



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

DINÁMICA DE LAS ERUPCIONES DE 1846 Y 1932 DEL VOLCÁN QUIZAPU: PARÁMETROS ERUPTIVOS Y ASCENSO DEL MAGMA EN EL CONDUCTO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

ALEJANDRO ARIEL REBOLLEDO BARRIGA

PROFESOR GUÍA:

ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

ÁLVARO AMIGO RAMOS

FRANCO VERA RIVADENEIRA

SANTIAGO DE CHILE

2022

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE:

GEÓLOGO

POR: Alejandro Ariel Rebolledo Barriga

FECHA: 2022

PROFESOR GUÍA: Ángelo Castruccio Álvarez

DINÁMICA DE LAS ERUPCIONES DE 1846 Y 1932 DEL VOLCÁN QUIZAPU: PARÁMETROS ERUPTIVOS Y ASCENSO DEL MAGMA EN EL CONDUCTO

El volcán Quizapu es un centro eruptivo ubicado en la Zona Volcánica Sur Transicional, en la Región del Maule, Chile. Las erupciones más importantes de este centro eruptivo presentan importantes diferencias en estilo eruptivo: la erupción de 1846 presentó un estilo esencialmente efusivo, en cambio, la erupción de 1932 presentó un estilo eruptivo explosivo, siendo la mayor erupción ocurrida en el país durante el siglo XX. Sin embargo, a pesar de sus diferencias en estilo, el magma erupcionado en estas 2 erupciones presentan condiciones de almacenamiento similares, convirtiendo el cambio de estilo eruptivo producido en este volcán en un problema científico sin respuestas claras.

En este trabajo, se obtienen tasas eruptivas para ambas erupciones del volcán Quizapu. Para la erupción de 1846, se realiza un análisis morfométrico de las coladas de lava, obteniendo tasas eruptivas que habrían variado en el rango $0.0002\text{-}200\text{ m}^3/\text{s}$. Estos valores de tasas eruptivas permitirían establecer que la duración mínima de la erupción habría sido un año, teniendo como volumen total erupcionado 5 km^3 . Para la erupción de 1932, se establece, a partir de modelos numéricos, que las tasas eruptivas de la erupción habrían oscilado entre $1.14\times 10^8\text{ kg/s}$ y $1\times 10^9\text{ kg/s}$. Con estos resultados, se realiza un análisis de modelo de ascenso de magma en un conducto, lo que permite constreñir la medida del radio de conducto volcánico entre 20 y 50 m de radio para contenidos de agua disuelta entre 4-6 wt%. La fragmentación ocurrió entre los 0 m y los 470 m de profundidad. Las erupciones efusivas con temperaturas de magma de 1000°C son obtenidas solo con contenidos de agua disuelta de 1 wt%, sin embargo, a temperaturas de magma de 870°C , se pueden lograr erupciones efusivas con contenidos de agua disuelta mayores, alcanzando los 4 wt%, considerando radios de conducto menores o iguales a 30 m y contenido inicial de sólidos alto ($\geq 30\text{ vol}\%$), situación que puede ser atribuida a la presencia de enclaves. Cabe señalar que para contenidos de agua disuelta menores al 4 wt%, se obtiene la mayoría de las soluciones efusivas para el volcán Quizapu, por lo que no se descarta que haya existido un proceso de desgasificación previa, apoyado por un aumento de la temperatura.

Se reevalúan las isópacas para determinar el volumen que presentó la erupción de 1932, basado en 3 métodos existentes: exponencial con 3 segmentos, 'Power-Law' y Weibull. Si bien, los cálculos realizados no son concluyentes, se estima que, la mencionada erupción, emitió al menos $1\times 10^{13}\text{ kg}$, permitiendo que a la erupción se le asigne un índice de explosividad volcánica (VEI) de 6.

Dedicatoria

‘...Por eso muchacho(a),
No partas ahora soñando el regreso,
Que el amor es simple
Y a las cosas simples las devora el tiempo...’
Canción de las simples cosas,
Chavela Vargas

En memoria de Isolina Jelves y de Augusto Barriga...

Agradecimientos

Señalar con palabras la gratitud que siento hacia ustedes no es cuestión fácil. El miedo a que ellas no logren reflejar un pedacito de la inmensa gratitud que siento hacia todos ustedes quienes fueron parte de este camino largo y extenso, es algo que me paraliza. ya sea con una participación fugaz o nimia, así como aquellos que fueron pilares y senda durante estos años.

Quiero partir agradeciendo a mi madre, Angélica, quien ha sido ejemplo de vida, defendiendo lo justo, siendo ejemplo de perseverancia y bondad, incluso en aquellos momentos donde parte importante de nuestro mundo nos dio la espalda. Luego, quiero agradecer a Miguel, mi padre, quien ha sido apoyo fundamental durante estos años, así como una fuente de enseñanza, conocimientos que atesoraré por siempre. A mis hermanos Mariel y Leonel, quienes me han apoyado y con quienes he compartido, sin duda, las experiencias más difíciles que hemos tenido que sortear. A mis abuelos Norma y Rosalino; mis tíos Alejandro, Marcela, Claudio, Myriam, Carlos, Irma, Graciela y Liliana; mis primos Claudio, Josué, Braulio, Vladimir, María Paz, Carlos, Angélica, Sissi; y a la familia de Miguel, quisiera extenderle mis más profundas gracias por el apoyo y cariño inconmensurable, sin el cual no podría haber llegado hasta acá.

Quiero agradecer a mi profesor y mentor, Angelo Castruccio, quien le debo no solo la confirmación de lo que es mi fascinación, los volcanes, sino que la de mi carrera, a partir de los primeros cursos de esta. Extender mi más sincera gratitud a Franco Vera por sus consejos y críticas en la confección del informe y presentación, ya que fueron fundamentales para el buen resultado de esta. Agradecer a Álvaro Amigo por ser parte de la comisión evaluadora.

Agradecer, también, a mi círculo de amigos más cercano por su apoyo incondicional, cariño y afecto, del cual me he dado cuenta con el paso del tiempo. En particular a 4 grupos de amigos: Geobelles, conformado por Valeria, Camila, Tomás, Luis, José, Alonso, Sofía, Vannesa, Denisse y Nicolás; a quienes definiré como 'Juegos Casuales', conformado por Christopher, Eduardo, Daniel Lorca, Matías y Franco; a aquellos que fueron parte de mi recorrido durante mi Enseñanza Media hasta hoy, conformado por Daniel Mariqueo, David, Gonzalo, Blas, Franco, Italo, Felipe Concha, Felipe Silva, César, Matías Soto, Álvaro Esteban Cañete, Esteban Yañez, Cristóbal, Franco Migliorelli, Franco Seguel; y a quienes me acompañaron durante mi travesía en Plan Común, conformado por Cristóbal, Ignacio, Hernán, Paulina, Diego, Pablo, Bernardita, Christopher, Felipe, Gabriel, Matías Osses, Gabriel y Juan.

Agradecer a la comunidad del Departamento de Geología, a sus estudiantes, de quienes fui amigo, compañero, auxiliar y ayudante por enseñarme valores y virtudes que atesoraré, sin duda alguna, más allá de mi vida profesional. En particular, reconocer a Valentina, Amanda, Gabriela Barraza y

Bárbara, quienes me han ayudado bastante en ciertos momentos de la carrera; y a aquellos que se han integrado últimamente, durante mi estadía en la sala de postgrado, en particular a Diego, Javiera, Loreto, Gabriela Reyes y Nicolás. Extender también, mi gratitud hacia los funcionarios del departamento, en particular, a Blanca Baccola y a Rosita, cuya disposición y cariño, en caso de cualquier necesidad, siempre estuvo.

Agradecer a los profesores que han sido parte de mi vida académica, en particular a aquellos que dedicaron tiempo y esfuerzo extra, que muchas veces no tenían, para entregar sus conocimientos y permitir que llegue a ser una mejor persona.

Finalmente, destacar que el orden en el cual los menciono en estas páginas, no guarda relación con los niveles de gratitud que siento por cada uno de ustedes. ¡Los quiero e infinitas gracias!

Tabla de Contenido

1. Introducción.....	1
1.1 Formulación del estudio propuesto.....	1
1.2 Objetivos.....	3
1.2.1 Objetivo General	3
1.2.2 Objetivos específicos.....	4
1.3. Hipótesis de trabajo	4
1.4. Metodología.....	4
1.5 Ubicación y rutas de acceso.....	5
2. Marco Geológico	6
2.1 Zona Volcánica Sur	6
2.2 Unidades morfoestructurales a los 35°S	6
2.3 Estratigrafía e Intrusivos.....	8
2.3.1 Formación Río Damas.....	8
2.3.2 Formación Baños del Flaco (Tithoniano – Barremiano).....	9
2.3.3 Formación Colimapu (Barremiano - Albiano).....	9
2.3.4 Formación Abanico (Eoceno Superior – Mioceno Inferior)	9
2.3.5 Formación Campanario (Mioceno Medio).....	10
2.3.6 Formación Cola de Zorro (Plioceno Inferior – Pleistoceno Inferior).....	10
2.3.7 Rocas volcánicas indiferenciadas (Pleistoceno).....	10
2.3.8 Formación Loma Seca (Pleistoceno tardío)	11
2.3.9 Intrusivo La Invernada	11
2.3.10 Pórfidos intrusivos	12
2.4 Estructural.....	12
2.5 Grupo Volcánico Descabezados	15
Descabezado Grande (35° 35' S – 70° 45' W)	15
Descabezado Chico (35° 31' S – 70° 37' W).....	15
Complejo volcánico Cerro Azul-Quizapu.....	15
Conos piroclásticos Los Hornitos (35° 44' S – 70°50' W).....	16
Cráteres La Resolana (35° 36' S - 70° 53' W).....	16

Conos piroclásticos Manantial Pelado (35° 30'S - 70° 49'W)	16
Volcán Mondaca (35° 27'S - 70° 48'W).....	16
Alto Las Mulas (35° 33'S - 70° 49'W).....	17
Cerro Colorado (35° 32'S - 70° 41'W).....	17
3. Modelos y métodos aplicados.....	18
3.1 MATLAB.....	18
3.2 Modelo de ascenso de magma en un conducto volcánico	18
3.3 Estimación de volumen erupcionado con base en isópacas.....	22
3.3.1 Método exponencial	22
3.3.2 Método Power – law	23
3.3.3 Método Weibull.....	24
3.4 Obtención de tasas eruptivas para erupción de 1846.....	24
3.4.1 Walker (1973)	25
3.4.2 Método por ecuación de Jeffrey	25
3.5 Obtención de tasas eruptivas para erupción de 1932.....	26
3.5.1 Método de Wilson & Walker (1987).....	26
3.5.2 Método de Bursik et al. (1992)	26
3.5.3 Método de Carey & Bursik et al. (2000).....	27
4. Volcán Quizapu	28
4.1 Erupción del 1846 – 1847.....	28
4.1.1 Cronología.....	28
4.1.2 Productos	30
4.1.3 Morfologías y estructuras.....	31
4.2 Actividad eruptiva 1906 – 1932.....	31
4.2.1 Cronología.....	31
4.2.2 Productos	33
4.2.3 Morfologías	33
4.3 Erupción de 1932	33
4.3.1 Cronología.....	34
4.3.2 Productos	37
4.3.3 Morfologías	38

4.4 Actividad posterior a la erupción de 1932	38
4.4.1 Cronología	38
4.4.2 Productos	39
4.4.3 Morfologías	39
5. Modelo de ascenso de magma en el conducto.....	40
5.1 Valores ingresados al modelo	40
5.2 Análisis de sensibilidad	42
5.2.1 Variación de parámetros eruptivos.....	43
5.2.2 Variación normalizada de parámetros eruptivos.....	57
5.2.3 Resultados cuantitativos de análisis de sensibilidad	58
5.3 Tasas eruptivas.....	76
5.4 Resultados de modelo	80
6. Reevaluación de isópacas	87
7. Discusiones.....	96
7.1 Tasas eruptivas de la erupción de 1846	96
7.2 Modelo de ascenso de magma en el conducto	99
7.3 Reevaluación de isópacas	104
7.4 Comparación con otros sistemas volcánicos.....	107
8. Conclusiones.....	110
9. Bibliografía.....	112
Anexo A. Ecuaciones del modelo de ascenso de magma en el conducto	128
A.1 Fuerza de interacción líquido – gas	128
A.2 Fuerzas de fricción con las paredes del conducto	128
Anexo B. Gráficos de variación normalizada de parámetros eruptivos	129
Anexo C. Resultados numéricos del análisis de sensibilidad.....	135
Anexo D. Resultados de modelo de ascenso de magma en el conducto a 1000 °C	150
Anexo E. Resultados del modelo de ascenso de magma en el conducto a 870 °C	154
Anexo F. Resumen de datos asociados a modelos de espesores	158

