

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

**MODELACIÓN DEL ASCENSO MAGMÁTICO EN
EL CONDUCTO SUPERIOR DEL VOLCÁN
NAVIDAD DURANTE LA ERUPCIÓN 1988-1990,
ANDES DEL SUR, CHILE.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

GABRIELA ALEJANDRA PEDREROS DELGADO

PROFESOR GUÍA

ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

JOSÉ ANTONIO NARANJO SOZA

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto FONDECYT 11121298

SANTIAGO DE CHILE

2014

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE: Geóloga.**

POR: Gabriela Alejandra Pedreros Delgado.

FECHA: Diciembre 2014.

PROFESOR GUÍA: Angelo Castruccio Álvarez.

El Complejo volcánico Lonquimay, ubicado a los $38^{\circ}22'S$ y $71^{\circ}33'O$, ha tenido numerosos eventos eruptivos. Su última actividad fue registrada el 25 de diciembre de 1988, la cual dio origen al cono Navidad, situado en el flanco este del volcán Lonquimay, a lo largo de una fisura ENE-OSO de 400 m de longitud. La erupción fue esencialmente de tipo estromboliana teniendo una duración total de trece meses. La actividad inicial fue explosiva y luego disminuyó su intensidad. Produjo $0,32 \text{ km}^3$ de material volcánico; en donde $0,23 \text{ Km}^3$ corresponden a lavas andesíticas, alcanzando 10,2 Km de extensión desde la abertura. Posee variaciones texturales y morfológicas notorias a lo largo de canales y *levées*. La contemporaneidad del evento volcánico permite contar con un amplio registro de datos *in-situ* de su evolución, lo que aumenta el interés en su estudio.

En este trabajo se representa la tasa de extrusión de magma mediante un modelo numérico de ascenso que considera la viscosidad, sobrepresión y variación de geometría del conducto. Además se caracteriza la petrografía y factores cinéticos del magma en ascenso a través de la metodología *Crystal size distribution* (CSD) realizada sobre muestras de tefra, donde se estima tasas de crecimiento de $4,16 \cdot 10^{-9}$ a $5,42 \cdot 10^{-8}$ [mm/s], tasas de nucleación de 0,02 a 7 [n_0/cm^3] y tiempos de residencia de los cristales en el sistema desde 16 a 700 días.

Los modelos postulados reflejan la disminución con el tiempo de la tasa de extrusión de la erupción Navidad, a medida que la presión de la cámara y dimensiones del conducto se reducen. El mejor ajuste obtenido se logra al utilizar un dique elíptico de geometría variable en el tiempo. La diferencia en sus tasas de nucleación, crecimiento y tiempo de residencia reflejan las diferencias termodinámicas entre la cámara magmática y el conducto. La modelación numérica permite observar la interacción entre los distintos parámetros controladores, sin embargo, se requiere integrar aún más factores para representar completamente un sistema magmático complejo como el estudiado.

*“Plantita de alelí, que parecida es nuestra vida
Siempre queriendo reverdecer,
siempre buscando la alegría...”*

A Oikos

Agradecimientos

Quiero agradecer especialmente al Proyecto FONDECYT 11121298 por haber sustentado el desarrollo de este estudio y a mi Profesor guía: Angelo Castruccio por su constante apoyo, dedicación y por sus múltiples consejos y enseñanzas a lo largo de este proceso, sobre todo por fortalecer mi interés científico y entregarme la posibilidad de concretarlo. Por otra parte, quisiera reconocer la labor del CEGA por facilitar el uso del SEM y permitir la obtención de resultados precisos y confiables.

A mi familia por su infinito amor y fidelidad que me hacen caminar feliz, tranquila y segura por la vida, por estar presentes incondicionalmente. Gracias a mis papás: Lalo e Ivonne por demostrarme lo hermoso que es amar y aprender, por heredarme su capacidad de asombro y entrega, por enseñarme a amar mi libertad y la de los demás. Los admiro y amo. A mis hermanas Belén y Carola, por su locura incurable que me llena el corazón!, por su compañía y apoyo a pesar de la distancia, gracias por complementar nuestra curiosidad y creatividad a diario. A mis abuelos por su magia y misticismo, por enseñarme el valor de la amistad. Al Bernardino en especial, por la poesía y las cuestiones. Gracias por la valentía de formar una familia y mantenerla unida. A mis primos, por ser mi primera tribu para explorar la naturaleza, por crecer juntos y seguir siendo tribu. Gracias a la Chinita, por darme la fortuna de tener dos mamás. Gracias a mis tíos y tías que sin duda forman parte de lo que soy hoy.

Por otra parte, quisiera agradecer a mis amigos por ser mi segunda familia. A mi equipo: Tania, por apañar en todo momento desde que era niña, por tus consejos y risas, por impulsarme cada vez que ha sido necesario. A la Ceci, Jose, Jany, Churri, Chela, Nati, Domi y Mona por la amistad duradera e incondicional. A los de la U, por transformarse en la familia santiaguina: Gusti, Rolo, Chino, Seba, Joshe, Frodo, Rodolfo; A los de geo: Fabi, Salo, Rurik, Ñaña, Ale, Gilla, Caro, Feñi y Vale por hacerme sentir en casa; Pancha, Cheke, Juanfi, Fel, Pancho, Dani y a todos los cabros del curso. Me siento honrada por haberme formado junto a ustedes, los quiero mucho ♥. Gracias a Claudio Contreras por su paciencia para atender mis infinitas dudas geológicas. Finalmente, quiero agradecer a mis compañeros de Oikos por darle más sentido a mi estadía en la Universidad: Martín, Pablo, Bucchi, Bob, Ore, Mari, Cindy, Lea, Gusti, Alberto y Oikitos.

¡Jallalla!

Tabla de contenido

Índice de tablas	IV
Índice de ilustraciones	VI
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 Formulación del estudio propuesto.....	1
1.2 Ubicación y vías de acceso.....	4
1.3 Hipótesis.....	5
1.4 Objetivos.....	5
Objetivo general.....	5
Objetivos específicos	5
1.5 Metodología	6
CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO	8
2.1 Marco Geológico Regional	8
2.1.1 Rocas Estratificadas Del Basamento.....	8
2.1.2 Rocas Intrusivas.....	9
2.1.3 Otros Volcanes De La Zona.....	9
2.1.4 Depósitos Cuaternarios	10
2.2 Marco Geológico Local.....	11
2.2.1 Complejo Volcánico Lonquimay.....	11
2.2.2 Volcán Lonquimay.....	12
2.2.3 Cordón fisural Oriental (CFO)	13
CAPÍTULO III: MARCO TEÓRICO	15
3.1 Modelos Físicos Previos	16
3.2 Crystal Size Distribution (CSD)	23

3.3 Modelo	25
3.3.1 Fluidodinámica	26
3.3.2 MODELACIÓN DE ASCENSO MAGMÁTICO.....	28
3.4 Antecedentes De La Erupción Del Cono Navidad (<i>Moreno y Gardeweg, 1989; Naranjo et al., 1992</i>).....	32
CAPÍTULO IV: RESULTADOS	36
4.1 Caracterización De Muestras	37
4.1.1 Análisis granulométrico	37
4.1.2 Características petrográficas	39
4.1.3 Caracterización con microscopía electrónica	40
4.2 Cálculo de contenido de cristales y viscosidad.....	42
4.2.1 Cuantificación de cristales, vidrio y vesículas	42
4.2.2 Viscosidad del magma.....	45
4.3 Análisis CSD de Tefra del Cono Navidad	48
4.3.1 Razones cristalográficas y CSD primarios.....	48
4.3.2 CSD segmentados y pendientes	52
4.3.3 CSD forzados	56
4.3.4 Tasas de crecimiento, nucleación y tiempos de residencia	56
4.4 MODELO FÍSICO DE ASCENSO SUPERFICIAL DE MAGMA	63
4.4.1 Parámetros del Modelo.....	63
4.4.2 Análisis de Casos	65
4.4.4 Estimación de velocidad.....	74
CAPÍTULO V: DISCUSIONES	75
5.1 CSD.....	75
5.2 MODELO DEL CONDUCTO SUPERIOR	81
5.3 Secuencia de Eventos de la Erupción del Cono Navidad.....	87
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES.....	91

BIBLIOGRAFÍA.....	93
ANEXOS	99
1. Nomenclatura.....	99
2. Caracterización detallada de muestras.....	100
2.1 Análisis volumétrico de bombas.....	100
2.2 Análisis granulométrico de tefra.....	100
3. Contenido de cristales.....	101
4. Viscosidades relativas.....	104
5. Razones cristalográficas.....	104
6. Pendientes.....	105
7. Modelos matemáticos	106
7.1 Caso Dique tabular.....	106
7.2 Caso Conducto Cilíndrico de Radio Fijo	107
7.3 Caso Conducto Cilíndrico de Radio Variable	108
8. Ajustes numéricos.....	109
8.1 Ajustes Caso Dique Tabular.....	109
8.2 Ajustes Caso Conducto Cilíndrico de Radio Fijo	110
8.3 Ajustes Caso Conducto Cilíndrico Radio Variable.....	112

Índice de tablas

Tabla 1. Resumen de parámetro eruptivos, Lonquimay (Stasiuk <i>et al.</i> , 1993).	19
Tabla 2. Datos de tiempo y volumen extraídos de Naranjo <i>et al.</i> , (1992).	35
Tabla 3. Composición química de piroclastos del cono Navidad.	46
Tabla 4. Valores de viscosidad promedio de cada fase eruptiva.	47
Tabla 5. Razones cristalográficas mínimas, máximas y promedio para cada set de minerales según la fase eruptiva.	48
Tabla 6. Resumen de los valores de largo máximo, densidad de población e intercepto según CSD de plagioclasas.	52
Tabla 7. Resumen de los valores de largo máximo, densidad de población e intercepto según CSD de máficos.	52
Tabla 8. Resumen de datos de largo característico y real de cada segmento para plagioclasas.	53
Tabla 9. Resumen de datos de largo característico y real para máficos.	53
Tabla 10. Resultados obtenidos para el valor de las tasas de crecimiento nominales y efectivas.	59
Tabla 11. Valores obtenidos para la tasa de nucleación.	60
Tabla 12. Tiempos de residencia calculados para los cristales durante el ascenso magmático de la erupción del cono Navidad.	61
Tabla 13. Volumen de cristales obtenido a partir de CSD.	62
Tabla 14. Resumen de parámetros bibliográficos utilizados en modelo de ascenso magmático.	63
Tabla 15. Valores numéricos de constantes y parámetros para Caso 1: Dique tabular.	67
Tabla 16. Valores numéricos de constantes y parámetros para Caso 2: Conducto Cilíndrico de Radio Fijo.	69
Tabla 17. Valores numéricos de constantes y parámetros para Caso 3: Conducto Cilíndrico de Radio Variable.	71
Tabla 18. Valores aproximados de la velocidad de ascenso en los distintos casos modelados.	74
Tabla 19. Resumen de tendencias de los parámetros característicos del ascenso magmático.	89
Tabla 20. Nomenclatura de símbolos utilizados.	99

Tabla 21. Detalle del análisis granulométrico realizado a las muestras de tefra.	100
Tabla 22. Resumen de contenido de cristales de plagioclasas y máficos, y área total (%) de vesículas en cada clasto analizado de “Tefra Inf”	101
Tabla 23. Resumen de contenido de cristales de plagioclasas y máficos, y área total (%) de vesículas en cada clasto analizado de “Tefra Intermedia”	102
Tabla 24. Resumen de contenido de cristales de plagioclasas y máficos, y área total (%) de vesículas en cada clasto analizado de “Tefra Sup”	103
Tabla 25. Cálculo de viscosidad relativa para cada imagen analizada.	104
Tabla 26. Razones cristalográficas obtenidas con CSDSlice4. Se destaca en naranja los datos usados para el acople de CSD.	104
Tabla 27. Resumen de pendientes de CSD segmentados y forzados de plagioclasas.	105
Tabla 28. Resumen de pendientes de CSD segmentados y forzados de máficos.	105

Índice de ilustraciones

Figura 1. Ubicación geográfica y vías de acceso de la zona de estudio: cono Navidad, CVL, andes del Sur, Chile.....	4
Figura 2. Extracto de mapa geológico del Complejo Volcánico Lonquimay-Tolguaca (Moreno et al., 2012).....	15
Figura 3. Volumen de tefra y lava (densidad equivalente a la roca) para la erupción 1988-1990 del volcán Lonquimay (Chile). Los puntos representan datos obtenidos en el trabajo de Naranjo <i>et al.</i> , 1992 y la línea gruesa su ajuste. La curva trazada por una línea delgada representa un ajuste exponencial. Modificada de Stasiuk <i>et al.</i> , (1993).	18
Figura 4. Sistema esquemático del modelo de Ida, 1996. Adaptación Ida 1996.....	20
Figura 5. Gráfico CSD estándar construido con <i>CSDCorrections</i> cuya abscisa corresponde al tamaño de cristales [mm] y su ordenada al logaritmo natural de la densidad de población.....	23
Figura 6. Sistema considerado para un flujo entre dos placas paralelas. Adaptación de Munson <i>et al.</i> , 2009.	27
Figura 7. Sistema considerado para un flujo de Poiseulle. Adaptación de Munson <i>et al.</i> , 2009.....	27
Figura 8. Geometría utilizada en Caso Dique alimentador tabular.	29
Figura 9. Geometría utilizada para Casos Conducto cilíndrico de radio fijo y Conducto cilíndrico de radio variable	31
Figura 10. Fotografía aérea, mirando desde el sur, de la erupción del CVL el 26 de enero de 1989. Se observa la pluma y la lava activa desde el cono Navidad. Modificado de Naranjo <i>et al.</i> , 1992.	32
Figura 11. Evolución del cono Navidad entre el 27 de diciembre de 1988 y el 5 de abril de 1989. Modificado de Moreno y Gardeweg, 1989.	34
Figura 12. Evolución temporal de la colada de lava del cono Navidad. Adaptación de Moreno y Gardeweg, 1989.	34
Figura 13. Alturas máximas de la columna de erupción y VEI estimado entre el 25 de Diciembre de 1988 y 25 de marzo de 1989. Modificado de Moreno y Gardeweg, 1989. ...	35

Figura 14. Arriba. Cambios en el volumen eruptado de material total con el tiempo. Adaptación de Naranjo et al., 1992; Abajo. Variación de la tasa eruptiva en el tiempo estimada a partir de los registros de Naranjo et al., 1992.	35
Figura 15. Distribución de los puntos de control respecto al cráter (círculo rojo) del cono Navidad.....	36
Figura 16. Fotografías de las muestras tomadas en terreno. A la izquierda (I) se muestran tres bombas de distintos tamaños registrados en terreno. A la derecha (II) se muestra la columna desde la que se extrajeron las muestras e tefra inferior, intermedia y superior.	37
Figura 17. Columna estratigráfica esquemática de la calicata realizada en el punto P1 de la Figura 15. En ella se muestra la relación de tamaño de los clastos escoráceos entre los distintos niveles determinados.	38
Figura 18. Análisis granulométrico para muestras de tefra del cono Navidad.	38
Figura 19. Imágenes obtenidas mediante scanner de cortes transparentes, a nícoles paralelo, de tefra del cono Navidad. (I) Tefra Base; (II) Tefra Inferior; (III) Tefra Intermedia y (IV) Tefra Superior. En cada una de ellas se rotula aquellos clastos que fueron utilizados para este estudio.	39
Figura 20. Imágenes de la muestra Tefra-Inf obtenidas mediante microscopía electrónica (SEM). La primera fila se encuentra a 200x, mientras que la segunda está a 600x. (A) y (A') corresponden al clasto 1; (B) y (B') al clasto 3; (C) y (C') al clasto 19. ...	40
Figura 21. Imágenes de la muestra Tefra-Intermedia obtenidas mediante microscopía electrónica (SEM). La primera fila se encuentra a 200x, mientras que la segunda está a 600x. (D) y (D') corresponden al clasto 2; (E) y (E') al clasto 3; (F) y (F') al clasto 4.	41
Figura 22. Imágenes de la muestra Tefra-Sup obtenidas mediante microscopía electrónica (SEM). La primera fila se encuentra a 200x, mientras que la segunda está a 600x. (G) y (G') corresponden al clasto 2; (H) y (H') al clasto 3; (I) y (I') al clasto 19. ...	41
Figura 23. Resumen del contenido de plagioclasas, máficos, vidrio y vesículas en las muestras de tefra estudiadas a 200x y 600x.	43
Figura 24. Comparación del contenido de plagioclasas, máficos, vesículas, vidrio y total de cristales de cada muestra estudiada.....	44
Figura 25. Evolución del contenido de vesículas y cristales en el tiempo.....	45
Figura 26. Relación de la viscosidad relativa promedio y la fase eruptiva.	47

Figura 27. Acople de CSD estándar de plagioclasas obtenidos a 200x y 600x mediante microscopía electrónica. En la columna de gráficos izquierda se presentan los resultados para “Tefra Inf” y a la derecha los resultados para “Tefra Sup”.....	50
Figura 28. Acople de CSD estándar de máficos obtenidos a 200x y 600x mediante microscopía electrónica. En la columna de gráficos izquierda se presentan los resultados para “Tefra Inf” y a la derecha los resultados para “Tefra Sup”.....	51
Figura 29. CSD unificados y segmentados de plagioclasas. En la columna de gráficos izquierda se presentan los resultados para "Tefra Inf" (TI) y a la derecha los resultados para "Tefra Sup" (TS).....	54
Figura 30. CSD unificados y segmentados de máficos. En la columna de gráficos izquierda se presentan los resultados para “Tefra Inf” (TI) y a la derecha los resultados para “Tefra Sup” (TS).....	55
Figura 31. CSD forzados, es decir, unificados de manera que represente la totalidad de su fase eruptiva. En la columna de gráficos izquierda se presentan los resultados para “Tefra Inf” (TI) y a la derecha los resultados para “Tefra Sup” (TS).....	57
Figura 32. Evolución de la tasa de crecimiento durante la erupción del cono Navidad...	59
Figura 33. Variación de la tasa de nucleación a lo largo de la erupción del cono Navidad.	60
Figura 34. Evolución del tiempo de residencia de los cristales durante la fase eruptiva inicial y final. Arriba se representa el segmento pre-eruptivo y abajo al syn-eruptivo. ...	61
Figura 35. Volumen de cristales en el tiempo, de acuerdo a lo obtenido para cada clasto analizado con CSDCorrections.....	62
Figura 36. Modelo de dique con geometría variable ajustado numéricamente a los datos empíricos de volumen acumulado registrados por Naranjo <i>et al.</i> , 1992.	67
Figura 37. Modelo de Conducto Cilíndrico de Radio Fijo ajustado numéricamente a los datos empíricos de volumen acumulado registrados por Naranjo <i>et al.</i> , 1992.....	70
Figura 38. Modelo de Conducto Cilíndrico de Radio Variable ajustado numéricamente a los datos empíricos de volumen acumulado registrados por Naranjo <i>et al.</i> , 1992.	72
Figura 39. Variación del radio utilizando $\eta = 60$ MPa con sus respectivos parámetros numéricos.	73
Figura 40. Variación del radio utilizando $\eta = 60$ MPa con parámetros tomados de Naranjo <i>et al.</i> , 1992.	73
Figura 41. Variación de la velocidad promedio de ascenso en el tiempo.	74

Figura 42. Representación gráfica de la variación de las razones cristalográficas según fase eruptiva.	76
Figura 43. 1(A) CSD original es afectado por distintos procesos geológicos: (B) Fraccionamiento de cristales por segregación deforma el CSD original hacia abajo, (C y D) mientras que la acumulación de cristales, basados en el tamaño, lo deforma hacia arriba. 2. (A) CSD original afectado por (B) pérdida de cristales mayores, (C) destrucción de finos y (D) combinación de ambos procesos previos. Modificado de Marsh (1988)..	77
Figura 44. Diagrama de la tasa de crecimiento y nucleación de cristales en función del sobre enfriamiento bajo la temperatura <i>solidus</i> . Modificado de Gill, 2010.	80
Figura 45. Evolución del sistema magmático del cono Navidad en cuanto a volumen eruptado, dimensiones del conducto y cristalización.....	90
Figura 46. Distribución de bombas, según dimensiones volumétricas, en el perímetro del cono Navidad.....	100

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del estudio propuesto

La tasa de ascenso de magma durante una erupción está controlada, en gran parte, por las condiciones físicas y reológicas del magma, cantidad de cristales, volátiles, dimensiones de la cámara magmática y geometría del conducto durante el ascenso hacia la superficie. Debido a la dificultad para determinar fehacientemente algunos de estos parámetros, se han desarrollado variados modelos físicos con el fin de calcular la tasa eruptiva a partir de los parámetros de la cámara magmática, el magma y la roca caja (Cabrera, 2010).

La erupción del volcán Navidad (1988-1990) en el flanco NE del volcán Lonquimay representa un caso excepcional en Chile debido a las observaciones detalladas realizadas por Moreno y Gardeweg (1989) y Naranjo *et al.*, (1992) que permiten tener una visión global de la tasa extrusiva durante la totalidad del ciclo eruptivo. La erupción de tipo estromboliana comenzó el 25 de diciembre de 1988 a lo largo de una fisura ENE-OSO de 400 m de longitud, en el flanco este del volcán Lonquimay, teniendo una duración total de trece meses. La actividad inicial es explosiva y luego disminuye su intensidad. Produce 0.32 Km³ de material volcánico, en donde 0,23 Km³ corresponden a lava andesítica, alcanzando 10,2 Km de extensión desde la abertura, posee variaciones texturales y morfológicas notorias a lo largo de canales y *levées* (Naranjo *et al.*, 1992). El resto del material emitido se conforma principalmente de tefra.

La tasa de extrusión de la erupción Navidad, sufre una disminución con el tiempo, fenómeno que se atribuye a que la presión de la cámara y dimensiones del conducto se reducen. La tendencia a disminuir de la tasa eruptiva involucra dos procesos: la modificación del conducto y la continuidad del aporte de magma desde la profundidad durante la erupción (Wadge *et al.*, 1981). Si bien existen una serie de estudios que caracterizan ampliamente la erupción del cono Navidad, aún se desconoce el tipo de reservorio vinculado a este evento, la evidencia no ha sido lo suficientemente clara para asegurar una relación con la cámara magmática del volcán Lonquimay.

Por otra parte, diversos modelos matemáticos han sido elaborados con el fin de comprender los parámetros que controlan la naturaleza de una erupción. Vale la pena destacar:

- Modelo de Blake (1981): calcula el volumen de magma líquido necesario para que ocurra una erupción, requiere datos de compresibilidad del magma y volumen de la cámara, utilizando condiciones críticas de colapso.
- Modelo de Wadge (1981): aplicado a erupciones de tipo basáltico y describe una fase creciente y una fase menguante de la tasa de erupción en el tiempo.
- Modelo de Ida (1996): distingue las paredes de la cámara magmática (medio elástico) del conducto volcánico (fluido viscoso) y considera actividad volcánica como cíclica y continua. Puede aplicarse a magmas de diferente composición, siempre y cuando se ajusten debidamente los parámetros.
- Modelo de Maeda (2000): utiliza la geometría de Ida (1996) pero considera un abastecimiento de magma variable. Las paredes del conducto volcánico son de material viscoelástico y la actividad volcánica es cíclica de distintas intensidades.

Aunque los modelos enfatizan la variación de presión en una cámara magmática, tal que simule la disminución en la tasa eruptiva, no siempre se ajustan a eventos eruptivos dinámicos como la actividad del cono Navidad, donde existen factores de cambio que generan variabilidad en las características de la erupción, ya sea en la morfología o textura de la lava, en el suministro de magma o en el nivel de explosividad de la erupción.

Modelar el ascenso magmático durante la erupción del cono Navidad y sus características asociadas, requiere la integración de distintos modelos planteados y la incorporación de ajustes que representen las etapas de este evento eruptivo. El desconocimiento de parámetros como la geometría del conducto y sus cambios implica una mayor dificultad, pero con la recopilación adecuada de datos, la relación tasa eruptiva vs. volumen puede ser correctamente interpretada (Stasiuk *et al.*, 1993). El análisis del ascenso de magma en el cono Navidad otorga innovación a la investigación volcanológica realizada en Chile y significa un avance para la predicción y conocimiento de las características explosivas de las futuras erupciones. Además, la incorporación del

análisis de la cinética de cristalización mediante *crystal size distribution* añade valor al estudio pues permite profundizar en el conocimiento del comportamiento de las erupciones volcánicas e integrar sus distintos aspectos. El desarrollo de este estudio es un aporte a la comprensión del sistema magmático del complejo volcánico Lonquimay al evidenciar la interacción de parámetros fundamentales como la profundidad y geometría del conducto eruptivo con la intensidad y magnitud de una erupción.

1.2 Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio se ubica en la Región de la Araucanía, Chile, Provincia de Malleco, entre las Comunas de Lonquimay y Curacautín. Se encuentra a 98 km al noreste de Temuco y a 30 km de Curacautín. El Complejo volcánico Lonquimay, se localiza en la Reserva Nacional Nalcas-Malalcahuello, en donde se sitúa la zona específica de estudio, que corresponde al cono Navidad $38^{\circ}22'S$ y $71^{\circ}33'O$.

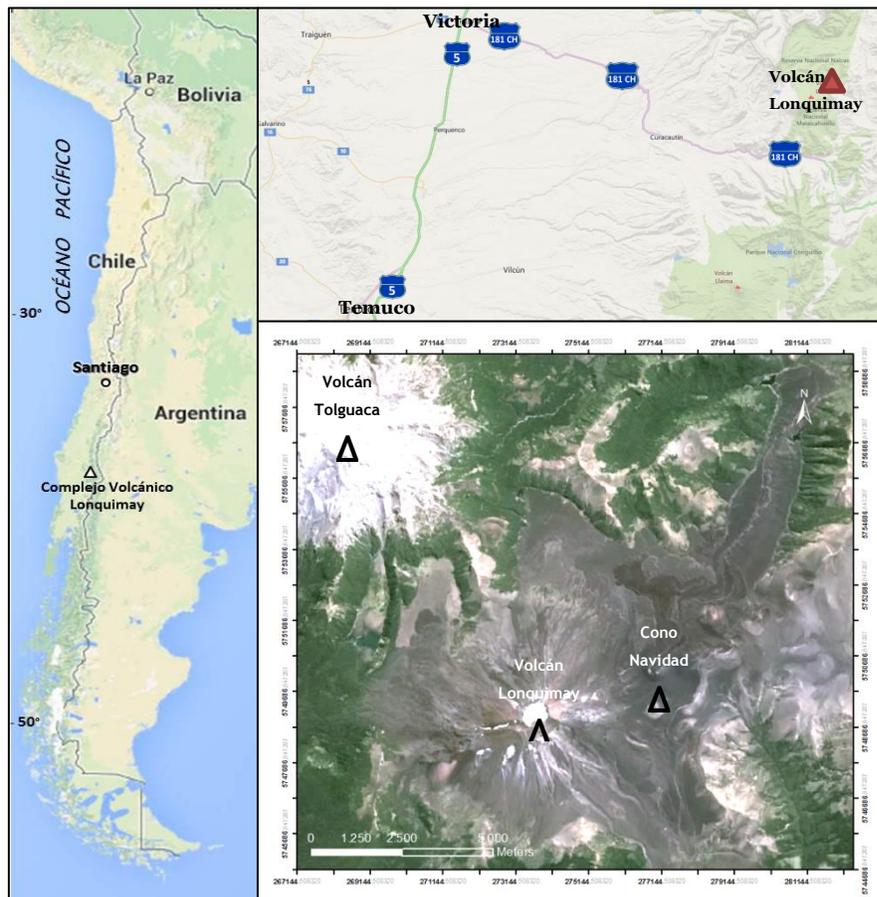


Figura 1. Ubicación geográfica y vías de acceso de la zona de estudio: cono Navidad, CVL, andes del Sur, Chile.

El acceso a la zona de estudio, desde Santiago, es a través de la ruta 5 sur, hasta la comuna de Victoria, como se indica en la Figura 1. Desde allí, se toma la ruta 181-CH hacia el este, hasta la localidad de Malalcahuello. Luego, se continúa por el camino R785, ubicado dentro de la Reserva Nacional Nalcas-Malalcahuello, que permite llegar hasta las cercanías del volcán.

1.3 Hipótesis

La tasa eruptiva y el volumen de una erupción está condicionado por diferentes factores controladores y parámetros claves como el volumen de la cámara magmática, la geometría del conducto volcánico, la tasa eruptiva, la continuidad del suministro de magma, sus características reológicas y petrológicas.

De este modo, el análisis de la evolución del volumen emitido durante la erupción, sumado a las características petrográficas, permite estimar los parámetros necesarios para modelar matemáticamente la actividad volcánica. Así, con la base otorgada por estudios previos disponibles, es posible representar mediante ajustes, el tipo interacción entre los distintos factores que dio origen a la erupción del cono Navidad.

1.4 Objetivos

Objetivo general

Estudiar las características del sistema de alimentación superficial del cono Navidad, su sistema de reservorio o cámara magmática y transporte.

Objetivos específicos

1. Determinar los factores que afectaron la variación de la tasa eruptiva del cono Navidad.
2. Estudiar las condiciones de la cinética de cristalización durante el ascenso magmático, según las características petrográficas de sus piroclastos.
3. Estimar la profundidad y volumen de la cámara magmática.

1.5 Metodología

- i. Revisión y recopilación bibliográfica de estudios previos sobre las diferentes características de la erupción del cono Navidad y el Complejo volcánico Lonquimay. Recopilación de datos empíricos de la variación de la tasa eruptiva en el tiempo.
- ii. Trabajo en terreno: se efectúan dos campañas de terreno, durante enero y marzo del 2014. En ellas se obtiene datos sobre las dimensiones físicas y características texturales de piroclastos, principalmente, y lavas en menor cantidad. Además se toma muestras de bombas, tefra y *levées*.
- iii. Obtención de imágenes, mediante el uso de Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) y la caracterización petrográfica de las estructuras de interés en dos sets de muestras de tefra (tefra inferior “TI” y tefra superior “TS”) a distintas escalas, 200x y 600x.
- iv. Cuantificación del contenido de cristales y vesículas, utilizando el *software JMicroVision v1.27*, herramienta que permite distinguir los minerales según el espectro de color que los caracteriza y cuantifica las dimensiones espaciales de cada cristal. Para este punto se incluye el análisis de la muestra de tefra intermedia.
- v. Recopilación datos de composición química de piroclastos del cono Navidad y datos de composición de su fase fluida. Con el uso de *grdViscosity* se calcula la viscosidad.
- vi. Elaboración de un modelo matemático utilizando la herramienta *Matlab R2013a*, en donde se genera un código numérico que asocia ecuaciones fundamentales de fluidodinámica y los datos empíricos a través de interpolaciones que permitan obtener un buen ajuste entre ellos. Se generan modelos para tres casos, los cuales reflejan las distintas geometrías que podría adoptar el conducto de ascenso magmático. Con esto es posible determinar la tasa eruptiva, proponer posibles

ajustes y rangos de valor para parámetros geométricos y dimensiones del conducto, profundidad y volumen de la cámara magmática.

- vii. Selección de los mejores resultados logrados en base a la precisión de los ajustes gráficos, la similitud de los valores numéricos a los valores referenciales. y las dificultades matemáticas para desarrollar el modelo de cada caso.
- viii. Traspaso de datos bidimensionales de cristales a información tridimensional a través del uso de la macro *CSDSlice4* que procesa cifras de largo y ancho de los cristales detectados y entrega sus razones cristalográficas.
- ix. Análisis y obtención de la distribución del tamaño de cristales mediante el *software CSD Corrections* que utiliza cifras de largo, ancho, área, orientación, baricentro en *x*, baricentro en *y* y las razones cristalográficas de cada población de cristales descrita para proceder a la elaboración de gráficos que muestran la relación entre el tamaño de los cristales y su densidad de población.
- x. Cálculo de los valores de tasa de crecimiento, tasa de nucleación y tiempo de residencia de los cristales estudiados, en base a las cifras estimadas previamente con *CSD Corrections*.
- xi. Acople de los valores obtenidos y análisis de la dinámica y condiciones de ascenso magmático durante la erupción del cono Navidad 1988-1990.

CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO

El complejo volcánico Lonquimay (CVL) es parte del frente de la Zona volcánica centro sur (López-Escobar *et al.*, 1995) de edad Pleistocena media a Holocena, ubicado en la zona de falla Liquiñe Ofqui (ZFLO).

2.1 Marco Geológico Regional

2.1.1 Rocas Estratificadas Del Basamento

Complejo volcánico Vizcacha-Cumilao KPgvc (Cretácico-Paleógeno)

Secuencia volcanoclástica con andesitas potentes y, en menor medida, lavas basálticas, de 350 m de espesor. El complejo incluye rocas piroclásticas alteradas, con presencia de tobas de lapilli, brechas volcánicas andesíticas y tufitas, resultando en un espesor mínimo de 300 m. Representan depósitos de flujos piroclásticos, caída de piroclastos, flujos de detritos y retrabajo de piroclastos. Localmente, presenta intercalaciones de lutitas negras, areniscas de grano fino, medio y grueso, y brechas *syndimentarias* (Suarez y Emparán, 1997). Este complejo representa los productos de un volcanismo intermedio, subaéreo y de la acumulación de sedimentos en lagos.

Formación Curamallín OMc (Oligoceno-Mioceno, ca. 22-8 Ma)

Se conforma de rocas volcánicas andesíticas, dacíticas y riolíticas, y rocas sedimentarias, principalmente lacustres y subordinadamente fluviales (Suarez y Emparán, 1997). Consta de tobas cristalino-líticas de origen ignimbrítico, areniscas tobáceas, brechas volcánicas y lavas andesíticas amigdaloidales, localmente con intercalaciones de lutitas, limolitas y conglomerados. Incluye inyecciones filoneanas (Moreno *et al.*, 2012)

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

Secuencia de lavas con intercalaciones de brechas volcánicas de composición basáltica a dacítica, tobas ignimbríticas y conglomerados, de hasta 700 m de potencia. Localmente, están intruidas por cuerpos hipabisales subvolcánicos (Moreno *et al.*, 2012). La Formación Malleco se habría acumulado en un ambiente subaéreo, a partir de centros volcánicos ubicados a lo largo de la parte oriental de la franja de afloramientos de esta Unidad. Entre las estructuras volcánicas hubo sistemas fluviales, representados por las intercalaciones de ortoconglomerados y areniscas (Suarez y Emparan, 1997).

2.1.2 Rocas Intrusivas

Grupo plutónico Melipeuco Mg (Mioceno, ca. 15-7 Ma)

Conjunto de rocas plutónicas que forman parte del basamento, afloran al norte y sur del Complejo Volcánico Lonquimay - Tolguaca, consisten en granitos, granodioritas, tonalitas y monzonitas de biotita y hornblenda. Intruyen a los estratos de la Formación Curamallín (Moreno *et al.*, 2012), Complejo Vizcacha-Cumilao y subyacen a la Formación Malleco y Curamallín en sus niveles inferiores (Suarez y Emparán, 1997).

Intrusivos Hipabisales MPp (Mioceno-Plioceno, ca. 7-3.5 Ma)

Corresponden a pórfidos macizos de composición andesítica intermedia (58,4% SiO₂), aunque ocasionalmente, afloran apófisis de andesitas macizas afíricas. Cortan los estratos plegados de la Formación Curamallín y localmente subyacen en discordancia erosiva a la Formación Malleco (Moreno *et al.*, 2012).

2.1.3 Otros Volcanes De La Zona

Conjunto de volcanes de la cordillera principal

Volcán Sollipulli

Se ubica al sur-sureste del CVL y corresponde a un estratovolcán-caldera activo que aloja un glaciar de más de 2 km³ de volumen. Abarca un área de ca. 250 km² y tiene

un volumen de 85 km³, aproximadamente. Su última erupción registrada corresponde a la del volcán Chufquén (cono parásito) en el siglo XIII.

Volcán Llaima

Ubicado a 38°41'30" S - 71°44'00" O al sur-suroeste del CVL, con alrededor de 500 Km² de superficie, y un volumen aproximado de 400 km³, alcanza 3125 m s.n.m de altura y ca.2500 m sobre la base (Moreno y Naranjo, 1991). Corresponde a un volcán compuesto, mixto y de escudo, con una caldera sepultada de aproximadamente 8 km de diámetro, rodeada por ca.40 conos adventicios, además de pequeñas fisuras. El volcán habría iniciado su actividad durante el Pleistoceno superior (Suarez y Emparán, 1997).

Volcán Tolguaca

Se localiza a 38°18'S- 71°39'O, corresponde a un estratovolcán mixto (lavas y piroclastos), su base es, aproximadamente, elíptica con diámetros de 20 km noreste-suroeste y 13 km noroeste-sureste (Thiele *et al.*, 1987), cubriendo una superficie de ca.200 km². Las rocas del volcán Tolguaca comprenden basaltos, andesitas basálticas, andesitas y dacitas, siendo más abundantes las andesitas basálticas y las andesitas. Estas rocas son de carácter calcoalcalino. No se tiene registro claro de su última erupción (Suarez y Emparán, 1997).

Volcán Sierra Nevada

Se sitúa al sureste del CVL a 38°55'S- 71°36'O, es un volcán extinto que se eleva hasta 2554 m s.n.m. Corresponde a un antiguo estratovolcán coronado por una caldera erosionada de 3 km de diámetro, abierta hacia el oeste. Sus rocas son, principalmente, basaltos de olivino y brechas volcánicas.

2.1.4 Depósitos Cuaternarios

Depósitos No Consolidados

Unidad indiferenciada con intercalaciones piroclásticas y áreas de bloques dislocados por deslizamiento gravitacional.

