



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

**ERUPCIÓN SUBPLINIANA DE ABRIL DE 2015 DEL VOLCÁN  
CALBUCO, ANDES DEL SUR: GÉNESIS, DINÁMICA Y PARÁMETROS  
FÍSICOS DE LA COLUMNA ERUPTIVA Y DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS  
DE CAÍDA ASOCIADOS**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA**

**ANDREA JACQUELINE SEGURA ACEVEDO**

PROFESOR GUÍA:  
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
JORGE CLAVERO RIBES  
MOYRA GARDEWEG PEEDE

SANTIAGO DE CHILE  
2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA  
OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA  
POR:** Andrea Jacqueline Segura Acevedo  
**FECHA:** 15/11/2016  
**PROFESOR GUÍA:** Angelo Castruccio A.

**ERUPCIÓN SUBPLINIANA DE ABRIL DE 2015 DEL VOLCÁN CALBUCO, ANDES DEL SUR:  
GÉNESIS, DINÁMICA Y PARÁMETROS FÍSICOS DE LA COLUMNA ERUPTIVA Y DEPÓSITOS  
PIROCLÁSTICOS DE CAÍDA ASOCIADOS**

El volcán Calbuco inició un nuevo ciclo eruptivo el día 22 de abril de 2015, generando dos pulsos subplinianos. La zona NE de la ribera del Lago Llanquihue, ubicada a los pies del volcán, fue afectada por los depósitos piroclásticos y laháricos dejados por esta erupción. Este evento fue particular al tener señales precursoras de baja magnitud, mostrando un aumento claro de sismicidad solo tres horas antes del inicio de la actividad eruptiva. Además, a diferencia de erupciones pasadas, el ciclo eruptivo principal se desarrolló en un lapso de tan solo 12 horas.

En este trabajo se estudió el depósito piroclástico de caída emitido por la erupción del volcán Calbuco, realizando un trabajo de campo y gabinete que permitió su caracterización a macro y micro escala, con el objetivo de determinar la dinámica eruptiva y estimar los principales parámetros físicos de este evento.

El depósito de caída fue dividido en cuatro niveles, compuestos principalmente por escorias de composición andesítico basáltica y fragmentos líticos. Los fragmentos juveniles presentan variaciones texturales y morfológicas, teniendo mayor densidad, menor vesicularidad y mayor contenido de microlitos hacia el techo del depósito. Al realizar curvas isópacas de los espesores totales del depósito, se estimó un volumen total de 0,38 km<sup>3</sup>. Considerando este volumen y las alturas máximas de las columnas eruptivas de cada pulso (15 y 17 km), se infiere que la erupción tuvo un Índice de Explosividad Volcánica 4, y una magnitud e intensidad 4,6 y 10,2 respectivamente.

Dada la morfología y textura de los fragmentos juveniles, y teniendo en cuenta la baja presencia de fragmentos líticos (10% vol. como máximo), se concluye que esta erupción tuvo un origen magmático, con un bajo aporte de agua externa hacia el final del segundo pulso.

Además, se infiere que el primer pulso eruptivo habría generado el nivel basal, correspondiente a aproximadamente un 15% del volumen total emitido, mientras que el segundo pulso habría emitido un 85%, representado por los tres niveles restantes.

Dadas las altas probabilidades de que el volcán Calbuco inicie un nuevo ciclo eruptivo dentro de las próximas décadas, se sugiere incrementar la red de monitoreo volcánico y continuar con la educación sobre el riesgo volcánico en la población aledaña al volcán.

*A mi familia... Por recorrer  
juntos este largo camino*

## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradezco al proyecto FONDECYT 11121298 (Investigador responsable Angelo Castruccio), por financiar terrenos y diversos estudios realizados durante esta memoria. También al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (C.E.G.A.; Proyecto Fondap n°. 15090013) por brindarme todo su apoyo y financiar mi pasantía en el LMV, Clermont Ferrand.

Así mismo, agradezco al Laboratorio de Magmas y Volcanes, de la Universidad de Blaise Pascal, Clermont Ferrand, Francia, y a sus investigadores JL Leppenec, O.Roche, P. Samaniego por facilitarme sus instalaciones y permitirme ocupar instrumentación valiosa para el desarrollo de esta memoria. También a las investigadoras C. Bonadonna y L. Pioli por su ayuda, enriquecedora discusión y gran hospitalidad en Ginebra. Así también a la Escuela de Geología de la Universidad Mayor por facilitarme instrumentos para el desarrollo de este trabajo.

A mi profesor guía, Angelo Castruccio, por todos los consejos y por guiarme de tan buena manera en esta etapa. A mi profesor co guía, Jorge Clavero, por todo el apoyo, consejos, oportunidades y aprendizaje, y por permitirme desarrollar algo que tanto me gusta como es hacer clases. A Moyra Gardeweg por sus consejos y aporte en la discusión. También a la Babi, por ayudarme cada vez que se lo pedí (que fueron muuuchas veces) y siempre responder con una sonrisa y buena onda.

A mis amigas del colegio, siempre incondicionales y locas: Pauli, Ale, Cho, y Giannina, estoy orgullosa de cómo hemos ido cerrando etapas, creciendo y mantenido nuestra amistad por más de 10 años. También agradezco a mis grandes amigos de Geología: Pauli, Víctor y Catita, por ayudarme infinitamente durante esta memoria y compartir tantos buenos momentos durante estos años.

A todos mis amigos y compañeros de generación: Coni Molina, Sasha, Josecito, JB, Anibal, Javi, Gianfranco, Sofi, Vero, Lalo, José, Coni Celis Matro, Basti, Coto, Chalo, Gise, y todos los demás! Gracias por cada terreno, risa, guitarreo, bailoteo, mapeo, termas, y un montón de momentos que hicieron que esta etapa fuera mucho más que estudiar una carrera, conocí gente hermosa más allá de la sala de clases: Caminamos, nos cansamos, pasamos hambre, frío, calor, pero sobre todo, disfrutamos cada día en terreno, disfrutamos de esta carrera única. También a los de la sala de memoristas, en especial a la Faby, Coni y Laurita por ser muchas veces el centro de madres de la sala jajaja.

A Felipe, mi gran compañero de aventuras durante toda la etapa universitaria, estoy convencida de que la vida nos llevará por grandes caminos, gracias por todo el cariño, por darme confianza y ayudarme a cumplir mis metas, pase lo que pase estaré siempre ahí!

A todo el Departamento de Geología, por el aprendizaje, ayuda y por la buena onda durante todos estos años: Gracias a mis profesores, auxiliares, a la Blanquis, Vero, Rosita, Don Carlos Alvarado, Carlos Gómez, a Roberto y la Ani por la ayuda y conversaciones durante las horas y horas de uso de la lupa binocular. También a la Comunidad Ingenio por permitirme enseñar las matemáticas desde un punto de vista diferente a estudiantes de enseñanza media.

Finalmente, lo mas importante: Gracias a mi familia, mi gran pilar: A mi padre Raúl y mi madre Clara, por inculcarme desde pequeña el amor a la naturaleza y enseñarme a luchar por todos mis sueños, por enseñarme a ser aperrada y a disfrutar de un lago, de un río, de acampar y de las cosas simples. A mi hermano Alexis, por su incondicional apoyo y al Pillín por alegrarme día a día jajaja. También agradezco a la mama, al tata, la Mimi, la Mari, mi padrino y madrina, Beny, Javiera, Lela, la Laly y la Daniela por todo el cariño y apoyo que me han dado en toda esta etapa y desde niña. Gracias a todos por hacerme ser quién soy, se vienen grandes cosas!!!

# TABLA DE CONTENIDO

Capítulo 1: Introducción .....	1
1.1    Formulación del estudio propuesto .....	1
1.2    Hipótesis de trabajo .....	3
1.3    Objetivos .....	3
1.3.1    Objetivo General .....	3
1.3.2    Objetivos Específicos.....	3
1.4    Metodología .....	4
1.4.1    Campañas de terreno .....	4
1.4.2    Trabajo de gabinete y laboratorio .....	5
1.5    Ubicación y vías de acceso al área de estudio .....	6
Capítulo 2: Marco Geológico Local .....	7
2.1    Trabajos anteriores .....	7
2.2    Basamento del volcán Calbuco.....	8
2.2.1    Rocas Metamórficas y Plutónicas (Paleozoico Superior).....	8
2.2.2    Granitoides del Batolito Norpatagónico (Mioceno Inferior a Medio) .....	8
2.2.3    Rocas Estratificadas .....	8
2.3    Geología del volcán Calbuco .....	8
2.3.1    Unidad Calbuco 1 (Pleistoceno Medio a Superior) .....	9
2.3.2    Unidad Calbuco 2 (Pleistoceno Superior) .....	9
2.3.3    Unidad Calbuco 3 (Pleistoceno Superior Tardío - Holoceno) .....	10
2.3.4    Unidad Calbuco 4 (Holoceno histórico).....	10
2.4    Centros eruptivos menores (Pleistoceno Superior – Holoceno).....	11
2.5    Depósitos sedimentarios del Pleistoceno – Holoceno.....	11
2.6    Estructuras.....	11
Capítulo 3: Resultados .....	13

3.1 Erupción del 22-23 de abril de 2015 .....	13
3.2 Características generales del depósito piroclástico de caída.....	17
3.3 Estratigrafía de los depósitos de la erupción .....	21
3.4 Petrografía de los juveniles .....	23
3.5 Análisis sedimentológico .....	26
3.5.1 Generalidades .....	26
3.5.2 Análisis granulométrico .....	27
3.5.3 Análisis de componentes .....	29
3.6 Morfogranulometría.....	34
3.7 Geoquímica de los juveniles .....	37
3.8 Volúmenes de los depósitos de caída.....	39
3.8.1 Métodos de estimación de volumen.....	39
3.8.2 Resultados de estimación de volúmenes.....	43
3.9 Altura de las columnas eruptivas y velocidad del viento .....	48
3.9.1 Densidades de los juveniles .....	50
3.9.2 Alturas de columnas eruptivas obtenidas .....	51
3.10 Tasa eruptiva .....	54
3.11 Magnitud e intensidad de la erupción.....	56
Capítulo 4: Discusión .....	58
4.1 Introducción .....	58
4.2 Relación entre los niveles del depósito y pulsos eruptivos .....	59
4.2.1 Cronología .....	60
4.2.2 Altura de la columna eruptiva .....	60
4.2.3 Fragmentos líticos.....	61
4.2.4 Parámetros morfológicos .....	61
4.2.5 Potencia y tasa eruptiva.....	62

4.3 Estilo de fragmentación.....	64
4.3.1 Morfología y vesicularidad .....	65
4.3.2 Fragmentos líticos.....	65
4.4 Dinámica eruptiva .....	67
4.4.1 Diferencias petrográficas .....	67
4.4.2 Tasa eruptiva .....	68
4.5 Parámetros eruptivos .....	74
4.5.1 Volumen emitido por ambos pulsos .....	74
4.5.2 Altura de las columnas y magnitud del viento .....	77
4.5.3 Magnitud e Intensidad.....	79
4.6 Comparación con otras erupciones explosivas en Chile .....	80
4.6.1 Comparación con erupciones recientes en Chile.....	80
4.6.2 Comparación con erupciones históricas del volcán Calbuco .....	81
4.7 Peligro volcánico y prevención.....	83
4.7.1 Antecedentes .....	83
4.7.2 Recomendaciones .....	84
Capítulo 5: Conclusiones .....	85
BIBLIOGRAFÍA .....	86
ANEXOS .....	90
Anexo 1: Datos de Química de roca total para juveniles.....	90
Anexo 2: Datos espesores de los depósitos estudiados .....	90
Anexo 3: Datos de clastos mayores para el nivel (1) y (3) .....	92
Anexo 4: Datos de tamizaje para 5 muestras .....	93
Anexo 5: Datos de separación de componentes.....	99

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Impacto de la erupción de abril de 2015 del volcán Calbuco en la zona de Ensenada. ....	2
Figura 2: Ubicación Zona de Estudio. ....	6
Figura 3: Mapa geológico del volcán Calbuco, Sellés y Moreno (2011). ....	12
Figura 4: Primer pulso eruptivo ocurrido el 22 de abril de 2015. ....	14
Figura 5: Segundo pulso eruptivo ocurrido en la madrugada del 23 de abril de 2015....	15
Figura 6: Depósitos generados por la erupción. ....	15
Figura 7: Fotografías posteriores a la erupción del 23 de abril y del evento del 30 de abril de 2015. ....	16
Figura 8: Tipos de alerta volcánica del SERNAGEOMIN. ....	17
Figura 9: Mapa con la ubicación y distribución de los puntos del depósito de caída muestreados para este estudio. ....	18
Figura 10: Depósito de caída visto a distintas distancias respecto a la fuente de emisión (ver Figura 9). ....	20
Figura 11: Columnas estratigráficas de flujos piroclásticos y depósito de caída (FD) en el sector del río Frío y río Blanco (Modificado de Clavero <i>et al.</i> , 2015). ....	22
Figura 12: Tipos de escorias presentes en el depósito. ....	23
Figura 13: Detalle microscópico de los tres tipos de juveniles. ....	24
Figura 14: Vista en SEM de la morfología de los juveniles. ....	25
Figura 15: Mapa de ubicación de las muestras analizadas granulométricamente. ....	26
Figura 16: Columna tipo realizada en el punto KAL-17 ubicado a 6 km del cráter. ....	28
Figura 17: Componentes del depósito. ....	30
Figura 18: Triángulo de componentes de la muestra KAL-17, ubicada a 6km del cráter. ....	31
Figura 19: Porcentaje de componentes de la muestra KAL-17, ubicada a 6 km del cráter, para la fracción de 4 milímetros. ....	31
Figura 20: Distribución de componentes por nivel, de la muestra KAL-17, ubicada a 6 km, para los tamaños de 16, 8, 4, 2 y 1 mm. ....	32
Figura 21: Distribución de tipos de líticos según nivel, de la muestra KAL-17, ubicada a 6 km para los tamaños de 16, 8, 4,2 y 1 milímetros. ....	33
Figura 22: Fotografía de morfo granulómetro G3. ....	34

Figura 23: Parámetros de forma utilizados para este trabajo, modificado de Leibrandt y Le Pennec (2015).....	35
Figura 24 Parámetros de forma para los niveles (0), (1), (2) y (3).....	36
Figura 25: Diagrama TAS para el análisis de química de roca total de escorias para siete muestras extraídas de tres afloramientos de depósitos de caída. ....	38
Figura 26: Isópaca distal de 0,1 cm.....	43
Figura 27: Isópacas proximales de 30, 20, 15, 10,5 y 1 cm. ....	44
Figura 28: Gráfico obtenido con el método de decaimiento exponencial (Pyle, 1989), con modificaciones propuestas por Bonadonna y Houghton (2005). ....	45
Figura 29: Gráfico obtenido con el método de decaimiento según ley de potencia (Bonadonna y Houghton 2005). ....	46
Figura 30: Gráfico obtenido con el método de decaimiento con ajuste de Weibull (Bonadonna y Costa 2012).....	47
Figura 31: Esquema de zonas de una columna eruptiva (Carey y Sparks, 1986).....	48
Figura 32: Imagen modificada de los gráficos propuestos por Carey y Sparks (1986). .	49
Figura 33: Isópletas de 5, 4 y 3 cm construidas a partir de los clastos mayores del nivel (1), (Anexo 3). ....	52
Figura 34: Isópletas de 3, 2 y 1 cm construidas a partir de los clastos mayores del nivel (3), (Anexo 3). ....	53
Figura 35: Criterios de estimación del Índice de Explosividad Volcánica, IEV. ....	56
Figura 36: Dispersión de las plumas eruptivas.....	58
Figura 37: Relación entre niveles (0), (2) y (3) con los pulsos eruptivos que los habrían generado. ....	59
Figura 38: Fragmentos líticos anaranjados y su distribución porcentual en el depósito. 61	
Figura 39: Comparación de las líneas de tendencias obtenidas para la convexidad, solidez y circularidad de los 4 niveles del depósito. ....	62
Figura 40: Imágenes SEM tomadas a los juveniles en cada nivel del depósito. ....	66
Figura 41: Imágenes en SEM tomadas a los tres tipos de escorias.....	68
Figura 42: Evolución de la columna eruptiva del primer pulso, desarrollado entre las 18:05 y 19:35 horas del día 22 de abril de 2015. ....	69
Figura 43: Expansión de la región paraguas a partir de los relámpagos de la erupción. ....	70

Figura 44: Resumen esquemático de la cronología eruptiva del primer pulso. ....	72
Figura 45: Resumen esquemático de la cronología eruptiva del segundo pulso.....	73
Figura 46: Comparación de gráficos obtenidos en cálculo de volumen. ....	75
Figura 47: Comparación de isópacas distales y proximales realizadas este trabajo con las de Van Eaton <i>et al.</i> (2016). ....	77
Figura 48: Gráficos de medianas versus desviación estándar para distintos depósitos piroclásticos.....	79
Figura 49: Comparación de pluma eruptiva generada por las erupciones de Chaitén 2008, Cordón Caulle 2011 y Villarrica 2015. ....	80
Figura 50: Fotografías de las erupciones de 1917 y 1929 del volcán Calbuco. A: Erupción de 1917, vista desde el poniente de la actividad eruptiva (fotografía de O. Framm, 1917). B: Erupción de 1929, vista desde Puerto Varas de la columna eruptiva (fotografía de E. Karl). ....	81
Figura 51: Fotografías erupción de 1961 del volcán Calbuco. ....	82

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Puntos muestreados y su respectiva distancia a la fuente eruptiva (coordenadas en Anexo 2) .....	26
Tabla 2: Escala Phi, Folk y Ward (1957). ....	27
Tabla 3: Tipo de selección de los depósitos piroclásticos, Walker (1971).....	27
Tabla 4: Valores de áreas de cada isópaca y sus respectivas raíces cuadradas.....	44
Tabla 5: Resultados obtenidos con el método de decaimiento exponencial (Pyle, 1989) .....	45
Tabla 6: Resultados obtenidos con el método de decaimiento según ley de potencia (Bonadonna y Houghton 2005). ....	46
Tabla 7: Resultados obtenidos con el método de decaimiento con ajuste tipo Weibull (Bonadonna y Costa 2012).....	47
Tabla 8: Comparación de volumen del depósito obtenido mediante los métodos de Pyle (1989), Bonadonna y Houghton (2005) y Bonadonna y Costa (2012).....	47
Tabla 9: Valores de densidades obtenidos para las escorias Pardas. ....	51
Tabla 10: Valores de densidades obtenidos para escorias Grises Densas.....	51

Tabla 11: Valores obtenidos a partir de las isópletas construidas con los clastos mayores del nivel (1). .....	51
Tabla 12: Valores obtenidos a partir de las isópletas construidas con los clastos mayores del nivel (3). .....	52
Tabla 13: Valores de tasa eruptiva calculados para los niveles (1) y (3).....	54
Tabla 14: Valores de tasa eruptiva calculados para el primer y segundo pulso según los valores de altura máximas estimadas por Van Eaton <i>et al.</i> (2016). .....	55
Tabla 15: Resultado para el cálculo de tasa eruptiva promedio considerando el primer y segundo pulso eruptivo. ....	55
Tabla 16: Valores obtenidos de magnitud e intensidad promedio considerando ambos pulsos.....	57
Tabla 17: Comparación de altura máxima de la columna eruptiva del primer y segundo pulso con las alturas de columnas que habrían generado los niveles (1) y (3) del depósito de caída. ....	60
Tabla 18 Tasa eruptiva y volumen máximo teórico y porcentaje de volumen emitido para el primer y segundo pulso, usando los datos de altura de columna eruptiva de Van Eaton <i>et al.</i> , 2016. ....	62
Tabla 19: Valores obtenidos para volúmenes y tasas eruptivas considerando el nivel (1) como emitido durante el primer pulso y considerándolo como emitido en el segundo pulso.....	63
Tabla 20: Comparación de tasas eruptivas obtenidas para los niveles (1) y (3) con las estimadas para el primer y segundo pulso. ....	64
Tabla 21: Vesicularidad estimada de los fragmentos juveniles que componen el depósito (escoria Parda, escoria Gris Densa y escoria Blanquecina). ....	65
Tabla 22: Diferencias en vesicularidad, porcentaje de cristales y presencia de microlitos en los tres tipos de escorias identificados. ....	67
Tabla 23: Comparación de valores obtenidos con tres métodos de cálculo de volumen en este estudio. ....	75
Tabla 24: Volumen obtenido por Romero <i>et al.</i> (2016), Van Eaton <i>et al.</i> (2016) y por este estudio. ....	76
Tabla 25: Comparación de los valores de altura máxima de columnas obtenido en este trabajo y en Romero <i>et al.</i> (2016). ....	78

Tabla 26: Comparación de alturas obtenida para cada pulso por el SERNAGEOMIN y Van Eaton <i>et al.</i> , 2016.....	78
Tabla 27: Comparación de parámetros eruptivos las erupciones ocurridas en los últimos diez años en Chile.....	80
Tabla 28: Tabla resumen erupciones históricas volcán Calbuco, modificada de Petit-Breuilh (1999).....	82
Tabla 29: Química de roca total para tres muestras de escorias. ....	90
Tabla 30: Datos de espesores totales de los depósitos de caída dejados por el primer y segundo pulso. Las coordenadas se presentan en Datum WGS 84. ....	90
Tabla 31: Datos de espesores totales de los depósitos de caída dejados por el primer y segundo pulso y espesores medidos para cada nivel. Las coordenadas se presentan en Datum WGS 84. ....	91
Tabla 32: Datos de diámetros de clastos mayores para los niveles (1) y (3). Las coordenadas se presentan en Datum WGS 84.....	92
Tabla 33: Valores de tamizaje para la muestra KAL-17 ubicada a 6 km del cráter. ....	93
Tabla 34: Valores de tamizaje para la muestra KAL-26 ubicada a 10 km del cráter. ....	93
Tabla 35: Valores de tamizaje para la muestra KAL-27 ubicada a 14 km del cráter. ....	94
Tabla 36: Valores de tamizaje para la muestra KAL-49 ubicada a 26 km del cráter. ....	94
Tabla 37: Porcentajes de componentes para cada nivel y tamaño de la muestra KAL-17 ubicada a 6km del conducto.....	99

# Capítulo 1: Introducción

## 1.1 Formulación del estudio propuesto

El 22 de abril de 2015 el volcán Calbuco, localizado en la Región de Los Lagos, inició un nuevo ciclo eruptivo tras 54 años desde su última erupción mayor (Klohn, 1963), generando dos pulsos subplinianos en un lapso de 12 horas.

Mediante el estudio de los productos de esta erupción, en particular de los depósitos de caída, que componen más de un 90% del volumen emitido (Castruccio *et al.*, 2016), se podrá estimar los parámetros físicos de este evento tales como volumen, altura de las columnas eruptivas, tasas eruptivas, magnitudes e intensidades (estas últimas se relacionan con la masa emitida y la tasa de masa emitida, respectivamente). Además, con el estudio detallado de los piroclastos se determinará el mecanismo de fragmentación, génesis y dinámica de esta erupción.

La relevancia de esta investigación radica en el alto impacto que ha tenido la actividad del volcán Calbuco a lo largo del tiempo, siendo uno de los más activos y riesgosos de Chile (SERNAGEOMIN ranking, 2014), al situarse en la provincia de Llanquihue poblada por más de 320 mil habitantes (Instituto Nacional de Estadísticas, INE). Durante la erupción del año 2015 las plumas eruptivas generadas tuvieron una dispersión hacia el norte y noreste del volcán, afectando a las regiones de Los Lagos, Los Ríos y la Araucanía en Chile y parte de la zona sur de Argentina (SERNAGEOMIN 2015g, 2015i). El área que sufrió un mayor impacto fue la localidad de Ensenada, ubicada 10 km al noreste del volcán, donde viviendas, ganadería, agricultura, turismo y consecuentemente la economía local fueron parcialmente afectadas (Figura 1 A1, A2, B1, B2, C).

Por otra parte, a diferencia de la mayoría de los volcanes de la Zona Volcánica Sur cuya composición tiende a ser basáltica a andesítico basáltica, el volcán Calbuco se ha caracterizado por emitir productos andesítico silíceos (López-Escobar *et al.*, 1994). En el caso de la erupción de abril de 2015, el material emitido tuvo una composición andesítico basáltica (Capítulo 3.7).

Este evento tuvo características distintivas respecto a erupciones históricas previas, presentando un leve cambio en la actividad sísmica tres meses antes del comienzo de la erupción e iniciando un enjambre sísmico solo tres horas antes de esta (SERNAGEOMIN 2015b, 2015d), mientras que erupciones previas han mostrado un aumento notorio de la sismicidad con meses de anticipación (Petit-Breuilh, 1999). Además, el intervalo de tiempo ocurrido entre el inicio del primer pulso y el final del segundo fue de corta duración en comparación con erupciones históricas previas, donde el ciclo eruptivo se ha desarrollado en meses o años (Petit-Breuilh, 1999).

Finalmente, el aporte de este trabajo respecto a otros realizados a la fecha respecto a esta erupción (Romero *et al.*, 2016; Van Eaton *et al.*, 2016) es el análisis detallado de la textura y morfología de los juveniles, caracterización de vesículas mediante imágenes SEM, correlación entre los depósitos de caída y los flujos piroclásticos del flanco NE del volcán y el análisis detallado, en cuenta a tipos y porcentajes, de los componentes del depósito piroclástico de caída.

Este trabajo se realizó con la colaboración de investigadores del *Institut de recherche pour le développement* (IRD), del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) y de la Universidad Mayor.



**Figura 1: Impacto de la erupción de abril de 2015 del volcán Calbuco en la zona de Ensenada. A1: Daño en techados de viviendas. A2: Perjuicios en infraestructura de restaurante local. B1 y B2: Praderas cubiertas por piroclastos que generaron problemas en agricultura y ganadería. C: Vegetación quemada y enterrada por depósitos de flujo piroclástico. D: Columna eruptiva del primer pulso vista desde Puerto Montt (fotografía de Robert Aguayo, 2015).**

## **1.2 Hipótesis de trabajo**

Las erupciones explosivas son capaces de generar grandes volúmenes de depósitos piroclásticos de caída, los que están compuestos por fragmentos juveniles (magma), fragmentos líticos o roca pre existente y cristales, que son transportados y depositados por la pluma eruptiva siguiendo un eje de dispersión asociado a la dirección del viento.

El estudio detallado de los depósitos piroclásticos de caída en cuanto al espesor, tamaño de grano, componentes y características morfo-texturales de los juveniles permite describir y cuantificar la dinámica eruptiva, y obtener información sobre procesos de fragmentación del magma, siendo posible determinar si la erupción es de tipo magmática o freatomagmática. Además, recursos como mapas de isópacas e isópletas permiten calcular parámetros físicos tales como el volumen emitido, altura de la columna eruptiva y tasa eruptiva.

## **1.3 Objetivos**

### **1.3.1 Objetivo General**

Determinar la dinámica eruptiva, génesis y estilo de fragmentación de la erupción del volcán Calbuco del 22-23 de abril de 2015 a partir del análisis de los depósitos de caída y de la estimación de los principales parámetros físicos de este evento.

### **1.3.2 Objetivos Específicos**

- Establecer una correlación entre los niveles del depósito piroclástico de caída y la cronología eruptiva.
- Determinar parámetros físicos tales como el volumen emitido, altura de columnas eruptivas y tasas eruptivas de la erupción .
- Determinar la magnitud e intensidad de la erupción, conceptos a definir en el Capítulo 3.11.

## 1.4 Metodología

### 1.4.1 Campañas de terreno

Se realizaron dos campañas de terreno entre los días 22 y 25 de abril y entre el 20 y 25 de mayo de 2015, con el fin de estudiar en detalle el depósito piroclástico de caída dejado por la erupción. En el trabajo de campo se caracterizó el depósito y se tomaron los siguientes datos:

- Medición de los espesores del depósito total y de cada uno de sus niveles en 47 puntos (Anexo 2), ubicados al norte y noreste del volcán. Lo anterior se llevó a cabo con el fin de construir curvas isópacas y con ello realizar una estimación del volumen emitido. Además, en colaboración con colegas que realizaron mediciones en Argentina (Romero *et al.*, 2016), se obtuvo el valor de potencias de espesores para 25 puntos distales ubicados en este país. Una vez construidas las isópacas, se utilizó las metodologías propuestas por Pyle (1989), Bonadonna y Houghton (2005) y Bonadonna y Costa (2012) para la estimación del volumen del depósito de caída.
- Medición de los tres ejes principales para los tres clastos mayores en afloramientos cercanos al eje de dispersión de la pluma (Anexo 3). Estos tamaños fueron medidos en 40 afloramientos para el nivel (1) y en 26 afloramientos para el nivel (3) (Figura 10). Posteriormente, usando estos datos, se realizaron curvas isópletas para estimar la altura máxima de la columna alcanzada en el nivel (1) y (3) del depósito, utilizando la metodología de Carey y Sparks (1986). Con estos valores, se calculó la tasa eruptiva, magnitud e intensidad de la erupción.
- Recopilación de muestras de base y techo de cada nivel en cinco puntos proximales y medios, con el fin de realizar análisis granulométrico y de componentes (Anexo 4 y 5). Los componentes de 250-200  $\mu m$  obtenidos luego del tamizaje fueron estudiados con el microscopio electrónico de barrido con el objetivo de describir sus texturas, vesicularidad y morfología.
- Recolección de muestras para posterior análisis de química de roca total (Anexo 1). Este análisis fue realizado por colaboradores de la Universidad de Bretaña Occidental, Francia.

#### 1.4.2 Trabajo de gabinete y laboratorio

En gabinete fueron tamizadas las muestras recolectadas, usándose mallas de norma *astm* en escala *phi*. El tamizaje se realizó de manera manual para evitar la abrasión de las escorias. Posteriormente, se realizaron curvas granulométricas para obtener la media de tamaño y la desviación estándar para cada nivel de los depósitos. Luego, se procedió a separar de forma manual los tipos de componentes que conforman el depósito, utilizando una lupa binocular.

Mediante el uso del morfo-granulómetro G3 proporcionado por el *Laboratoire magmas et volcans* de Clermont Ferrand, Francia, se determinó la morfología a micro escala de los fragmentos de 250  $\mu m$  del depósito de caída. Se estudiaron 18 muestras obtenidas de los puntos KAL-17, KAL-27 y KAL-49 ubicados a 6, 14 y 26 km del cráter, respectivamente.

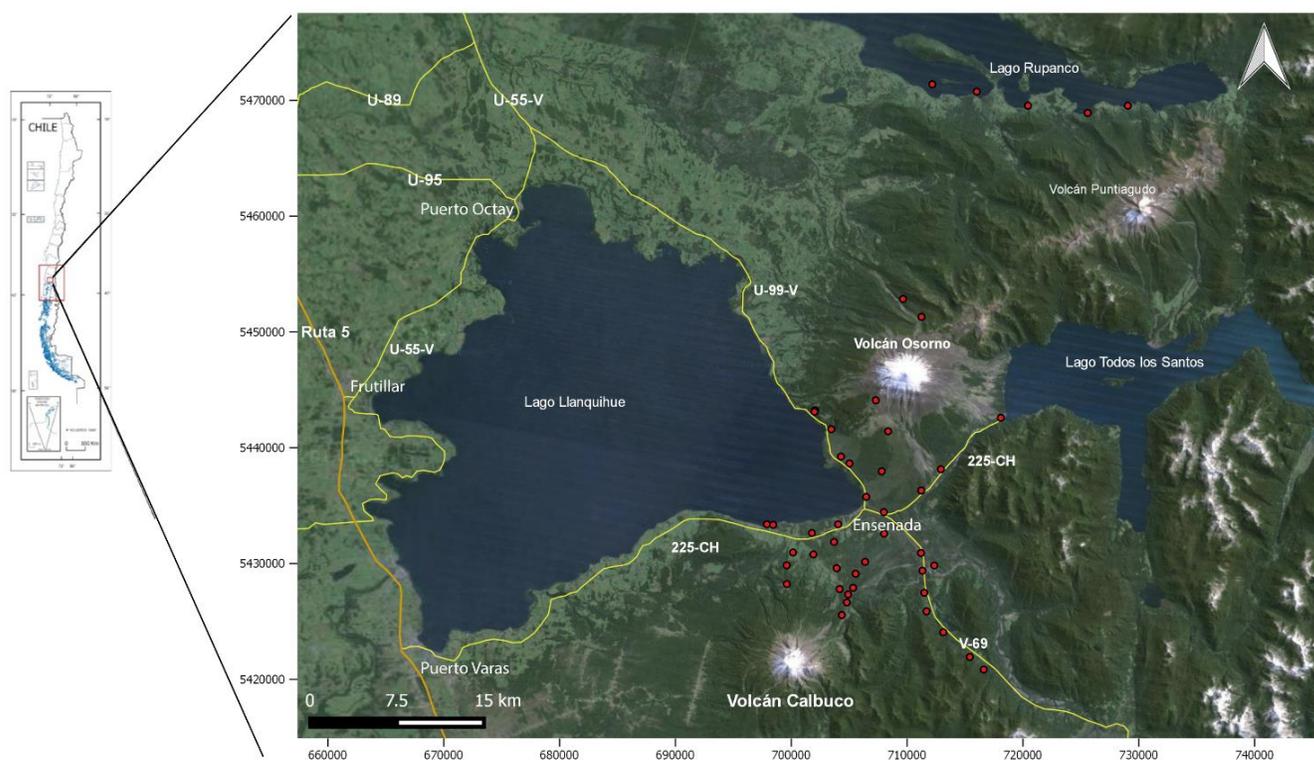
Se describieron ocho cortes transparentes de escorias en el microscopio óptico y en el microscopio electrónico de barrido (SEM). Con estos cortes se pudo ver en detalle la mineralogía, vesicularidad y porcentaje de cristales de cada tipo de juvenil, comparándolos entre sí.

Además, se realizó una recopilación de antecedentes del volcán Calbuco, y un estudio bibliográfico, los que se muestran en el Capítulo 2.1. Finalmente, se realizó la discusión de los resultados obtenidos con el equipo docente y compañeros, siendo plasmados en el presente informe.

## 1.5 Ubicación y vías de acceso al área de estudio

El área de estudio se ubica en la X Región de Los Lagos, en la provincia de Llanquihue y en la zona sur de la provincia de Osorno. El volcán Calbuco se ubica a los  $41^{\circ}20'S$  y  $72^{\circ}37'W$ , alrededor de 25 km al este de la ciudad de Puerto Varas.

Las principales rutas de acceso al área son: La Ruta 5 Sur, las rutas pavimentadas que rodean al lago Llanquihue (225-CH, U-99-V y U-55-V) y la ruta V-69. Además existen otros caminos no pavimentados que se acercan al volcán y otros sitios donde se estudiaron depósitos (Figura 2).



**Figura 2: Ubicación Zona de Estudio.**  
En amarillo se muestra las principales rutas utilizadas durante el trabajo en terreno, en rojo se muestran los puntos muestreados en este estudio.

## Capítulo 2: Marco Geológico Local

### 2.1 Trabajos anteriores

Entre los estudios previos que se han realizado sobre el volcán Calbuco, sobresalen en el área de petrología y geoquímica los trabajos de López-Escobar *et al.* (1992), Hickey-Vargas *et al.* (1994) y López-Escobar *et al.* (1994).

López-Escobar *et al.* (1992) contribuyen con la petrogénesis de los volcanes Osorno y Calbuco, sugiriendo que la composición del volcán Calbuco es el resultado de una contaminación de magmas basálticos subcorticales con magmas generados a nivel cortical.

Hickey-Vargas *et al.* (1994) estudian los xenolitos corticales presentes en las lavas andesíticas de la erupción de 1961 del volcán Calbuco y sus implicancias en la interacción magma-corteza, sugiriendo que la corteza inferior debajo del volcán sería análoga al cinturón metamórfico costero.

López-Escobar *et al.* (1994) estudian la petrografía y geoquímica del volcán Calbuco y de los centros eruptivos menores a lo largo de la Zona de Falla Liquiñe Ofqui (41°-42°S), proponiendo que las características geoquímicas atípicas del volcán Calbuco, respecto a los centros volcánicos cercanos, serían resultado de una gran extensión de asimilación cortical.

En cuanto al estudio de erupciones históricas del volcán Calbuco, destacan los trabajos realizados por Fisher (1893); Pöhlmann (1893); Klohn (1963); Petit-Breuilh y Moreno (1997) y Petit-Breuilh (1999), en los que se describen las erupciones de 1893-1895, 1929 y 1961, entre otras.

En cuanto al estudio de lahares del volcán Calbuco, resalta el trabajo de Castruccio *et al.* (2010), quienes analizan los lahares generados durante las erupciones de 1961 y 1971 del volcán Calbuco y Villarrica, respectivamente. En este trabajo se comparan los depósitos y la dinámica de ambos lahares, concluyéndose que en el caso del volcán Calbuco estos se habrían generado por la dilución de flujos piroclásticos del tipo *block and ash*.

Clavero *et al.* (2008) estudian dos avalanchas de detritos holocenas asociadas al volcán Calbuco, las que están separadas por varios depósitos piroclásticos y paleosuelo. Las dos avalanchas habrían ocurrido 6500 años y 1200 años antes del presente. Se discute que la edad extremadamente joven de uno de los depósitos, distribuido hacia zonas cada vez más pobladas, plantea problemas importantes en términos de riesgos volcánicos relacionados con posibles futuros colapsos en el sector.

En el área de volcanología y tectónica de la zona, destaca el trabajo de Cembrano y Moreno (1994), donde se asocian los estratovolcanes y centros eruptivos menores de la Zona Volcánica Sur con distintos lineamientos, relacionándolos con su composición.

Además, destacan los trabajos de geología y riesgo volcánico de Lahsen *et al.* (1985), el mapa de peligros volcánicos realizado por Moreno (1999) y la carta geológica del volcán Calbuco con escala 1:50.000 del SERNAGEOMIN (Sellés y Moreno, 2011).

Respecto a la erupción del año 2015, se han publicado diversos estudios que se usarán de referencia en este trabajo (Clavero *et al.*, 2015; Segura *et al.*, 2015; Valderrama *et al.*, 2015; Castruccio *et al.*, 2016; Romero *et al.*, 2016; Van Eaton *et al.*, 2016).

El marco geológico descrito a continuación está basado en la carta geológica escala 1:50.000 del SERNAGEOMIN (Sellés y Moreno, 2011) (Figura 3), donde se describe el basamento del volcán y las unidades propias de este las cuales fueron divididas según criterios morfo estructurales como Unidad Calbuco 1, 2, 3 y 4.

## **2.2 Basamento del volcán Calbuco**

El basamento del volcán Calbuco está compuesto por rocas metamórficas y plutónicas de edad paleozoica, rocas plutónicas de edad miocena y secuencias volcánicas estratificadas de edad pleistocena.

### **2.2.1 Rocas Metamórficas y Plutónicas (Paleozoico Superior)**

Consiste en una banda de orientación NS reconocible al sur del lago Chapo, dentro del Parque Nacional Alerce Andino, en contacto intrusivo o tectónico con granitoides del Mioceno. Petrográficamente, corresponde a un conjunto de rocas metamórficas de alto grado, de protolito ígneo máfico a ultramáfico y, en menor medida pelítico, perteneciente al Complejo Metamórfico Sotomó-Chaiquenes así como al Complejo Lenca.

### **2.2.2 Granitoides del Batolito Norpatagónico (Mioceno Inferior a Medio)**

Corresponde a rocas plutónicas (tonalitas, dioritas cuarcíferas y granodioritas) que forman extensos complejos pertenecientes al Batolito Norpatagónico, las cuales conforman gran parte del basamento del volcán Calbuco. En la zona estudiada estas rocas afloran en cerros aislados al NW y al SW del volcán, en la ribera sur del Lago Chapo y hacia el este del volcán en los cerros de Hueñuhueñu.

### **2.2.3 Rocas Estratificadas**

#### *Estratos de Hueñuhueñu (Pleistoceno Inferior)*

Secuencia de rocas volcanoclásticas con intercalaciones de lavas, que afloran hacia el este del volcán Calbuco (Lahsen *et al.*, 1985), conformando un cordón montañoso de dirección NNW, al este del río Caliente y otras cadenas que alcanzan la ribera norte del lago Chapo.

## **2.3 Geología del volcán Calbuco**

El volcán Calbuco es un estrato volcán de forma cónica truncada, de aspecto macizo, el cual se ha desarrollado a través de sucesivas etapas de actividad central, que han emitido coladas de lava y productos piroclásticos de composición esencialmente andesítica. Su altura máxima es de 2003 m s.n.m, ocupando un área aproximada de 150 km<sup>2</sup>. Considerando las áreas cubiertas por depósitos laháricos, la superficie total es cercana a los 400 km<sup>2</sup>.

En base a criterios morfo estructurales, se han distinguido cuatro unidades principales, denominadas Unidades Calbuco 1, 2, 3 y 4, en orden decreciente de edad.

### 2.3.1 Unidad Calbuco 1 (Pleistoceno Medio a Superior)

Conjunto de lavas principalmente andesítico basálticas con intercalaciones volcanoclásticas, que se apoyan mediante discordancia de erosión sobre rocas del basamento y subyacen, también en discordancia de erosión, a la unidad Calbuco 2. Son los remanentes de las primeras emisiones del volcán Calbuco y constituyen la base del edificio volcánico que aflora principalmente en los flancos W, E y S, encontrándose intensamente afectadas por erosión glacial. Las lavas corresponden a andesitas basálticas porfíricas de clino y ortopiroxeno, con menor abundancia de olivino, y a basaltos de olivino.