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. IMAGEN OBTENIDA A TRAVÉS DE UN DRON, EN EL QUE SE MUESTRA EL FLUJO DE LAVA DE LA ERUPCIÓN DE 1846- 1847 DEL VOLCÁN QUIZAPU. IMAGEN OBTENIDA POR EINAT LEV.	2
FIGURA 2. IMAGEN DE LA COLUMNA ERUPTIVA A LAS 11:30 AM DEL 10 DE ABRIL DE 1932. IMAGEN OBTENIDA POR K. HARTMANN.....	2
FIGURA 3. MAPA DONDE SE MUESTRAN LOS ACCESOS QUE PRESENTA EL VOLCÁN QUIZAPU. SISTEMA DE COORDENADAS WGS 84 UTM ZONE 19S. ELABORACIÓN PROPIA. IMAGEN SATELITAL OBTENIDA A TRAVÉS DE GOOGLE EARTH.....	5
FIGURA 4. MAPA DE LAS UNIDADES MORFOESTRUCTURALES A LOS 35°S, DONDE SE DEMARCA EN NEGRO LOS LÍMITES ADMINISTRATIVOS DE CHILE. SISTEMA DE COORDENADAS WGS 84 UTM ZONE 19S. ELABORACIÓN CON BASE EN FOCK (2005) Y MESCUA ET AL. (2014).....	8
FIGURA 5. MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA. SISTEMA DE COORDENADAS WGS 84 UTM ZONE 19S. BASADO EN HILDRETH & DRAKE, 1992; SERVICIO MINERO ARGENTINO 1997; GODOY ET AL. 1999; CHARRIER ET AL., 2002; GIAMBIAGI ET AL., 2003A; SERNAGEOMIN 2003; SILVESTRO ET AL., 2005; FOCK ET AL., 2006; GIAMBIAGI ET AL., 2009; TAPIA, 2010; ASTABURUAGA ET AL. 2014).....	14
FIGURA 6. MAPA DEL GRUPO VOLCÁNICO DESCABEZADOS MOSTRANDO LOS CENTROS ERUPTIVOS DESCRITOS PREVIAMENTE. LA LÍNEA PUNTEADA ROJA DELIMITA EL BORDE DE LA CALDERA CALABOZOS (HILDRETH ET AL., 1984). SISTEMA DE COORDENADAS WGS 84 UTM ZONE 19S. IMAGEN SATELITAL OBTENIDA A TRAVÉS DE GOOGLE EARTH.....	17
FIGURA 7. DIAGRAMA DE WALKER (1973), MODIFICADO POR HARRIS (2009), QUE RELACIONA LARGO DE COLADA DE LAVA Y TASAS ERUPTIVAS.....	25
FIGURA 8. MAPA CON ALGUNAS CIUDADES MÁS IMPORTANTES DE SUDAMÉRICA, EN LA CUAL LA LÍNEA DISCONTINUA MUESTRA EL LÍMITE DE LA ZONA DE CAÍDA DE CENIZAS DEFINIDA POR HILDRETH & DRAKE (1992). EN LÍNEAS AMARILLAS, SE MUESTRAN LAS ISÓPACAS ELABORADAS POR ESTOS AUTORES. SISTEMA DE COORDENADAS WGS 84. IMAGEN SATELITAL OBTENIDA A TRAVÉS DE GOOGLE EARTH.....	34
FIGURA 9. GRÁFICOS, CON EL EJE DE LAS ORDENADAS EN ESCALA LOGARÍTMICA, OBTENIDOS DE LAS SIMULACIONES EN FUNCIÓN DEL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, PARA LOS CASOS DE VARIACIÓN DE A) SOBREPRESIÓN, B) TEMPERATURA, C) RADIO DEL CONDUCTO VOLCÁNICO, D) PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA Y E) CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES.	45
FIGURA 10. GRÁFICOS, CON EL EJE DE LAS ORDENADAS EN ESCALA LOGARÍTMICA, OBTENIDOS DE LAS SIMULACIONES EN FUNCIÓN DE LA TEMPERATURA DEL MAGMA, PARA LOS CASOS DE VARIACIÓN DE A) CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, B) SOBREPRESIÓN, C) RADIO DEL CONDUCTO VOLCÁNICO, D) PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA Y E) CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES.....	48
FIGURA 11. GRÁFICOS, CON EL EJE DE LAS ORDENADAS EN ESCALA LOGARÍTMICA, OBTENIDOS DE LAS SIMULACIONES EN FUNCIÓN DE LA SOBREPRESIÓN, PARA LOS CASOS DE VARIACIÓN DE A) CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, B) TEMPERATURA DEL MAGMA, C) RADIO DEL CONDUCTO	

VOLCÁNICO, D) PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA Y E) CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES.....	50
FIGURA 12. GRÁFICOS, CON EL EJE DE LAS ORDENADAS EN ESCALA LOGARÍTMICA, OBTENIDOS DE LAS SIMULACIONES EN FUNCIÓN DEL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, PARA LOS CASOS DE VARIACIÓN DE A) CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, B) TEMPERATURA DEL MAGMA, C) SOBREPRESIÓN, D) PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA Y E) CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES.....	52
FIGURA 13. GRÁFICOS, CON EL EJE DE LAS ORDENADAS EN ESCALA LOGARÍTMICA, OBTENIDOS DE LAS SIMULACIONES EN FUNCIÓN DEL CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES, PARA LOS CASOS DE VARIACIÓN DE A) CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, B) TEMPERATURA DEL MAGMA, C) SOBREPRESIÓN, D) RADIO DEL CONDUCTO VOLCÁNICO Y E) PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA.....	54
FIGURA 14. GRÁFICOS, CON EL EJE DE LAS ORDENADAS EN ESCALA LOGARÍTMICA, OBTENIDOS DE LAS SIMULACIONES EN FUNCIÓN DE LA PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA, PARA LOS CASOS DE VARIACIÓN DE A) CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, B) TEMPERATURA DEL MAGMA, C) SOBREPRESIÓN, D) RADIO DEL CONDUCTO VOLCÁNICO Y E) CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES.	56
FIGURA 15. GRÁFICO DE BARRAS APILADAS AL 100% DE LA SENSIBILIDAD DEL MODELO, USANDO EL PROMEDIO, A LOS PARÁMETROS PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, TEMPERATURA, CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO.....	60
FIGURA 16. GRÁFICO DE BARRAS APILADAS AL 100% DE LA SENSIBILIDAD DEL MODELO, USANDO LA AMPLITUD, A LOS PARÁMETROS PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, TEMPERATURA, CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO.....	61
FIGURA 17. GRÁFICO DE BARRAS APILADAS AL 100% DE LA SENSIBILIDAD DEL MODELO, USANDO EL PROMEDIO, A LOS PARÁMETROS PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, TEMPERATURA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA.	62
FIGURA 18. GRÁFICO DE BARRAS APILADAS AL 100% DE LA SENSIBILIDAD DEL MODELO, USANDO LA AMPLITUD, A LOS PARÁMETROS PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, TEMPERATURA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA.	63
FIGURA 19. GRÁFICO DE BARRAS APILADAS AL 100% DE LA SENSIBILIDAD DEL MODELO, USANDO EL PROMEDIO, A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, TEMPERATURA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR LA PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA.	64
FIGURA 20. GRÁFICO DE BARRAS APILADAS AL 100% DE LA SENSIBILIDAD DEL MODELO, USANDO LA AMPLITUD, A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, TEMPERATURA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR LA PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA.	65

FIGURA 21. GRÁFICO DE BARRAS APILADAS AL 100%, DE LA SENSIBILIDAD DEL MODELO, USANDO EL PROMEDIO, A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR LA TEMPERATURA.....	66
FIGURA 22. GRÁFICO DE BARRAS APILADAS AL 100%, DE LA SENSIBILIDAD DEL MODELO, USANDO LA AMPLITUD, A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR LA TEMPERATURA.....	67
FIGURA 23. GRÁFICO DE BARRAS APILADAS AL 100%, DE LA SENSIBILIDAD DEL MODELO, USANDO EL PROMEDIO, A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, SOBREPRESIÓN Y TEMPERATURA, AL VARIAR EL CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES.....	68
FIGURA 24. GRÁFICO DE BARRAS APILADAS AL 100%, DE LA SENSIBILIDAD DEL MODELO, USANDO LA AMPLITUD, A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, SOBREPRESIÓN Y TEMPERATURA, AL VARIAR EL CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES.....	69
FIGURA 25. GRÁFICO DE BARRAS APILADAS AL 100%, DE LA SENSIBILIDAD DEL MODELO, USANDO EL PROMEDIO, A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y TEMPERATURA, AL VARIAR LA SOBREPRESIÓN.....	70
FIGURA 26. GRÁFICO DE BARRAS APILADAS AL 100%, DE LA SENSIBILIDAD DEL MODELO, USANDO LA AMPLITUD, A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y TEMPERATURA, AL VARIAR LA SOBREPRESIÓN.....	71
FIGURA 27. GRÁFICO DE BARRAS APILADO AL 100%, OBTENIDO A PARTIR DEL PROMEDIO NORMALIZADO DE LAS SENSIBILIDADES FINALES DE CADA PARÁMETRO, USANDO EL PROMEDIO.	74
FIGURA 28. GRÁFICO DE BARRAS APILADO AL 100%, OBTENIDO A PARTIR DEL PROMEDIO NORMALIZADO DE LAS SENSIBILIDADES FINALES DE CADA PARÁMETRO, USANDO LA AMPLITUD	76
FIGURA 29. SOLUCIONES EXPLOSIVAS ENTREGADAS POR EL MODELO DE ASCENSO DE MAGMA EN EL CONDUCTO CON TEMPERATURA DE MAGMA DE 870°C Y PROFUNDIDADES DE TECHO DE CÁMARA MAGMÁTICA DE 6 KM. SE VARÍA EL CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES, LA SOBREPRESIÓN, EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA Y EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO. .	81
FIGURA 30. SOLUCIONES EFUSIVAS ENTREGADAS POR EL MODELO DE ASCENSO DE MAGMA EN EL CONDUCTO CON TEMPERATURA DE MAGMA DE 870°C Y PROFUNDIDADES DE TECHO DE CÁMARA MAGMÁTICA DE 6 KM. SE VARÍA EL CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES, LA SOBREPRESIÓN, EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA Y EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO. .	83
FIGURA 31. SOLUCIONES EFUSIVAS ENTREGADAS POR EL MODELO DE ASCENSO DE MAGMA EN EL CONDUCTO, ACOTADAS A LAS TASAS ERUPTIVAS OBTENIDAS PARA LA ERUPCIÓN DE 1846 - 1847, CON TEMPERATURA DE MAGMA DE 870°C Y PROFUNDIDADES DE TECHO DE CÁMARA	