Depósitos glaciares

Comprenden tilloides, depósitos glacialacustres y bloques erráticos en cumbres altas.

Depósitos fluviales

Los más antiguos comprenden gravas y ripios arenosos no consolidados a medianamente consolidados, con intercalaciones de arenas y gravillas, normalmente bien estratificadas, con clastos redondeados de diámetros variables entre 5 y 80 cm, y estructura imbricada. Son depósitos de terrazas fluviales, de algunos metros a decenas de metros de potencia (Thiele *et al.*, 1987). Los más actuales, en cambio, corresponden a gravas, gravas arenosas, arenas y excepcionalmente depósitos más finos de tipo limo-arcilloso, situados en sectores de remando o de inundación y en las zonas de desembocadura en lagunas como las de Galletué e Icalma (Thiele *et al.*, 1987).

Depósitos coluviales y deslizamientos

Involucra depósitos gravitacionales vinculados al retroceso de los hielos de la región a fines de la última era glacial. Además, se incluyen depósitos piroclásticos y de avalancha volcánica asociados a los volcanes Sierra Nevada y Sollipulli.

2.2 Marco Geológico Local

2.2.1 Complejo Volcánico Lonquimay

Se encuentra en el arco volcánico de los Andes del Sur, siendo conformado por el estratovolcán Lonquimay o principal (38°22'S y 71°35'W) y una cadena de centros adventicios de menor tamaño ubicados hacia el oriente, a lo largo de una fisura noreste-suroeste denominada 'Cordón Fisural Oriental' (Moreno y Gardeweg, 1989). Su edad es Pleistocena-Holocena, pues fue formado durante el periodo postglacial y aún se encuentra en proceso de edificación. Su última actividad registrada es en el periodo 1988-1990, la cual originó el cono de piroclastos Navidad. Las erupciones ligadas al CVL han sido de tipo pliniano a estromboliano con Índices de Explosividad Volcánica (IEV)

entre 2-4 (Moreno y Gardeweg, 1989). Los productos emitidos corresponden a lavas de tipo basalto - andesita basáltica y dacitas afaníticas o microporfíricas.

La actividad Holocena del CVL consta de 5 erupciones históricas (Petit-reuilh, 1996), y alrededor de 19 eventos piroclásticos entre 10200 y 190 AP (Polanco, 1998; Polanco, 2000). Las erupciones documentadas son resumidas en 4 fechas principales (Thiele *et al.*, 1987) a las que se incorpora el último registro obtenido por Moreno y Gardeweg (1989), cronológicamente, se tiene:

- Feb-1853: Proyección de material piroclástico y flujos de lava desde el volcán Lonquimay.
- Jun-1887 a dic-1889: Violento ciclo eruptivo con proyección de material piroclástico y grandes emisiones de lavas de bloque desde el Cordón Fisural Oriental y volcán Lonquimay.
- Ene-1933: Erupción de piroclastos desde volcán Lonquimay.
- Feb-1940: Fumarola o erupción de piroclastos desde el volcán Lonquimay.
- 1988-1990: Erupción estromboliana que origina el cono de piroclastos Navidad, desde el flanco noreste del volcán Lonquimay.

2.2.2 Volcán Lonquimay

Estratovolcán con forma de cono truncado, de perfil muy regular, ligeramente elongado en dirección OSO-ESE y laderas de pendiente pronunciada (30-40°). Alcanza una altura de 2865 m s.n.m. Su base, es de 8,5 km de diámetro promedio, cubre una superficie de 60 km². En la cima, presenta un cráter elíptico de 700 m de diámetro mayor orientado en dirección OSO-ENE. En su borde norte se encuentran tres cráteres secundarios de 150-250 m de diámetro y en el borde OSO, otro de 300 m de diámetro (Suarez y Emparán, 1997; Moreno y Gardeweg, 1989).

Sus productos corresponde a lavas y piroclastos de composición basáltica a andesítica (54-49% SiO₂). Moreno y Gardeweg (1989), se basan en las observaciones de Thiele *et al.*(*op.cit.*) e incorporan los análisis de la erupción 1988-1989, de este modo, determinan cinco unidades crono estratigráficas en el CVL. Actualmente, estas

definiciones han sido complementadas con los datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos expuestos en el trabajo de Moreno *et al.*,(2012). Las cinco unidades mencionadas son:

Unidad Lonquimay 1 (Pl1, Pleistoceno Superior): lavas andesíticas y basálticas (51,5-55,2% de SiO₂) que afloran discontinuamente en el pie suroeste y noroeste del cono principal. Además se compone de una secuencia volcánica estratificada, con intensa erosión glaciaria, que forma gran parte del cordón fisural.

Unidad Lonquimay 2 (PlH1, Pleistoceno Superior a Holoceno temprano): Corresponde a emisiones postglaciales de lavas y piroclastos andesíticas-basálticas y andesíticas intermedias (53,7-58,9% SiO₂), estas conforman gran parte de la ladera oriental y del cráter del cono principal.

Unidad Lonquimay 3 (H13, Holoceno temprano): Constituida exclusivamente por flujos de lava de composición andesítica-basáltica emitidos desde el cráter central y cráteres secundarios del volcán Lonquimay.

Unidad Lonquimay 4 (H14, Holoceno): Corresponde a lavas andesítico-basáltica y andesíticas (51,4-56,4% SiO₂) provenientes del cono principal, desde cráteres secundarios ubicados en su flanco oriental y a lo largo de la fisura OSO en la ladera occidental.

Unidad Lonquimay 5 (H15, Holoceno tardío): Compuesta de lavas de tipo 'aa' y bloque de composición andesítica y andesítica-basáltica (54% SiO₂) emitidas desde el cráter principal y desde una fisura de 1,5 km de longitud ubicada en el flanco occidental del volcán. La fisura consta de 4 cráteres alineados en dirección OSO-ENE.

2.2.3 Cordón fisural Oriental (CFO)

Estructura fisural noreste-suroeste de edad Holocena, de 8 km de longitud, compuesta de una docena de cráteres, pequeñas fisuras de menos de 0,5 km de largo, conos piroclásticos y domos, emplazados sobre rocas de la Formación Malleco. Las

composiciones van desde andesitas-basálticas hasta dacitas (52,8-65% SiO₂) (Moreno *et al.*, 2012). Contiene 6 subunidades que han sido establecidas:

- Volcanes Portezuelo Hfop (Holoceno): conos de piroclastos en el lado este del volcán Lonquimay. Su composición es dacítica (62,3-65% SiO₂) y están cubiertos por piroclastos indiferenciados (Moreno *et al.*,2012).

- Conos, Domos, Lavas y Cráteres de Explosión Hfoce (Holoceno): conjunto de conos piroclásticos, domos, lavas de tipo 'aa' y bloques, y cráteres de explosión alineados en dirección NE-SO a lo largo del CFO. Son de composición andesítica-basáltica en su mayoría (Moreno *et al.*,2012).

- Lavas de Bloques Río Lolco Hfol (Holoceno histórico): colada de tipo bloques, de 5 km de longitud, proveniente de una erupción histórica no documentada. La colada es de composición andesítica intermedia (57,7-58,5% SiO₂) (Moreno *et al.*,2012).

- Lavas de bloques Las Paramelas Hfolp (Holoceno histórico): flujos de lavas de tipo bloque originados en la erupción de 1853, ubicada al pie del volcán Lonquimay, de composición andesítica silícea (ca. 62% SiO₂) (Moreno *et al.*,2012).

- Lavas de Bloques Diamante Hfod (1889) (Holoceno histórico): derrames de lava del ciclo eruptivo 1887-1889, desarrollado en el pie del volcán Lonquimay, de composición dacítica (63-65% SiO₂) (Moreno *et al.*,2012).

- Volcán Navidad (1988-1990) Hfo (Holoceno histórico): representa la actividad más reciente del CVL, consiste en un cono de piroclastos de 190 m de altura y 360 m de diámetro del cual se origina una colada de 10 km de longitud, 0,25 km³ y 55 m de espesor en su frente, que descendió por el valle del Río Lolco, hasta las faldas del volcán Lolco cubriendo un área aproximada de 10 km² (Moreno *et al.*,2012).

Todas las Unidades descritas, excepto los depósitos cuaternarios, son ilustradas en la Figura 2, donde se muestra el mapa geológico del Complejo Volcánico Lonquimay-Tolguaca.

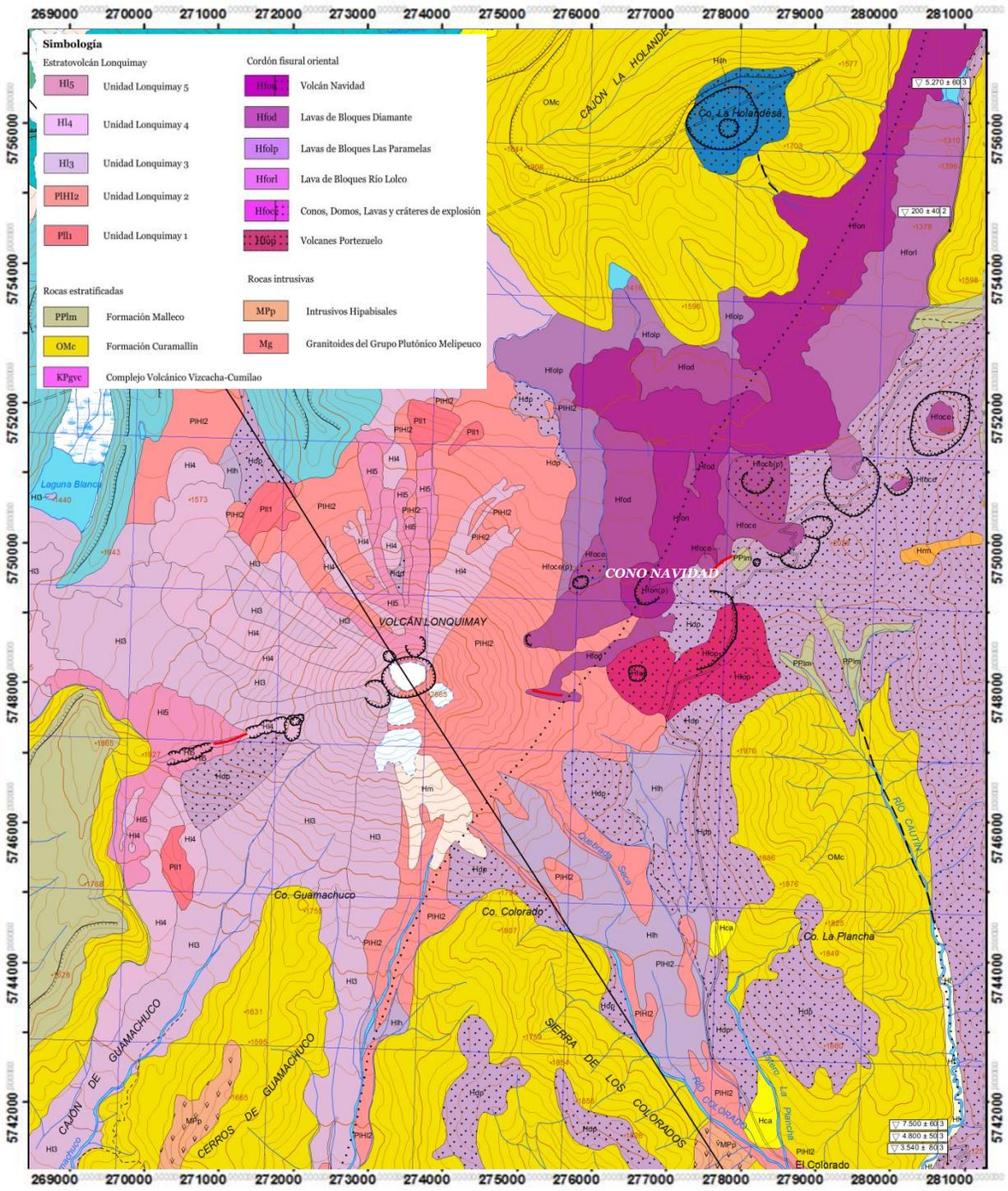


Figura 2. Extracto de mapa geológico del Complejo Volcánico Lonquimay-Tolguaca (Moreno et al., 2012).

CAPÍTULO III: MARCO TEÓRICO

El objetivo de este estudio es comprender la dinámica del ascenso magmático del cono Navidad mediante un modelo matemático sencillo donde se incorporen variables como viscosidad del magma y geometría del conducto, es por ello que es necesario analizar otros modelos volcánicos que han sido desarrollados para erupciones efusivas de manera tal que emulen las condiciones de su actividad desde distintas perspectivas.

Por otra parte, se requiere analizar las características y condiciones de formación de los cristales, como la tasa de crecimiento y nucleación, con el fin de comprender la dinámica del ascenso y además, deducir parámetros físicos esenciales como la viscosidad. Para esto, se incorpora el estudio de la distribución de tamaño de cristales (CSD) de acuerdo a lo diseñado por Marsh (1988).

3.1 Modelos Físicos Previos

Modelo de Blake (1981).

Calcula el volumen de magma necesario para que ocurra una erupción, considerando un sistema abierto. El factor gatillante para la actividad volcánica, en este caso, es el aporte de magma a la cámara que conduce a una presión magmática P , tal que excede la presión litostática (P_L) por un valor mucho mayor que la resistencia a la tracción de las paredes de la cámara magmática (σ), antes de que el contenido de la cámara haya alcanzado el equilibrio termodinámico y geoquímico. De este modo, se obtiene la ecuación (3.1), que relaciona el volumen crítico de material adherido (ΔV_I), requerido para causar una erupción, en función de la compresibilidad del magma y volumen de expansión de la cámara.

$$\frac{\Delta V_I}{V_c} = \frac{\sigma}{b} \quad (3.1)$$

Donde ΔV_I es medido a P_L , V_c es el volumen constante de la cámara y b corresponde al *bulk modulus*, que varía con la composición y temperatura. En su modelo, Blake agrega un coeficiente s para representar la expansión volumétrica de la cámara magmática.

Modelo de Wadge (1981).

Estudio basado en la variación de la descarga de magma durante una erupción basáltica, desarrollado a partir de la comparación entre las erupciones del volcán Mauna Loa, Kilauea y Etna. Describe una fase creciente y una fase menguante de la tasa eruptiva en el tiempo, junto a dos procesos adicionales: la variación geométrica del conducto eruptivo y el aporte constante de magma a la cámara durante la erupción. Sostiene que el conducto evoluciona desde un dique a una apófisis magmática vertical en forma de chimenea y que el ascenso magmático se efectúa bajo una fuerza de empuje constante debido al contraste de densidad entre el magma y las rocas de la cámara.

Asume un flujo laminar para la geometría de dique y establece la relación plasmada en la ecuación (3.2) y (3.3), pues, teóricamente, la descompresión del magma en un reservorio de tamaño fijo debería liberar energía de manera exponencial (Blake, 1981).

$$Q_t = Q_0 * \exp\left(-\frac{t}{\beta}\right) \quad (3.2)$$

$$\beta = \frac{12\mu h V_r}{\kappa \omega^3 l} \quad (3.3)$$

Donde Q_t es la tasa eruptiva, Q_0 es la tasa eruptiva inicial, t el tiempo, μ es la viscosidad, h , ω^3 y l corresponden a la profundidad, ancho y largo del dique y V_r es el volumen de roca deformada elásticamente.

Modelo Stasiuk et al., (1993).

Modelo físico enfocado en la determinación de factores que influyen en la dinámica de erupciones de lava no explosivas, en un sistema con régimen laminar y una

cámara magmática sobrepresurizada dentro de un medio elástico. El modelo es aplicado a erupciones ampliamente datadas como la del cono Navidad 1988-1990. Además, incluye las erupciones de La Soufrière y Parícutín, todas estas poseen una sobrepresión pre-eruptiva similar (10-20 MPa). Finalmente, establece una relación entre la tasa eruptiva y el volumen eruptado.

Al aplicar el modelo, se calcula la tasa eruptiva con un ajuste de mínimos cuadrados de funciones continuas sobre los datos de volumen-tiempo. Este método filtra las fluctuaciones en pequeñas escalas de tiempo y errores casuales medidos. Los valores obtenidos mediante el modelo se comparan con las observaciones de terreno. El resumen de parámetros eruptivos calculados y recopilados se muestra en la Tabla 1. En la Figura 3 se muestra el ajuste realizado con este modelo a los datos obtenidos por Naranjo *et al.*, (1992).

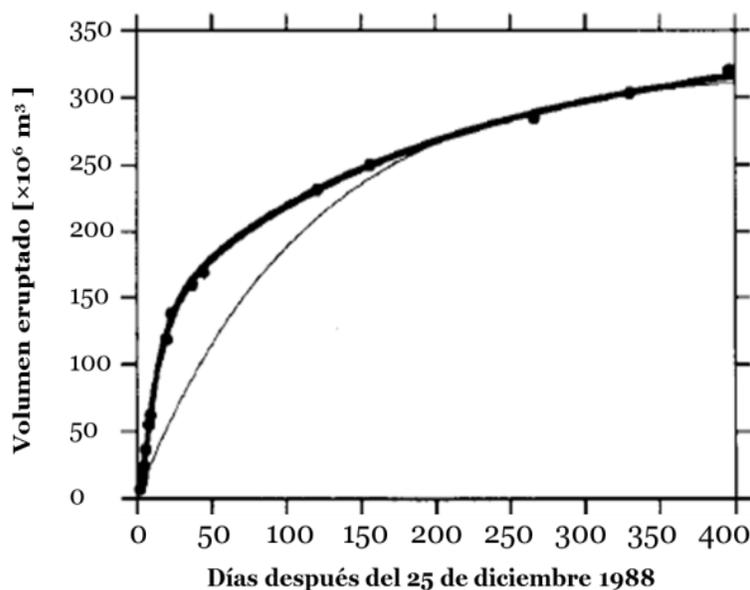


Figura 3. Volumen de tefra y lava (densidad equivalente a la roca) para la erupción 1988-1990 del volcán Lonquimay (Chile). Los puntos representan datos obtenidos en el trabajo de Naranjo *et al.*, 1992 y la línea gruesa su ajuste. La curva trazada por una línea delgada representa un ajuste exponencial. Modificada de Stasiuk *et al.*, (1993).

Tabla 1. Resumen de parámetro eruptivos, Lonquimay (Stasiuk *et al.*, 1993).

PARÁMETRO	VALOR	REFERENCIA
Volumen inicial de lava eruptado (V_i)	$6,8 \cdot 10^8 \text{ m}^3$	Naranjo 1992, Moreno y Gardeweg 1989
Volumen final de lava eruptado (V_f)	$2,4 \cdot 10^8 \text{ m}^3$	Naranjo 1992, Moreno y Gardeweg 1989
Espesor inicial de lava sobre boca del conducto (h_{Li})	0 m^3	Naranjo 1992, Moreno y Gardeweg 1989
Espesor final de lava sobre boca del conducto (h_{Lf})	0 m^3	Naranjo 1992, Moreno y Gardeweg 1989
Tasa eruptiva ($Q \cdot di$)	$70 \text{ m}^3/\text{s}$	Naranjo 1992, Moreno y Gardeweg 1989
Mitad del ancho de dique elíptico (a)	$2,5 \text{ m}$	Naranjo, pers. Commun
Mitad del largo inicial de dique elíptico (b_i)	200 m	Moreno y Gardeweg 1989
Mitad del largo final de dique elíptico (b_f)	40 m	Moreno y Gardeweg 1989
Radio de conducto cilíndrico (R)	no cilíndrico	Sparks 1982
Factor geométrico promedio del flujo inicial del conducto (ψ_i')	2450 m^4	White 1974
Factor geométrico promedio del flujo final del conducto (ψ_f')	490 m^4	White 1974
Viscosidad dinámica inicial del magma (μ_i)	$10^5 \text{ Pa} \cdot \text{s}$	Shaw 1972
Viscosidad dinámica final del magma (μ_f)	$10^5 \text{ Pa} \cdot \text{s}$	Shaw 1972
Densidad inicial del magma en la cámara (ρ_{ii})	$2600 \text{ Kg}/\text{m}^3$	Bottinga y Weill, 1970; Moreno y Gardeweg, 1989
Densidad final del magma en la cámara (ρ_{if})	$2600 \text{ Kg}/\text{m}^3$	Bottinga y Weill, 1970; Moreno y Gardeweg, 1989
Contraste inicial de densidad ($\rho_r - \rho_i$) con ρ_r : densidad de roca caja ($\Delta \rho_i$)	$0 \text{ Kg}/\text{m}^3$	Obs. En terreno; Stasiuk 1992
Contraste final de densidad ($\rho_r - \rho_f$) con ρ_r : densidad de roca caja ($\Delta \rho_f$)	$0 \text{ Kg}/\text{m}^3$	Obs. En terreno; Stasiuk 1992
Largo conducto (h)	6000 m	J.A Naranjo y M.Gardeweg [pers.commun]
Proporción de magma-densidad de lava (α)	$0,8$	Obs. En terreno; Stasiuk 1992

Modelo Ida, 1996.

Distingue las paredes de la cámara magmática (medio elástico) del conducto volcánico (fluido viscoso). Considera que la actividad volcánica ocurre en intervalos regulares con cambios de presión periódicos. Estudia las erupciones de los volcanes Kilauea, Unzan e Itza-Oshima. Estos eventos tienen más o menos cambios de presión asimétricos de forma cuasi-sinusoidal a serrada, con mayores transcurros de tiempo en la acumulación de presión del fluido que en la relajación. En el modelo el aporte de magma es una tasa constante que se acumula en una cámara elástica y se extruye en un conducto cilíndrico que aumenta o disminuye su tamaño debido a la deformación viscosa de la roca caja que lo rodea.

El modelo consiste en un sistema como se observa en la Figura 4, donde el fluido de viscosidad μ_f es suplido a tasa constante I , acumulado en una cámara magmática de rigidez η , y *bulk modulus* k , con un exceso de masa m y presión P . El flujo asciende por un conducto delgado de radio a que cambia debido a la deformación de la roca caja adyacente al fluido. Puede aplicarse a magmas de diferente composición, siempre y cuando se ajusten debidamente los parámetros eruptivos. La solución arroja actividad volcánica cíclica continua.

Si se considerara que las fuerzas de ascenso son dependientes de la presión, sería posible aplicar el modelo a más casos generales.

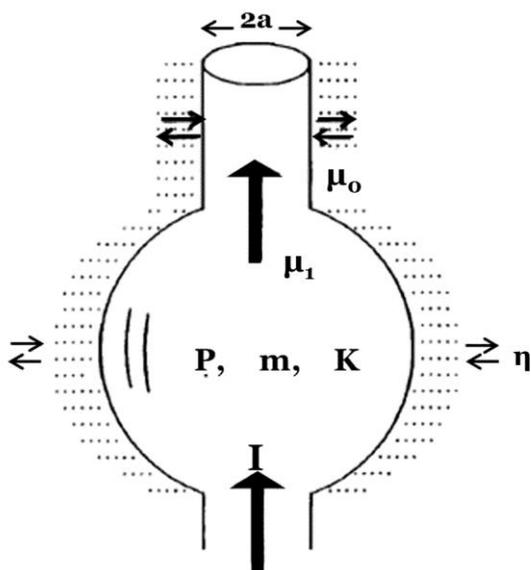


Figura 4. Sistema esquemático del modelo de Ida, 1996. Adaptación Ida 1996.

Modelo de Maeda, 2000.

Utiliza la geometría de Ida (1996), mostrada en la Figura 4, pero considera que el abastecimiento de magma es variable, en una cámara esférica inmersa en un medio elástico, con un conducto volcánico cilíndrico y formado de material viscoelástico, el radio del conducto es función de la diferencia entre las presiones que actúan dentro y fuera de la pared del conducto, como se muestra en la ecuación (3.4), la actividad volcánica es cíclica y de distintas intensidades.

$$\frac{dr}{dt} = \frac{rp}{2\mu} + \frac{1}{2\eta} \frac{d(rp)}{dt} \quad (3.4)$$

Donde r es el radio del conducto, t el tiempo, p es el exceso de presión, μ es la viscosidad y η es la rigidez del medio.

Maeda postula que el aporte de magma a la cámara magmática a una tasa dada, aumenta la presión dentro de ella. Este aumento expande el conducto, a través del cual el magma es descargado a una tasa determinada por la Ley de flujo de *Poiseuille*, controlado por la fuerza de empuje y el gradiente de presión.

Aunque el sistema, eventualmente, va desde un estado estacionario en el que el aporte y salida de magma están balanceados, la diferencia entre los tiempos de respuesta del reservorio y el conducto, causa oscilación en la tasa eruptiva. Lo que significa que la actividad volcánica oscila. Para un pulso expresado por una función de tipo Gaussiana, el número de oscilaciones aumenta cuando el aporte de magma crece.

El modelo es expresado por un sistema de ecuaciones no lineales de segundo orden. Para casos con aporte de magma constante, el sistema arroja soluciones de oscilaciones amortiguadas para la tasa de flujo de salida. Para casos con aporte de magma variable, en cambio, entendido como un pulso pequeño y constante, puede simular, satisfactoriamente, la tasa de descarga observada.

Modelo Melnik y Sparks, 2005.

Se trata de un modelo transiente del flujo de magma en un conducto volcánico que forma parte de un sistema abierto, con una cámara magmática que recibe un aporte continuo, basado en los modelos desarrollados por *Melnik y Sparks (1999, 2002)*. Se enfoca en los factores principales que controlan el flujo de magma en un conducto durante erupciones que construyen domos de lava. Los cálculos muestran la presencia de variaciones periódicas de la tasa eruptiva debido a la transición de un régimen estable cuando la tasa eruptiva es baja y el crecimiento de cristales es eficiente, de manera que la viscosidad es alta; a otro estado estable, cuando la tasa eruptiva es alta y la cristalización es despreciable. El sistema muestra respuestas, marcadamente, no lineales con la variación de parámetros controladores.

El modelo considera el efecto de la exsolución de gases, crecimiento de burbujas, escape de gases, descompresión por cristalización, variación en la temperatura del magma, contenido de agua, tamaño de los fenocristales, volumen de la cámara y reología del magma.

Modelo Costa, 2007.

Consiste en un modelo generalizado que asume una geometría de flujo representada por un dique elíptico con semi ejes a y b que varían con la profundidad, tal como se refleja en las ecuaciones (3.5) y (3.6).

$$a = a_0 + \frac{\Delta P}{2\eta} [-(1 - 2\nu)a_0 + 2(1 - \nu)b_0] \quad (3.5)$$

$$b = b_0 + \frac{\Delta P}{2\eta} [2(1 - \nu)a_0 - (1 - 2\nu)b_0] \quad (3.6)$$

Donde ΔP es la sobrepresión, a_0 y b_0 son los valores iniciales de los semi-ejes, ν el radio de *Poisson* de la roca caja y η su rigidez (*shear modulus*). El modelo muestra que el comportamiento depende de las condiciones de borde establecidas. Se reconocen dos escalas de tiempo para la periodicidad, una mayor asociada a la cámara magmática y otra menor, asociada al conducto. Este estudio no considera la disipación de viscosidad ni la pérdida de calor de las paredes del sistema.

Los modelos mencionados se enfocan, principalmente, en la reología y características físicas del magma. En este trabajo se integran los siguientes modelos: Primero, Wadge (1981), debido a que se basa en la variación de la tasa extrusiva en el tiempo; Blake (1981), por la relación planteada entre la sobrepresión y volumen de la cámara; y el modelo de Costa *et al.*, (2007), para incorporar el radio de conducto variable. Además, se utilizan los parámetros estimados a partir de Stasiuk *et al.*, (1993). Por otra parte, el análisis textural y mineralógico otorga una mejor aproximación de factores influyentes en el comportamiento del flujo como la profundidad de la cámara magmática, el tiempo de residencia, la tasa de nucleación y crecimiento de cristales.

3.2 Crystal Size Distribution (CSD)

La metodología de CSD se basa en la teoría desarrollada para la ingeniería química por Randolph y Larson (1971) que luego fue adaptada para la geología por Marsh (1988). Consiste en un balance de la población de cristales basado en la densidad numérica de cada rango de tamaño de cristales. Por lo general, resulta en una distribución logarítmica lineal de los cristales a medida que aumenta el tamaño. La pendiente negativa de cada distribución es una medida del producto de la tasa de crecimiento de la población completa y la edad media. La intersección con el ‘tamaño cero’ corresponde a la densidad de nucleación.

De este modo, la densidad de nucleación, tasa de crecimiento y nucleación, los órdenes de reacciones cinéticas y los procesos físicos involucrados (como fraccionamiento y acumulación de cristales) en los resultados del CSD pueden ser calibrados a partir de un modelo analítico. En la Figura 5 se muestra un gráfico de CSD estándar que ejemplifica lo anterior.

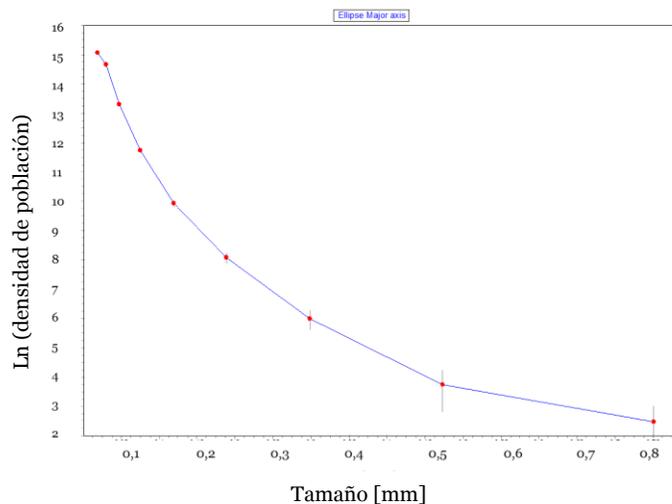


Figura 5. Gráfico CSD estándar construido con *CSDCorrections* cuya abscisa corresponde al tamaño de cristales [mm] y su ordenada al logaritmo natural de la densidad de población.

En la población de cristales de una roca volcánica, los microlitos y microfenocristales crecen durante el ascenso a través del conducto, mientras que los fenocristales representan las condiciones de almacenamiento en la cámara magmática (Melnik, 2013).

El caso de estudio más simple que se puede considerar, corresponde al planteado por Marsh (1998) en la ecuación (3.7).

$$n(L) = n_0 \exp\left(-\frac{L}{L_0}\right) \quad (3.7)$$

Donde n es la densidad poblacional de cristales, determinada por la ecuación (3.8).

$$n(L) = \frac{dN}{dL} \approx \frac{\Delta N}{\Delta L} \quad (3.8)$$

En que ΔN es el número de cristales en el intervalo ΔL , n_0 es el intercepto del CSD, que representa la densidad de población de cristales tamaño núcleo (n tal que $L \rightarrow 0$) y $1/L_0$ es la pendiente en un gráfico estándar de CSD. De este modo, distintos rangos de tamaño reflejarán las condiciones de ascenso a distintas profundidades. Y así, se puede obtener nueva información sobre el sistema de ascenso magmático (Melnik, 2013).

Por otra parte, para representar un balance de población de cristales en crecimiento, en estado de equilibrio, dentro o fuera de un rango específico de tamaño L mientras circula en un sistema, se describe la ecuación (3.9)

$$\frac{d(Gn)}{dL} = -\frac{n}{\tau} \quad (3.9)$$

Donde G es la tasa de crecimiento lineal promedio y τ es el tiempo de residencia promedio del cristal en el sistema ($=V/Q$; volumen/flujo). Si G es independiente de L , se puede integrar (3.9) y se obtiene la ecuación (3.10).

$$n = n_0 \exp\left(-\frac{L}{G\tau}\right) \quad (3.10)$$

En un gráfico convencional de CSD n_0 es el intercepto y $-1/G\tau$ es la pendiente. Si el tiempo de crecimiento o la tasa de crecimiento son conocidas, se podrá determinar al otro. La tasa de nucleación J puede ser calculada entonces mediante la ecuación (3.11).

$$J = \left(\frac{dN}{dt} \right) |_{L=0} = \left(\frac{dN}{dL} \right) |_{L=0} \left(\frac{dL}{dt} \right) = G * n_0 \quad (3.11)$$

Por otro lado, se puede considerar un sistema más razonable, en términos geológicos, en el que el modelo de enfriamiento no sea constante, es decir, el magma cristaliza y se enfría completamente por segmentos. La forma es la misma que la utilizada antes. El balance de población para este nuevo sistema, donde la cámara magmática permanece cerrada una vez estabilizada, es representado por la ecuación (3.12).

$$\frac{\partial(Vn)}{\partial t} + G \frac{\partial(Vn)}{\partial L} = 0 \quad (3.12)$$

El sistema es cerrado, es decir, el flujo de entrada es igual al de salida y el volumen del sistema (V) es variable. De este modo, la solución a la ecuación (3.12) será la ecuación (3.13).

$$\ln \left(\frac{n}{n_0} \right) = \left(-\frac{t}{h} + \frac{L}{Gh} \right) + \ln \left(\frac{V_0}{V(t)} \right) \quad (3.13)$$

Donde h tiene las unidades de medida de tiempo y por lo tanto, es análogo al tiempo de residencia τ , V_0 es el volumen inicial del sistema y $V(t)$ es el volumen del sistema en el tiempo t . El último término es despreciable excepto para valores muy grandes de $V_0/V(t)$. Así, un gráfico de $\ln(n/n_0)$ versus L tendrá una pendiente de $(-1/Gh)$ como en el caso de un sistema en equilibrio y un intercepto $t/h=1$. La única diferencia entre estos casos es que en el caso del sistema cerrado las pendientes de todas las líneas son normalizadas al mismo intercepto en la abscisa, mientras que en el caso en equilibrio cada ejemplo puede tener un intercepto diferente (Cashman, 1988).

3.3 Modelo

La modelación de procesos volcánicos requiere conocer los principios elementales de matemática, física y fluidodinámica, para lograr establecer una relación coherente con los fundamentos de geología que precise considerar el caso de estudio. A

continuación, se presenta un resumen con los aspectos más relevantes de la fluidodinámica para efectos de este trabajo.

3.3.1 Fluidodinámica

Los parámetros físicos de cada tipo de flujo controlan su comportamiento. Para conocer su variación en el tiempo se requiere hacer un análisis diferencial a través de ecuaciones que describan su movimiento. Sin embargo, estas ecuaciones se complejizan si se trata de comportamientos no-lineales, pues solo podrán ser resueltas si se asume una serie de simplificaciones, lo que dificulta la extracción de información. No obstante, existen algunas soluciones exactas para flujo laminares que son muy útiles, pues permiten la obtención de otras soluciones analíticas.

A partir de la Ley de conservación de masa, es decir, que la masa se mantiene constante en el tiempo en un sistema cerrado, se origina la ecuación de continuidad que es uno de los fundamentos de la mecánica de fluidos, válida para fluidos continuos o discontinuos, compresibles o incompresibles. La combinación de las ecuaciones de movimiento de *Navier-Stokes* con aquellas de conservación de masa, otorgan una descripción matemática completa de un flujo Newtoniano incompresible, en donde las soluciones dependerán, fuertemente, de la geometría del sistema analizado.

Por ejemplo, al analizar el caso de un flujo horizontal, continuo y laminar entre dos placas fijas paralelas, como se observa en la Figura 6, en el que las partículas se mueven en dirección paralela al eje x y la velocidad en las direcciones del eje y y z son nulas; se tiene que la variación de u en el tiempo es cero, por lo tanto, la velocidad en la componente x solo dependerá de la variación en y , es decir $u=u(y)$. Al continuar el análisis, se desprende que la tasa de volumen de flujo q pasando entre las placas, se puede expresar mediante la ecuación (3.14) (Munson *et al.*, 2009).

$$q = 2h^3\Delta P/3\mu l \tag{3.14}$$

Donde ΔP es el gradiente de presión, que disminuye en dirección del flujo, μ es la viscosidad y l es la distancia entre los dos puntos estudiados. Finalmente, se refleja que el flujo es proporcional al gradiente de presión, inversamente proporcional a la viscosidad y altamente dependiente del espesor del canal formado por las placas.

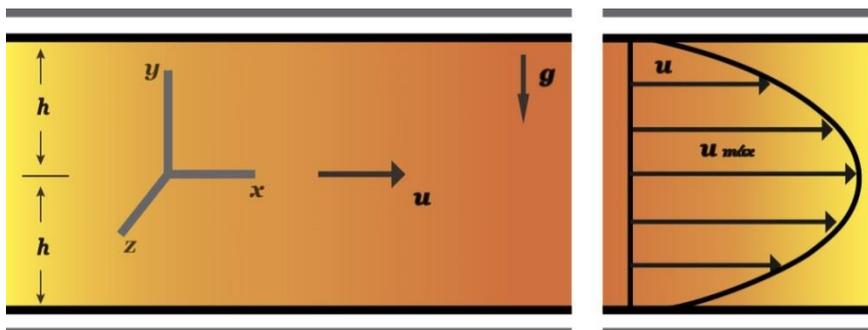


Figura 6. Sistema considerado para un flujo entre dos placas paralelas. Adaptación de Munson *et al.*, 2009.

Por otra parte, si se considera un flujo continuo, laminar e incompresible, conocido como *flujo de Poiseuille* (Munson *et al.*, 2009), dentro de un tubo circular con área transversal constante, cuya geometría se muestra en la Figura 7; es posible representar la dinámica de este flujo mediante el análisis del sistema con las ecuaciones de *Navier-Stokes* en coordenadas cilíndricas. El estudio de dicha situación permite obtener una relación entre la tasa de flujo volumétrico pasando a través de un conducto cilíndrico y el gradiente de presión.

