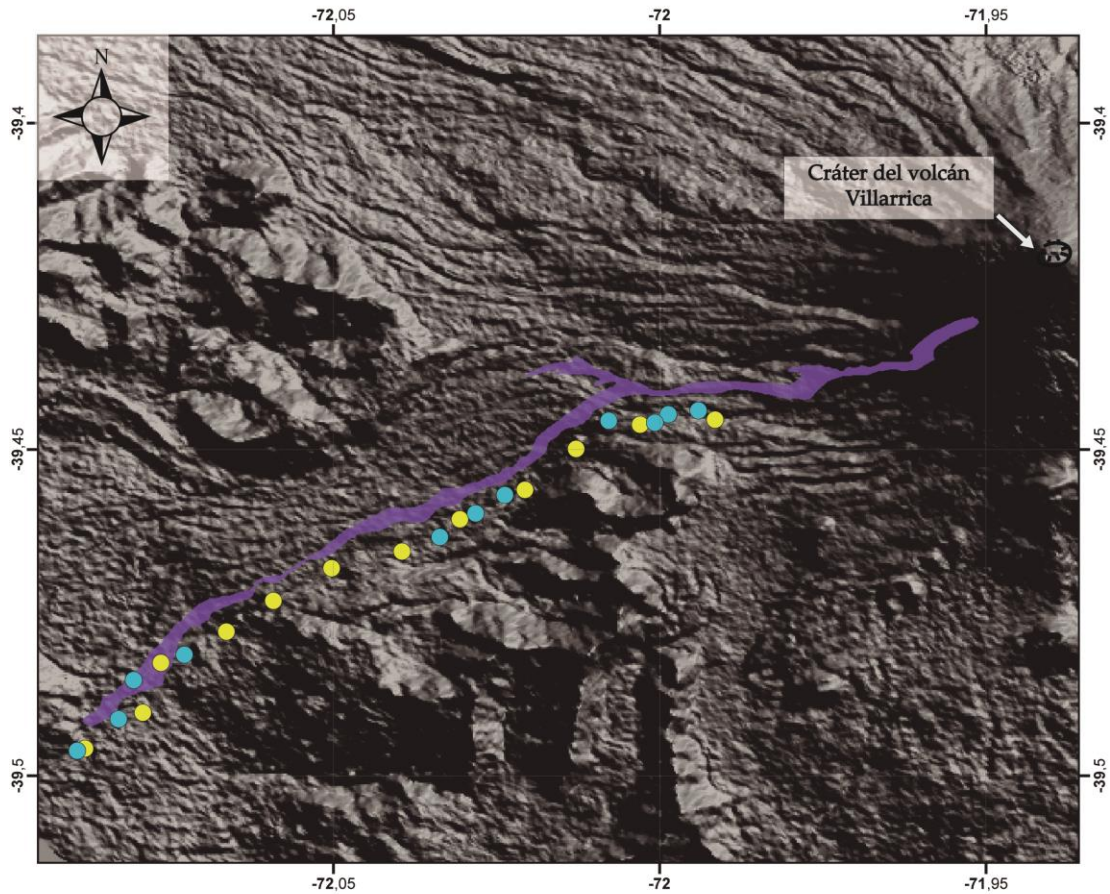
Resumen para obtención de química de masa fundamental Cono Navidad.

	nav-01a		nav-16		nav-08		nav-15		nav-03	
	B.M	A	B.M	A	B.M	A	B.M	A	B.M	A
SiO ₂	64,31	64,31	56,75	63,18	56,75	64,17	56,75	66,17	56,75	60,06
TiO ₂	2,77	2,77	1,52	1,14	1,521	1,693	1,516	0,756	1,514	1,542
Al ₂ O ₃	10,92	10,92	16,55	16,93	16,56	13,06	16,59	14,07	16,60	12,72
FeO	10,04	10,04	10,07	6,15	10,06	8,651	10,03	7,933	10,01	9,405
MnO	0,28	0,28	0,23	0,06	0,234	0,188	0,233	0,072	0,232	0,276
MgO	1,01	1,01	2,40	1,70	2,393	1,910	2,390	0,789	2,388	3,322
CaO	4,30	4,30	5,42	5,26	5,424	3,660	5,445	0	5,455	4,474
Na ₂ O	3,65	3,65	5,65	4,80	5,652	5,293	5,646	3,880	5,644	6,466
K ₂ O	1,76	1,76	1,00	0,35	0,997	0,697	0,994	5,225	0,992	0,913
P ₂ O ₅	0,82	0,82	0,40	0,37	0,396	0,607	0,394	0,042	0,393	0,807
H ₂ O	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79
F ₂ O	0	0		0	0	0	0	0	0	0