MAGMÁTICA DE 6 KM. SE VARÍA EL CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES, LA SOBREPRESIÓN, EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA Y EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO.	84
FIGURA 32. SOLUCIONES EFUSIVAS ENTREGADAS POR EL MODELO DE ASCENSO DE MAGMA EN EL CONDUCTO, ACOTADAS A LAS TASAS ERUPTIVAS OBTENIDAS PARA LA ERUPCIÓN DE 1846 - 1847, CON TEMPERATURA DE MAGMA DE 1000°C Y PROFUNDIDADES DE TECHO DE CÁMARA MAGMÁTICA DE 6 KM. SE VARÍA EL CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES, LA SOBREPRESIÓN, EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA Y EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO.	85
FIGURA 33. SOLUCIONES EFUSIVAS ENTREGADAS POR EL MODELO DE ASCENSO DE MAGMA EN EL CONDUCTO, ACOTADAS A LAS TASAS ERUPTIVAS OBTENIDAS PARA LA ERUPCIÓN DE 1846 - 1847, CON TEMPERATURA DE MAGMA DE 1000°C Y PROFUNDIDADES DE TECHO DE CÁMARA MAGMÁTICA DE 6 KM. SE VARÍA EL CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES, LA SOBREPRESIÓN, EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA Y EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO.	86
FIGURA 34. ISÓPACAS PROXIMALES Y MEDIALES DEFINIDAS POR HILDRETH & DRAKE (1992). LAS MEDIDAS CORRESPONDEN A CENTÍMETROS. DE FORMA POCO CLARA SE OBSERVA, DELIMITANDO EL CRÁTER DEL VOLCÁN QUIZAPU, LA ISÓPACA DE 2000 CM. SISTEMA DE COORDENADAS WGS 84 UTM ZONE 19S	87
FIGURA 35. ISÓPACAS DEFINIDAS POR LARSSON (1937). LAS MEDIDAS CORRESPONDEN A CENTÍMETROS. SISTEMA DE COORDENADAS WGS 84 UTM ZONE 19S.....	88
FIGURA 36. ISÓPACAS DEFINIDAS POR HILDRETH & DRAKE (1992). LAS MEDIDAS CORRESPONDEN A CENTÍMETROS. SISTEMA DE COORDENADAS WGS 84 UTM ZONE 19S.....	88
FIGURA 37. ISÓPACAS DEFINIDAS POR ESTE TRABAJO. LAS MEDIDAS CORRESPONDEN A CENTÍMETROS. SISTEMA DE COORDENADAS WGS 84 UTM ZONE 19S.....	89
FIGURA 38. MAPA DONDE SE MUESTRAN LAS ISÓPACAS, EN DONDE LAS ISÓPACAS ROJAS SON LAS REALIZADAS POR HILDRETH & DRAKE (1992), LAS NEGRAS SON LAS REALIZADAS POR LARSSON (1937) Y LAS VERDES SON LAS OBTENIDAS EN ESTE TRABAJO. SISTEMA DE COORDENADAS WGS 84 UTM ZONE 19S. IMAGEN SATELITAL OBTENIDA A TRAVÉS DE GOOGLE EARTH.....	89
FIGURA 39 GRÁFICOS ESPESOR VS AREA CON LOS DATOS DE HILDRETH & DRAKE (1992), USANDO LOS DIFERENTES MÉTODOS. LOS PUNTOS ROJOS CORRESPONDEN A LOS DATOS Y LAS CURVAS AL RESPECTIVO MÉTODO, DEL CUAL SE ADJUNTA LA FÓRMULA ASOCIADA.	91
FIGURA 40. GRÁFICOS ESPESOR VS AREA CON LOS DATOS DE LARSSON (1937) USANDO LOS DIFERENTES MÉTODOS. LOS PUNTOS ROJOS CORRESPONDEN A LOS DATOS Y LAS CURVAS AL RESPECTIVO MÉTODO, DEL CUAL SE ADJUNTA LA FÓRMULA ASOCIADA.	92
FIGURA 41. GRÁFICOS ESPESOR VS AREA USANDO LOS DIFERENTES MÉTODOS CON LOS DATOS DE ESTE TRABAJO. LOS PUNTOS ROJOS CORRESPONDEN A LOS DATOS Y LAS CURVAS AL RESPECTIVO MÉTODO, DEL CUAL SE ADJUNTA LA FÓRMULA ASOCIADA.	93
FIGURA 42. GRÁFICOS NORMALIZADOS PARA SIMULACIONES CON 1 WT% DE AGUA DISUELTO, CON EL EJE DE LAS ORDENADAS EN ESCALA LOGARÍTMICA, OBTENIDOS DE LAS SIMULACIONES EN FUNCIÓN DEL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, PARA LOS CASOS DE VARIACIÓN DE A) SOBREPRESIÓN, B) TEMPERATURA DEL MAGMA, C) RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, D)	

PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA Y E) CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES.	129
FIGURA 43. GRÁFICOS NORMALIZADOS PARA SIMULACIONES CON TEMPERATURA DEL MAGMA EN 870°C, CON EL EJE DE LAS ORDENADAS EN ESCALA LOGARÍTMICA, OBTENIDOS DE LAS SIMULACIONES EN FUNCIÓN DE LA TEMPERATURA DEL MAGMA, PARA LOS CASOS DE VARIACIÓN DE A) CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, B) SOBREPRESIÓN, C) RADIO DEL CONDUCTO VOLCÁNICO, D) PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA Y E) CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES.	130
FIGURA 44. GRÁFICOS NORMALIZADOS PARA SIMULACIONES CON SOBREPRESIÓN 0 MPA, CON EL EJE DE LAS ORDENADAS EN ESCALA LOGARÍTMICA, OBTENIDOS DE LAS SIMULACIONES EN FUNCIÓN DE LA SOBREPRESIÓN, PARA LOS CASOS DE VARIACIÓN DE A) CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, B) TEMPERATURA DEL MAGMA, C) RADIO DEL CONDUCTO VOLCÁNICO, D) PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA Y E) CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES.	131
FIGURA 45. GRÁFICOS NORMALIZADOS PARA SIMULACIONES CON RADIO DEL CONDUCTO VOLCÁNICO EN 15 M, CON EL EJE DE LAS ORDENADAS EN ESCALA LOGARÍTMICA, OBTENIDOS DE LAS SIMULACIONES EN FUNCIÓN DEL RADIO DEL CONDUCTO VOLCÁNICO, PARA LOS CASOS DE VARIACIÓN DE A) CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, B) TEMPERATURA DEL MAGMA, C) SOBREPRESIÓN D) PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA Y E) CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES.	132
FIGURA 46. GRÁFICOS NORMALIZADOS PARA SIMULACIONES CON CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES 17.5%, CON EL EJE DE LAS ORDENADAS EN ESCALA LOGARÍTMICA, OBTENIDOS DE LAS SIMULACIONES EN FUNCIÓN DEL CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES, PARA LOS CASOS DE VARIACIÓN DE A) CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, B) TEMPERATURA DEL MAGMA, C) SOBREPRESIÓN D) RADIO DEL CONDUCTO VOLCÁNICO Y E) CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES.	133
FIGURA 47. GRÁFICOS NORMALIZADOS PARA SIMULACIONES CON PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA, CON EL EJE DE LAS ORDENADAS EN ESCALA LOGARÍTMICA, OBTENIDOS DE LAS SIMULACIONES EN FUNCIÓN DE LA PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA, PARA LOS CASOS DE VARIACIÓN DE A) CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, B) TEMPERATURA DEL MAGMA, C) SOBREPRESIÓN, D) RADIO DEL CONDUCTO VOLCÁNICO Y E) CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES.	134

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1. EVENTOS ASOCIADOS A LA ERUPCIÓN DE 1846 -1847 DEL VOLCÁN QUIZAPU.....	28
TABLA 2. EVENTOS RELEVANTES ASOCIADOS AL VOLCÁN QUIZAPU ENTRE LOS AÑOS 1907 - 1932	31
TABLA 3. EVENTOS ASOCIADOS AL VOLCÁN QUIZAPU DURANTE LA ERUPCIÓN DE ABRIL DE 1932.	34
TABLA 4. EVENTOS OCURRIDOS POSTERIOR A LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN QUIZAPU EN 1932.....	39
TABLA 5. VALORES DE LAS VARIABLES USADAS EN EL MODELO DE ASCENSO DE MAGMA EN EL CONDUCTO.....	40
TABLA 6. COMPOSICIÓN QUÍMICA, EN PORCENTAJE EN PESO, USADA PARA EL CÁLCULO DE DENSIDAD Y VISCOSIDAD EN EL MODELO DE ASCENSO DE MAGMA EN EL CONDUCTO.	41
TABLA 7. VALORES DE LOS PARÁMETROS DEL CASO BASE	42
TABLA 8. CONJUNTO DE VALORES USADOS PARA EL ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD.....	43
TABLA 9. SENSIBILIDAD, USANDO EL PROMEDIO, DEL MODELO A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, TEMPERATURA, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO. LOS VALORES ESTÁN NORMALIZADOS A 100%.	59
TABLA 10. SENSIBILIDAD, USANDO LA AMPLITUD, DEL MODELO A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, TEMPERATURA, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO. LOS VALORES ESTÁN NORMALIZADOS A 100%.	60
TABLA 11. SENSIBILIDAD, USANDO EL PROMEDIO, DEL MODELO A LOS PARÁMETROS PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, TEMPERATURA, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA. LOS VALORES ESTÁN NORMALIZADOS A 100%.	61
TABLA 12. SENSIBILIDAD, USANDO LA AMPLITUD, DEL MODELO A LOS PARÁMETROS PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, TEMPERATURA, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA. LOS VALORES ESTÁN NORMALIZADOS A 100%.	62
TABLA 13. SENSIBILIDAD, USANDO EL PROMEDIO, DEL MODELO A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, TEMPERATURA, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR LA PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA. LOS VALORES ESTÁN NORMALIZADOS A 100%.	63
TABLA 14. SENSIBILIDAD, USANDO LA AMPLITUD, DEL MODELO A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, TEMPERATURA, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR LA PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA. LOS VALORES ESTÁN NORMALIZADOS A 100%.	64
TABLA 15. SENSIBILIDAD, USANDO EL PROMEDIO, DEL MODELO A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA. RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR LA TEMPERATURA. LOS VALORES ESTÁN NORMALIZADOS A 100%.	65
TABLA 16. SENSIBILIDAD, USANDO LA AMPLITUD, DEL MODELO A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA,	

CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR LA TEMPERATURA. LOS VALORES ESTÁN NORMALIZADOS A 100%	66
TABLA 17. SENSIBILIDAD, USANDO EL PROMEDIO, DEL MODELO A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, TEMPERATURA Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR EL CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES. LOS VALORES ESTÁN NORMALIZADOS A 100%	67
TABLA 18. SENSIBILIDAD, USANDO LA AMPLITUD, DEL MODELO A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, TEMPERATURA Y SOBREPRESIÓN, AL VARIAR EL CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES. LOS VALORES ESTÁN NORMALIZADOS A 100%	68
TABLA 19. SENSIBILIDAD, USANDO EL PROMEDIO, DEL MODELO A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y TEMPERATURA, AL VARIAR LA SOBREPRESIÓN. LOS VALORES ESTÁN NORMALIZADOS A 100%	69
TABLA 20. SENSIBILIDAD, USANDO LA AMPLITUD, DEL MODELO A LOS PARÁMETROS CONTENIDO DE AGUA DISUELTA, PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA, RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO, CONTENIDO INICIAL DE CRISTALES Y TEMPERATURA, AL VARIAR LA SOBREPRESIÓN. LOS VALORES ESTÁN NORMALIZADOS A 100%	70
TABLA 21. TABLA RESUMEN DEL ANÁLISIS DEL PROMEDIO DE LAS SENSIBILIDADES FINALES DE CADA PARÁMETRO, RESPECTO A LA VARIACIÓN DE OTRO PARÁMETRO, ADEMÁS DEL PROMEDIO DE ESTOS VALORES Y EL PROMEDIO NORMALIZADO.	73
TABLA 22. TABLA RESUMEN DEL ANÁLISIS DE LA AMPLITUD DE LAS SENSIBILIDADES FINALES DE CADA PARÁMETRO, RESPECTO A LA VARIACIÓN DE OTRO PARÁMETRO, ADEMÁS DEL PROMEDIO DE ESTOS VALORES Y EL PROMEDIO NORMALIZADO.	75
TABLA 23. LARGO DE LOS FLUJOS DE LAVA ERUPCIONADOS EN LA ERUPCIÓN DE 1846. NUMERADOS SEGÚN LA NOMENCLATURA DE HIGGINS ET AL. (2015).	76
TABLA 24. TASAS ERUPTIVAS MÍNIMA Y MÁXIMA OBTENIDAS PARA EL VOLCÁN QUIZAPU, BASADO EN EL DIAGRAMA DE WALKER (1973)	77
TABLA 25. PARÁMETROS OBTENIDOS PARA LAS PORCIONES DE LOS DIFERENTES FLUJOS DE LAVA, USANDO LA NOMENCLATURA DE HIGGINS ET AL. (2015). SE ENTREGA LAS TASAS ERUPTIVAS MÍNIMAS Y MÁXIMAS OBTENIDAS A PARTIR DE LA ECUACIÓN DE JEFFREY	78
TABLA 26. TASAS ERUPTIVAS OBTENIDAS PARA LOS DISTINTOS MODELOS EN BASE A LAS ALTURAS DE COLUMNAS OBSERVADAS EN EL VOLCÁN QUIZAPU.	79
TABLA 27. DATOS OBTENIDOS A PARTIR DEL TRAZADO DE ISÓPACAS.	90
TABLA 28. DATOS OBTENIDOS DE LA INTEGRACIÓN DE LOS MODELOS USADOS PARA DETERMINAR VOLUMEN	94
TABLA 29. MASAS TOTALES ERUPCIONADAS EN BASE A TASAS ERUPTIVAS MÍNIMAS Y MÁXIMAS DE LOS MODELOS DE WILSON & WALKER (1987), BURSİK ET AL. (1992) Y CAREY & BURSİK ET AL. (2000) CON DURACIONES MÍNIMAS Y MÁXIMAS DE LA ERUPCIÓN	95
TABLA 30. VALORES MÍNIMOS Y MÁXIMOS OBTENIDOS PARA LAS TASAS ERUPTIVAS DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN QUIZAPU DE 1846.	96