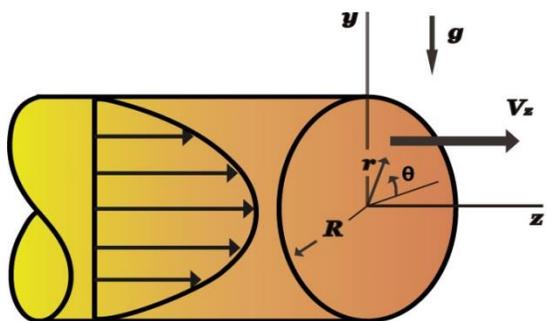


Figura 7. Sistema considerado para un flujo de Poiseuille. Adaptación de Munson *et al.*, 2009.

Así, para un gradiente de presión por unidad de largo dado, la tasa de flujo volumétrico (Q) es inversamente proporcional a la viscosidad y proporcional al radio del conducto a la cuarta. La ecuación (3.15), es la llamada *Ley de Poiseuille*.

$$Q = \frac{\pi R^4 \Delta P}{8 \mu l} \quad (3.15)$$

Donde R es el radio del conducto. En un escenario geológico, es necesario incorporar el concepto de flotabilidad, debido a la presencia de un gradiente de presión hidrostática en el sistema (Furbish *et al.*, 1997). En el caso particular del ascenso magmático, el contraste de densidad entre la roca y el magma provoca un empuje vertical que es representado por el término $\Delta \rho g$.

3.3.2 MODELACIÓN DE ASCENSO MAGMÁTICO

Según los antecedentes recopilados de la erupción del cono Navidad, se tiene que el sistema magmático consta de un conducto de ascenso de geometría variable, que al comienzo corresponde una fisura de 400 m de largo y 5 m de ancho, y evoluciona, temporalmente, a un conducto cilíndrico inferido a partir de la geometría de formación del cono. Por este motivo, se realiza la modelación del conducto de acuerdo a las posibles geometrías que adopta durante las fases eruptivas del cono Navidad. Así, se consideran tres casos: dique alimentador tabular (fisura), conducto cilíndrico de radio fijo y conducto cilíndrico de radio variable. En este trabajo, la simulación matemática del ascenso magmático es comparada con los datos empíricos obtenidos por Naranjo *et al.*, 1992.

El modelo se basa en lo hecho por Wadge (1981). En todos los casos se asume que el magma es un flujo continuo, laminar e incompresible, de viscosidad μ , el cual es almacenado en una cámara magmática situada a una profundidad h , de volumen V_c constante. Esta modelación, es válida para erupciones esencialmente efusivas. No puede ser aplicada a erupciones explosivas ya que se omiten factores de turbulencia y fragmentación que aumentan la complejidad matemática del problema.

El magma almacenado genera una sobrepresión en la cámara que al superar un punto crítico desencadena la erupción. De este modo, producto de la sobrepresión, el gradiente de presión en el eje vertical y el empuje $\Delta \rho g$ generado por el contraste de densidades entre la roca del conducto y el magma, se produce el ascenso magmático a

través del conducto hacia la superficie. Además se asume que hay un aporte constante de magma V_a a la cámara.

3.3.2.1 Caso Dique Alimentador Tabular (Fisura)

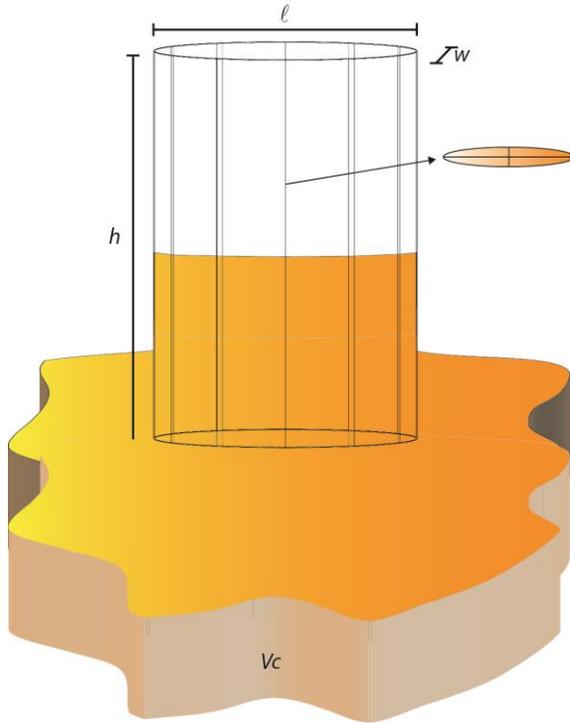


Figura 8. Geometría utilizada en Caso Dique alimentador tabular.

Considera un dique de profundidad h , ancho w y largo l por el cual asciende un flujo de magma Q , tal como se refleja en la Figura 8. Homologando el caso de flujo entre dos placas paralelas, se conoce la relación del flujo y la geometría a través de la ecuación (3.14), a la cual se le agrega el factor de flotabilidad en la componente de ascenso, resultando en la ecuación (3.16) para el flujo en ascenso.

$$Q = \frac{w^3 l}{12\mu} \left(\Delta\rho g + \frac{\Delta P}{h} \right) \quad (3.16)$$

Por otra parte, se utiliza la expresión para delta de volumen en el tiempo, que responde al nuevo magma inyectado y a la evacuación de magma de la cámara, y la igualdad para el gradiente de presión, plasmadas en la ecuación (3.17) y (3.18)

$$\Delta V = \Delta V_I - \int_0^t Q dt \quad (3.17)$$

$$\Delta P = k \frac{\Delta V}{V_c} \quad (3.18)$$

Utilizando las ecuaciones anteriores, se obtiene una expresión para tasa eruptiva en el tiempo, expresada en la ecuación (3.19).

$$Q(t) = \frac{w^3 l}{12\mu} \left(\Delta\rho g + \frac{k}{h V_c} \Delta V_I \right) - \frac{w^3 l}{12\mu} \frac{k}{h V_c} \int_0^t Q dt \quad (3.19)$$

Reordenando términos, se desprende que la expresión tiene la forma de una función exponencial.

$$\int_0^t Q dt = A - BQ(t) \rightarrow Q(t) = \frac{A}{B} e^{\left(\frac{-t}{B}\right)}$$

Con lo que se obtiene la ecuación (3.20).

$$\boxed{Q(t) = \frac{w^3 l}{12\mu} \left(\Delta\rho g + \frac{k\Delta V_I}{hV_c} \right) \exp\left(-t * \frac{w^3 lk}{12\mu hV_c}\right)} \quad (3.20)$$

Del mismo modo, basado en lo establecido en la ecuación (3.17), se obtiene la expresión para el volumen en el tiempo, representado en la ecuación (3.21).

$$\boxed{V(t) = \left(\frac{hV_c \Delta\rho g}{k} + \Delta V_I \right) \left(1 - \exp\left(-t * \frac{w^3 lk}{12\mu hV_c}\right) \right)} \quad (3.21)$$

3.3.2.2 Caso Conducto Cilíndrico Con Radio Fijo

Supone un conducto cilíndrico de radio fijo R y largo h , como se observa en la Figura 9. Con el fin de modelar la tasa eruptiva y volumen en el tiempo, se procede de manera análoga al caso tabular comenzando desde la ecuación de *Poiseuille* con un factor de flotabilidad incorporado tal como se refleja en la ecuación (3.22).

$$Q = \frac{\pi R^4}{8\mu} \left(\Delta\rho g + \frac{\Delta P}{h} \right) \quad (3.22)$$

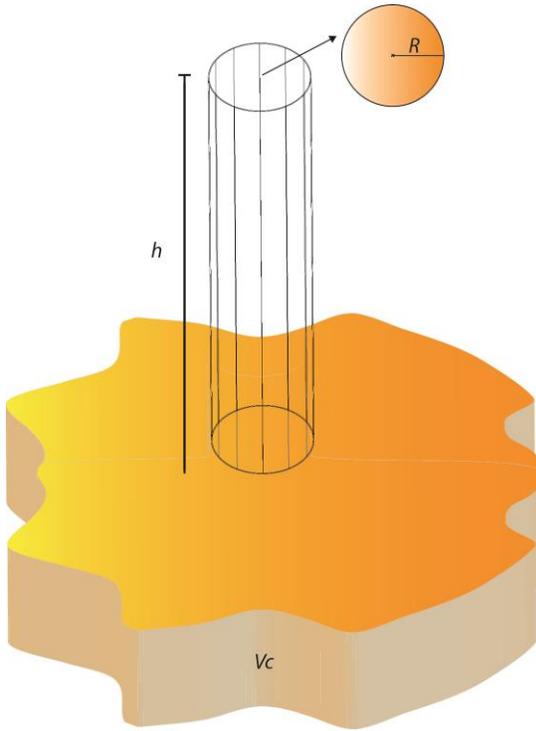
Reemplazando los términos de la ecuación (3.22) por los expuestos en las ecuaciones (3.17) y (3.18) del caso tabular, y reordenando los factores se obtiene la ecuación (3.23).

$$Q(t) = \frac{\pi R^4}{8\mu} \left(\Delta\rho g + \frac{k\Delta V_I}{V_c h} \right) - \frac{\pi R^4 k}{8\mu V_c h} \int_0^t Q dt \quad (3.23)$$

Nuevamente, se observa a partir de la ecuación (3.23) que la tasa eruptiva Q tiene la forma de una función exponencial, con lo que se deduce la ecuación (3.24) y la ecuación (3.25) para el volumen.

$$Q(t) = \frac{\pi R^4}{8\mu} \left(\Delta\rho g + \frac{k\Delta V_I}{V_c h} \right) \exp\left(-t * \frac{\pi R^4 k}{8\mu V_c h}\right) \quad (3.24)$$

$$V(t) = \frac{V_c h}{k} \left(\Delta\rho g + \frac{k\Delta V_I}{V_c h} \right) \left(1 - \exp\left(-t * \frac{\pi R^4 k}{8\mu V_c h}\right) \right) \quad (3.25)$$



3.3.2.3 Caso Conducto Cilíndrico Con Radio Variable

Se considera un conducto cilíndrico de radio R variable en el tiempo, de largo l , la geometría del sistema se muestra en la Figura 9. El radio fluctúa según la solución analítica obtenida para un conducto de forma elíptica con semi ejes a y b propuesta por Costa *et al.*, 2007 en la que la presión cambia gradualmente a lo largo del eje vertical y el tiempo t , asumiendo una sobrepresión interna que permanece constante para que sea válido utilizar la ecuación (3.5). Así, dado que el conducto es cilíndrico, los semi ejes a y b son iguales, con lo que obtiene la ecuación (3.26).

Figura 9. Geometría utilizada para Casos Conducto cilíndrico de radio fijo y Conducto cilíndrico de radio variable

$$R = a_0 \left(1 + \frac{\Delta P}{2\eta} \right) \quad (3.26)$$

Donde a_0 es el radio inicial. Reemplazando con los términos de la ecuación (3.18), se obtiene la expresión que representa el radio en función del tiempo, ecuación (3.27).

$$R(t) = a_0 \left(1 + \frac{k}{2\eta V_c} (\Delta V_I - V(t)) \right) \quad (3.27)$$

Se realiza el mismo procedimiento del caso anterior a partir de la Ley de *Poiseuille* considerando un radio dependiente del tiempo y se deduce la ecuación (3.28).

$$Q(t) = \frac{\pi R(t)^4}{8\mu} \left(\Delta\rho g + \frac{k}{v_{ch}} \left(\Delta V_I - \int_{t_0}^t Q dt \right) \right) \quad (3.28)$$

3.4 Antecedentes De La Erupción Del Cono Navidad (*Moreno y Gardeweg, 1989; Naranjo et al., 1992*)

El estudio de la erupción del cono Navidad tiene la ventaja, debido a su contemporaneidad, de contar con las observaciones *in-situ* de su evolución. De este modo, es posible utilizar datos empíricos como referente de comparación con observaciones actuales. Se destacan, especialmente, el estudio de Moreno y Gardeweg (1989) que monitorea y describe la erupción durante los primeros meses de desarrollo; y el trabajo de Naranjo *et al.*, (1992) que realiza un análisis morfológico y estructural de los productos del cono Navidad. A continuación, se mencionan los aspectos más relevantes.



Figura 10. Fotografía aérea, mirando desde el sur, de la erupción del CVL el 26 de enero de 1989. Se observa la pluma y la lava activa desde el cono Navidad. Modificado de Naranjo *et al.*, 1992.

La erupción se identifica en el pie noreste del CVL y sobre la fisura activa 1887-1889, que evoluciona desde una fisura con cuatro cráteres a una concentrada en el más occidental de ellos como se observa en la Figura 10. La erupción estromboliana fue precedida por alta actividad sísmica en la zona, posterior a ello genera un flujo de lava inicialmente de bloques, que progresa a transicional entre bloques y 'aa', con tasas de emisión que disminuyen de $5 \cdot 10^6$ a 10^6 [m³/día], la evolución de la colada de lava se resume en la Figura 11. Las lavas y piroclastos son de composición andesítica (57,8-58,9% SiO₂), con textura afanítica, muestran microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y opacos.

La actividad en sus inicios es estromboliana explosiva, de 2 a 3, según el índice de explosividad volcánica (VEI), con proyección de bombas, lapilli, ceniza y alta desgasificación debida a la presencia de vapor de agua, además, se destaca la presencia de una columna eruptiva que alcanza hasta 9000 m de altura cuya evolución se representa en la Figura 13. La actividad explosiva varía de manera irregular. De acuerdo al comportamiento, se denota dos fases alternativas: una fuertemente explosiva, identificada con hongos de vapor de agua y abundante proyección de bombas y otra de baja explosividad, con emisión continua de una densa columna de cenizas y gases. La temperatura de la lava emitida, medida con pirómetro óptico, es de 1020 ± 10 a 1040 ± 10 °C. En cuanto a los piroclastos, se reconoce la eyección de ceniza, lapilli, bombas y escasos bloques (accesorios y accidentales). Composicionalmente, la partícula juvenil más abundante es la escoria negra a gris oscuro. Las bombas y salpicaduras abundan en el cono y en un radio de hasta 2 km del cráter. A 500 m del cráter se encuentran bombas de hasta 4 m de diámetro con un bajo ángulo de proyección balística. El estudio de la formación de *levées* y flujos de lava emitidos, demuestra que la morfología, estructura y textura de la lava, están fuertemente ligadas a las variaciones en la tasa eruptiva, flujo de lava local, topografía del canal y a la madurez termal de la lava, que se refleja en los cambios de viscosidad detectados. Se sostiene que la tasa de erupción de lava disminuye con el tiempo así como la sobrepresión de la cámara y las dimensiones del conducto. Se destaca una fuerte baja de la tasa eruptiva luego de los primeros cien días de actividad, donde ya se había eruptado casi la mitad del volumen total como se observa en la Figura 12.

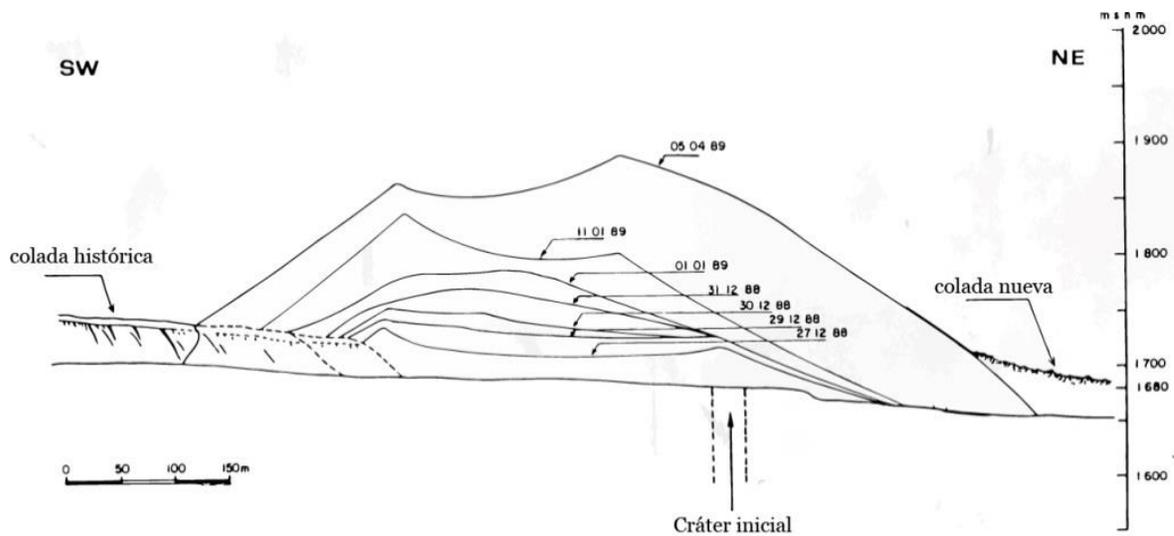


Figura 11. Evolución del cono Navidad entre el 27 de diciembre de 1988 y el 5 de abril de 1989. Modificado de Moreno y Gardeweg, 1989.

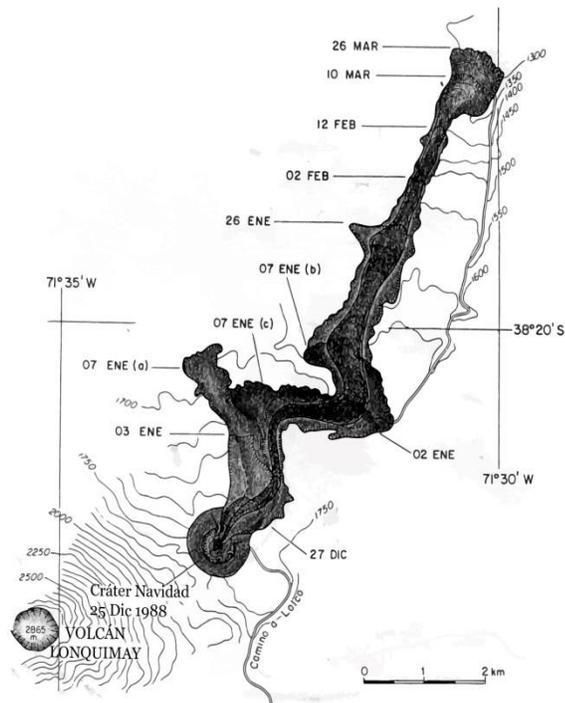


Figura 12. Evolución temporal de la colada de lava del cono Navidad. Adaptación de Moreno y Gardeweg, 1989.

Con el registro de los cambios del volumen eruptado (Figura 12) en el tiempo para piroclastos, lava y el material total, donde los volúmenes son expresados como densidad de roca equivalente. Se obtienen los valores calculados por Naranjo *et al.*, (1992), los cuales son representados en la Figura 14. El volumen total eruptado es 0,32 km³, cerca de 0,09 km³ corresponden a piroclastos y tefra, y 0,23 km³ a lava.

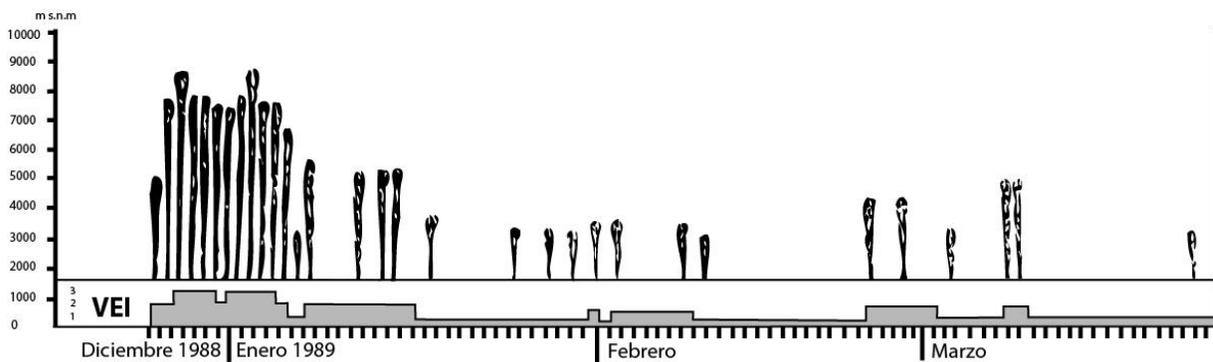


Figura 13. Alturas máximas de la columna de erupción y VEI estimado entre el 25 de Diciembre de 1988 y 25 de marzo de 1989. Modificado de Moreno y Gardeweg, 1989.

Tabla 2. Datos de tiempo y volumen extraídos de Naranjo *et al.*, (1992).

Tiempo [días]	Volumen [m ³]
4,3605	16798100
7,3231	34897400
8,9033	56238600
10,3638	62700500
19,9868	120876100
22,9495	138975500
37,9198	161541300
45,7337	169911200
121,5929	232919700
156,9381	249557400
266,3905	286514100
329,9191	304946800
397,6469	320123100

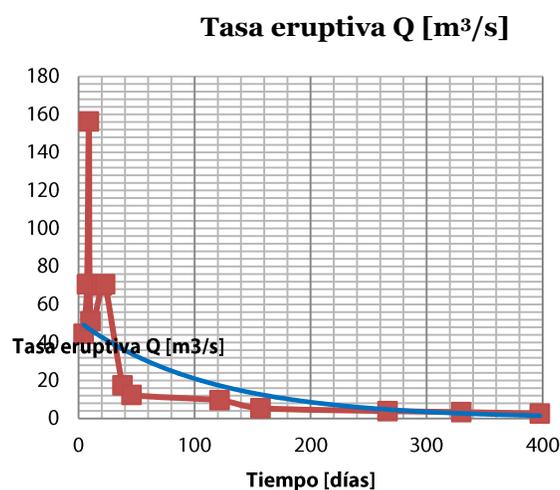
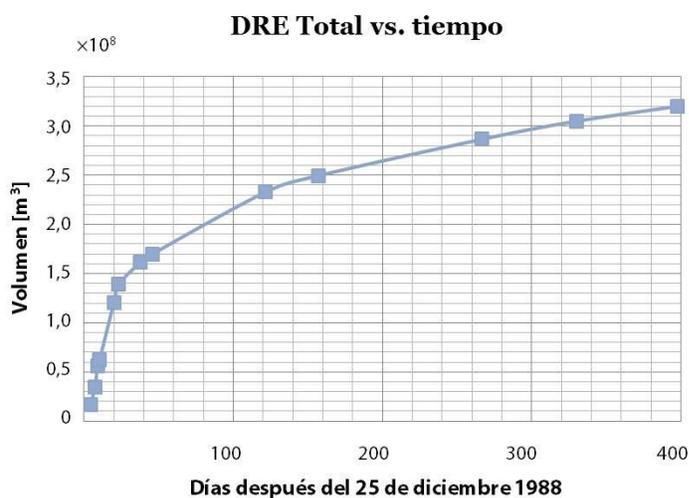


Figura 14. Arriba. Cambios en el volumen eruptado de material total con el tiempo. Adaptación de Naranjo *et al.*, 1992; Abajo. Variación de la tasa eruptiva en el tiempo estimada a partir de los registros de Naranjo *et al.*, 1992.

CAPÍTULO IV: RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados del modelo de ascenso magmático integrados con los datos petrográficos y sus análisis. Por ello, primero se presenta la caracterización de las muestras tomadas; luego los resultados de la cuantificación de sus componentes; la estimación de la viscosidad con el objetivo de generar una expresión numérica que se integre al modelo del ascenso; Posteriormente, se expone lo obtenido a partir de la distribución de tamaño de los cristales y finalmente, el planteamiento y resultados de modelamiento numérico postulado.

A continuación, se presentan los análisis de las muestras (Figura 16) y datos tomados durante las campañas de terreno realizadas en la zona de estudio, cuyos puntos de control se muestran en la Figura 15.

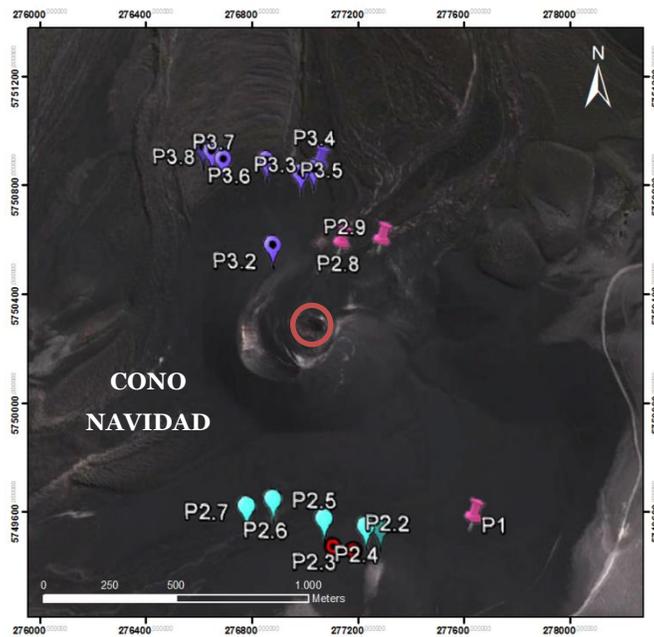


Figura 15. Distribución de los puntos de control respecto al cráter (círculo rojo) del cono Navidad.

4.1 Caracterización De Muestras

4.1.1 Análisis granulométrico

Durante la campaña de terreno, se tomó muestras de piroclastos de distintos tamaños, desde bomba a ceniza como se grafica en la Figura 16. Las primeras fueron caracterizadas según su dimensión volumétrica (Anexo 2.1), mientras que las otras fueron clasificadas según la etapa eruptiva que representan como tefra base, inferior, intermedia y superior, de acuerdo a su posición estratigráfica en una sección vertical de 2 metros, ubicada en el punto P1 de la Figura 15; abarcando desde el comienzo hasta el final de la erupción, la tefra corresponde principalmente a fragmentos escoráceos. En la Figura 17 se representa esquemática la disposición de los niveles muestreados. Mediante el tamizaje de las muestras tomadas, se realiza un análisis granulométrico de cada set de tefra, cuyo resultado se resume en la Figura 18 y se detalla en el Anexo 2.2. Las poblaciones de tamaño más abundantes son seleccionadas para realizar cortes transparentes a las briquetas conformadas por sus clastos.

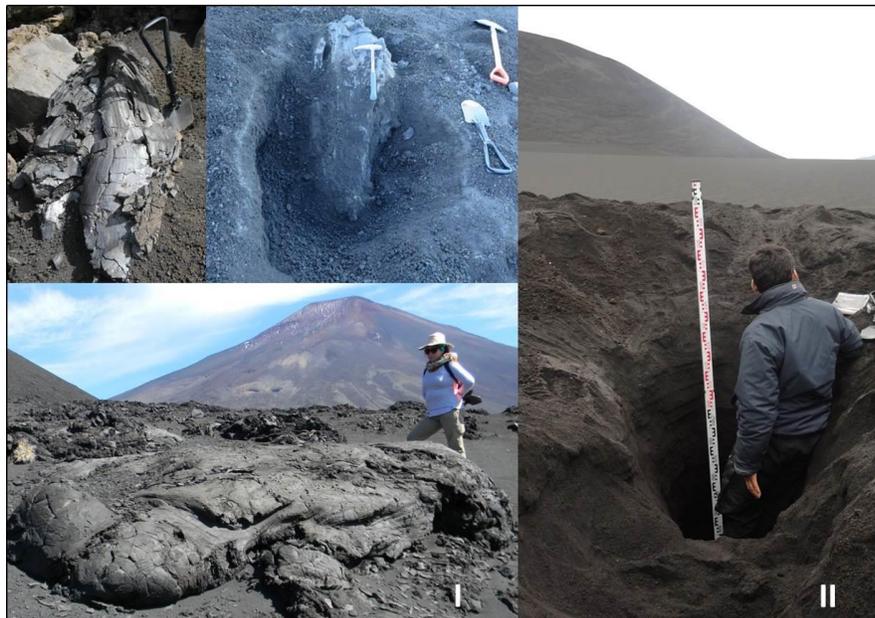


Figura 16. Fotografías de las muestras tomadas en terreno. A la izquierda (I) se muestran tres bombas de distintos tamaños registrados en terreno. A la derecha (II) se muestra la columna desde la que se extrajeron las muestras e tefra inferior, intermedia y superior.

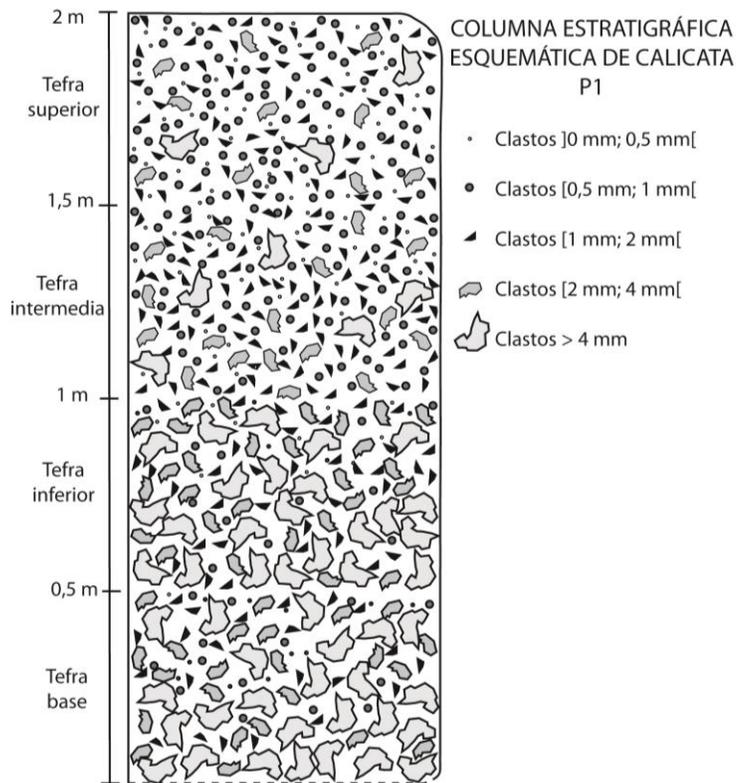


Figura 17. Columna estratigráfica esquemática de la calicata realizada en el punto P1 de la Figura 15. En ella se muestra la relación de tamaño de los clastos escoráceos entre los distintos niveles determinados.

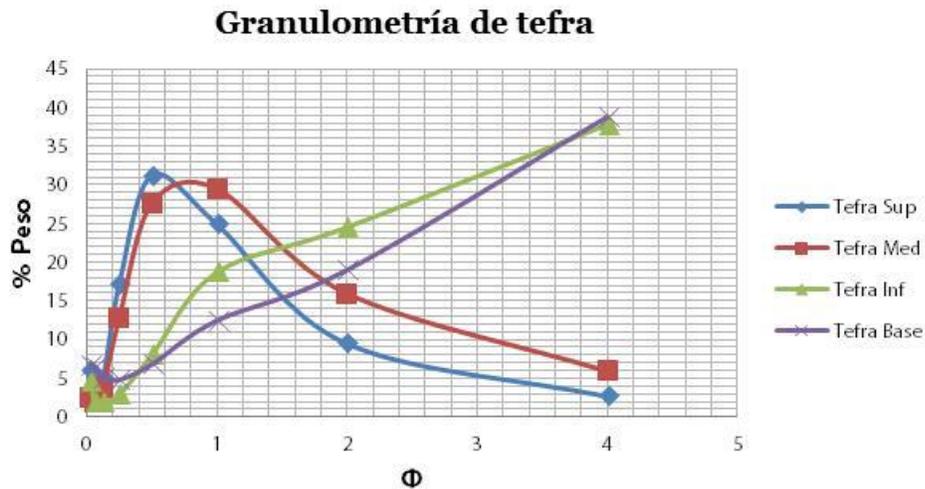


Figura 18. Análisis granulométrico para muestras de tefra del cono Navidad.

4.1.2 Características petrográficas

Para el análisis petrográfico se seleccionaron 4 muestras de lava, 5 muestras de bombas y 4 sets de clastos de tefra que son representados en la Figura 19. Los piroclastos analizados corresponden, en general, a rocas de composición basáltica hipocristalinas, de textura porfírica y mineralogía difícil de distinguir a simple vista, a excepción de pequeños cristales de plagioclasas. Se observa alto contenido de vesículas de tamaño variable, pero menor a 5 mm en general.

Del análisis microscópico de bombas, se tiene que la textura vitrofírica predomina con mineralogía de plagioclasas subhedrales, clinopiroxenos y olivinos anhedrales y opacos no identificados. En el caso de las bombas se observa textura traquítica y poikilitica, con escasa presencia de fenocristales (~5%), que en su mayoría son plagioclasas, y una masa fundamental compuesta por microlitos de piroxenos, olivinos y plagioclasas (menores a 0,1 mm) y vidrio. La vesicularidad se estima entre 25 y 40%, aproximadamente. En el caso de la tefra, la presencia de fenocristales es ínfima (~2%), predomina la presencia de microlitos de plagioclasa y vesículas, mientras que los clinopiroxenos y olivinos son escasos. No se observa orientación preferencial en ninguna de sus estructuras.

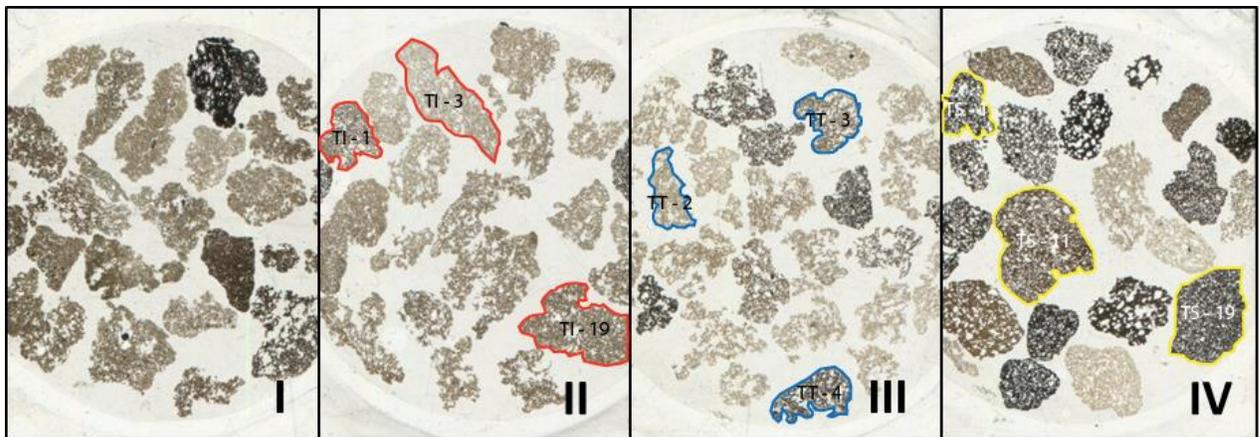


Figura 19. Imágenes obtenidas mediante scanner de cortes transparentes, a nícoles paralelo, de tefra del cono Navidad. (I) Tefra Base; (II) Tefra Inferior; (III) Tefra Intermedia y (IV) Tefra Superior. En cada una de ellas se rotula aquellos clastos que fueron utilizados para este estudio.

4.1.3 Caracterización con microscopía electrónica

Los sets de muestras “Tefra Inf”, “Tefra Intermedia” y “Tefra Sup”, correspondientes a la etapa inicial, media y final de la erupción del cono Navidad, respectivamente; fueron analizados con microscopía electrónica mediante SEM, en el cual se obtuvo imágenes con 200x y 600x de aumento de 3 clastos diferentes de cada briqueta. En todos los sets de muestras se trabaja con tres clastos diferentes, tal como se ejemplifica en la Figuras 20, 21 y 22. A su vez, se obtuvo imágenes procesadas con el *software* INCA de manera que se diferencien los cristales de plagioclasas, clinopiroxenos y la población de vesículas. Los olivinos, clinopiroxenos y opacos son agrupados y denominados como “Máficos”

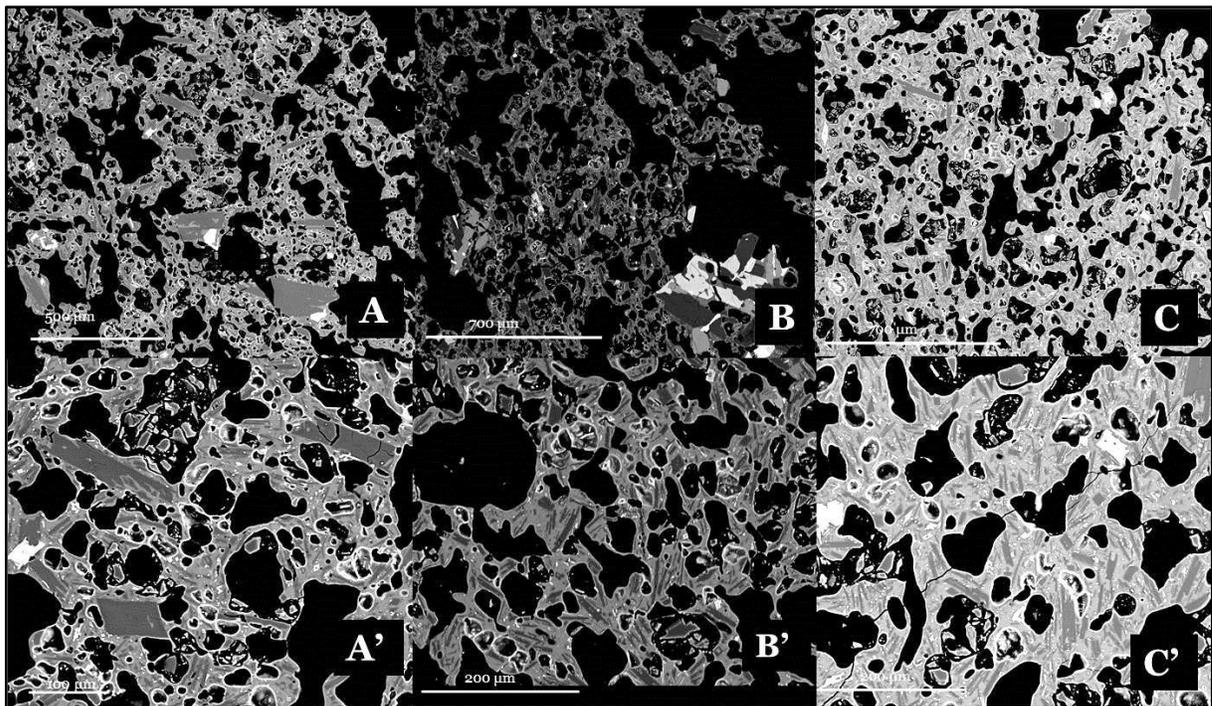


Figura 20. Imágenes de la muestra Tefra-Inf obtenidas mediante microscopía electrónica (SEM). La primera fila se encuentra a 200x, mientras que la segunda está a 600x. (A) y (A') corresponden al clasto 1; (B) y (B') al clasto 3; (C) y (C') al clasto 19.