ANEXO 4

Dimensiones de los flujos de lava estudiados: Valores y puntos de medición.

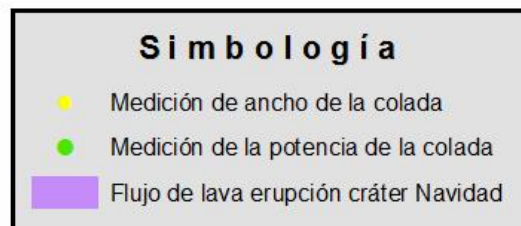
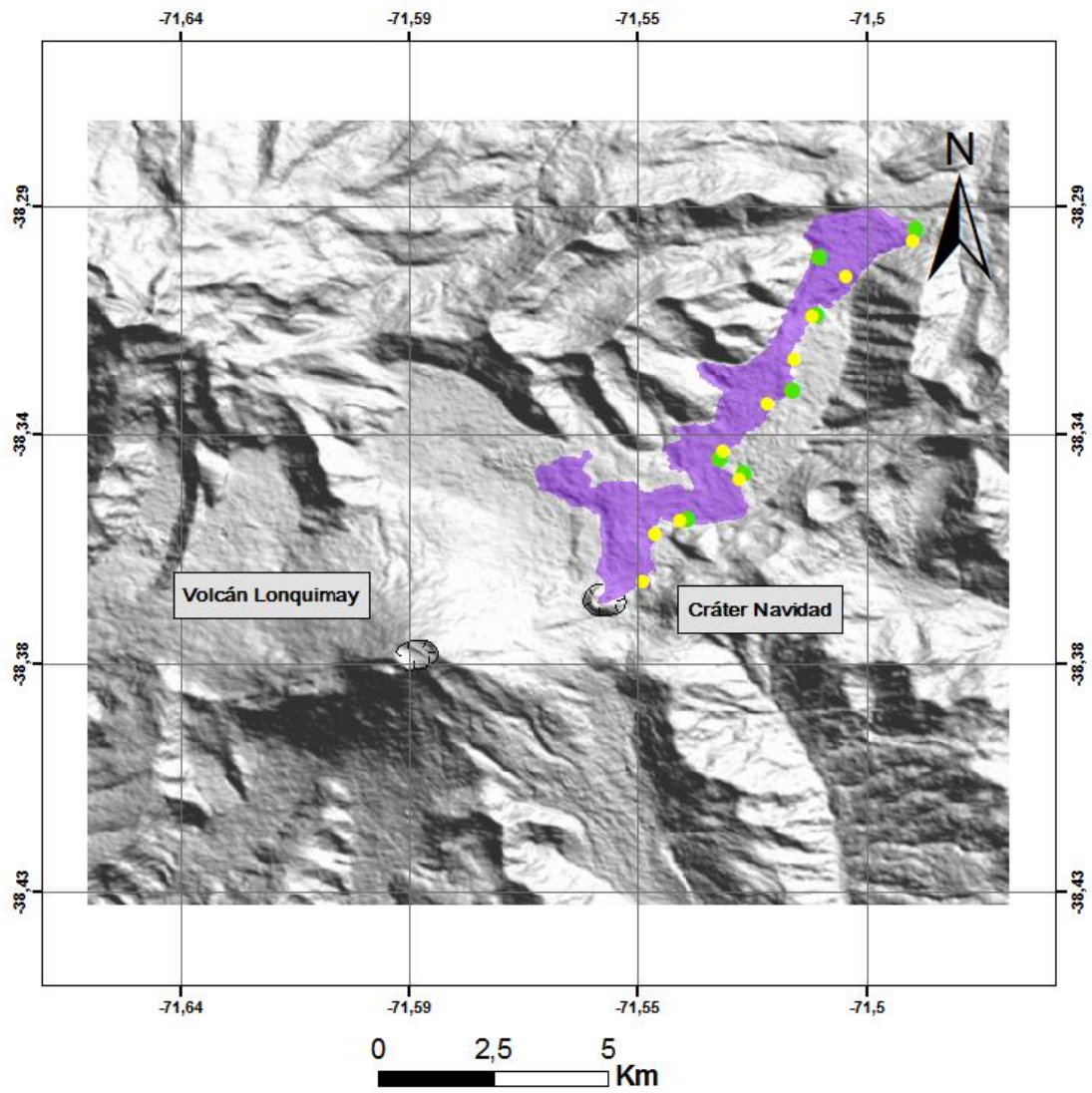
Mediciones en volcán Villarrica