### 2.3.2 Unidad Calbuco 2 (Pleistoceno Superior)

Sucesión de lavas andesíticas y depósitos piroclásticos que conforman el cono principal del volcán Calbuco. Esta sucesión sobreyace y subyace en discordancia de erosión a las Unidades Calbuco 1 y Calbuco 3 respectivamente. Se ha subdividido en los siguientes tipos de depósitos:

#### *Lavas y rocas piroclásticas de cono (ca 110-14,5 ka)*

Constituido por gruesas coladas de lavas andesíticas de orto y clinopiroxeno, con potentes intercalaciones de brechas piroclásticas y laháricas. Esta unidad forma gran parte de la fracción superior del volcán, particularmente en sus costados W, E y S.

#### *Depósitos piroclásticos (ca. 20 ka)*

Consistente en depósitos de flujo piroclástico y de caída restringidos al flanco W del volcán. Los fragmentos interpretados como juveniles son andesitas porfíricas de orto ± clinopiroxeno, con relictos de olivino.

#### *Depósitos de avalanchas volcánicas (ca. 6,5 y 12 ka), Clavero et al.(2008)*

Corresponden a por lo menos dos diferentes avalanchas de detritos separadas por depósitos piroclásticos y horizontes de paleosuelo.

El depósito más antiguo está principalmente distribuido hacia el flanco noroeste del volcán, cubriendo un área mínima de 55 km<sup>2</sup> y tiene una extensión máxima de 16 km desde el cráter. El depósito revela la incorporación de depósitos volcanoclásticos del flanco durante el colapso, algunos de los cuales preservan estructuras internas.

El depósito más joven se distribuye principalmente hacia los flancos norte y noreste del volcán, cubriendo un área mínima de 25 km<sup>2</sup>, teniendo una extensión máxima de 14 km. Este muestra estructuras internas. Además, pliegues y fallas de pequeña escala están presentes en los *hummocks*, evidenciando deformación interna debido al transporte de la avalancha.

### 2.3.3 Unidad Calbuco 3 (Pleistoceno Superior Tardío - Holoceno)

Esta unidad ha sido subdividida de la siguiente manera:

#### *Lavas y rocas piroclásticas de cono (ca. < 14 ka> 1893 AD)*

Corresponde a coladas de lava andesíticas y andesítico basálticas, rocas piroclásticas y brechas de origen lahárico, las cuales conforman el cono moderno del volcán, alojado al interior de la cicatriz de colapso de la Unidad Calbuco2.

#### *Ignimbrita Alerce y depósitos volcanoclásticos (ca. 13,5-6,5 ka)*

Consiste en depósitos volcanoclásticos gruesos, coronados por la Ignimbrita Alerce. La secuencia está compuesta por depósitos de flujos piroclásticos y lahares, con intercalaciones delgadas de gravas, arenas volcánicas y cenizas argilizadas.

#### *Depósitos piroclásticos indiferenciados (ca.9-<1 ka)*

Corresponde a un conjunto de niveles con acumulación de pómez, escoria y/o ceniza, en su mayoría transportados por vía aérea, como resultado de erupciones explosivas ocurridas durante el Holoceno.

#### *Abanicos de lahares y flujos piroclásticos prehistóricos (ca. 4-<1ka)*

Consiste en depósitos de lahares fríos y calientes, y flujos de bloques y ceniza (Moreno *et al.*, 2006), los cuales forman grandes abanicos hacia los sectores de Ensenada y Correntoso y hacia el lago Chapo.

### 2.3.4 Unidad Calbuco 4 (Holoceno histórico)

Esta unidad se desarrolló durante las erupciones ocurridas en tiempo histórico del volcán, en 1893 – 1895; 1929 y 1961. Incluye las siguientes subunidades:

#### *Lavas y Domos Históricos (< 1893 AD)*

Corresponde a un domo ubicado en el interior del antiguo cráter central, generado durante la erupción de 1893-1895, junto con algunas coladas de lavas andesíticas generadas en las erupciones de 1917, 1929 y 1961. Además, se incluyen los depósitos piroclásticos de caída distribuidos principalmente hacia E del volcán, los depósitos de flujo de bloques y ceniza y los depósitos laháricos, distribuidos principalmente hacia los flancos N, E y S.

#### *Depósitos de Lahares recientes e históricos (ca. 1700 AD?-1961 AD)*

Corresponden a depósitos laháricos fríos y calientes generados durante los últimos siglos. Los flujos laháricos calientes se generaron durante las erupciones de 1917, 1929 y 1961.

## **2.4 Centros eruptivos menores (Pleistoceno Superior – Holoceno)**

Corresponden a varios centros eruptivos menores de composición basáltica, distribuidos en una franja NS en el margen occidental del fiordo de Reloncaví, a lo largo de la zona de falla Liquiñe-Ofqui. Todos ellos se disponen sobre rocas plutónicas miocenas. Estos centros eruptivos son el Centro eruptivo La Viguera (Holoceno), Centro eruptivo Rollizos (Pleistoceno Superior) y el Centro eruptivo Pocolhuén (Pleistoceno Superior).

## **2.5 Depósitos sedimentarios del Pleistoceno – Holoceno**

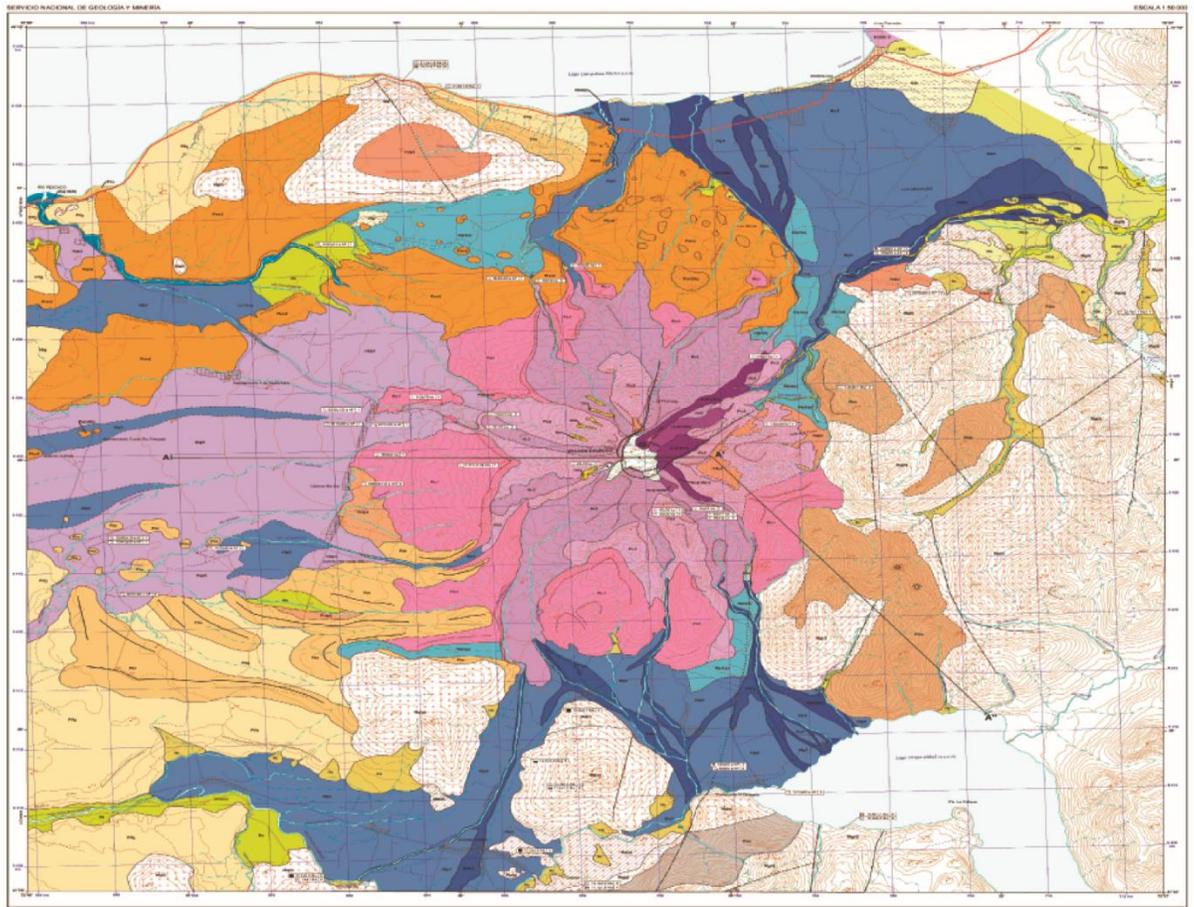
Corresponden a depósitos sedimentarios no consolidados de distinto origen, que rellenan cuencas o se adosan a taludes del relieve pre-existente. En la carta de Sellés y Moreno (2011) se reconocen los siguientes tipos de depósitos:

- Morrenas de la Glaciación Llanquihue
- Depósitos fluvioglaciares
- Depósitos fluviales antiguos
- Depósitos fluviales actuales
- Depósitos lacustres y palustres
- Depósitos morrénicos recientes
- Depósitos aluviales
- Depósitos de playa lacustres recientes
- Depósitos coluviales.

## **2.6 Estructuras**

Las principales estructuras en la zona son las siguientes:

- Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, ubicada a aproximadamente 30 km del volcán Calbuco, con una orientación ~N10°E (Thiele *et al.*, 1985).
- Fallas menores, diaclasas y filones subparalelos al rumbo N10°E de la zona de falla Liquiñe-Ofqui (Thiele *et al.*, 1985).



**LEYENDA**

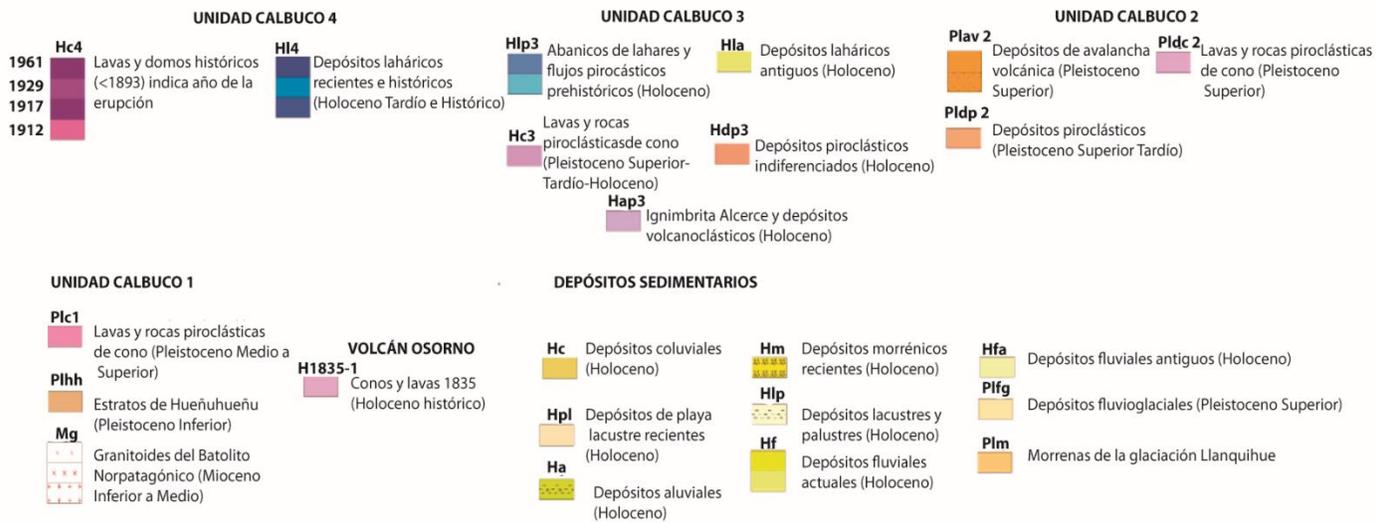


Figura 3: Mapa geológico del volcán Calbuco, Sellés y Moreno (2011).

## Capítulo 3: Resultados

A continuación se detalla la cronología eruptiva, análisis y estudio del depósito de caída en cuanto a su petrografía, granulometría y geoquímica, además de los valores de los parámetros eruptivos estimados. Los resultados obtenidos serán discutidos en el Capítulo 4.

### 3.1 Erupción del 22-23 de abril de 2015

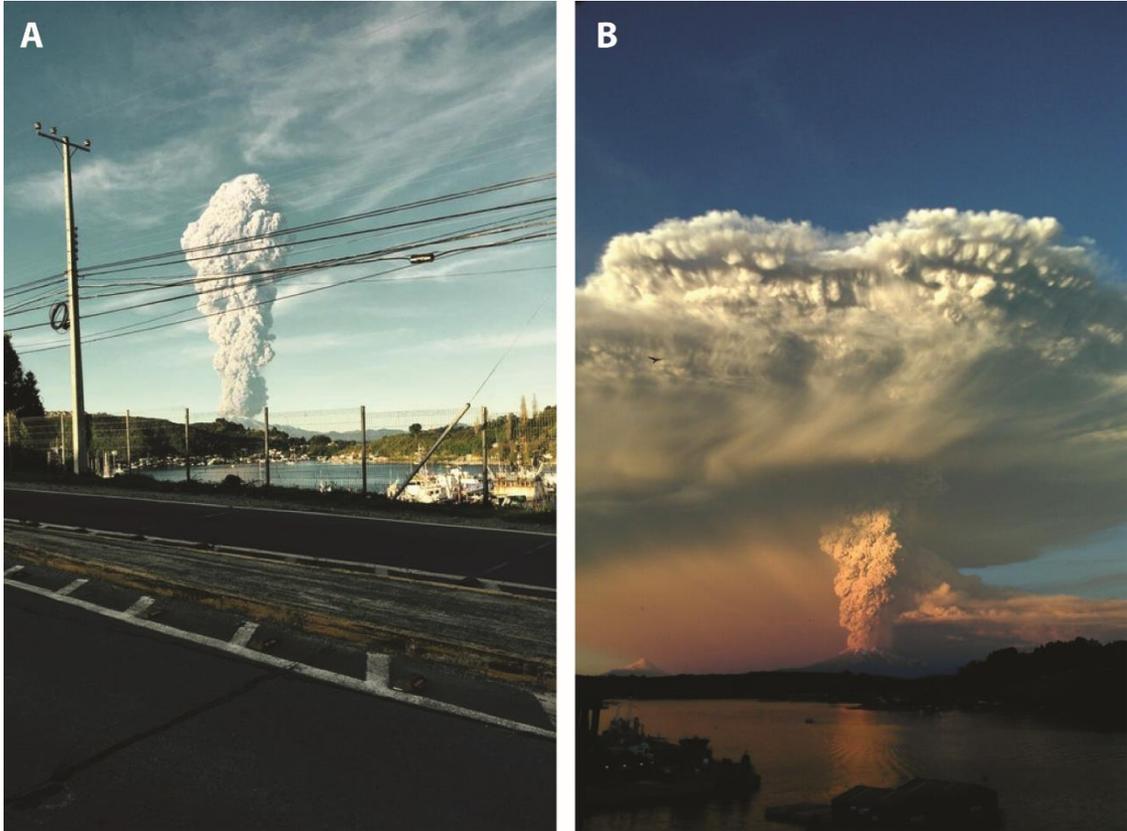
Entre los meses de enero y abril de 2015 se registró un aumento en la actividad sísmica del volcán Calbuco. Específicamente, entre el 1 de enero y el 21 de abril ocurrieron 147 sismos, de los cuales 142 correspondieron a sismos volcano-tectónicos, (VT), asociados con ruptura de material rígido, y 5 a sismos de largo periodo (LP), asociados con la dinámica de fluidos en el interior del volcán (Valderrama *et al.*, 2015). De estos sismos mencionados, 57 del tipo VT ocurrieron durante marzo del 2015 (SERNAGEOMIN, 2015c), llegando a producirse entre uno y dos eventos por día durante los días previos a la erupción (Valderrama *et al.*, 2015).

Si bien esta sismicidad difiere del nivel base que comúnmente mostraba el volcán Calbuco, teniendo entre septiembre de 2014 y enero de 2015 de 1 a 4 sismos VT por mes (SERNAGEOMIN, 2014 a1,a2,a3,b), mediciones de *InSar* no registraron deformación asociada al edificio volcánico ni se observaron manifestaciones superficiales del centro eruptivo (Valderrama *et al.*, 2015).

La actividad sísmica pre eruptiva comenzó el día 22 de abril a las 15:11 hora local, con un aumento significativo en la sismicidad superficial (Valderrama *et al.*, 2015), registrándose un enjambre sísmico con más de 200 sismos VT y LP (SERNAGEOMIN, 2015d). Pese a esto, la alerta volcánica se mantuvo en verde (SERNAGEOMIN, 2015d). A las 18:05 comenzó la erupción, alcanzando rápidamente una columna eruptiva con una altura máxima aproximada de 15 km sobre el cráter (Figura 4) y una dispersión hacia el N-NE del centro eruptivo (SERNAGEOMIN, 2015b).

Este primer pulso tuvo una duración de 1,5 horas, luego hubo una pausa de 5 horas en la actividad. Durante este pulso ocurrieron colapsos menores de la columna en forma radial, afectando las nacientes de los principales cursos fluviales, generando lahares en algunos valles (SERNAGEOMIN, 2015b). Luego de haberse iniciado la erupción, el SERNAGEOMIN y su Red de Vigilancia Volcánica cambiaron el estado del volcán a Alerta Roja (Figura 8), con un radio de restricción de 20 km en torno al volcán.

A las 21:55 hora local del 22 de abril, se reportó una señal sísmica de tremor armónico (SERNAGEOMIN 2015g). Posteriormente, a las 01:00 comenzó un segundo pulso eruptivo, el cual estuvo acompañado por un fuerte aumento de sismos tipo VT, los cuales fueron decreciendo con el paso de las horas (Valderrama *et al.*, 2015). Este pulso generó una columna eruptiva con una altura máxima de 17 km sobre el cráter (Figura 5) (SERNAGEOMIN, 2015h, i). La duración de este pulso fue de 6 horas, finalizando alrededor de las 07:00 hora local, y la dispersión de piroclastos fue hacia el NE del volcán (SERNAGEOMIN, 2015i).

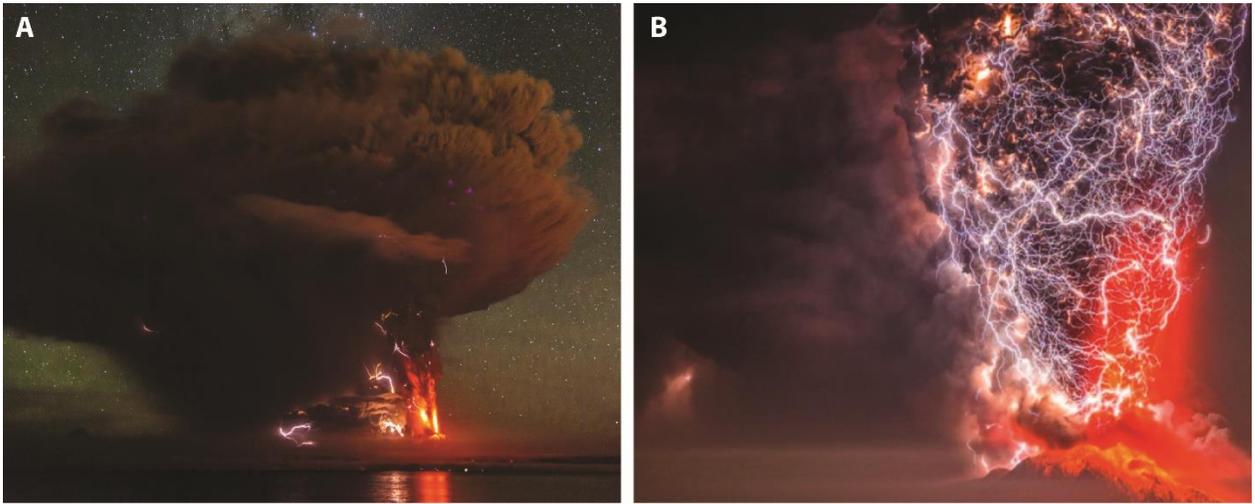


**Figura 4: Primer pulso eruptivo ocurrido el 22 de abril de 2015.**

**A: Fotografía tomada a las 18:10 desde Puerto Montt (fotografía de Julio Urzúa, 2015). B: Fotografía tomada alrededor de las 19:00 desde Puerto Montt (fotografía de Marcela Vollmer 2015).**

La columna eruptiva del segundo pulso tuvo una variación en la intensidad de su incandescencia y rayos, siendo más intensa hacia el final de la erupción, teniéndose a la vez los sismos VT de mayor magnitud hacia el final del segundo pulso (Valderrama *et al.*, 2015; Van Eaton *et al.*, 2016).

Durante ambos pulsos se registró caída de piroclastos de lapilli y ceniza en la Región de Los Lagos (Figura 6A) y de ceniza en las regiones de Los Ríos y Araucanía. Adicionalmente, el material piroclástico de caída alcanzó territorio argentino ubicado al NE del volcán. Además, se generaron flujos piroclásticos con un alcance máximo de 6 km en el flanco NE del volcán y lahares que viajaron hasta una distancia de 15 km por cauces que descienden del volcán (Figura 6B), llegando al lago Chapo en el flanco S (SERNAGEOMIN, 2015e).



**Figura 5: Segundo pulso eruptivo ocurrido en la madrugada del 23 de abril de 2015.**  
**A: Fotografía donde se aprecia la expansión de la columna eruptiva (fotografía de Eduardo Minte, 2015).** **B: Columna eruptiva y rayos asociados (fotografía de Francisco Negroni, 2016).**

Durante los días siguientes la actividad del volcán disminuyó, presentando solo eventos esporádicos que generaron columnas eruptivas pequeñas, con alturas que no superaron los 2 km (Figura 7 A1 y A2).

El día 30 de abril a las 13:08 hora local, la señal de tremor experimentó un cambio significativo ocurriendo un tercer pulso, de menor intensidad, el cual generó una columna eruptiva de 3-5 km de altura, con una pluma de dispersión al SE del volcán (SERNAGEOMIN 2015j) (Figura 7 B1 y B2). En este trabajo no se cuenta con datos o registros del depósito generado por este tercer pulso.



**Figura 6: Depósitos generados por la erupción.**  
**A: depósitos de caída generados por los pulsos de los días 22 y 23 de abril en la zona de Ensenada (fotografía de Rodolfo Hahn, 2015).** **B: depósitos laháricos y de flujo piroclástico generados principalmente durante el segundo pulso eruptivo, zona Río Blanco, flanco NE del volcán.**

Durante las siguientes semanas la actividad eruptiva y sísmica disminuyó en forma gradual. El día 28 de mayo de 2015 la actividad sísmica presentaba valores promedios bajos y la columna alcanzaba solo 100 m de altura sobre el cráter. Dado lo anterior la ONEMI (Oficina Nacional de Emergencia) decretó estado de alerta amarilla (SERNAGEOMIN 2015k).

Producto de esta erupción, más de 6500 personas fueron evacuadas en la zona (Van Eaton *et al.*, 2016), no existiendo pérdidas de vidas humanas. No obstante, se generaron pérdidas económicas en la industria piscícola, siendo destruidas cinco pisciculturas instaladas en cauces de ríos aledaños al volcán.



**Figura 7: Fotografías posteriores a la erupción del 23 de abril y del evento del 30 de abril de 2015.**  
A1 y A2: Fotografías tomadas durante el día 23 de abril, a horas de finalizar el segundo pulso, desde Ensenada y Frutillar respectivamente. B1: Fotografía del tercer pulso eruptivo ocurrido el día 30 de abril del 2015 a las 13:08 horas, vista desde Ensenada (fotografía de Agencia UNO, 2015). B2: Fotografía del tercer pulso eruptivo, tomada a las 16:30 horas (fotografía de SERNAGEOMIN, 2015).

Tipo de alerta	Estado de actividad	Tiempo para erupción mayor	Escenario posible
Roja	Erupción mayor inminente o en curso	Horas/Erupción en progreso	Erupción mayor en desarrollo o inminente con clímax en un lapso muy corto. Esta podría ser efusiva y/o explosiva y contemplar más de un episodio. EL proceso en curso implica alta amenaza para las personas. El tiempo de preparación y respuesta es muy breve. Se generan reportes diarios u horarios
Naranja	Probable erupción mayor o retorno después de etapa eruptiva	Días/Semanas	Variación significativa de comportamiento, mayor inestabilidad. Alternativas: 1) incremento con alta probabilidad de eventos eruptivos mayores. 2) Erupción menor, eventual amenaza limitada hacia las personas e infraestructura. Posibles lahares. Se generan reportes diarios.
Amarilla	Cambios en el comportamiento de la actividad volcánica	Semanas/Meses	Volcán con actividad sobre línea de base, inestable e intermitente. Puede registrar enjambres sísmicos más frecuentes, emisión débil de piroclastos, cambios morfológicos, ruidos, etc. Afecta al entorno directo del cráter. Se generan reportes cada 15-20 días.
Verde	Volcán activo, con comportamiento estable. Sin riesgo inmediato	Meses/Años	Volcán con actividad dentro de su línea de base, en reposo o quietud. Escenarios: Actividad sísmica (incluyendo enjambres esporádicos) y fumarola u otra manifestación superficial, que afecta a la zona inmediata o próxima al centro de emisión. Sin peligro para personas ni actividad económica. Reportes informativos una vez al mes

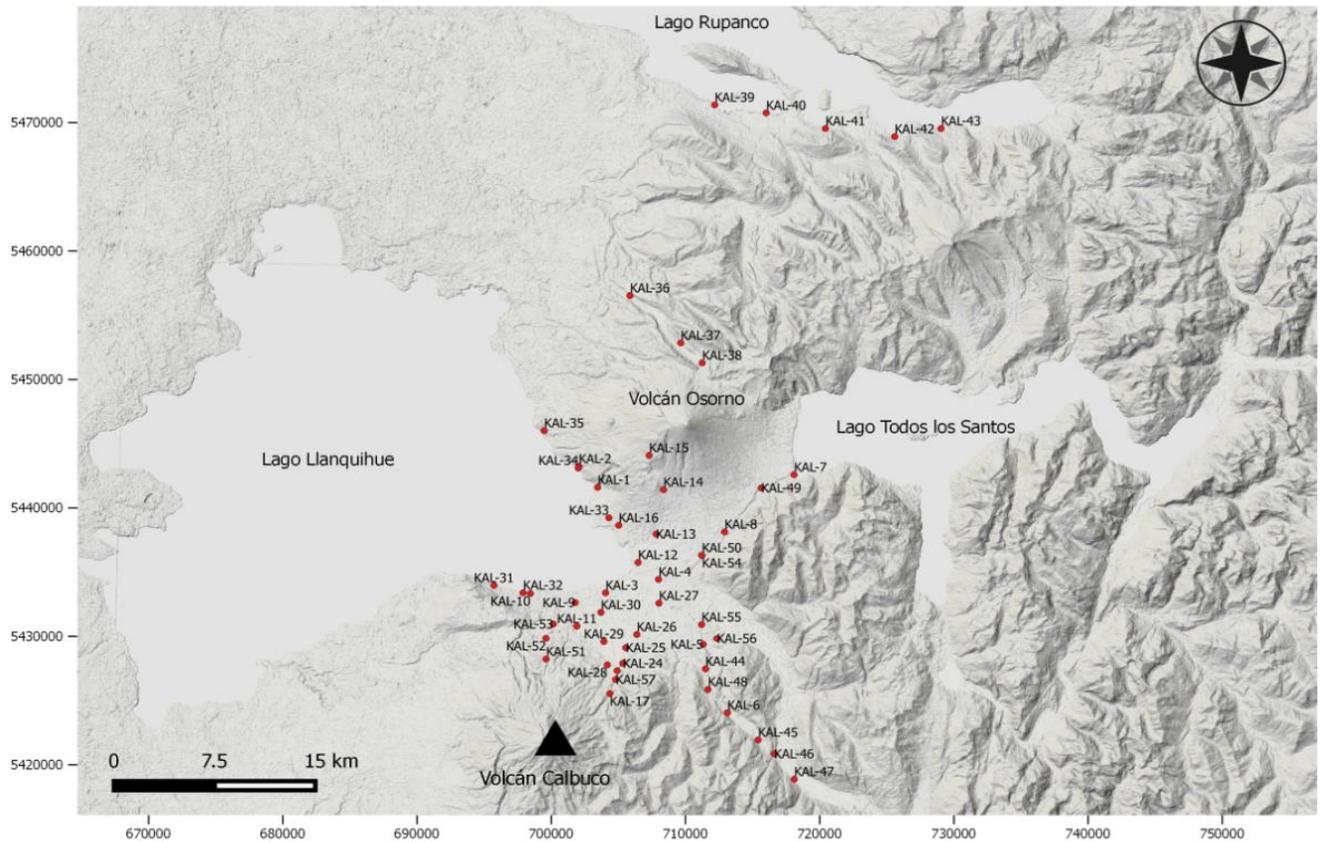
Figura 8: Tipos de alerta volcánica del SERNAGEOMIN.

### 3.2 Características generales del depósito piroclástico de caída

La erupción del volcán Calbuco ocurrida los días 22 y 23 de abril de 2015 generó un depósito piroclástico de caída dispuesto principalmente hacia el NE del volcán. En este depósito se distinguió cuatro niveles diferenciados por color, tamaño de clasto y tipo de juvenil predominante, los cuales han sido denominados de base a techo como niveles (0), (1), (2) y (3), respectivamente. Estos se observan de manera nítida en la zona proximal, sin embargo, a medida que el depósito se aleja de la fuente de emisión tanto los contactos como los mismos niveles se hacen difusos. El nivel (0) no fue reconocido en todos los afloramientos del depósito, debido a esto es que este se denominó (0) y no (1).

La potencia total del depósito disminuye progresivamente a medida que aumenta su distancia a la fuente eruptiva. En los datos medidos para este trabajo se cuenta con un rango de espesores de 54 cm a 6 km del cráter, hasta 0,2 cm a 51 km de este. Además, gracias a la colaboración de investigadores argentinos (Romero *et al.*, 2016), se dispone de datos de espesores distales en los que se logró medir una potencia de 0,1 cm a 285 km del volcán. Dado lo anterior, se observa que la disminución del espesor al alejarse de la fuente es más drástica en la zona proximal respecto a la zona distal.

El diámetro máximo de los fragmentos que componen el depósito también disminuye a medida que este se aleja de la fuente, variando entre 5 cm a 6 km del cráter a 0,5 cm a los 26 km de él. El depósito es bien seleccionado con un tamaño medio que va de lapilli fino a ceniza gruesa para la zona proximal y media.



**Figura 9: Mapa con la ubicación y distribución de los puntos del depósito de caída muestreados para este estudio.**

Los puntos de recolección de datos mencionados se pueden ver en la Figura 9. A continuación se caracteriza cada uno de los cuatro niveles observados (Figura 10).

- Nivel (0): Representa aproximadamente un 15% del espesor del depósito y se observa de manera nítida hasta los 25 km de distancia respecto al cráter en el eje de dispersión, siendo difuso en zonas más alejadas, hasta finalmente desaparecer. Los espesores medidos para este nivel van desde 9 cm (a 6 km del cráter, KAL-17) hasta 1 cm (a 26 km del cráter, KAL-49). Este nivel, de color grisáceo, está compuesto por escorias pardas vesiculadas (80% vol.), escorias grisáceas con menor vesicularidad (12% vol.) y fragmentos líticos (8% vol.), teniendo en el techo una capa delgada de juveniles densos, la cual solo es apreciable en algunos depósitos proximales. Además, este nivel presenta gradación inversa de sus componentes, y sus fragmentos mayores tienen un diámetro de 3,5 cm a 5 km del volcán (Romero *et al.*, 2016).
- Nivel (1): Representa alrededor de un 30% del espesor del depósito y se observa de manera nítida en todos los puntos estudiados. Los espesores medidos van de 15 cm (a 6 km del cráter, KAL-17) a 0,6 cm (a 54 km del cráter, KAL-42). Se caracteriza por tener un color parduzco y estar compuesto principalmente por escorias pardas vesiculadas (97% vol.) y fragmentos líticos (3% vol.). Presenta

gradación inversa de sus componentes y sus clastos mayores poseen un diámetro de 6 cm a 6 km del volcán (KAL-17). En este nivel se presentan los clastos de mayores diámetros respecto al depósito completo.

- 
- Nivel (2): Representa alrededor de un 32% del espesor del depósito y se observa de manera nítida en las zonas proximales, haciéndose difuso en zonas medias y distales. Los espesores medidos para este nivel van desde los 18 cm (a 6 km del cráter, KAL-17) hasta 0,6 cm (a 32 km del cráter, KAL-38). Se caracteriza por su color parduzco y está compuesto por escorias pardas vesiculadas (75% vol.), escorias grisáceas con menor vesicularidad (23% vol.) y fragmentos líticos (2% vol.). Presenta gradación normal de sus componentes en su base, siendo macizo en el centro y techo.
- Nivel (3): Representa alrededor de un 23% del espesor del depósito y se observa de manera nítida en todos los puntos estudiados. Su espesor va desde 14 cm (a 7 km del cráter, KAL-57) hasta 0,5 cm (a 32 km del volcán, KAL-38). Se caracteriza por ser de color gris oscuro y por su alto contenido de juveniles densos respecto al resto del depósito. Está compuesto por escorias grises pobremente vesiculadas (95% vol.), fragmentos líticos (3% vol.) y escorias pardas vesiculadas (2% vol.) en su base. Además, presenta en forma ocasional fragmentos juveniles blanquecinos altamente vesiculados en el techo. Este nivel muestra gradación inversa de sus componentes y sus fragmentos mayores tienen un diámetro de 4,5 cm a 7 km de distancia del cráter (KAL-51).

La correlación entre los niveles del depósito de caída y los pulsos eruptivos que los habrían generado se discute en el Capítulo 4.2.



Figura 10: Depósito de caída visto a distintas distancias respecto a la fuente de emisión (ver Figura 9).  
 A: punto KAL-17 ubicado a 6 km del cráter, con 54 cm de potencia. B: punto KAL-26 ubicado a 10 km del cráter, con 29 cm de potencia. C: punto KAL-38 ubicado a 32 km del cráter, con una potencia de 2 cm. D: punto KAL-36 ubicado a 37 km del cráter, con una potencia de alrededor de 3 milímetros.

### 3.3 Estratigrafía de los depósitos de la erupción

La erupción del 22 y 23 de abril de 2015 generó depósitos de caída, lahares y flujos piroclásticos. Estos últimos se distribuyeron en valles circundantes al volcán, alcanzando hasta 6 km de distancia en el flanco NE (Clavero *et al.*, 2015).

La relación estratigráfica existente entre el depósito de caída y el depósito de flujos piroclásticos fue estudiada por Clavero *et al.* (2015) y Castruccio *et al.* (2016). En estos trabajos se analizan en detalle los flujos emplazados en el río Frío y río Blanco- río Hueñuhueñu ubicados en los flancos norte y noreste del volcán, en el área de Ensenada.

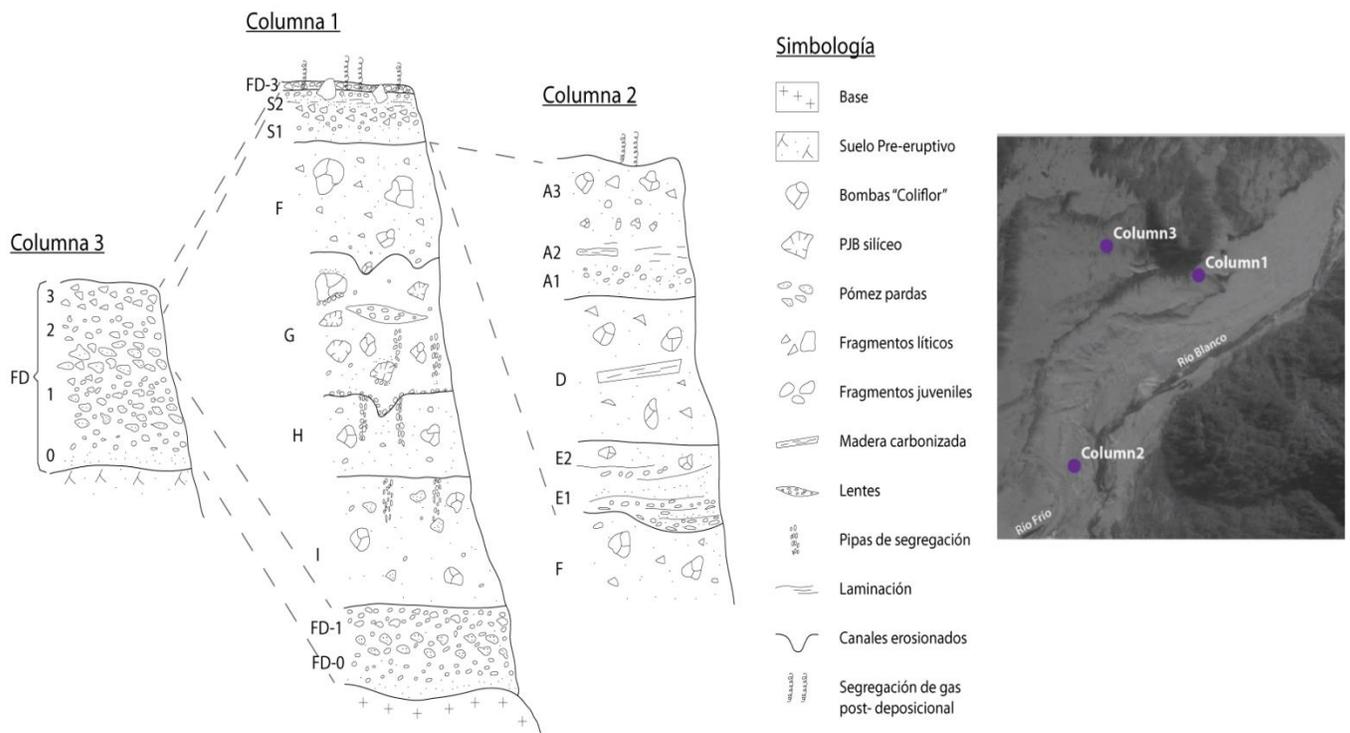
Clavero *et al.* (2015) describen la presencia de un depósito de caída compuesto por cuatro unidades donde, entre la segunda y la cuarta unidad, se identifica una secuencia de por lo menos ocho depósitos de flujos piroclásticos (Figura 11). Dicha serie de flujos se asociaría con el segundo pulso eruptivo ocurrido el 23 de abril del 2015, y corresponde principalmente a flujos densos y diluidos que han sido parcialmente erosionados por depósitos laháricos, formando una terraza piroclástica de más de 20 m de espesor en el valle del río Frío-río Blanco. Los depósitos de flujo piroclástico en el flanco NE del volcán tendrían un volumen de 0,03 km<sup>3</sup> según lo propuesto por Castuccio *et al.* (2016).

Clavero *et al.* (2015) describen de base a techo los siguientes flujos piroclásticos, basado en dos columnas levantadas en los valles de los ríos Frío y Blanco (Figura 11). La relación estratigráfica de estos depósitos de flujo piroclástico con los niveles de caída se discute en el Capítulo 4.2.

Depósito I: Este depósito sobre yace los dos primeros niveles de caída. Su espesor es de hasta 2 m, contiene abundantes escorias pardas (10-35% vol.) con una matriz cohesiva de ceniza fina con pipas de segregación que cortan el depósito superior.

- Depósito H: Muestra hasta 80 cm de potencia, compuesto por bombas escoriáceas tipo “coliflor” y por escorias pardas con una matriz semi consolidada de ceniza fina. Presenta pipas de segregación que cortan también el depósito superior.
- Depósito G: Presenta hasta 2,8 m de espesor, se compone por bombas escoriáceas tipo “coliflor” altamente cristalinas, fragmentos con disyunción prismática (PJB) blanquecinos y fragmentos negros vítreos, en una matriz gris no consolidada y maciza de ceniza media a lapilli fino.
- Depósito F: Presenta hasta 1,5 m de potencia, con base ondulada y contacto superior subhorizontal. Compuesto por bombas escoriáceas tipo “coliflor”, fragmentos líticos subangulosos y una matriz maciza de ceniza media a gruesa.
- Depósito E: Corresponde a un flujo piroclástico diluido de hasta 2,5 m de espesor que presenta laminación bien desarrollada y bombas tipo “coliflor” en una matriz de ceniza fina a media con material carbonizado.

- Depósito D: Corresponde a un flujo piroclástico denso y macizo con abundantes bombas tipo “coliflor” y líticos subredondeados en una matriz de ceniza media a fina maciza, con trocos carbonizados.
- Depósito A: Este flujo piroclástico está formado por tres subunidades de las cuales la inferior está formada por fragmentos líticos de lapilli fino, la intermedia se compone de vegetación no carbonizada de paleosuelo y la subunidad superior se compone de bombas tipo “coliflor” y fragmentos líticos.
- Depósito S: Este depósito está formado por dos subunidades. La inferior se compone de distintas litologías con un tamaño de lapilli medio con una leve laminación, mientras que la subunidad superior corresponde a ceniza fina rica en cristales, con fragmentos líticos concentrados en el techo.