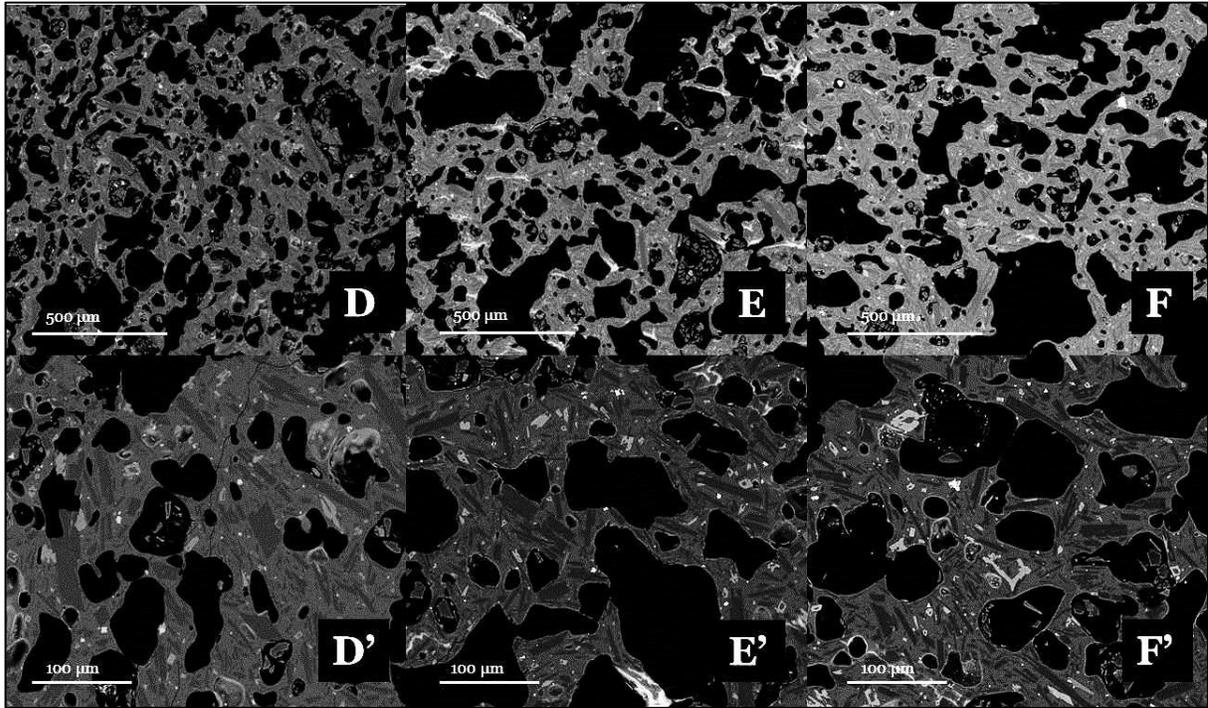


Figura 21. Imágenes de la muestra Tefra-Intermedia obtenidas mediante microscopía electrónica (SEM). La primera fila se encuentra a 200x, mientras que la segunda está a 600x. (D) y (D') corresponden al clasto 2; (E) y (E') al clasto 3; (F) y (F') al clasto 4.

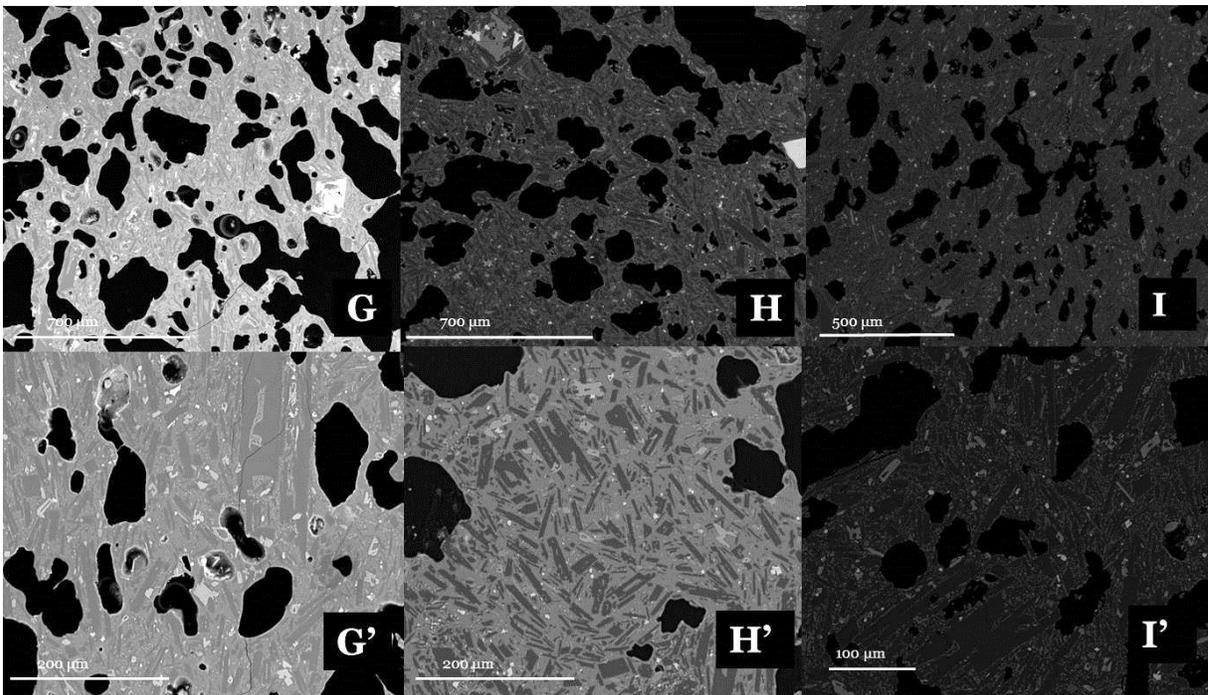


Figura 22. Imágenes de la muestra Tefra-Sup obtenidas mediante microscopía electrónica (SEM). La primera fila se encuentra a 200x, mientras que la segunda está a 600x. (G) y (G') corresponden al clasto 2; (H) y (H') al clasto 3; (I) y (I') al clasto 19.

Cada una de las imágenes obtenidas con SEM, ha sido procesada con el *software JMicroVision v1.27*, con el fin de cuantificar las dimensiones y distribución de las distintas poblaciones de cristales. De este modo se obtienen valores para el largo, ancho, área, perímetro, baricentro en x, baricentro en y, orientación, excentricidad, compactación, diámetro circular equivalente, elipticidad, rectangularidad, solidez, y convexidad de cada cristal diferenciado.

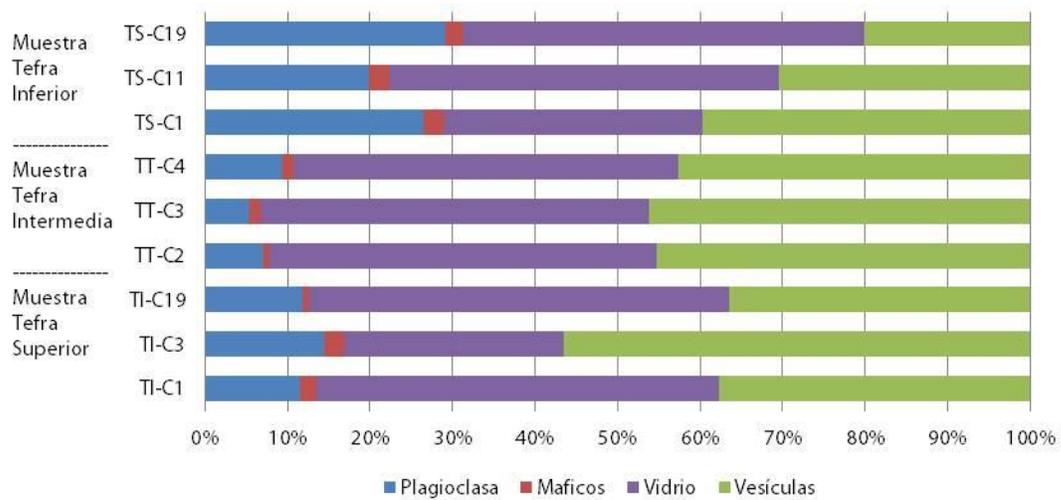
4.2 Cálculo de contenido de cristales y viscosidad

4.2.1 Cuantificación de cristales, vidrio y vesículas

El porcentaje de contenido de cristales es obtenido a partir del área cubierta por cada cristal o vesícula discriminada con *JMicroVision v1.27*, cuyos resultados son resumidos en el Anexo 3. El cálculo del contenido total de cristales, se realiza normalizando el área respecto a las vesículas. Se consideran fenocristales y microlitos dentro del contenido cristalino, pues se asume que los últimos cristalizan durante el ascenso magmático, por lo que son de interés para este estudio. Los resultados se representan en la Figura 23 para las muestras estudiadas a 200x y 600x de aumento.

En la Figura 24 se muestran gráficos que permiten comparar el contenido de plagioclasas, máficos, vesículas, vidrio y total de cristales entre las distintas muestras estudiadas. Se observa que el contenido de plagioclasas aumenta a medida que se desarrolla la erupción; los máficos disminuyen entre las dos primeras fases y luego aumenta; el contenido de vidrio se mantiene en un rango promedio de 40-50%, excepto en las fases extremas donde se localizan mediciones de 30% de vidrio aproximadamente; el contenido de vesículas, en cambio, disminuye a lo largo de la erupción. Por último, el contenido total de cristales aumenta entre el inicio y fin de la actividad volcánica, presentando una baja suave durante la fase intermedia.

Contenido de cristales - Tefra a 200x



Contenido de cristales - Tefra a 600x

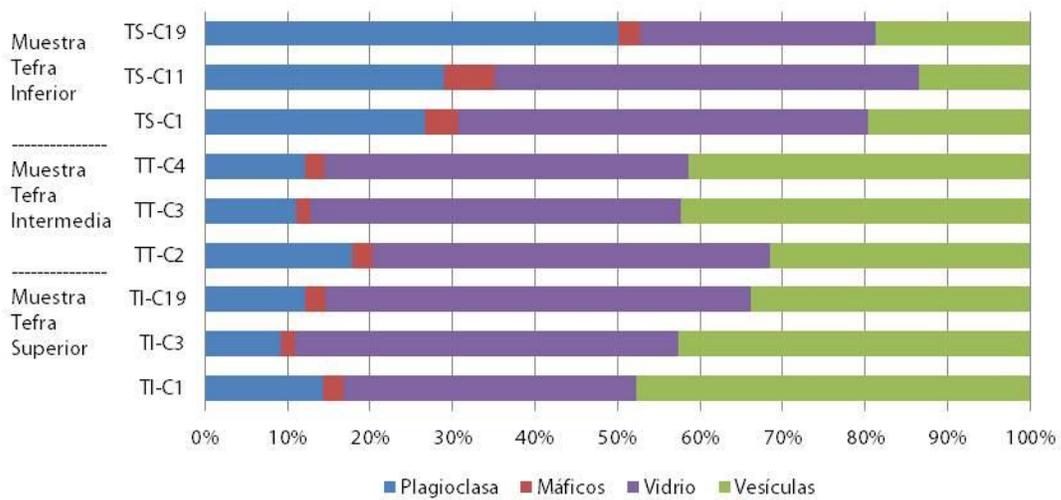


Figura 23. Resumen del contenido de plagioclasas, máficos, vidrio y vesículas en las muestras de tefra estudiadas a 200x y 600x.

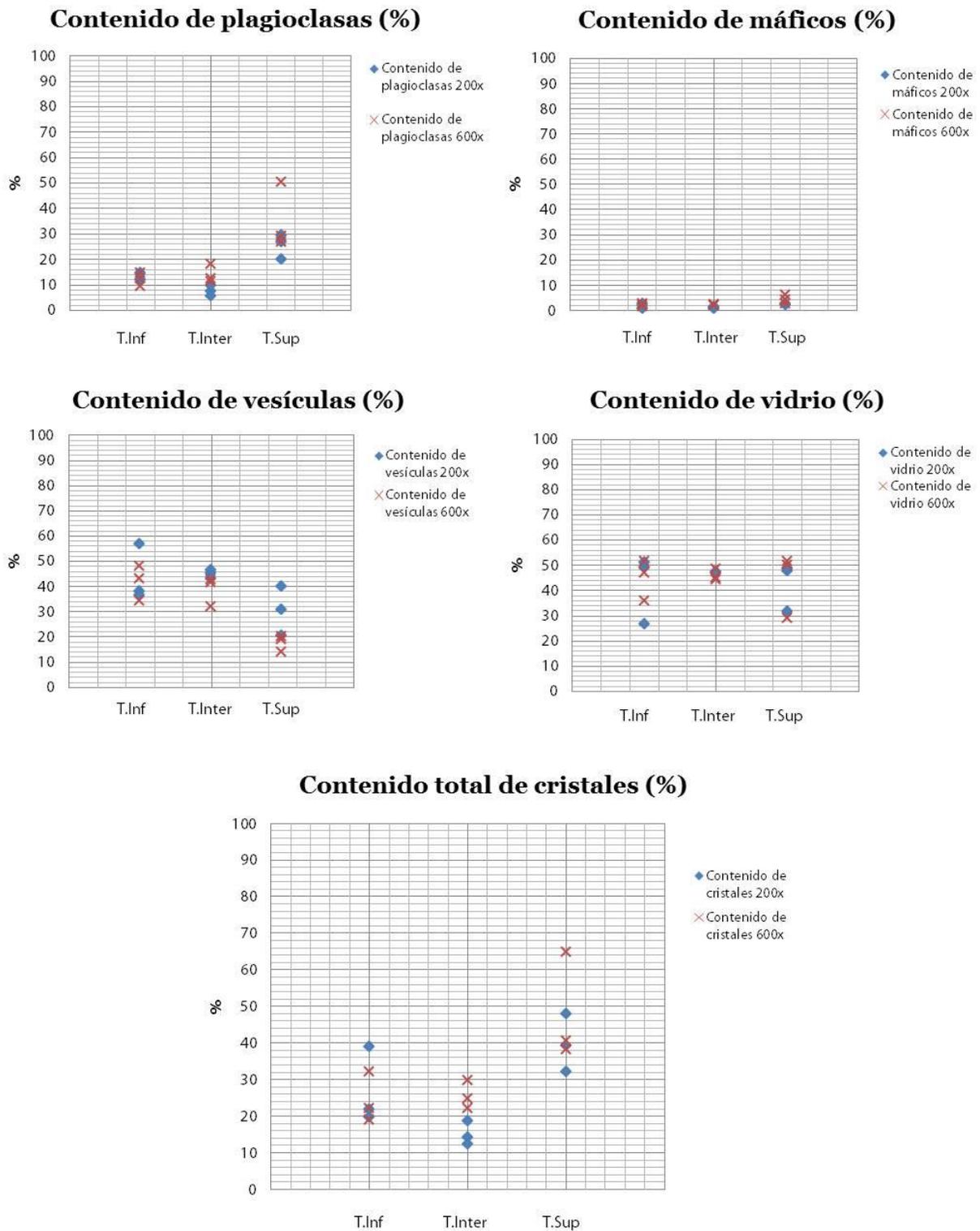


Figura 24. Comparación del contenido de plagioclasas, máficos, vesículas, vidrio y total de cristales de cada muestra estudiada.

4.2.2 Viscosidad del magma

Con los datos obtenidos anteriormente, es posible determinar el valor de la viscosidad del magma con el fin de incorporar este parámetro en el modelo numérico del ascenso magmático. Por lo tanto, se considera que el magma es un flujo laminar, lo que corresponde al concepto de viscosidad newtoniana μ (ecuación 4.1).

$$\mu = \mu_L \left(1 - \frac{\phi}{\phi_m}\right)^{-2.5} \quad (4.1)$$

Donde ϕ es el contenido de cristales y ϕ_m es el empaquetamiento máximo. Para la determinación de la viscosidad se analizan los tres sets de muestras: “Tefra Inf”, “Tefra Intermedia” y “Tefra Sup”, las cuales representan a los primeros cien días de actividad eruptiva. Posteriormente, no hay registros de columna eruptiva por lo que se extrapola la información extraída con datos empíricos hasta el final de la erupción.

Dado los valores obtenidos para el contenido de cristales, mostrados en la Figura 23, se deduce un contenido promedio de 0,256; 0,2 y 0,39 para cada fase, la tendencia del contenido de vesículas y cristales son representados en la Figura 25. Se observa que la cantidad de cristales aumenta hacia las fases terminales de la erupción, mientras que las vesículas disminuyen, se destaca que los cristales se relacionan de manera inversa con la cantidad de vesículas.



Figura 25. Evolución del contenido de vesículas y cristales en el tiempo.

Los contenidos de cristales corresponden a muestras de piroclastos del cono Navidad, se sostiene que es válido extrapolarlos a todo el material volcánico eruptado, pues están sometidos a las mismas condiciones termodinámicas y de cristalización mientras se encuentra en la cámara o el conducto. Las diferencias detectadas entre la viscosidad de lava y la de piroclastos se asocian al mayor tiempo de cristalización de la lava bajo condiciones atmosféricas.

Viscosidad de la fase fluida

Se calcula con la *macro grdViscosity* (Giordano *et al.*, 2007) utilizando los datos de composición química del vidrio las muestras de tefra inferior y superior, obtenidos mediante microsonda cuyos valores se resumen en la Tabla 3. De este modo la viscosidad de la fase fluida fluctúa entre 2137,9 y 2454,7 [Pa·s].

Tabla 3. Composición química de piroclastos del cono Navidad.

Óxido	Tefra Inf (Wt. %)	Tefra Sup (Wt. %)
SiO2	61,28	61,19
TiO2	1,8	2,06
Al2O3	13,34	12,49
FeO(T)	9,59	9,91
MnO	0,254	0,24
MgO	1,57	1,56
CaO	4,38	4,23
Na2O	4,31	4,43
K2O	1,53	1,94
P2O5	0,59	0,59
H2O	1,9	1,95
F2O-1	0	0
Temperatura (°C)	1018	1022
Viscosidad fase fluida	2454,7	2137,9

Utilizando los datos calculados de ϕ y μ_L , con $\phi_m=0.502$ (Mueller *et al.*, 2010), se obtienen los valores de viscosidad relativa para cada clasto (Anexo 4). Para el caso “Tefra intermedia” se utiliza un promedio de la viscosidad de fase fluida de “Tefra Inf” y “Tefra

Sup”. Los resultados son resumidos en la Tabla 4. Si se asocia cada valor a la temporalidad de la fase que representan, se tiene la curva mostrada en la Figura 26, cuya evolución en el tiempo es reflejada por la ecuación (4.2) y (4.3).

Tabla 4. Valores de viscosidad promedio de cada fase eruptiva.

Fase eruptiva	Viscosidad promedio [Pa*s]
Inicial	$2,93 \cdot 10^4$
Intermedia	$1,02 \cdot 10^4$
Superior	$8,35 \cdot 10^4$

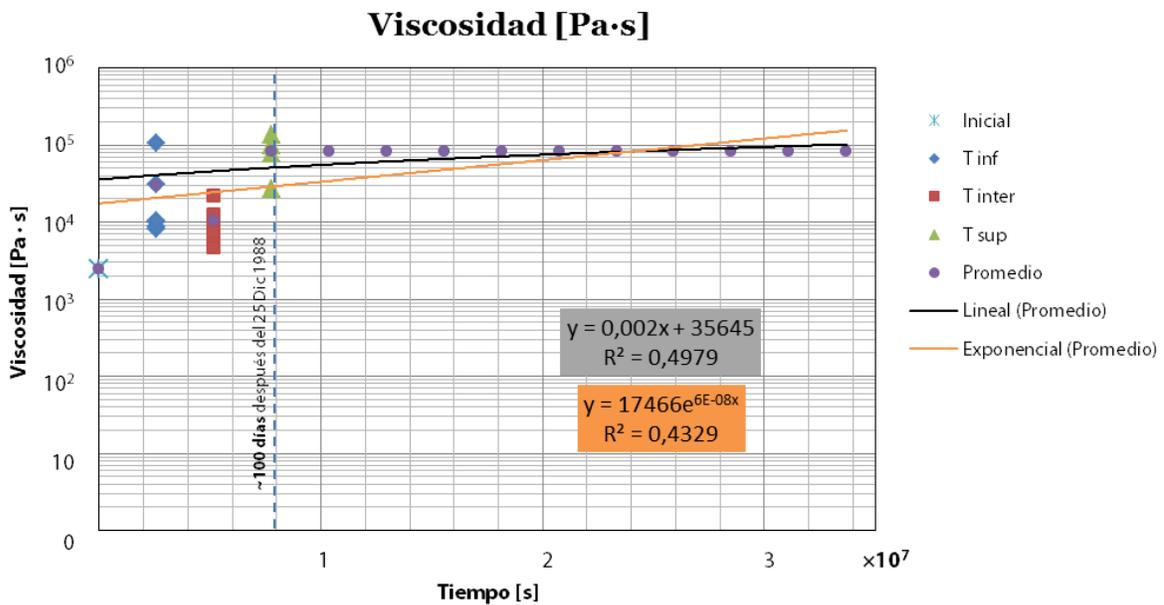


Figura 26. Relación de la viscosidad relativa promedio y la fase eruptiva.

$$\mu_1(t) = 0,002 * t + 35645 \tag{4.2}$$

$$\mu_2 = 17466 * \exp(6 * 10^{-8} * t) \tag{4.3}$$

4.3 Análisis CSD de Tefra del Cono Navidad

La metodología CSD se desarrolla a partir de los datos obtenidos con *JMicrovision v1.27*. La integración de los valores de razones cristalográficas, largo, ancho, área, orientación, baricentro en x , y baricentro en y en el *software CSDCorrections* permite obtener la distribución de datos de densidad de población y tamaño necesarios. Se agrega, además, como referencia volumétrica el contenido de cristales medido previamente. El procedimiento se realiza para plagioclasas y máficos a 200x y 600x, de todos los clastos analizados en “Tefra Inf” y “Tefra Sup”.

4.3.1 Razones cristalográficas y CSD primarios

La razón de aspecto o cristalográfica tiene tres parámetros: dimensión pequeña, intermedia y larga (S:I:L) (Higgins, 2000). Para determinarla se ingresan los valores de largo y ancho correspondientes a los cristales observados en cada imagen en la *macro CSDSlice4*. Los valores calculados para las razones cristalográficas son ordenados en la Tabla 29 del Anexo 4, donde se destacan los mejores ajustes obtenidos para cada clasto, los cuales fueron utilizados para realizar el acople de resultados. En la Tabla 5, se cuadran los valores mínimos, máximos y promedio calculados para cada set de minerales según la fase eruptiva.

Tabla 5. Razones cristalográficas mínimas, máximas y promedio para cada set de minerales según la fase eruptiva.

	Plagioclasas		Máficos	
	Tefra Inf	Tefra Sup	Tefra Inf	Tefra Sup
x prom	1	1	1	1
x mín	1	1	1	1
x máx	1	1	1	1
y prom	2,35	2,16	1,88	1,28
y mín	1,7	1,5	1,5	1
y máx	2,7	2,8	2,7	1,5
z prom	6,66	5,2	6,08	4,25
z mín	4	3	2	2
z máx	8	8	10	10

Los resultados de 200x y 600x, en primera instancia, son acoplados y graficados como se muestra en la Figura 27 para plagioclasas y en la Figura 28 para máficos. En ellos se observa la tendencia de la relación $\ln(\text{densidad poblacional})$ vs. Tamaño [mm] de cristales de acuerdo a la fase eruptiva que representan.

Las plagioclasas muestran un mayor rango de tamaños para los análisis de “Tefra Inf”, es decir, fase eruptiva inicial, mientras que los análisis de “Tefra Sup”, fase eruptiva final, arrojan un rango de tamaño menor. La relación de las fases eruptivas con la densidad de nucleación, en cambio, es inversa a la descrita anteriormente. Estas tendencias son cuantificadas en la Tabla 6 para plagioclasas y en la Tabla 7 para máficos, donde se expone los valores de $(L_{m\acute{a}x},n)$ y n_o .

El largo máximo promedio de plagioclasas en la fase eruptiva inicial es 0,526 mm y 0,366 mm en la fase final. Los máficos, en cambio, varían de 0,278 mm a 0,108 mm. La densidad de población promedio asociada al largo máximo aumenta de 3,16 a 3,58 para plagioclasas y de 4,23 a 5,48 para máficos. Por último, el intercepto aumenta desde 16,27 a 18,95 para plagioclasas y de 16,98 a 18,41 para máficos.

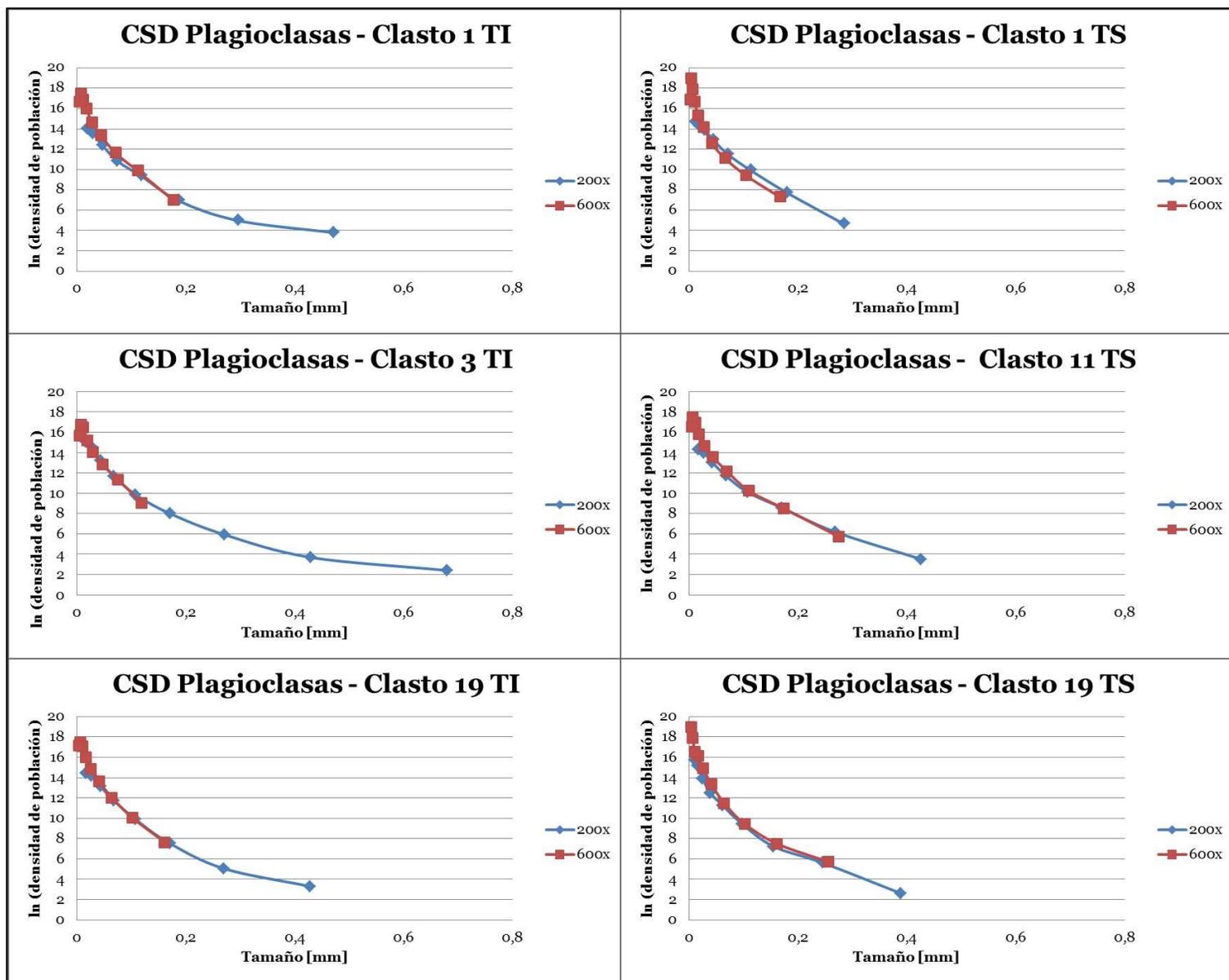


Figura 27. Acople de CSD estándar de plagioclasas obtenidos a 200x y 600x mediante microscopía electrónica. En la columna de gráficos izquierda se presentan los resultados para “Tefra Inf” y a la derecha los resultados para “Tefra Sup”.

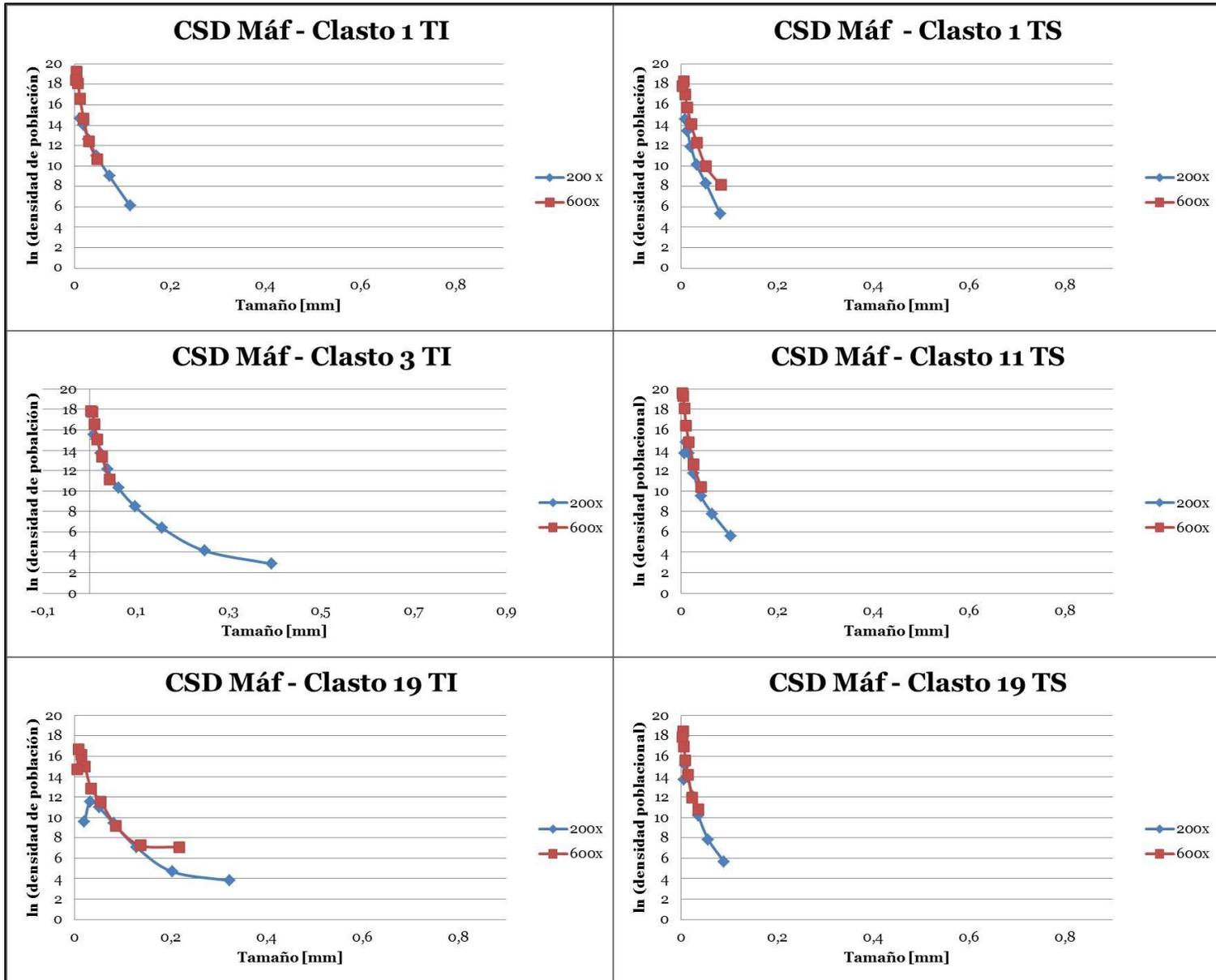


Figura 28. Acople de CSD estándar de máficos obtenidos a 200x y 600x mediante microscopía electrónica. En la columna de gráficos izquierda se presentan los resultados para “Tefra Inf” y a la derecha los resultados para “Tefra Sup”.

Tabla 6. Resumen de los valores de largo máximo, densidad de población e intercepto según CSD de plagioclasas.

Plagioclasas					
	muestra	L máx	n	Ln(n0)	n0
Tefra Inf	C1	0,47	3,79	16,13	1,012·10 ⁷
	C3	0,68	2,4	15,56	5,7·10 ⁶
	C19	0,48	3,3	17,12	2,7·10 ⁷
	Promedio	0,52	3,16	16,27	1,16·10 ⁷
Tefra Sup	C1	0,28	4,61	16,82	2,017·10 ⁷
	C11	0,42	3,52	16,51	1,47·10 ⁷
	C19	0,38	2,63	15,2	3,99·10 ⁶
	Promedio	0,36	3,59	18,95	1,69·10 ⁸

Tabla 7. Resumen de los valores de largo máximo, densidad de población e intercepto según CSD de máficos.

Máficos					
	muestra	L máx	n	Ln(n0)	n0
Tefra Inf	C1	0,118	6,03	18,39	9,69·10 ⁷
	C3	0,394	2,85	17,82	5,48·10 ⁷
	C19	0,323	3,8	14,74	2,52·10 ⁶
	Promedio	0,278	4,23	16,98	2,37·10 ⁷
Tefra Sup	C1	0,13	5,23	17,77	5,21·10 ⁷
	C11	0,103	5,57	19,56	3,12·10 ⁸
	C19	0,09	5,64	17,89	5,88·10 ⁷
	Promedio	0,108	5,48	18,41	9,86·10 ⁷

4.3.2 CSD segmentados y pendientes

Como los datos de CSD acoplados (Figuras 27 y 28) muestran una buena tendencia al ajuste, son unidos para formar un gráfico CSD único por clasto. Los análisis de plagioclasas son expuestos en la Figura 29, y los de máficos en la Figura 30. De este modo, se obtiene una curva, de pendiente (S) negativa, segmentada en dos tramos, en tamaños cercanos o iguales a 0,2 mm en los CSD de plagioclasas y en el rango de 0,1 mm en los de máficos, con el fin de conseguir un mejor arreglo de los datos.

Se le denomina “segmento pre-eruptivo” al tramo ligado a tamaños mayores y “segmento *syn*-eruptivo” al de los tamaños menores, debido a que se asocian a la

probabilidad de corresponder a distintos eventos de cristalización en el sistema magmático. Todos los segmentos de curva son ajustados mediante una ecuación polinómica de 3º grado, cuya fórmula permite calcular la pendiente de cada tramo y su variación con el tamaño de cristales. Los valores de pendientes se encuentran en el Anexo 5. En las Tablas 8 y 9, se presentan los resultados logrados de largo característico y real de cada segmento discriminado.

Tabla 8. Resumen de datos de largo característico y real de cada segmento para plagioclasas.

Plagioclasas		Largo característico		Largo real	
Tefra Inf/Tefra Sup	Segmento	TI	TS	TI	TS
C1/C1	Pre-eruptivo	0,3723	0,285	0,2836	0,105
	Syn-eruptivo	0,0430	0,0369	0,1829	0,1774
C3/C11	Pre-eruptivo	0,4012	0,3285	0,5666	0,2537
	Syn-eruptivo	0,0313	0,0384	0,1086	0,1669
C19/C19	Pre-eruptivo	0,3324	0,2941	0,2575	0,23
	Syn-eruptivo	0,0401	0,0350	0,1664	0,1539

Tabla 9. Resumen de datos de largo característico y real para máficos.

Máficos		Largo característico		Largo real	
Tefra Inf/Tefra Sup	Segmento	TI	TS	TI	TS
C1-C1	Pre-eruptivo	0,1176	0,1304	0,0434	0,0478
	Syn-eruptivo	0,0193	0,0213	0,0712	0,0793
C3-C11	Pre-eruptivo	0,2360	0,103	0,2949	0,038
	Syn-eruptivo	0,0264	0,0164	0,0948	0,0624
C19-C19	Pre-eruptivo	0,2030		0,2393	
	Syn-eruptivo	0,0268	0,0181	0,0784	0,0872

Los gráficos de CSD segmentados muestran que el “segmento *syn-eruptivo*” tiene pendientes mayores que las asociadas a los “segmentos *pre-eruptivos*”. Además, se vuelve a destacar que los cristales de la porción de tefra inferior tienen tamaños de cristales mayores a la porción superior.