0 1,5 3 Km



Volcán Lonquimay



Dimensiones colada Villarrica

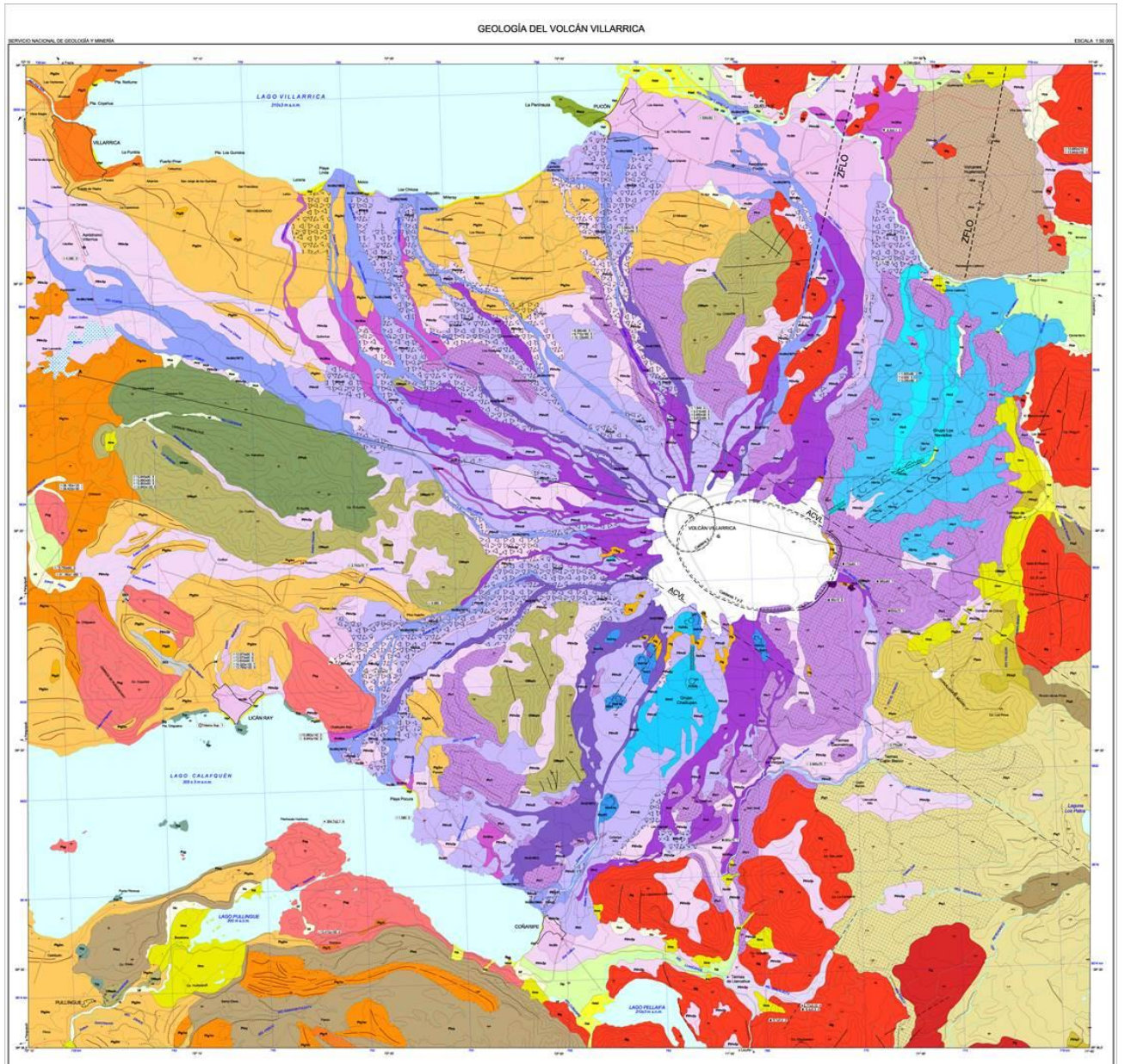
Distancia al cráter [km]	Pendiente	Potencia [m]	Ancho [m]
5,6	5	12,5	150
6,82	5	10,13	119
8,7	4,6	11,5	70
9,92	4,15	8,55	117
14,06	3,7	8	176
14,96	2,8	5,2	232
15,67	2,74	8,74	240
16,5	2,55	7,247	85