TABLA 31. MEDIDAS DE POSICIÓN Y TENDENCIA CENTRAL OBTENIDO PARA LOS VALORES MÍNIMOS DE TASA ERUPTIVA.	97
TABLA 32. MEDIDAS DE POSICIÓN Y TENDENCIA CENTRAL OBTENIDO PARA LOS VALORES MÁXIMOS DE TASA ERUPTIVA.	97
TABLA 33. DURACIÓN DEL EVENTO CONSIDERANDO EL VOLUMEN TOTAL ERUPCIONADO Y LAS TASAS ERUPTIVAS PROBABLES PARA LA ERUPCIÓN DE 1846.	98
TABLA 34. DURACIÓN DEL EVENTO CONSIDERANDO VOLÚMENES TOTALES MENORES AL OBTENIDO POR HILDRETH & DRAKE (1992)	99
TABLA 35. RESUMEN DE RESULTADOS NUMÉRICOS DEL ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE PARÁMETROS PARA EL CASO DEL PROMEDIO.....	99
TABLA 36. RESUMEN DE RESULTADOS NUMÉRICOS DEL ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE PARÁMETROS PARA EL CASO DE LA AMPLITUD.....	99
TABLA 37. VOLÚMENES, EN KM ³ , ENTREGADOS POR BONADONNA & HOUGHTON (2005) Y BONADONNA ET AL. (2012)	106
TABLA 38. RESUMEN DE PARÁMETROS ASOCIADOS A LOS 2 EVENTOS DEL VOLCÁN QUIZAPU, A LAS LAVAS DEL CERRO CHAO, Y LA ERUPCIÓN DE SANTA MARÍA 1902.	109
TABLA 39. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA CON EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	135
TABLA 40. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN LA PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA CON EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	135
TABLA 41. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN LA TEMPERATURA DEL MAGMA CON EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	136
TABLA 42. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN EL CONTENIDO DE CRISTALES INICIAL CON EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	136
TABLA 43. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN LA SOBREPRESIÓN CON EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	137
TABLA 44. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN LA PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA CON EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	137
TABLA 45. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO CON EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.....	138

TABLA 46. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN LA TEMPERATURA DEL MAGMA CON EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	138
TABLA 47. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN EL CONTENIDO DE CRISTALES INICIAL CON EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	139
TABLA 48. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN LA SOBREPRESIÓN CON EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	139
TABLA 49. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA CON LA PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	140
TABLA 50. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO CON LA PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	140
TABLA 51. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN LA TEMPERATURA DEL MAGMA CON LA PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	141
TABLA 52. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN EL CONTENIDO DE CRISTALES INICIAL CON LA PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	141
TABLA 53. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN LA SOBREPRESIÓN CON LA PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.....	142
TABLA 54. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA CON LA TEMPERATURA DEL MAGMA COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	142
TABLA 55. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN LA PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA CON LA TEMPERATURA DEL MAGMA COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	143
TABLA 56. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO CON LA TEMPERATURA DEL MAGMA COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.....	143
TABLA 57. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN EL CONTENIDO DE CRISTALES INICIAL CON LA TEMPERATURA DEL MAGMA COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	144

TABLA 58. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN LA SOBREPRESIÓN CON LA TEMPERATURA DEL MAGMA COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	144
TABLA 59. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA CON EL CONTENIDO DE CRISTALES INICIAL COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	145
TABLA 60. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN LA PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA CON EL CONTENIDO DE CRISTALES INICIAL COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	145
TABLA 61. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO CON EL CONTENIDO DE CRISTALES INICIAL COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	146
TABLA 62. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN LA TEMPERATURA DEL MAGMA CON EL CONTENIDO DE CRISTALES INICIAL COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	146
TABLA 63. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN LA SOBREPRESIÓN CON EL CONTENIDO DE CRISTALES INICIAL COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	147
TABLA 64. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN EL CONTENIDO DE AGUA DISUELTA CON LA SOBREPRESIÓN COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	147
TABLA 65. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN LA PROFUNDIDAD DEL TECHO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA CON LA SOBREPRESIÓN COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	148
TABLA 66. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN EL RADIO DE CONDUCTO VOLCÁNICO CON LA SOBREPRESIÓN COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	148
TABLA 67. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN EL CONTENIDO DE CRISTALES INICIAL CON LA SOBREPRESIÓN COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	149
TABLA 68. RESULTADOS DEL MODELO DE LA TASA ERUPTIVA A PARTIR DEL CAMBIO EN LA TEMPERATURA DEL MAGMA CON LA SOBREPRESIÓN COMO PARÁMETRO FIJO. LOS DEMÁS VALORES CORRESPONDEN A LOS DEFINIDOS EN EL CASO BASE.	149
TABLA 69. RESUMEN DE DATOS ASOCIADOS A MODELOS DE ESPESORES	158

1. Introducción

1.1 Formulación del estudio propuesto

Las transiciones entre actividad explosiva y efusiva son observadas frecuentemente en volcanes ubicados en zonas de subducción. Se ha estimado que cerca del 95% de los domos formados poseen asociada una componente explosiva (Newhall & Melson, 1983; Ogburn et al., 2015). Esto ha sido observado en erupciones como la del volcán Monte Santa Helena, Pinatubo, Soufrière Hills y Chaitén (e.g. Cashman & McConnell, 2005; Clarke et al., 2007; Hammer et al., 1999; Komorowski et al., 2010; Major & Lara, 2013). Entender los procesos que llevan al desarrollo de una transición en estilos eruptivos y los factores que influyen en los cambios en actividad se vuelven relevantes en la identificación de peligros y monitoreo volcánico (Preece et al., 2016). Un caso de transición en estilo eruptivo es evidenciado en el volcán Quizapu.

La actividad eruptiva del volcán Quizapu inicia en el año 1846 con una erupción de tipo efusiva en la que el material expulsado presentó composición dacítica de manera predominante, con un volumen calculado de aproximadamente 5 km³ (Hildreth & Drake, 1992). Entre el fin de la erupción de 1846 - 1847 y el año 1907, existen registros de explosiones de baja intensidad en los años 1903 y erupciones freatomagmáticas desde agosto de 1906 hasta 1907 (Petit – Breulih, 2004). Entre 1907 y 1929, el volcán se caracterizó por presentar erupciones caracterizadas como tipo freática y estrombolianas de menor intensidad observadas por Vogel (1913) y Fuenzalida (1943). Luego, en abril del año 1932, el volcán Quizapu tuvo una erupción pliniana, la de mayor magnitud dentro del siglo XX en Chile. Esta erupción presenta similitudes con respecto a la erupción ocurrida entre los años 1846-1847, en cuanto a la composición que presenta el material emitido y la magnitud de la erupción, a pesar de la clara diferencia en relación al estilo eruptivo que presentó. Posterior a la gran erupción de 1932, el volcán presentó emisiones de ceniza discretas, probablemente de origen freático durante el año 1967, y posteriormente, pequeñas fumarolas en el año 1980 y 1990 (González-Ferrán, 1994).



Figura 1. Imagen obtenida a través de un dron, en el que se muestra el flujo de lava de la erupción de 1846-1847 del volcán Quizapu. Imagen obtenida por Einat Lev.

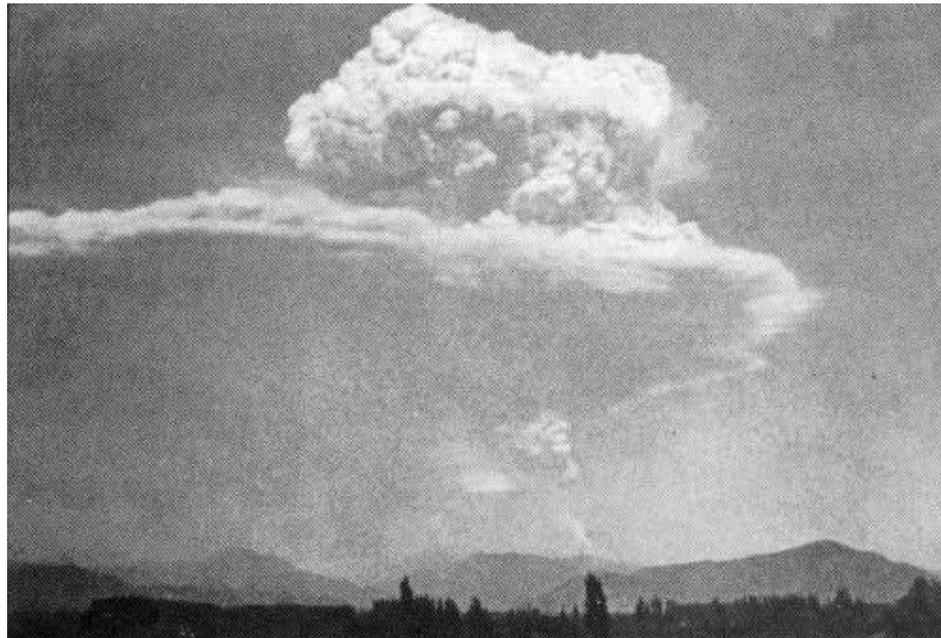


Figura 2. Imagen de la columna eruptiva a las 11:30 am del 10 de abril de 1932. Imagen obtenida por K. Hartmann

La diferencia de estilo eruptivo existente entre las erupciones históricas ocurridas en el volcán Quizapu (erupción de 1846-1847 y 1932) han sido objeto de estudio para diferentes autores. Ruprecht et al. (2012) postulan que la diferencia entre los estilos eruptivos está dada por una diferencia en la temperatura del magma en ambas oportunidades, asociada a la mezcla de magmas, producto del ingreso de un magma andesítico a mayor temperatura. Así, la erupción de 1846-1847 habría presentado una gran cantidad de magma inyectado, lo que permitió una transferencia de calor muy alta y eficiente que no permitió el desarrollo de una erupción explosiva, ya que se separó y liberó la fase gaseosa con mayor facilidad. En cambio, la erupción de 1932 habría presentado una

menor cantidad de recarga magmática, con una transferencia de calor menor y menos eficiente, lo que desencadenó una erupción más explosiva.

Higgins et al. (2015), en cambio, propone un modelo en el que una falla N-S provocó el ingreso de un magma de composición andesítico a una cámara de composición dacítica. El ingreso de magma a alta temperatura habría formado una mezcla homogénea que, poco tiempo antes del inicio de la erupción de 1846, fue afectado por otro ingreso de magma andesítico en la parte más somera del sistema, el que, al mezclarse con el magma de composición híbrida presente en el reservorio, gatilló la erupción. En el caso de la erupción explosiva de 1932, la erupción habría iniciado con la expulsión de material de los reservorios de magma mixto, para luego, pasar a expulsar material de la cámara de composición dacítica. En esta última erupción, el ingreso de magma andesítico no se habría mezclado con el magma dacítico, por lo que su ingreso no habría gatillado la erupción y habría permitido la formación de la escoria terminal observada en los depósitos.