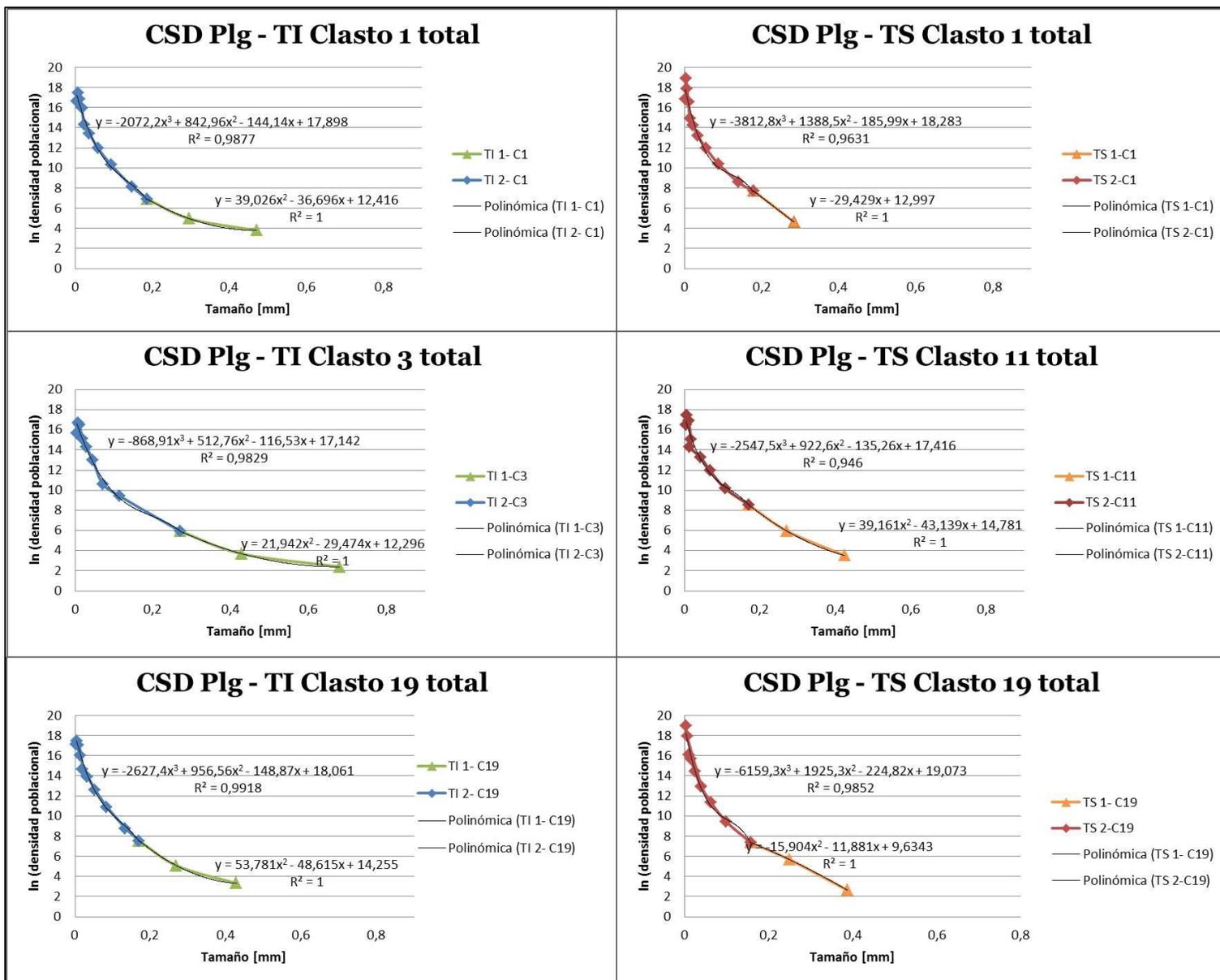


Figura 29. CSD unificados y segmentados de plagioclasas. En la columna de gráficos izquierda se presentan los resultados para "Tefra Inf" (TI) y a la derecha los resultados para "Tefra Sup" (TS).

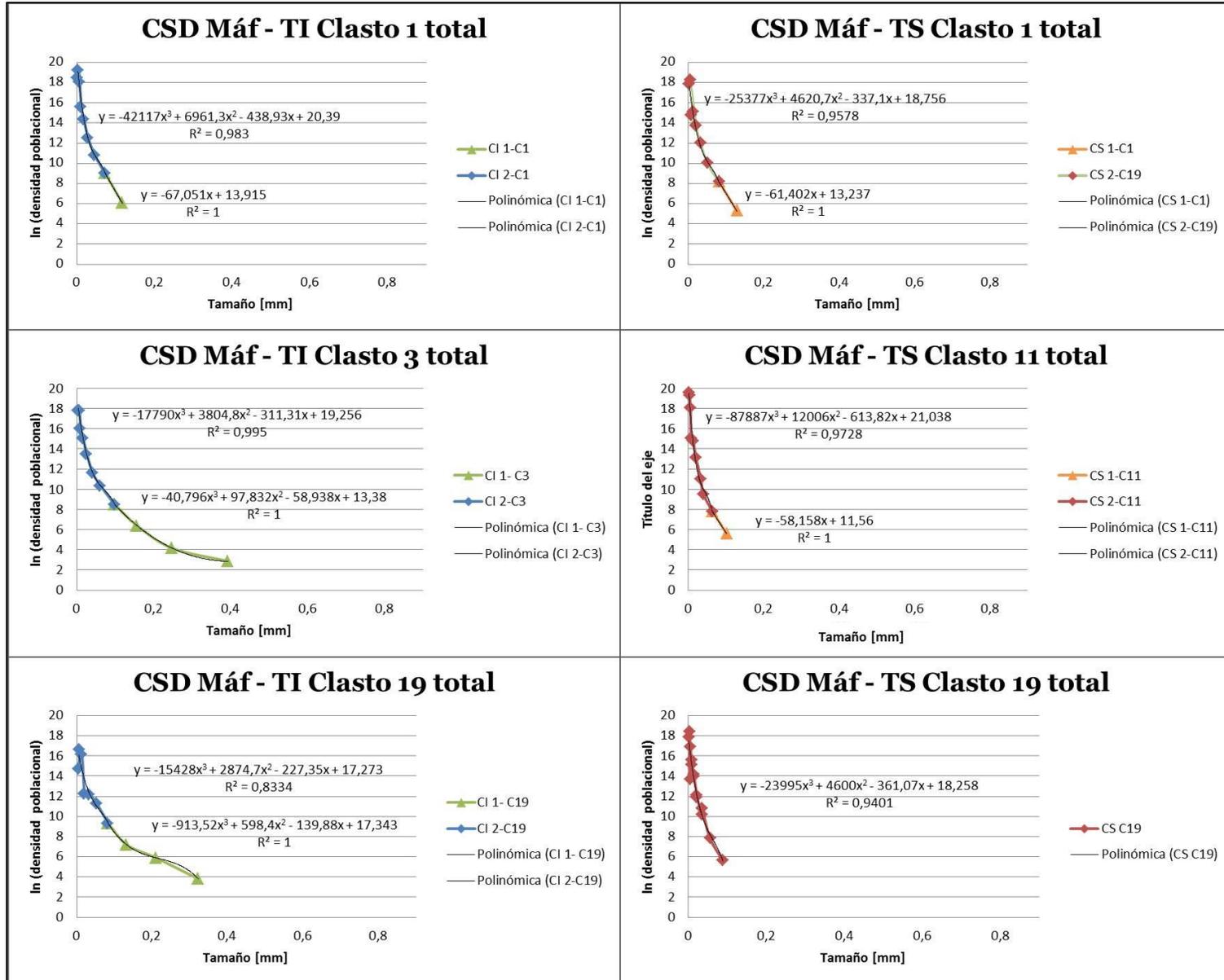


Figura 30. CSD unificados y segmentados de máficos. En la columna de gráficos izquierda se presentan los resultados para “Tefra Inf” (TI) y a la derecha los resultados para “Tefra Sup” (TS).

4.3.3 CSD forzados

Una vez agrupados los CSD por clasto, es posible unificar los datos de acuerdo a la fase eruptiva a la que correspondan, para lo que se establecen valores fijos de razones cristalográficas de cada muestra (“Tefra Inf” o “Tefra Sup”).

Para plagioclasas, se utilizan las razones cristalográficas promedio de los clastos como se indica en la Tabla 5. Los valores para máficos son calculados con la macro *CSDSlice4*, ya que la cantidad de datos es menor. El resultado para máficos de “Tefra Inf” es de [1:1,6:9] (S: I: L) y [1: 1,4: 2,8] para “Tefra Sup”, los cuales son muy similares a los promediados. De esta manera, se elaboran los diagramas de CSD “forzados”, de forma que representen la distribución total de la fase eruptiva inicial y la fase final, tal como se muestra en la Figura 31.

De la Figura 27 se puede desprender la tendencia global de la distribución de cristales en la porción inferior y superior de tefra del cono Navidad. Por lo tanto, durante la primera etapa eruptiva tanto las plagioclasas como los máficos alcanzaron mayores tamaños que en el etapa final. A pesar de tener la misma tendencia, el tamaño máximo de los máficos es menor que el de las plagioclasas.

4.3.4 Tasas de crecimiento, nucleación y tiempos de residencia

El conocimiento de las pendientes de las curvas CSD, largo máximo y largo característico, permite calcular las variables de cinética de cristalización.

Para realizar los cálculos de tasa de nucleación y tiempo de residencia se busca un valor de tasa de crecimiento referencial que se encuentre dentro de los rangos determinados en estudios previos. Kirkpatrick *et al.*, (1976) define un rango para cristales de anortita $G = 1 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-10}$ [cm/s] en condiciones de sobre-enfriamiento de 13-200°C. Por otro lado, Swanson (1977) mide el crecimiento de plagioclasas en sistemas graníticos en donde $G = 3 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-10}$ [cm/s], donde los primeros valores corresponden a sobre-enfriamientos despreciables y los últimos a sobre-enfriamientos de 100-200°C. Finalmente, Cashman (1993) establece que $G = 10^{-7} - 10^{-10}$ [cm/s] para el

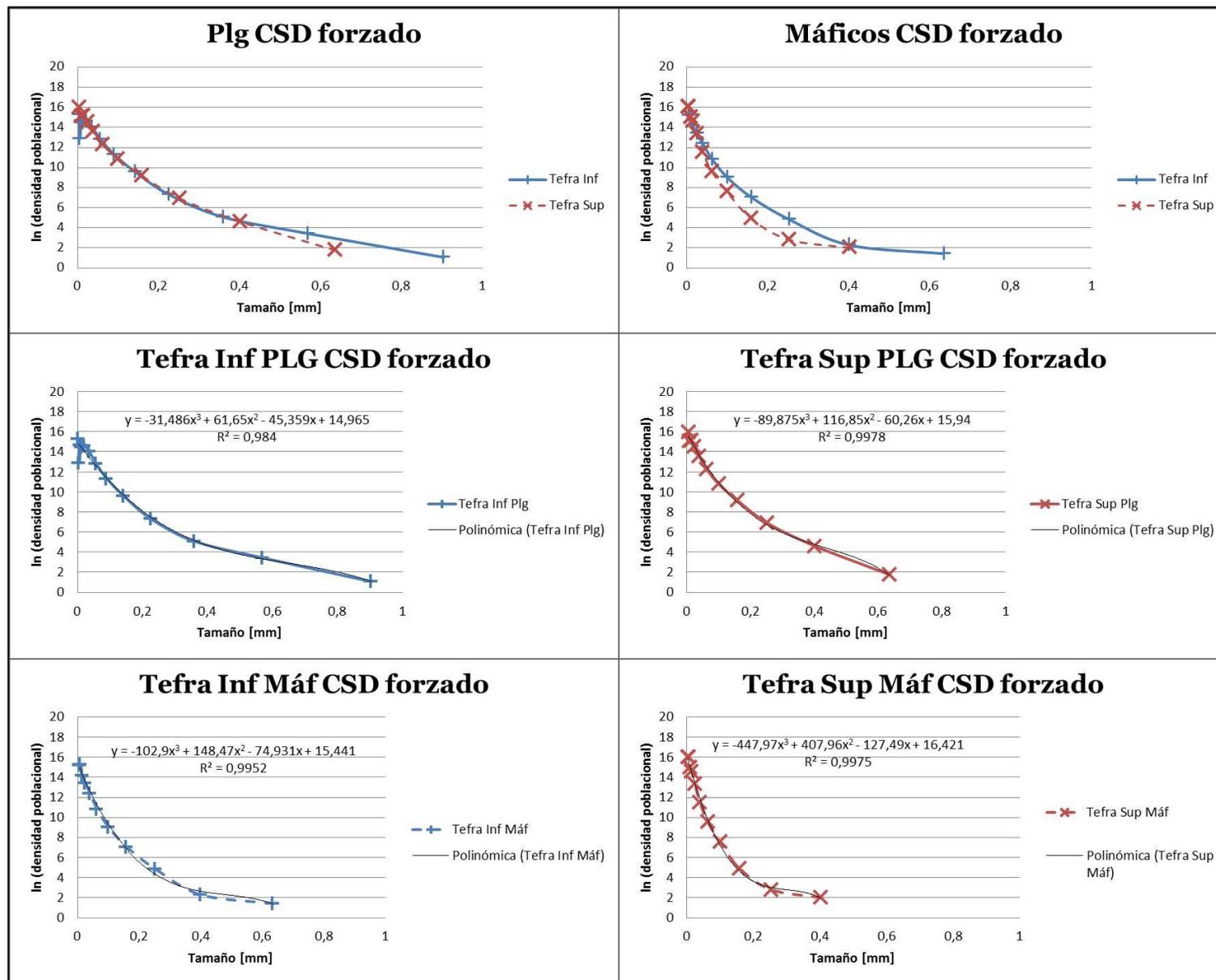


Figura 31. CSD forzados, es decir, unificados de manera que represente la totalidad de su fase eruptiva. En la columna de gráficos izquierda se presentan los resultados para “Tefra Inf” (TI) y a la derecha los resultados para “Tefra Sup” (TS).

dique Salvador y $G=10^{-6} - 10^{-9}$ [cm/s] para el dique Iritono, ambos con un sobre-enfriamiento de 200°C de acuerdo a la diferencia entre la temperatura *liquidus* y *solidus*.

Para el caso del ascenso magmático del cono Navidad, se considera que el sobre-enfriamiento es alto, por lo que el valor de la tasa de crecimiento pertenecería a la porción menor de los rangos determinados en la bibliografía; además se sabe que el orden de magnitud de los tiempos de residencia debe ser cercano a 10^2 días debido a la duración de la erupción. De este modo, se establece que $G_{\text{referencial}}=10^{-8}$ [mm/s].

De la ecuación (3.10) se deduce que existe una relación con la pendiente S de las curvas CSD; la tasa de crecimiento (G) y el tiempo de residencia (τ) de los cristales, la cual se refleja en la ecuación (4.4)

$$S = \frac{1}{G\tau} \quad (4.4)$$

Con el largo máximo y G referencial en la ecuación (4.4) se puede calcular el tiempo máximo de residencia τ , para luego dar forma a la ecuación (4.5).

$$\frac{1}{G_n} \sum CLi = \tau \text{ máx} \quad (4.5)$$

Donde G_n es la tasa de crecimiento nominal y CL es el largo característico presentado en las Tablas 8 y 9. A su vez, se obtiene la tasa de crecimiento efectiva mediante la ecuación (4.6)

$$G^{eff} = \frac{G_n L}{CL} \quad (4.6)$$

Los resultados de tasa de crecimiento nominal y referencial se muestran en la Tabla 10, mientras que su evolución a lo largo de la erupción se representa en la Figura 32, donde se manifiesta que G de plagioclasas aumenta hacia las fases distales, en cambio G de máficos es relativamente constante.

Tabla 10. Resultados obtenidos para el valor de las tasas de crecimiento nominales y efectivas.

Tasas de crecimiento [mm/s] - Plagioclasas					
Clasto TI/Clasto TS	Segmento	G nominal		G efectivo	
		TI	TS	TI	TS
C1/CI	Pre-eruptivo	$8,82 \cdot 10^{-9}$	$1,13 \cdot 10^{-8}$	$6,72 \cdot 10^{-9}$	$4,16 \cdot 10^{-9}$
	Syn-eruptivo			$3,75 \cdot 10^{-8}$	$5,42 \cdot 10^{-8}$
C3/C11	Pre-eruptivo	$6,36 \cdot 10^{-9}$	$8,63 \cdot 10^{-9}$	$8,98 \cdot 10^{-9}$	$6,67 \cdot 10^{-9}$
	Syn-eruptivo			$2,20 \cdot 10^{-8}$	$3,75 \cdot 10^{-8}$
C19/C19	Pre-eruptivo	$8,70 \cdot 10^{-9}$	$8,48 \cdot 10^{-9}$	$6,74 \cdot 10^{-9}$	$6,63 \cdot 10^{-9}$
	Syn-eruptivo			$3,61 \cdot 10^{-8}$	$3,72 \cdot 10^{-8}$
Tasas de crecimiento [mm/s] – Máficos					
C1/CI	Pre-eruptivo	$1,16 \cdot 10^{-8}$	$1,17 \cdot 10^{-8}$	$4,30 \cdot 10^{-9}$	$4,28 \cdot 10^{-9}$
	Syn-eruptivo			$4,28 \cdot 10^{-8}$	$4,34 \cdot 10^{-8}$
C3/C11	Pre-eruptivo	$6,66 \cdot 10^{-9}$	$1,16 \cdot 10^{-8}$	$8,32 \cdot 10^{-9}$	$4,28 \cdot 10^{-9}$
	Syn-eruptivo			$2,38 \cdot 10^{-8}$	$4,39 \cdot 10^{-8}$
C19/C19	Pre-eruptivo	$7,11 \cdot 10^{-9}$	$2,03 \cdot 10^{-9}$	$8,38 \cdot 10^{-9}$	
	Syn-eruptivo			$2,07 \cdot 10^{-8}$	$9,74 \cdot 10^{-9}$

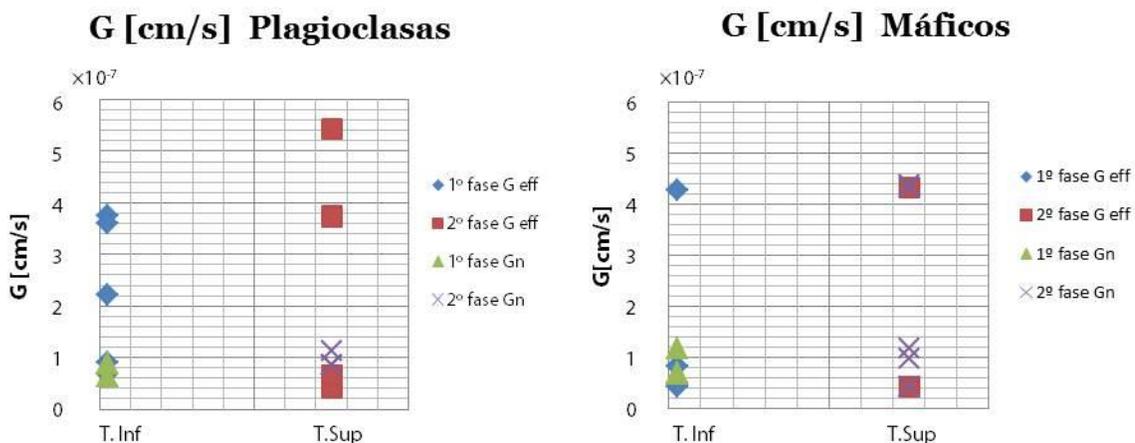


Figura 32. Evolución de la tasa de crecimiento durante la erupción del cono Navidad.

Además, con la ecuación (3.10) y con los datos de intercepto (n_0) resumidos en las Tablas 5 y 6, se puede calcular la tasa de nucleación (J). En la Tabla 11 se presentan los resultados de J , su evolución temporal es graficada en la Figura 33, donde se observa que la tasa de nucleación de plagioclasas permanece relativamente constante, mientras que la de máficos aumenta.

Por otro lado, si se utiliza el supuesto de que el largo característico es proporcional al tiempo de residencia es posible encontrar una aproximación que lo represente como se muestra en las expresiones (4.7). Donde CL es el largo característico, L es el largo máximo, G_n es la tasa de crecimiento nominal y G^{eff} la efectiva.

Tabla 11. Valores obtenidos para la tasa de nucleación.

Tasas de nucleación $n_o./cm^3$					
Clasto TI/Clasto TS	Segmento	Plagioclasas		Máficos	
		TI	TS	TI	TS
C1/CI	Pre-eruptivo	$6,80 \cdot 10^{-2}$	$8,40 \cdot 10^{-2}$	$4,17 \cdot 10^{-1}$	$2,23 \cdot 10^{-1}$
	Syn-eruptivo	$3,79 \cdot 10^{-1}$	$7,56 \cdot 10^{-1}$	4,15	2,27
C3/C11	Pre-eruptivo	$5,14 \cdot 10^{-2}$	$9,87 \cdot 10^{-2}$	$4,57 \cdot 10^{-1}$	2,60
	Syn-eruptivo	$1,26 \cdot 10^{-1}$	$5,55 \cdot 10^{-1}$	1,31	7,45
C19/C19	Pre-eruptivo	$1,84 \cdot 10^{-1}$	$2,65 \cdot 10^{-2}$	$2,11 \cdot 10^{-2}$	
	Syn-eruptivo	$9,83 \cdot 10^{-1}$	$1,49 \cdot 10^{-1}$	$5,23 \cdot 10^{-2}$	$5,73 \cdot 10^{-1}$

$$\tau_i = \frac{CL_i}{Gn_i} \quad ; \quad \tau_i = \frac{L_i}{Gn_i} \quad ; \quad \tau_i = \frac{L_i}{G_{eff}} \quad (4.7)$$

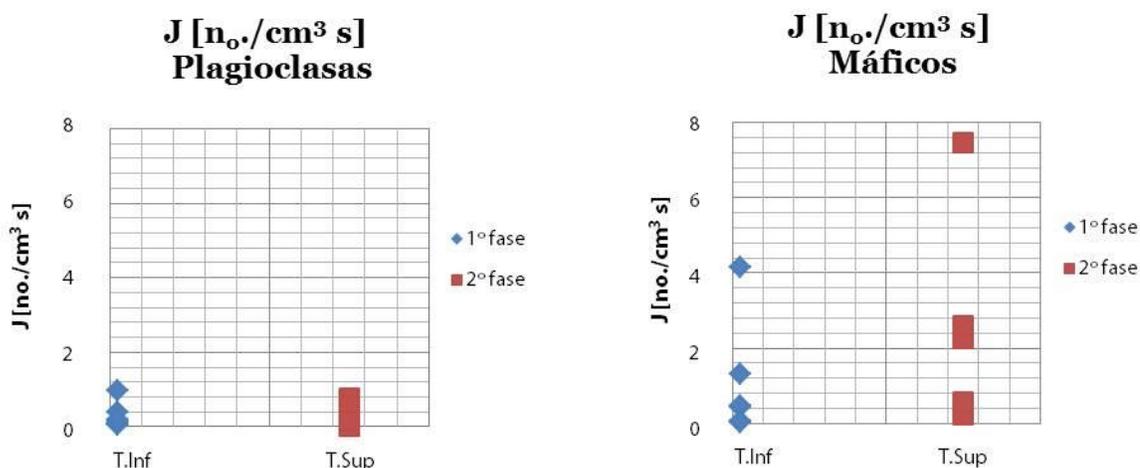


Figura 33. Variación de la tasa de nucleación a lo largo de la erupción del cono Navidad.

La Tabla 12 contiene los valores de tiempo de residencia obtenidos con las expresiones (4.4). La variación de los tiempos de residencia para los segmentos pre y *syn* eruptivos es graficada en la Figura 34. De este modo, se desprende que los tiempos de residencia de los cristales de los segmentos pre-eruptivos disminuyen a lo largo de la erupción, mientras que los de los segmentos *syn*-eruptivos no muestran mayores variaciones. Además se destaca que, en general, los tiempos de las plagioclasas son mayores que los de los máficos. Los valores calculados para todos los segmentos se encuentran dentro de un rango aceptable de acuerdo a lo esperado, no obstante, son muy dependientes de la magnitud de la tasa de crecimiento referencial que se escoja, lo que significa una limitante para la exactitud de sus cálculos.

Tabla 12. Tiempos de residencia calculados para los cristales durante el ascenso magmático de la erupción del cono Navidad.

Tiempos de residencia [días] - Plagioclasas

Clasto TI/Clasto TS	Segmento	Tiempo (LC/Gn)		Tiempo (L/Gn)		Tiempo (L/Geff)	
		TI	TS	TI	TS	TI	TS
		C1/CI	Pre-eruptivo	489	292	372	108
	Syn-eruptivo	56,5	37	240	182	56,5	37
C3/C11	Pre-eruptivo	730	440	1030	340	730	440
	Syn-eruptivo	57	51	198	224	57	51
C19/C19	Pre-eruptivo	442	401	342	314	442	401
	Syn-eruptivo	53	47	221	210	53	47

Tiempos de residencia [días] – Máficos							
Clasto TI/Clasto TS	Segmento	Tiempo (LC/Gn)		Tiempo (L/Gn)		Tiempo (L/Geff)	
		TI	TS	TI	TS	TI	TS
C1/CI	Pre-eruptivo	117	129	43	47,4	117	129
	Syn-eruptivo	19	21	70	78	19	21
C3/C11	Pre-eruptivo	410	103	512	37	410	103
	Syn-eruptivo	46	16	165	62	46	16
C19/C19	Pre-eruptivo	330		389		330	
	Syn-eruptivo	43	104	128	49	43	104

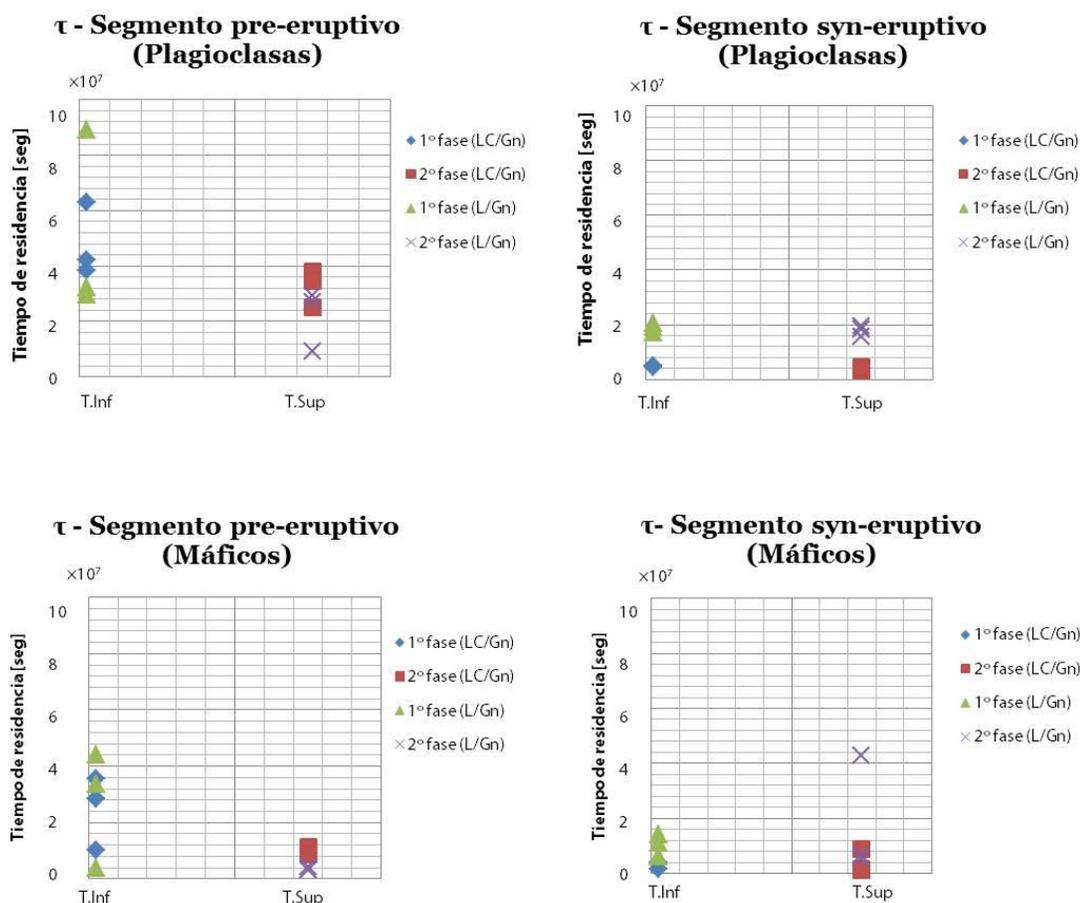


Figura 34. Evolución del tiempo de residencia de los cristales durante la fase eruptiva inicial y final. Arriba se representa el segmento pre-eruptivo y abajo al syn-eruptivo.

Volumen de cristales

Finalmente, se estima el contenido volumétrico de cristales de acuerdo a los datos obtenidos con *CSDCorrections* (Tabla 13), con el fin de verificar que la proyección tridimensional no sobreestime la porción de cristales. En la Figura 31 se muestra la evolución temporal del contenido volumétrico de cristales. Los valores obtenidos permiten asegurar que la proyección realizada para cada clasto es correcta, sin embargo, al momento de forzar el CSD se obtienen magnitudes muy elevadas (~96%), por lo que su aproximación está siendo sobreestimada.

Tabla 13. Volumen de cristales obtenido a partir de CSD.

Volumen (%) de cristales en clastos de Tefra inferior				
Mineral	Plagioclasas		Máficos	
	200x	600x	200x	600x
C1	18,7	27,8	3,26	4,67
C3	33,7	16,2	5,85	2,94
C19	18,8	18,7	1,23	3,79
Forzado	59,8		9,74	
Volumen (%) de cristales en clastos de Tefra superior				
C1	44,4	33,6	4,05	5,1
C11	28,8	33,7	3,56	7,19
C19	36,9	62,5	2,78	3,21
Forzado	96,1		9,92	

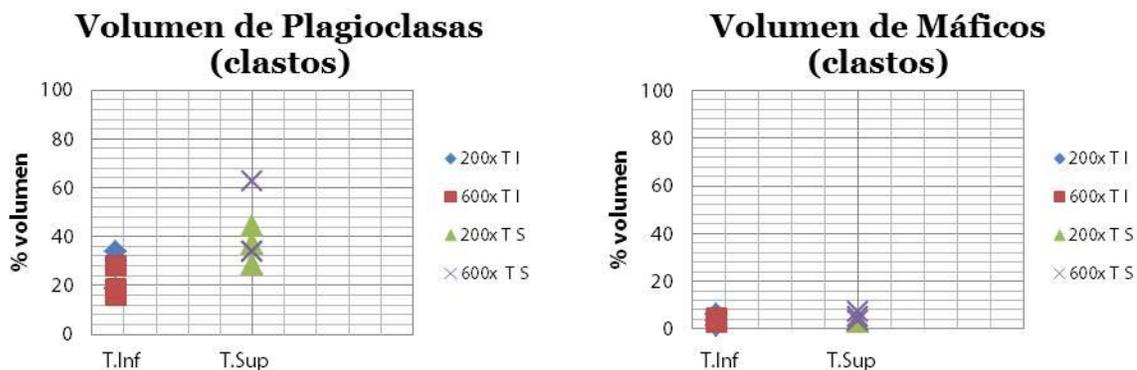


Figura 35. Volumen de cristales en el tiempo, de acuerdo a lo obtenido para cada clasto analizado con *CSDCorrections*.

4.4 MODELO FÍSICO DE ASCENSO SUPERFICIAL DE MAGMA

En la presente sección se desarrolla un modelo numérico que permite estimar el valor del volumen crítico, profundidad y volumen de la cámara magmática a partir del ajuste del modelo a los datos empíricos de volumen acumulado.

El modelo se evalúa para tres casos geométricos distintos, donde el cálculo del ajuste de cada uno de ellos se realiza utilizando un viscosidad constante promedio, otra de 10^4 [Pa·s], 10^5 [Pa·s], viscosidad variable en el tiempo de tendencia lineal y tendencia exponencial. Todos los resultados son comparados con los valores referenciales que se tiene para cada parámetro y analizados para interpretar el comportamiento del ascenso magmático.

4.4.1 Parámetros del Modelo

La simulación matemática de la erupción del cono Navidad consta de 16 factores básicos para su cálculo, los cuales son diferenciados, de acuerdo al modo de obtención entre parámetros bibliográficos, calculados y pre-ajustados. La mayoría de los parámetros son re-calculados posteriormente según el rango numérico obtenido a través de la modelación matemática.

Los parámetros bibliográficos son indicados en la Tabla 14.

Tabla 14. Resumen de parámetros bibliográficos utilizados en modelo de ascenso magmático.

Parámetros bibliográficos	Valor	Referencia
w	2.5 [m]	Naranjo, pers. Commun.
l	200 [m]	Moreno y Gardeweg 1989.
ρ_r	2670 [kg/m ³]	Bertin, 2010.
ρ_m	2600 [Kg/m ³]	Bottinga y Weill, 1970; Moreno y Gardeweg, 1989.
g	9.8 [m/s ²]	Munson <i>et al.</i> , 2009.
η	6 [GPa]	Costa <i>et al.</i> , 2007.
k	5 [GPa]	Huppert y Woods, 2002.
ΔV_c	320123100 [m ³]	Naranjo <i>et a.</i> , 1992.
h	6000 [m]	Barrientos, 1992.
σ	30 [MPa]	Rocchi <i>et al.</i> , 2004.

Donde ρ_c y ρ_w son la densidad de la roca circundante y del magma, respectivamente.

Por otra parte, los “parámetros calculados” incluyen la viscosidad de la fase fluida del magma μ_L , viscosidad relativa del magma μ , el volumen de la cámara magmática V_c , que luego es recalculado, y el aporte de magma a la cámara V_a .

Viscosidad del magma

Se considera lo calculado en el ítem 4.2.2. Para la modelación numérica se realizan cinco ajustes para cada caso geométrico, tres corresponden a viscosidad constantes en el tiempo: $4,1 \cdot 10^4$ [Pa·s] (promedio), 10^4 [Pa·s] y 10^5 [Pa·s]; y dos a viscosidad variables en el tiempo: tendencia lineal (ecuación 4.2) y tendencia exponencial (4.3).

Volumen de la cámara magmática

Se calcula a partir de la ecuación (3.1), donde ΔV_1 es el volumen crítico de magma necesario para gatillar una erupción, o bien, el volumen inicial presente en la cámara, que se asume equivalente al volumen total eruptado. Utilizando los parámetros bibliográficos a disposición, se consigue un valor referencial $V_c = 5,34 \cdot 10^{10}$ [m³]. Con la ecuación (3.18) se calcula la sobrepresión, $\Delta P = 30$ [MPa], aproximadamente.

Aporte de magma

De la observación de las erupciones históricas más importantes del CVL se deduce que existe una periodicidad de 100 años aproximadamente, lo que sería equivalente al tiempo que demora la cámara en llenarse. Se asume que el volumen total producido durante la erupción del cono Navidad, correspondería al volumen de la cámara magmática. Si se supone que existe un aporte constante de magma a la cámara, es posible calcular su valor. Realizando una relación lineal volumen-tiempo, se obtiene que el sistema recibe un aporte constante de $0,1$ [m³/s] de magma, aproximadamente.

Los parámetros ajustados matemáticamente son los valores de ΔV_I y V_c , los cuales han sido calculados dentro de rangos razonables de acuerdo a las referencias existentes. Sus valores y procedimiento de cálculo son detallados en el siguiente tópico.

Finalmente, los parámetros pre-ajustados involucran el empaquetamiento máximo ϕ_m y el radio inicial a_o . Ambos son regulados a partir de referencias bibliográficas y escogidos de acuerdo a su comportamiento en las ecuaciones (3.21), (3.25) y (3.29). De este modo, se designa un valor de $\phi_m=0,502$ (Mueller, 2010) y $a_o= 7$ [m].

4.4.2 *Análisis de Casos*

Tal como se menciona anteriormente, en la hipótesis de este trabajo se consideran tres escenarios posibles para representar la geometría del conducto involucrado en la erupción del cono Navidad: **dique tabular, conducto de radio fijo y conducto de radio variable**. Todos integran una expresión para incorporar la viscosidad variable en el tiempo y otra para viscosidad constante.

Los modelos son desarrollados mediante un código computacional que asigna valores numéricos a los parámetros de las ecuaciones derivadas de los principios de fluidodinámica de manera tal que se ajusten a los registros de tiempo y volumen acumulado presentados en Naranjo *et al.*, (1992). Los códigos y funciones utilizadas para desarrollar este ítem se exponen en el Anexo 7.

4.4.2.1 *CASO 1: DIQUE TABULAR*

A partir de las observaciones realizadas por Moreno y Gardeweg, 1989; se infiere que la geometría del conducto es la de un dique de dimensiones variables, por lo que se utiliza la ecuación (3.20) y los datos bibliográficos para simular las dimensiones del conducto, así se construye la ecuación (4.8), que representa la tasa eruptiva en base a la variación la viscosidad y geometría del dique en el tiempo. El factor exponencial se deduce a partir de los registros de las dimensiones del conducto realizado por Naranjo *et al.*, (1992); es decir, la erupción comienza a través de una fisura de 400 m de largo por 5

m de ancho y luego se emplaza en el sector oriental de la fisura dando origen a un cono de piroclastos, por lo que se infiere que corresponde a un conducto cilíndrico.

$$Q(t) = C1 * \left(\left(80 + 320 * \exp\left(-\frac{t}{1.8e6}\right) \right) * \frac{125}{12\mu(t)} \right) - C2 * \left(\left(80 + 320 * \exp\left(-\frac{t}{1.85e6}\right) \right) * \frac{125}{12\mu(t)} \right) * y \quad (4.8)$$

Donde $y = \int_0^t Q dt$ es el volumen interpolado utilizando los datos empíricos, $\mu(t)$ es la viscosidad, C1 y C2 son constantes equivalentes a las ecuaciones (4.9) y (4.10).

$$C1 = \Delta\rho g + \frac{k\Delta V_I}{V_c h} \quad (4.9)$$

$$C2 = \frac{k}{V_c h} \quad (4.10)$$

Utilizando los parámetros conocidos se obtiene un valor referencial para cada constante, los cuales son incorporados como condiciones de borde en el modelo. En consecuencia, $C1=5686$ y $C2=1,56 \cdot 10^{-05}$.