**Figura 11: Columnas estratigráficas de flujos piroclásticos y depósito de caída (FD) en el sector del río Frío y río Blanco (Modificado de Clavero *et al.*, 2015).**

### 3.4 Petrografía de los juveniles

En el depósito piroclástico de caída se pudo identificar tres tipos principales de juveniles, los cuales presentan una composición química similar, diferenciándose en su morfología, características de sus vesículas y porcentaje de cristales. Además, para distinguir entre los distintos tipos de vesículas se consideró la razón de aspecto (AR, razón entre el ancho y el largo de una vesícula, donde a menor AR la vesícula es más alargada), la cantidad de coalescencia (unión de burbujas para conformar una sola), el tamaño y la distribución de ellas en el clasto. A continuación se describen estos tres grupos de fragmentos juveniles:

Tipo 1 “Escoria Parda” (Figura 12 A): Este juvenil se encuentra en todos los niveles del depósito, predominando en el nivel (1), donde presenta los mayores diámetros. Se caracteriza por tener un color parduzco con una morfología alargada a subesférica, con bordes rugosos y angulosos (Figura 14 A).

Petrográficamente, muestra una textura porfírica formada por fenocristales de plagioclasa (15% vol., 0,2-2,5 mm), ortopiroxeno (5% vol., 0,1-2 mm) y clinopiroxeno (1-2% vol., 0,1-0,5 mm), inmersos en una masa fundamental vítrea, vesicular, con minerales opacos (1-2% vol., ~0,2 mm) (Figura 13 A1). La masa fundamental muestra bandeamiento dado por diferentes grados de vesicularidad. Estas bandas también muestran texturas glomeroporfíricas con asociación de plagioclasa y ortopiroxeno. Químicamente, presenta entre un 54,5 y un 55,6 % de SiO<sub>2</sub> (Capítulo 3.7).

En cuanto a las características de sus vesículas, este tipo de escoria muestra una alta vesicularidad (60%). Las vesículas son esféricas, con bordes regulares y paredes delgadas de vidrio que suelen ser cóncavas, lisas y poco alargadas, teniendo una razón de aspecto de 0,7 y un tamaño aproximado de 0,05 mm, sin considerar coalescencia, (Figura 14 A). Además, las vesículas muestran un alto nivel de coalescencia, llegando a tener un tamaño de 0,2 a 1,5 mm (Figura 13 A2).

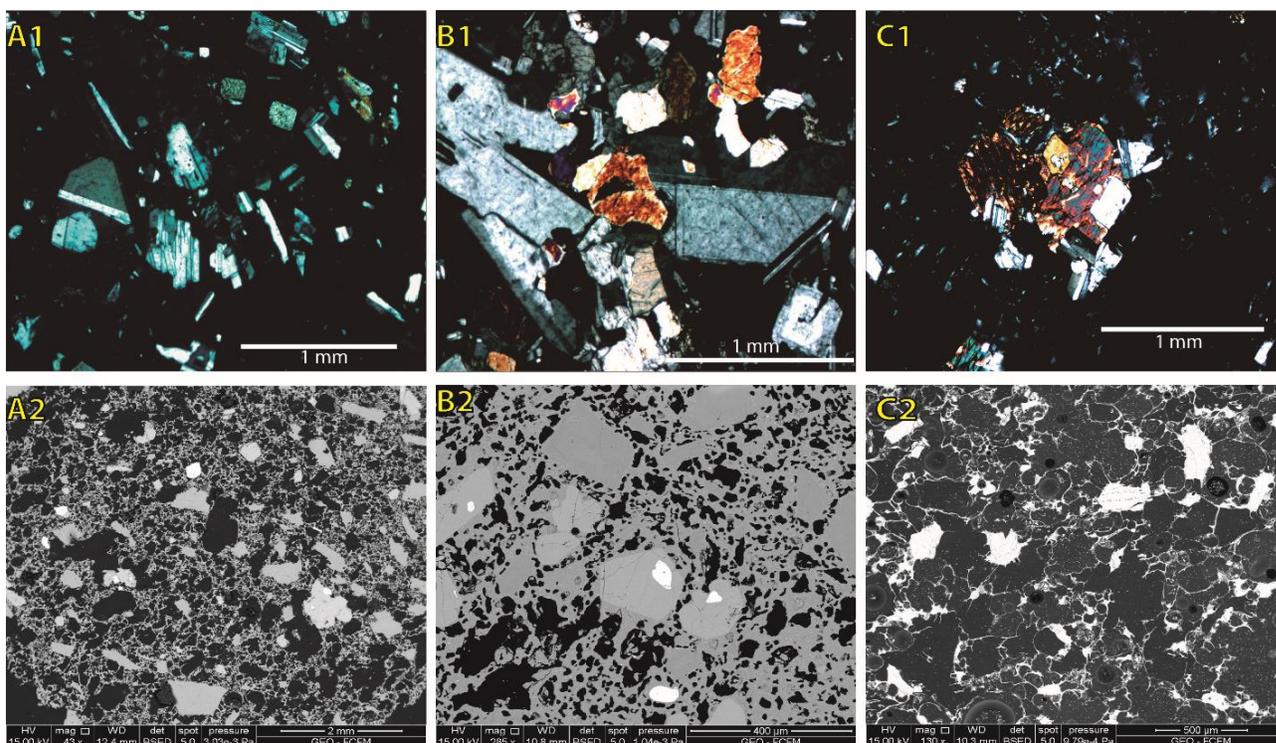


Figura 12: Tipos de escorias presentes en el depósito.  
A: Escoria Parda. B: Escoria Gris Densa. C: Escoria Blanquecina.

Tipo 2 “Escoria Gris Densa” (Figura 12 B): Este tipo de escoria es característica del nivel (3). Es de color grisáceo a pardo oscuro y más denso respecto a los otros tipos. Tiene una morfología levemente alargada, con bordes irregulares, lisos a rugosos y subangulosos (Figura 14 B).

Petrográficamente, muestra una textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (30% vol., 0,05-1mm), ortopiroxeno (7% vol., 0,1-1mm) y clinopiroxeno (3% vol., 0,05-1mm), inmersos en una masa fundamental vítrea pobremente vesiculada, con minerales opacos (2%vol., 0,1mm). Además, se observa una textura glomeroporfírica, con asociaciones de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno (Figura 13 B1). Químicamente, presenta entre un 54,7 y un 54,9 % de SiO<sub>2</sub> (Capítulo 3.7).

Respecto a sus vesículas, este juvenil presenta una menor vesicularidad respecto a la Escoria Parda (entre un 50 y 30%), pero una mayor catidad de vesículas individuales. Se tienen dos tipos de vesículas en estos clastos, unas que son poco alargadas (AR=0,7) y otras muy alargadas (AR= 0,4), con tamaños que van desde los 0,02 mm a los 0,5 mm. Además, presenta zonas con alta coalescencia, las cuales pueden alcanzar hasta 1mm (Figura 14 B). En todos los casos los bordes del vidrio son gruesos respecto a los demás tipos de juveniles (Figura 13 B2).



**Figura 13: Detalle microscópico de los tres tipos de juveniles.**

(A1, B1, C1, vista microscopio; A2, B2, C2, SEM). A1: Escoria Parda, se observan fenocristales de plagioclasa y piroxeno en matriz vítrea. A2: Escoria Parda, se observan vesículas redondeadas con un 60% de vesicularidad. B1: Escoria Gris Densa, se observa un glomeropórfido de plagioclasas y piroxeno. B2: Escoria Gris Densa, se observan vesículas alargadas con un 30% de vesicularidad. C1: Escoria Blanquecina, se observa un glomerocrystalos de plagioclasas y hornblenda. C2: Escoria Blanquecina, se observan vesículas con un 70% de vesicularidad y una alta coalescencia.

Tipo 3 “Escoria Blanquecina” (Figura 12 C): Este tipo de juvenil es sumamente escaso y se encuentra ocasionalmente en el techo del nivel (3). Se caracteriza por el color blanquecino de su matriz vítrea, y por tener una morfología alargada, con bordes rugosos y angulosos.

Petrográficamente, muestra una textura porfírica formada por escasos fenocristales de plagioclasa (7%vol., 0,1-1mm), hornblenda (3%vol., 0,1-1mm) y ortopiroxeno (1,5% vol., 0,5mm) inmersos en una matriz vítrea altamente vesiculada con minerales opacos (1%vol., 0,1mm). Además, se observan glomeropórfidos de hornblenda con plagioclasa, en los que las hornblendas no muestran bordes de reacción (Figura 13 C1). Químicamente, presenta un 56,5 % de SiO<sub>2</sub> (Capítulo 3.7)

Además, este tipo de escoria tiene una vesicularidad aproximada de un 70%, con vesículas irregulares, con una alta coalescencia y paredes de vidrio escasas y delgadas (Figura 13 C2).

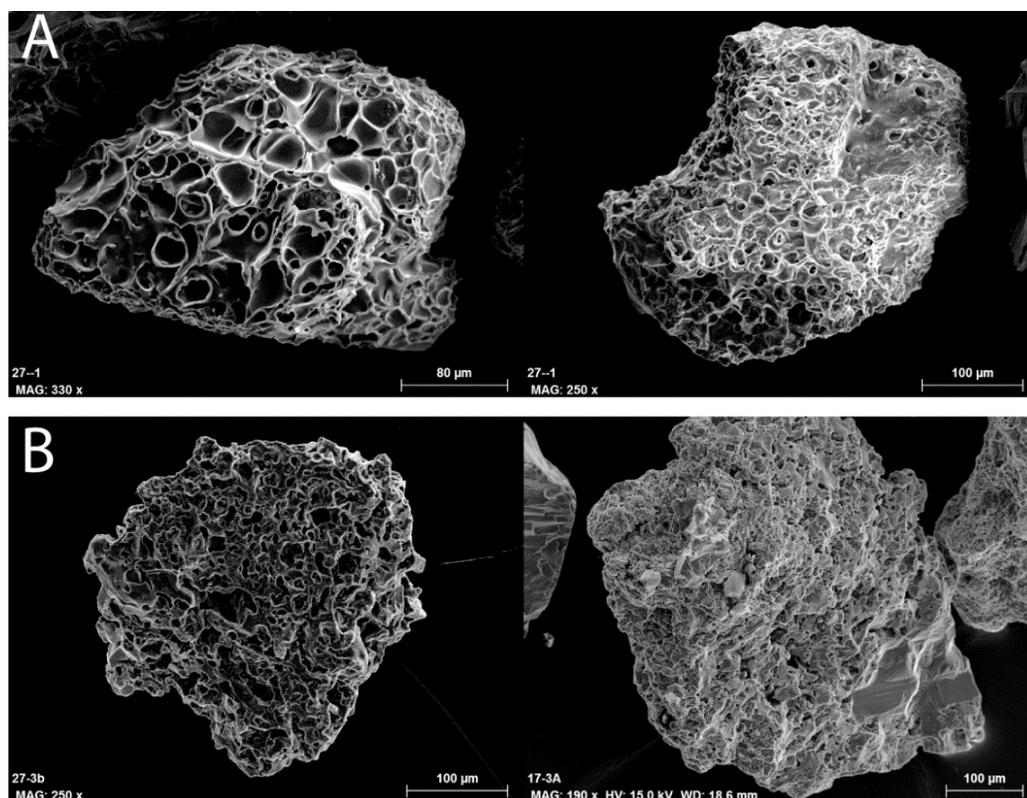


Figura 14: Vista en SEM de la morfología de los juveniles.

A: Escoria Parda. B: Escoria Gris Densa. Las escorias Blanquecinas no fueron observadas en el SEM dada su escasez.

En resumen, estos tres tipos de juveniles se diferencian en el porcentaje de cristales, vesicularidad y mineralogía. Las escorias Pardas tienen un 24% de cristales (plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno) y un 60% de vesicularidad, las escorias Grises Densas presentan un 40% de cristales (plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno) y un 40% de vesicularidad, mientras que las escorias Blanquecinas presentan un 13% de cristales (plagioclasa, ortopiroxeno y hornblenda) y una vesicularidad de un 70%.

### 3.5 Análisis sedimentológico

#### 3.5.1 Generalidades

Con el fin de analizar la granulometría y los componentes del depósito de caída dejado por ambos pulsos eruptivos, se muestreó base y techo de cinco puntos cercanos al eje de la pluma de dispersión (Tabla 1, Figura 15).

Tabla 1: Puntos muestreados y su respectiva distancia a la fuente eruptiva (coordenadas en Anexo 2)

Punto muestreado granulometría	Distancia a la fuente eruptiva
KAL-17	6
KAL-26	10
KAL-27	14
KAL-49	24
KAL-15	26



Figura 15: Mapa de ubicación de las muestras analizadas granulométricamente.

Para realizar el análisis granulométrico, se tamizó manualmente las muestras, usando mallas de norma *astm*, siguiendo los valores de la escala  $\phi$  (Tabla 2), con ello se obtuvo la distribución de tamaño de clasto por nivel y los parámetros de Mediana ( $M_d$ ) y Selección o *sorting* ( $\sigma$ ) calculados usando el método de Folk y Ward (1957), los cuales representan el tamaño medio de los fragmentos y la selección del depósito, respectivamente.

La separación de componentes se realizó para tamaños entre 16 y 1 mm de cada nivel y subnivel, con una lupa binocular para los tamaños de 1 y 2 mm. En esta

clasificación los clastos fueron divididos entre escorias pardas, escorias grises densas y fragmentos líticos.

**Tabla 2: Escala Phi, Folk y Ward (1957).**

Escala Phi	
Tamaño partícula [mm]	Phi
256	-8
128	-7
64	-6
32	-5
16	-4
8	-3
4	-2
2	-1
1	0
0,5	1
0,25	2
0,125	3
0,0625	4

### 3.5.2 Análisis granulométrico

Luego de secar, cuartear y tamizar las muestras, se construyó gráficos de porcentaje en peso versus  $\phi$  para cada punto muestreado, con el fin de caracterizar el depósito completo según los parámetros de Walker (1971).

La granulometría de la columna tipo KAL-17 (ubicada a 6 km del cráter) reflejó, en todos sus niveles, modas de -3 y -2 en la escala  $\phi$  (8 y 4 mm). La desviación estándar en las capas de este punto fue entre 1,05 y 1,4, lo que correspondería a un depósito bien seleccionado (Tabla 3; Walker 1971). Por otra parte, en este depósito el nivel (3) contiene una proporción mayor de partículas finas (< 0.0625 mm) en comparación con los otros niveles, estas partículas podrían corresponder a un aporte de material fino de los flujos piroclásticos ubicados en las cercanías de este punto.

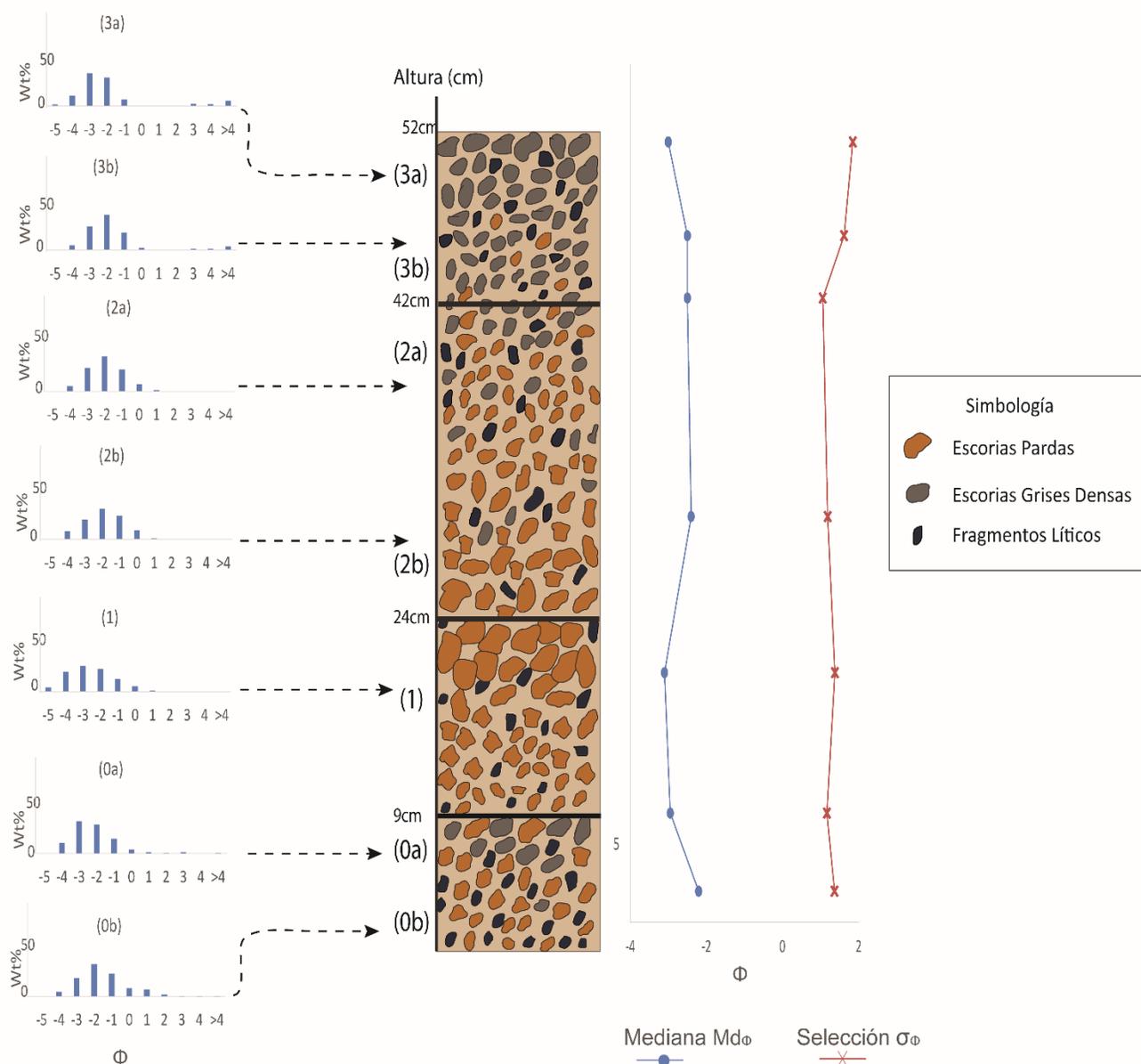
**Tabla 3: Tipo de selección de los depósitos piroclásticos, Walker (1971).**

Selección $\sigma_\phi$	Depósito piroclástico
0-1	Muy bien seleccionado
1-2	Bien seleccionado
2-4	Pobrementemente seleccionado
>4	Muy mal seleccionado

La granulometría de las muestras KAL-26, KAL-27, KAL-15 y KAL-49, reflejó una disminución del tamaño modal del clasto y una mejora de la selección conforme el depósito se aleja de la fuente eruptiva. Estos puntos presentan valores de  $\sigma_\phi$  que va entre 0,35 y 1,8, mostrando diferencias con los depósitos de flujos piroclásticos estudiados por Clavero *et al.* (2015) cuyos valores de  $\sigma_\phi$  varían entre 1 y 4. En volcanología la división entre buena y pobre selección en un depósito piroclástico es  $\sigma_\phi=2,0$  (Tabla 3), donde valores superiores se asocian a flujos piroclásticos y valores inferiores a depósitos de

caída (Walker, 1971). Dado lo anterior, es que para todos los puntos estudiados la selección es de muy buena a buena.

Por otro lado, el depósito muestra gradación inversa en los niveles (0), (1) y (3), siendo el nivel (1) el que posee los mayores tamaños de clastos respecto al depósito completo. En la Figura 16, se observan los parámetros granulométricos de la columna tipo (punto KAL-17). En ella se ve cómo los mayores tamaños de clastos se manifiestan en los niveles (1) y en el techo del nivel (3), mientras que los menores tamaños de clastos están en la base del nivel (0) y en la base del nivel (2).



**Figura 16: Columna tipo realizada en el punto KAL-17 ubicado a 6 km del cráter. Los fragmentos pardos representan las escorias Pardas, los fragmentos grises las escorias Grises Densas y los azules a los fragmentos líticos. Además se muestra el tamaño medio de los clastos (mediana) y la selección de cada subnivel junto con sus respectivos histogramas granulométricos de tamaño versus porcentaje en peso.**

### 3.5.3 Análisis de componentes

La separación de componentes se realizó para la base y el techo de cada nivel de la muestra KAL-17, ubicada a 6 km del volcán, para los tamaños de 16, 8, 4, 2 y 1 milímetro, teniendo especial énfasis en distinguir entre los tipos y porcentajes de fragmentos líticos presentes (Figura 20 y Figura 21). En la Figura 20 se observa la distribución de componentes por nivel para estos tamaños.

A continuación se menciona los tipos de clastos identificados que componen el depósito:

- Escorias Pardas (Figura 17 A): Al realizar la separación de componentes, se observa que mientras mayor es la distancia respecto al cráter, estos fragmentos aumentan su porcentaje relativo en el depósito. Estas escorias en general son dominantes en los niveles (0), (1) y en la base del nivel (2) independientemente de la distancia del depósito respecto al volcán.
- Escorias Grises Densas (Figura 17 B): Estos juveniles predominan en el nivel (3), y se presentan, en menor porcentaje, en el techo del nivel (0).
- Escorias Blanquecinas: Se encuentran exclusivamente en el techo del nivel (3), siendo sumamente escasas (menos de un 1% vol. de este nivel), por lo cual no se ven reflejadas al realizar la separación de componentes.
- Cristales (Figura 17 F): Corresponden a cristales de plagioclasa y piroxeno euhedrales a subhedrales, los cuales tienen tamaños menores o iguales a 1mm, homogéneamente distribuidos en los cuatro niveles.

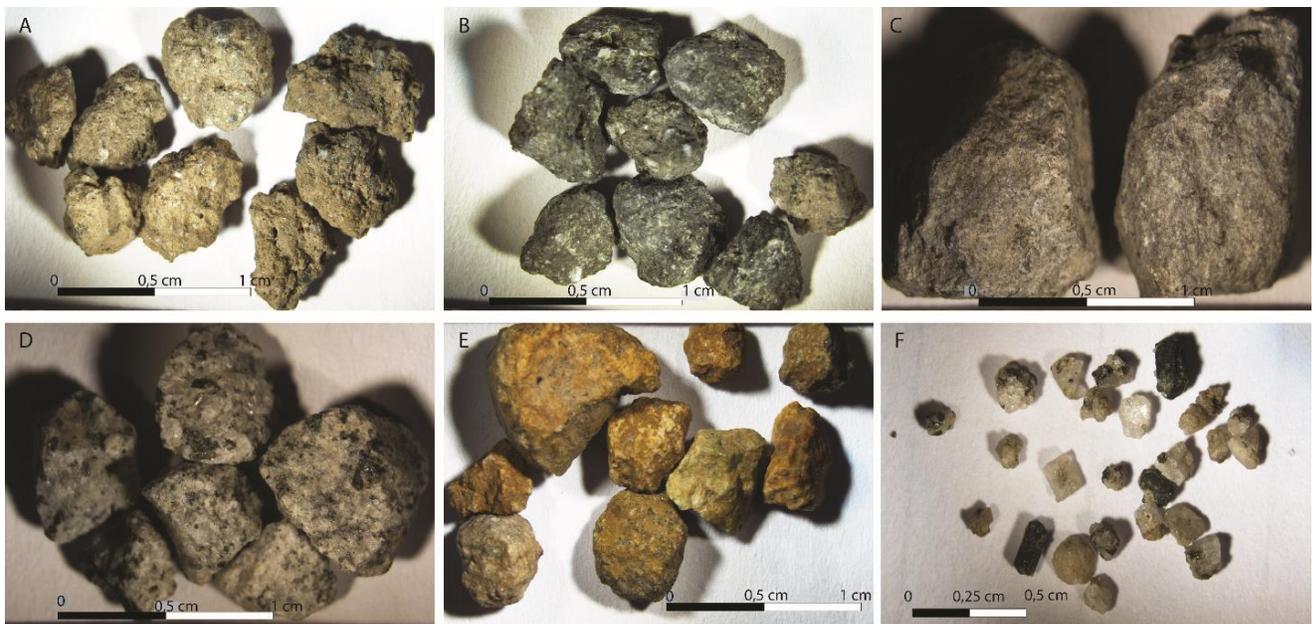
En cuanto a los fragmentos líticos presentes en el depósito de caída, estos se pueden clasificar en tres grandes familias, las que fueron denominadas como “Lítics Grises”, “Lítics Anaranjados” y “Lítics Granitoidales”, los cuales se describen a continuación.

- Lítics Grises (Figura 17 C): Corresponden a fragmentos de lavas de erupciones previas, los cuales a su vez se pueden agrupar en dos familias. El primer tipo presenta un color grisáceo oscuro, una textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y minerales máficos indistinguibles por alteración, posiblemente piroxenos, inmersos en una masa fundamental afanítica pobremente vesiculada. El segundo tipo corresponde a fragmentos de color grisáceo pálido, con textura porfírica y fenocristales de plagioclasa y anfíbola inmersos en una masa fundamental afanítica obliterada y pobremente vesiculada. Ambos tipos de fragmentos son angulosos y alargados y aparecen en todos los niveles del depósito en forma indiscriminada (Figura 21).
- Lítics Anaranjados (Figura 17 E): Corresponden a fragmentos de lava, similares a los descritos anteriormente, que han sufrido alteración hidrotermal (probablemente argilización), por lo cual su textura y mineralogía han sido

parcialmente obliteradas, observándose un color anaranjado sobre ellas. Este tipo de lítico aparece solo en el nivel (0) y predomina en su base, marcando el inicio de la erupción y el destape del conducto (Figura 21). Los fragmentos son angulosos, subesféricos y con un tamaño menor o igual a 4 mm.

- Líticos Granitoidales (Figura 17 D): Son fragmentos blanquecinos con textura fanerítica, holocristalina, cuya mineralogía es de plagioclasa, piroxeno, anfíbola y cuarzo, por lo que se podría tratar de una tonalita del basamento del volcán, y por ende, a fragmentos accidentales. Este tipo de fragmento lítico aparece en todos los niveles del depósito de forma aleatoria, sin tener un patrón aparente (Figura 21). Los fragmentos son angulosos y alargados, teniendo en general tamaños menores o iguales a 8mm.

Dado el porcentaje de fragmentos juveniles presentes en el depósito, este correspondería a una tefra vítrea andesítico basáltica (Figura 18), según la clasificación de Le Maitre *et al.* (2002). Los porcentajes de componentes por nivel para la muestra KAL-17 ubicada a 6 km del cráter, en la fracción de 4 mm, se observan en la Figura 19.



**Figura 17: Componentes del depósito.**

**A: Escorias Pardas. B: Escorias Grises Densas. C: Líticos Grises. D: Líticos Granitoidales. E: Líticos Anaranjados. F: Cristales.**

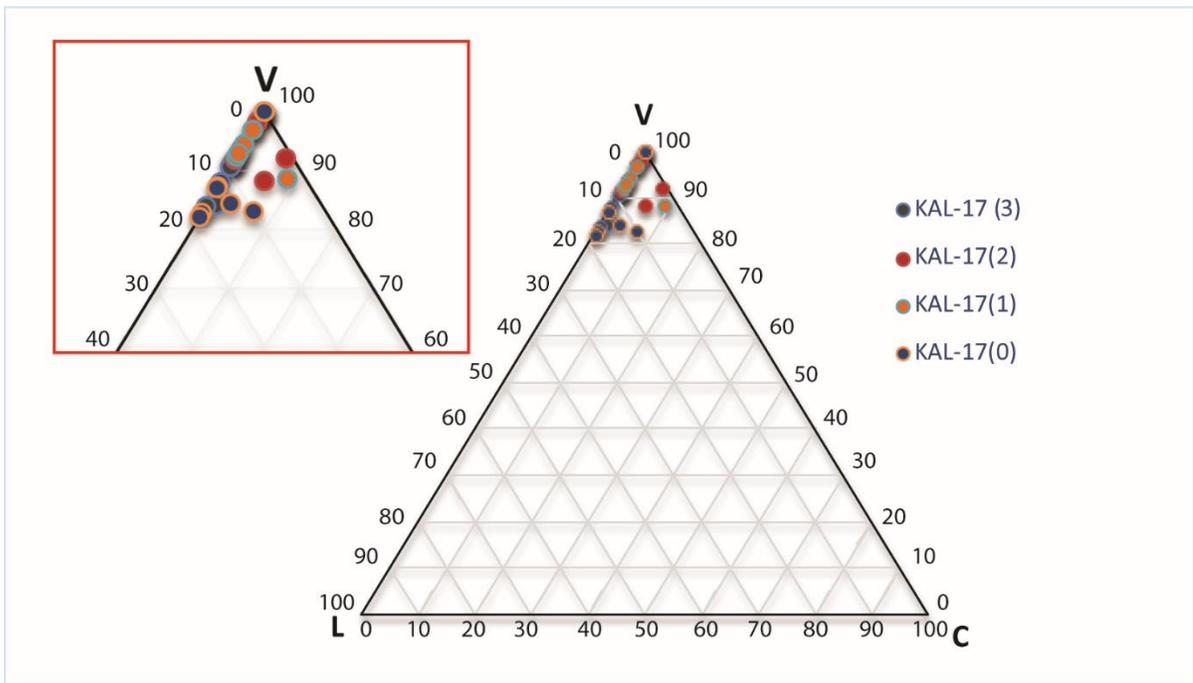


Figura 18: Triángulo de componentes de la muestra KAL-17, ubicada a 6km del cráter. V: Vidrio o juveniles, L: Fragmentos líticos, C: Cristales.

Componentes para muestra KAL-17 [4mm]

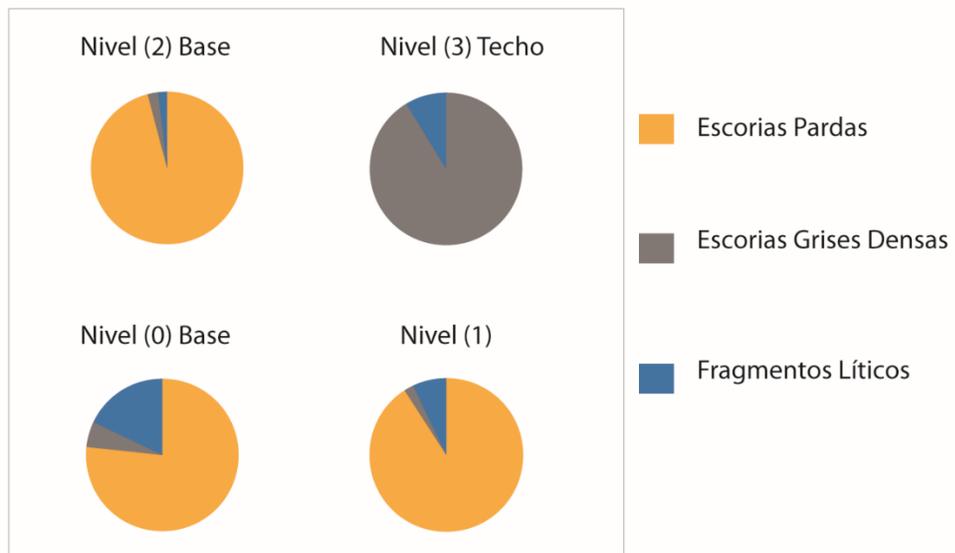


Figura 19: Porcentaje de componentes de la muestra KAL-17, ubicada a 6 km del cráter, para la fracción de 4 milímetros.

## Componentes por tamaño muestra proximal KAL-17

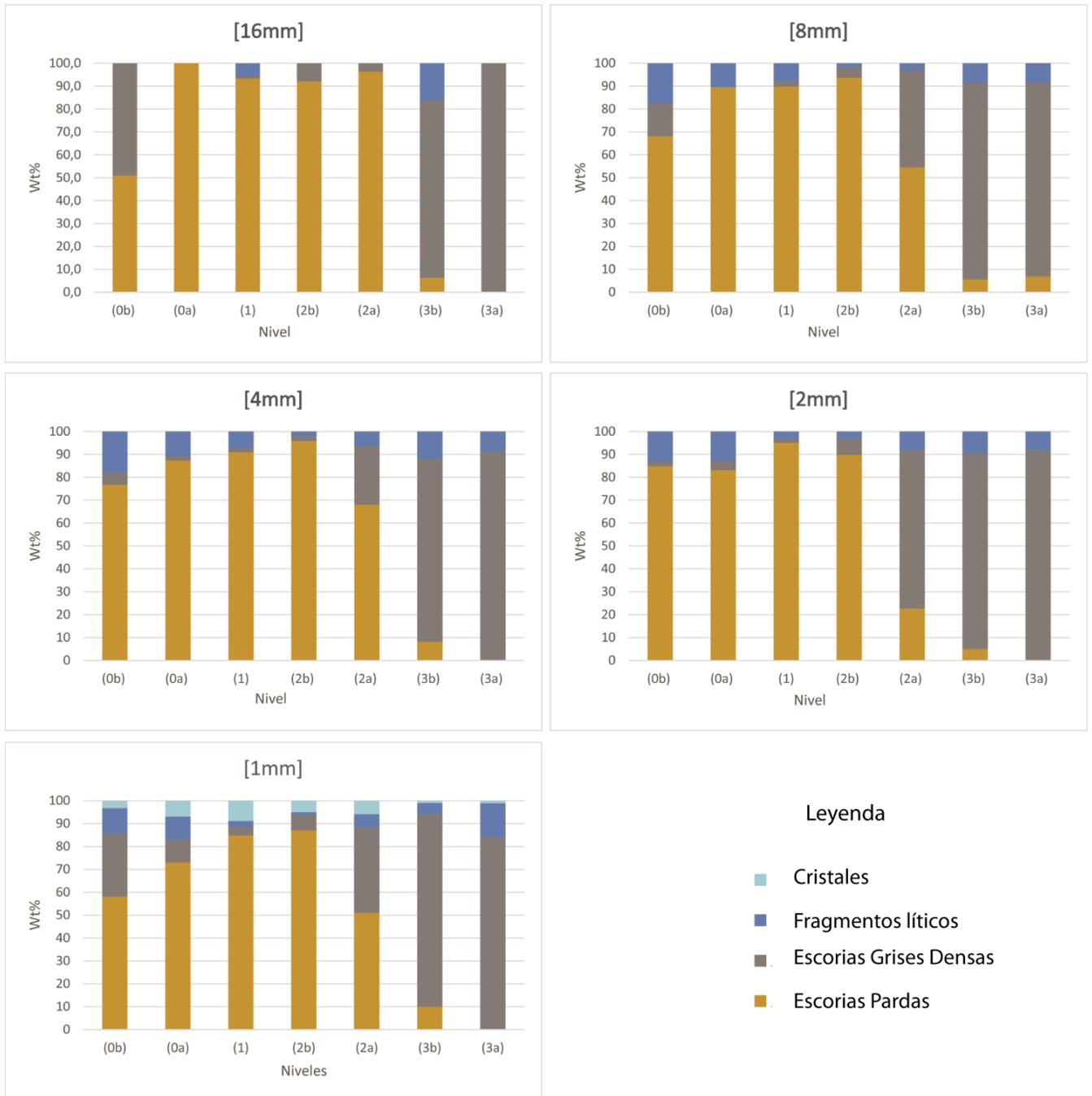


Figura 20: Distribución de componentes por nivel, de la muestra KAL-17, ubicada a 6 km, para los tamaños de 16, 8, 4, 2 y 1 mm.

## Distribución de los tipos de líticos según tamaños y niveles

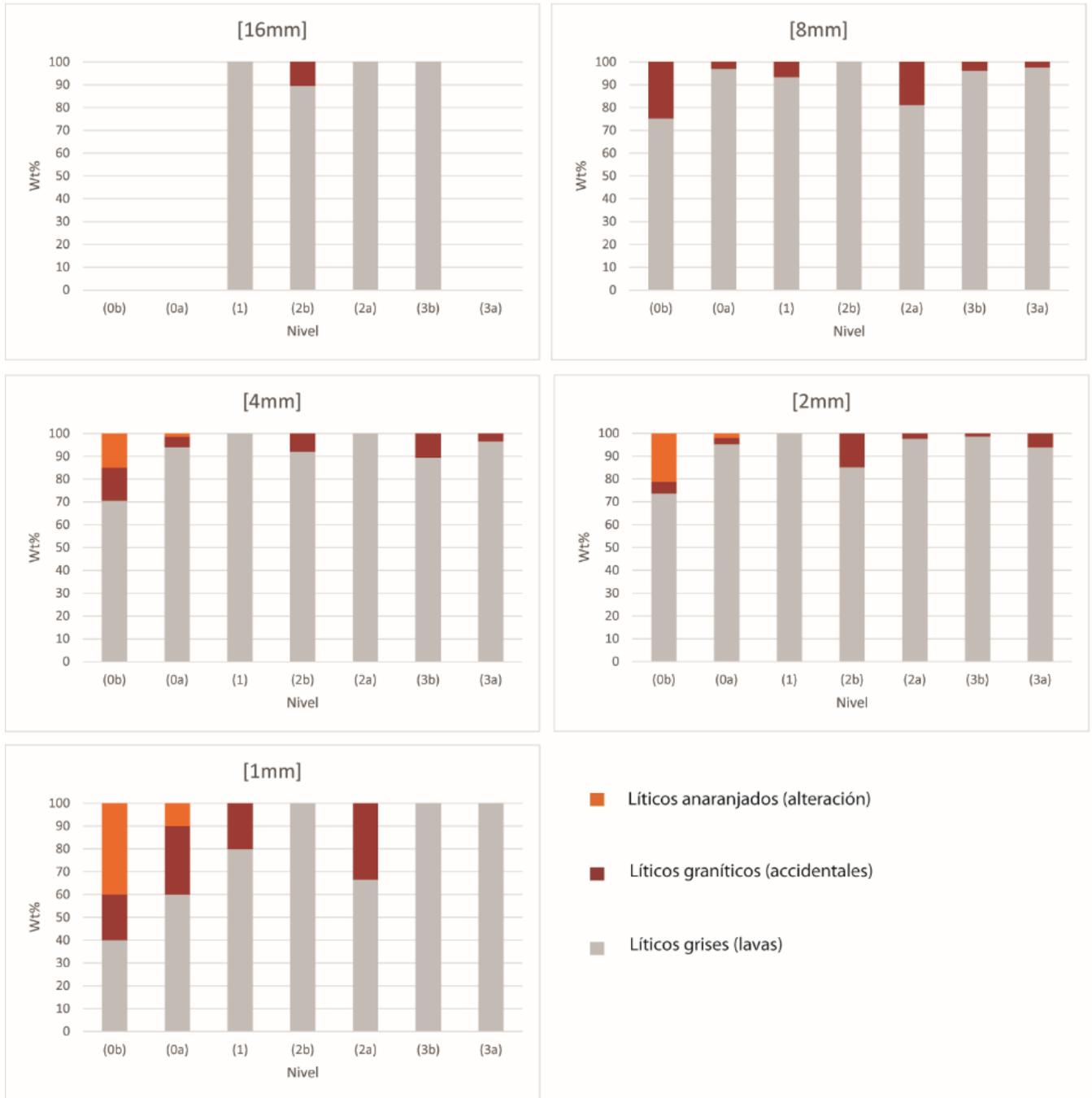


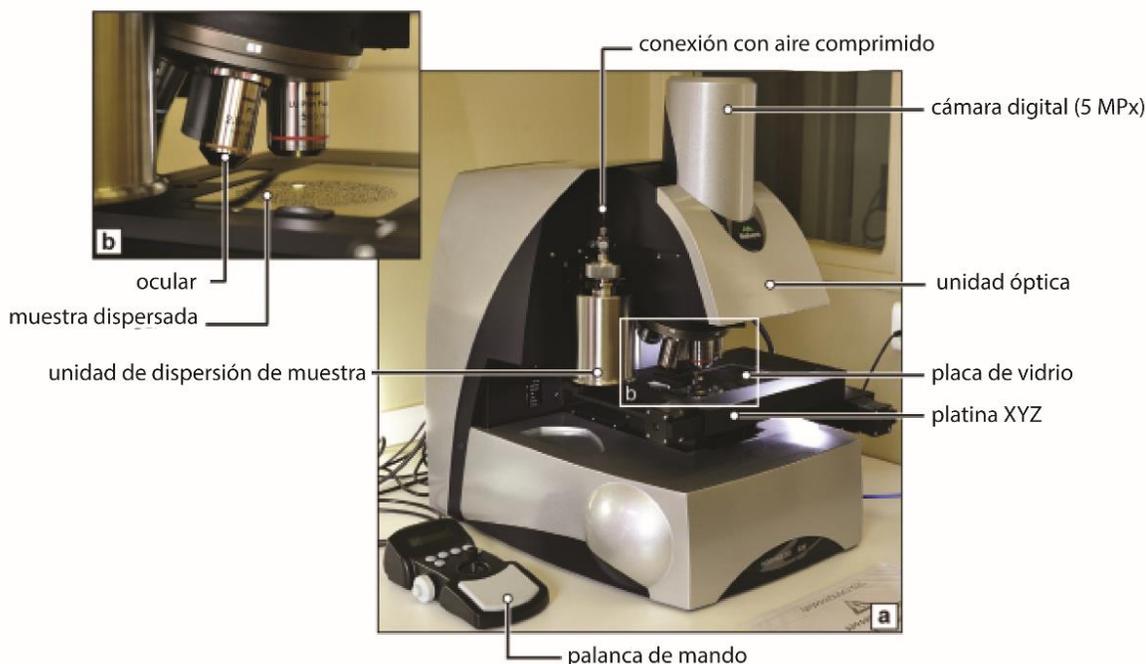
Figura 21: Distribución de tipos de líticos según nivel, de la muestra KAL-17, ubicada a 6 km para los tamaños de 16, 8, 4,2 y 1 milímetros.

### 3.6 Morfogranulometría

La morfología de los piroclastos generados por una erupción explosiva brinda información sobre procesos de fragmentación, distinguiendo por ejemplo erupciones magmáticas de freatomagmáticas (Heiken y Wohletz, 1985).