Degruyter et al. (2017) proponen que la transición en estilo eruptivo presentada en el volcán Quizapu, se encuentra asociada al comportamiento que presentan los volátiles dentro del reservorio magmático. En su modelo, previo a la erupción efusiva ocurrida entre los años 1846 – 1847, la cámara magmática presentaba volátiles exseltos, lo cual permitió que el aumento de presión en ella fuese más moderado y el aumento de la temperatura más significativo. En cambio, previo a la erupción explosiva ocurrida en 1932, la cámara magmática presentaba menor cantidad de volátiles exseltos, lo cual permitió un aumento de presión más acelerado y un cambio de temperatura reducido, lo que dio origen a las condiciones reológicas y físicas que permitieron el estilo eruptivo obtenido para esta explosión.

Este trabajo se centra en el estudio de la transición en el estilo eruptivo presentado en las erupciones del volcán Quizapu, un cráter ubicado en el flanco norte del volcán Cerro Azul, volcán compuesto perteneciente al Grupo Volcánico Descabezados, ubicado en la zona norte de la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS).

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

Determinar los factores y parámetros del sistema magmático que explican la diferencia del estilo eruptivo existente en las erupciones del volcán Quizapu en el año 1846 – 1847 y 1932.

1.2.2 Objetivos específicos

1. Acotar variables y parámetros, tales como la temperatura, la sobrepresión, el radio de conducto, entre otros, mediante el uso de modelos de conducto, que permitan reproducir los procesos asociados a la erupción de 1846 - 1847 y 1932.
2. Establecer el grado de importancia que poseen las variables que determinan la magnitud, intensidad y el cambio de estilo eruptivo, mediante el uso de modelos.
3. Estimar la cantidad de material erupcionado en la erupción del volcán Quizapu en 1932, a través de estudios de modelos numéricos.

1.3. Hipótesis de trabajo

La diferencia de estilo eruptivo entre las erupciones de los años 1846-1847 y 1932 del volcán Quizapu está controlada por la diferencia de temperatura pre-eruptiva del magma.

1.4. Metodología

1. Constricción de valores de entrada: Se constriñen valores de parámetros a ingresar en los modelos, gracias a la información obtenida por autores que previamente han realizado trabajos en las erupciones del volcán Quizapu.
2. Ejecución de modelos de conducto volcánico y cámara magmática con parámetros de la erupción de 1846 - 1847 y 1932: Se ejecutan modelos físico-matemáticos en el software MATLAB. El modelo de conducto volcánico se encuentra basado en el trabajo de Kozono & Koyaguchi (2009 a, b) en conjunto con algunas ecuaciones de Slezin (2003). Con ello, poder estimar la intensidad que presentó la erupción.
3. Generación de isópacas de depósitos piroclásticos asociadas a la erupción de 1932: En base a los datos obtenidos en trabajos anteriores, se contornea las isópacas de la erupción, y así realizar una reevaluación de la magnitud e intensidad de la erupción de 1932.
4. Análisis de los resultados: Con los resultados obtenidos, se realiza un análisis enfocándose en los siguientes aspectos:
 - 4.1. Análisis de sensibilidad:** Se desarrolla un análisis de la influencia que poseen los parámetros en la tasa eruptiva y la transición de estilos eruptivos para el volcán Quizapu.
 - 4.2. Determinación de valores críticos:** Se estiman los valores en diferentes variables que permiten entender la transición en estilo eruptivo del volcán Quizapu.
 - 4.3. Reevaluación de isópacas:** Se determina el volumen erupcionado en el caso de la erupción de 1932, para así determinar la magnitud de la erupción.

1.5 Ubicación y rutas de acceso

La zona de estudio se encuentra en la comuna de San Clemente, provincia de Talca, VII Región del Maule, Chile. El volcán Quizapu se ubica a 84 km al este de la ciudad de Talca (35.43° S - 71.67° W), capital regional (Figura 1). El acceso a la zona es complejo, existiendo 2 formas de acceder a la zona: una de ellas es por el sur, desde el río Cipreses. En ella, se accede tomando la ruta internacional CH-115, realizando un desvío hacia el norte, a la altura de la Central Isla, en donde se ingresa al recinto privado de la Empresa ENEL (Empresa Nacional de Electricidad). En este recinto existe un camino que se dirige hacia el norte, el cual conecta el Campamento Los Cipreses, la Central Los Cipreses y edificaciones de Minera Hornitos S.A, nombradas en orden de aparición de sur a norte. Siguiendo dicho camino, se llega a un embalse artificial, desde donde se inicia la caminata de ascenso al macizo volcánico, el cual se puede acceder rodeando a los volcanes Los Hornitos. La otra forma de acceder al volcán es a través de caminatas y cabalgatas por senderos desde el oeste del volcán, iniciando en la Reserva Nacional Altos de Lircay, resguardada por la CONAF (Corporación Nacional Forestal), previo pago a la entidad.



Figura 3. Mapa donde se muestran los accesos que presenta el volcán Quizapu. Sistema de coordenadas WGS 84 UTM Zone 19S. Elaboración propia. Imagen satelital obtenida a través de Google Earth.

2. Marco Geológico

2.1 Zona Volcánica Sur

El volcanismo activo presente en la Cordillera de los Andes, asociado a procesos de subducción, se encuentra segmentado en 4 zonas, las cuales son definidas como la Zona Volcánica Norte (ZVN) que abarca entre los 5°N – 2°S; la Zona Volcánica Central (ZVC), entre los 14° – 27°S; la Zona Volcánica Sur (ZVS), entre los 33° – 46°S; y la Zona Volcánica Austral (ZVA), entre los 49° – 55°S. Las zonas de actividad volcánica se encuentran asociadas a zonas de subducción, en donde estas presentan ángulos de subducción mayores a 25°, en cambio, las zonas de inactividad volcánica corresponden a aquellas zonas donde existe un ángulo de subducción menor a 10° como ocurre con las zonas de subducción plana Peruana (2°S - 14°S) y Pampeana (27° - 33°S), además del ‘gap’ volcánico de la Patagonia (46°S – 49°S) (Stern, 2004).

La ZVS se caracteriza por la convergencia ligeramente oblicua con movimiento relativo dextral entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana con una tasa de convergencia entre 7 – 9 cm/año (Norabuena et al., 1998; Angermann et al., 1999). La ZVS, a su vez, se divide en 4 segmentos: ZVS Norte (ZVSN; 33.3 – 34.4°S), Transicional (ZVST; 34.4 – 37°S) Central (ZVSC; 37 – 42°S) y Sur (ZVSS; 42° - 46°S). Esta zona volcánica posee más de 70 estratovolcanes y complejos volcánicos, a lo menos 9 complejos de caldera y cientos de centros eruptivos menores (Stern et al., 2007)

El volcán Quizapu se encuentra en la ZVST (35.63°S), dentro del Complejo Volcánico Descabezados, al sur del volcán Descabezado Grande, del cual proviene el nombre del mencionado complejo.

2.2 Unidades morfoestructurales a los 35°S

Las unidades morfoestructurales en Chile son reconocidas por presentarse en franjas paralelas al margen continental con orientación N-S al norte de la latitud 33°S, mientras que, al sur, presentan orientación NNE-SSW. En la latitud donde se encuentra la zona de estudio, se reconocen 3 unidades dentro de territorio chileno (de W a E): Cordillera de la Costa, Depresión Central y la Cordillera Principal; otra unidad que aparece en esta latitud es el Antepaís, presente solo en territorio argentino (Farías et al., 2008).

La Cordillera de la Costa corresponde a una franja montañosa que presenta alturas máximas que no sobrepasan los 750 m.s.n.m, entre los 35 y 36°S. Se divide en 2 dominios: el Occidental (Cordillera de la Costa Occidental) correspondiente a granitoides y basamento metamórfico de edades Paleozoico-Jurásico cubiertos por material sedimentario de origen marino desde el Mioceno tardío a tiempos más recientes; el Oriental (Cordillera de la Costa Oriental) correspondiente a secuencias estratificadas volcánicas y sedimentarias mesozoicas (Thomas, 1958; Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001; Bravo, 2001; Sernageomin, 2003).

La Depresión Central corresponde a una cobertura de material sedimentario y piroclástico de edades cuaternarias, del Plioceno al Holoceno. Se extiende desde los 33° 30'S hasta los 40°S, presentándose de forma discreta más al norte (Thiele, 1980; Araneda et al., 2000; Rauld, 2002). En su borde oriental, esta se encuentra en contacto con la Formación Abanico, en donde se señala que este podría ser por falla, a través de la falla Infiernillo (Fock et al., 2006) o por discordancia erosiva (Fock, 2005).

La Cordillera Principal corresponde a una franja montañosa con alturas promedio que alcanzan los 2500 m.s.n.m y con alturas máximas que no sobrepasan los 3700 m.s.n.m. Esta unidad ha sido dividida en dos porciones: La Cordillera Principal Occidental y Oriental. En este lugar, la Cordillera Principal Occidental se caracteriza por la presencia de rocas Cenozoicas de la Formación Abanico, rocas de la Formación Cola de Zorro y rocas volcánicas provenientes del arco volcánico actual, en cambio la porción Oriental se caracteriza por presentar rocas de la Formación Abanico con unidades mesozoicas altamente deformadas (Fock, 2005; Farías et al., 2008), asociados/agrupados en la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (FPCM) (Giambiagi & Ramos, 2002; Giambiagi et al., 2003; Fock et al., 2005).

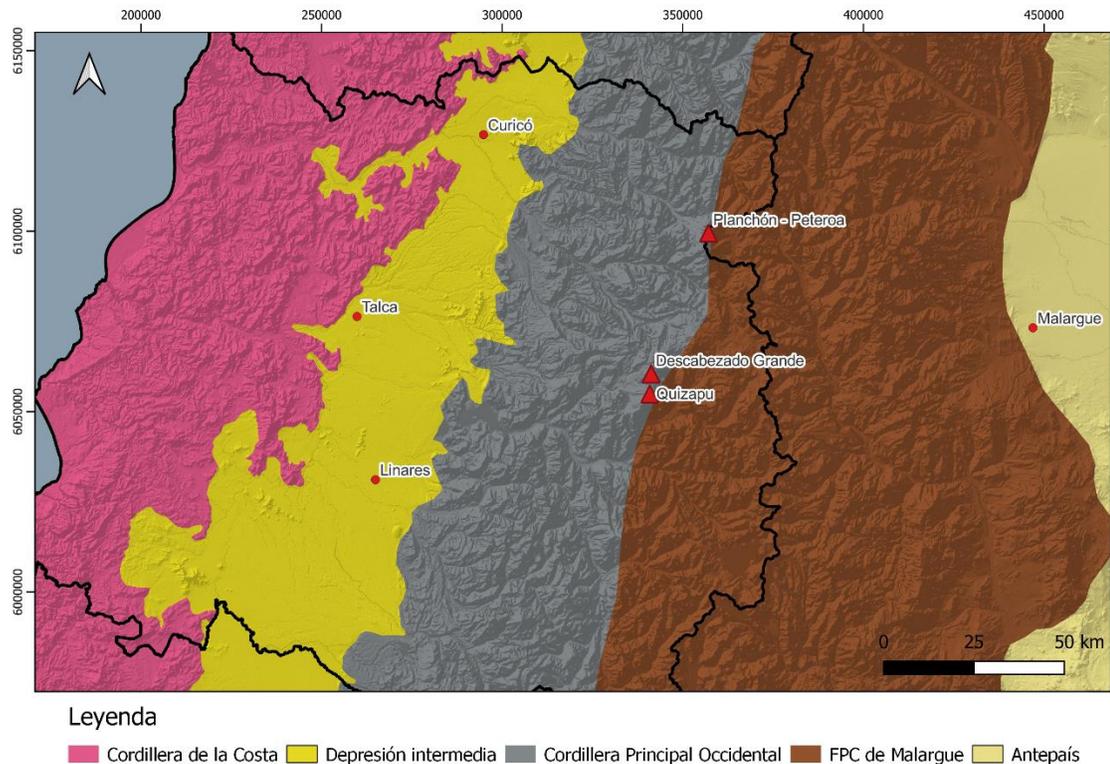


Figura 4. Mapa de las unidades morfoestructurales a los 35°S, donde se demarca en negro los límites administrativos de Chile. Sistema de coordenadas WGS 84 UTM Zone 19S. Elaboración con base en Fock (2005) y Mescua et al. (2014).