La ecuación (4.8) es ajustada mediante interpolaciones de manera tal que se obtenga un valor numérico para las constantes C1 y C2. Con los valores mencionados, se puede deducir el rango de los parámetros V_c y ΔV_i y su interacción con el sistema asumiendo distintas condiciones de profundidad de cámara y contraste de densidad.

De los datos sismológicos presentados por Barrientos (1992), se tiene que la cámara magmática se podría encontrar en un rango de 6000 a 10000 [m] de profundidad, por lo que es necesario estudiar todas las posibilidades. Por ende, se calcula el volumen de la cámara magmática y el volumen crítico ΔV_I a 6000, 8000 y 10000 [m] de profundidad, bajo distintos contrastes de densidades: 70 [kg/m³] (Bertín, 2010), 35 [kg/m³] y 0 [kg/m³]. En la Tabla 15 se presentan los resultados obtenidos con los distintos valores de viscosidad dentro del modelo. Se descarta el uso de los resultados obtenidos con viscosidad de 10^4 [Pa*s] y la de tendencia exponencial, pues arrojan valores negativos, lo que carece de sentido geológico. Por lo tanto, se escogen los set de datos obtenidos con una aproximación μ promedio, $\mu= 10^5$ [Pa*s] y μ variable-lineal como los ajustes más consecuentes. La relación gráfica con los datos empíricos es similar

para todos los casos mencionados y se ejemplifica en la Figura 36. Las ilustraciones que reflejan el ajuste calculado con otras viscosidades son recopiladas en el Anexo 8.1.

Tabla 15. Valores numéricos de constantes y parámetros para Caso 1: Dique tabular.

Caso Dique tabular						
Ajuste calculado con -->	valores referenciales	Viscosidad constante			Viscosidad Variable	
		μ promedio	$\mu = 10^4$ [Pa·s]	$\mu = 10^5$ [Pa·s]	μ lineal	μ exponencial
C1	5686	1133,81	276,23	2762,36	984,68	455,18
C2	$1,56 \cdot 10^{-5}$	$0,34 \cdot 10^{-5}$	$0,83 \cdot 10^{-6}$	$0,83 \cdot 10^{-5}$	$0,23 \cdot 10^{-5}$	$0,82 \cdot 10^{-6}$
V_i ($\rho = 0$)	$3,64 \cdot 10^8$	$3,3 \cdot 10^8$	$3,3 \cdot 10^8$	$3,3 \cdot 10^8$	$4,3 \cdot 10^8$	$5,5 \cdot 10^8$
V_i ($\rho = 35$)	$3,42 \cdot 10^8$	$2,3 \cdot 10^8$	$-8 \cdot 10^7$	$2,9 \cdot 10^8$	$2,7 \cdot 10^8$	$1,3 \cdot 10^8$
V_i ($\rho = 70$)	$3,2 \cdot 10^8$	$1,3 \cdot 10^8$	$-4,9 \cdot 10^8$	$2,5 \cdot 10^8$	$1,29 \cdot 10^8$	$-2,8 \cdot 10^8$
V_c ($\rho = 0$)	$4,6 \cdot 10^{10}$	$2,35 \cdot 10^{11}$	$9,65 \cdot 10^{11}$	$9,65 \cdot 10^{10}$	$2,7 \cdot 10^{11}$	$5,86 \cdot 10^{11}$
V_c ($\rho = 35$)	$4,9 \cdot 10^{10}$	$3,37 \cdot 10^{11}$	$-3,9 \cdot 10^{12}$	$1,1 \cdot 10^{11}$	$4,15 \cdot 10^{11}$	$2,3 \cdot 10^{12}$
V_c ($\rho = 70$)	$5,34 \cdot 10^{10}$	$5,95 \cdot 10^{11}$	$-6,5 \cdot 10^{11}$	$1,28 \cdot 10^{11}$	$8,9 \cdot 10^{11}$	$-1,15 \cdot 10^{12}$
V_c ($h = 6000$ m)	$5,34 \cdot 10^{10}$	$2,45 \cdot 10^{11}$	$1 \cdot 10^{12}$	$1 \cdot 10^{11}$	$3,62 \cdot 10^{11}$	$1 \cdot 10^{12}$
V_c ($h = 8000$ m)	$4 \cdot 10^{10}$	$1,83 \cdot 10^{11}$	$7,53 \cdot 10^{11}$	$7,53 \cdot 10^{10}$	$2,71 \cdot 10^{11}$	$7,65 \cdot 10^{11}$
V_c ($h = 10000$ m)	$3,2 \cdot 10^{10}$	$1,47 \cdot 10^{11}$	$6,02 \cdot 10^{11}$	$6,02 \cdot 10^{10}$	$2,17 \cdot 10^{11}$	$6,12 \cdot 10^{11}$
h (C1)	5994,81	66934,8	-73148,52	14435,87	100355,13	-129859,08
h (C2)	6002,11	27539,1	112810,79	11281,07	40709,98	114746,27

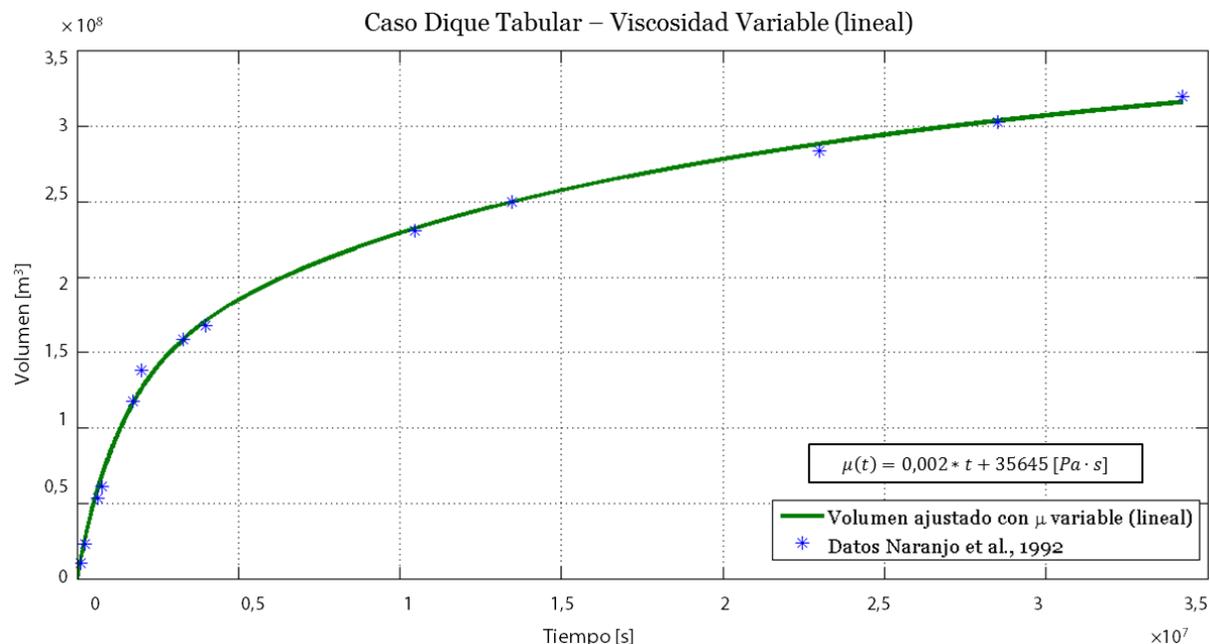


Figura 36. Modelo de dique con geometría variable ajustado numéricamente a los datos empíricos de volumen acumulado registrados por Naranjo et al., 1992.

Si se considera que la densidad del sistema magmático es homogénea, es decir $\Delta\rho=0$, y que, por lo tanto, el ascenso magmático se debe exclusivamente al efecto de la sobrepresión, se logra el mayor volumen crítico calculado numéricamente, sin embargo todos los ΔV_I calculados son menores que los valores referenciales. Se observa que ΔV_I tiene una relación inversa con el contraste de densidad y que los resultados más cercanos a los datos referenciales son aquellos estimados con una viscosidad constante de 10^5 [Pa·s]. Para efectos de este modelo, se asume que la flotabilidad es distinta a cero, por lo tanto ΔV_I se encuentra en un rango de $1,29 \cdot 10^8$ a $2,9 \cdot 10^8$ [m³].

En cuanto al volumen de la cámara magmática, se desprende que se relaciona de manera inversa con la profundidad. En donde el valor mínimo calculado es de $6 \cdot 10^{10}$ [m³] a 10000 m de profundidad y el máximo es de $3,6 \cdot 10^{11}$ [m³] a 6000 m de profundidad. En este caso, todos los valores de volumen de cámara magmática son mayores a los calculados a partir de datos referenciales. Además, se relaciona directamente con el contraste de densidad, si se mantiene el supuesto de que la flotabilidad es distinta de cero, se tiene que el volumen de la cámara magmática se encuentra entre $1,1 \cdot 10^{11}$ y $8,9 \cdot 10^{11}$ [m³]. Los valores difieren en su dependencia porque uno se obtiene a partir del coeficiente C2, mientras que el otro se desprende del valor numérico de C1.

Respecto a los cálculos de profundidad a partir de los valores de C1 y C2 se observa que estos están altamente sobreestimados, lo cual puede deberse al efecto de los parámetros bibliográficos.

4.4.2.2 CASO 2: CONDUCTO CILINDRICO DE RADIO FIJO

Contempla un conducto cilíndrico de radio fijo por el cual asciende magma de viscosidad constante o variable en el tiempo. La situación se modela desde la ecuación (3.25) desde donde se deduce la expresión (4.11).

$$Q(t) = C1 * \frac{\pi R^4}{8\mu(t)} - C2 * \frac{\pi R^4}{8\mu} * y \quad (4.11)$$

Para este caso, R es el radio fijo de 7 [m]. C1 y C2 equivalen, conceptualmente, a las expresiones (4.9) y (4.10). El procedimiento es análogo al del Caso anterior y sus resultados son resumidos en la Tabla 16. El comportamiento de los ajustes numéricos es presentado mediante ilustraciones en el Anexo 8.2. Donde se observa que los ajustes calculados con una viscosidad constante promedio y viscosidad variable de tendencia exponencial (Figura 37) son los más precisos.

Tabla 16. Valores numéricos de constantes y parámetros para Caso 2: Conducto Cilíndrico de Radio Fijo.

Radio fijo							
	Ajuste realizado con -->	valores referenciales	Viscosidad constante			Viscosidad Variable	
			μ promedio	$\mu = 10^4$ [Pa·s]	$\mu = 10^5$ [Pa·s]	μ lineal	μ exponencial
Parámetros obtenidos	C1	5686	3271	2889,14	2061,41	774,79	7747,97
	C2	$1,56 \cdot 10^{-5}$	$1,19 \cdot 10^{-5}$	0,098	$4,69 \cdot 10^{-6}$	3,22	$2,7 \cdot 10^{-5}$
	$V_i (\rho = 0)$	$3,64 \cdot 10^8$	$2,84 \cdot 10^8$	$2,94 \cdot 10^4$	$4,39 \cdot 10^8$	$2,39 \cdot 10^2$	$2,86 \cdot 10^8$
	$V_i (\rho = 35)$	$3,42 \cdot 10^8$	$2,54 \cdot 10^8$	$2,59 \cdot 10^4$	$3,66 \cdot 10^8$	$1,33 \cdot 10^2$	$2,74 \cdot 10^8$
	$V_i (\rho = 70)$	$3,2 \cdot 10^8$	$2,24 \cdot 10^8$	$2,24 \cdot 10^4$	$2,93 \cdot 10^8$	27,4	$2,61 \cdot 10^8$
	$V_c (\rho = 0)$	$4,6 \cdot 10^{10}$	$8,15 \cdot 10^{10}$	$9,23 \cdot 10^{10}$	$1,29 \cdot 10^{11}$	$3,44 \cdot 10^{11}$	$3,44 \cdot 10^{10}$
	$V_c (\rho = 35)$	$4,99 \cdot 10^{10}$	$9,1 \cdot 10^{10}$	$1,04 \cdot 10^{11}$	$1,55 \cdot 10^{11}$	$6,17 \cdot 10^{11}$	$3,6 \cdot 10^{10}$
	$V_c (\rho = 70)$	$5,33 \cdot 10^{10}$	$1,03 \cdot 10^{11}$	$1,21 \cdot 10^{11}$	$1,93 \cdot 10^{11}$	$3 \cdot 10^{12}$	$3,77 \cdot 10^{10}$
	$V_c (h=6000)$	$5,34 \cdot 10^{10}$	$7,25 \cdot 10^{10}$	$8,5 \cdot 10^6$	$1,77 \cdot 10^{11}$	$2,58 \cdot 10^5$	$3,08 \cdot 10^{10}$
	$V_c (h=8000)$	$4 \cdot 10^{10}$	$5,43 \cdot 10^{10}$	$6,37 \cdot 10^6$	$1,33 \cdot 10^{11}$	$1,93 \cdot 10^5$	$2,31 \cdot 10^{10}$
	$V_c (h=10000)$	$3,2 \cdot 10^{10}$	$4,35 \cdot 10^{10}$	$5,1 \cdot 10^6$	$1,06 \cdot 10^{11}$	$1,54 \cdot 10^6$	$1,85 \cdot 10^{10}$
	h (C1)	5994,81	11595,38	13605,16	21792,82762	337583,88	4244,435056
	h (C2)	6002,11	8149,08	0,955	19947,37	0,028	3467,8

Se observa que el volumen crítico es independiente de la profundidad de la cámara e inversamente proporcional al contraste de densidad. Además, los valores calculados con el ajuste exponencial de la viscosidad, logra resultados más cercanos a los datos referenciales. En este caso, ΔV_i fluctúa entre $2,24 \cdot 10^8$ y $3,66 \cdot 10^8$ [m³]. Los resultados vinculados a una viscosidad equivalente a 10^4 [Pa·s] y viscosidad de tendencia lineal no son considerados ya que se alejan de los órdenes de magnitud esperados.

El volumen de la cámara magmática tiene un valor dependiente de la profundidad y otro dependiente del contraste de densidad, con el primero se relaciona de manera inversa mientras que con el contraste de densidad lo hace de forma directa. Los cálculos ligados a la densidad son mayores que los valores referenciales y se encuentran en un

rango de $3,7 \cdot 10^{10}$ a $3 \cdot 10^{12}$ [m³]. Aquellos resultados vinculados a la profundidad se encuentran entre $1,93 \cdot 10^5$ y $5,43 \cdot 10^{10}$ [m³].

La profundidad estimada a partir de los mejores ajustes fluctúa entre 3 y 11 km.

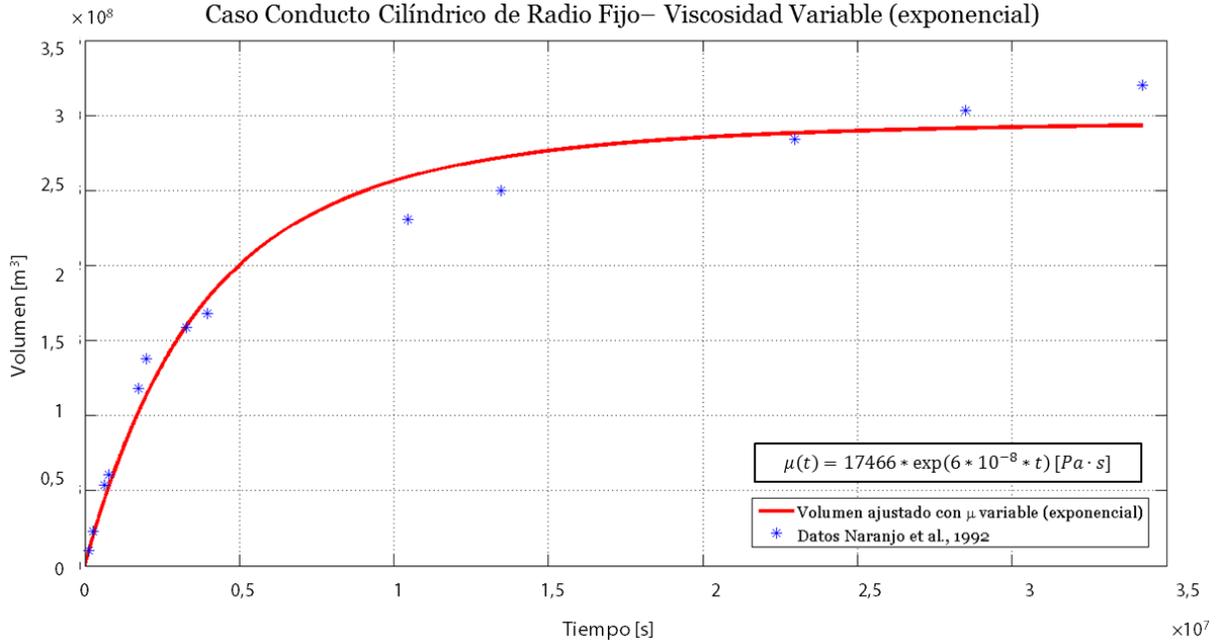


Figura 37. Modelo de Conducto Cilíndrico de Radio Fijo ajustado numéricamente a los datos empíricos de volumen acumulado registrados por Naranjo *et al.*, 1992.

4.4.2.3 CASO 3: CONDUCTO CILÍNDRICO DE RADIO VARIABLE

En este escenario, se asume un conducto cilíndrico en el que tanto la viscosidad como el radio son variables en el tiempo, por lo tanto, se utiliza la ecuación (3.29) y deriva en la ecuación (4.12) que equivale a la tasa eruptiva bajo las condiciones mencionadas.

$$Q(t) = C1 * \frac{\left(1 + \frac{4h}{a^4\pi\eta} * C1 - \frac{\Delta\rho g}{2\eta} - \frac{4h}{a^4\pi\eta} * y\right)^4}{\mu(t)} - C2 * \frac{\left(1 + \frac{4h}{a^4\pi\eta} * Q_0 - \frac{\Delta\rho g}{2\eta} - \frac{4h}{a^4\pi\eta} * y\right)^4}{\mu(t)} * y \quad (4.12)$$

Con

$$C1 = \frac{a^4\pi}{8} \left(\Delta\rho g + \frac{k\Delta V_I}{V_{ch}} \right) \quad (4.13)$$

$$C2 = \frac{a^4 \pi}{8} * k / V_c h \quad (4.14)$$

Se procede de manera análoga a la anterior, según los parámetros obtenidos, en este caso, $C1= 5361161,6354$ y $C2= 0,014$, ambos son establecidos como condiciones de borde. Del mismo modo, se cuantifica numéricamente su valor para las distintas tendencias de viscosidad, como se expone en la Tabla 17. Es importante destacar que para este caso se fijan los valores de profundidad (6000 m), radio inicial (7 m) y rigidez de la roca (60 MPa), cuyo valor se estima a partir de lo presentado por Costa *et al.*, 2007 y se modifica para poder representar la variación de geometría del conducto.

Tabla 17. Valores numéricos de constantes y parámetros para Caso 3: Conducto Cilíndrico de Radio Variable.

Radio variable

	Ajuste realizado con -->	valores referenciales	Viscosidad constante			Viscosidad Variable	
			μ promedio	$\mu = 10^4$ [Pa·s]	$\mu = 10^5$ [Pa·s]	μ lineal	μ exponencial
Parámetros obtenidos	C1	$5,36 \cdot 10^6$	$4,78 \cdot 10^6$	$3,92 \cdot 10^6$	$1,83 \cdot 10^6$	$1,17 \cdot 10^6$	$1,14 \cdot 10^7$
	C2	0,014	4,074	3,522	3,229	4,066	4,088
	$V_i (\rho = 0)$	$3,64 \cdot 10^8$	$2,81 \cdot 10^8$	$2,22 \cdot 10^8$	$8,07 \cdot 10^7$	$3,58 \cdot 10^7$	$7,36 \cdot 10^8$
	$V_i (\rho = 35)$	$3,42 \cdot 10^8$	$3,03 \cdot 10^8$	$2,44 \cdot 10^8$	$1,02 \cdot 10^8$	$5,78 \cdot 10^7$	$7,58 \cdot 10^8$
	$V_i (\rho = 70)$	$3,2 \cdot 10^8$	$2,81 \cdot 10^8$	$2,22 \cdot 10^8$	$8,07 \cdot 10^7$	$3,58 \cdot 10^7$	$7,36 \cdot 10^8$
	$V_c (\rho = 0)$	$4,69 \cdot 10^{10}$	$5,25 \cdot 10^{10}$	$6,41 \cdot 10^{10}$	$1,37 \cdot 10^{11}$	$2,14 \cdot 10^{11}$	$2,18 \cdot 10^{10}$
	$V_c (\rho = 35)$	$4,99 \cdot 10^{10}$	$5,64 \cdot 10^{10}$	$6,99 \cdot 10^{10}$	$1,66 \cdot 10^{11}$	$2,95 \cdot 10^{11}$	$2,25 \cdot 10^{10}$
	$V_c (\rho = 70)$	$5,33 \cdot 10^{10}$	$6,08 \cdot 10^{10}$	$7,68 \cdot 10^{10}$	$2,11 \cdot 10^{11}$	$4,76 \cdot 10^{11}$	$2,31 \cdot 10^{10}$
	$V_c (h=6000)$	$5,61 \cdot 10^{10}$	$1,92 \cdot 10^8$	$2,23 \cdot 10^8$	$2,43 \cdot 10^8$	$1,93 \cdot 10^8$	$1,92 \cdot 10^7$
	$h (C1)$	5996,29	6832,77	8630,6	23792,9	53565,3	2606,2
$h (C2)$	6305,98	21,67	25,06	27,34	21,71	21,59	

Todos los ajustes calculados para este Caso son representados gráficamente en el Anexo 8.3, desde donde se deduce que aquel obtenido con una viscosidad constante promedio y el calculado con viscosidad variable lineal son los más precisos como se ejemplifica en la Figura 38.

El volumen crítico para este caso es inversamente proporcional al contraste de densidad y se encuentra entre $3,58 \cdot 10^7$ y $7,58 \cdot 10^8$ [m³]. Las cifras estimadas

numéricamente son menores que las referenciales, excepto las asociadas a una viscosidad tendencia exponencial.

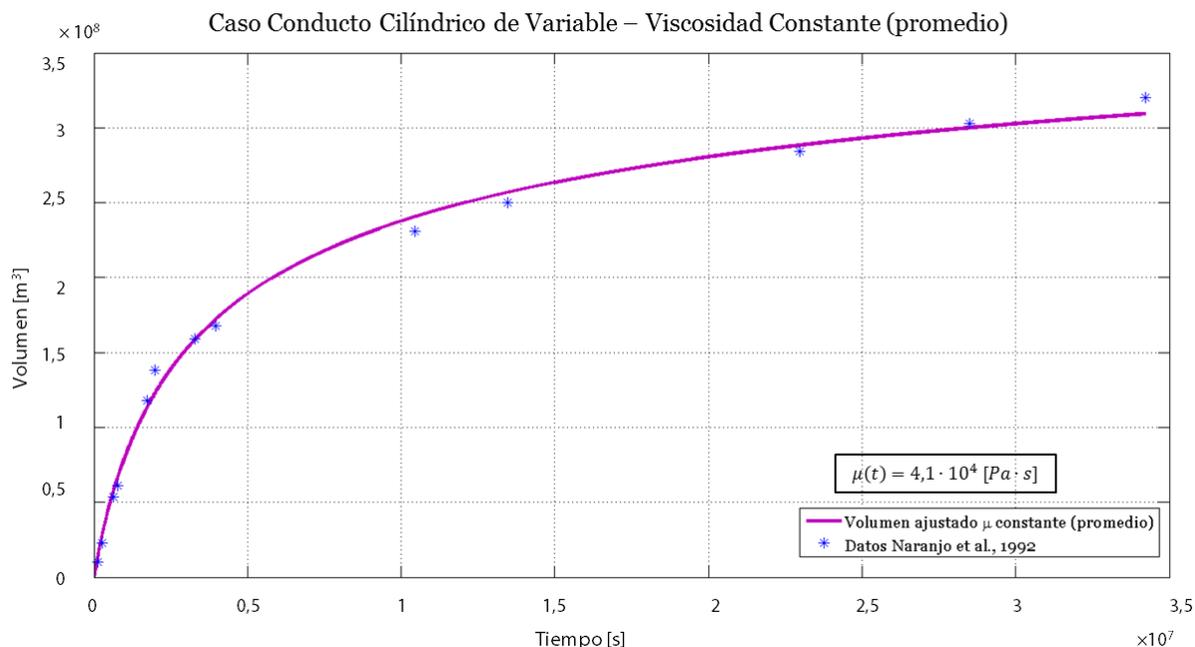


Figura 38. Modelo de Conducto Cilíndrico de Radio Variable ajustado numéricamente a los datos empíricos de volumen acumulado registrados por Naranjo et al., 1992.

Este caso, a diferencia del anterior, contempla una cámara magmática situada a una profundidad fija de 6000 [m], por lo que $V_c(h) = 1,92 \cdot 10^7$ a $2,43 \cdot 10^8$ [m³]. Por otro lado, $V_c(\Delta\rho)$ es directamente proporcional al factor de flotabilidad y varía entre $2,25 \cdot 10^{10}$ y $7,68 \cdot 10^{10}$ [m³].

Las cifras de profundidad obtenidas a partir de C1 están entre 2,6 y 23 km, si se considera solo los ajustes más precisos, mientras que las profundidades obtenidas con C2 subestiman en gran medida la profundidad de la cámara magmática, por lo que se descarta su uso.

En base a los valores obtenidos y a la ecuación (3.28), se puede calcular la variación del radio del conducto en el tiempo mediante la ecuación (4.15). Se consideran los valores numéricos más cercanos a los referenciales para analizar el comportamiento del conducto, cuya representación se muestra en las Figuras 38 y 39.

$$R(t) = a_0 \left(1 + \frac{k}{2\eta Vc} (\Delta V_I - \gamma) \right) \quad (4.15)$$

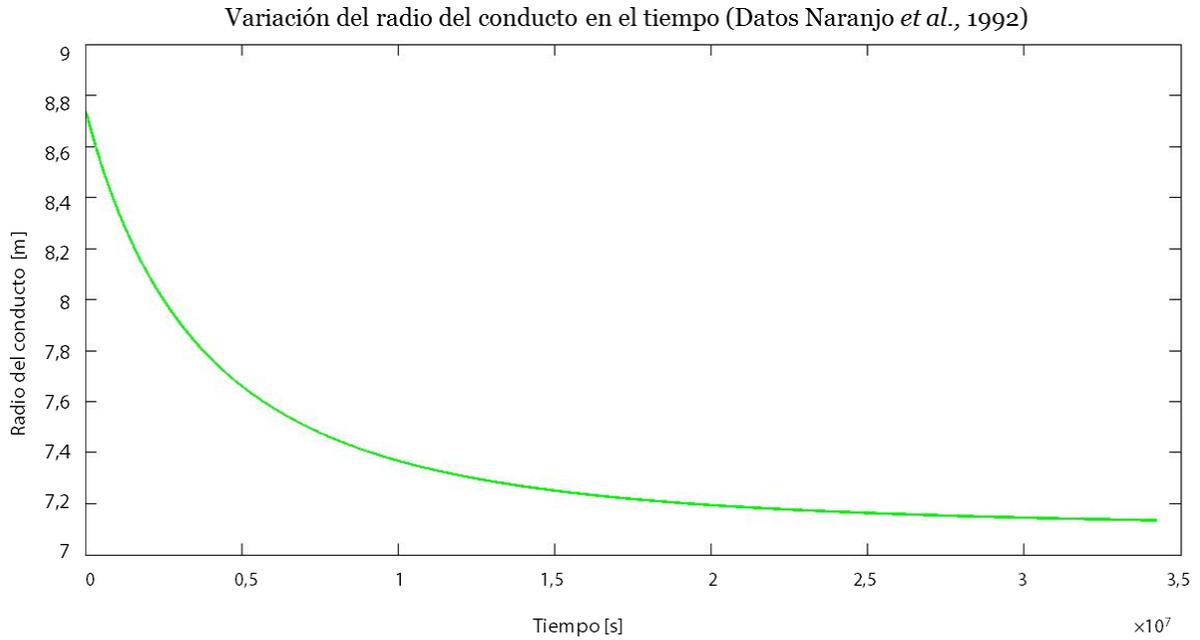


Figura 40. Variación del radio utilizando $\eta = 60$ MPa con parámetros tomados de Naranjo *et al.*, 1992.

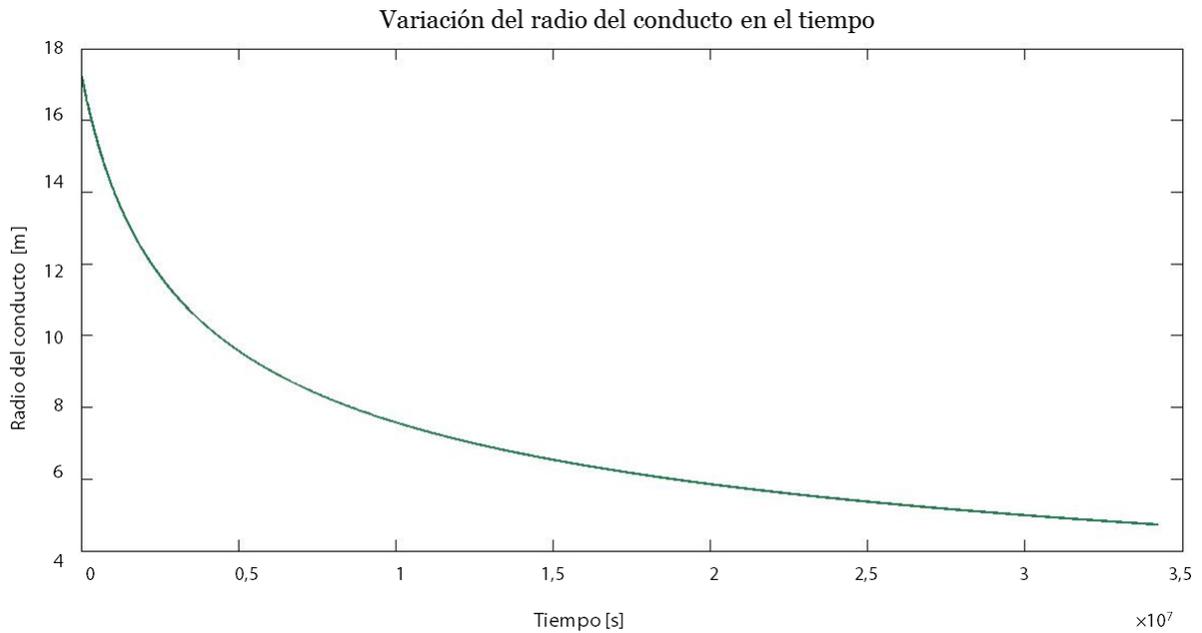


Figura 39. Variación del radio utilizando $\eta = 60$ MPa con sus respectivos parámetros numéricos.

4.4.4 Estimación de velocidad

Es conveniente calcular la velocidad a partir del cociente de la tasa eruptiva con el área transversal promedio del conducto. Con las cifras estimadas para cada tipo de conducto y los datos de tasa eruptiva de Naranjo *et al.*, (1992) se logran los valores de la Tabla 28 y se grafican en la Figura 40. Para todos los casos se tiene que la velocidad disminuye a medida que se desarrolla la erupción, sin embargo, estas varían en distintas tasas.

Tabla 18. Valores aproximados de la velocidad de ascenso en los distintos casos modelados.

Velocidad de ascenso [m/s] para distintos escenario				
	Dique	Radio fijo	R variable (datos)	R variable (numérico)
Inicial	0,028	0,289	0,183	0,055
Intermedia	0,007	0,062	0,057	0,062
Final	0,008	0,016	0,016	0,033



Figura 41. Variación de la velocidad promedio de ascenso en el tiempo.

CAPÍTULO V: DISCUSIONES

Los resultados obtenidos pueden ser interpretados de distintas formas, por lo que es necesario considerar distintos escenarios. A continuación, se discuten las implicancias de cada ítem presentado anteriormente.

5.1 CSD

La cuantificación y modelación de las texturas permiten comprender la solidificación de una roca ígnea (Higgins, 2000).

La complejidad de transformar secciones bidimensionales en datos tridimensionales se disminuye al procesar imágenes de manera automática a través de microscopía electrónica de barrido SEM, sin embargo, el método es menos preciso ya que solo clasifica los cristales según su espectro de color. Aun así, la distribución del tamaño en las tres dimensiones (CSD), entrega mucha más información petrológica que el tamaño máximo, promedio o modal (Cashman, 1990; Cashman y Marsh 1988; Marsh 1988).

5.1.1 Razones cristalográficas

Higgins (1994) muestra que para rocas masivas y cristales modelados como paralelepípedos, la forma ancho/largo es igual a la tasa S/I. Las razones cristalográficas obtenidas son representativas ya que se utilizan aquellas que tienen menor error, lo que robustece el análisis CSD realizado y otorga certeza a los procesos magmáticos estudiados (Morgan y Jerram, 2006). La evolución de las razones de aspecto se representa en la Figura 42.

La disminución de la razón de aspecto se relaciona con la disminución del tiempo de residencia entre los cristales de la fase inicial y final, a pesar de que la tasa de crecimiento aumenta hacia la culminación de la erupción, el tiempo no habría sido suficiente para desarrollar el hábito mineral como lo hicieron los cristales de la primera etapa.

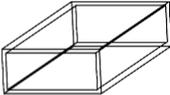
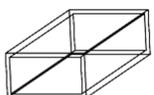
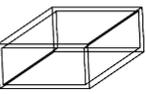
	Plagioclasas	Máficos
Tefra Inf (S:I:L)	 (1: 2,35: 6,6)	 (1: 1,88: 6,08)
Tefra sup (S:I:L)	 (1: 2,16: 5,2)	 (1: 1,28: 4,25)

Figura 42. Representación gráfica de la variación de las razones cristalográficas según fase eruptiva.

5.1.2 Csd acoplados, segmentados y forzados

Respecto a las curvas de CSD mostradas en las Figuras 29 y 30 se demuestra que los cristales de las imágenes estudiadas a 200 y 600x para cada muestra, se desarrollaron bajo condiciones termodinámicas similares, pues presentan un buen acople. Esto permite aseverar que la unión de las distintas series mantiene la representatividad de la cristalización durante el ascenso magmático.

Se observa que las curvas presentan segmentos con pendientes desiguales. Un segmento empinado asociado a los tamaños menores y otro subhorizontal ligado a tamaños mayores. Los segmentos escogidos son tendencias que reflejan distintos procesos geológicos. Aquellos segmentos de menor pendiente se asocian a un periodo de crecimiento asentado en profundidad con un sobre-enfriamiento bajo, mientras que aquellos con mayor pendiente se relacionan con el ascenso magmático con sobre-enfriamiento creciente (Armienti, 2008) como ocurre durante el ascenso magmático analizado. En otras palabras, aquellos segmentos con menor pendiente corresponden a cristalización pre-eruptiva en la cámara magmática o bien, a almacenamientos temporales dentro del conducto eruptivo; y los segmentos más empinados se asocian a cristalización *syn*-eruptiva. La existencia de cristales pre-eruptivos puede ser considerada como indicio de una cámara magmática, lo que apoya la hipótesis de que el origen de la erupción del cono Navidad se vincula con la cámara magmática del volcán Lonquimay, sin embargo, el magma no habría ascendido por el edificio volcánico

principal debido al peso que este ejerce sobre la cámara magmática, tal como lo postula Gho (2013).

Por otra parte, todos los CSD construidos tienen curvas cóncavas hacia arriba, lo que indica que el tamaño de los cristales depende, principalmente, del crecimiento G . Además, puede deberse a procesos físicos como segregación gravitatoria, acumulación de cristales, mezcla de magmas u otro (Marsh, 1988).

El efecto de la segregación gravitatoria debería reflejarse como una curva cóncava hacia abajo en el CSD, lo cual no corresponde con los resultados obtenidos en este estudio. Asimismo, la composición química de los cristales analizados no fue obtenida en detalle, lo que impide conocer con certeza la diferencia de densidad entre ellos. Sin embargo, si los cristales fraccionados proveen un flujo afluyente, es decir, si el magma más profundo o la parte más profunda de la cámara es eruptado, el magma generado tendrá un contenido desproporcionado de cristales de mayor tamaño, lo que derivará en un CSD cóncavo hacia arriba, expresando acumulación de cristales (Marsh, 1988), situación que refleja este caso de estudio.

La relación de la concavidad y los procesos geológicos es representada en la Figura 43.