Recientemente se han desarrollado avances tecnológicos para el análisis de la morfología a micro escala, lo cual ha permitido progresivamente tener nuevas perspectivas en la caracterización de la ceniza volcánica. En este estudio se utilizó el morfo granulómetro "G3" en colaboración con el *Laboratoire Magmas et Volcans* de la Universidad de Blaise Pascal en Clermont Ferrand, Francia. Este instrumento permite analizar miles de partículas, brindando información de parámetros morfológicos para cada una de ellas. Para ello cuenta con un dispersor de partículas automatizado, un microscopio con cámara integrada y una computadora capaz de tomar rápidamente imágenes de alta resolución (Figura 22).

En este trabajo se analizó entre 2000 y 3000 partículas con tamaño de grano de 250-300  $\mu\text{m}$ , para cada nivel del depósito, en techo y base de las muestras obtenidas en los puntos KAL-17, KAL-27 y KAL-49, ubicados a 6, 14 y 26 km del cráter, usando una magnificación óptica de 5X, dadas las recomendaciones expuestas en Leibrandt y Le Pennec (2015).



**Figura 22: Fotografía de morfo granulómetro G3. Instrumento proporcionado por el LMV de la Universidad de Blaise Pascal, Clermont Ferrand (Leibrandt y Le Pennec, 2015).**

Los principales parámetros entregados por el morfo granulómetro “G3” fueron la convexidad, solidez, razón de aspecto y circularidad de las partículas analizadas (Figura 23). Los cálculos los realizó el *software* asociado a este aparato según las definiciones propuestas por Leibrandt y Le Pennec (2015), que se explican a continuación.

- Convexidad: Este parámetro entrega información sobre el grado de redondez de la partícula, y se define como la razón entre el perímetro de envoltura convexa  $P_{CE}$  y el perímetro de la partícula  $P$ . Donde  $P_{CE}$  es el perímetro del polígono convexo más pequeño que contiene todos los píxeles de la partícula (Figura 23 B).
- Solidez: Se calcula dividiendo el área de la partícula  $A$  sobre el área de su envoltura convexa  $A_{CH}$ , y cuyos resultados van entre 0 y 1 (Figura 23 D).
- Razón de Aspecto: Se calcula dividiendo el ancho  $W_b$  por sobre el largo  $L_b$  de la partícula y expresa el grado de alargamiento de esta (Figura 23 A).
- Circularidad HS o *High sensitivity circularity*: Expresa la irregularidad y rugosidad de la partícula con valores entre 0 y 1. Su fórmula es  $HC_c = (4\pi A)/P^2$  (Figura 23 C). Donde A es el área del clasto y P su perímetro.

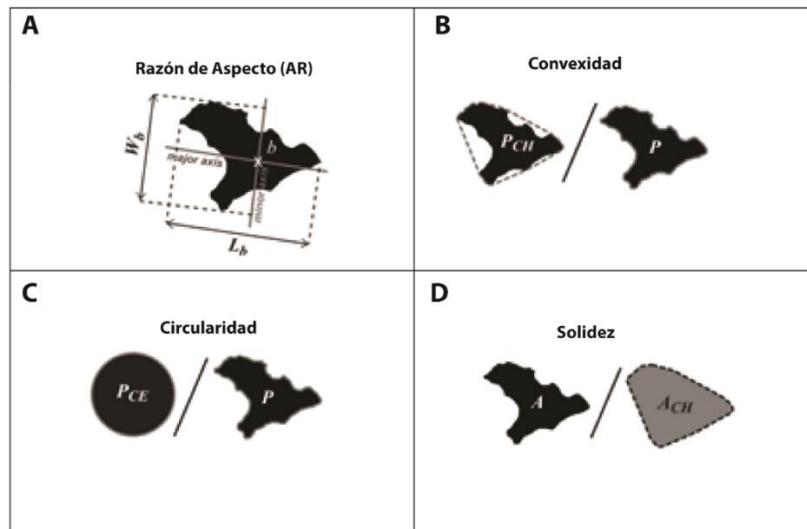


Figura 23: Parámetros de forma utilizados para este trabajo, modificado de Leibrandt y Le Pennec (2015). A: Razón de Aspecto. B: Convexidad. C: Circularidad. D: Solidez.

Para caracterizar la morfología de las muestras seleccionadas, se realizó un histograma que muestra la frecuencia de los valores de convexidad, solidez y circularidad (Figura 24). De las muestras analizadas, solo la proximal KAL-17 mostró diferencias significativas entre las tendencias de los fragmentos de sus niveles. Para el análisis de este punto se consideró los niveles con mayor aporte de juveniles respecto a fragmentos líticos, es decir, los niveles (0a), (1), (2a) y (3a), donde el subíndice “a” indica techo de la unidad.

Para los puntos distales, el análisis fue complejo, esto ya que la toma de muestras fue deficiente debido a la escasa potencia el depósito con lo cual se mezclaron los niveles muestreados, lo que incidió en que el análisis mostró una única tendencia sin diferencias entre cada nivel. Esto también ocurre en el estudio de muestras distales del volcán Tungurahua realizado por Leibrandt y Le Penec (2015) donde las muestras distales muestran una única identidad morfológica.

Con los resultados obtenidos, se observa que las muestras de los niveles (1) y (2) tienen un comportamiento muy similar para los parámetros descritos. Los valores de convexidad van entre 0,88 y 0,97, los valores de solidez entre 0,907 y 0,97 y los de circularidad entre 0,618 y 0,85. Por otro lado, los niveles (0) y (3) siguen una tendencia diferente al resto, teniendo *peaks* acotados y de mayor valor para la convexidad, solidez y circularidad (Figura 24).

Parámetros de forma para los clastos del punto KAL-17

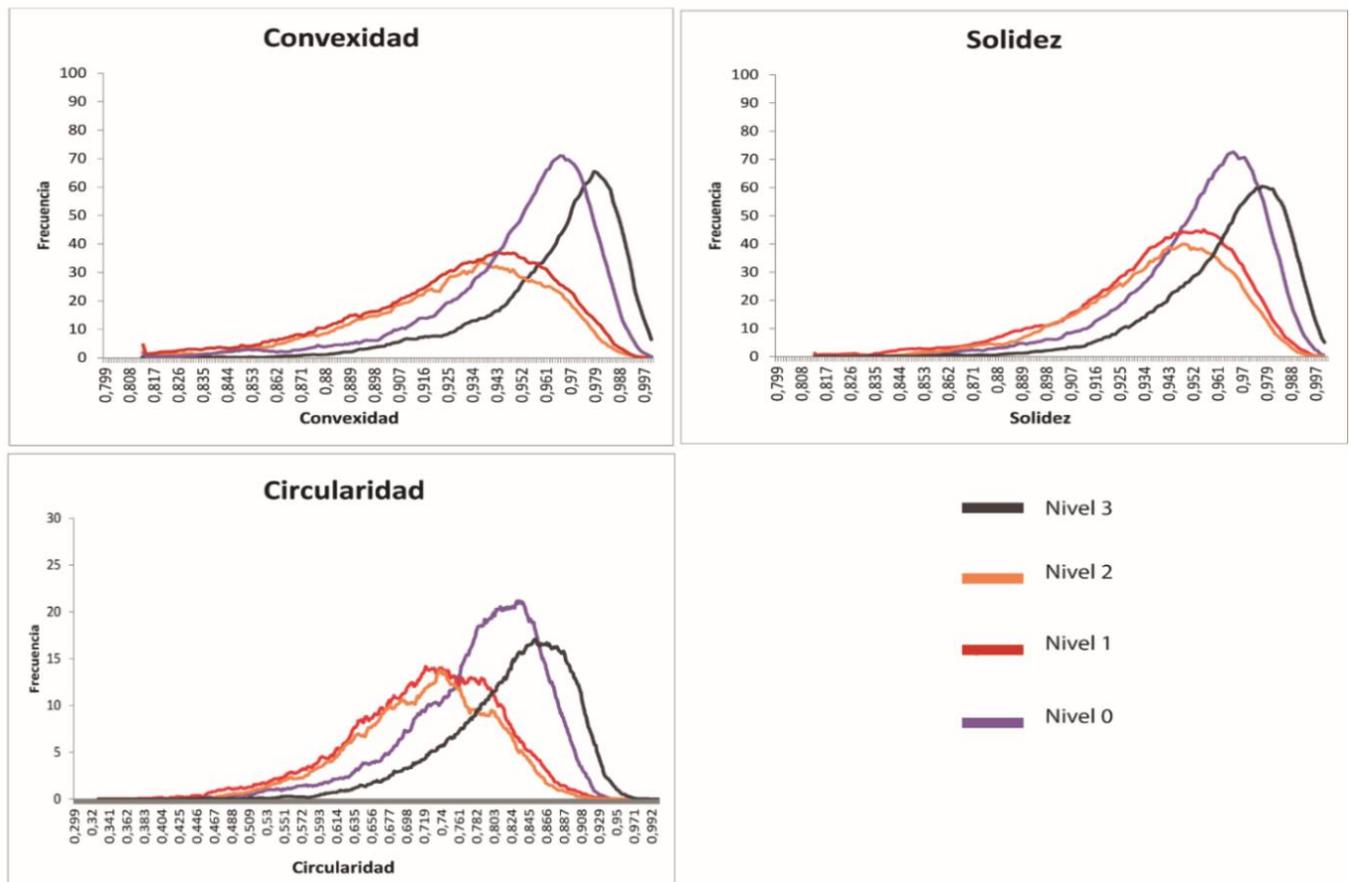


Figura 24 Parámetros de forma para los niveles (0), (1), (2) y (3).

Estos datos ayudarían a diferenciar entre los distintos niveles, pudiendo entregar indicios sobre cuáles de ellos habrían ocurrido en el mismo pulso y cuáles no. En este caso el hecho de que los fragmentos estudiados de los niveles (1) y (2) tengan un comportamiento casi idéntico de convexidad, solidez, razón de aspecto y circularidad sugeriría que ambos podrían haber tenido mecanismos de fragmentación similares.

Además, los valores mayores de convexidad y solidez mostrados en los niveles (0a) y (3a) reflejan la existencia de partículas con poca o nula vesicularidad, con bordes rectos, los cuales podrían corresponder a juveniles densos y fragmentos líticos, concordando con la separación de componentes antes mencionada.

### 3.7 Geoquímica de los juveniles

Para este estudio se consideró los datos de química de roca total, de elementos mayores, de los juveniles recolectados en colaboración con investigadores de la Universidad de Blaise Pascal y analizados por el *Laboratoire Domaines Océaniques* (Universidad de Bretaña Occidental, Brest, Francia), obtenidos mediante ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy*) (Anexo 1). Este análisis consideró escorias Pardas, escorias Grises Densas y escorias Blanquecinas pertenecientes a los niveles (1) y (3) de los puntos KAL-3, KAL-11 y KAL-17 ubicados a 13, 10 y 6 km del cráter respectivamente. Para realizar el análisis de los datos se procedió a recalculer el valor de los óxidos de los elementos mayores a una base anhidra.

En el caso de las escorias Pardas, el contenido en peso de SiO<sub>2</sub> varía entre un 54,5 y 55,6% mientras que el contenido total de álcalis (suma de Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O) está entre un 4,3 y 4,6%.

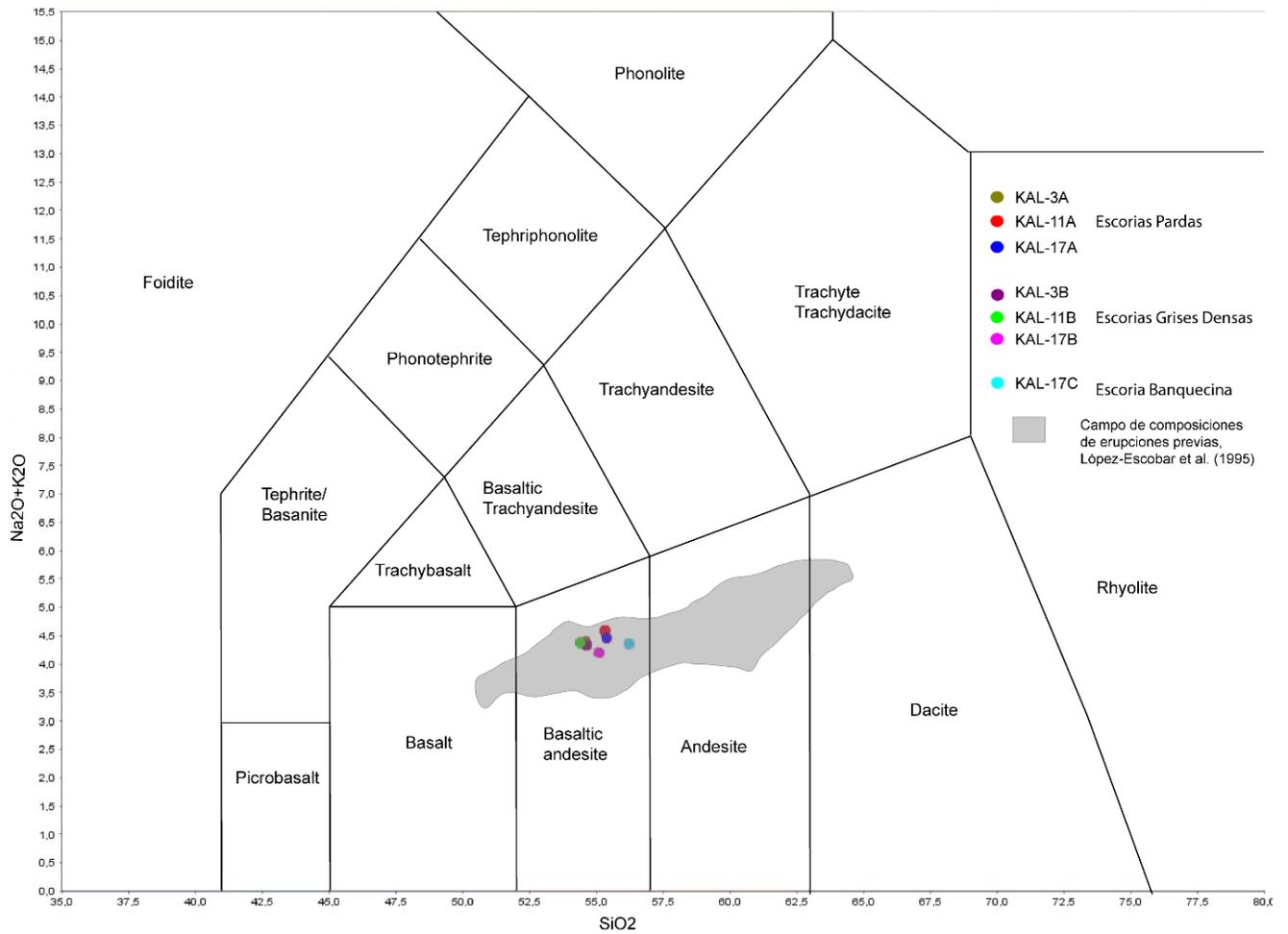
Las escorias Grises Densas tienen un contenido en peso de SiO<sub>2</sub> similar al de las escorias Pardas, que varía entre un 54,7 y 54,9%, mientras que el contenido total de álcalis varía entre un 4,2 y 4,3%.

Finalmente, las escorias Blanquecinas tienen un contenido en peso de SiO<sub>2</sub> de un 56,5% siendo ligeramente más ácidas que las escorias mencionadas anteriormente, mientras que el porcentaje de álcalis es similar, con un valor de un 4,4%.

Dado lo anterior, se tiene que las escorias emitidas durante esta erupción presentan una composición andesítico basáltica (Le Maitre *et al.*, 1989) (Figura 25). Además, tanto las escorias Pardas como las escorias Grises Densas presentan una misma composición variando solo en su vesicularidad y porcentaje de cristales.

La composición de los productos emitidos durante la erupción de abril de 2015 cae dentro del campo químico que muestran los productos de las unidades Calbuco 1, 2, 3 y 4 estudiadas por López-Escobar *et al.* (1995), donde todas las lavas presentan un contenido de SiO<sub>2</sub> que varía entre un 55 y 60% (Figura 25).

En particular, los productos de esta erupción tienen una composición similar a las lavas emitidas en la erupción de 1961 las cuales presentan un 54,8-56% de SiO<sub>2</sub> (Sellés y Moreno, 2011).



**Figura 25: Diagrama TAS para el análisis de química de roca total de escorias para siete muestras extraídas de tres afloramientos de depósitos de caída. Los puntos estudiados son KAL-3, KAL-11 y KAL-17. Donde 3A, 11A y 17A corresponden a escorias Pardas, 3B, 11B y 17B a escorias Grises Densas y 17C una escoria Blanquecina. En gris se muestra el campo de para productos de erupciones previas del volcán Calbuco de las unidades Calbuco 1, 2, 3 y 4 estudiadas por López-Escobar *et al.* (1995).**

### 3.8 Volúmenes de los depósitos de caída

#### 3.8.1 Métodos de estimación de volumen

La estimación del volumen de depósitos de caída es fundamental para la caracterización de volcanes activos, ya que este tiene implicancias directas en el impacto ambiental y climático, además de ser importante al momento de establecer evaluaciones de peligro volcánico a largo plazo (Bonadonna y Costa, 2012).

Para estimar el volumen de un depósito de caída, se construyen curvas “isópacas”, las cuales representan iguales espesores en el depósito. Para este estudio, las isópacas fueron dibujadas manualmente, al ser una metodología más precisa, considerando los espesores de 57 puntos proximales al volcán y 39 puntos distales, obteniendo siete curvas de 30, 20, 15, 10, 5, 1 y 0,1 cm de espesor respectivamente (Figura 26 y Figura 27.). Gracias a estos datos y a imágenes satelitales de la erupción, fue posible establecer la orientación preferencial del eje de dispersión del depósito de ambos pulsos, teniendo una orientación N-NE.

Dada la inexistencia de datos hacia el este del eje de dispersión, por el difícil acceso a esta zona, las isópacas fueron diseñadas de manera simétrica respecto al eje, lo que, si bien, no es del todo correcto, corresponde a una buena aproximación.

Luego de trazar las isópacas, se calculó el área encerrada por cada una, utilizando el software Quantum-Gis. Posteriormente, se graficó el área versus el espesor correspondiente y se aplicó tres métodos de integración bajo la curva para realizar el cálculo del volumen emitido (Pyle, 1989; Bonadonna y Houghton, 2005; Bonadonna y Costa, 2012).

El volumen emitido es complejo de calcular, debido en parte a las siguientes razones (Bonadonna y Costa, 2012):

- No existe una relación universal entre el adelgazamiento del espesor del depósito y su distancia respecto al volcán.
- Los depósitos de caída en general son difíciles de conservar, y habitualmente hay difícil acceso a zonas significativas de este, lo cual no es el caso para este evento.
- La dificultad para extrapolar los patrones de adelgazamiento de las porciones intermedias del depósito en las zonas proximales y distales.

Los modelos que explican la variación de espesor de un depósito de caída respecto a su distancia respecto a la fuente de emisión en la literatura, y que fueron aplicados en este estudio son los siguientes:

- 1- Decaimiento exponencial (Pyle, 1898)
- 2- Decaimiento que sigue una ley de potencia (Bonadonna y Houghton, 2005)
- 3- Decaimiento tipo Weibull (Bonadonna y Costa, 2012).

### Método de decaimiento exponencial (Pyle, 1989)

En este método se propone que, tanto el espesor como el tamaño de los clastos del depósito, tienen un decaimiento exponencial conforme aumenta la distancia a la fuente de emisión. Dado lo anterior, se tiene la siguiente relación:

$$E = E_o \exp(-k\sqrt{A}) \quad (1)$$

Donde  $E$  es el espesor del depósito,  $E_o$  es el máximo espesor resultante,  $k$  es una constante de decaimiento exponencial y  $A$  es el área de la isópaca respectiva para ese espesor.

El volumen,  $V$ , corresponde al área bajo la curva en un gráfico de espesor versus área, teniéndose entonces la siguiente expresión:

$$V = \int_0^{\infty} E \, dA = \int_0^{\infty} E_o e^{-k\sqrt{A}} \, dA = \frac{-2E_o}{k^2} \left[ e^{-k\sqrt{A}} (k\sqrt{A}) + 1 \right]_0^{\infty} = \frac{2E_o}{k^2} \quad (2)$$

En el caso de que el gráfico de espesor versus raíz cuadrada del área posea un quiebre en la pendiente de la recta, se usa la siguiente ecuación propuesta por Bonadonna y Houghton (2005):

(3)

$$V_E = \frac{2E1_0}{k_1^2} + 2E1_0 \left[ \frac{k_2BS_1 + 1}{k_2^2} - \frac{k_1BS_1 + 1}{k_1^2} \right] \exp(-k_1BS_1) \\ + 2E2_0 \left[ \frac{k_3BS_2 + 1}{k_3^2} - \frac{k_2BS_2 + 1}{k_2^2} \right] \exp(-k_2BS_2) \\ + \dots 2E_{(n-1)0} \left[ \frac{k_nBS_{(n-1)} + 1}{k_n^2} - \frac{k_{(n-1)}BS_{(n-1)} + 1}{k_{(n-1)}^2} \right] \exp(-k_{(n-1)}BS_{(n-1)})$$

Donde  $BS$  es el valor de la raíz cuadrada del área en el punto de quiebre de pendiente.

La metodología seguida para realizar este cálculo fue la siguiente:

- 1- Graficar el espesor versus la raíz cuadrada del área de su isópaca en un gráfico semi-logarítmico.
- 2- Obtener una recta representativa, computacionalmente, con fórmula  $E = E_o \exp(-k\sqrt{A})$ ,
- 3- Obtener los valores de  $E_o$  y  $k$  para reemplazarlo en la ecuación (3) según la cantidad de segmentos obtenidos, y con ello calcular el volumen.

*Método de ley de decaimiento de potencia (Bonadonna y Houghton, 2005)*

Este método propone que el espesor de un depósito de caída disminuye siguiendo una ley de potencia, conforme se aleja de la fuente de emisión.

El volumen de un depósito de caída se puede expresar con la siguiente integral:

$$V = \int_0^{\infty} E dA \quad (4)$$

Donde  $A$  es el área total encerrada por la isópaca de espesor  $E$

Para una relación de decaimiento según una ley de potencias, se tiene la siguiente ecuación, donde  $C_p$  es un coeficiente de potencia, y  $m$  es el exponente de la ecuación:

$$E = C_p \sqrt{A}^{-m} \quad (5)$$

Reemplazando la ecuación (5) en la (4), se cumple la siguiente relación:

$$V = \left[ 2C_p \frac{\sqrt{A}^{(2-m)}}{2-m} \right]_0^{\infty} \quad (6)$$

Para evitar que los valores de la ecuación (6) se hagan infinitos cuando  $\sqrt{A} = 0$  y cuando  $\sqrt{A} = \infty$ , se definen dos límites de integración arbitrarios denominados  $A_{dist}$  y  $A_0$

Dado lo anterior, el volumen,  $V$ , se obtiene de la siguiente manera:

$$V_p = \int_{A_0}^{A_{dist}} E dA = \int_{A_0}^{A_{dist}} C_p \sqrt{A}^{(-m)} dA = \frac{2 C_p}{2-m} (\sqrt{A_{dist}}^{(2-m)} - \sqrt{A_0}^{(2-m)}) \quad (7)$$

Donde,  $A_{dis}$  y  $A_0$  corresponden a las raíces cuadradas de las áreas de las isópacas de mínimo y máximo espesor del depósito de caída. Estas difíciles de determinar tanto por lo complejo de realizar mediciones adyacentes al volcán, como por la rápida erosión del depósito en zonas distales a él.

La metodología seguida para realizar este cálculo fue la siguiente:

- 1- Graficar los datos de los espesores, versus la raíz cuadrada del área de su isópaca respectiva en un gráfico semi-logarítmico.
- 2- Obtener de la curva de potencia, específicamente los valores de  $C_p$  y  $m$ .
- 3- Elegir el límite de integración  $A_0$ . Lo cual, según lo sugerido, se escoge utilizando la ecuación (4), para determinar el área de la isópaca de espesor  $E_0$  (donde  $E_0$ , valor de espesor mínimo, se calcula con el método de decaimiento exponencial antes mencionado).
- 4- Elegir el límite de integración  $A_{dist}$ . Esto se hará arbitrariamente, tomando tres valores superiores al *downwind* de la isópaca más distal reconstruida y promediando sus resultados.

- 5- Reemplazar los valores obtenidos de  $C_p, m A_0$  y  $A_{dist}$  en la ecuación (5), para obtener el volumen total del depósito de caída.

*Método de Ajuste de Weibull (Bonadonna y Costa, 2012)*

Esta metodología se basa en la integración de una función del tipo *Weibull*, que consiste en una distribución de probabilidad continua. Usando parámetros matemáticos, se llega a tener una solución que depende solo de tres parámetros libres, y que reproduce de buena forma el adelgazamiento gradual de los depósitos piroclásticos de caída, no dependiendo de la cantidad de segmentos o límites de integración arbitrarios (como es el caso del método exponencial y de ley de potencia, respectivamente).

El volumen del depósito de caída puede ser derivado de la siguiente relación:

$$V = \int_0^{\infty} E dA = \int_0^{\infty} E dx^2 = \int_0^{\infty} E(x) x dx \quad (8)$$

Donde  $E$  es el espesor del depósito y  $x$  la raíz cuadrada del área de su isópaca.

La relación entre  $E$  y  $x$  puede ser determinada empíricamente por observaciones de terreno. En este caso, El método Weibull se basa en asumir que el espesor y la raíz cuadrada del área de la isópaca siguen la siguiente relación:

$$E = \theta (x/\lambda)^{n-2} e^{-(x/\lambda)^n} \quad (9)$$

Donde  $\lambda$  representa la escala de adelgazamiento del depósito (típicamente en km),  $\theta$  representa una escala de espesor (típicamente en cm) y  $n$  es un parámetro adimensional.

Luego, reemplazando en la ecuación (8), se obtiene la siguiente ecuación:

$$V = \frac{2\theta\lambda^2}{n} \int_0^{\infty} \frac{n}{\lambda} (x/\lambda)^{n-1} e^{-(\frac{x}{\lambda})^n} dx = \frac{2\theta\lambda^2}{n} \left[ 1 - e^{-\left(\frac{x}{\lambda}\right)^n} \right]_0^{\infty} = \frac{2\theta\lambda^2}{n} \quad (8)$$

Para encontrar el mejor ajuste para el adelgazamiento del depósito en la distribución Weibull, es necesario escoger un rango para cada parámetro  $\theta$ ,  $\lambda$  y  $n$ , los cuales son definidos como 0,1-5000 cm para  $\theta$ , 0,1-1000 km para  $\lambda$  y 0.2-2 para  $n$ , ya que estos valores minimizan el error residual, según los autores.

Finalmente, la metodología usada para ocupar este método es la siguiente:

- 1- Graficar el espesor versus la raíz cuadrada del área de la isópaca correspondiente.
- 2- Utilizar el complemento *Solver* del software *Excel*, explicitando las restricciones para cada parámetro descritas anteriormente.
- 3- Luego, al resolver, *Solver* arrojará los valores óptimos para cada parámetro.
- 4- Reemplazar los parámetros en la ecuación (8) para obtener el volumen del depósito de caída.

### 3.8.2 Resultados de estimación de volúmenes

A partir de los datos obtenidos en terreno se construyó siete isópacas, seis proximales y una distal, las cuales representan el espesor del depósito completo, incluyendo ambos pulsos eruptivos.

En la Figura 26 se muestra la isópaca de 0,1 cm, con los puntos más distales, mientras que en la Figura 27 se muestran las isópacas proximales de 30, 20, 15, 10, 5 y 1 cm.

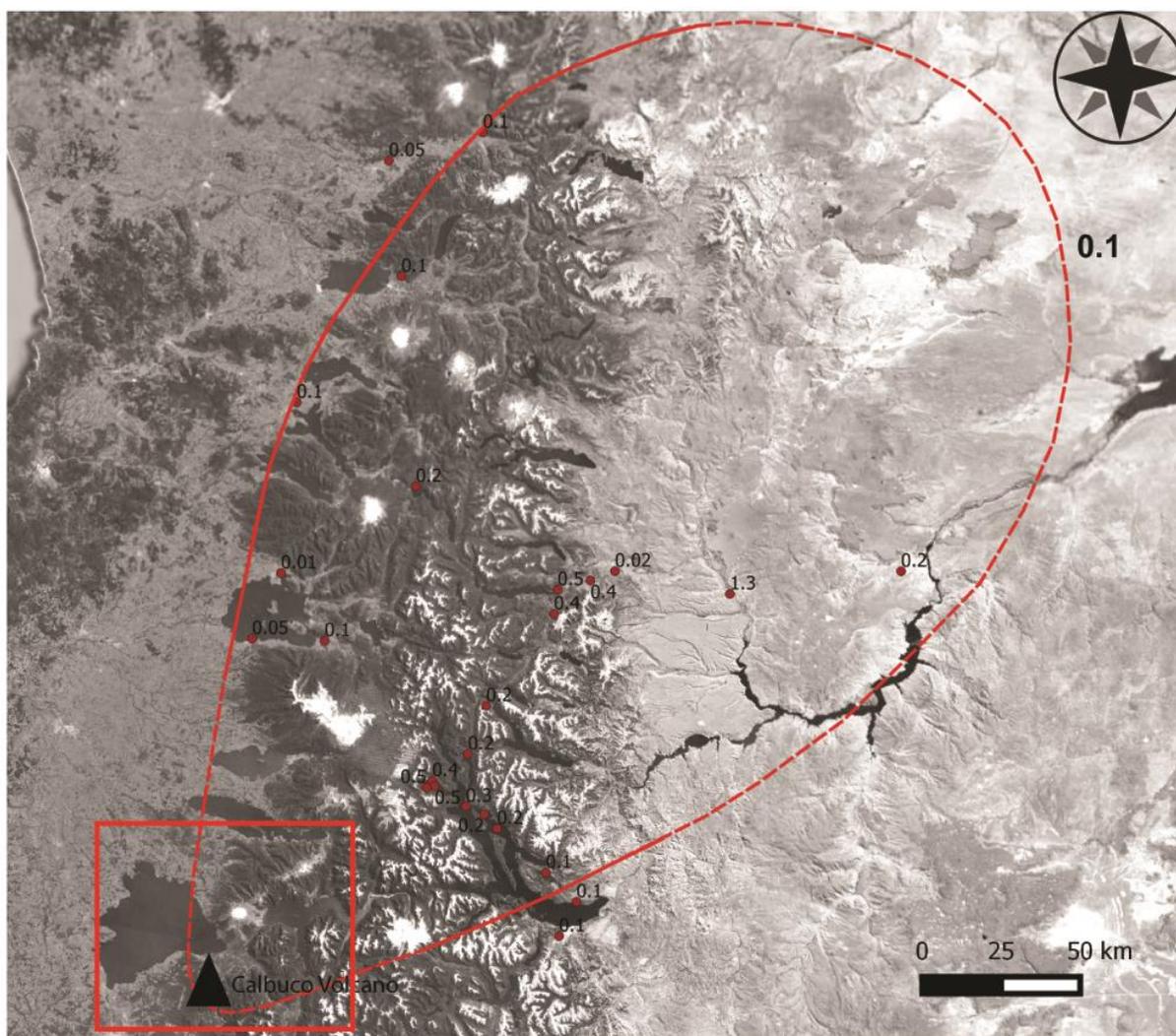
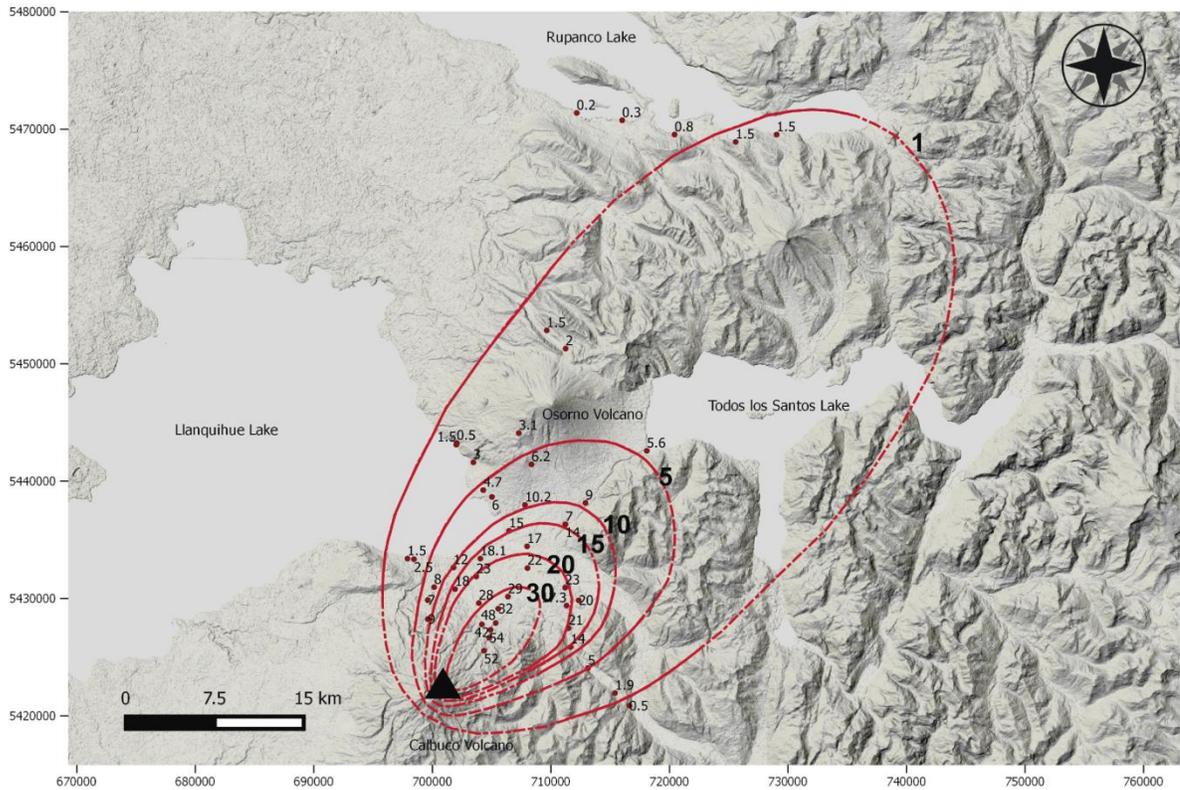


Figura 26: Isópaca distal de 0,1 cm.

El espesor considera el depósito total dejado por ambos pulsos. En el rectángulo rojo se encierra el área en la que fueron hechas las isópacas proximales que se muestran en la Figura 27.



**Figura 27: Isópacas proximales de 30, 20, 15, 10,5 y 1 cm. El espesor considera el depósito total dejado por ambos pulsos.**

Luego de elaborar estas curvas, se calculó el área encerrada por cada isópaca y su respectiva raíz cuadrada (Tabla 4).. Estos datos se reemplazaron en las ecuaciones de estimación de volumen antes mencionadas (Figura 28, Figura 29, Figura 30).

Estos resultados serán analizados y discutidos en el Capítulo 4.5 de este trabajo.

**Tabla 4: Valores de áreas de cada isópaca y sus respectivas raíces cuadradas.**

Espesor [cm]	Área de isópaca [km <sup>2</sup> ]	Raíz cuadrada del área [km]
0,1	57499	239,8
1	1625	40,3
5	372	19,3
10	196	14,00
15	147	12,1
20	97	9,9
30	38	6,1

Volumen método de decaimiento exponencial (Pyle, 1989)

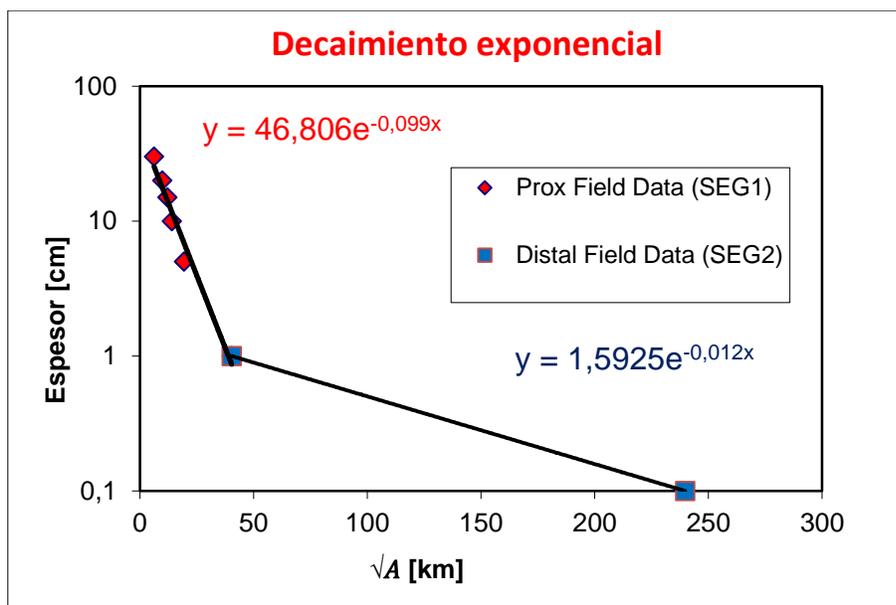


Figura 28: Gráfico obtenido con el método de decaimiento exponencial (Pyle, 1989), con modificaciones propuestas por Bonadonna y Houghton (2005).

Los resultados obtenidos al aplicar esta metodología son los que se indican en la Tabla 5.

Tabla 5: Resultados obtenidos con el método de decaimiento exponencial (Pyle, 1989)

$E_{10}$ [km]	$k_1$ [km <sup>-1</sup> ]	$E_{20}$ [km]	$k_2$ [km <sup>-1</sup> ]	$BS_1$ [km]	Volumen [km <sup>3</sup> ]
0,00047	0,0989	1,59E-05	0,0115	40,31	0,278

Volumen método decaimiento según Ley de potencia (Bonadonna y Houghton, 2005)

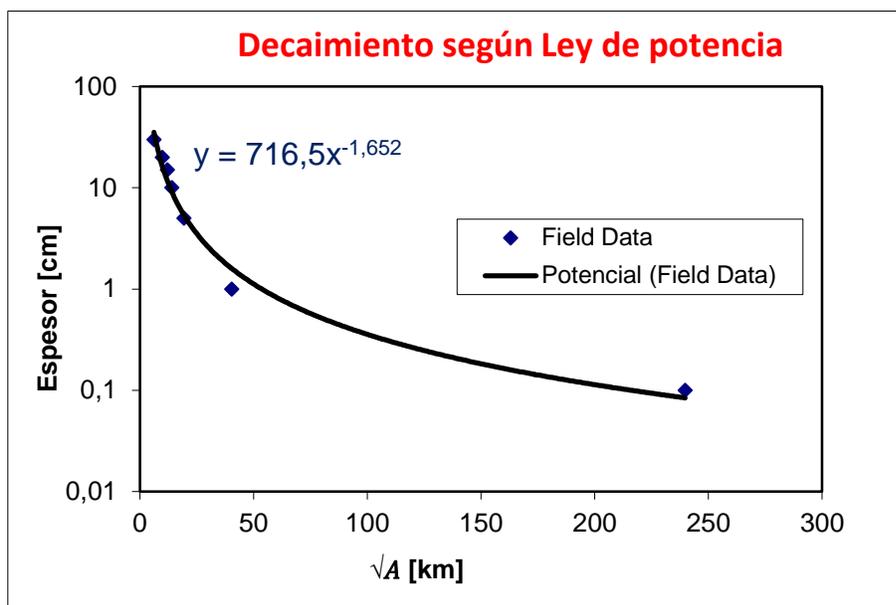


Figura 29: Gráfico obtenido con el método de decaimiento según ley de potencia (Bonadonna y Houghton 2005).

En esta ecuación se ocupa un límite de integración arbitrario, el cual debe ser superior a *downwind* de la isópaca más distal, que en este caso vale 370 km, es por ello que los límites escogidos fueron 400, 500 y 600 km. Posteriormente, se calcula un promedio de los valores obtenidos con estos tres límites de integración.

Los resultados obtenidos al aplicar esta metodología son los que se indican en la Tabla 6.

Tabla 6: Resultados obtenidos con el método de decaimiento según ley de potencia (Bonadonna y Houghton 2005).

$E_o$ [cm]	$C_p$ [km]	$m$	$\sqrt{A_0}$ [km]	$A_{dist}$ [km]	Volumen [km <sup>3</sup> ]
46,67	0,007165	1,652	0,005	400	0,258
46,67	0,007165	1,652	0,005	500	0,285
46,67	0,007165	1,652	0,005	600	0,308
Volumen promedio					0,284

Volumen método de ajuste de Weibull (Bonadonna y Costa, 2012)

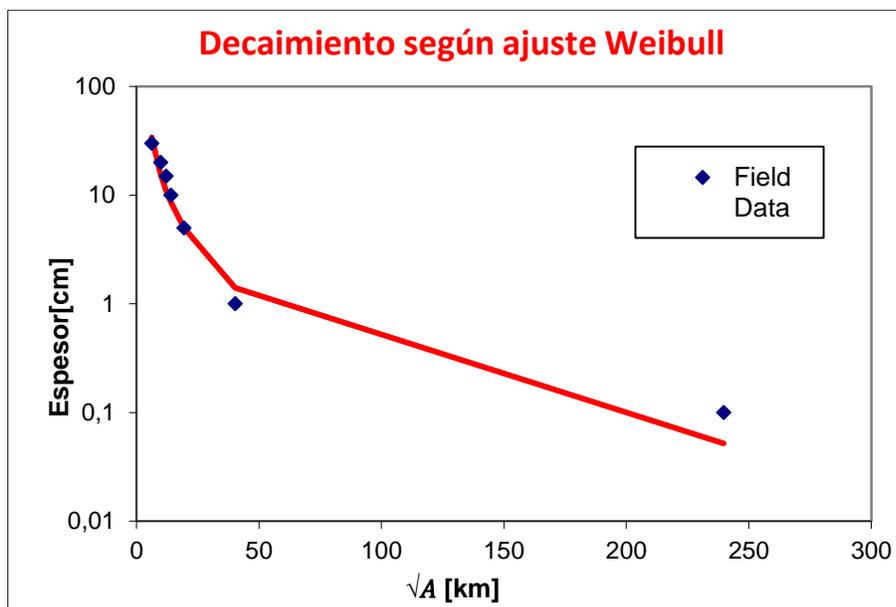


Figura 30: Gráfico obtenido con el método de decaimiento con ajuste de Weibull (Bonadonna y Costa 2012).