Dimensiones cono Navidad

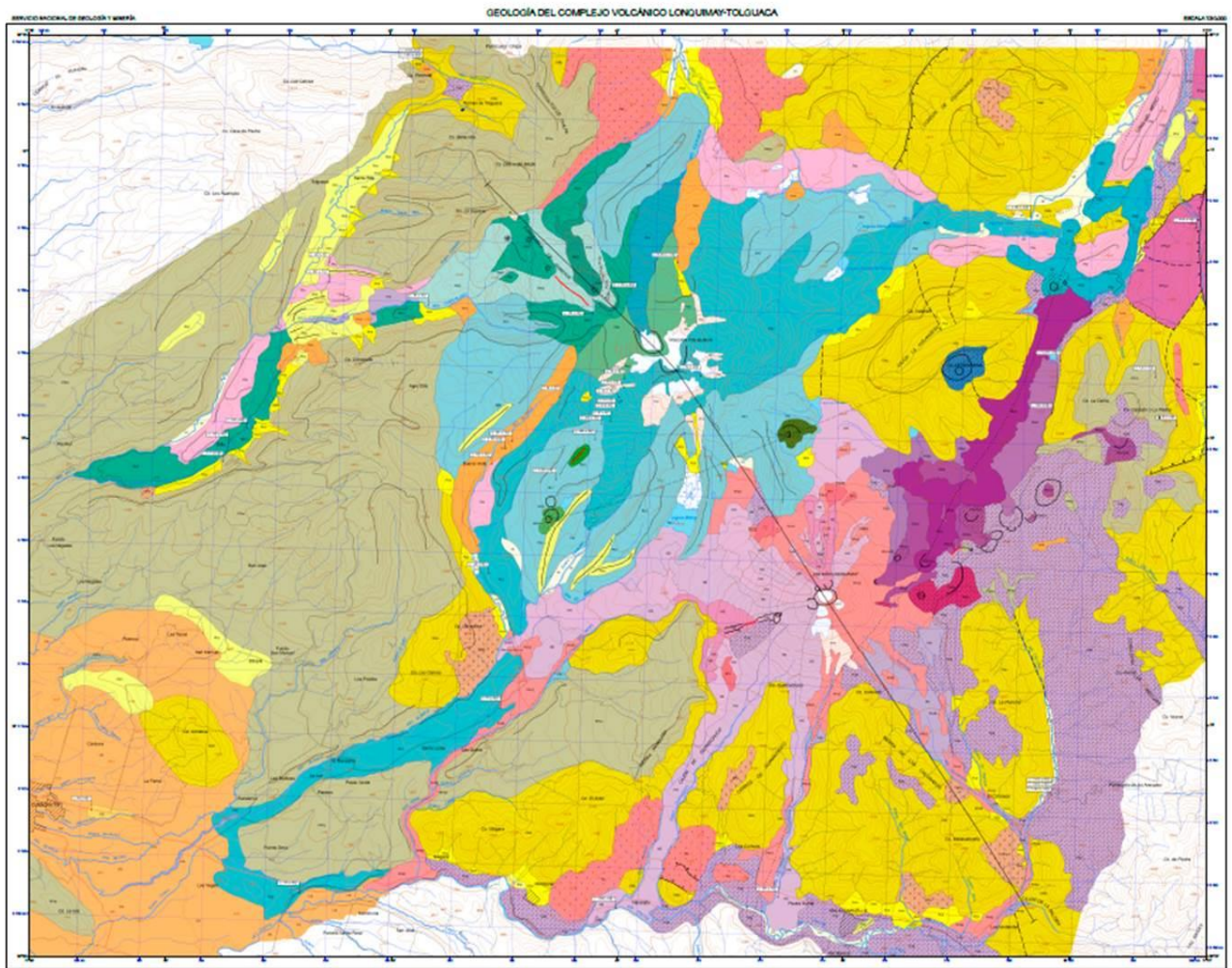
Distancia al cráter [km]	pendiente	Potencia [m]	Ancho [m]
2500	2,3	10	900
3800	2,6	14	500
4200	4,9	17	570
6300	2,3	18	869
7750	4,7	17	410
8700	1,2	42	720
9700	0,5	45	967
10200	0,5	48	1757