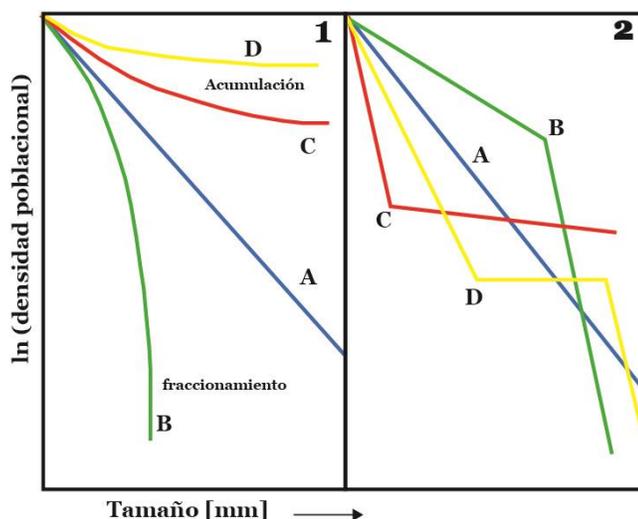


Figura 43. 1(A) CSD original es afectado por distintos procesos geológicos: (B) Fraccionamiento de cristales por segregación deforma el CSD original hacia abajo, (C y D) mientras que la acumulación de cristales, basados en el tamaño, lo deforma hacia arriba. 2. (A) CSD original afectado por (B) pérdida de cristales mayores, (C) destrucción de finos y (D) combinación de ambos procesos previos. Modificado de Marsh (1988).

Al reunir todos los segmentos y unificar los valores de las razones cristalográficas se tiene que existe una tendencia generalizada entre todas las muestras analizadas, (Figura 31) que refleja el comportamiento de la fase inicial y final de la erupción del cono Navidad. Así, se puede deducir que en la etapa final el segmento que denota cristalización pre-eruptiva tiende a desaparecer y la pendiente del “segmento syn-eruptivo” se suaviza, lo cual podría ser indicio de una disminución en los cristales vinculados al proceso de acumulación.

5.1.3 Tasa de crecimiento

La distribución de tamaño de cristales de rocas volcánicas depende de la evolución del enfriamiento y cristalización del sistema magmático y provee información valiosa sobre la residencia del magma, eventos de mezcla y dinámica de la cámara magmática (Marsh, 1988, 1998; Jerram et al., 2003).

La tasa de crecimiento establecida $G_{\text{referencial}}=1 \cdot 10^{-8}$ [mm/s] es cercana a la encontrada por Armienti (2008), donde $G=7,1 \cdot 10^{-8}$ [mm/s]. La estimación hecha para tasas de crecimiento de plagioclasas con bajo sobre-enfriamiento es un orden de magnitud mayor que el calculado en este trabajo al igual que el registrado por Kirkpatrick (1977b) para basaltos mucho más cristalinos. De este modo, la tasa de crecimiento obtenida permite una estimación del tiempo mínimo en el que se inició la cristalización (Armienti, 2008).

En el caso de estudio, se asume que los cristales se desarrollaron durante el ascenso magmático donde el sobre-enfriamiento es elevado, lo que le agrega dificultad a la interpretación de las variables cinéticas G , τ y J , pues tienen una estrecha relación con las condiciones termodinámicas. Para lograr una caracterización más acuciosa se propone obtener la química de los cristales estudiados y describir detalladamente las texturas de desequilibrio.

Por otro lado, los resultados estimados para G_{nominal} son del mismo orden de magnitud o menores que el valor escogido como $G_{\text{referencial}}$. Las cifras reflejan un leve

aumento en la tasa de crecimiento a medida que se desarrolla la erupción. Además, las cifras determinadas para G^{eff} coinciden en orden de magnitud solo durante el segmento *syn*-eruptivo, mientras que los valores de G^{eff} para el segmento pre-eruptivo son un orden de magnitud menor que el establecido. Es decir, la tasa de crecimiento durante el ascenso magmático por ende, en el conducto, es mayor que la de la cámara magmática, esto tiene sentido si el sobre-enfriamiento en la cámara es muy cercano a la temperatura *liquidus*. Las tasas de crecimiento elevadas se ligan a valores intermedios de *undercooling*, esta disminuye en condiciones extremas.

5.1.4 Tasa de nucleación

Las tasas de nucleación van desde $5,14 \cdot 10^{-2}$ a $0,98$ [no. /cm³s] en plagioclasas y de $2,11 \cdot 10^{-2}$ a $7,45$ [no. /cm³s] en máficos. La tendencia general es a aumentar a medida que se desarrolla la erupción. Se destaca que los cristales desarrollados durante la erupción tuvieron tasas de nucleación mayores, en un orden de magnitud, que aquellos formados en la cámara o en almacenamiento temporal. Esto se puede vincular al aumento de sobre-enfriamiento durante el ascenso, pues la tasa de nucleación aumenta con valores intermedios de sobre-enfriamiento pero más cercanos a los altos contrastes de temperatura que a los bajos. A medida que se acerca a la temperatura *liquidus* la nucleación disminuye drásticamente.

En la Figura 44 se muestra un diagrama que representa la relación entre la tasa de crecimiento, tasa de nucleación y sobre enfriamiento, los resultados obtenidos en este trabajo indican que ambas variables de cristalización aumentan a lo largo de la erupción, lo que indica que el magma sufrió un enfriamiento extremadamente rápido como destaca el recuadro amarillo de la imagen.

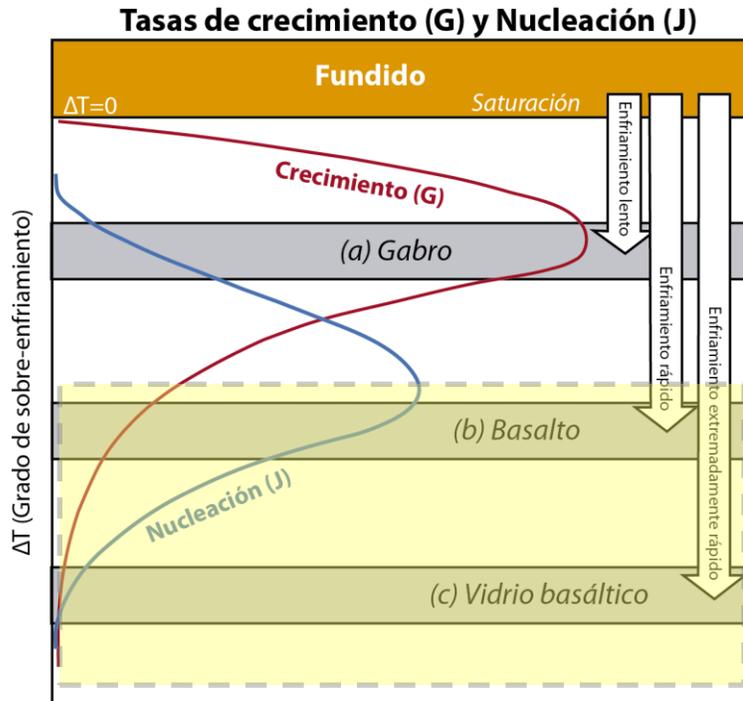


Figura 44. Diagrama de la tasa de crecimiento y nucleación de cristales en función del sobre enfriamiento bajo la temperatura *solidus*. Modificado de Gill, 2010.

5.1.5 Tiempo de residencia

El tiempo de residencia de los cristales de cámara o almacenamiento eruptados al comienzo de la actividad volcánica es mayor que aquellos eruptados al final. Es decir, en la primera fase hay más abundancia de “cristales pre-eruptivos”. Los cristales *syn*-eruptivos, formados y desarrollados, principalmente, durante el ascenso magmático no muestran variaciones importantes en el tiempo de residencia entre sí. Sin embargo, los cristales de cámara o almacenamiento son un orden de magnitud mayor que los formados en ascenso.

Δ

El hecho de que el tamaño del cristal dependa del tiempo dedicado a crecer y que $N(L)$ refleje la tasa J/G al tiempo en que aparecieron cristales de tamaño L , permite concluir que diferentes tendencias de $N(L)$ vs. L representan cambios en la tasa J/G durante la cristalización y, como J y G dependen del sobre-enfriamiento, un gráfico de $N(L)$ vs. L corresponde a un gráfico de sobre-enfriamiento vs. Tiempo (Armienti, 2008), entonces, de acuerdo a los CSD construidos, los valores de sobre-enfriamiento elevados se asocian a τ pequeños.

Si bien, G y J aumentan durante el ascenso magmático, el tiempo de residencia del segmento *syn*-eruptivo es considerablemente menor al de la cristalización dentro de la cámara magmática, por lo que no es posible generar cristales más evolucionados. Otra opción a tener en cuenta es que las paredes del conducto pueden ser deformadas elásticamente, por lo que el sistema puede almacenar magma temporalmente y de manera local, mayores cantidades de magma (Costa *et al.*, 2007) lo que podría influir en las variaciones de tiempo de residencia durante el ascenso magmático.

5.2 MODELO DEL CONDUCTO SUPERIOR

El modelo realizado otorga la ventaja de poder comparar parámetros empíricos de superficie con parámetros obtenidos numéricamente, que podrían representar mejor lo que ocurre en profundidad. Además, el modelo de la tasa eruptiva permite analizar la interacción de los factores controladores.

5.2.1 Viscosidad del magma

La estimación de viscosidad efectuada es de precisión aceptable ya que considera que el magma es un fluido newtoniano, lo cual coincide con el comportamiento de un magma con bajo contenido de cristales. El estudio de distintas muestras de tefra permite conocer la viscosidad del magma en diferentes etapas, lo que permite parametrizar el magma emitido en tres fases: inicial, intermedia y final; Si bien, el magma sigue siendo interpretado como un fluido newtoniano, la parametrización otorga una mejor simulación. Considerar un fluido compresible no-newtoniano para obtener representatividad en el estudio otorgaría demasiada complejidad a la modelación numérica, por lo que no es recomendable en este caso.

Por otra parte, el método utilizado para estimar el contenido de cristales solo considera el color de los cristales para diferenciar el tipo de mineral observado. Esto es conflictivo pues se requiere de un alto contraste entre las fases minerales y la matriz. En muchas ocasiones, la tonalidad de las plagioclasas (observadas con el microscopio de barrido electrónico) es muy similar a la matriz vítrea y su diferenciación no es la

adecuada. Sin embargo, se piensa que la estimación hecha es representativa de la erupción, pues se encuentran dentro del mismo orden de magnitud (10^5 Pa·s) calculado por otros autores (Gho, 2013; Contreras, 2013).

Los valores promedio calculados para cada sección de tefra se vinculan a una etapa distinta de la actividad volcánica. La tendencia construida (Figura 26) con la unión de estos datos es ajustada lineal y exponencialmente con el fin de integrar la variación de viscosidad dentro del modelo numérico planteado, como se tiene incerteza sobre el tiempo exacto de cada fase eruptiva, estas tendencias son solo aproximaciones. A pesar de que otros tipos de ajuste, como polinómicos, representan con más precisión la viscosidad, otorgan mayor complejidad a la modelación por lo que no son incorporados. La efectividad de los ajustes es evaluada mediante el resultado que arrojan cuando son integrados a los modelos, a priori no hay uno que sea más óptimo.

5.2.2 Ajuste de modelo por casos

Los casos propuestos para modelar el volumen eruptado en el tiempo logran simular la erupción del cono Navidad desde distintas perspectivas. Por un lado, el caso “dique tabular” tiene la ventaja de representar de manera empírica la variación de geometría del conducto volcánico, sin embargo, su veracidad está limitada, pues solo incluyen observaciones en superficie. El modelo de un conducto cilíndrico de radio fijo es el escenario más simple que se puede considerar, ya que el manejo matemático se facilita y permite observar la interacción de las variables de manera inmediata, pero no es preciso en los valores arrojados para los parámetros, es decir, su utilidad es más cualitativa que cuantitativa. El caso conducto cilíndrico de radio variable, en cambio, es una aproximación buena en términos de simplicidad matemática y obtención de valores verídicos, debido a que incorpora la variación de geometría del conducto a lo largo de la erupción. La modelación numérica asegura exactitud en el cálculo del valor de los factores, pero no necesariamente posee un sentido geológico acorde con el contexto estudiado, por lo que sus resultados deben ser analizados en detalle.

Los supuestos asumidos en los casos postulados restringen los modelos. Por ejemplo, establecer un valor de *bulk modulus* implica que el magma es igual de

compresible en todos los escenarios. Esto puede ser cierto desde el punto de vista geométrico, sin embargo, las dimensiones del conducto tienen relación con la sobrepresión de la cámara magmática, que a su vez varía con la magnitud del *bulk modulus*. Suponer un valor para la diferencia de densidad y profundidad de la cámara, en cambio, genera menos incerteza ya que existen investigaciones en la zona de estudio que respaldan su valor.

Los escenarios de conductos cilíndricos además requieren establecer valores del radio inicial, profundidad y rigidez, lo que restringe los alcances del modelo. En este sentido se sostiene que el caso dique tabular de geometría variable es más preciso ya que tiene menos parámetros fijos. El comportamiento de los factores fijos para los casos de geometría cilíndrica se presenta a continuación.

- Radio inicial: se fija de acuerdo a las dimensiones observadas en terreno (Naranjo *et al.*, 1992). Este parámetro influye sobre el rango de valores que toma el radio del conducto, mas no afecta su variación.
- Profundidad de la cámara: se toma el valor de la mínima profundidad postulada por Barrientos (1992). Su variación afecta la estimación del volumen de la cámara magmática, como se discutirá más adelante.
- Rigidez: es un parámetro sumamente influyente en la variación geométrica del conducto dada la expresión (4.15). La magnitud de la rigidez controla el radio del conducto en este caso. De este modo, si se considera el valor referencial 6 GPa (Costa *et al.*, 2007) el modelo no reflejaría una variación geométrica del radio, por lo que se descarta su incorporación. Por otra parte, si se disminuye en un orden de magnitud su valor, la variación máxima del radio es 0,2 veces el radio inicial, lo que se aleja de los datos empíricos. Por lo tanto, la rigidez es estimada de manera tal que represente las observaciones hechas en terreno. Si se disminuye su magnitud a 60 MPa, se logra una variación máxima de 1,5 veces el radio inicial, lo cual representa mucho más la situación descrita. Esto significa, que la rigidez es un parámetro altamente controlador de la variación de geometría del conducto, que a su vez, a través del radio, controla en un factor de cuarto grado el volumen eruptado que se modela. Para mejorar su estimación se recomienda estudiar cómo afecta a la rigidez de la roca el aumento de temperatura generado por el

ascenso magmático y la variación de presión en el eje vertical, pues en este caso se considera un valor único desde 6000 m de profundidad hasta la superficie. Como referencia, se asume que la rigidez aumenta linealmente con la profundidad (Costa et al., 2007), por lo que otorgar un valor fijo a este parámetro le quita precisión al modelo.

Todos los casos logran buenos ajustes a los datos empíricos de volumen emitido registrados por Naranjo *et al.*,(1992), sin embargo, el caso dique tabular de geometría variable es el más preciso de los tres si se comparan los gráficos recopilados en el Anexo 8. La expresión de viscosidad óptima varía para cada caso, la geometría de dique tabular y radio variable tienen mejor ajuste con una viscosidad lineal variable en el tiempo y una viscosidad constante promedio. El caso Conducto cilíndrico de radio fijo, en cambio, muestra mejores resultados con una viscosidad constante promedio y una viscosidad variable de tipo exponencial.

5.2.3 Análisis de modelos

Los resultados numéricos calculados para C1 y C2 derivan del mejor ajuste posible a la curva de volumen empírico. Con ellos, se deduce la magnitud del volumen de la cámara magmática y el volumen crítico, con el fin de lograr mayor precisión que los valores referenciales disponibles.

- **Volumen crítico (ΔV_i):** De acuerdo al procedimiento hecho para despejar V_c , se tiene que este parámetro depende de la diferencia de densidad entre la roca circundante y el magma. A mayor contraste de densidad, menor es el volumen crítico necesario para gatillar una erupción, esto es coherente pues un mayor factor de flotabilidad contrarresta la necesidad de una sobrepresión elevada para que el ascenso magmático ocurra. Respecto a los distintos casos modelados, se evidencia que el caso tabular se asemeja más al valor referencial con $\Delta\rho= 35 \text{ kg/m}^3$, lo cual difiere de lo estipulado a partir de Bertin (2010), pero se mantiene dentro de un rango aceptable. Las magnitudes deducidas suponiendo una geometría cilíndrica en cambio, son menores a la referencial e incluso logran mayor similitud a esta cuando no se considera un factor de flotabilidad, es decir, con $\Delta\rho= 0 \text{ kg/m}^3$, a pesar de las

diferencias numéricas el rango de magnitud obtenido coincide con el del valor referencial. Aquellos resultados con mayor contraste de densidad, son menores al referencial, pero poseen sentido desde el punto de vista geológico. La diferencia entre el valor referencial y numérico indica que el volumen que generó la sobrepresión necesaria para causar la erupción del cono Navidad es menor que el volumen total eruptado, esto quiere decir que parte del volumen eruptado correspondía a magma almacenado en la cámara, o bien, durante la erupción hubo aporte de magma a la cámara, que luego fue eruptado.

Si se parte de la base de que todos los casos corresponden al mejor ajuste numérico posible, se tiene que el caso de radio variable representa mejor la interacción de los parámetros eruptivos esperada de acuerdo a las observaciones empíricas, abarcando valores de $3,58 \cdot 10^7$ a $3,03 \cdot 10^8$ [m³].

- **Volumen de la cámara magmática (V_c):** Los resultados obtenidos para el volumen de cámara magmática dependen de la profundidad (a excepción del caso conducto con radio variable que es independiente) por una parte, y del contraste de densidad por otra. El volumen de la cámara disminuye a medida que aumenta la profundidad pero aumenta si crece el contraste de densidad. Los valores dependientes de la profundidad alcanzan niveles mucho mayores que el V_c referencial, el cual fue estimado con la ecuación (3.1) e indica que V_c depende del valor de ΔV_i y poseen una relación proporcional entre ellos. V_c dependiente del contraste de densidad, en cambio, en general es cercano al valor referencial. La diferencia entre las magnitudes referenciales y numéricas se podrían deber a que (i) el volumen crítico numérico es distinto al referencial, (ii) los valores bibliográficos de resistencia a la tracción de las paredes no representan el contexto geológico estudiado o (iii) el *bulk modulus* establecido sobreestima la compresibilidad del magma en la cámara magmática. Comparativamente, las cifras estimadas para V_c (h) van de $1,85 \cdot 10^{10}$ a $3,62 \cdot 10^{11}$ [m³] mientras que V_c ($\Delta\rho$) de $2,25 \cdot 10^{10}$ a $8,9 \cdot 10^{11}$ [m³], es decir, son mayores que los calculados a partir de la profundidad, lo que señala que en realidad el efecto de la presión litostática es mayor que el considerado en la modelación numérica. Las cifras calculadas coinciden en orden magnitud con las estimadas para la cámara magmática del volcán Pintubo, las cuales van desde $4 \cdot 10^{10}$ a

$9 \cdot 10^{10}$ [m³] en un intervalo de 6 a 11 km de profundidad (Pallister *et al.*, 1996). En este aspecto, el cálculo realizado para el Caso Dique Tabular representaría el mejor ajuste.

El caso analizado corresponde a una cámara sobrepresurizada vaciándose en un conducto y, en consecuencia, la presión de cámara retorna a su estado de equilibrio paulatinamente (Stasiuk *et al.*, 1993). El valor del volumen de la cámara magmática se vincula con la sobrepresión según la ecuación (3.18), una mayor sobrepresión puede deberse al efecto de la diferenciación magmática (Tait *et al.*, 1989), lo que permitiría omitir el aporte de magma a la cámara durante la erupción. Contrariamente, la sobrepresión podría deberse a la afluencia de magma a la cámara.

5.2.4 Variación de geometría

De acuerdo a las variables consideradas en este estudio las dimensiones del conducto de ascenso en un sistema magmático están controladas principalmente, por la rigidez de la roca caja y la compresibilidad del magma. Sin embargo, estas se ven influenciadas por variables termodinámicas que no fueron incluidas como la transferencia de calor del magma con las paredes del conducto y la temperatura en la cámara magmática (Costa *et al.*, 2007).

Según los reportes de Naranjo *et al.*, (1992) el conducto disminuye su tamaño a medida que se desarrolla la erupción y, por otra parte, el modelo de conducto cilíndrico refuerza la idea al demostrar que el radio del conducto disminuye en el tiempo, al igual que la tasa eruptiva.

Por otro lado, las características del ascenso magmático se vinculan con las dimensiones del conducto porque estas varían con la intensidad y tipo de erosión que el magma efectúa en las paredes del conducto (Wadge, 1981), además, puede cambiar con la deformación elástica de las paredes del conducto debido al stress ejercido por el flujo y la solidificación del magma, sin embargo, como los datos indican que se trata de un conducto delgado, la erosión no cumpliría un rol primordial (Stasiuk *et al.*, 1993). No obstante, es importante destacar que la fricción para un conducto con forma de dique

(elíptico) es mayor que para uno cilíndrico de la misma área transversal, debido a que la fricción es controlada por el perímetro del dique, que aumenta a medida que la relación entre los semi ejes de la elipse se incrementa (Costa et al., 2007). Lo más probable es que la geometría del conducto cambie debido a los procesos térmicos ya que el enfriamiento tiene una escala de tiempo equivalente al de la conducción del calor y es tal que coincide con la evolución registrada para el conducto del cono Navidad: metros/día (Bruce y Huppert, 1989). Entonces, la dinámica de la tasa eruptiva (flujo y velocidad de ascenso) tiene directa relación con las dimensiones del conducto.

Stasiuk *et al.*, (1993) describe que el comportamiento inicial de la erupción sigue lo esperado según el decrecimiento de las dimensiones del conducto en los primeros cien días. Luego, sigue una trayectoria casi recta, indicando que el conducto se estabiliza eventualmente. Esto podría ser mejor representado si se fusionaran los casos postulados para un conducto de radio variable en los primeros cien días y luego, el de radio fijo.

En definitiva, la reducción de la sobrepresión de la cámara magmática deriva en la variación de la tasa eruptiva que disminuye el flujo y la velocidad de ascenso. Esto perturba la relación del conducto con el magma alterando las condiciones termodinámicas y la intensidad de erosión de las paredes, culminando en el encogimiento del conducto.

5.3 Secuencia de Eventos de la Erupción del Cono Navidad

Una erupción tiene un comportamiento sensible a cambios relativos en parámetros como la viscosidad, dimensiones del conducto y espesor de lava sobre el edificio (Stasiuk *et al.* , 1993). Por ejemplo, la erupción del cono Navidad, muestra una fase temprana de contracción del conducto que dura alrededor de 100 días, probablemente debido a la solidificación del magma cercano a la roca caja, lo que indica que las dimensiones del conducto están fuertemente ligadas a las características del flujo. En este caso la variación de la tasa eruptiva se debe a la disminución de presión en la cámara. Como la composición y propiedades físicas permanecen constantes y no hay acumulación significativa de lava en la abertura, entonces, la fluctuación en las dimensiones del conducto puede ser la causa de los cambios en la tendencia esperada

para el volumen eruptado (Stasiuk *et al.*, 1993), no obstante, el aporte discontinuo de magma a un sistema subvolcánico es una de las mayores causas de variaciones durante una erupción (Wadge, 1981).

Los distintos casos propuestos logran representar lo que acontece en una erupción ya que ambos tipos, diques o conductos cilíndricos pueden ocurrir. Estos se pueden presentar juntos y además pueden estar interconectados. Sin embargo, la actividad explosiva favorece la geometría cilíndrica en las partes relativamente superficiales del sistema (Costa *et al.*, 2007).

El magma en conductos mayores tiene un mayor tiempo de ascenso para la misma tasa eruptiva y, por lo tanto, un crecimiento de cristales más eficiente (Costa *et al.*, 2007). La tasa eruptiva es muy sensible a la tasa de cristalización bajo ciertas condiciones donde la escala de tiempo de cristalización es comparable con el tiempo de ascenso del magma. Entonces, en un comienzo el flujo es tan rápido que la cristalización durante el ascenso es pequeña y la viscosidad del magma es baja, si se considera solo el segmento *syn*-eruptivo. Luego, el volumen en ascenso disminuye y se hace lento de manera que ocurre una cristalización más amplia y el magma eruptado presenta mayor viscosidad, lo que coincide con los posibles escenario estables postulados por Melnik y Sparks, 2005.

La variación de los parámetros más característicos del ascenso magmático son resumidos en la Tabla 19. Los valores obtenidos son aproximados para demostrar su tendencia. La Figura 45 ilustra las tendencias de manera gráfica.

A modo de resumen entonces, la erupción del cono Navidad consta de dos fases. La fase inicial tiene tasas eruptivas mayores debido a la sobrepresión de la cámara magmática, que genera una erupción explosiva de magma con viscosidad baja, el cual asciende rápidamente a través de un dique elíptico de geometría variable causada por su interacción con el magma. La velocidad de ascenso implica que el sobre-enfriamiento es abrupto y amplio, lo que resulta en tasas de crecimiento bajas y tasas de nucleación relativamente altas, esto explica el bajo contenido de cristales. Por otro lado, la fase final se caracteriza por tasas eruptivas en declinación al igual que la sobrepresión de la

cámara, su actividad es más bien efusiva. En esta etapa, el magma asciende por un conducto, aproximadamente, cilíndrico, estable y más pequeño que el anterior. La velocidad de ascenso es menor a la de la fase inicial lo que implica un menor contraste de temperatura y por lo tanto, mayores tasas de crecimiento cristalino, lo que se refleja en la viscosidad del magma.

Tabla 19. Resumen de tendencias de los parámetros característicos del ascenso magmático.

	Fase inicial	Fase final	Tendencia
Q [m³/s]	44,5	2,5	↓
V [m³]	$1,6 \cdot 10^7$	$3,2 \cdot 10^8$	↑
R/a/b [m]	8,8/2,5/200	7/2,5/40	↓
v_{ascenso} [m/s]	0,028	0,008	↓
G [cm/s]	$4 \cdot 10^{-8}$	$5 \cdot 10^{-8}$	↑
J [no./cm³]	0,5	2	↑

El ascenso magmático durante la erupción del cono Navidad ha sido ampliamente descrito mediante este estudio, sin embargo, requiere de la incorporación de otros parámetros para ser completa. Entre ellos se destaca la cuantificación y caracterización de los volátiles en el magma, los posibles mecanismos de ascenso y las condiciones termodinámicas durante el ascenso.

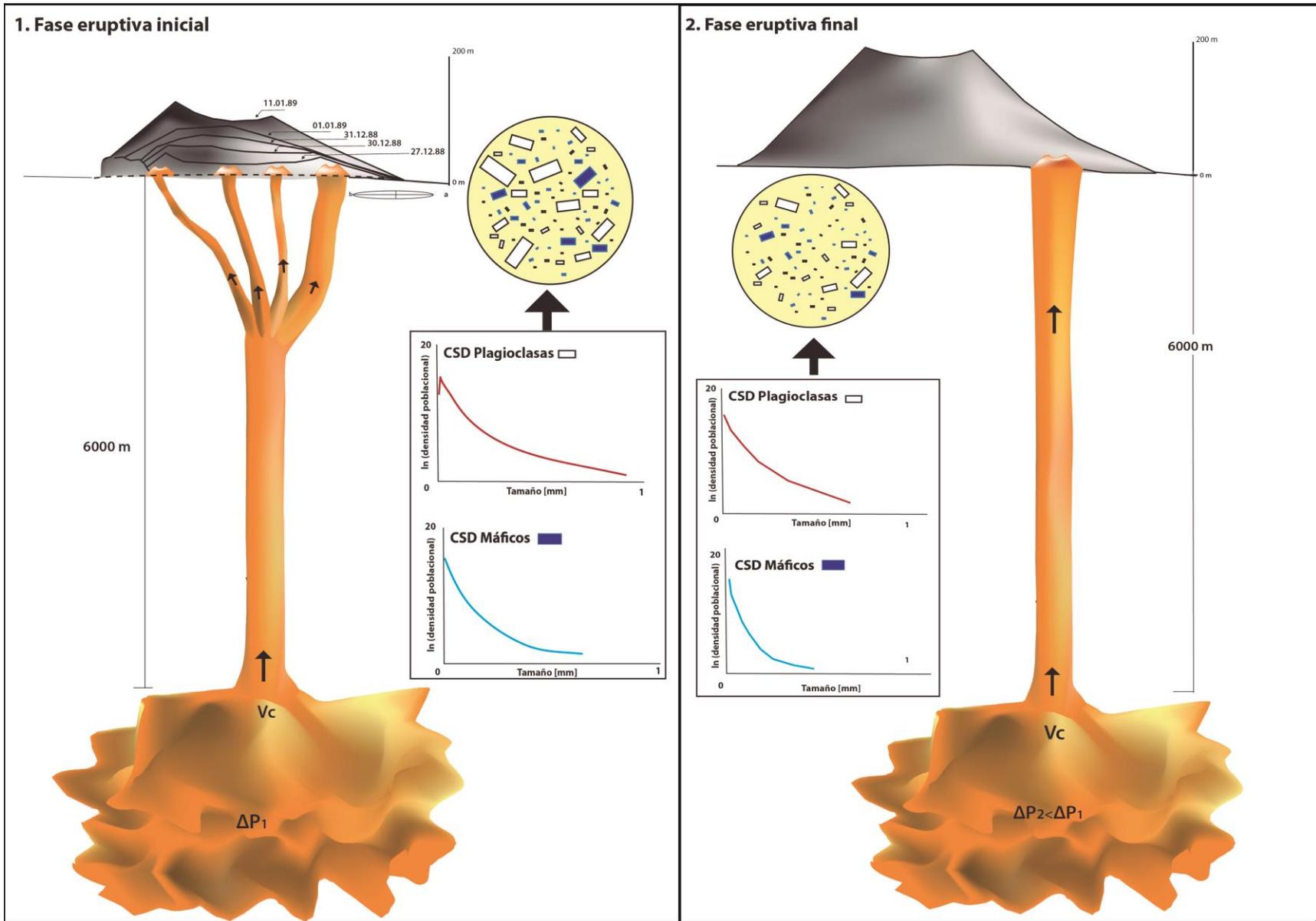


Figura 45. Evolución del sistema magmático del cono Navidad en cuanto a volumen erupcionado, dimensiones del conducto y cristalización.

CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES

A pesar de su complejidad, los modelos planteados no logran representar de manera completa los sistemas naturales, es por ello que se deben interpretar, principalmente, de forma cualitativa. Sin embargo, la integración de distintos parámetros puede derivar en un buen ajuste numérico si se seleccionan valores plausibles para sistemas reales (Melnik y Sparks, 2005). Por otra parte, los sistemas magmáticos tienen muchos parámetros controladores que pueden variar simultáneamente, pero los resultados obtenidos están simplificados, entonces, la sensibilidad y comportamiento de los sistemas magmáticos en la realidad pueden ser mucho más complejos que lo presentado en este trabajo.

Respecto a la metodología CSD, se concluye que es una herramienta importante para describir la historia de cristalización del magma, pero requiere de mucha manipulación de datos. Dicha manipulación exige cuidado en la elección de las condiciones de borde del sistema, que solo pueden ser establecidas a partir de una amplia comprensión del sistema examinado. Esto significa que es necesario tener una idea previa sobre el tipo de CSD que se espera para poder aplicar el modelo más correcto, el CSD no es capaz de indicar cuál es el proceso petrológico estudiado, pero puede otorgar las claves para entender cómo se desarrollan los procesos conocidos. Según los resultados obtenidos, se tiene que las tasas de crecimiento van de $4,16 \cdot 10^{-9}$ a $5,42 \cdot 10^{-8}$ [mm/s], las tasas de nucleación de 0,02 a 7 [n_0/cm^3] y los tiempos de residencia de los cristales en el sistema desde 16 a 700 días, en los cuales priman los procesos de acumulación.

De acuerdo al estudio realizado es claro que la variación del conducto superficial del cono Navidad está dominada por las condiciones de sobrepresión en la cámara, en primer lugar y por el comportamiento de la tasa eruptiva en segunda instancia. Esto se debe a que el dique no puede responder tan rápido a los cambios en la tasa eruptiva, por lo que la influencia de la cámara se considera más dominante en la emisión de productos volcánicos (Costa *et al.*, 2007). En un modelo elástico simple de almacenamiento de magma, la tasa eruptiva decae exponencialmente como resultado de la liberación de la

energía de deformación elástica desde la cámara magmática durante el flujo viscoso a lo largo del conducto. Así, la constante de tiempo para cada erupción es proporcional a una potencia de cuatro del radio del conducto eruptivo e inversamente proporcional a su largo (Wadge, 1981). Lo mismo ocurre con la tasa eruptiva para un fluido newtoniano incompresible, como se supone en este estudio. De este modo, pequeñas variaciones en el diámetro del conducto generarán grandes cambios en el volumen eruptado (Melnik y Sparks, 2005). La interacción del flujo con el conducto regula la variación de su geometría por motivos termodinámicos, principalmente, y erosión de sus paredes en menor medida, dado que se trata de un conducto delgado. Sin embargo, la influencia de la erosión cambia según la geometría del sistema. Esto implica que las características físicas de la roca caja como la rigidez y densidad influyen en el ascenso magmático así como también los rasgos reológicos y petrológicos del magma como la viscosidad, cantidad de volátiles, cristales y su composición química.

Por otro lado, según los resultados obtenidos con los ajustes mejor evaluados, el volumen crítico inyectado a la cámara ($3,58 \cdot 10^7$ a $3,03 \cdot 10^8$ [m³]) es menor que el volumen total eruptado ($3,2 \cdot 10^8$ [m³]), lo que indicaría que existió aporte de magma a la cámara durante erupción del cono Navidad. Para lograr un mejor ajuste es necesario incorporar este factor a los modelos numéricos. En cuanto al volumen de la cámara magmática, se estima que pertenece a un rango entre $1,8 \cdot 10^{10}$ y $8,9 \cdot 10^{11}$ [m³],

Los datos numéricos obtenidos reflejan que el modelo que representa un dique de geometría variable es el más preciso en su ajuste. Por otra parte, el modelo que contempla un conducto cilíndrico de radio variable otorga mayores posibilidades debido a la flexibilidad de su manejo matemático.

La integración del modelamiento matemático con la metodología CSD permite caracterizar de manera completa el ascenso magmático ya que relaciona los rasgos dinámicos y cinéticos del ascenso magmático.

BIBLIOGRAFÍA

- Armienti, P., Pareschi, M.T., Innocenti, F., Pompilio, M., 1994. Effects of magma storage and ascent on the kinetics of crystal growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115, 402–414.
- Barrientos, S.E., Acevedo-Affmgviz, P.S., 1992. Seismological aspects of the 1988-1989 Lonquimay (Chile) volcanic eruption. *J. Volcanol. Geotherm.*
- Blake, S., 1981 Volcanism and the dynamics of open magma chambers. *Nature* 289, 783–785.
- Blake, S., 1984. Volatile oversaturation during the evolution of silicic magma chambers as an eruption trigger, *J. Geophys. Res.*, Vol. 89, pp. 8237-8244.
- Bottinga Y. and Weill D.F., Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components, *Am. J. Sci.* 269, 169-182, 1970.
- Bruce, P.M., Huppert, H.E., 1989. Thermal control of basaltic fissure eruptions, *Nature* 342, 665-667.
- Cabrera, R., 2010. Modelo de emisión de masa para la erupción de 1998 del volcán de Colima, México. Tesis de Doctorado, Universidad nacional autónoma de México.
- Cashman, K.V., Marsh, B.D., 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II. Makaopuhi lava lake. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 292–305.
- Contreras, M. A., 2013. Dinámica de flujos de lava históricos de los volcanes Lonquimay y Villarrica, Andes del Sur, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

- Costa, A., Melnik, O., Sparks, R.S.J., 2007a, Controls of conduit geometry and wallrock elasticity on lava dome eruptions: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 260, p. 137–151.
- Furbish, J., 1997. *Fluid Physics in Geology: An Introduction to Fluid Motions on Earth's Surface and Within Its Crust*. Oxford University Press.
- Giordano, D., Russell, J., Dingwell, D., 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters* 271; 123-134.
- Gho, R., 2013. Determinación de parámetros eruptivos de flujos de lava del complejo volcánico Lonquimay (38°s), andes del sur. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Higgins, M.D., 2000, Measurement of crystal size distributions: *American Mineralogist*, v. 85, p. 1105–1116.
- Huppert, H., Shepherd, J., Sigurdsson, H., Sparks, R., 1982. On lava dome growth, with application to the 1979 lava extrusion of the Soufrière of St. Vincent. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14 (3-4): 199-222.
- Ida, Y., 1996. Cyclic fluid effusion accompanied by pressure change: implication for volcanic eruptions and tremor. *Geophys.Res. Lett.* 23, 1457–1460.
- Kirkpatrick R.J., 1976. Towards a kinetic model for magma crystallization. *J Geophys Res* 81:2565-25.71
- Kirkpatrick R.J., 1977b. Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol Soc Am Bull* 88:78-84
- Kirkpatrick R.J., 1978. Nucleation and growth of plagioclase, Makaopui and Alae lava lakes, Kilauea Volcano, Hawaii. Reply. *Geol Soc Am Bull* 89:799-800

- López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37°-46°S). *Revista Geológica de Chile*, 22 (2): 219-234.
- Maaløe S, Tumyr O, James D., 1989. Population density and zoning of olivine phenocrysts in tholeiites from Kauai, Hawaii. *Contrib Mineral Petrol* 101:176-186
- Maeda, I., 2000. Nonlinear visco-elastic volcanic model and its application to the recent eruption of Mt. Unzen, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 95, pp. 35 - 47.
- Marsh, B. D. 1988. On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78 (1): 85-98.
- Marsh, B.D., 1998, On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems: *Journal of Petrology*, v. 39, p. 553-599.
- Melnik, O., Sparks, R.S.J., 1999, Nonlinear dynamics of lava dome extrusion: *Nature*, v. 402, p. 37-41.
- Melnik, O., Sparks, R.S.J., 2005, Controls on conduit magma flow dynamics during lava dome building eruptions: *Journal of Geophysical Research*.
- Melnik, O., Blundy, J., Alison, C., 2013, Subvolcanic plumbing systems imaged through crystal size distributions. *Geological Society of America*.
- Moreno, H., Gardeweg, M., 1989. La erupción reciente en el Complejo Volcánico Lonquimay (Diciembre, 1988-), Andes del Sur. *Revista Geológica de Chile*, 16 (1): 93-117.
- Moreno, H., Naranjo, J., Polanco, E., 2012. Geología del Complejo Volcánico Lonquimay-Tolguaca. Regiones de la Araucanía y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, 1 mapa escala 1:50.000. En edición.