2.3 Estratigrafía e Intrusivos

2.3.1 Formación Río Damas

Formación definida por Klohn (1960) a una secuencia sedimentaria, donde se tiene una sucesión de conglomerados y brechas conglomerádicas con intercalaciones de areniscas, limonitas, lavas andesíticas y delgados niveles de yeso expuestos en la parte oriental de la Cordillera Principal, entre Santiago y Curicó (Thiele, 1980). Esta secuencia presenta diversas estructuras sedimentarias como grietas de desecamiento, impresiones de gotas de lluvia y costras carbonáceas las que permiten inferir que fue depositada en un ambiente árido y subaéreo, con material proveniente de la denudación de un área alzada previamente en el Jurásico Medio (González y Vergara, 1962; Davidson et al., 1972; Mescua et al., 2008).

La edad de la formación es obtenida en base a relaciones estratigráficas sobreyacen concordantemente al miembro superior de la Formación Valle Grande de edad Oxfordiana (González y Vergara, 1962) y subyace concordantemente a la Formación Baños del Flaco de edad Tithoniana – Hauteriviana (Davidson, 1971; Arcos, 1987; Charrier, 1981; Piquer et al., 2010; Tapia, 2010). No se registran fósiles en esta unidad.

2.3.2 Formación Baños del Flaco (Tithoniano – Barremiano)

La Formación Baños del Flaco, definida por Klohn (1960), corresponde a una sucesión de sedimentos marinos fosilíferos, principalmente calcáreos compuestos de caliza cristalina densa de color gris, rosado y café claro, areniscas conglomerádicas de coloración verdosa y conglomerado fino de matriz rojiza en la base. La unidad sobryace concordantemente a la Formación Río Damas y subryace, de manera discordante a la Unidad Clástica Café Rojiza (Charrier et al., 1996), mientras que subryace de manera concordante a la Formación Colimapu (González y Vergara, 1962). Los depósitos marcan ciclos de transgresión – regresión, en el que las condiciones de sedimentación son de ambiente marino de plataforma de poca profundidad (Charrier et al., 1996).

La edad de esta formación es establecida en base al contenido fósil, en el Tithoniano Medio al Hauteriviano Inferior (Tavera, 1948; Corvalán, 1959).

2.3.3 Formación Colimapu (Barremiano - Albiano)

La Formación Colimapu, definida por Klohn (1960), corresponde a una secuencia continental de coloración rojiza, lutitas, conglomerados de matriz arenosa con intercalaciones de rocas piroclásticas, lavas andesíticas e intercalaciones lenticulares de caliza. La formación sobryace concordantemente a la Formación Lo Valdés (Thiele, 1980) y subryace discordantemente a la Formación Abanico (Charrier, 1981;1996; 2002).

La edad mínima estimada para la Formación Colimapu se encuentra determinada por la existencia de carófitas fósiles (Martínez & Osorio, 1963), y de acuerdo a su posición estratigráfica se le determinó una edad máxima Hauteriviana.

2.3.4 Formación Abanico (Eoceno Superior – Mioceno Inferior)

Unidad definida por Aguirre (1960) que corresponde a una sucesión continental predominantemente volcánica con intercalaciones de material sedimentario que se encuentran plegadas y afectadas por metamorfismo de muy bajo grado. Las series volcánicas de la unidad se componen principalmente de lavas basálticas a intermedias y rocas piroclásticas ácidas. Los depósitos sedimentarios corresponden a intercalaciones de limonitas, areniscas y conglomerados finos y gruesos de color verde a verde amarillento.

Hallazgos fósiles y dataciones radiométricas permitieron asignar a la Formación Abanico una edad Eoceno Superior – Mioceno Inferior (Charrier et al., 1996; Flynn et al., 2003)

La depositación de la Formación Abanico ocurrió al interior de una cuenca extensional, lo que es avalado por diversas evidencias sedimentológicas, estructurales, de madurez termal y geoquímicas (Charrier et al., 2002). Se observa una variación geoquímica de las rocas en la Formación Abanico, donde las rocas más antiguas presentan afinidad toleítica y las rocas más jóvenes presentan afinidad calcoalcalina (Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003) lo que muestra una variación a nivel cortical y tectónico durante la depositación de la mencionada formación.

2.3.5 Formación Campanario (Mioceno Medio)

La Formación Campanario (Drake, 1976) definida al oeste del Cerro Campanario, corresponde a una extensa secuencia de tobas andesíticas y dacíticas, brechas tobáceas, ignimbritas y en menor cantidad de lavas andesíticas. La parte occidental de la formación se encuentra plegada. La base de la formación se dispone discordantemente sobre formaciones más antiguas.

La edad de esta unidad es Mioceno Medio, basada en 6 muestras datadas por Drake et al. (1976), las que le determinan una edad máxima de 15.4 Ma (K-Ar; Drake, 1974) y en base a la intrusión del intrusivo La Invernada, se ha determinado que la edad de este, sería la edad mínima del intrusivo.

2.3.6 Formación Cola de Zorro (Plioceno Inferior – Pleistoceno Inferior)

La Formación Cola de Zorro (González & Vergara, 1962) se distribuye entre los 36°S – 39°S cerca del límite entre Chile y Argentina. La unidad corresponde a una secuencia continental de rocas volcánicas de composición basáltica y andesítico basálticas de olivino, y en menor cantidad, ignimbritas riolíticas, de carácter calcoalcalino, asociadas a estrato – volcanes muy erodados. La base de la secuencia está constituida por rocas clásticas y volcanoclásticas que gradan hacia el techo a flujos de lava (Vergara & Muñoz, 1982).

La edad de la formación se ha determinado en base a dataciones radiométricas de afloramientos de secuencias volcánicas similares a la Formación Cola de Zorro en otros lugares de los Andes de Chile Central, en donde se obtuvieron edades asociadas al Plioceno (Vergara & Munizaga, 1974; Drake, 1976; Vergara, 1978).

2.3.7 Rocas volcánicas indiferenciadas (Pleistoceno)

Corresponde a una serie de brechas y coladas andesíticas, que no poseen mayor información petrográfica, excepto una serie de dataciones K-Ar, realizadas por Drake (1976), las cuales le determinan una edad de 2.4 a 1 Ma. (Astaburuaga, 2014).

Estas secuencias afloran entre los ríos Maule y Claro, cubriendo parte del Batolito El Melado y sobreyaciendo en discordancia rocas fuertemente plegadas de la Formación Abanico con una potencia aproximada de 600 m (Astaburuaga, 2014).

2.3.8 Formación Loma Seca (Pleistoceno tardío)

Unidad definida por Hildreth et al. (1984) que corresponde a más de 1000 km^3 de tobas dacíticas a riódacíticas provenientes del complejo de Caldera Calabozos (Hildreth et al., 1984; Grunder et al., 1987).

La formación está constituida por 3 unidades tobáceas cuya diferencia principal está asociada a mineralogía. Han sido designadas como unidad L, unidad V y unidad S (presentadas en orden temporal de depósito) y se disponen de manera discordante sobre formaciones previas rellenando valles (Hildreth et al., 1984).

Los depósitos fueron erupciones desde un centro eruptivo ubicado donde hoy se encuentra la Caldera Calabozos, caldera de colapso formada posterior a la erupción de la unidad V y S y cuya evidencia corresponde a una serie de fallas verticales con un desplazamiento aproximado de 500 m (Hildreth et al., 1984; Grunder et al., 1987). Tras el colapso de la caldera se formó un domo resurgente controlado por un sistema de fallas normales (Hildreth et al., 1984).

2.3.9 Intrusivo La Invernada

Corresponde a un cuerpo intrusivo con varias fases de intrusión que varían desde granodiorita de hornblenda de grano medio a un granito de biotita de grano grueso. Se encuentra en contacto con rocas volcánico-sedimentarias Cenozoicas y rocas de la Formación Campanario (Drake, 1974). El plutón es interpretado como sintectónico al período de deformación del Mioceno Medio, debido a la forma sigmoideal que presenta en la superficie, evidenciado en trabajos realizados con modelos análogos (Montanari et al., 2010)

Se han obtenido edades de 7.1 Ma en hornblenda, 6.15 Ma en biotita y 6.9 Ma en hornblenda mediante el método de K – Ar por Drake (1974), posteriormente se han determinado edades más antiguas de 12 Ma (Astaburuaga, 2014) y 14.19 Ma (Cabezas et al., 2018), mediante el método de U – Pb en circones.

2.3.10 Pórfidos intrusivos

Corresponden a una serie de diques, filones y pórfidos intrusivos ocoíticos que intruyen a formaciones rocosas del Mesozoico y Cenozoico. Los afloramientos mayores se encuentran en la quebrada La Ciega, donde intruyen rocas mesozoicas que se encuentran fuertemente fracturadas (Astaburuaga, 2014).

Con menores dimensiones, se encuentran una serie de diques y pórfidos félsicos que intruyen rocas de la Formación Abanico. Estos se encuentran asociados a los principales centros volcánicos de la zona, lo que sugiere una directa relación entre los intrusivos y los volcanes en la zona (Astaburuaga, 2014). Los pórfidos de mayor envergadura corresponden a aquellos encontrados en el valle del río Claro, que presentan una alineación N-S. Dichos pórfidos generaron una fuerte alteración hidrotermal en la roca, no permitiendo reconocer el protolito y cuya mineralogía de alteración corresponde a wollastonita, plagioclasa, sericita y magnetita (Astaburuaga, 2014).