ANEXO 5

Mapa geológico del volcán Villarrica. (Moreno y Clavero, 2006).



Mapa geológico del volcán Lonquimay (Moreno et al., 2012)



LEYENDA

MILDOZOLCO AN	MILDOZOLCO (ZONA I)	MIQ	MIQ
			MIQ
			MIQ
	MILDOZOLCO (ZONA II)	MIQ	MIQ
			MIQ
			MIQ
			MIQ
	MILDOZOLCO (ZONA III)	MIQ	MIQ
			MIQ
			MIQ
MILDOZOLCO (ZONA IV)	MIQ	MIQ	
		MIQ	
MILDOZOLCO (ZONA V)	MIQ	MIQ	
		MIQ	
MILDOZOLCO (ZONA VI)	MIQ	MIQ	
		MIQ	

- ESTRATOVOLCÁN LONQUIMAY**
- MIQ Unidad Lonquimay 3 (Piedemonte medio)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14. Algunas lavas aisladas en el flanco, aunque no se pueda identificar.
 - MIQ Unidad Lonquimay 4 (Piedemonte medio)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14. Algunas lavas aisladas en el flanco, aunque no se pueda identificar.
 - MIQ Unidad Lonquimay 5 (Piedemonte superior)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14. Algunas lavas aisladas en el flanco, aunque no se pueda identificar.

- MIQ Unidad Lonquimay 6 (Piedemonte superior)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14. Algunas lavas aisladas en el flanco, aunque no se pueda identificar.
- MIQ Unidad Lonquimay 7 (Piedemonte superior)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14. Algunas lavas aisladas en el flanco, aunque no se pueda identificar.
- MIQ Lavas ardidas independientes (Piedemonte medio ca 700-800 m)
 - Aglomerados ardidos lavas, principalmente en el flanco de lavas ardidas y en algunas lavas de tipo 12 y 13, que se encuentran en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.

- ROCAS ESTRATIFICADAS**
- MIQ Formación Maluco (Piedemonte inferior, ca 157-176 m)
 - Secuencia de lavas con estratificación de lavas ardidas, lavas ardidas, lavas ardidas y lavas ardidas, de hasta 100 m de espesor. Las lavas ardidas son lavas de tipo 12 y 13, que se encuentran en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter.
 - MIQ Formación Coronado (Piedemonte inferior, ca 22-6 m)
 - Secuencia de lavas ardidas, lavas ardidas y lavas ardidas, de hasta 100 m de espesor. Las lavas ardidas son lavas de tipo 12 y 13, que se encuentran en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter.
 - MIQ Complejo Volcánico Villavicencio-Cortés
 - Secuencia de lavas ardidas, lavas ardidas y lavas ardidas, de hasta 100 m de espesor. Las lavas ardidas son lavas de tipo 12 y 13, que se encuentran en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter.