- Morgan, D.J., Jerram, D.A., 2006. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 154 , 1–7.
- Mueller, S., Llewellyn, E. W., Mader, H. M., 2009. The rheology of suspensions of solid particles. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 466 (2116): 1201-1228.
- Munson, Bruce R., Young, Donald F., Okiishi, Theodore H., Huebsch, Wade W., 2009. *Fundamentals of Fluid Mechanics, Sixth Edition*.
- Naranjo, J., Sparks, R., Stasiuk, M., Moreno, H., Ablay, G., 1992. Morphological, structural and textural variations in the 1988-1989 andesite lava of Lonquimay Volcano, Chile. *Geological Magazine*, 129 (6): 657-678.
- Pallister, J. S., Hoblitt, R. P., Meeker, G. P., Knight, R. J. & Siems, D. F. in *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines* (eds Newhall, C. G. & Punongbayan, R. S.) 687–732 (Philippine Inst. Volcanol. & Seismol./Univ. Washington Press, Quezon City/Seattle, (1996)).
- Petit-Breuilh, M. E., 1996. *Cronología eruptiva histórica de los volcanes Planchón-Peteroa y Copahue, Andes del Sur. Proyecto de Riesgo Volcánico (Inédito)*, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Polanco, E. (1998). *Volcanismo explosivo postglacial de la cuenca del alto Biobío, Andes del Sur (37°45' – 38°30')*. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 120 p.
- Polanco, E. (2000). *Volcanismo explosivo Holoceno en la Cuenca del Alto Biobío, Andes del Sur (37°45'-38°30'S)*. *Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*: 59-61.

- Polanco, E. (2010). Volcanoestratigrafía, geoquímica y peligro volcánico del Volcán Lonquimay (38°30'S), Andes del Sur (Chile). Tesis de Doctorado. Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universidad de Barcelona.
- Randolph AD, Larson MA., 1971 Theory of particulate processes. Academic Press, New York.
- Rocchi, V., Sammonds, P.R. , Kilburn, C.R.J. 2004. Fracturing of Etnean and Vesuvian rocks at high temperatures and low pressures *Journal of Volcanology and Research* 132, 137-157.
- Shaw H.R., Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction, *Am. J. Sci.* 272, 870-893, 1972.
- Stasiuk, M., Jaupart, C. 1997. Lava flow shapes and dimensions as reflections of magma system conditions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 78 (1-2): 31-50.
- Stasiuk, M., Jaupart, C., Sparks, R. S. 1993. On the variations of flow rate in non-explosive lava eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 114 (4): 505-516.
- Suárez, M., Emparán, C. 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, n° 71, 1 mapa escala 1:250.000. 105 p.
- Tait, S., Jaupart, C., Verniolle, S., 1989. Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallising magma chamber, *Earth Planet. Science Letters*, Vol. 92, pp. 107 - 123.
- Thiele, R., Lahsen, A., Moreno, H., Varela, J., Vergara, M., Munizaga, F. (1987). Estudio geológico regional a escala 1:100.000 de la hoya superior y curso medio del río Biobío. Informe para la empresa nacional de electricidad, convenio icp-8601 (inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, 304 p.

Wadge, G., 1981. Steady state volcanism: Evidence from eruption histories of polygenetic volcanoes. *J. Geophys. Res.* 87.,4035–4049.

White F.M., *Viscous Fluid Flow*, McGraw Hill, New York,1974.

ANEXOS

1. Nomenclatura

Tabla 20. Nomenclatura de símbolos utilizados.

Símbolo	Significado	Unidades
L	Largo-tamaño de cristal	mm
CL	Largo característico de cristales	mm
n₀	Intercepto	
n	Densidad de población de cristales	
G	Tasa de crecimiento de cristales	mm/s
G_n	Tasa de crecimiento nominal de cristales	mm/s
G^{eff}	Tasa de crecimiento efectiva de cristales	mm/s
J	Tasa de nucleación de cristales	n ₀ /cm ³
τ	Tiempo de residencia de cristales	Días
a₀	Radio inicial del conducto	m
a,b	Semiejes del conducto elíptico	m
R	Radio del conducto	m
l	Largo del conducto	m
w	Ancho del conducto	m
h	Profundidad del conducto	m
V_a	Volumen de afluente de magma a la cámara	m ³
V₀	Volumen inicial del sistema magmático	m ³
V_c	Volumen de la cámara magmática	m ³
ΔV_i	Volumen crítico adherido	m ³
t	Tiempo	s
Q₀	Tasa eruptiva inicial	m ³ /s
Q_t	Tasa eruptiva en un tiempo t	m ³ /s
ΔP	Contraste de presión del magma con la roca circundante	MPa
k	<i>Bulk modulus</i>	Pa
ρ_r	Densidad roca	Kg/ m ³
ρ_m	Densidad magma	Kg/ m ³
μ	Viscosidad relativa	Pa·s
μ_L	Viscosidad de fase fluida	Pa·s
g	Gravedad	m/s ²
σ	Resistencia a la tracción de las paredes de la cámara magmática	MPa
ν	Radio de <i>Poisson</i>	
η	Rigidez del medio (<i>Shear modulus</i>)	GPa

2. Caracterización detallada de muestras.

2.1 Análisis volumétrico de bombas.

Volumen de piroclastos tamaño bomba

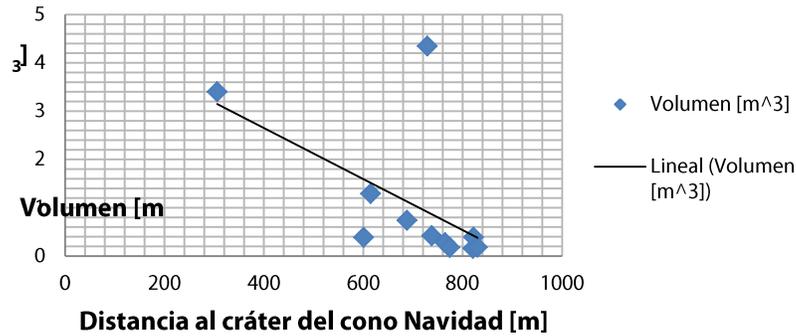


Figura 46. Distribución de bombas, según dimensiones volumétricas, en el perímetro del cono Navidad

2.2 Análisis granulométrico de tefra.

Tabla 21. Detalle del análisis granulométrico realizado a las muestras de tefra.

N° Tami z	Tam año	Peso [gr]															
		CN-Ceniza Sup				CN-Ceniza Med				CN-Ceniza Inf				CN-Ceniza Base			
		Bol sa	Mue stra	Cen iza	%	Bol sa	Mue stra	Ceni za	%	Bol sa	Mue stra	Ceni za	%	Bol sa	Mue stra	Ceni za	%
5	>4 mm	7,73	14,8	7,07	2,6489	6,86	25,11	18,25	5,92	6,85	430,92	424,07	37,78	198,7	190,15	28,28	38,77
	>2 mm	7,72	32,96	25,24	9,4567	6,84	55,98	49,14	16,4	6,677	281,17	275,51	24,51	7,85	101,03	93,18	18,98
10	>1 mm	7,56	74,03	66,47	24,904	7,73	98,57	90,84	29,5	7,82	217,64	209,82	18,69	6,82	67,91	61,09	12,44
	>500 um	6,48	89,75	83,27	31,199	6,77	91,73	84,96	27,6	6,82	96,59	89,77	7,997	7,82	41,13	33,31	6,787
60	>250 um	7,79	53,59	45,8	17,16	6,79	46,26	39,47	12,8	7,78	40,31	32,53	2,898	7,76	31,36	23,54	4,96
	>125 um	6,89	19,99	13,19	4,9419	7,75	19,45	11,75	3,8	7,76	28,27	20,51	1,827	7,69	32,66	24,97	5,87
230 fondo	>63 um	6,84	16,74	9,94	3,7242	6,89	12,71	5,82	1,89	6,78	27,13	20,35	1,813	6,95	38,55	31,65	6,448
	<63 um	6,84	22,76	15,92	5,9648	6,84	14,74	7,86	2,55	6,86	57,15	50,29	4,48	6,78	39,54	32,76	6,675
		Tota l				Tota l				Tota l				Tota l			
		266,9				308,04				112,25				490,78			

3. Contenido de cristales

Tabla 22. Resumen de contenido de cristales de plagioclasas y máficos, y área total (%) de vesículas en cada clasto analizado de “Tefra Inf” .

	Muestra	Zoom	Estructura	[%]	Contenido total de cristales [%]	
TEFRA INF	Clasto 1	200x	Plagioclasas	11,54	21,8053	
			Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	2,06		
			Vidrio	48,77		
			Vesículas	37,63		
		600x	Plagioclasas	14,34		32,0826
			Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	2,42		
			Vidrio	35,48		
			Vesículas	47,76		
	Clasto 3	200x	Plagioclasas	14,51	39,1244	
			Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	2,47		
			Vidrio	26,42		
			Vesículas	56,6		
		600x	Plagioclasas	9,22	18,9886	
			Cpx + opacos	1,67		
			Vidrio	46,46		
			Vesículas	42,65		
Clasto 19	200x	Plagioclasas	11,83	19,8206		
		Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	0,77			
		Vidrio	50,97			
		Vesículas	36,43			
	600x	Plagioclasas	12,2	22,2087		
		Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	2,48			
		Vidrio	51,42			
		Vesículas	33,9			

Tabla 23. Resumen de contenido de cristales de plagioclasas y máficos, y área total (%) de vesículas en cada clasto analizado de “Tefra Intermedia”.

	Muestra	Zoom	Estructura	[%]	Contenido total de cristales [%]	
CENIZA INTERMEDIA	Clasto 2	200x	Plagioclasas	7,03	14,3039	
			Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	0,81		
			Vidrio	46,97		
			Vesículas	45,19		
		600x	Plagioclasas	17,92		29,7763
			Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	2,45		
			Vidrio	48,04		
			Vesículas	31,59		
	Clasto 3	200x	Plagioclasas	5,41	12,43021	
			Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	1,27		
			Vidrio	47,06		
			Vesículas	46,26		
		600x	Plagioclasas	11,07		22,2569
			Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	1,75		
			Vidrio	44,78		
			Vesículas	42,4		
Clasto 4	200x	Plagioclasas	9,32	18,6987		
		Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	1,4			
		Vidrio	46,61			
		Vesículas	42,67			
	600x	Plagioclasas	12,09		24,6715	
		Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	2,37			
		Vidrio	44,15			
		Vesículas	41,39			

Tabla 24. Resumen de contenido de cristales de plagioclasas y máficos, y área total (%) de vesículas en cada clasto analizado de “Tefra Sup”.

	Muestra	Zoom	Estructura	[%]	Contenido total de cristales [%]	
CENIZA SUP	Clasto 1	200x	Plagioclasas	26,48	47,9031	
			Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	2,42		
			Vidrio	31,43		
		Vesículas	39,67			
		Plagioclasas	26,61			
		Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	4,05			
	600x	Vidrio	49,62	38,1913		
		Vesículas	19,72			
		Plagioclasas	19,87			
	Clasto 11	200x	Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	2,46	32,07411	
			Vidrio	47,29		
			Vesículas	30,38		
		Plagioclasas	28,94			
		600x	Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	6,17		40,5942
			Vidrio	51,38		
Vesículas	13,51					
Clasto 19	200x	Plagioclasas	29,16	39,2834		
		Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	2,2			
		Vidrio	48,47			
	Vesículas	20,17				
	600x	Plagioclasas	50,11		64,8615	
		Clinopiroxenos+ olivinos+opacos	2,59			
Vidrio		28,55				
			Vesículas	18,75		

4. Viscosidades relativas.

Tabla 25. Cálculo de viscosidad relativa para cada imagen analizada.

Clasto	Tefra Inf		Tefra Intermedia			Tefra Sup		
	Zoom	Viscosidad [Pa·s]	Clasto	Zoom	Viscosidad [Pa·s]	Clasto	Zoom	Viscosidad [Pa·s]
C1	200x	10201,56057	C2	200x	5310,941788	C1	200x	4774614,28
	600x	31370,66619		600x	21749,75854		600x	76385,23779
C3	200x	107359,853	C3	200x	4676,562777	C11	200x	27289,69785
	600x	8053,355868		600x	9933,520289		600x	133482,0344
C19	200x	8616,129967	C4	200x	7361,542921	C19	200x	96947,33687
	600x	10573,11452		600x	12451,65651		600x	-

5. Razones cristalográficas

Tabla 26. Razones cristalográficas obtenidas con CSDSlice4. Se destaca en naranja los datos usados para el acople de CSD.

	Tefra Inf				Tefra Sup				Clasto (TI)	Clasto (TS)
	x	y	z	R ²	x	y	z	R ²	imagen	imagen
Plagioclasas	1	2,5	7	0,8109	1	1,5	3	0,8244	C3 600x	C19 200x
	1	1,7	4	0,8033	1	1,6	3,2	0,8056	C3 200x	C19 600x
	1	2,1	7	0,7953	1	2,5	5	0,8007	C1 200x	C1 200x
	1	2,1	7	0,7951	1	2,5	5	0,7774	C1 600x	C1 600x
	1	2,7	8	0,7758	1	2,8	8	0,7619	C19 200x	C11 200x
	1	3	7	0,6751	1	2,1	7	0,6977	C19 600x	C11 600x
	1	2,7	5,5	0,7455	1	1,5	2,5	0,864	C1 200x	C11 600x
Máficos	1	2	8	0,6746	1	1,25	2,1	0,8325	C1 600x	C11 200x
	1	1,9	6	0,6637	1	1,3	2	0,8264	C3 600x	C19 200x
	1	1,6	5	0,6327	1	1,4	3,4	0,7816	C3 200x	C1 200x
	1	1,5	2	0,6278	1	1,25	5,5	0,757	C19 600x	C19 600x
	1	1,6	10	0,5662	1	1	10	0,6581	C19 200x	C1 600x

6. Pendientes

Tabla 27. Resumen de pendientes de CSD segmentados y forzados de plagioclasas.

Plagioclasas – Pendientes CSD segmentados						CSD forzados	
Tefra Inf			Tefra Sup			Tefra Inf	Tefra Sup
Clasto 1	Clasto 3	Clasto 19	Clasto 1	Clasto 11	Clasto 19		
-47,4931	-58,2265	-56,9148	-29,429	-21,9186	-30,3932	-11,0883	-20,9086
-19,3107	-25,1073	-23,7590	-29,429	-34,4790	-23,8328	-5,7674	-9,8684
-5,1981	-8,5132	-7,0129	-21,5313	-19,1244	-19,4194	-13,2127	-18,2953
-30,8077	-33,7791	-34,0952	-29,8139	-17,04355	-24,6039	-22,229	-29,7261
-40,8797	-56,5315	-43,253	-66,5734	-15,0901	-55,7997	-29,6297	-39,3888
-66,3107	-75,5811	-69,0446	-102,4122	-13,5986	-101,1932	-34,9846	-46,4474
-90,0265	-89,4199	-93,2478	-129,8644	-11,593	-139,9573	-38,6377	-51,2797
-108,0237	-98,9618	-111,586	-149,2311	-11,8586	-168,5933	-41,0426	-54,4979
-116,1002	-104,6954	-120,0806	-158,0925	-11,411	-188,1617	-42,6087	-56,5898
-126,0375	-108,9852	-130,1454	-168,16	-11,1159	-101,1932	-43,6151	-57,9271
-132,4833	-111,7676	-136,9183	-174,5283	-10,9288	-200,933	-44,2569	-58,7753
-136,6792		-141,1283			-209,3431	-44,6592	
						-44,9163	

Tabla 28. Resumen de pendientes de CSD segmentados y forzados de máficos.

Máficos – Pendientes CSD segmentados						CSD forzados	
Tefra Inf			Tefra Sup			Tefra Inf	Tefra Sup
Clasto 1	Clasto 3	Clasto 19	Clasto 1	Clasto 11	Clasto 19		
-67,051	-0,8454	-39,3483	-61,402	-58,158	-114,2878	-10,945	-16,9373
-101,5162	-17,8058	-9,3758	-93,1839	-60,4549	-71,0641	-5,4973	-6,95001
-63,3731	-31,2354	-29,1833	-62,2738	-86,2823	-124,1713	-19,5506	-31,2312
-136,5611	-81,3352	-70,7781	-115,4628	-123,5907	-189,917	-35,3827	-58,7368
-222,3015	-44,1865	-52,7283	-178,1201	-214,1013	-244,5874	-48,1595	-80,9046
-291,6897	-88,0661	-86,9526	-229,4650	-289,7939	-284,4961	-57,2942	-96,791
-341,6177	-149,0556	-126,6437	-266,0401	-345,1695	-311,3879	-63,52	-107,6326
-375,0126	-200,5741	-157,270264	-178,1201	-368,2088	-328,8829	-67,616	-114,7793
-398,2993	-237,9426	-180,833456	-291,1033	-398,5628	-340,2908	-70,2589	-119,3863
	-261,3447					-71,9633	-122,3231
	-279,5755					-73,0432	-124,2478

7. Modelos matemáticos

Para mayor comprensión del desarrollo del modelo matemático postulado, se explican el significado de las principales componentes del código computacional.

- `datloq88`: Archivo `.mat` que contiene los datos empíricos d tiempo y volumen acumulado de Naranjo *et al.*, 1992.
- `ode15s`: Comando de *Matlab* que resuelve ecuaciones diferenciales ordinarias.
- `interp1`: Comando de *Matlab* que calcula un valor numérico del volumen (*y*) a partir de la interpolación de los datos empíricos.
- `statset`: Comando de *Matlab* que despliega e invoca las opciones y herramientas estadísticas disponibles.
- `nlinfit`: Comando de *Matlab* que realiza una regresión no-lineal utilizando los datos referenciales (`loq88t` y `loq88V`), numéricos (`volumefit 'x'`), condiciones de borde ([valores iniciales de `C1` y `C2`]) y las herramientas estadísticas escogidas.

De este modo se elaboran dos funciones y un código principal que ejecuta lo planteado.

- `function y = volumefit(a, x)`; calcula un valor numérico del volumen acumulado en un tiempo `x` utilizando los datos empíricos.
- `function dy2 = eqvol (t, y)`; resuelve la ecuación que representa el tipo de conducto estudiado utilizando los datos numéricos de volumen.
- Código `fitdatavol`; encuentra el valor de las constantes `C1` y `C2` considerando una cifra como primera adivinanza y el mejor ajuste a los datos empíricos.

7.1 Caso Dique tabular

```
function dy2 = eqvol6(t,y)
```

```
    global C1 C2;
```

```
    dy2 = C1*((80 + 320*exp(-t/1.8e6))*125/(12*mu(t))) - C2*((80 + 320*exp(-t/1.85e6))*125/(12*( mu(t))))*y;
```

```
function y = volumefit6(a, x)
```

```
    global C1 C2;
```

```

C1 = a(1);
C2 = a(2);

[t, y] = ode15s('eqvol6',[0 x(end)],0);

y = interp1(t,y,x);

```

fitdatol6

```

clear all

load datloq88
options = statset('Display', 'iter');
[values] = nlinfit(loq88t, loq88V, 'volumefit6', [5686 1.56e-5], options)

global C1 C2;

C1 = values(1);
C2 = values(2);

tvalues=0:3600:34214400;

[t, y]= ode15s('eqvol6',tvalues,0);
plot(t, y, '-g', loq88t, loq88V, '*b')

```

7.2 Caso Conducto Cilíndrico de Radio Fijo

```

function dy2 = eqvol10(t,y)

```

```

    global C1 C2

    dy2 = C1*((942.87/7)*6)/(μ(t))-      C2*((942.87/7)*6)/(μ(t))*y;

```

```

function y = volumefit10(a, x)

```

```

    global C1 C2;

    C1 = a(1);
    C2 = a(2);

    [t, y] = ode15s('eqvol10',[0 x(end)],0);

    y = interp1(t,y,x);

```

fitdavol10

```

clear all

load datloq88
options = statset('Display', 'iter');

```

```
[values] = nlinfit(loq88t, loq88V, 'volumefit10', [5686 1.56e-5], options);

global C1 C2

C1 = values(1)
C2 = values(2)

tvalues=0:3600:34214400;

[t, y]= ode15s('eqvol10',tvalues,0);
plot(t, y, '-b', loq88t, loq88V, '*')
```

7.3 Caso Conducto Cilíndrico de Radio Variable

```
function dy2 = eqvol7(t,y)
```

```
    global C1 C2;
```

```
    dy2 = C1*((1+(6.36e-08*C1-6.86e-6)-(6.36e-08*C2)*y)^4)/(μ(t))-
    C2*((1+(6.36e-08*C1-6.8e-6)-(6.36e-08*C2)*y)^4)*y)/(μ(t));
```

```
function y = volumefit7(a, x)
```

```
    global C1 C2;
```

```
    C1 = a(1);
    C2 = a(2);
```

```
    [t, y] = ode15s('eqvol7',[0 x(end)],0);
```

```
    y = interp1(t,y,x);
```

```
fitdatavol7
```

```
clear all
format long
load datloq88
```

```
options = statset('Display', 'iter');
[values] = nlinfit(loq88t, loq88V, 'volumefit7', [5361161.6354 0.014],
options)
```

```
global C1 C2;
```

```
C1 = values(1);
C2 = values(2);
```

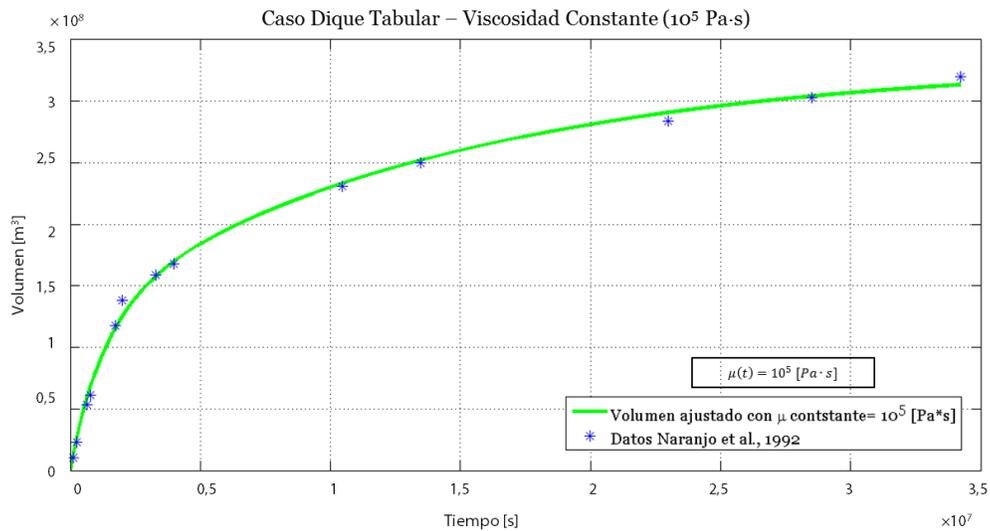
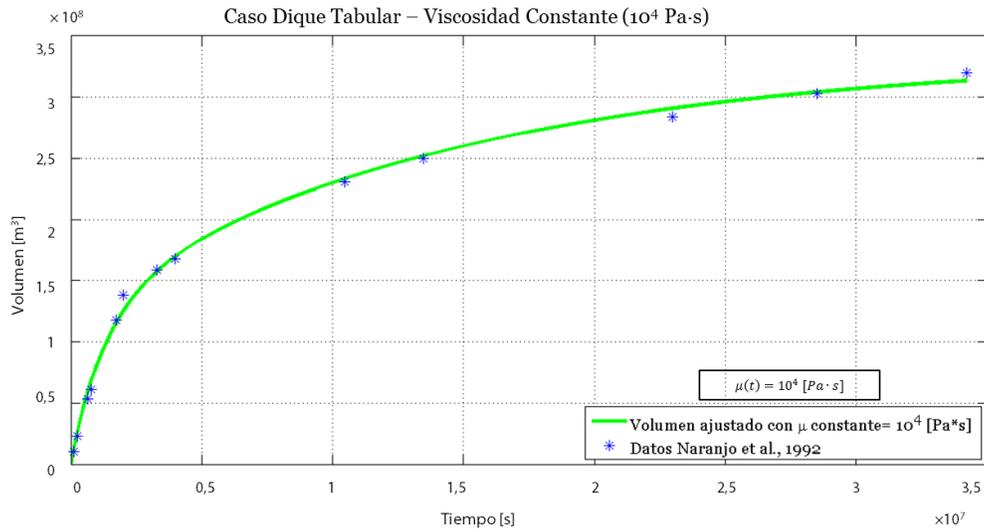
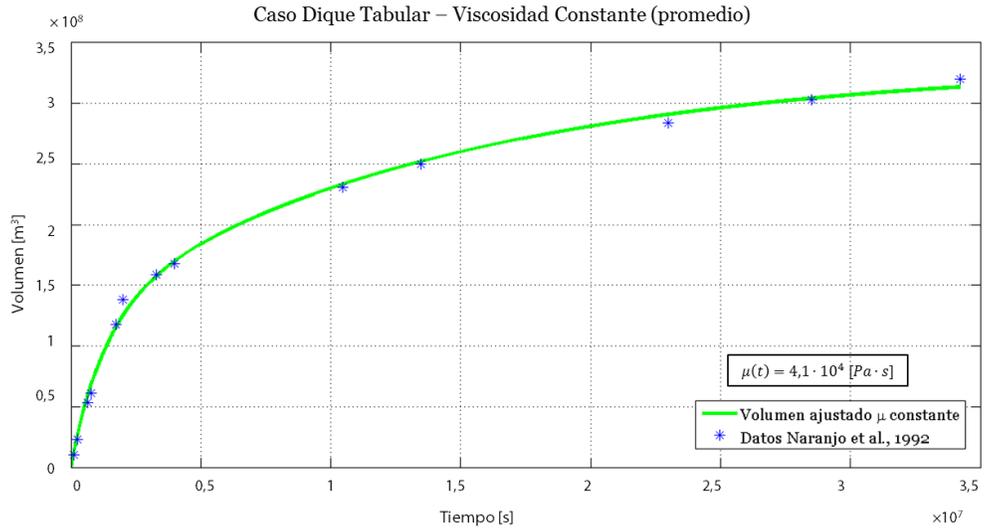
```
tvalues=0:3600:34214400;
```

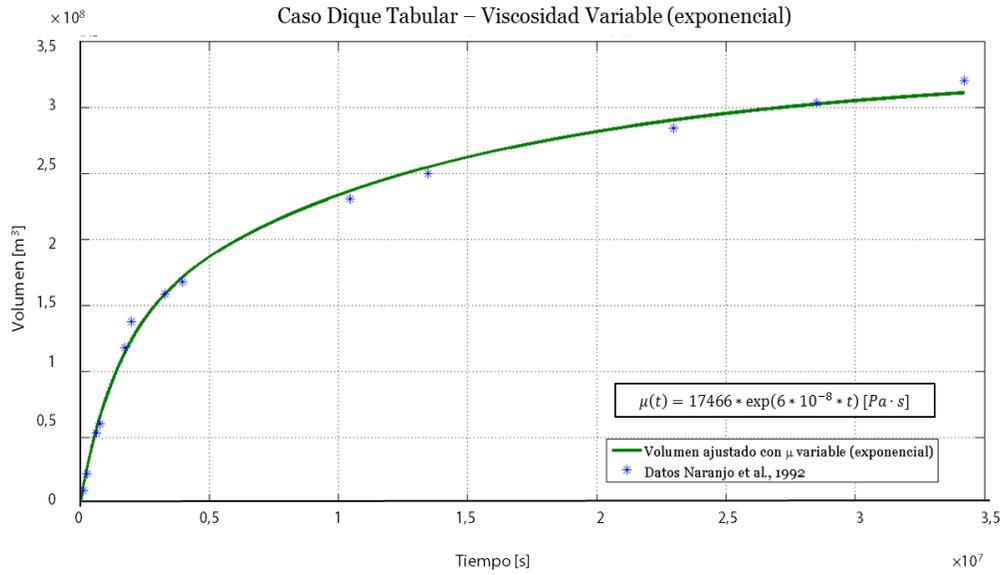
```
[t, y]= ode15s('eqvol7',tvalues,0);
```

```
plot(t, y, '-r', loq88t, loq88V, '*b')
```

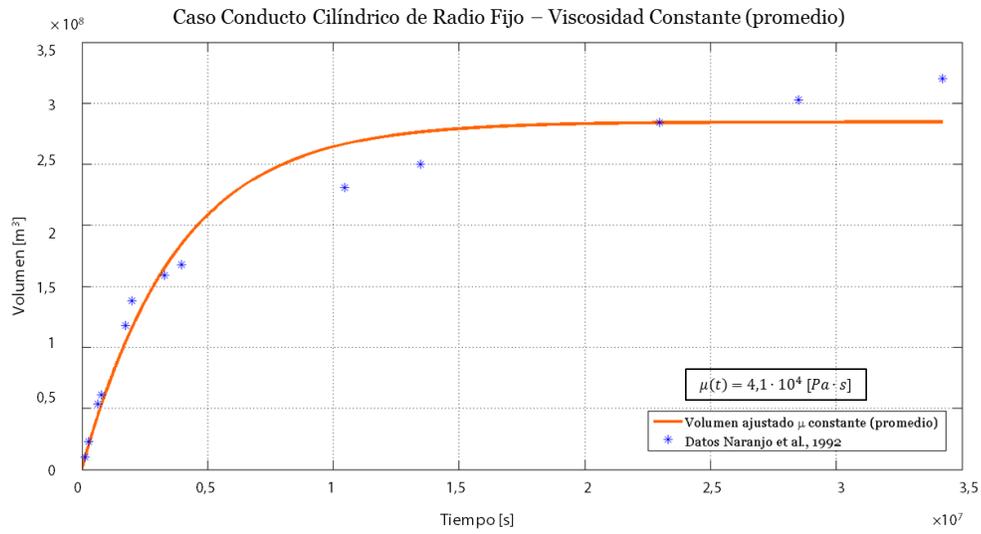
8. Ajustes numéricos.

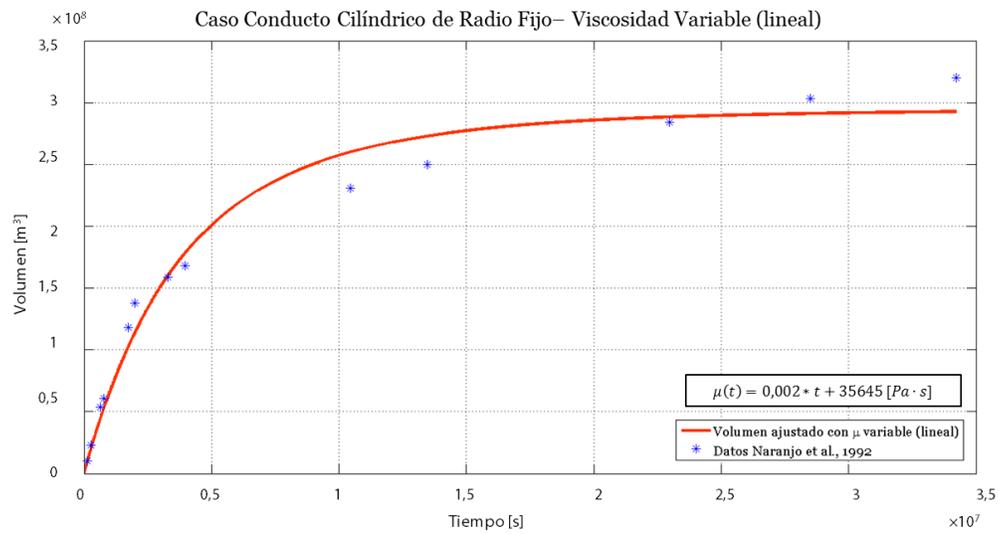
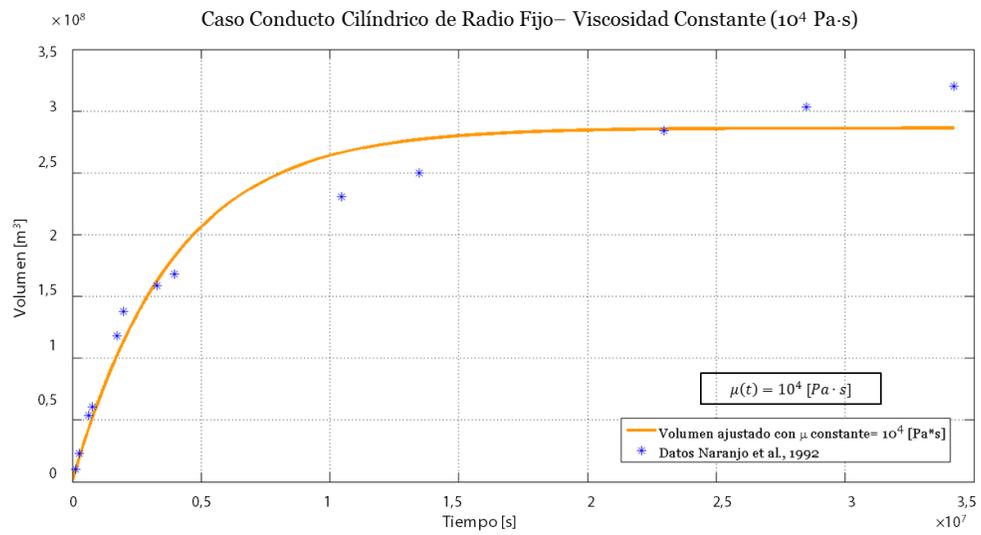
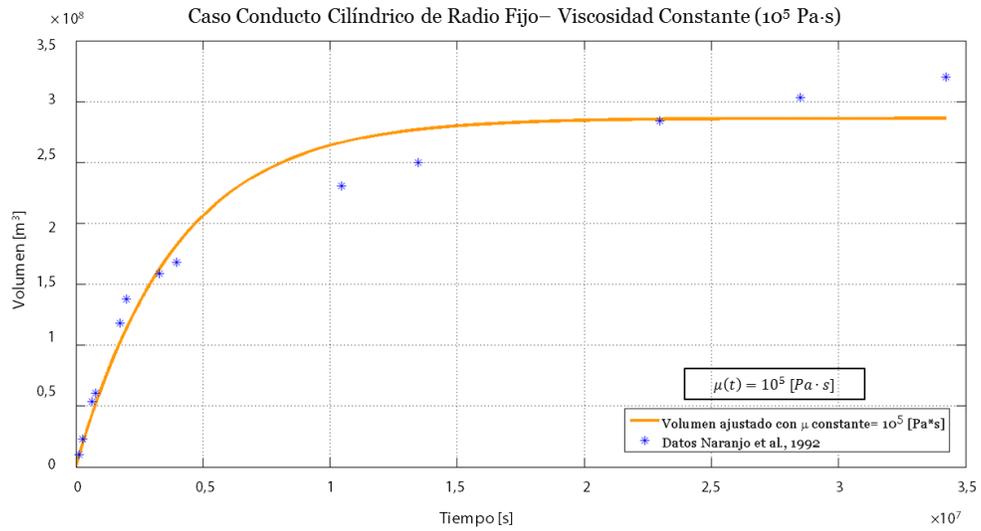
8.1 Ajustes Caso Dique Tabular

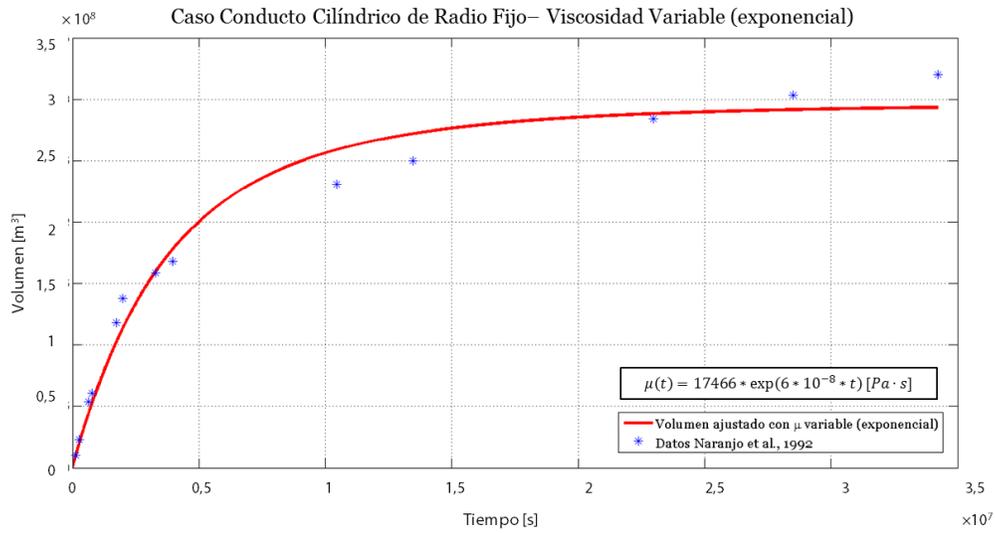




8.2 Ajustes Caso Conducto Cilíndrico de Radio Fijo







8.3 Ajustes Caso Conducto Cilíndrico Radio Variable