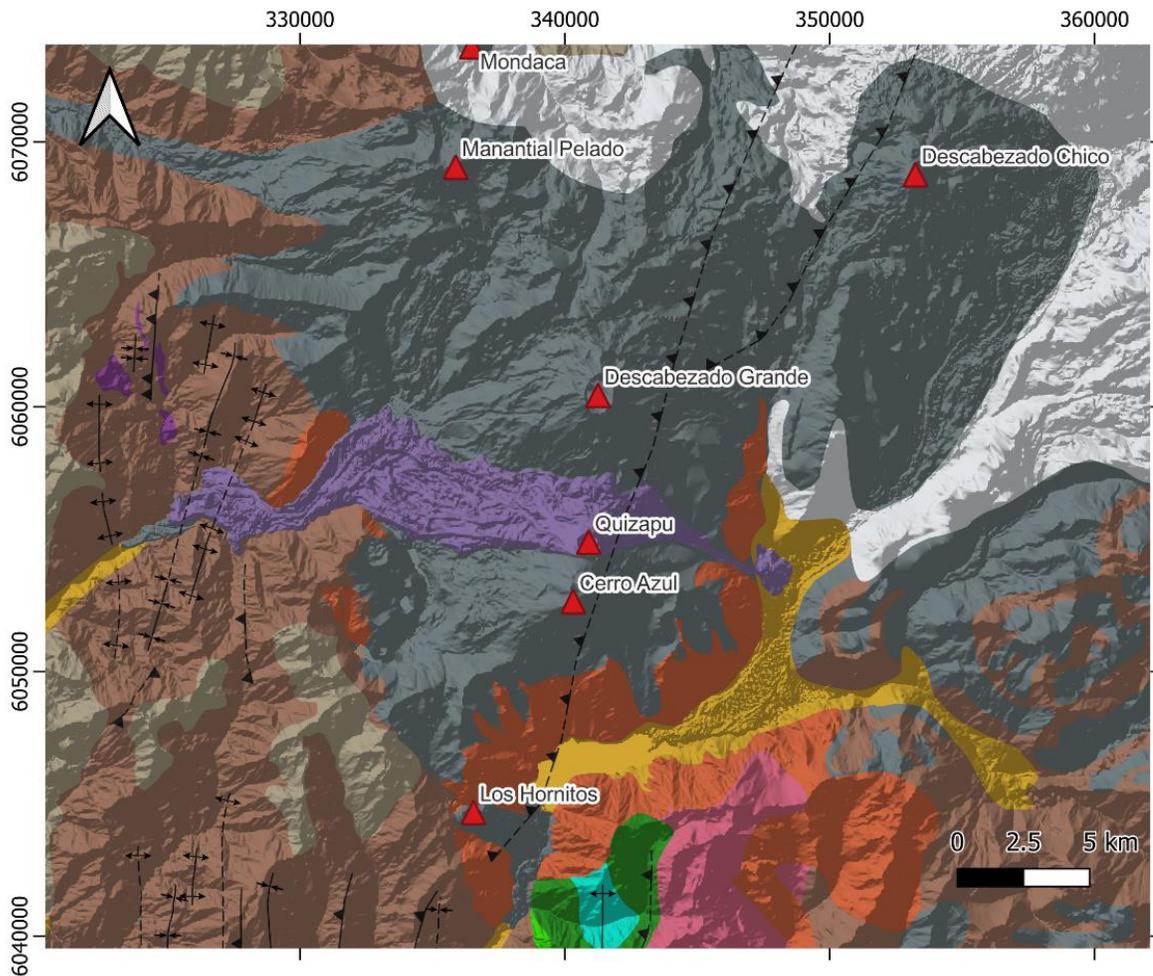
2.4 Estructural

Debido a la cantidad de centros eruptivos, como productos derivados de estos, la geología estructural de zonas dentro del GVD es difícil de observar e interpretar, sin embargo, diferentes autores han realizado trabajos cercanos a la zona encontrando evidencias de fallamiento por extensión, así como estructuras asociadas a inversión tectónica (Piquer et al., 2015; Salas et al., 2016). La zona se encuentra fuertemente afectada por la historia tectónica del lugar, lo que genera lineamientos con dirección NE-SW y NNW-SSE, provenientes de los eventos extensionales que han afectado a la zona desde el Cretácico, así como el que originó la Cuenca de Abanico (Piquer et al., 2015; Salas et al., 2016). Estos lineamientos se encuentran asociados a zonas de debilidad en el basamento que a su vez permitirían el ascenso de magmas más primitivos sin un tiempo de residencia largo, lo que se vería reflejado en los productos de ciertos centros eruptivos del GVD como lo son los conos monogénicos Los Hornitos (Piquer et al., 2015; Salas et al., 2016).

Se ha sugerido que, bajo el GVD, existe una traza de falla, correspondiente al Sistema de Fallas El Fierro, que corresponde a una falla de tipo regional con rumbo NNE y manteo hacia el oeste (González, 2008), que controlaría la actividad magmática e hidrotermal durante el Cuaternario. Estos sistemas de fallas habrían correspondido a fallas extensionales del límite de la Cuenca de Abanico, durante el Eoceno Superior y Mioceno Medio. Estas fallas, posteriormente, se habrían reactivado generando una inversión de la cuenca en el Mioceno Superior (Charrier et al., 2002; Mescua et al., 2013).

Al suroeste del GVD, Astaburuaga (2014) reconoce algunas fallas de tipo inversa de rumbo N-S con vergencia al este, afectando principalmente a la Formación Abanico, así como otras estructuras como pliegues sinclinales y anticlinales volcados, dentro de esta formación. Al oeste del GVD, se observan rocas de la Formación Abanico deformadas y plegadas asociadas a un conjunto de pliegues sinclinales y anticlinales con rumbo NNE-SSW, de diversa amplitud y la existencia de fallas inversas menores con vergencia Este y Oeste.

Se observan, al sur del GVD, estructuras asociadas a deformación compresiva, sin embargo, existen evidencias de estructuras extensionales, como fallas normales en la Formación Baños del Flaco, además de estructuras compresivas en la mencionada formación, lo que sugiere una superposición de eventos tectónicos. Se aprecia la existencia del pliegue Anticlinal La Araña, estructura con amplia longitud de onda, asimétrico y de vergencia Este, caracterizándose por presentar su flanco occidental más inclinado que el flanco oriental. Al este del pliegue Anticlinal La Araña, se tiene la existencia de una falla inversa inferida, que permitiría el cabalgamiento de rocas del Mesozoico sobre la Formación Campanario. Esta falla, denominada Falla La Invernada (Astaburuaga, 2014), tendría vergencia Este y rumbo NNE-SSW, perdiendo continuidad, en su traza, hacia el sur del río Maule, debido a la intensa alteración hidrotermal que afecta a la roca caja.



Leyenda

- Flujo de lava erupción 1846
- Unidades sedimentarias, aluviales, lacustres, etc.
- Depósitos cuaternarios volcánicos
- Formación Loma Seca
- Depósitos volcánicos indiferenciados (Pleistoceno), Brechas andesíticas
- Formación Campanario
- Formación Abanico
- Formación Colimapu
- Formación Baños del Flaco
- Formación Río Damas
- Pórfidos intrusivos
- Plutón La Invernada

Simbología

- Falla inversa
- Antidinal
- Sinclinal
- Volcanes principales
- Falla inversa inferida
- Antidinal inferido
- Sinclinal inferido

Figura 5. Mapa geológico de la zona. Sistema de coordenadas WGS 84 UTM Zone 19S. Basado en Hildreth & Drake, 1992; Servicio Minero Argentino 1997; Godoy et al. 1999; Charrier et al., 2002; Giambiagi et al., 2003a; SERNAGEOMIN 2003; Silvestro et al., 2005; Fock et al., 2006; Giambiagi et al., 2009; Tapia, 2010; Astaburuaga et al. 2014).

2.5 Grupo Volcánico Descabezados

El Grupo Volcánico Descabezados (GVD) corresponde a un campo volcánico de superficie aproximada de 600 km^2 (20 km x 30 km), en donde se presentan variados centros volcánicos además de morfologías volcánicas con edades que van desde el Plioceno hasta la actualidad, presentando composiciones químicas en un rango amplio, desde material basáltico a riodacítico (Hildreth & Drake, 1992). Algunos centros importantes serán descritos a continuación:

Descabezado Grande (35° 35' S – 70° 45' W)

Volcán compuesto de edad Pleistocena-reciente ubicado en el centro del Grupo Volcánico Descabezados. Posee un diámetro basal de 10 a 12 km con un cráter central, hoy cubierto de hielo, que posee cerca de 1.5 km de diámetro (Hildreth & Drake, 1992), además de un cráter asimétrico de un diámetro de 0.9 km ubicado en el flanco noreste del volcán a 1-2 km del centro del cráter principal, formado en la erupción de tipo vulcaniana en junio de 1932 (González-Ferrán, 1994). El volcán está compuesto principalmente por una sucesión de flujos de lava de composición andesíticas a riodacíticas, flujos piroclásticos y aglomerados que en conjunto generan un volumen de 30 km^3 (Hildreth & Drake, 1992).

Descabezado Chico (35° 31' S – 70° 37' W)

Complejo volcánico que posee 13 centros eruptivos ubicados en un área de aproximadamente 6 km^2 que presentan flujos de lavas de composición andesítica-basáltica y andesítico-dacíticas (Hildreth et al. 1984; González-Ferrán & Vergara, 1962). Su edad ha sido estimada en Holoceno-reciente, debido a que algunos de los flujos emanados por este centro eruptivo se encuentran sobre lavas dacíticas datadas en $0.14 \pm 0.01 \text{ Ma}$, mediante método K/Ar (Hildreth et al. 1984).

Complejo volcánico Cerro Azul-Quizapu

El volcán Cerro Azul (35° 40' S – 70° 46' W) corresponde a un volcán de edad Pleistocena compuesto por flujos de lava de composición andesítica-basáltica y, en menor proporción, flujos dacíticos y riodacíticos (Hildreth & Drake, 1992). Posee un cráter central de unos 0.5 km de diámetro que se encuentra relleno por el material piroclástico emanado desde el volcán Quizapu en la erupción explosiva del 10 de abril de 1932 (Hildreth & Drake, 1992). El volcán Cerro Azul en su flanco norte posee un cráter denominado volcán Quizapu, que se describirá con mayor detalle posteriormente en el capítulo 4.

Conos piroclásticos Los Hornitos (35° 44' S – 70° 50' W)

Son dos conos piroclásticos monogenéticos de coloración oscura, ubicados a 11 km al SW del volcán Quizapu, constituidos por material piroclástico, conos de escoria y flujos de lava (Salas et al. 2016). Se hace referencia a ellos agregando Oriental y Occidental, de acuerdo a su posición espacial. La composición química de los productos emitidos por estos centros eruptivos es basáltica a andesita basáltica, con presencia de olivinos con alto contenido de Mg (#Mg 87-93), e inclusiones vítreas con alto contenido de azufre (mayor a 3000 ppm) que reflejan la participación de magmatismo primitivo, además de condiciones de baja desgasificación al momento de que el fundido fue atrapado (Salas et al., 2009).

Cráteres La Resolana (35° 36' S - 70° 53' W)

Es un grupo de 3 cráteres monogenéticos que se ubican a 7 km al W del volcán Cerro Azul. Se hace referencia a ellos, de acuerdo a su posición espacial, como Cráter La Resolana Norte, Central y Sur (Salas et al. 2016). Se ha reconocido que el cráter Norte ha emitido productos piroclásticos y flujos de lava, mientras que los restantes, solo presentan emisión de productos piroclásticos. La composición de los productos es principalmente andesítica - basáltica con edades Holocenas (Salas et al. 2009).

Conos piroclásticos Manantial Pelado (35° 30'S - 70° 49'W)

Corresponde a 5 centros volcánicos ubicados al norte de los cráteres La Resolana, a aproximadamente 10 km al NW del volcán Descabezado Grande (González-Ferrán, 1995). Se ha sugerido que las erupciones provenientes de estos centros volcánicos corresponderían al Pleistoceno tardío (González-Ferrán, 1995).

Volcán Mondaca (35° 27'S - 70° 48'W)

Corresponde a un centro eruptivo desde el cual se reconocen 4 unidades de flujos de lavas de composición riolítica de gran espesor que emergen desde un domo que presenta similar composición (Naranjo et al., 2021). Este centro eruptivo se encuentra ubicado en la zona noroeste del GVD, cercano al valle del Río Lontué. El volumen total de los flujos de lava es de aproximadamente 0.85 km³ donde en cada uno de ellos, se observan estructuras de flujo, tales como levees y 'ridges' bien preservados (Naranjo et al., 2021). En las cercanías a este volcán se observan depósitos de caídas con algunos flujos piroclásticos de bloque y ceniza que se encuentran ubicados al sur y este del domo (Naranjo et al., 2021).

Alto Las Mulas (35° 33'S - 70° 49'W)

Centro eruptivo fisural holoceno, ubicado al NW del volcán Descabezado Grande, cuyo producto es la generación de un flujo de lava de composición riodacítica (Hildreth & Drake, 1992).

Cerro Colorado (35° 32'S - 70° 41'W)

Centro eruptivo ubicado al NE del volcán Descabezado Grande, que presenta flujos de lava y material piroclástico de composición máfica (Hildreth & Drake, 1992). Su edad se ha estimado en Pleistoceno tardío (Hildreth & Drake, 1992).