- ROCAS INTUSIVAS**
- MIQ Intrusivos filitizados (Piedemonte inferior, ca 7-13 m)
 - Intrusivos filitizados, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.
 - MIQ Estratón de Diego Prioleau Melipona (Medio ca 17-18 m)
 - Cuerpo de lavas ardidas que forman parte del estratón de lavas ardidas y lavas ardidas, que se encuentran en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter.

- CORONA FIENAL ORBITAL DEL VOLCÁN LONQUIMAY (CFLV)**
- MIQ Unidad Fienal (Piedemonte superior)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.
 - MIQ Lavas de Biogeo (Piedemonte superior)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.
 - MIQ Lavas de Biogeo Las Paredes (Piedemonte superior)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.
 - MIQ Lavas de Biogeo Rio Lince (Piedemonte superior)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.
 - MIQ Canal, Dama, Loma y Chimera de Expedito (Piedemonte superior)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.
 - MIQ Volcane Perforado (Piedemonte superior)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.

- ESTRATOVOLCÁN TOLUQUA**
- MIQ Unidad Toluqua 4 (Piedemonte superior, ca 7-12 m)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.
 - MIQ Unidad Toluqua 5 (Piedemonte superior, ca 100-112 m)
 - Secuencia de lavas ardidas, lavas ardidas y lavas ardidas, de hasta 100 m de espesor. Las lavas ardidas son lavas de tipo 12 y 13, que se encuentran en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter.
 - MIQ Unidad Toluqua 7 (Piedemonte superior, ca 122-81 m)
 - Cuerpo de lavas con estratificación de lavas ardidas, lavas ardidas y lavas ardidas, de hasta 100 m de espesor. Las lavas ardidas son lavas de tipo 12 y 13, que se encuentran en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter.
 - MIQ Unidad Toluqua 8 (Piedemonte medio, ca 265-292 m)
 - Secuencia de lavas ardidas y lavas ardidas, de hasta 100 m de espesor. Las lavas ardidas son lavas de tipo 12 y 13, que se encuentran en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter.

- VOLCÁN TOLUQUA FIENAL**
- MIQ Unidad Toluqua Fienal 1 (Piedemonte superior)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.
 - MIQ Unidad Toluqua Fienal 2 (Piedemonte superior, ca 92 m)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.
 - MIQ Unidad Toluqua Fienal 3 (Piedemonte medio, ca 200-228 m)
 - Secuencia de lavas ardidas y lavas ardidas, de hasta 100 m de espesor. Las lavas ardidas son lavas de tipo 12 y 13, que se encuentran en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter.

- VOLCANES MONOCÉNICOS INDEPENDIENTES**
- MIQ Volcán Café (Piedemonte superior)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.
 - MIQ Volcán Corral (Piedemonte superior)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.
 - MIQ Volcán Laguna Verde (Piedemonte superior)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.
 - MIQ Volcán La Halcón (Piedemonte superior)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.
 - MIQ Volcán Loma (Piedemonte superior)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.

- OTROS VOLCANES DEL AREA**
- MIQ Volcán Llama (Piedemonte superior)
 - Cuerpo de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.

- DEPOSITOS PROCLASTICOS INDEPENDIENTES Y EFUSIVOS INDEPENDIENTES**
- MIQ Depósitos lavas (Piedemonte superior)
 - Depósitos de lavas ardidas, hasta donde el colar principal surge en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter. Predominan lavas de tipo 12 y 13, y a veces, en menor proporción, lavas de tipo 14.
 - MIQ Depósitos lavas y lavas (Piedemonte superior)
 - Depósitos de lavas ardidas y lavas ardidas, de hasta 100 m de espesor. Las lavas ardidas son lavas de tipo 12 y 13, que se encuentran en el flanco NW de la granja ubicada en el flanco medio del cráter.

ESQUEMA MORFOESTRUCTURAL