Los resultados obtenidos al aplicar esta metodología son los que se indican en la Tabla 7.

Tabla 7: Resultados obtenidos con el método de decaimiento con ajuste tipo Weibull (Bonadonna y Costa 2012).

$\theta$ [cm]	$\lambda$ [km]	$n$	Volumen [km <sup>3</sup> ]
0,100075996	285,373	0,429	0,380

Comparación de resultados

La comparación de los resultados para el volumen del depósito se muestra en la Tabla 8. Los resultados obtenidos mediante la metodología de Pyle (1989) y Bondonna y Houghton (2005) son similares, siendo el segundo un 2% mayor que el primero. Sin embargo, el volumen obtenido con la metodología de Bonadonna y Costa (2012) es un 34% superior a los anteriores. Las posibles explicaciones para estas diferencias se discuten en el Capítulo 4.5.1.

Tabla 8: Comparación de volumen del depósito obtenido mediante los métodos de Pyle (1989), Bondonna y Houghton (2005) y Bonadonna y Costa (2012).

Volumen método Pyle (1989) [km <sup>3</sup> ]	Volumen método Bondonna y Houghton (2005) [km <sup>3</sup> ]	Volumen método Bonadonna y Costa (2012) [km <sup>3</sup> ]	Volumen promedio [km <sup>3</sup> ]
0,278	0,284	0,380	0,314

### 3.9 Altura de las columnas eruptivas y velocidad del viento

La altura de la columna eruptiva permite clasificar el tipo de erupción y calcular parámetros físicos tales como la tasa eruptiva, la magnitud y la intensidad.

Para determinar la altura de una columna piroclástica y la magnitud de la velocidad del viento en ese instante existen variadas metodologías, siendo la de Carey y Sparks (1986) la más utilizada. En ella se trabaja con la dispersión de los depósitos de caída, particularmente con el valor del diámetro de los fragmentos juveniles y de los líticos mayores en cada afloramiento.

El modelo de Carey y Sparks (1986) considera que la columna se alza mediante convección por flotabilidad hasta una región  $H_b$ , donde la densidad de la columna se iguala a la de la atmósfera (la flotabilidad se hace nula). Sobre el nivel  $H_b$ , la columna crece hasta alcanzar una altura total  $H_t$ , producto de la inercia. Entre  $H_b$  y  $H_t$  la columna se expande lateralmente en la atmósfera, formando una “región paraguas”, donde las partículas se desplazan vertical y horizontalmente, cayendo las de mayor tamaño cerca de la fuente de emisión (Figura 31).

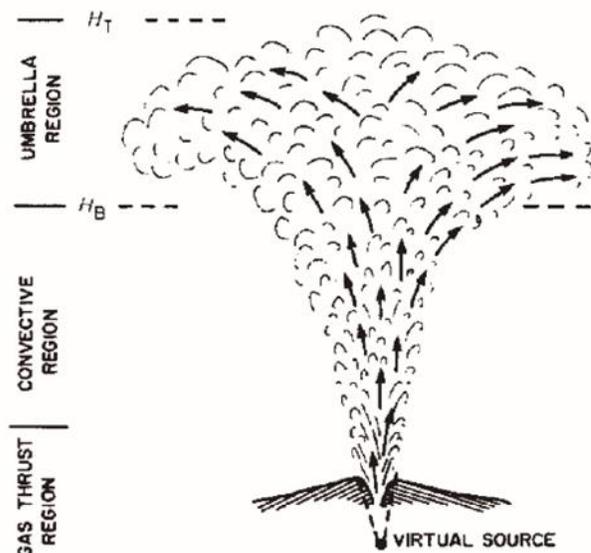


Figura 31: Esquema de zonas de una columna eruptiva (Carey y Sparks, 1986)

Para trabajar con la dispersión de los tamaños de los clastos de caída, se trazan curvas isópletas, las cuales unen los puntos donde el depósito posee fragmentos de igual diámetro máximo. Cuando el viento afecta la distribución de los clastos, las isópletas se deforman, inclinándose en la dirección predominante de este. Con lo anterior se generan los ejes de *downwind* y *crosswind*, que indican la distancia desde el cráter hasta el punto más alejado de la isópleta, y la máxima distancia perpendicular entre el *downwind* y la isópleta, respectivamente.

La metodología de Carey y Sparks (1986) brinda cuatro gráficos con distintas rectas que permiten estimar la altura de la columna a partir del *crosswind*, y la velocidad del viento a partir del *downwind* (Figura 32). Cada gráfico se relaciona con una isópleta en particular, y éstas a la vez se escogen según la densidad del clasto del depósito.

Para este estudio, se realizaron isópletas tomando el tamaño máximo de clasto de los niveles (1) y (3), para así determinar la altura máxima de la columna que los generó. En el caso del nivel (1), se midieron los máximos diámetros de clastos en 41 puntos y para el nivel (3) en 26 puntos. Los niveles (0) y (2) no se muestrearon dado la complejidad para separar estos niveles en zonas distales.

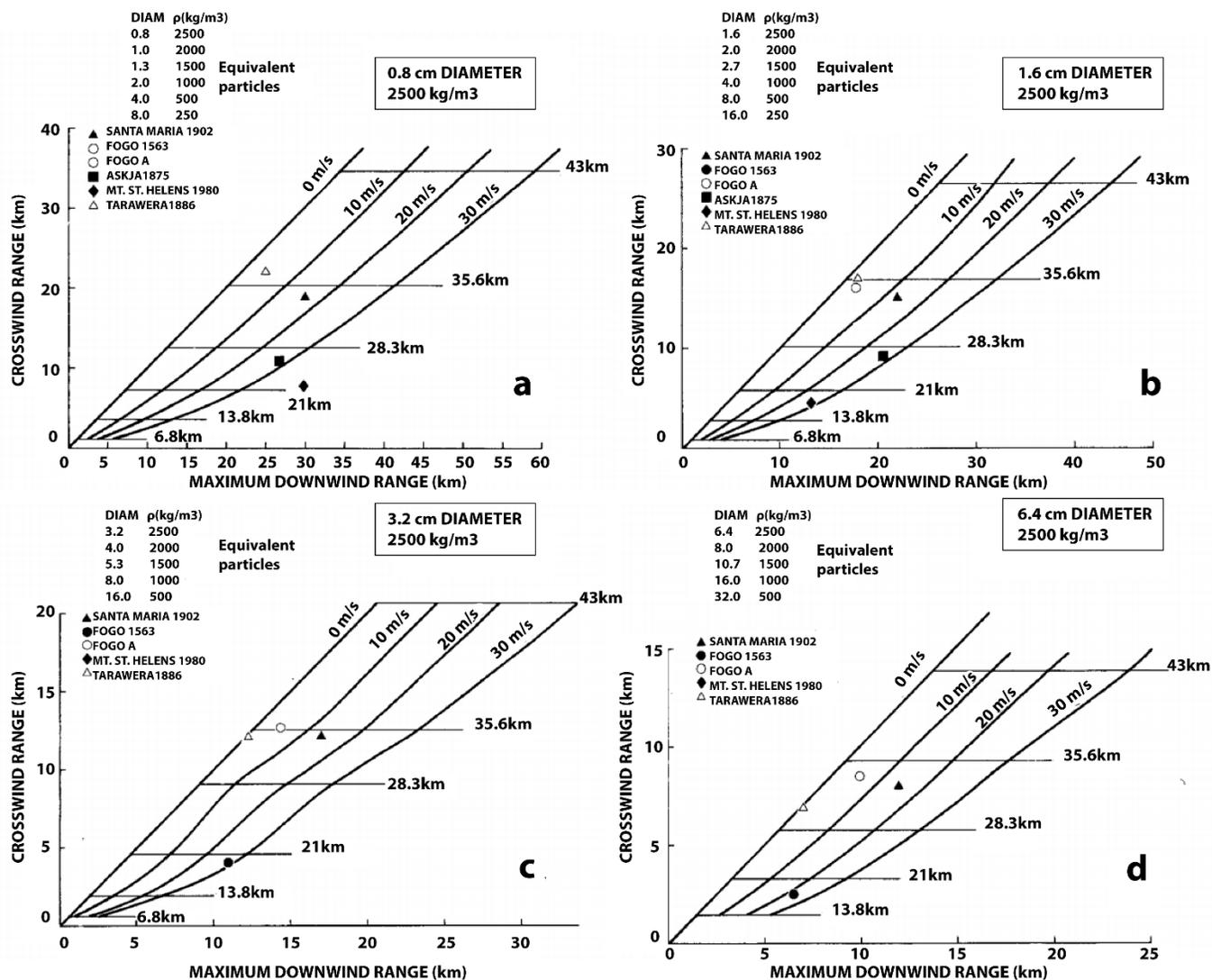


Figura 32: Imagen modificada de los gráficos propuestos por Carey y Sparks (1986). Con ellos se estima la altura máxima de una columna eruptiva a partir del *crosswind* y la magnitud del viento en el momento de la erupción a partir del *downwind*.

Para efectos de este trabajo, se utilizó la implementación en Matlab del método de Carey y Sparks (1986), propuesta por Biass *et al.* (2015). En esta implementación se ingresan las variables de *downwind*, *crosswind*, tamaño de diámetro y densidad del clasto, obteniéndose el valor de la altura máxima de la columna sobre el nivel del suelo y la magnitud de la velocidad del viento. Dado lo anterior, cabe mencionar que a las alturas obtenidas se le restó 2km (altura aproximada del volcán respecto al nivel del suelo) para de esta manera obtener la altura  $H_t$ .

Un punto a considerar es que la isópleta a utilizarse debe estar dentro del rango que exige la densidad de los fragmentos estudiados (Carey y Sparks, 1986), por ejemplo, para una densidad de  $2500 \text{ kg m}^3$  el intervalo válido de isópletas para realizar la interpolación sería entre 0,8 y 6,4 cm (Biass *et al.*,2015). Lo anterior podría ser la causa de que, al utilizar isópletas más distales, la altura de la columna estimada sufra un incremento drástico respecto a los valores entregados al usar isópletas proximales al cráter.

### 3.9.1 Densidades de los juveniles

Para estimar la densidad promedio de las escorias Pardas y escorias Grises Densas emitidas, se seleccionaron muestras representativas de las unidades (1) y (3), respectivamente.

En el caso de las muestras pobremente vesiculadas de la unidad (3), su densidad fue calculada dividiendo su masa por el volumen de agua desplazado al introducirlas en un recipiente graduado.

En el caso de los juveniles Pardos del nivel (1), las muestras fueron recubiertas con cera de vela para sellar sus vesículas externas e impedir que el agua permeara en su interior. Con ello, se calculó su densidad de la siguiente manera:

$$d = \frac{m}{V - \frac{m_c - m}{d_c}}$$

Dónde:

d: Densidad promedio de la muestra.

m: Masa de la muestra, sin recubrimiento.

mc: Masa de la muestra recubierta con cera.

V: Volumen de agua desplazado.

Dc: densidad de la cera ( $0.89 \text{ g/cm}^3$ )

Dado lo anterior, se obtuvo los resultados mostrados en la Tabla 9 para las densidades representativas de cada grupo de juveniles.

**Tabla 9: Valores de densidades obtenidos para las escorias Pardas.**

Juveniles nivel (1)	$m [g]$	$m_c [g]$	$V [cm^3]$	$d [g/cm^3]$
Muestra 1	13,7	16,9	12,5	1,53
Muestra 2	14,3	17	12	1,59
Muestra 3	4,9	6,7	6	1,23
Densidad promedio				1,45

**Tabla 10: Valores de densidades obtenidos para escorias Grises Densas.**

Juveniles nivel (3)	$m [g]$	$V [cm^3]$	$d [g/cm^3]$
Muestra 1	14,6	8	1,82
Muestra 2	22,6	12	1,88
Muestra 3	8,4	5	1,68
Densidad promedio			1,79

### 3.9.2 Alturas de columnas eruptivas obtenidas

#### *Altura máxima de columna y magnitud del viento para el nivel (1)*

Con los datos de diámetro de las escorias mayores del nivel (1) se construyó isópletas de 5,4 y 3 cm (Figura 33), (Anexo 3).

Mediante el mapeo de estas isópletas se obtuvo el *downwind* y *crosswind* para cada una de ellas. Luego, usando la implementación en Matlab del método de Carey y Sparks (1986), propuesto por Biass *et al.* (2015), se obtuvo el valor de máxima altura de columna eruptiva y magnitud del viento en la tropopausa en el momento de su emisión (Tabla 11).

**Tabla 11: Valores obtenidos a partir de las isópletas construidas con los clastos mayores del nivel (1).**

Isópleta [cm]	Crosswind [km]	Downwind [km]	Altura máxima de columna [km]	Velocidad predominante del viento [m/s]
5	3,33	7,88	15,33	19,37
4	4,52	9,39	17,42	17,43
3	5,72	11,9	19,04	17,76

Con estos resultados, se obtuvo un promedio de altura máxima de la columna eruptiva de 17,26 km, y una velocidad predominante promedio del viento de 18,19 m/s, para la columna eruptiva que generó el nivel (1) del depósito.

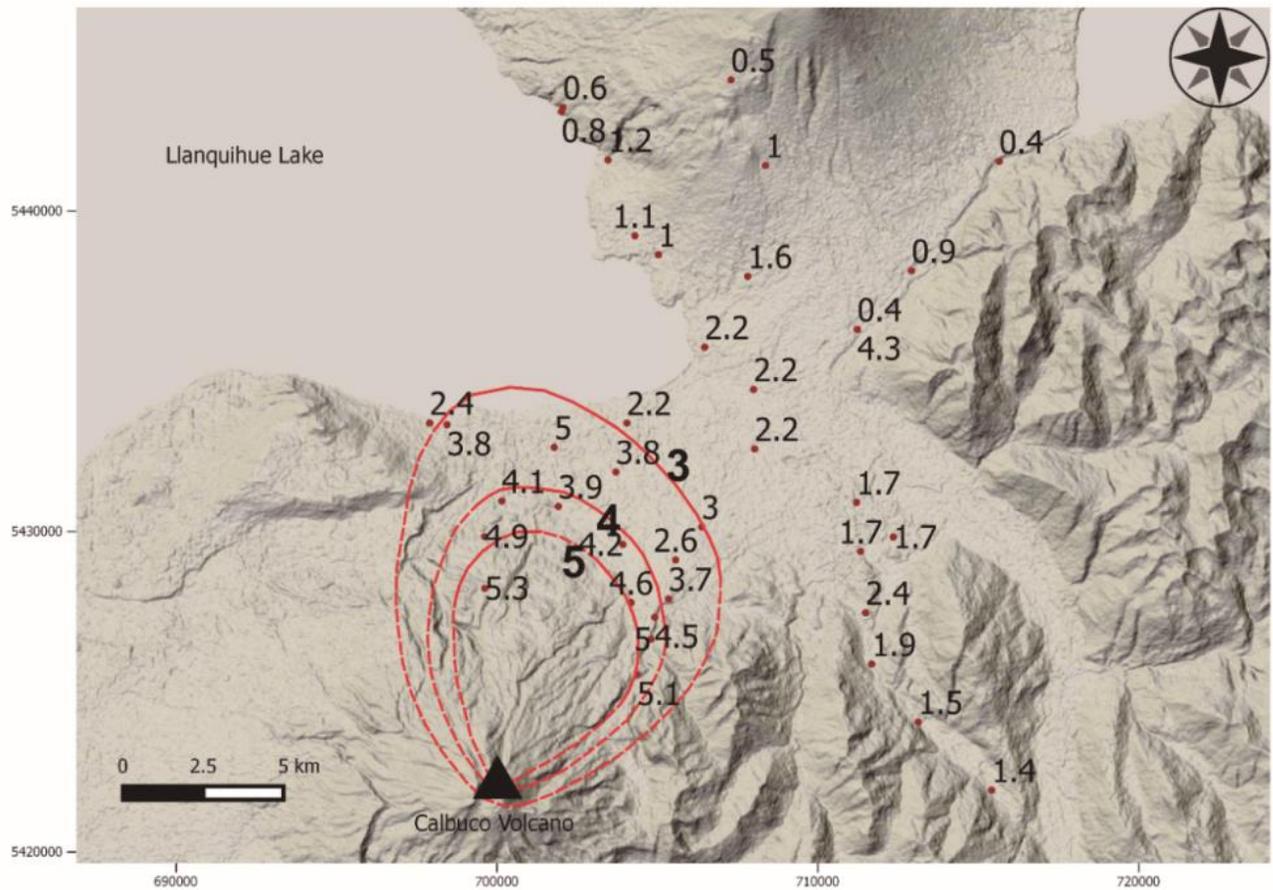


Figura 33: Isópletas de 5, 4 y 3 cm construidas a partir de los clastos mayores del nivel (1), (Anexo 3).

*Altura máxima de columna y magnitud del viento para el nivel (3)*

Se construyó isópletas de 3, 2 y 1 cm para el nivel (3) del depósito (Figura 34). Mediante el mapeo de estas curvas se obtuvo el *downwind* y *crosswind* para cada una isópleta y con ello se obtuvo el valor de máxima altura de columna eruptiva y magnitud del viento para ese momento (Tabla 12).

Tabla 12: Valores obtenidos a partir de las isópletas construidas con los clastos mayores del nivel (3).

Isópleta [cm]	<i>Crosswind</i> [km]	<i>Downwind</i> [km]	Altura máxima de columna [km]	Velocidad predominante del viento [m/s]
3	3,99	10,26	15,99	22,93
2	5,17	12,18	17,23	19,88
1	7,61	14,7	19,03	15,57

Con estos resultados, se obtuvo un promedio de altura máxima de la columna eruptiva de 17,42 km, y una magnitud de velocidad del viento de 19,46 m/s para el nivel (3).

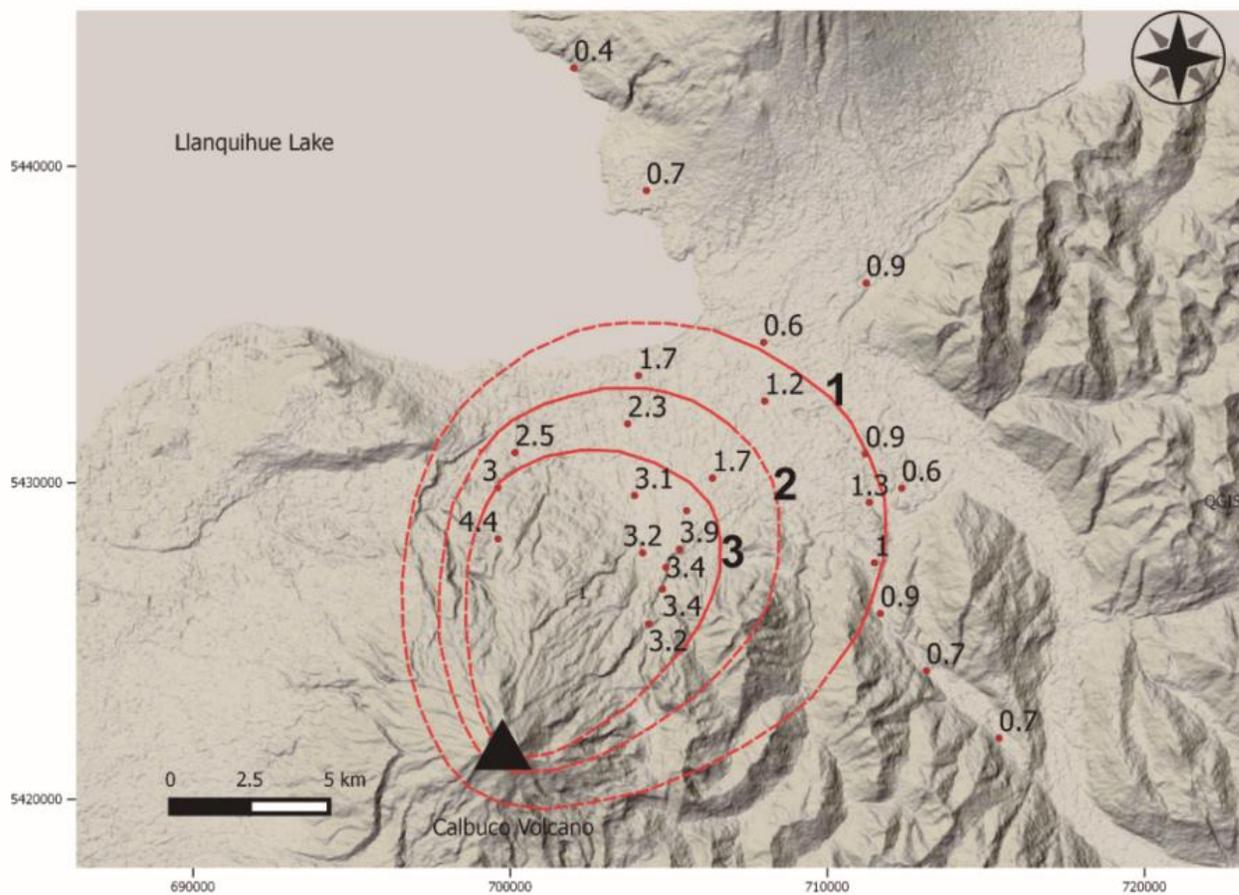


Figura 34: Isópletas de 3, 2 y 1 cm construidas a partir de los clastos mayores del nivel (3), (Anexo 3).

### 3.10 Tasa eruptiva

Para el cálculo de la tasa eruptiva máxima de los pulsos que ocasionaron los niveles (1) y (3) del depósito, se utilizó las ecuaciones propuestas por Wilson y Walker (1987) y las propuestas por Carey y Bursik (1999).

Para el caso del método propuesto por Wilson y Walker (1987) se utilizó la siguiente ecuación:

$$H_T = 0,236 M_o^{1/4}$$

Donde  $H_T$  (en km) representa la altura máxima de la columna eruptiva,  $M_o$  corresponde a la tasa eruptiva de masa (en kg/s). Para obtener el valor de la tasa eruptiva de magma se dividió el resultado obtenido para  $M_o$  por la densidad del magma que, en este caso, al tener una composición andesítico basáltica es aproximadamente 2600 kg/m<sup>3</sup>.

Para el uso de la metodología propuesta por Carey y Bursik (1999) se utilizó la siguiente ecuación:

$$H_T = 1.69 Q^{0.259}$$

Donde  $H_T$  (en km), al igual que en la ecuación anterior, representa la altura máxima de la columna eruptiva y  $Q$  (en m<sup>3</sup>/s) corresponde a la tasa eruptiva de magma.

Los valores utilizados para  $H_T$  fueron, en el caso de los niveles (1) y (3), los calculados anteriormente a partir de las curvas isóletas confeccionadas usando la metodología de Carey y Sparks (1986).

Por otra parte, se calculó la tasa eruptiva máxima para el primer y segundo pulso reemplazando las alturas de columnas proporcionadas por Van Eaton *et al.* (2016) en la metodología de Carey y Bursik (1999).

Los resultados para la tasa eruptiva de los niveles (1) y (3) se muestran en la Tabla 13, y los obtenidos para el primer y segundo pulso en la Tabla 14.

**Tabla 13: Valores de tasa eruptiva calculados para los niveles (1) y (3)**

	$H_T$ [km]	Tasa eruptiva de masa $M_o$ [kg/s], Wilson y Walker (1987)	Tasa eruptiva de magma [m <sup>3</sup> /s], Wilson y Walker (1987)	Tasa eruptiva de magma [m <sup>3</sup> /s], Carey y Sparks (1986)
Nivel (1)	17,26	28609821	11004	8247
Nivel (3)	17,42	29685515	11418	8546

**Tabla 14: Valores de tasa eruptiva calculados para el primer y segundo pulso según los valores de altura máximas estimadas por Van Eaton et al. (2016).**

	<i>Ht [km], Van Eaton et al. (2016)</i>	<i>Q<sub>max</sub> [m<sup>3</sup>/s]</i>
Primer pulso eruptivo	14,5-15,5	4209-5444
Segundo pulso eruptivo	16,9-17,3	7603-8321

Además, se calculó una tasa eruptiva promedio ( $Q_P$ ) para ambos pulsos, considerando el volumen total de magma emitido ( $V_M$ ) y el tiempo total de duración de ambos eventos ( $t_T$ ), utilizándose la siguiente expresión:

$$Q_P = V_M / t_T$$

Para calcular el volumen de magma se usó la siguiente fórmula:

$$V_M = \frac{\rho_C}{\rho_M} * V_D$$

Donde  $V_D$  es el volumen del depósito calculado con el método Weibull (Bonadonna y Costa 2012),  $\rho_C$  es la densidad promedio del depósito, tomado en forma general con un valor de 1000 [kg/m<sup>3</sup>] y  $\rho_M$  es la densidad del magma tomada de los datos obtenidos. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 15.

**Tabla 15: Resultado para el cálculo de tasa eruptiva promedio considerando el primer y segundo pulso eruptivo.**

$\rho_c [kg/m^3]$	1000
$\rho_m [kg/m^3]$	2600
$V_D [km^3]$	0,38
$V_M [km^3]$	0,15
$T_t [horas]$	7,5
$Q_P [m^3/s]$	5410

### 3.11 Magnitud e intensidad de la erupción

Las erupciones presentan un amplio rango en cuanto a la cantidad de volumen, masa emitida, altura de columna, tasa eruptiva y duración. Estas características pueden variar incluso en varios órdenes de magnitud, motivo por el cual se hace necesario utilizar escalas logarítmicas para una correcta categorización.

La primera escala que se utilizó para medir las erupciones fue la de IEV (Índice de Explosividad Volcánica) (Figura 35) propuesta por Newhall y Self (1982). Esta escala va desde el 0 al 8 en forma discreta y considera, principalmente, los parámetros de volumen emitido y altura máxima de la columna eruptiva. La desventaja de este índice es la imposibilidad para ser utilizada en erupciones efusivas y en erupciones de larga duración o intermitentes.

Índice	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Volumen de tefra [m <sup>3</sup> ]	< 10 <sup>4</sup>	< 10 <sup>6</sup>	< 10 <sup>7</sup>	< 10 <sup>8</sup>	< 10 <sup>9</sup>	< 10 <sup>10</sup>	< 10 <sup>11</sup>	< 10 <sup>12</sup>	>10 <sup>12</sup>
Altura columna eruptiva [km]	<0,1	0,1-1	1-5	3-15	10-20	>25			
Descripción cualitativa	Suave	Efusiva	Explosiva	Cataclísmica, paroxísmal					
Porcentaje de erupciones conocidas en los últimos 10.000 años	13	16	49	14	5	2	<1	<0,1	0
Intervalo de recurrencia típico	Días a semanas			0,3 años	3 años	20 años	80 años	500 años	7 x 10 <sup>5</sup> años

Figura 35: Criterios de estimación del Índice de Explosividad Volcánica, IEV. Modificado de Newhall y Self (1982).

La erupción del 22-23 de abril del 2015 del volcán Calbuco generó un depósito de caída con un volumen estimado de 0,38 km<sup>3</sup>, cuyas columnas eruptivas alcanzaron entre 15 y 17 km en el primer y segundo pulso, respectivamente. Dado lo anterior, esta erupción tiene un IEV 4.

Al considerar el espectro completo de erupciones explosivas y efusivas, se tiene que no existe una relación única entre el volumen emitido y la altura de la columna. Con el fin de cubrir todo el espectro de estilos eruptivos es que se aplican dos escalas: magnitud e intensidad.

#### *Magnitud (Pyle, 2000)*

La escala de magnitud está basada en un índice logarítmico definido de la siguiente manera:

$$\text{Magnitud} = \text{Log}_{10}(\text{masa emitida}[\text{kg}]) - 7$$

Para la mayoría de las erupciones la magnitud es similar al IEV, sin embargo esta escala es continua, mientras que el IEV tiene un carácter discreto.

### *Intensidad (Pyle, 2000)*

La escala de intensidad está basada en un índice logarítmico de la tasa eruptiva, donde se tiene la siguiente relación:

$$\text{Intensidad} = \text{Log}_{10}(\text{tasa de masa emitida}[\text{kg/s}]) + 3$$

Para efectos de esta escala, una erupción vigorosa tendrá un valor de 10-12, mientras que una erupción pequeña tendrá un valor de 4-6.

Dado que en este trabajo se cuenta con el volumen total emitido entre ambos pulsos, y no con el de cada uno por separado, se calculó la magnitud e intensidad promedio considerando ambos pulsos como uno solo.

La intensidad y magnitud estimada es de 4,6 y 10,2 respectivamente (Tabla 16).

**Tabla 16: Valores obtenidos de magnitud e intensidad promedio considerando ambos pulsos.**

Volumen depósito [km <sup>3</sup> ]	0,38
Volumen magma (DRE)[km <sup>3</sup> ]	0,15
Densidad magma [kg/m <sup>3</sup> ]	2600
Masa emitida [kg]	3,8*10 <sup>11</sup>
Tasa promedio de masa emitida [ kg/s ]	14,07*10 <sup>6</sup>
Tiempo de emisión de ambos pulsos [2]	27000
Magnitud Promedio	4,6
Intensidad Promedio	10,2

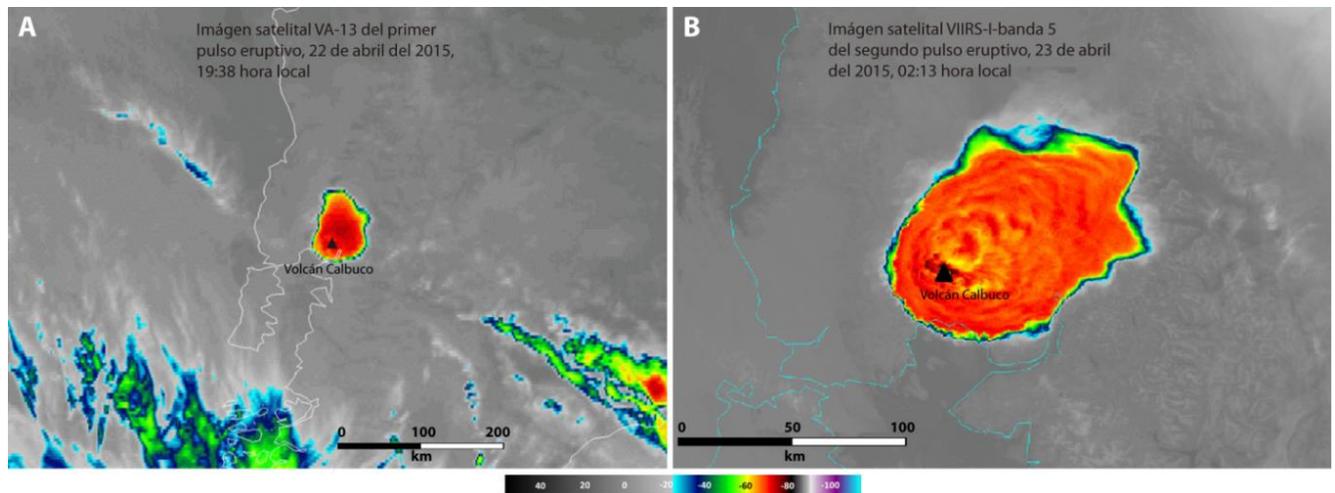
## Capítulo 4: Discusión

### 4.1 Introducción

En este capítulo se discute la posible correlación entre los niveles identificados en el depósito piroclástico de caída y los pulsos eruptivos ocurridos los días 22 y 23 de abril de 2015, junto con las características granulométricas y morfo texturales del depósito y los parámetros eruptivos obtenidos.

El área estudiada en este trabajo es una zona limitada por la geografía accidentada típica de la X Región de Los Lagos, que se caracteriza por la presencia de ríos, lagos y bosque nativo. Lo anterior, sumado a la rápida erosión que sufren los depósitos distales de menor espesor, producto de la lluvia y el viento, restringió el muestreo en terreno siendo posible hacerlo principalmente en puntos cercanos a los caminos y rutas existentes. Dado lo anterior, es que la concentración de datos se ubica hacia el oeste del eje de dispersión de los depósitos generados por la pluma eruptiva, cuya orientación fue principalmente hacia el N y NE del volcán, tal como se observa en la Figura 36 (SERNAGEOMIN 2015g, 2015 i).

Debido a estas limitaciones, para construir las curvas isópacas se consideró simetría respecto al eje de dispersión, ya que las imágenes satelitales tomadas durante la erupción muestran una distribución relativamente simétrica con respecto a este durante ambos pulsos (Figura 36).



**Figura 36: Dispersión de las plumas eruptivas.**

**A: Dispersión del primer pulso del 22 de abril del 2015, 19:38 hora local, extraída de GOES-13 (Goes-East). B: Dispersión del segundo pulso del 23 de abril del 2015, 02:12 hora local, extraída de VIIRS-I-band 5 (NOAA/NASA RAMMB/CIRA).**

En este trabajo fue posible estimar los parámetros eruptivos de este evento, se calculó el volumen total emitido, la altura máxima de ambas columnas y las tasas eruptivas máximas de ambos pulsos y con ello se realizó una estimación del valor de la magnitud e intensidad de la erupción.

## 4.2 Relación entre los niveles del depósito y pulsos eruptivos

La erupción estudiada estuvo compuesta por dos pulsos que tuvieron una duración de 1,5 y 6 horas, respectivamente, con una pausa de 5,5 horas entre ellos. Las columnas eruptivas alcanzaron alturas máximas aproximadas de 15 y 17 km en el primer y segundo pulso (SERNAGEOMIN 2015, h, i; Van Eaton *et al.*, 2016).

Una de las mayores dificultades en este estudio fue correlacionar los niveles del depósito con los respectivos pulsos eruptivos que los habrían generado. Dada la secuencia, es claro que el nivel (0) fue emitido durante el primer pulso eruptivo, y el nivel (3) por el segundo, mientras que el nivel (2) se ha asociado al segundo pulso ya que presenta la misma temporalidad que los flujos piroclásticos emplazados en el flanco NE del volcán, ocurridos en la madrugada del 23 de abril (Clavero *et al.*, 2015), por lo que este nivel se habría depositado cuando la segunda fase eruptiva ya estaba en curso. Sin embargo, el nivel (1) no tiene una asociación trivial con alguno de los pulsos eruptivos (Figura 37).

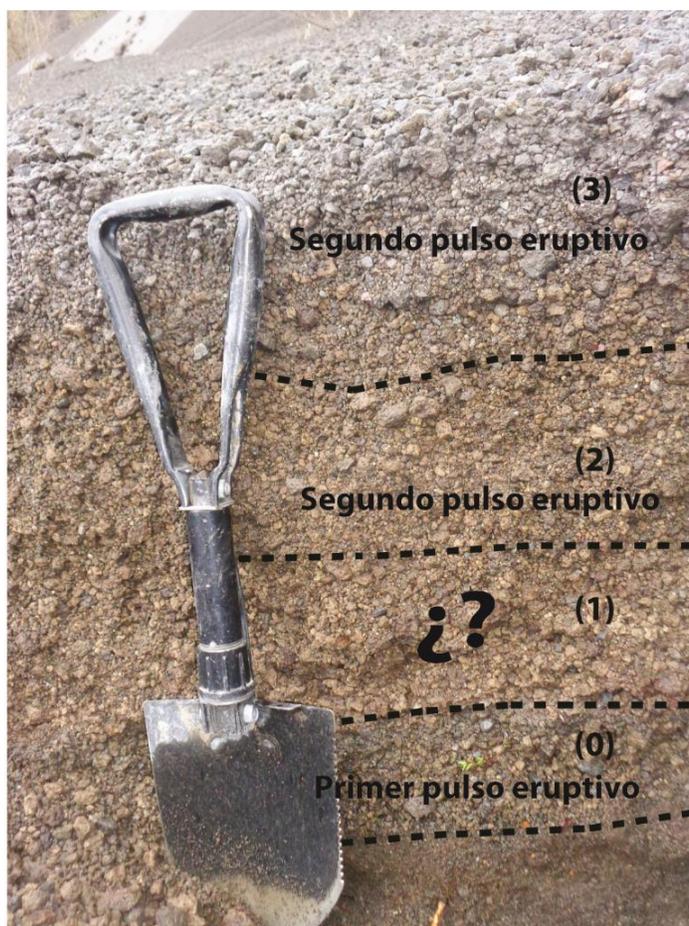


Figura 37: Relación entre niveles (0), (2) y (3) con los pulsos eruptivos que los habrían generado.

#### 4.2.1 Cronología

Un punto a considerar para dilucidar la relación entre los pulsos eruptivos y sus correspondientes niveles en el depósito, sería conocer el momento de la ocurrencia de los flujos piroclásticos más extensos. Dependiendo de la hora en que estos hubieran ocurrido, se podría interpretar si el nivel (1) estaría relacionado con el primer o segundo pulso eruptivo.

Lo anterior se propone dado que los flujos piroclásticos mayores emplazados al NE del volcán se encuentran estratigráficamente ubicados entre los niveles (1) y (3) del depósito (Clavero *et al.*, 2015). Si estos se hubieran generado al inicio del segundo pulso, el nivel (1) de caída sería anterior y correspondería al primer pulso, mientras que si los flujos hubieran acontecido horas después de comenzar el segundo pulso, el nivel (1) que lo subyace podría corresponder a parte del material emitido durante las horas iniciales de este.

La respuesta a esta interrogante no está del todo clara, ya que el segundo pulso ocurrió durante la madrugada, por lo que los flujos piroclásticos no pudieron ser observados de manera directa en el momento de su emplazamiento. Sin embargo, Van Eaton *et al.* (2016) proponen que los flujos piroclásticos se habrían generado alrededor de las 03:30 hora local, es decir 2,5 horas después de haberse iniciado el segundo pulso, considerando la disminución en la tasa de expansión de la pluma en la región del paraguas y el aumento de los rayos proximales a esa hora (Figura 43).

Lo anterior sugeriría que el nivel (1) estaría asociado al segundo pulso eruptivo, formándose durante las horas iniciales de este. Sin embargo, los argumentos anteriores no son suficientes para correlacionar el nivel (1) con el primer pulso, ya que adolecen de precisión y se basan en inferencias indirectas.

#### 4.2.2 Altura de la columna eruptiva

Se comparó las estimaciones de las alturas máximas de las columnas de los niveles (1) y (3), realizadas en este estudio, con las alturas máximas de las columnas eruptivas del primer y segundo pulso estimadas por Van Eaton *et al.*, 2016 (Tabla 17).

En esta comparación observa una mayor similitud entre la altura del nivel (1) con la altura máxima de la columna eruptiva del segundo pulso (Tabla 17). Esto podría relacionar el nivel (1) con el segundo pulso, sin embargo, errores intrínsecos del método podrían generar una sobreestimación de la altura de la columna eruptiva del nivel (1), por lo cual este argumento es indicativo, pero no es concluyente para realizar la correlación.

**Tabla 17: Comparación de altura máxima de la columna eruptiva del primer y segundo pulso con las alturas de columnas que habrían generado los niveles (1) y (3) del depósito de caída.**

	Primer pulso (Van Eaton <i>et al.</i> , 2016)	Segundo pulso (Van Eaton <i>et al.</i> , 2016)	Nivel (1) (este trabajo)	Nivel (3) (este trabajo)
Altura máxima de la columna eruptiva (km)	14,5-15,5	16,9-17,3	17,3	17,4

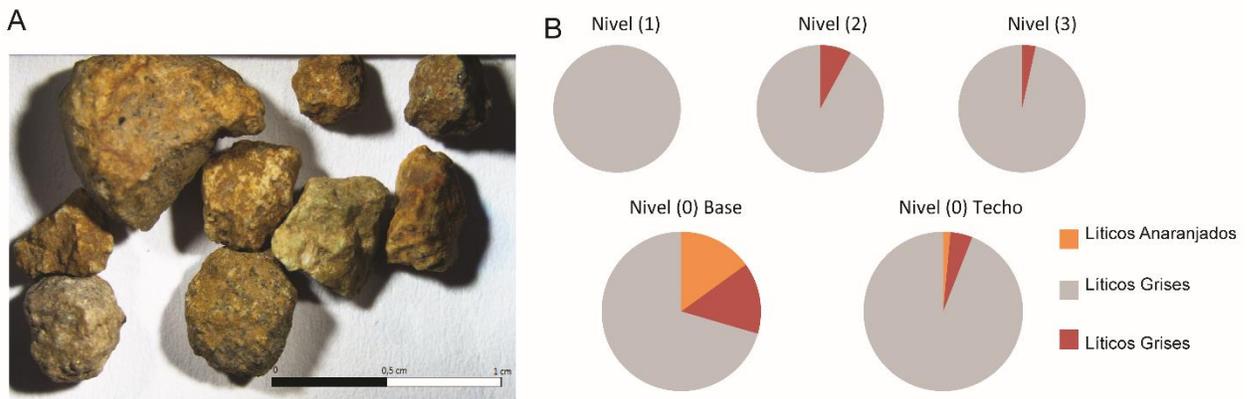
### 4.2.3 Fragmentos líticos

Otra herramienta que puede ayudar a dilucidar la correlación entre el nivel (1) y el respectivo pulso eruptivo que lo habría formado, es el análisis de componentes de los fragmentos líticos presentes en el depósito.

La proporción de estos fragmentos en el depósito es homogénea, variando entre un 3 y 10% vol., siendo interesante la distribución de los tipos de fragmentos líticos en los distintos niveles, como se indica en el Capítulo 3.5.3.

En el depósito existen tres tipos de fragmentos líticos: Grisáceos, Granitoidales y Anaranjados, de los cuales los Grisáceos y Granitoidales se distribuyen de manera aleatoria, sin presentar un patrón aparente, mientras que el tipo Anaranjado (Figura 38 A) se encuentra solo en el nivel (0), predominando en su base (Figura 38 B). Estos fragmentos Anaranjados estarían marcando el inicio de la erupción, es decir, la ruptura del conducto, dada la presencia de fragmentos afectados por alteración hidrotermal, y podrían servir como indicadores para acotar el primer pulso y correlacionarlo solo con el nivel (0).

Con esto se podría presumir que el nivel (1) y (0) no pertenecen al mismo pulso eruptivo, ya que este tipo de fragmentos líticos Anaranjados no se encuentran en el nivel (1), por lo que este análisis sugeriría que el nivel (0) se formó durante el primer pulso y el nivel (1) durante el segundo.

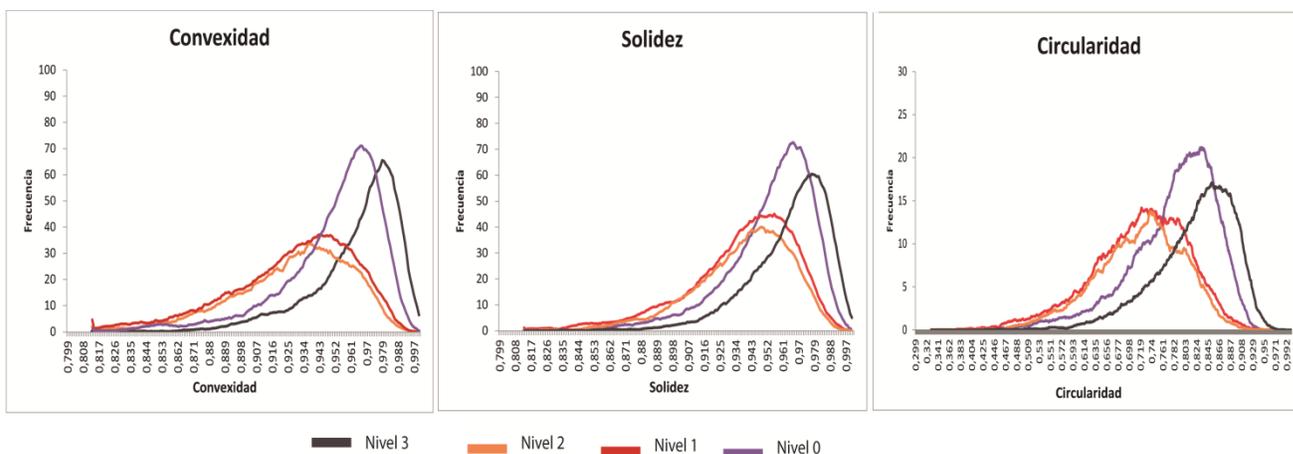


**Figura 38: Fragmentos líticos anaranjados y su distribución porcentual en el depósito.**

**A: Fragmentos líticos Anaranjados. B: Distribución porcentual de los fragmentos líticos en el depósito KAL-17, ubicado a 6 km del cráter, para un tamaño de 4 mm. Se observa que los fragmentos líticos Anaranjados se encuentran solamente en el nivel (0), predominando en su base.**

### 4.2.4 Parámetros morfológicos

Los resultados de la morfología a micro escala del depósito realizados a la muestra proximal KAL-17, en clastos de 250  $\mu\text{m}$ , arrojaron que parámetros tales como convexidad, solidez y circularidad se comportan de manera idéntica en los niveles (1) y (2), mientras que los niveles (0) y (3) tienen otra tendencia (Figura 39). Lo anterior podría indicar que los niveles (1) y (2) habrían tenido un mecanismo de fragmentación similar, asociándose a un mismo pulso, es decir, el nivel (1) estaría asociado al segundo pulso eruptivo.



**Figura 39: Comparación de las líneas de tendencias obtenidas para la convexidad, solidez y circularidad de los 4 niveles del depósito.**

Muestra obtenida en el punto KAL-17, a 6 km del volcán para la fracción de 250  $\mu\text{m}$ . Se observa que los niveles (1) y (2) tienen un comportamiento casi idéntico, abarcando un espectro más amplio de convexidad, solidez y circularidad respecto a los niveles (0) y (3).

#### 4.2.5 Potencia y tasa eruptiva

Se consideró la altura máxima de las columnas eruptivas para cada pulso, estimadas por Van Eaton *et al.* (2016), y reemplazándolas en la ecuación de Carey y Bursik (1999), se estimó la tasa eruptiva máxima de cada pulso (Tabla 18). No se utilizó la tasa eruptiva calculada en este trabajo para los niveles (1) y (3) ya que no se sabe a priori a qué pulso eruptivo corresponde el nivel (1).

Luego, se multiplicó la tasa eruptiva de cada pulso por su respectivo tiempo de duración, con lo que se obtuvo un valor máximo teórico para el volumen del depósito de cada pulso eruptivo (Tabla 18).

Considerando estos valores máximos de volumen, se tiene que el primer pulso habría aportado un volumen que representa un 12-14% y el segundo pulso un 88-86% respecto al total (Tabla 18)

**Tabla 18 Tasa eruptiva y volumen máximo teórico y porcentaje de volumen emitido para el primer y segundo pulso, usando los datos de altura de columna eruptiva de Van Eaton *et al.*, 2016.**

	$H_T$ (Van Eaton et al., 2016) [km]	Tasa eruptiva máxima estimada [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]	Volumen máximo teórico del depósito [ $\text{km}^3$ ]	% Volumen
Primer pulso	14,5-15,5	4208-5444	0,06-0,08	12-14
Segundo pulso	16,9-17,3	7603-8321	0,43-0,47	88-86

Por otro lado, los resultados señalados en el Capítulo 3.2 sugieren que los espesores de los niveles del depósito se relacionan porcentualmente, respecto a la potencia total de este, de la siguiente manera:

- Nivel (0) = 15%
- Nivel (1)= 30%
- Nivel (2)= 32%
- Nivel (3) =23%

Dado lo anterior, se tiene que el porcentaje de la potencia del nivel (0) en el depósito se asemeja al porcentaje estimado para el valor de volumen máximo emitido por el primer pulso, mientras que la suma de los porcentajes de las potencias los niveles (1+2+3) se asemeja al porcentaje estimado para el valor de volumen máximo del segundo pulso.

Lo anterior apoya la idea de que el primer pulso habría generado el nivel (0) del depósito, mientras que el segundo pulso se correlacionaría con los niveles (1), (2) y (3). Esto difiere de lo propuesto por Romero *et al* (2016), donde se sugiere que el primer pulso habría emitido un 38% del volumen total, siendo según estos cálculos solo alrededor de un 15%, acorde también a la duración y tasa eruptiva estimada para ambos pulsos.

Además, en el caso que el nivel (0) y (1) correspondieran a primer pulso eruptivo, se tendría, considerando los porcentajes antes mencionados, que el primer pulso habría emitido un 45% del volumen total del depósito y el segundo pulso (niveles 2 y 3) habría emitido un 55% de este. Considerando lo anterior, la tasa eruptiva promedio del primer pulso sería superior a la tasa eruptiva máxima calculada a partir de las alturas de columnas estimadas por Van Eaton *et al.* (2016) (Tabla 18 y Tabla 19). Esto genera una contradicción para esta hipótesis, ya que entonces, si un 45% del volumen se hubiera emitido en 1,5 horas, se debiera tener un volumen total menor para satisfacer las tasas eruptivas mencionadas.

**Tabla 19: Valores obtenidos para volúmenes y tasas eruptivas considerando el nivel (1) como emitido durante el primer pulso y considerándolo como emitido en el segundo pulso.**

	<b>Caso 1:</b> primer pulso formó un 15% del depósito (nivel 0) y segundo pulso un 85% (niveles 1+2+3)	<b>Caso 2:</b> primer pulso formó un 45% del depósito (niveles 0+1) y segundo pulso un 55% (niveles 2+3)
Volumen depósito Primer pulso [km <sup>3</sup> ]	0,057	0,171
Tasa eruptiva promedio primer pulso [m <sup>3</sup> /s]	4167	12500
Volumen depósito Segundo pulso [km <sup>3</sup> ]	0,323	0,209
Tasa eruptiva promedio segundo pulso [m <sup>3</sup> /s]	5903	3819
Tasa eruptiva máxima primer pulso [m <sup>3</sup> /s]	4208-5444	
Tasa eruptiva máxima primer pulso [m <sup>3</sup> /s]	7603-8321	

Por otro lado, al correlacionar los niveles (1+2+3) con el segundo pulso, la tasa eruptiva promedio de este pulso sería inferior a su tasa eruptiva máxima (Tabla 19). Esto reflejaría fluctuaciones en la tasa eruptiva durante el segundo pulso y con ello variaciones en la altura de la columna, lo cual es, además, consistente con los numerosos colapsos parciales de la columna eruptiva e inestabilidades que habrían generado flujos piroclásticos durante este pulso.

Lo anterior es consistente con los registros de flujos piroclásticos de mayor intensidad registrados durante la segunda fase eruptiva (Clavero *et al.*, 2016; Van Eaton *et al.*, 2016) y con la gradación normal y menor tamaño de clastos observados en el nivel (2) del depósito, que indicaría que la columna eruptiva disminuyó su altura al momento de generar este nivel.

Finalmente, las tasas eruptivas máximas estimadas para los niveles (1) y (3) tienen valores similares en torno a los 8200-8500 m<sup>3</sup>/s, mientras que los valores estimados para el primer y segundo pulso están en torno a los 4800 y 8000 m<sup>3</sup>/s, respectivamente. Dado lo anterior, se aprecia que los valores de tasas eruptivas para los niveles (1) y (3) serían similares a los estimados para el segundo pulso eruptivo, y bastante superiores a la tasa eruptiva del primer pulso (Tabla 20).

**Tabla 20: Comparación de tasas eruptivas obtenidas para los niveles (1) y (3) con las estimadas para el primer y segundo pulso.**

Tasa eruptiva máxima nivel (1) [m <sup>3</sup> /s]	Tasa eruptiva máxima nivel (3) [m <sup>3</sup> /s]	Tasa eruptiva máxima primer pulso [m <sup>3</sup> /s]	Tasa eruptiva máxima segundo pulso [m <sup>3</sup> /s]
8247	8546	4208-5444	7603-8321

Dados los antecedentes discutidos anteriormente, se infiere que lo más probable es que el primer pulso eruptivo generó el nivel (0) del depósito, mientras que el segundo pulso generó los niveles (1), (2) y (3). Esto basado principalmente en la relación de las potencias de cada nivel en el depósito y su relación con la tasa eruptiva, además de las relaciones morfológicas de los juveniles.

### 4.3 Estilo de fragmentación

Las erupciones explosivas suelen ser magmáticas o freatomagmáticas. Las primeras se originan debido a la fragmentación del magma por la expansión de los gases originalmente disueltos en él, las segundas por interacción del magma con agua externa. Las propiedades principales para distinguir el estilo de fragmentación a partir de un depósito piroclástico de caída son la morfología y vesicularidad de los juveniles y la abundancia, tipo y morfología de fragmentos líticos. Sin embargo ninguno de estos criterios es absolutamente diagnóstico (Houghton y Wilson, 1989).

#### 4.3.1 Morfología y vesicularidad

Los depósitos de erupciones magmáticas suelen tener juveniles con un mayor grado de vesicularidad (superior a un 60%) respecto a erupciones freatomagmáticas (Houghton y Wilson, 1989). Además, la morfología de los juveniles en erupciones freatomagmáticas suele ser angulosa de bloque, mientras que en erupciones magmáticas esta es rugosa e irregular (Cas y Wright, 1988).

En el depósito de caída estudiado se distinguen, principalmente en zonas proximales, cuatro niveles denominados de base a techo (0), (1), (2) y (3), los cuales están compuestos principalmente por dos tipos de juveniles: Escorias Pardas y escorias Grises Densas. Estos juveniles se diferencian en su morfología y vesicularidad (Tabla 21).

**Tabla 21: Vesicularidad estimada de los fragmentos juveniles que componen el depósito (escoria Parda, escoria Gris Densa y escoria Blanquecina).**

	Escoria Parda	Escoria Gris Densa	Escoria Blanquecina
Vesicularidad	60%	30-50%	70%

Las escorias Pardas presentan alrededor de un 60% de vesicularidad y una morfología con bordes rugosos y angulosos (Figura 40 A, B, C), mientras que las escorias Grises Densas presentan aproximadamente un 40% de vesicularidad y una morfología con bordes irregulares tanto lisos como rugosos y subangulosos (Figura 40 C, D). Esto asociaría a las escorias Pardas con una fragmentación seca y a las escorias Grises Densas con una fragmentación con un posible aporte de agua externa.

Además, el estudio de morfología a micro escala realizado al depósito mostró que para todos los niveles los clastos tienen una convexidad alta, con modas en torno a 0,8-0,9 (Figura 39) Estos valores se relacionan con juveniles vítreos densos emitidos durante erupciones freatomagmáticas de estilo Surtseyanas según Liu *et al.* (2015).

Si bien la convexidad de los juveniles podría ser útil para determinar el estilo de fragmentación, en este estudio al haberse analizado en conjunto los fragmentos juveniles y líticos, el valor obtenido podría estar sesgado, presentando un alto valor influenciado por la convexidad de estos últimos.

#### 4.3.2 Fragmentos líticos

Las erupciones de estilo freatomagmáticas se caracterizan por presentar una alta proporción de fragmentos líticos en el depósito respecto a erupciones magmáticas (Barberi *et al.*, 1989).

La separación de componentes realizada en este estudio mostró que la cantidad de fragmentos líticos presentes en el depósito varía entre un 3 y 10% vol., teniéndose alrededor de un 90% vol. de juveniles.

Dados los antecedentes anteriores, se deduce que esta erupción habría presentado una fragmentación esencialmente magmática, reflejada en la baja presencia

de fragmentos líticos y la predominancia de juveniles vesiculados en el depósito (Figura 40 A, B, C).

Por otra parte, dada la morfología y vesicularidad de las escorias Grises Densas, que componen el nivel (3) del depósito (Figura 40 D), y en el caso de ser aplicables a los fragmentos juveniles los valores de convexidad obtenida, se podría considerar que la fragmentación de la fase final del segundo pulso podría haber tenido un leve aporte de agua externa, siendo parcialmente freatomagmática en su origen.

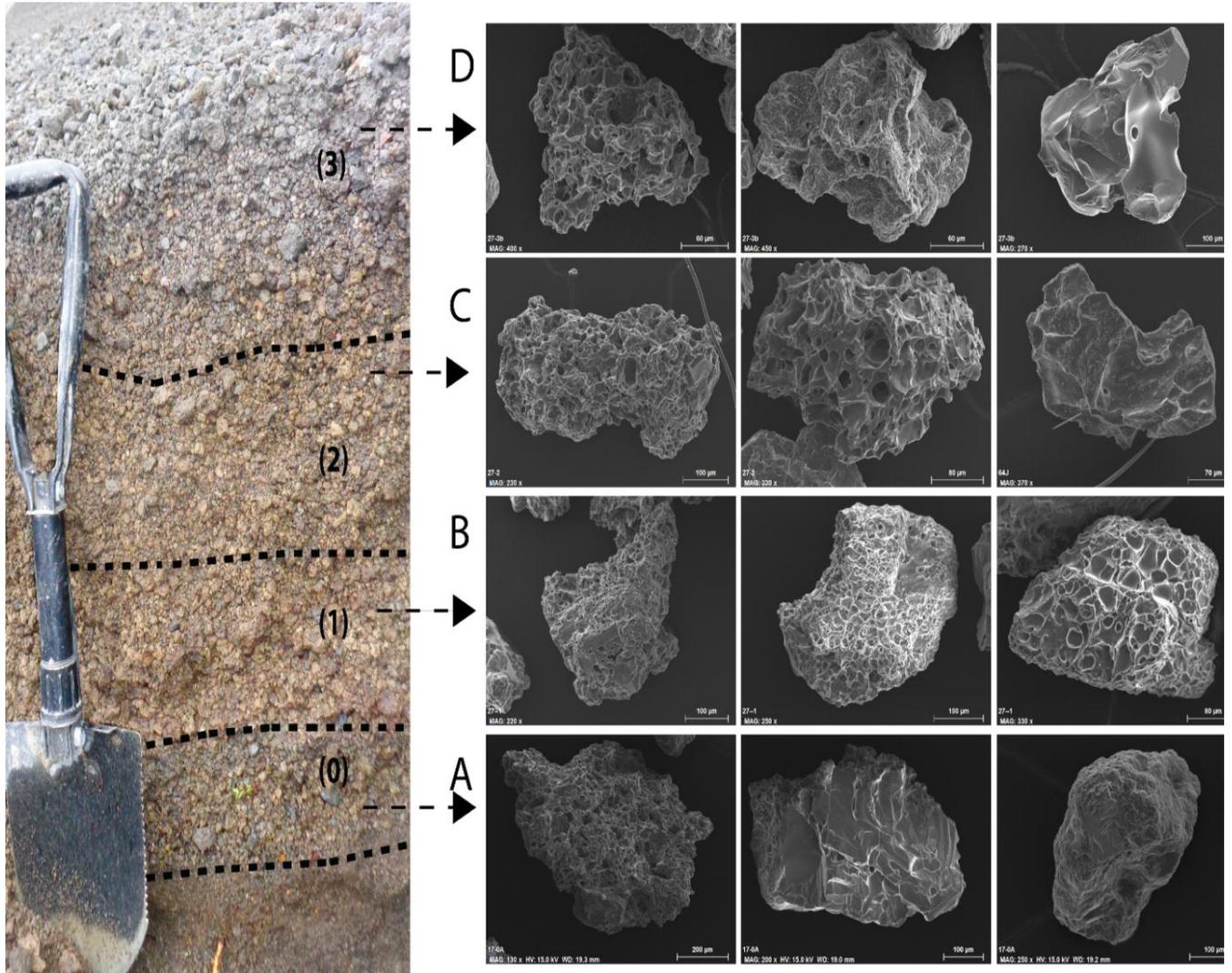


Figura 40: Imágenes SEM tomadas a los juveniles en cada nivel del depósito.

A, B, C: escorias de los niveles (0), (1) y (2) respectivamente, donde predominan las escorias Pardas; se observa una menor vesicularidad y bordes más bien lisos en el nivel (0), mientras que los niveles (1) y (2) tienen abundancia de escorias con alta vesicularidad y con bordes rugosos. D: escoria Gris Densa, predominante en el nivel (3), morfología muestra menor rugosidad y menor vesicularidad.

## 4.4 Dinámica eruptiva

### 4.4.1 Diferencias petrográficas

Las principales diferencias petrográficas entre escorias Pardas, escorias Grises Densas y escorias Blanquecinas radican en la vesicularidad, porcentaje de vesículas individuales y porcentaje de cristales (Tabla 22, Figura 41 A1, B1, B2). Además, Astudillo *et al.* (2015) identificaron en la escoria Gris Densa la presencia de microlitos de plagioclasa, piroxeno y otros minerales criptocristalinos indistinguibles (< 3 µm).

**Tabla 22: Diferencias en vesicularidad, porcentaje de cristales y presencia de microlitos en los tres tipos de escorias identificados.**

	Escoria Parda	Escoria Gris Densa	Escoria Blanquecina
Vesicularidad	60%	30-50%	70%
Porcentaje de cristales	24%	40%	13%
Microlitos	No observado	Sí	No observado

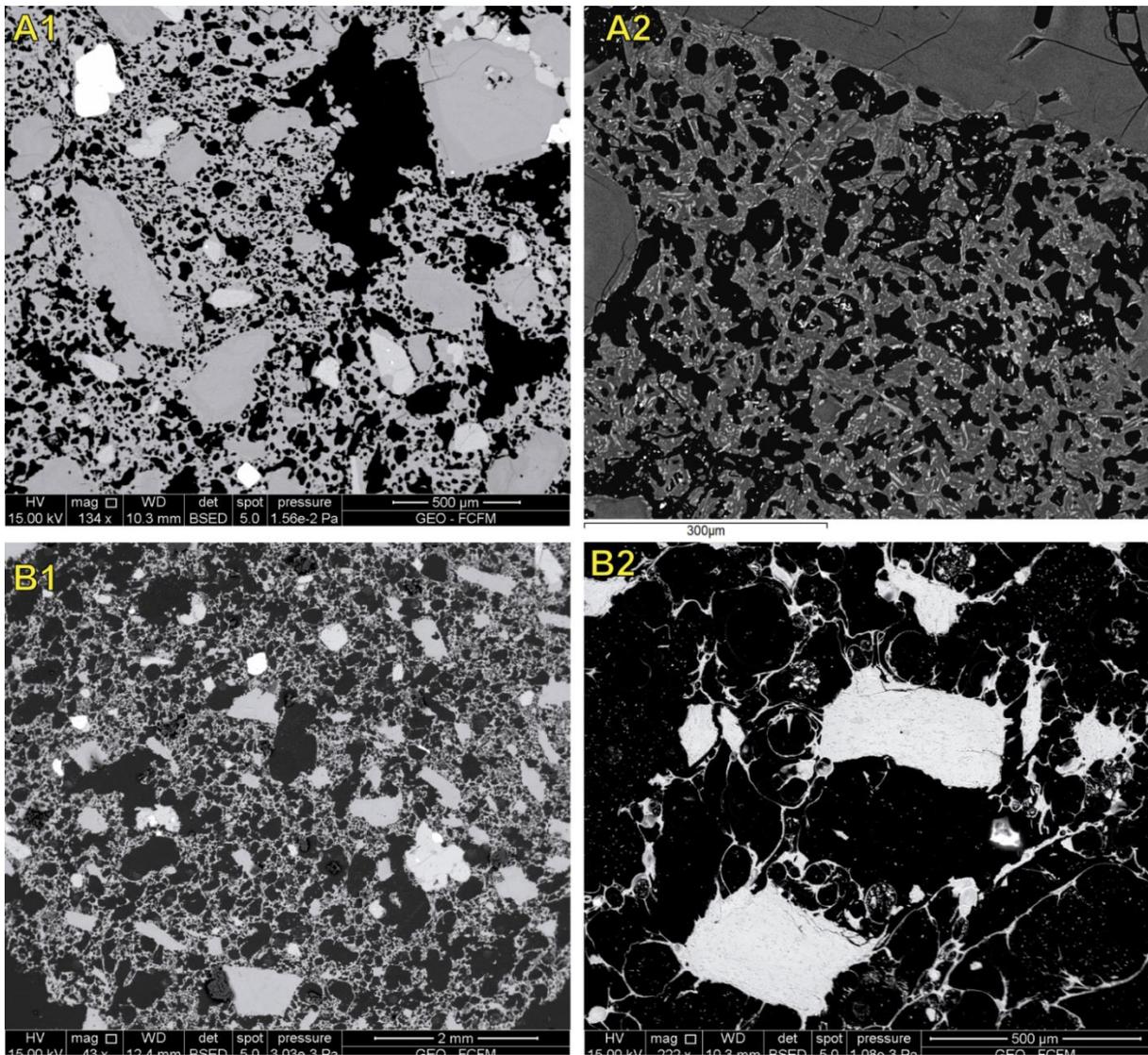
Estas diferencias petrográficas son comparables con las observadas en los juveniles emitidos durante la erupción del Monte Santa Elena en mayo de 1980. Este evento emitió pómez blancas y grises con similar composición química, donde las pómez blancas presentaban un menor porcentaje de fenocristales, ausencia de microlitos y una mayor vesicularidad respecto a las grises (Klug y Cashman, 1994).

En el caso de las escorias estudiadas en este trabajo, se sugiere que la diferencia en la vesicularidad podría estar vinculada a la presencia de microlitos en las escorias Grises Densas, los cuales influirían en la nucleación de burbujas, limitando la coalescencia de estas y favoreciendo el crecimiento de burbujas individuales (Figura 41 A1, A2) (Klug y Cashman, 1994).

La existencia de microlitos en la escoria Gris Densa probablemente estaría dada por la descompresión y desgasificación en la cámara magmática en la fase final del proceso eruptivo del segundo pulso (Scandone y Giacomelli, 2001).

Por otra parte, se identificó un tercer tipo de juvenil, denominado escoria Blanquecina, el cual es sumamente escaso y se reconoció de forma ocasional en el techo del nivel (3). Esta escoria muestra una alta vesicularidad (> 60%) y un bajo contenido de cristales (Figura 41 B2). Además, presenta una composición andesítico basáltica, levemente más hidratada que los juveniles descritos anteriormente, dada la presencia de hornblenda en su mineralogía.

La existencia de este último tipo de escoria podría ser explicada por la presencia de bolsones magmáticos más hidratados dentro de la cámara magmática, o por la asimilación cortical de xenolitos graníticos del basamento, como se ha postulado para el caso del cono Parícutín en México (Erlund *et al.*, 2009). Sin embargo lo más probable es que se cumpla la primera teoría, dada la alta vesicularidad y composición similar (andesítico basáltica) de estos productos respecto a los demás juveniles.



**Figura 41:** Imágenes en SEM tomadas a los tres tipos de escorias.

**A1 y A2:** Escoria Gris Densa, se observa la poca coalescencia y alto porcentaje de burbujas (A1) y la presencia de microlitos insertos en la masa fundamental vítrea (A2). **B1:** Escoria Parda, se observa alta coalescencia en sus vesículas y menor contenido de cristales respecto a la escoria Gris Densa. **B2:** Escoria Blanquecina, se observa una alta vesicularidad y coalescencia.

#### 4.4.2 Tasa eruptiva

En este estudio se estimó la tasa eruptiva máxima para los niveles (1) y (3) del depósito y la tasa eruptiva promedio para la totalidad de la erupción, considerando el volumen total emitido. Además, se estimó la tasa eruptiva máxima para cada pulso eruptivo, utilizando los datos de altura máxima de columna de Van Eaton *et al.* (2016), (Tabla 20).

Registros visuales muestran que la columna eruptiva del primer pulso alcanzó su altura máxima a pocos minutos de iniciada la erupción (Figura 44 A, B). Esta altura se mantuvo relativamente constante durante la duración de este pulso (Figura 42). Con lo

anterior se infiere que el comportamiento de la tasa eruptiva durante el primer pulso fue relativamente estable.



Figura 42: Evolución de la columna eruptiva del primer pulso, desarrollado entre las 18:05 y 19:35 horas del día 22 de abril de 2015.

Fotografías recopiladas de redes sociales. A: Columna alrededor de las 18:10 hrs (fotografía de Gustavo Proboste), se observa crecimiento de la columna por flotabilidad. B: Columna eruptiva alrededor de las 18:15 horas, se observa el inicio de la formación de la región paraguas de la columna (fotografía de @PFI14, Twitter). C: Columna alrededor de las 18:20 hrs (fotografía de Gonzalo Pérez), expansión de la región paraguas. D: Columna alrededor de las 18:50 hrs (fotografía de Asociación Sur Austral, Puerto Montt), se observa que la dirección del viento esparce la columna con una orientación preferencial. E: Columna alrededor de las 19:00 hrs (fotografía de @nachofire, Twitter), se observa la dispersión de la región paraguas de la columna.

La columna eruptiva del segundo pulso no pudo analizarse de manera visual, dado que este ocurrió en horas de la madrugada. Sin embargo, la granulometría del depósito y ocurrencia de flujos piroclásticos mayores en el transcurso de este pulso permiten inferir el comportamiento que pudo haber tenido la tasa eruptiva.

La granulometría del depósito muestra distintas gradaciones y tamaños de clastos para los niveles (1), (2) y (3). El nivel (1) presenta gradación inversa y las escorias de mayor tamaño respecto a los cuatro niveles, con esto se infiere que el segundo pulso habría comenzado de manera energética (Figura 45 D).

El nivel (2) presenta gradación normal en su base y una disminución del tamaño de los clastos con respecto a los del nivel (1). Además, este nivel se ha relacionado temporalmente con la ocurrencia de flujos piroclásticos ocurridos en el flanco NE del volcán (Clavero *et al.*, 2015), los cuales habrían ocurrido aproximadamente 2,5 horas después de haberse iniciado el segundo pulso (Van Eaton *et al.*, 2016), (Figura 43). Con esto se infiere que el tamaño de la columna eruptiva tuvo una fluctuación importante, disminuyendo su tamaño durante esta fase (Figura 45 E).

Por último, el nivel (3) presenta gradación inversa y tamaños de clastos mayores que el nivel (2). Lo anterior infiere un aumento en intensidad de la erupción hacia la fase final del segundo pulso (Figura 45 F).

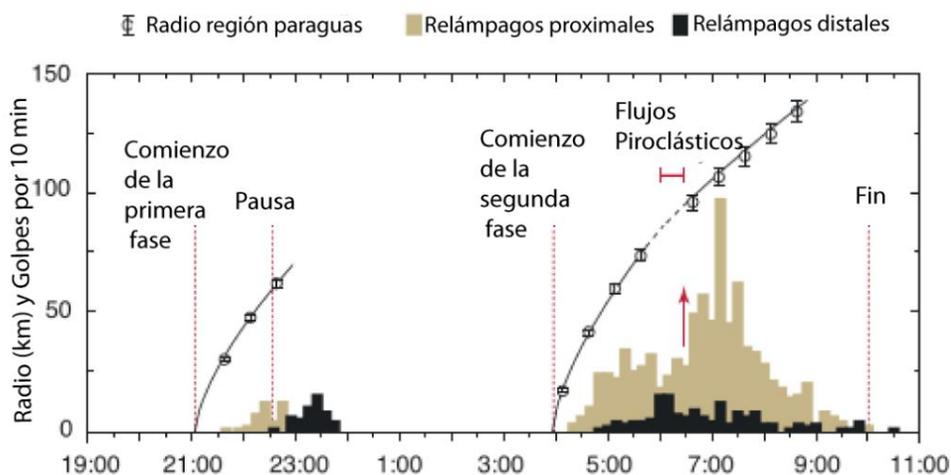


Figura 43: Expansión de la región paraguas a partir de los relámpagos de la erupción. Figura extraída y modificada de Van Eaton *et al.* (2016), tiempo UTC.

Dados los antecedentes anteriores, se propone dos hipótesis que explicarían las gradaciones y variaciones en el tamaño de los clastos para los niveles (1), (2) y (3), junto con la ocurrencia de los flujos piroclásticos entre los niveles (1) y (3).

#### 1) Variaciones en la tasa eruptiva

La tasa eruptiva habría tenido un comportamiento creciente al inicio de del segundo pulso, reflejado en la gradación inversa del nivel (1).

Alrededor de 2,5 horas luego de haberse iniciado el segundo pulso, la tasa eruptiva habría disminuido, formando la gradación normal y el menor tamaño de los clastos en el nivel (2) del depósito. Los flujos piroclásticos ocurridos en esta etapa se habrían generado por una mayor proporción de juveniles densos en la columna y colapsos parciales de ella, y no por aun aumento de la tasa eruptiva (Castruccio *et al.*, 2016).

Finalmente, la tasa eruptiva habría vuelto a aumentar, generándose el nivel (3) con gradación inversa y un mayor tamaño de clastos respecto al nivel (2).

En resumen, se tiene que la tasa eruptiva habría sido variable durante el segundo pulso, iniciando de manera energética, luego disminuyendo su intensidad y finalmente aumentando durante la última fase de la erupción.

Lo anterior podría explicarse por un reajuste en las paredes del conducto y/o de la cámara magmática (Carey y Sigurdsson, 2012). En este caso la tasa eruptiva habría tenido un comportamiento creciente al iniciarse el segundo pulso (nivel 1), disminuyendo su intensidad a medida que el sistema se reacomodaba mecánicamente (nivel 2). Una vez estabilizado el sistema, la tasa eruptiva habría continuado con su tendencia inicial creciente (nivel 3), hasta finalizar la erupción de manera abrupta, dada la ausencia de gradación normal en el techo del nivel (3).

## 2) Tasa eruptiva creciente

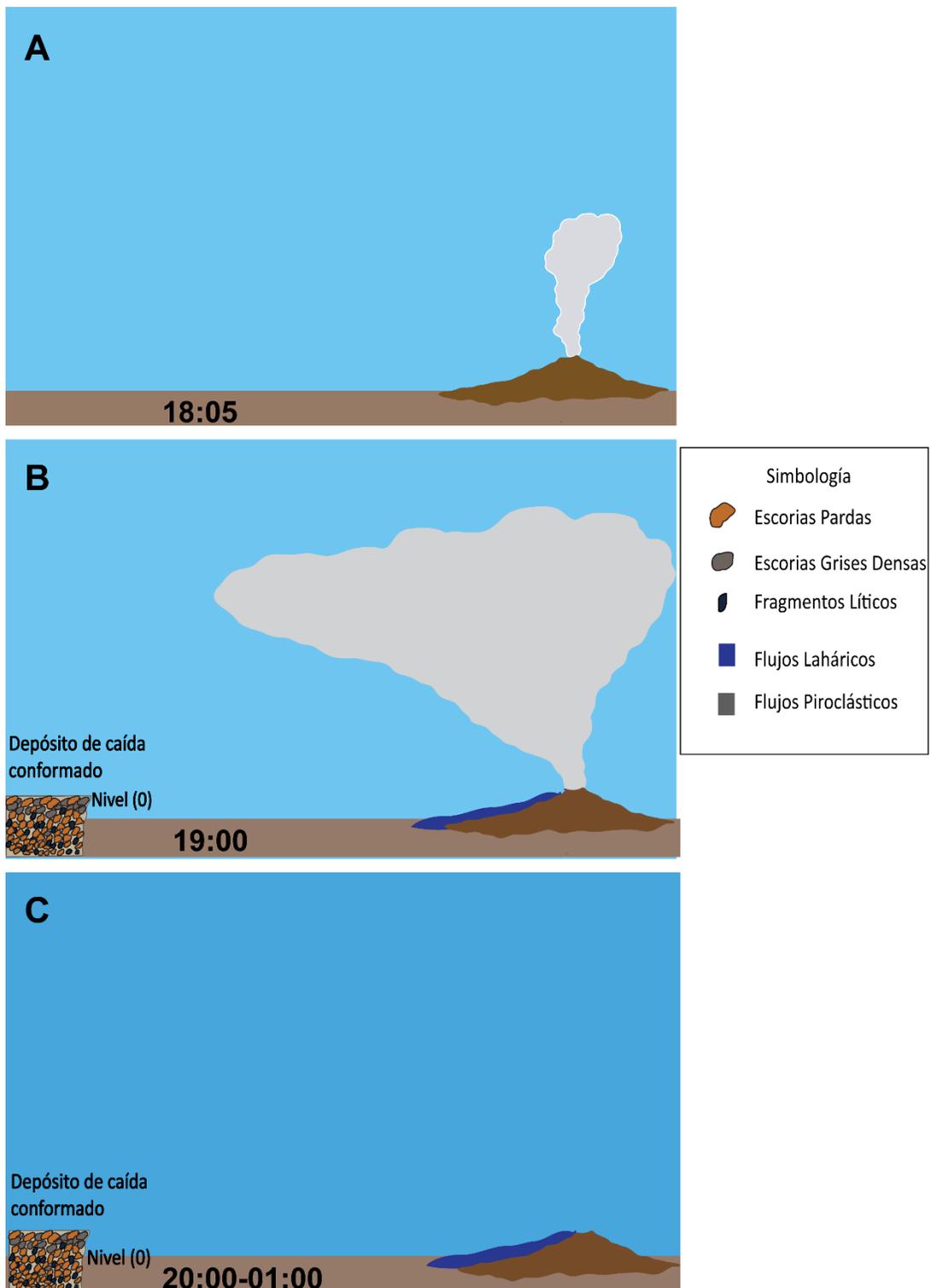
La tasa eruptiva durante el segundo pulso habría tenido un comportamiento creciente. Alrededor de 2,5 horas de iniciado, habrían comenzado a emitirse las escorias Grises Densas, características del techo del depósito.

Estas escorias al tener una mayor densidad habrían desestabilizado la columna eruptiva, generando colapsos parciales de ella, lo cual habría generado flujos piroclásticos y una disminución de la altura de la columna, la que estaría reflejada en la disminución del tamaño de clastos del nivel (2).

Al tener la tasa eruptiva un comportamiento creciente, llegó un momento en que la columna eruptiva fue capaz sustentar a las escorias densas, generándose nuevamente un aumento de su altura, evidenciado en la gradación inversa y mayor tamaño de clastos del nivel (3).

Este comportamiento creciente de la tasa eruptiva estaría dado por la descompresión y pérdida de gas del sistema (Scandone y Giacomelli, 2001). Lo anterior generaría la cristalización de microlitos, los cuales favorecerían el crecimiento de burbujas individuales, coartando la nucleación de estas (Figura 41 A1, A2) y aumentando la densidad de los juveniles. Esto aumentaría el volumen del sistema, generando a su vez un incremento de la tasa eruptiva (Scandone y Giacomelli, 2001).

Finalmente, en la Figura 44 y en la Figura 45 se muestra un esquema resumen de la cronología eruptiva y los niveles del depósito asociados.



**Figura 44:** Resumen esquemático de la cronología eruptiva del primer pulso. A: Inicio de la erupción alrededor de las 18:05 horas del 22 de abril de 2015, la columna alcanza una altura por sobre los 10 km en pocos minutos. B: Región paraguas, la columna se expande lateralmente en dirección N-NE, conformando el nivel (0) del depósito piroclástico de caída. C: Pausa de aproximadamente 5 horas en la actividad eruptiva, alrededor de las 21:00 horas comienza un trémor armónico.

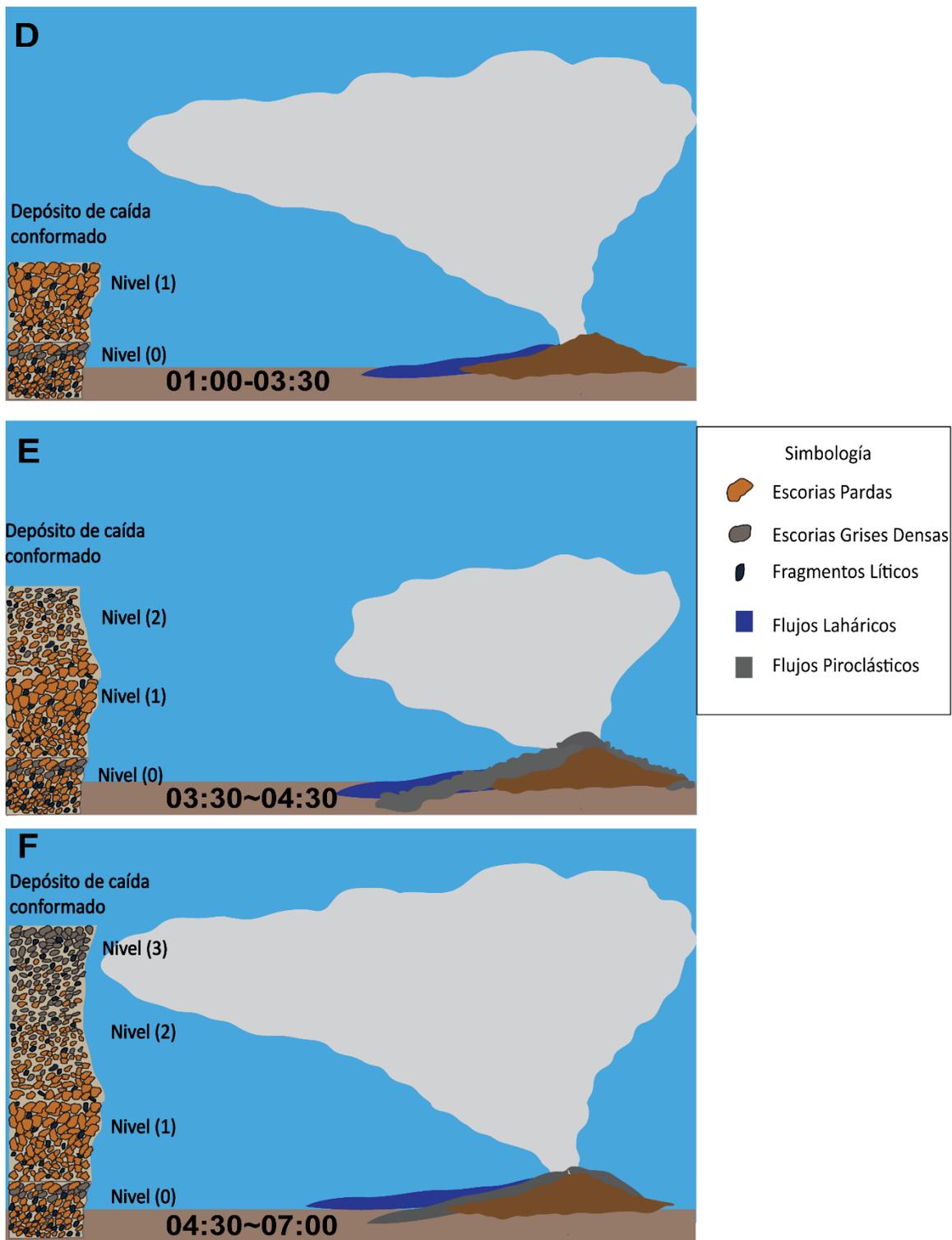


Figura 45: Resumen esquemático de la cronología eruptiva del segundo pulso. D: Inicio del segundo pulso eruptivo, a las 01:00 de la madrugada, se conforma el nivel (1) del depósito, esta fase es más energética, lo que se evidencia en mayor tamaño de clastos de este nivel, la columna tiene una dirección preferencial hacia el NE. E: Disminución del tamaño de la columna eruptiva, colapsos parciales y formación de flujos piroclásticos que alcanzan hasta 6 km en el flanco NE del volcán, se conforma el nivel (2) del depósito de caída. F: Aumento del tamaño de la columna eruptiva, reflejado en la gradación inversa de las escorias densas del nivel (3) formado en esta última fase. Durante ambos pulsos se generaron flujos laháricos que descendieron por distintos flancos del volcán.

## 4.5 Parámetros eruptivos

### 4.5.1 Volumen emitido por ambos pulsos

#### *Comparación resultados obtenidos*

En este estudio el volumen total del depósito de caída fue estimado mediante tres métodos: Decaimiento exponencial (Pyle, 1989), Decaimiento según ley de potencias (Bonadonna y Houghton, 2005) y mediante la función Weibull (Bonadonna y Costa 2012).

Pese a contar con valores de espesores para cada nivel, estos datos no fueron suficientes para construir curvas isópacas para estos ya que en los puntos más alejados de la fuente los límites entre niveles se mostraban difusos, siendo complejo e incluso imposible distinguirlos y medir sus espesores, razón por la cual se estimó el volumen total del depósito y no para cada nivel.

Siguiendo el modelo de decaimiento exponencial de Pyle (1989), se obtuvo un volumen para el depósito de  $0,28 \text{ km}^3$ . Si bien el adelgazamiento del espesor se asemeja a un decaimiento exponencial, el volumen podría estar siendo subestimado debido a la falta de datos más proximales ( $< 5 \text{ km}$  de la fuente), dada la topografía del volcán y la presencia de flujos piroclásticos lo cual impediría identificar un segmento adicional en la recta del gráfico semi-logarítmico resultante (Figura 46 B). Además, distintos estudios han mostrado que los depósitos de caída bien preservados no siguen un simple decaimiento exponencial, ya que la ceniza distal se deposita de manera diferente (Sparks *et al.*, 1992).

Por otra parte, este método no considera el caso en el que se obtiene dos rectas con distinta pendiente al graficar los datos, corrección que es agregada por Bonadonna y Houghton (2005). En este caso las rectas sí tienen un cambio de pendiente, por lo cual se aplicó la corrección antes mencionada.

En cuanto a las estimaciones realizadas con el método de decaimiento según ley de potencias, propuesto por Bonadonna y Houghton (2005), se obtuvo un volumen promedio total de  $0,28 \text{ km}^3$ . Este método usa por lo menos tres segmentos exponenciales (considerando sus cambios de pendiente), sin embargo, cuando no se puede identificar estos tres segmentos, el método se ajusta integrando entre cero y un valor superior al de la distancia máxima entre el centro eruptivo y el depósito más alejado en el eje de dispersión (*downwind*,) (Figura 46 C), tal como se explica en el Capítulo 3.8.1. Dado lo anterior, este método presenta la incertidumbre respecto a cuál debe ser el límite superior de integración, ya que no se tiene certeza de la extensión total del depósito en la zona distal, dada la rápida erosión y escaso espesor que tuvo el material piroclástico en Argentina.

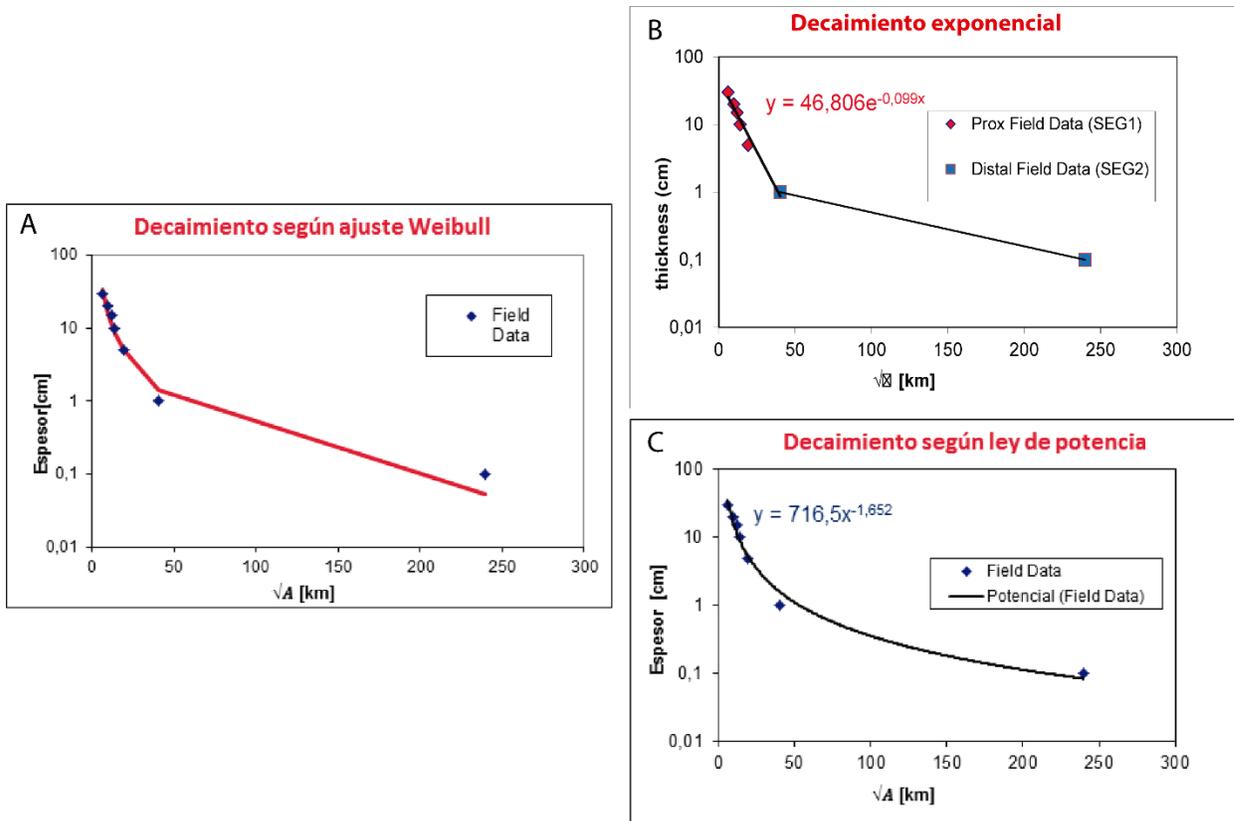


Figura 46: Comparación de gráficos obtenidos en cálculo de volumen. A: Método ajuste de Weibull. B: Método de decaimiento exponencial. C: Método de decaimiento según ley de potencias.

Finalmente, el método de decaimiento según un ajuste con distribución Weibull (Bonadonna y Costa, 2012), arrojó un volumen de 0,38 km<sup>3</sup> para el depósito, el cual es alrededor de un 30% mayor al obtenido con los dos métodos anteriores (Figura 46 A). La distribución *Weibull* combina las ventajas de los métodos de decaimiento exponencial y decaimiento según ley de potencias, teniendo la ventaja de depender tan solo de tres variables. Además, este método es menos sensible a la falta de datos proximales, intermedios o distales.

Al comparar los resultados obtenidos (Tabla 23) junto con las ventajas y desventajas de cada método, se propone que el resultado que más se acercaría a la realidad es el obtenido mediante el ajuste de *Weibull*.

Tabla 23: Comparación de valores obtenidos con tres métodos de cálculo de volumen en este estudio.

Volumen decaimiento exponencial [km <sup>3</sup> ]	Volumen decaimiento según ley de potencia [km <sup>3</sup> ]	Volumen con función Weibull [km <sup>3</sup> ]	Volumen promedio [km <sup>3</sup> ]	Desviación estándar
0,28	0,28	0,38	0,31	0,06

### Comparación con otros trabajos

Romero *et al.* (2016) y Van Eaton *et al.* (2016) calcularon volúmenes de 0,28 y 0,56 km<sup>3</sup>, respectivamente, para el depósito de caída emitido por ambos pulsos (Tabla 24).

Tabla 24: Volumen obtenido por Romero *et al.* (2016), Van Eaton *et al.* (2016) y por este estudio.

	Romero <i>et al.</i> (2016)	Van Eaton <i>et al.</i> (2016)	Valores de este estudio
Volumen del depósito [km <sup>3</sup> ]	0,28	0,56 ± 0,28	0,28 - 0,38

El volumen calculado por Romero *et al.* (2016) se asemeja al obtenido en este trabajo mediante los métodos de decaimiento exponencial y decaimiento según ley de potencias, siendo inferior al calculado mediante la función de Weibull. Lo anterior podría deberse a variaciones en las mediciones de datos y confección de las curvas isópacas.

El volumen propuesto por Van Eaton *et al.* (2016) presenta un 50% de error y es un 47% mayor al resultado arrojado por el método de ajuste de Weibull en este estudio. Esta diferencia se debe probablemente a diferencias en la confección de las curvas isópacas entre ambos trabajos.

Las curvas isópacas proximales realizadas en este estudio, particularmente la curva de 1 cm, abarcan un área significativamente menor que la propuesta por Van Eaton *et al.* (2016), estos autores trazan isópacas de 1 y 2 cm de manera continua hasta el territorio Argentino (Figura 47 B1, B2), mientras que en este trabajo estas se cierran a 55 km del volcán aproximadamente (Figura 47 A2), lo cual es más consistente con las observaciones y reportes de testigos durante el ciclo eruptivo, donde en el territorio argentino solo se informó de caída de material fino sin acumulación de espesores considerables.

Esta mayor área de envoltura de las isópacas de 1 y 2 cm aumentaría significativamente el volumen estimado, independiente de la existencia o no del área de engrosamiento secundaria que ellos proponen, de la cual no existe evidencia en este trabajo.

Dados los antecedentes anteriores, se considerará como más cercano a la realidad el valor obtenido con el método de función de Weibull de Bonadonna y Costa (2012) en este trabajo para el volumen del depósito, es decir 0,38 km<sup>3</sup>.

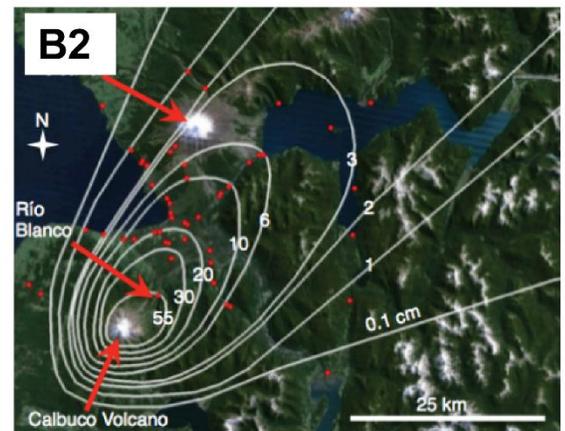
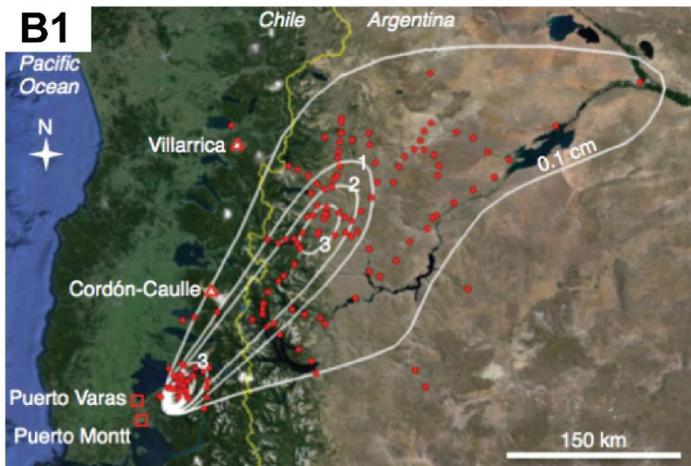
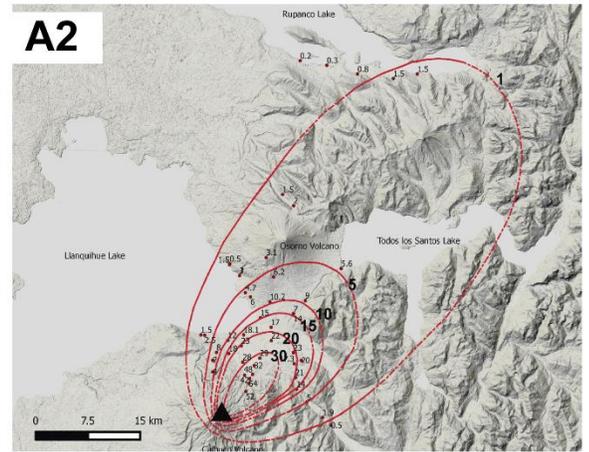
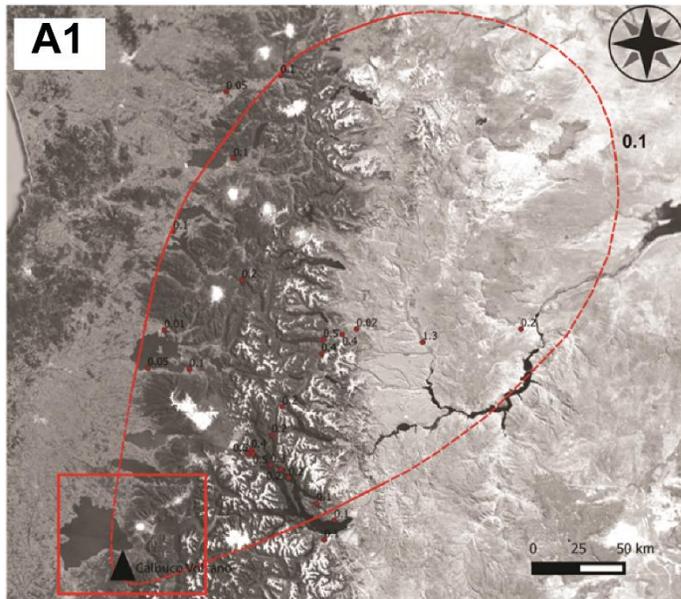


Figura 47: Comparación de isópacas distales y proximales realizadas este trabajo con las de Van Eaton *et al.* (2016).

A1 y A2: isópaca distal (0,1 cm) y proximales (30, 20, 15, 10, 5 y 1 cm) construidas en este estudio. B1 y B2: Isópacas distales (3, 2, 1 y 0,1 cm) y proximales (55, 30, 20, 10, 6 y 3 cm) construidas por Van Eaton *et al.* (2016), donde se observa una mayor área para las isópacas de 2 y 1 cm respecto a la isópaca de 1cm confeccionada en este estudio.

#### 4.5.2 Altura de las columnas y magnitud del viento

En este trabajo se estimó la altura de la columna eruptiva que habría generado los niveles (1) y (3). Los niveles (0) y (2) no fueron muestreados debido al pequeño tamaño de sus clastos, los cuales de todas maneras sugieren que la columna eruptiva tuvo una menor altura respecto a las que generaron los niveles (1) y (3).

En la Tabla 25 se compara los valores de alturas máximas obtenidos en este trabajo con los de Romero *et al.* (2016), quienes estiman los valores para para los niveles (1) y (2) en conjunto.

**Tabla 25: Comparación de los valores de altura máxima de columnas obtenido en este trabajo y en Romero *et al.* (2016).**

	Altura máxima nivel (0) [km]	Altura máxima nivel (1) [km]	Altura máxima nivel (2) [km]	Altura máxima nivel (3) [km]
Alturas calculadas	-	17,26	-	17,42
Romero <i>et al.</i> (2016)	12,09	15,38		13,18

Además, se cuenta con las alturas máximas para cada pulso reportadas por SERNAGEOMIN y por Van Eaton *et al.* (2016), mostradas en la Tabla 26.

**Tabla 26: Comparación de alturas obtenida para cada pulso por el SERNAGEOMIN y Van Eaton *et al.*, 2016.**

	Altura máxima primer pulso [km]	Altura máxima segundo pulso [km]
Reporte SERNAGEOMIN	16	17
Van Eaton <i>et al.</i> (2016)	14,5-15,5	16,9-23

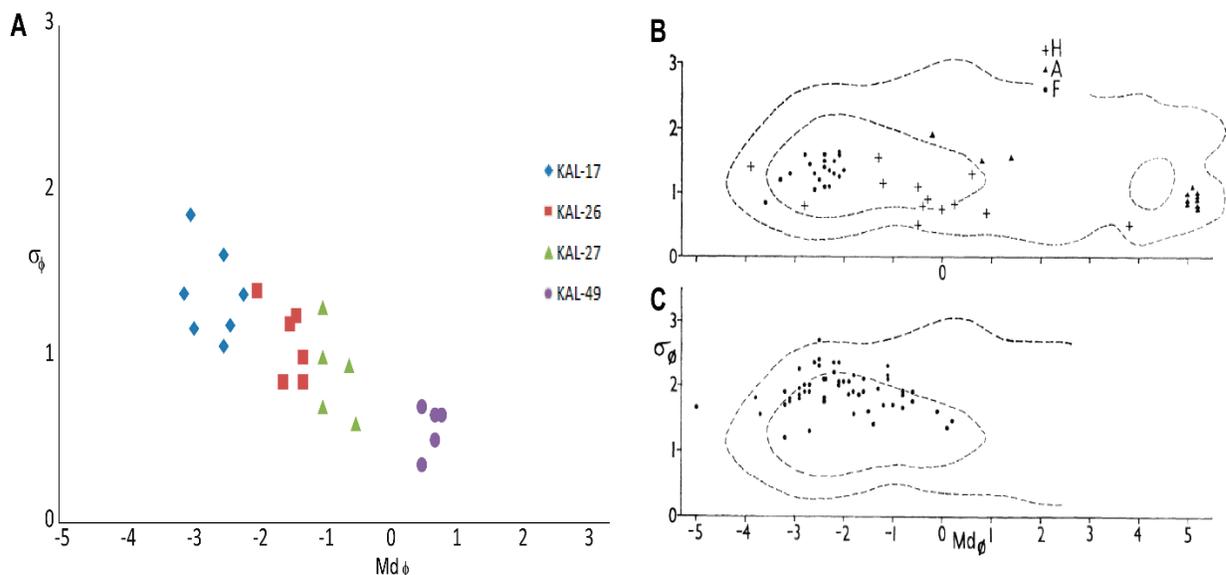
Analizando los datos y resultados anteriores, se tiene que los valores de altura máxima de columna eruptiva obtenidos en este trabajo para los niveles (1) y (3) se asemejan a los reportados para el segundo pulso por SERNAGEOMIN y Van Eaton *et al.* (2016), estando en torno a los 17 km.

En cuanto a la magnitud del viento durante la erupción, se tiene como antecedente los valores entregados por la estación meteorológica de Puerto Montt, la cual mide las condiciones atmosféricas una vez al día.

Durante abril de 2015 esta era lanzada a las 09:00 hora local. Los datos de velocidad del viento para el día 23 de abril a dicha hora, medidos entre los 15,5 y 18,5 km de altitud mostraron una magnitud promedio de 15,7 m/s con un viento proveniente desde el SW. Este valor es cercano al valor estimado para el nivel (3) en este estudio (19,5 m/s), cuya variación podría deberse a un cambio de las condiciones del viento durante las horas posteriores a la erupción. La dirección promedio de proveniencia del viento es de 256° la cual es concordante con la dispersión N-NE que tuvo la pluma eruptiva (Figura 36).

De acuerdo con Walker (1971), para un evento eruptivo ocurrido en condiciones de viento fuerte se tendría una mejor selección respecto a los depósitos emitidos en condiciones de viento débil. En la Figura 48 A se muestra el gráfico de  $M_{d\phi}$  versus  $\sigma_\phi$  obtenido para el depósito estudiado, en el cual la distribución de los puntos se asemeja a los obtenidos para las erupciones de Hekla 1947 y Askja 1875, las cuales presentaron vientos de 75 y 80 km/h respectivamente (Figura 48 B), a diferencia de los depósitos del Fogo A 1563 que tendrían una peor selección (mayor  $\sigma_\phi$ ) dada su ocurrencia en condiciones nulas de viento (Figura 48 C).

Con esto se tiene que el valor de viento obtenido para el segundo pulso (70 km/h) concuerda con lo que se observa en el depósito de caída, donde los depósitos presentan una selección que se da en condiciones de viento fuerte ( $\sigma_\phi$  entre 0,35 y 1,8).



**Figura 48:** Gráficos de medianas versus desviación estándar para distintos depósitos piroclásticos. **A:** primer y segundo pulso erupción Calbuco 2015 Se observa mejor selección mientras más distal es la muestra. **B:** depósitos ocurridos con viento fuerte (H=Hekla 1947; A= Askja 1875; F= Fogo 1563), Walker (1971). **C:** depósitos ocurridos con viento suave o ausencia de viento (Fogo A), Walker (1971).

#### 4.5.3 Magnitud e Intensidad

El total de volumen emitido durante esta erupción junto con las alturas máximas de columnas eruptivas, proporcionaron un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) igual a 4, según la clasificación dada por Newhall y Self (1982). Los cálculos de magnitud e intensidad arrojaron un valor aproximado de 4,6 y 10,2 respectivamente. Los parámetros estimados permiten clasificar la erupción del 22-23 de abril 2015 como una erupción del tipo Subpliniana.

## 4.6 Comparación con otras erupciones explosivas en Chile

### 4.6.1 Comparación con erupciones recientes en Chile

En la Tabla 28 se compara la erupción del volcán Calbuco ocurrida en abril de 2015 con erupciones ocurridas en Chile durante los últimos diez años. Se observa que el volumen del depósito, altura de la columna eruptiva e Índice de Explosividad Volcánica de este evento es similar a erupciones explosivas previas en nuestro país.

Una característica interesante es la alta explosividad que tuvo la erupción del volcán Calbuco del año 2015 (IEV 4), pese a tener una composición andesítico basáltica, mientras que erupciones con este IEV (Chaitén y Cordón Caulle) han tenido una composición dacítica a riolítica. Además, este evento tuvo una corta duración, presentando dos pulsos eruptivos en un lapso de 12 horas. Estas características distintivas de la erupción del 22-23 de abril de 2015 del volcán Calbuco se discuten en el siguiente subcapítulo.

**Tabla 27: Comparación de parámetros eruptivos las erupciones ocurridas en los últimos diez años en Chile.**

Erupción	Tipo de erupción	Tiempo de duración	Composición productos emitidos	Volumen emitido [km <sup>3</sup> ]	Altura de columna [km]	IEV
Chaitén 2008 (Major y Lara, 2013) (Figura 49 A)	Subpliniana	20 meses	Riolítica	1 tefra+0,8 lava	18-20	4
Cordón Caulle 2011 (Bonadonna <i>et al.</i> , 2015) (Figura 49 B)	Subpliniana	9 meses	Riodacítica	0,75 caída+0,25 lava	12	4
Villarrica 2015 (Bertin <i>et al.</i> , 2015) (Figura 49 C)	Estromboliana	< 1 hora	Andesítico basáltica	0,0047	6	2
Calbuco 2015 (Este trabajo)	Subpliniana	12 horas	Andesítico basáltica	0,38	15-17	4



**Figura 49: Comparación de pluma eruptiva generada por las erupciones de Chaitén 2008, Cordón Caulle 2011 y Villarrica 2015.**

A: Erupción del volcán Chaitén, mayo 2008 (fotografía de diario La Tercera). B: Erupción del Cordón Caulle, junio 2011 (fotografía de Fuerza Aérea de Chile). C: Erupción del volcán Villarrica, marzo 2015 (fotografía de EFE).

#### 4.6.2 Comparación con erupciones históricas del volcán Calbuco

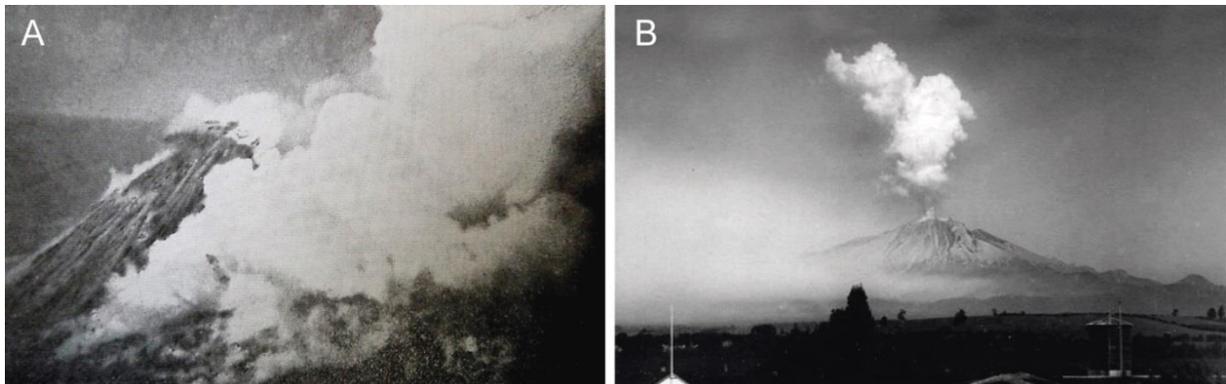
Las erupciones mayores del volcán Calbuco en tiempos históricos ocurrieron en 1792, 1893-1895, 1917, 1929 y 1961.

La erupción de 1792 fue de carácter explosivo, con un IEV 2 y estuvo acompañada por fuertes temblores percibidos por los habitantes aledaños al volcán (Petit-Breuilh, 1999), (Tabla 28).

La erupción de 1893-1895 fue el evento histórico que ha tenido una mayor duración, siendo de carácter explosivo, alcanzando un IEV 4. Esta erupción presentó sismos volcánicos, ruidos subterráneos y columnas eruptivas que superaron los 10 km de altura sobre el cráter. Además, se produjeron flujos piroclásticos y lahares que descendieron por los flancos del volcán (Petit-Breuilh, 1999), (Tabla 28).

La erupción de 1917 (Figura 50 A) tuvo una duración aproximada de un mes y un IEV 3. Este evento contó con sismicidad volcánica y ruidos subterráneos, generó una columna eruptiva y tuvo emisión de lava. Además, produjo flujos piroclásticos y lahares que descendieron por el flanco NW del volcán (Petit-Breuilh, 1999), (Tabla 28).

La erupción de 1929 (Figura 50 B) duró tres días y tuvo un IEV 4. Esta erupción contó con sismicidad volcánica y ruidos subterráneos. Generó una columna eruptiva y emitió una colada de lava. Además, se produjeron flujos piroclásticos, lahares y derrumbes cerca del volcán (Petit-Breuilh, 1999), (Tabla 28).



**Figura 50: Fotografías de las erupciones de 1917 y 1929 del volcán Calbuco. A: Erupción de 1917, vista desde el poniente de la actividad eruptiva (fotografía de O. Framm, 1917). B: Erupción de 1929, vista desde Puerto Varas de la columna eruptiva (fotografía de E. Karl).**

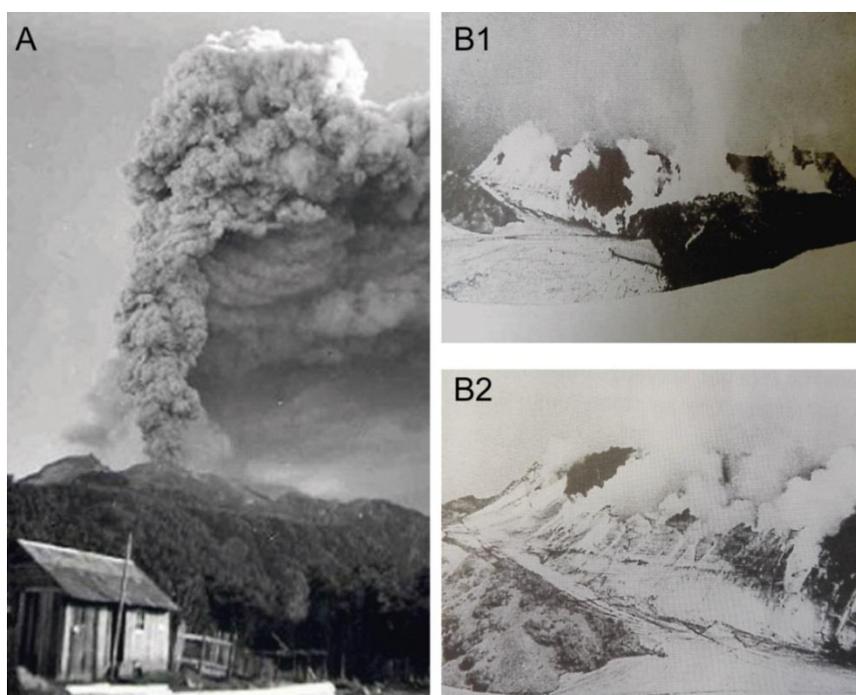
La última erupción mayor del volcán Calbuco se desarrolló entre febrero y marzo de 1961, siendo precedida por actividad fumarólica, ruidos subterráneos y sismicidad perceptible un mes antes de su inicio (Klohn, 1963). El evento se inició con la emisión de coladas de lava andesítica (Figura 51 B1, B2), y durante marzo tuvo una fase explosiva de aproximadamente 8,5 horas de duración, la cual generó una columna eruptiva de aproximadamente 12 km sobre el cráter (Figura 51 A), (Petit-Breuilh, 1999).

Durante esta erupción se generaron lahares de hasta 40 km/h. El evento culminó con una nueva emisión lava, en septiembre de 1961, que sobrepasó el cráter y descendió hacia el río Tepú (Petit-Breuilh, 1999), (Tabla 28).

**Tabla 28:** Tabla resumen erupciones históricas volcán Calbuco, modificada de Petit-Breuilh (1999).

**SV:** Sismos volcánicos; **RS:** Ruidos subterráneos; **CE:** Columna eruptiva; **FP:** Flujos piroclásticos; **Lv:** Flujos de lava; **Lh:** Flujos laháticos; **IEV:** Índice de explosividad volcánica.

Erupción	Duración	SV	RS	CE	FP	Lv	Lh	IEV
1792	-	X	X	X	-	X	-	2
1893-1895	2 años	X	X	X	X	?	X	4
1917	1 mes	X	X	X	X	X	X	3
1929	3 días	X	X	X	X	X	X	4
1961	3 meses	X	X	X	?	X	X	3
2015	12 horas	X	-	X	X	-	X	4



**Figura 51:** Fotografías erupción de 1961 del volcán Calbuco.

**A:** Columna eruptiva del evento explosivo ocurrido el día 10 de marzo de 1961 cuya columna eruptiva alcanzó alrededor de 12 km sobre el nivel del cráter (fotografía de Kurt Grassau, 1961). **B1, B2:** Coladas de lava emitidas durante la erupción, fotografía de la cumbre el volcán (fotografía de Rittmann, 1963).

Dado lo anterior, se observa que las principales diferencias entre las erupciones históricas previas y la del año 2015 radican en las manifestaciones precursoras, la duración de la actividad, tiempo de pausa entre pulsos y el tipo de productos emitidos durante la erupción.

La erupción de abril de 2015 mostró un aumento de sismicidad volcano-tectónica (sismos VT) a partir de enero de ese año (SERNAGEOMIN 2015a), sin embargo, estas señales no fueron lo suficientemente claras para poder ser interpretadas como precursoras por las instituciones a cargo del monitoreo. Además, no se registró actividad

fumarólica ni ruidos subterráneos previos al 22 de abril de 2015, a diferencia de lo ocurrido en erupciones previas (Petit-Breuilh, 1999; Valderrama *et al.*, 2015).

Por otra parte, la erupción de 2015 tuvo un carácter explosivo, constituida por dos pulsos subplinianos los cuales se desarrollaron en un lapso de 12 horas, emitiendo solo productos piroclásticos, sin flujos de lava. Esto difiere con el evento de 1961, el cual tuvo una duración de dos meses, donde hubo emisión de coladas de lavas y una fase explosiva que duró 8,5 horas.

Las diferencias anteriores se podrían explicar por un ascenso rápido de magma desde el reservorio hacia el conducto. Esto ya que para altas velocidades de ascenso la descompresión es rápida, dificultando la desgasificación y promoviendo una expansión continua que aumenta, a la vez, la velocidad de ascenso, disminuyendo aún más el tiempo de desgasificación (Eichelberger, 1995).

Esto explicaría la corta duración de la erupción y la alta explosividad de este evento, pese a tener una composición andesítico basáltica. Además, el enjambre sísmico generado tres horas antes del inicio de la erupción indicaría que el sistema tuvo una apertura rápida debido a una sobrepresión en la cámara (Castruccio *et al.*, 2016).

De todas maneras, se sugiere realizar un estudio petrológico en detalle de los juveniles emitidos durante esta erupción y del contenido de H<sub>2</sub>O para determinar con mayor exactitud los mecanismos que gatillaron este evento eruptivo.

## **4.7 Peligro volcánico y prevención**

### **4.7.1 Antecedentes**

El volcán Calbuco está ubicado en la X Región de Los Lagos, en el límite de las comunas de Puerto Varas y Puerto Montt, entre los lagos Llanquihue y Chapo, específicamente en la provincia de Llanquihue poblada por más de 320 mil habitantes. A sus pies se encuentra la localidad turística de Ensenada, entre otros asentamientos (Moreno, 1999). Debido a su ubicación y su actividad eruptiva histórica, es que el volcán Calbuco corresponde a unos de los volcanes de mayor riesgo específico del país (SERNAGEOMIN 2015j).

Su registro histórico revela erupciones tanto efusivas como explosivas, estas últimas del tipo subplinianas a plinianas, con eyección de piroclastos, tanto de caída como de flujos de bloques y cenizas y flujos piroclásticos (Petit- Breuilh, 1999). Además, las erupciones han estado habitualmente acompañadas por lahares calientes y fríos que han escurrido, preferentemente, hacia los ríos Tepú, Blanco Norte, Caliente - Hueñuhueñu, Este, Colorado y Blanco Sur (Moreno, 1999).

La erupción del volcán Calbuco de abril de 2015 generó depósitos de caída, depósitos de flujos piroclásticos, además de lahares primarios y secundarios. Estos productos afectaron parcialmente la infraestructura, ganadería, agricultura y consecuentemente la economía local, particularmente en el área de Ensenada.

Dados los antecedentes de erupciones históricas, es que existen altas probabilidades de que el volcán Calbuco inicie un nuevo ciclo eruptivo en las próximas décadas (Moreno, 1999).

#### 4.7.2 Recomendaciones

A partir de lo estudiado en este trabajo, se sugieren una serie de medidas a tomar tanto para las autoridades locales, organismos gubernamentales y población de Ensenada y sus alrededores.

Se debe trabajar en el mejoramiento de la red de monitoreo volcánico, en particular en la red sísmológica de manera que los especialistas tengan mayores herramientas para distinguir señales anómalas, que podrían ser precursoras de un futuro evento, y con ello alertar tempranamente a la población. Esto considerando que es muy probable que el volcán Calbuco inicie un nuevo ciclo durante las próximas décadas.

Por otro lado se hace necesario realizar un refuerzo en la infraestructura local, con el fin de evitar el colapso de tejados por la acumulación de depósitos piroclásticos de caída. A la vez, el plan regulador debiera desincentivar la construcción de viviendas, centrales hidroeléctricas y pisciculturas en las zonas que caen dentro del área de peligros geológicos asociados a este volcán (Moreno 1999).

También se sugiere reforzar los caminos que podrían ser eventualmente cortados por lahares y reforzar el plan de contingencia para los habitantes que podrían ser directamente afectados por flujos piroclásticos y laháricos.

Además, se debe continuar educando a la población respecto a peligros volcánicos, informando acerca del origen de las erupciones y qué protocolo a seguir en el caso de iniciarse un evento eruptivo.

Finalmente, es importante que las medidas anteriores sean aplicables a otras zonas aledañas a volcanes activos en Chile, siendo importante el trabajo en conjunto de científicos y autoridades en pos de generar conciencia, educación y prevención sobre los riesgos asociados a los volcanes en nuestro país.

## Capítulo 5: Conclusiones

El volcán Calbuco comenzó un nuevo ciclo eruptivo el día 22 de abril del 2015, el cual estuvo compuesto por dos pulsos principales de 1,5 y 6 horas de duración, los cuales generaron columnas eruptivas con alturas máximas de 16 y 17 km, con dispersión al N y al NE del volcán, respectivamente. El volumen del depósito, considerando ambos pulsos, fue de 0,38 km<sup>3</sup>.

Esta erupción fue del tipo Subpliniana, con una magnitud e intensidad de 4,6 y 10,2 respectivamente, y un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) igual a 4, valores similares a erupciones explosivas ocurridas durante el último siglo en Chile.

En el depósito piroclástico de caída dejado por esta erupción se distingue cuatro niveles, los cuales se aprecian hasta una distancia de 25 km desde la fuente de emisión. El nivel basal (0) representa un 15% (vol.) del depósito, el nivel (1) un 30% (vol.), el nivel (2) un 32% (vol.) y el nivel (3) un 23% (vol.).

Dada las relaciones porcentuales entre el volumen máximo que podría haberse generado en cada pulso, las tasas eruptivas estimadas y los porcentajes de cada nivel en el depósito, se correlaciona el primer pulso con el nivel basal (0) del depósito y el segundo pulso con los niveles (1), (2) y (3) de este.

Las características texturales y morfológicas del material piroclástico estudiado, junto con la escasa presencia de fragmentos líticos en el depósito, sugieren que la erupción de abril del 2015 fue de origen magmático, con un posible aporte de agua externa en la fase final del segundo pulso.

Los fragmentos juveniles que componen el depósito son de composición andesítico basáltica, presentando variaciones texturales en su morfología y vesicularidad. Estas diferencias se vincularían con la presencia de microlitos en las escorias emitidas durante la última fase del segundo pulso, los cuales habrían limitado la coalescencia de burbujas y favorecido el crecimiento individual de estas. La existencia de microlitos estaría dada por la descompresión y desgasificación en la cámara magmática durante el proceso eruptivo, la cual habría incrementado progresivamente la tasa eruptiva durante el segundo pulso.

Dada la explosividad de esta erupción y la alta probabilidad de que el volcán Calbuco inicie un nuevo ciclo eruptivo en las próximas décadas, se sugiere un incremento en la red de monitoreo volcánico, refuerzo de la infraestructura en las zonas aledañas al volcán y un refuerzo en la educación a la población en cuanto a peligro volcánico.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alfano, F., Bonadonna, C., Volentik, A., Connor, C., Watt, S., Pyle, D., Connor, L., 2010.** Tephra stratigraphy and eruptive volume of the May, 2008, Chaitén eruption, Chile. *Bull Volcanol* Vol. 73:613–630.
- Astudillo, V., Bertin, L., Bertin, D., 2015.** Características texturales y composicionales de la tefra del ciclo eruptivo de abril-mayo de 2015 del volcán Calbuco. En XIV Congreso Geológico Chileno, Actas, Vol.3 p.198-189. La Serena
- Barberi, F., Cioni, R., Rosi, M., Santacroce, R., Sbrana 1 and r. Vecchi, R., 1989.** Magmatic and phreatomagmatic phases in explosive eruptions of Vesuvius as deduced by grain-size and component analysis of the pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Vol. 38:287-307.
- Biass, S., Bagheri, G., Bonadonna, C., 2015.** A Matlab implementation of the Carey and Sparks (1986) model to estimate plume height and wind speed from isopleth maps. Department of Earth Sciences, University of Geneva, Switzerland.
- Bustamante, O., 2013.** Dispersión de tefra de erupciones explosivas holocenas del complejo volcánico Lonquimay, región de la araucanía, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Bertin, D., Amigo, A., Bertin, L., 2015.** Erupción del volcán Villarrica 2015: Productos emitidos y volumen involucrado. En XIV Congreso Geológico Chileno, Actas, Vol.3 p.249-252. La Serena.
- Bertin D, Amigo A, Mella M, Astudillo V, Bertin L, Bucchi F., 2015.** Erupción del volcán Calbuco 2015: Estratigrafía eruptiva y volumen involucrado. En XIV Congreso Geológico Chileno, Actas, Vol.3 p.132-135. La Serena.
- C. Bonadonna, C., Pistolesi, M., Cioni, R., Degruyter, W., Elissondo, M., Baumann, V. 2015.** Dynamics of wind-affected volcanic plumes: the example of the 2011 Cordón Caulle eruption, Chile. *American Geophysical Union*. doi: 10.1002/2014JB011478
- Bonadonna, C., Cioni, R., Pistolesi, M., Connor, C., Scollo, S., Pioli, L., Rosi, M., 2013.** Determination of the largest clast sizes of tephra deposits for the characterization of explosive eruptions: a study of the IAVCEI commission on tephra hazard modelling. *Bull Volcanol* Vol. 75:680.
- Bonadonna C., Costa A., 2012.** Estimating the volume of tephra deposits: A new simple strategy. *Geological Society of America* Vol. 40:415-418.
- Bonadonna C., Houghton B., 2005.**Total grainsize distribution and volume of tephra-fall deposits. *Bull Volcanol* Vol. 67:441–456
- Bursik, M., 1993.** Subplinian eruption mechanisms inferred from volatile and clast dispersal data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Vol. 57:57-70.
- Bursik, M., Sparks, R., Gilbert, J., Carey, S., 1992.** Sedimentation of tephra by volcanic plumes: I. Theory and its comparison with a study of the Fogo A plinian deposit, Sao Miguel (Azores). *Bull Volcanol* Vol. 54:329-344.
- Carey, S., Sigurdsson, H., 2012.** Temporal variations in column height and magma discharge rate during the 79 A.D. eruption of Vesuvius. *Geological Society of America Bulletin* 99, No. 2:303-314.
- Carey, S., Bursik, M., 1999.** Volcanic Plumes. *Encyclopedia of Volcanoes*, p. 527.
- Carey S, Sparks R., 1986.** Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bull Volcanol* Vol. 48:109-125.
- Cas, R., Wright, J., 1988.** Volcanic Succession, p. 34

- Cashman, K., Sturtevant, B., Palape, P., Navon, O., 1999.** Magmatic Fragmentation. *Encyclopedia of Volcanoes*. p. 421-430.
- Castruccio A., Clavero J., Rivera A., 2010.** Comparative study of lahars generated by the 1961 and 1971 eruptions of Calbuco and Villarrica volcanoes, Southern Andes of Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Vol. 190: 297–311.
- Castruccio A, Clavero J., 2010.** Lahar simulation at active volcanoes of the Southern Andes: implications for hazard assessment. *Natural Hazards* Vol. 77: 693–716.
- Castruccio, A., Clavero, J., Segura, A., Samaniego, P., Roche, O., Le Pennec, JL, Droguett, B. 2016.** Eruptive parameters and dynamics of the April 2015 sub-Plinian eruptions of Calbuco volcano (southern Chile). *Bull Volcanol* 78:62.
- Cembrano, J., Moreno, H., 1994.** Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo entre los 38°S y 46°S: ¿Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente? *Actas VII Congreso Chileno*, Vol. I, p. 240-244, Concepción.
- Cioni, R., Marianelli, P., Santacroce, R., Sbrana, A., 1999.** Plinian and Subplinian Eruptions. *Encyclopedia of volcanoes*. p. 477-494.
- Clavero, J., Godoy, E., Arancibia, G., Rojas, C., Moreno, H., 2008.** Multiple Holocene sector collapses at Calbuco volcano, Southern Andes. *Proceedings of the IVACEI General Assembly 2008-Iceland*
- Clavero, J., Castruccio, A., Droguett, B., Segura, A., Le Pennec, JL., Roche, O., Samaniego, P., 2015.** Small volume pyroclastic density currents of the 22-23 April 2015 eruption on the NE flank of Calbuco volcano, Southern Andes. *En XIV Congreso Geológico Chileno, Actas, Vol.3* p.198-201. La Serena.
- Erlund, E., Cashman, K., Wallace, P., Pioli, L., Rosi, M., Johnson, E., Delgado, H., 2009.** Compositional evolution of magma from Parícutin Volcano, Mexico: The tephra record. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Vol. 197: 167–187.
- Eichelberger, JC., 1995.** Silicic volcanism: ascent of viscous magmas from crustal reservoirs. *Annu Rev Earth Planet Sci* Vol. 23: 41-63.
- Folk, R., Ward, W., 1957.** Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research* Vol. 27:3-26.
- Heiken, G.; Wohletz, K., 1985.** *Volcanic Ash*, University of California Press.
- Hickey-Vargas, R., Abdullah, M., Parada, MA., López, L., Frey, F., 1995.** Crustal xenoliths from Calbuco Volcano, Andean Southern Volcanic Zone: implications for crustal composition and magma-crust interaction. *Contrib Mineral Petrol* Vol. 119:331-344.
- Houghton, B., Wilson, C., 1989.** A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bull Volcanol* Vol. 51:451-462
- Klohn, E. 1963.** The february 1961 eruption of Calbuco volcano. *Bulletin of the Seismological Society of America* Vol. 53:1435-1436.
- Klug, C., Cashman, K., 1994.** Vesiculation of May 18, 1980, Mount St. Helens magma. Department of Geological Sciences, University of Oregon, Eugene, Oregon 97403.
- Lahsen, A., Moreno, H., Varela, J., Munizaga, f., López, L., Francisco Munizaga V., Leopoldo López E., 1985.** *Geología y riesgo volcánico del Volcán Calbuco y centros eruptivos menores*.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. & Zanettin, B., 1989.** *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford: Blackwell Scientific..

**Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Lameyre, J. (2002).** Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences. In *Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press.

**Leibrandt, S., Le Pennec, J., 2015.** Towards fast and routine analyses of volcanic ash morphometry for eruption surveillance applications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Vol. 297: 11–27.

**Liu, E., Cashman, K., Rust., 2015.** Optimising shape analysis to quantify volcanic ash morphology. *GeoResJ* Vol. 8: 14-30.

**López, L., Parada, MA., Moreno, H., Frey, F., Hickey-Vargas, R., 1992.** A contribution to the petrogenesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41°00'-41°30'S): comparative study. *Revista Geo Chile* Vol. 19, No. 2: 211-226.

**Major, J., Lara, L., 2013.** Overview of Chaitén volcano, Chile, and its 2008-2009 eruption. *Andean Geology* Vol. 40, No 2: 196-215.

**Newhall, C., Self, S., 1982.** The Volcanic Explosivity Index (VEI): An Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism. *Journal of Geophysical Research* Vol. 87: 1231-123.

**Noguchi, S., Toramaru, A., Shimano, T., 2005.** Crystallization of microlites and degassing during magma ascent: Constraints on the fluid mechanical behavior of magma during the Tenjo Eruption on Kozu Island, Japan. *Bull Volcanol* Vol. 68: 432–449.

**Petit-Breuilh, M., 1999.** Cronología eruptiva histórica de los volcanes Osorno y Calbuco, Andes del Sur (41°-41°30'S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, Boletín No. 53.

**Pyle, DM., 1989.** The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bull Volcanol* Vol. 51:1-15.

**Pyle, DM., 2000.** Sizes of volcanic eruptions. En: Sigurdsson H, Houghton B, Rymer H, Stix J, McNutt S (eds) *Encyclopedia of volcanoes*. Academic, San Diego, pp. 263–270.

**Romero, JE., Morgavi, D., Arzilli, F., Daga, R., Caselli, A., Reckziegel, F., Viramonte, J., Díaz-Alvarado, J., Polacci, M., Burton, M., Perugini, D., 2016.** Eruption dynamics of the 22–23 April 2015 calbuco volcano (Southern Chile): Analyses of tephra fall deposits, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Vol. 317:15-29.

**Scandone, R., Giacomelli, L., 2001.** The slow boiling of magma chambers and the dynamics of explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Vol. 110:121-136.

**Segura, A., Castruccio, A., Clavero, J., Le-Pennec, JL., Roche, O., Samaniego, P., Droguett, B., Romero, J., 2015.** Fallout deposits of the 22-23 April 2015 eruption of Calbuco volcano, Southern Andes. En XIV Congreso Geológico Chileno, Actas, Vol.3 p.182-185. La Serena

**Sellés, D., Moreno, H., 2011.** Geología del volcán Calbuco. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No. 130, escala 1:50.000.

**(SERNAGEOMIN ranking, 2014)**, disponible en <http://www.sernageomin.cl/archivos/Ranking-de-Volcanes.pdf>

**SERNAGEOMIN (2014a)** Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) Región de los Lagos. Año 2014 Mayo 20:45 HL.

**SERNAGEOMIN (2014a1)** Reporte de Actividad Volcánica (RAV) Región de los Lagos Año 2014 Septiembre.

**SERNAGEOMIN (2014a2)** Reporte de Actividad Volcánica (RAV) REGIÓN DE LOS LAGOS Año 2014 Octubre

- SERNAGEOMIN (2014a3)** Reporte de Actividad Volcánica (RAV) REGIÓN DE LOS LAGOS Año 2014 Noviembre
- SERNAGEOMIN (2014b)** Reporte de Actividad Volcánica (RAV) Región de los Lagos. Año 2014 Diciembre. Volumen 2.
- SERNAGEOMIN (2015a)** Reporte de Actividad Volcánica (RAV) Región de los Lagos. Año 2015 Enero. Volumen 1.
- SERNAGEOMIN (2015b)** Reporte de Actividad Volcánica (RAV) Región de los Lagos. Año 2015 Febrero. Volumen 2.
- SERNAGEOMIN (2015c)** Reporte de Actividad Volcánica (RAV) Región de los Lagos. Año 2015 Marzo. Volumen 3.
- SERNAGEOMIN (2015d)** Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) Región de los Lagos. Año 2015 Abril 22.
- SERNAGEOMIN (2015e)** Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) Región de los Lagos. Año 2015 Abril 22 (18:00 HL).
- SERNAGEOMIN (2015f)** Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) Región de los Lagos. Año 2015 Abril 22 (20:45 HL).
- SERNAGEOMIN (2015g)** Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) Región de los Lagos. Año 2015 Abril 22 (22:30 HL).
- SERNAGEOMIN (2015h)** Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) Región de los Lagos. Año 2015 Abril 23 (01:10 HL).
- SERNAGEOMIN (2015i)** Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) Región de los Lagos. Año 2015 Abril 23 (10:30 HL).
- SERNAGEOMIN (2015j)** Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) Región de los Lagos. Año 2015. 29 Abril – 1 Mayo.
- SERNAGEOMIN (2015k)** Reporte de Actividad Volcánica (RAV) Región de los Lagos. Año 2015 Mayo. Volumen 41.
- Sparks, S., Sigurdsson, H., 1977.** Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, Vol. 267:315-318.
- Sparks, R., 1986.** The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bull Volcanol* Vol. 48:3-15.
- Sparks, R., Bursik, M., Ablay, G., 1, Thomas, R., 1, Carey, S. 1992.** Sedimentation of tephra by volcanic plumes. Part 2: controls on thickness and grain-size variations of tephra fall deposits. *Bull Volcanol*. Vol. 54:685-695.
- Thiele, R.; Godoy, E.; Francisco, H.; Parada, M.A.; Varela, J., 1985.** Estudio geológico-estructural regional y tectónico del área Petrohué- Canutillar. Informe del Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile para Endesa, proyecto Canutillar.
- Valderrama, O., Franco, L., Gil-Cruz, F., 2015.** Erupción intempestiva del volcán Calbuco, abril 2015. En XIV Congreso Geológico Chileno, Actas, Vol.3 p.91-93. La Serena
- Van Eaton, A., Amigo, A., Bertin, D., Mastin, L., Giacosa, R., González, J., Valderrama, O., Fontijn, K., Behnke, S., 2016.** Volcanic lightning and plume behavior reveal evolving hazards during the April 2015 eruption of Calbuco volcano, Chile. *Geophysical Research Letters* 10.1002/2016GL068076.
- Walker, W., 1971.** Grain-size Characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.* Vo.I 79, No. 6: 696-714.

**Wilson, L., Sparks, R., Walker, G.,1980.** Explosive volcanic eruptions – IX. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behavior. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* Vol. 63:117-148.

**Wilson, L., Walker, G.1987.** Explosive volcanic-eruptions.6. Ejecta dispersal in plinian eruptions—the control of eruption conditions and atmospheric properties. *Geophys J R Astron Soc* Vol.89:657-679.

## ANEXOS

### Anexo 1: Datos de Química de roca total para juveniles

**Tabla 29: Química de roca total para tres muestras de escorias.**

Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI
KAL 3A	54,49	0,93	18,76	8,70	0,15	4,01	8,07	3,71	0,63	0,16	-0,29
KAL 3B	54,76	0,90	18,98	8,59	0,15	4,05	8,19	3,68	0,63	0,15	-0,20
KAL 11A	55,94	0,88	19,36	8,17	0,14	3,61	8,20	3,91	0,66	0,17	-0,26
KAL 11B	54,71	0,92	19,02	8,65	0,15	4,11	8,33	3,74	0,63	0,15	-0,28
KAL 17A	55,63	0,89	18,85	8,50	0,15	3,77	8,00	3,80	0,62	0,15	-0,33
KAL 17B	54,95	0,90	18,72	8,57	0,15	3,93	8,14	3,64	0,59	0,15	-0,29
KAL 17C	56,51	0,81	18,83	8,19	0,15	3,63	7,75	3,73	0,67	0,16	-0,13

### Anexo 2: Datos espesores de los depósitos estudiados

**Tabla 30: Datos de espesores totales de los depósitos de caída dejados por el primer y segundo pulso. Las coordenadas se presentan en Datum WGS 84.**

Código	Fecha control	Coord. E	Coord. N	Espesor total [cm]
KAL-1	23-04-2015	703458	5441597	3
KAL-2	23-04-2015	702053	5443239	0,5
KAL-3	24-04-2015	704044	5433387	18,1
KAL-4	24-04-2015	707993	5434436	17
KAL-5	24-04-2015	711326	5429380	17,3
KAL-6	24-04-2015	713127	5424058	5
KAL-7	24-04-2015	718092	5442581	5,6
KAL-8	24-04-2015	712919	5438138	9
KAL-9	24-04-2015	701782	5432631	12
KAL-10	24-04-2015	698442	5433335	2,5
KAL-11	25-04-2015	701909	5430786	18
KAL-12	25-04-2015	706470	5435757	15
KAL-13	25-04-2015	707811	5437966	10,2
KAL-14	25-04-2015	708363	5441421	6,2
KAL-15	25-04-2015	707292	5444092	3,1
KAL-16	25-04-2015	705028	5438645	6

**Tabla 31: Datos de espesores totales de los depósitos de caída dejados por el primer y segundo pulso y espesores medidos para cada nivel. Las coordenadas se presentan en Datum WGS 84.**

Código	Fecha control	Coor. E	Coor. N	Espesor total [cm]	Espesor (0) [cm]	Espesor (1) [cm]	Espesor(2) [cm]	Espesor(3) [cm]
KAL-17	20-05-2015	704362	5425541	52	9	15	18	10
KAL-23	21-05-2015	704910	5427325	45	9	13	12	11
KAL-24	22-05-2015	705342	5427902	48	6	16	17	9
KAL-25	22-05-2015	705561	5429117	32	4	11	9	8
KAL-26	22-05-2015	706375	5430147	29	5	8	11	5
KAL-27	22-05-2015	708023	5432580	22	3	6	7	6
KAL-28	22-05-2015	704179	5427784	42	4	15	17	6
KAL-29	22-05-2015	703921	5429598	28	3	10	8	7
KAL-30	22-05-2015	703702	5431862	23	3	6	9	5
KAL-31	23-05-2015	695733	5433967	0				
KAL-32	23-05-2015	697897	5433390	1,5				
KAL-33	23-05-2015	704294	5439229	4,7	0	2	2	0,7
KAL-34	23-05-2015	702011	5443105	1,5				
KAL-35	23-05-2015	699477	5446015	0				
KAL-36	23-05-2015	705868	5456525	0				
KAL-37	23-05-2015	709648	5452844	1,5				
KAL-38	23-05-2015	711244	5451292	2	0,1	0,8	0,6	0,5
KAL-39	23-05-2015	712181	5471378	0,2				
KAL-40	23-05-2015	716013	5470752	0,3				
KAL-41	23-05-2015	720435	5469537	0,8	0	0,3	0	0,5
KAL-42	23-05-2015	725589	5468910	1,5	0,1	0,6	0	0,8
KAL-43	23-05-2015	729048	5469537	1,5	0,1	0,8	0,7	<0,1
KAL-44	24-05-2015	711486	5427470	21	2	5	7	7
KAL-45	24-05-2015	715412	5421933	1,9				
KAL-46	24-05-2015	716616	5420849	0,5				
KAL-47	24-05-2015	718102	5418878	0				
KAL-48	24-05-2015	711674	5425867	14	5	1	3	5
KAL-49	24-05-2015	715650	5441549	6	1	2	2	1
KAL-50	24-05-2015	711226	5436308	14	3	3	4	4
KAL-51	25-05-2015	699615	5428227	9				
KAL-52	25-05-2015	699608	5429846	7				
KAL-53	25-05-2015	700150	5430954	8				
KAL-54	25-05-2015	711227	5436308	7				
KAL-55	25-05-2015	711203	5430912	23	5	5	8	5
KAL-56	25-05-2015	712347	5429831	20	5	3	7	5
KAL-57	25-05-2015	704802	5426641	54	9	13	18	14

### Anexo 3: Datos de clastos mayores para el nivel (1) y (3)

En la Tabla 33 se muestran los valores de las escorias mayores muestreadas para el nivel (1) (MP1) y para el nivel 3 (MP3).

**Tabla 32: Datos de diámetros de clastos mayores para los niveles (1) y (3). Las coordenadas se presentan en Datum WGS 84.**

Código	Fecha control	Coord. E	Coord. N	MP(1)	MP(3)
KAL-1	23-04-2015	703458	5441597	1,2	
KAL-2	23-04-2015	702053	5443239	0,6	
KAL-3	24-04-2015	704044	5433387	2,2	1,7
KAL-4	24-04-2015	707993	5434436	2,2	0,6
KAL-5	24-04-2015	711326	5429380	1,7	1,3
KAL-6	24-04-2015	713127	5424058	1,5	0,7
KAL-7	24-04-2015	718092	5442581	0,1	
KAL-8	24-04-2015	712919	5438138	0,9	
KAL-9	24-04-2015	701782	5432631	5,0	
KAL-10	24-04-2015	698442	5433335	3,8	
KAL-11	25-04-2015	701909	5430786	3,9	
KAL-12	25-04-2015	706470	5435757	2,2	
KAL-13	25-04-2015	707811	5437966	1,6	
KAL-14	25-04-2015	708363	5441421	1,0	
KAL-15	25-04-2015	707292	5444092	0,5	
KAL-16	25-04-2015	705028	5438645	1,0	
KAL-17	20-05-2015	704362	5425541	5,1	3,2
KAL-23	21-05-2015	704910	5427325	4,5	3,4
KAL-24	22-05-2015	705342	5427902	3,7	3,9
KAL-25	22-05-2015	705561	5429117	2,6	3,4
KAL-26	22-05-2015	706375	5430147	3,0	1,7
KAL-27	22-05-2015	708023	5432580	2,2	1,2
KAL-28	22-05-2015	704179	5427784	4,6	3,2
KAL-29	22-05-2015	703921	5429598	4,2	3,1
KAL-30	22-05-2015	703702	5431862	3,8	2,3
KAL-32	23-05-2015	697897	5433390	2,4	
KAL-33	23-05-2015	704294	5439229	1,1	0,7
KAL-34	23-05-2015	702011	5443105	0,8	0,4
KAL-38	23-05-2015	711244	5451292	0,3	
KAL-44	24-05-2015	711486	5427470	2,4	1,0
KAL-45	24-05-2015	715412	5421933	1,4	0,7
KAL-48	24-05-2015	711674	5425867	1,9	0,9
KAL-49	24-05-2015	715650	5441549	0,4	
KAL-50	24-05-2015	711226	5436308	0,4	0,9
KAL-51	25-05-2015	699615	5428227	5,3	4,4
KAL-52	25-05-2015	699608	5429846	4,9	3,0
KAL-53	25-05-2015	700150	5430954	4,1	2,5
KAL-54	25-05-2015	711227	5436308	4,3	1,9
KAL-55	25-05-2015	711203	5430912	1,7	0,9
KAL-56	25-05-2015	712347	5429831	1,7	0,6
KAL-57	25-05-2015	704802	5426641	5,0	3,4

## Anexo 4: Datos de tamizaje para 5 muestras

Tabla 33: Valores de tamizaje para la muestra KAL-17 ubicada a 6 km del cráter.

Tamiz	KAL-17 (3a)[g]	KAL-17 (3b)[g]	KAL-17 (2a)[g]	KAL17- (2b)[g]	KAL-17 (1)[g]	KAL-17 (0a)[g]	KAL-17 (0b)[g]
32 [mm]	46,60	0,00	0,00	0,00	134,60	0,00	0,00
16 [mm]	337,10	174,50	125,50	261,10	622,20	214,50	58,60
8[mm]	1076,40	877,10	591,70	632,20	797,60	638,80	228,40
4[mm]	934,70	1310,40	870,40	985,20	713,00	570,60	401,00
2[mm]	215,10	656,90	540,00	753,70	394,80	294,50	280,30
1[mm]	8,80	78,90	178,80	300,00	167,30	81,00	107,40
0,5[mm]	0,90	5,70	30,20	37,00	35,10	29,70	88,20
0,25[mm]	13,40	8,00	4,40	7,20	14,00	11,30	23,10
0,125[mm]	75,10	43,30	4,10	6,50	14,20	26,20	10,20
0,063[mm]	56,20	49,30	2,90	4,10	7,70	8,10	6,40
<0,063[mm]	171,70	136,40	5,40	10,30	10,20	10,70	6,30
Masa total [g]	2936,00	3340,50	2353,40	2997,30	2910,70	1885,40	1209,90

Tabla 34: Valores de tamizaje para la muestra KAL-26 ubicada a 10 km del cráter.

Tamiz	KAL- 26(3a)[g]	KAL- 26(3b)	KAL- 26(2a)	KAL26- (2b)	KAL-26(1)	KAL-26(0)
32 [mm]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
16 [mm]	0,00	0,00	5,10	13,30	90,80	6,70
8[mm]	12,70	7,00	52,20	113,00	370,30	76,50
4[mm]	109,20	111,10	161,70	241,20	548,60	184,50
2[mm]	185,90	285,70	276,60	315,20	519,80	240,90
1[mm]	60,30	218,70	260,60	290,30	355,90	193,40
0,5[mm]	1,70	15,00	67,20	104,50	90,50	50,80
0,25[mm]	0,10	0,30	1,70	3,30	5,20	1,40
0,125[mm]	1,90	4,10	0,70	0,50	3,60	0,80
0,063[mm]	3,10	7,60	0,50	1,20	5,10	2,60
<0,063[mm]	3,20	12,40	1,60	1,80	10,80	2,50
Masa total [g]	378,10	661,90	827,90	1084,30	2000,60	760,10

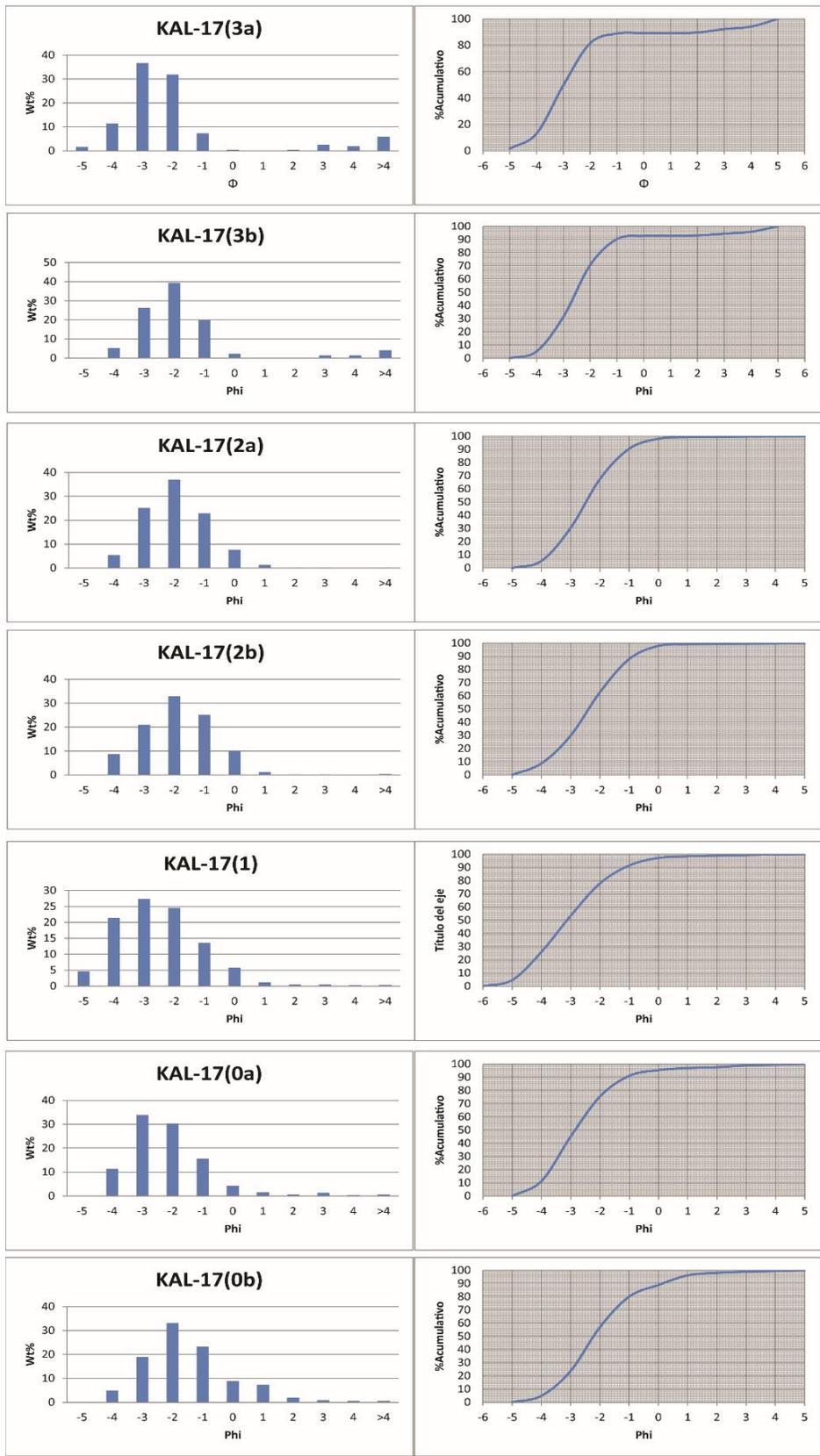
**Tabla 35: Valores de tamizaje para la muestra KAL-27 ubicada a 14 km del cráter.**

KAL-27(3a)[g]	KAL-27(3b)	KAL-27(2)	KAL27-(1)	KAL-27(0)
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	14,90	0,00
0,70	0,00	14,60	58,50	6,50
18,70	8,40	92,90	120,40	31,10
175,90	126,00	241,40	208,00	74,30
184,70	407,20	401,30	251,10	87,60
0,40	122,30	230,70	140,30	33,50
0,10	0,50	10,20	6,00	0,70
0,30	1,80	0,60	0,80	0,20
0,80	9,80	0,40	1,00	0,40
0,30	10,30	1,60	2,40	0,60
381,90	686,30	993,70	803,40	234,90

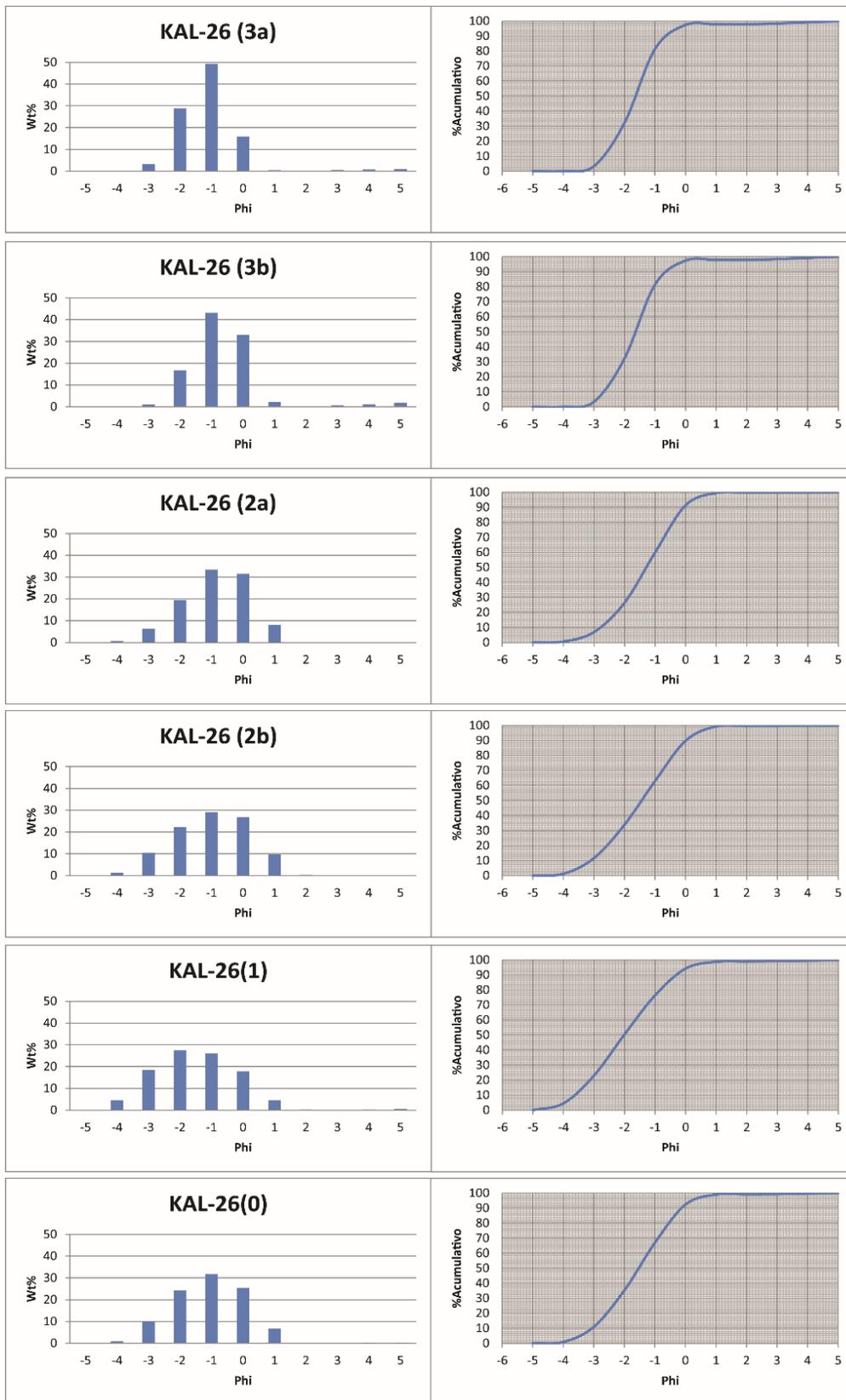
**Tabla 36: Valores de tamizaje para la muestra KAL-49 ubicada a 26 km del cráter.**

Tamiz	KAL-49(3a)[g]	KAL-49(3b)	KAL-49(2a)	KAL-49(2b)	KAL-49(1)	KAL-49(0)
32 [mm]	0	0	0	0	0	0
16 [mm]	0	0	0	0	0	0
8[mm]	0	0	0	0	0	0
4[mm]	0	0	0	0	0,2	0
2[mm]	0	0	0,7	1,8	4,5	5
1[mm]	3,7	1,4	17,7	33	41,5	6
0,5[mm]	59,8	59	124,8	165,7	122	28
0,25[mm]	5,3	23,8	78,5	87,1	54	10,9
<0,125[mm]	0,01	0,4	1,1	1,1	0,7	0,01
Masa total [g]	68,81	84,60	222,80	288,70	222,90	49,91

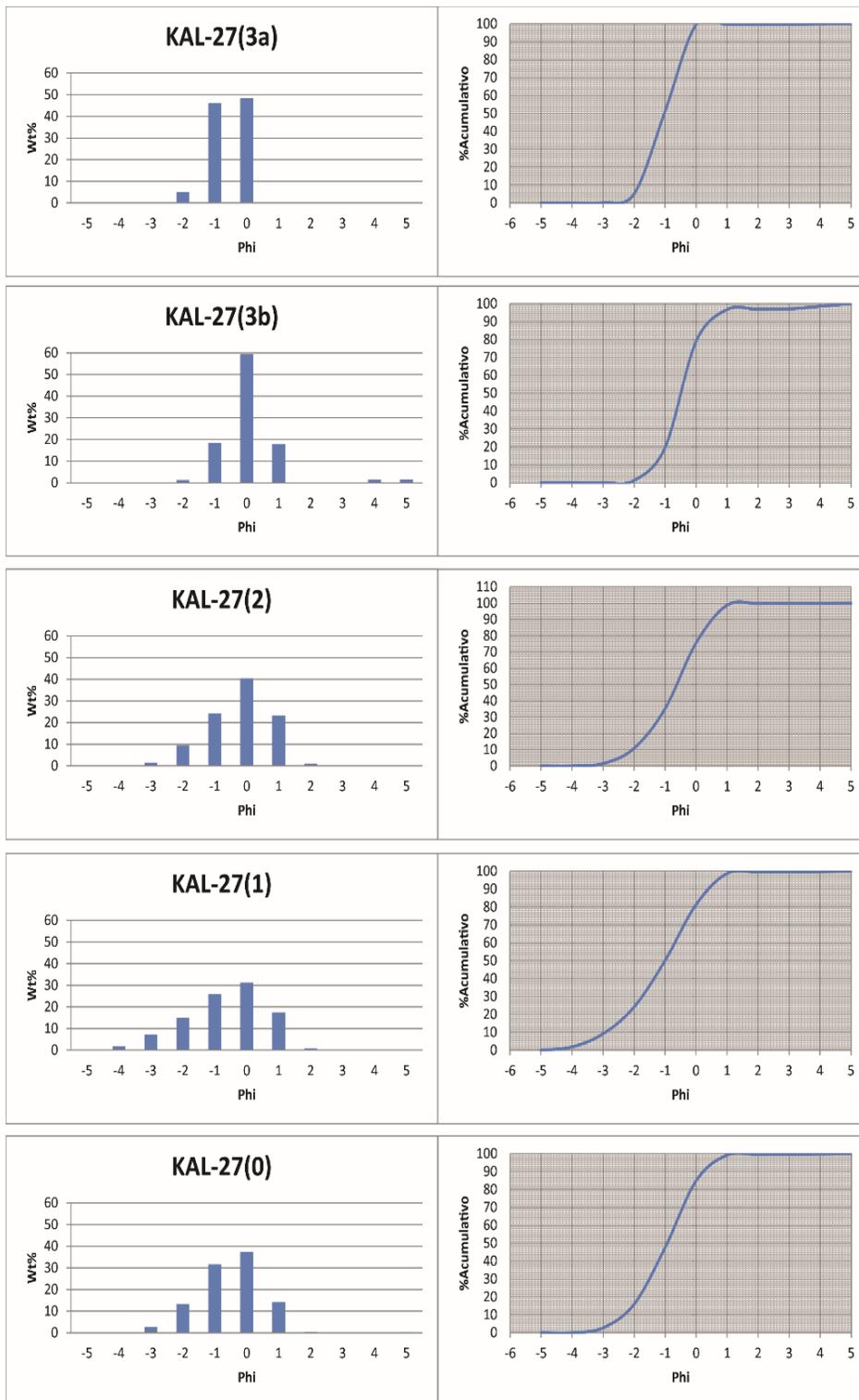
Curvas granulométricas para la muestra KAL-17 ubicada a 6km del cráter.



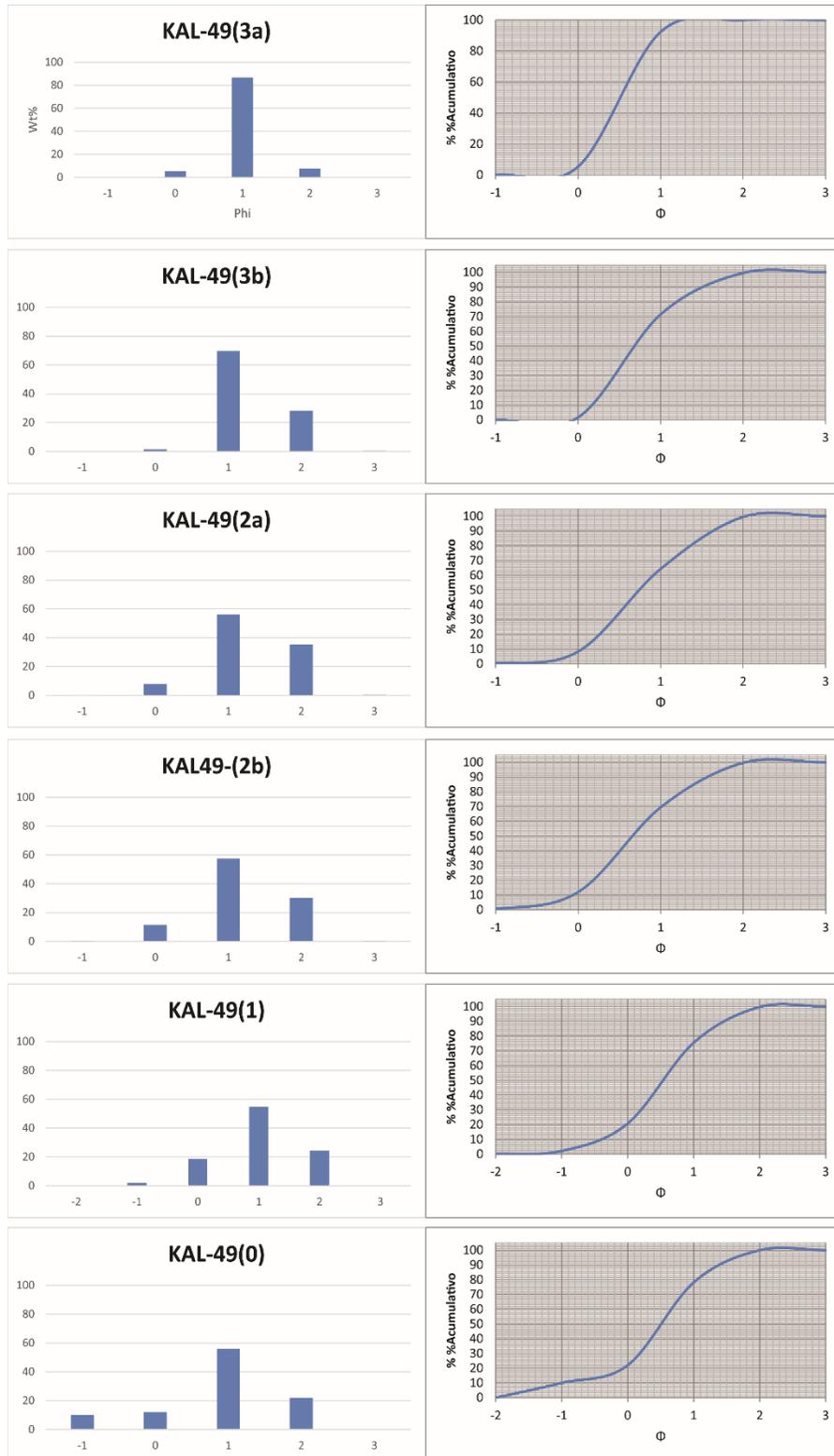
Curvas granulométricas para la muestra KAL-26 ubicada a 10km del cráter.



Curvas granulométricas para la muestra KAL-27 ubicada a 14km del cráter.



Curvas granulométricas para la muestra KAL-49 ubicada a 26km del cráter.



## Anexo 5: Datos de separación de componentes

Tabla 37: Porcentajes de componentes para cada nivel y tamaño de la muestra KAL-17 ubicada a 6km del conducto.

	Juveniles Pardos %	Juveniles Densos %	Líticos %	Cristales %
KAL-17(3a)[16mm]	0	100	0	0
KAL-17(3a)[8mm]	7	84,7	8,3	0
KAL-17(3a)[4mm]	0	91,3	8,7	0
KAL-17(3a)[2mm]	0	91,8	8,2	0
KAL-17(3a)[1mm]	0	84,1	14,7	1,2
KAL-17(3b)[16mm]	6,4	77,5	16,1	0
KAL-17(3b)[8mm]	5,6	85,8	8,6	0
KAL-17(3b)[4mm]	8,2	79,8	12	0
KAL-17(3b)[2mm]	5,1	85,5	9,4	0
KAL-17(3b)[1mm]	10	84	6	0
KAL-17(2a)[16mm]	96,4	3,6	0	0
KAL-17(2a)[8mm]	54,6	42,3	3,1	0
KAL-17(2a)[4mm]	68,1	25,5	6,4	0
KAL-17(2a)[2mm]	22,7	69,1	8,2	0
KAL-17(2a)[1mm]	51	37,2	5,9	5,9
KAL-17(2b)[16mm]	92,1	7,9	0	0
KAL-17(2b)[8mm]	93,7	4,6	1,7	0
KAL-17(2b)[4mm]	95,9	2,2	1,9	0
KAL-17(2b)[2mm]	89,9	7,1	3	0
KAL-17(2b)[1mm]	87	7	1	5
KAL-17(1)[16mm]	93,4	1	5,6	0
KAL-17(1)[8mm]	89,8	2,5	7,7	0
KAL-17(1)[4mm]	90,9	2	7,1	0
KAL-17(1)[2mm]	95,1	1,8	3,1	0
KAL-17(1)[1mm]	84,8	3,8	2,5	8,9
KAL-17(0a)[16mm]	100	0	0	0
KAL-17(0a)[8mm]	89,6	10,4	0	0
KAL-17(0a)[4mm]	87,4	1,9	10,7	0
KAL-17(0a)[2mm]	83,2	4	12,8	0
KAL-17(0a)[1mm]	73	10	10	7
KAL-17(0b)[16mm]	51	49	0	0
KAL-17(0b)[8mm]	68,2	14,6	17,2	0
KAL-17(0b)[4mm]	76,7	5,4	17,9	0
KAL-17(0b)[2mm]	84,8	2,2	13	0
KAL-17(0b)[1mm]	57,1	27,2	12,5	3,2