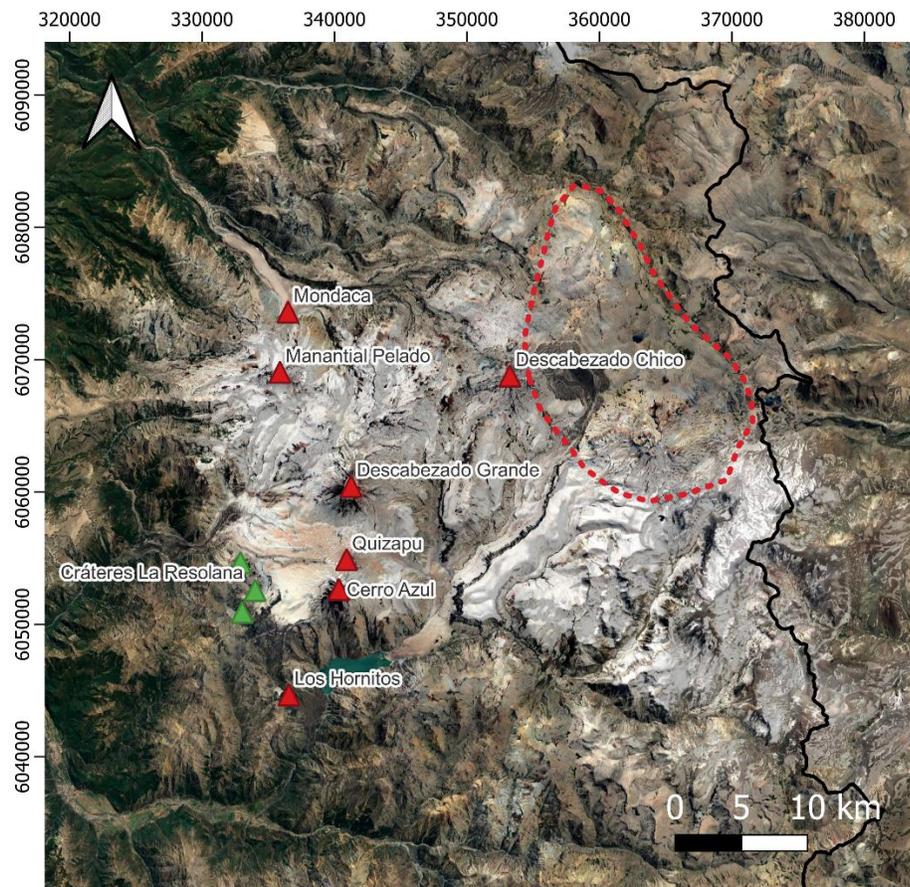


Figura 6. Mapa del Grupo Volcánico Descabezados mostrando los centros eruptivos descritos previamente. La línea punteada roja delimita el borde de la caldera Calabozos (Hildreth et al., 1984). Sistema de coordenadas WGS 84 UTM Zone 19S. Imagen satelital obtenida a través de Google Earth.

3. Modelos y métodos aplicados

3.1 MATLAB

MATLAB, abreviación de ‘Matrix Laboratory’ es una plataforma de programación usada por ingenieros y analistas de datos para el desarrollo de algoritmos, análisis de datos, visualización y cálculos numéricos. MATLAB, en sus inicios, creció a partir de bibliotecas de algoritmos matriciales LINPACK y EISPACK, asociadas al lenguaje de programación Fortran, que posteriormente fueron reemplazadas por LAPACK, desarrolladas dentro de esta plataforma en el lenguaje de programación propio de MATLAB (también denominado lenguaje M), el cual aún mantiene vestigios del lenguaje de programación Fortran. MATLAB también ofrece la posibilidad de trabajar con otros lenguajes de programación como lo son C, C++, Python, Perl y Java. (Wirth & Kovesi, 2006; Ozgur et al., 2017)

MATLAB, actualmente, posee una variedad de aplicaciones, tales como el desarrollo de modelos numéricos, creación de sistemas de control, Deep Learning, Machine Learning, robótica, procesamiento de señales, entre otras. (Wirth & Kovesi, 2006; Ozgur et al., 2017)

En este informe, MATLAB se empleará para el desarrollo y cálculo de modelos numéricos con el objetivo de acotar variables y parámetros asociados a las erupciones del volcán Quizapu en 1846-1847 y 1932.

3.2 Modelo de ascenso de magma en un conducto volcánico

El modelo de ascenso de magma en un conducto volcánico usado en el presente trabajo, corresponde al desarrollado por Kozono & Koyaguchi, (2009a, 2009b) relacionado con ecuaciones de Slezin (2003). El modelo se basa en un conducto cilíndrico de radio constante donde a las fases líquidas y gaseosas del magma se les permite movimiento vertical relativo entre ellas. A medida que el flujo asciende, las condiciones físicas varían, generando un cambio en el régimen de flujo. (Wilson et al., 1980)

Cuando el movimiento vertical relativo entre la fase líquida y gaseosa es considerado, se tiene que las ecuaciones de conservación de masa de estas fases están dadas por:

Ecuación de conservación másica de fase líquida

$$\rho_l u_l (1 - \phi) = (1 - n)q \quad (1)$$

Ecuación de conservación másica de fase gaseosa

$$\rho_g u_g \phi = nq \quad (2)$$

En donde u_l y u_g corresponden a las velocidades en la componente vertical del líquido y el gas respectivamente, ρ_l y ρ_g son las densidades de la fase líquida y gaseosa respectivamente, ϕ es la fracción volumétrica de la fase gaseosa, n es la fracción asociada a la fase gaseosa de la tasa de flujo másico total y q corresponde a la tasa de flujo másico por unidad de área.

La densidad de la mezcla de fases está dada por la ecuación 3

$$\rho = (1 - \phi)\rho_l + \phi\rho_g \quad (3)$$

En estado estacionario, se tiene que el flujo másico total es constante ($q=\text{cte}$), mientras que las tasas de flujo másico asociado a la fase líquida y gaseosa son las que van variando, debido a la exsolución de gases. La ecuación de conservación de momento dadas para tanto la fase gaseosa y líquida son las siguientes

Fase líquida

$$\rho_l u_l (1 - \phi) \frac{du_l}{dz} = -(1 - \phi) \frac{dP}{dz} - \rho_l (1 - \phi)g + F_{lg} - F_{lw} \quad (4)$$

Fase gaseosa

$$\rho_g u_g \phi \frac{du_g}{dz} = -\phi \frac{dP}{dz} - \rho_g \phi g - F_{lg} - F_{gw} \quad (5)$$

En donde z corresponde a la componente vertical, considerando la componente positiva hacia arriba, P corresponde a la presión del magma, g es la aceleración de gravedad, F_{lg} es la fuerza generada por la interacción de la fase gaseosa y líquida en el interior del conducto, F_{lw} es la fuerza de fricción generada entre las paredes del conducto y la fase líquida, en cambio F_{gw} es la fuerza de fricción generada entre las paredes del conducto y la fase gaseosa. Estas fuerzas aparecen mejor descritas en los Anexos (Anexo A).

La fase gaseosa se comporta como un gas ideal, por ello sigue la ecuación de estado (ecuación 6)

$$P = \rho_g RT \quad (6)$$

donde R es la constante de gas asociada al agua y T es la temperatura del magma. Se asume también que los cambios en la temperatura debido a la expansión son despreciables debido a la gran capacidad calorífica del fundido, por lo tanto, dicha ecuación no es considerada.

La solubilidad del agua en el magma se obtiene de la ecuación 7

$$c = s\sqrt{P} \quad (7)$$

Donde c corresponde a la fracción en masa del agua disuelta en la fase líquida, s es la constante de saturación ($4.11 \times 10^{-6} Pa^{-\frac{1}{2}}$ para magmas con composiciones félsicas (Burnham & Davis, 1974) y P corresponde a la presión del magma.

Al asumir que la exsolución de gases ocurre en equilibrio, lo que conserva la cantidad de H_2O total, la fracción asociada a la fase gaseosa de la tasa de flujo másico total, se tiene que

$$s\sqrt{P} = \frac{n_0 - n}{1 - n} \Rightarrow n = \frac{n_0 - s\sqrt{P}}{1 - s\sqrt{P}} \quad (n \geq 0) \quad (8)$$

Donde n_0 es el contenido inicial de H_2O .

A medida que el magma asciende, la interacción entre la fase líquida, gaseosa y las paredes del conducto están gobernadas por el régimen de flujo, lo que obviamente afecta a las ecuaciones que lo modelan. Se asume que los cambios en el régimen de flujo están relacionadas a la fracción volumétrica de la fase gaseosa (ϕ). En este modelo, el régimen de flujo se clasifica con base en lo siguiente:

Régimen de flujo	Condición
Bubbly	$\phi < 0.6$
Permeable	$0.6 < \phi \leq 0.8$
Gas-pyroclast	$\phi > 0.8$

Por lo anterior, se tiene que la fragmentación ocurre cuando se alcanza una fracción volumétrica gaseosa crítica, en este caso $\phi_{crit} = 0.8$. (Sparks, 1978; Prousevitch et al., 1993)

En la zona donde el régimen de flujo es ‘bubbly’, la fuerza de fricción de las fases con las paredes del conducto, así como la interacción entre las fases están gobernadas principalmente por la viscosidad del líquido. Debido a la alta viscosidad del líquido, la velocidad de ascenso de las burbujas relativa al líquido es pequeña en comparación a la velocidad de ascenso del líquido (e.g. Woods, 1995). Cuando se encuentra en la zona del régimen de flujo ‘gas – pyroclast’, las fuerzas son reguladas por la viscosidad del gas. En esta situación, la velocidad terminal de los piroclastos en el gas es mucho más pequeña que la velocidad de ascenso del gas, en casos en los que el tamaño de piroclastos es órdenes de magnitud menor a los milímetros (e.g., Mastin & Ghiorso, 2000). En el régimen de flujo ‘permeable’, la fuerza de fricción con las paredes del conducto se encuentra gobernada por la viscosidad del líquido, mientras que la fuerza de interacción existente entre las fases es gobernada por la viscosidad del gas. Esto lleva a que la velocidad relativa entre el gas y el líquido sea mucho mayor al ser comparada con la velocidad de ascenso de la fase líquida. Lo anterior, implica que la fase gaseosa escapa de forma eficiente desde el magma, en la componente vertical.

La densidad y la viscosidad del magma es calculada con la composición química en óxidos del magma estudiado, a partir de las ecuaciones obtenidas por Bottinga & Weill (1970) y Giordano et al. (2008), respectivamente. Los efectos que puede tener el contenido de cristal en este modelo están definidos por la ecuación de Einstein-Roscoe, definida por

$$\eta = \left(1 - \frac{\phi}{\phi_{\max}}\right)^{-2.5} \eta_0 \quad (9)$$

Donde ϕ , en este caso, corresponde al porcentaje de cristales; ϕ_{\max} corresponde a la fracción de cristales con un empaquetamiento máximo, en este caso 0.6; η_0 es la viscosidad del fundido puro; y η corresponde a la viscosidad del magma considerando la fase cristalina. El efecto que presentan las burbujas en el comportamiento reológico del magma provienen del trabajo de Pal (2003) y el índice de burbujas (N_d) se calcula con base en el trabajo de Toramaru (2006).

Las ecuaciones de las fuerzas existentes en los distintos regímenes de flujo dentro del conducto se encuentran definidas en los Anexos (Anexos A), en donde las soluciones a estas presentan las siguientes condiciones de borde: en el punto más profunda del conducto, la presión es igual a la presión de la cámara magmática ($P = P_0$) y la rapidez de la fase gaseosa y la fase líquida son iguales ($u_g = u_l$); en el punto más superficial del conducto, la presión es igual a la presión atmosférica ($P = P_{ATM}$) o la fase gaseosa alcanza la rapidez del sonido.

El mencionado modelo permite la obtención de ciertos parámetros eruptivos como la tasa eruptiva de flujo, la rapidez de cada fase gaseosa, así como las variaciones de presión a lo largo del conducto. Este modelo posee ciertas mejoras en comparación a otros modelos de conducto previamente

elaborados por otros autores (Wilson et al., 1980; Mastin, 1995, 1997), debido a que, entre otras cosas, permite diferenciar la fase gaseosa del magma con respecto a la fase líquida o fundida.

3.3 Estimación de volumen erupcionado con base en isópacas

El cálculo del volumen erupcionado se realiza con base en lo obtenido al trazar las isópacas, posterior a la medición de espesores en depósitos de tefra, en donde se obtiene el área cubierta por tefra, en km^2 , mayor o igual a un determinado espesor, en cm. Con dichos valores, el cálculo de volumen de material erupcionado puede ser obtenido usando 3 métodos distintos: exponencial (Bonadonna & Houghton, 2005), 'Power – law' (Bonadonna & Houghton, 2005) y Weibull (Bonadonna et al., 2012). Estos ajustes del espesor comparten que el gráfico de los datos obtenidos y el ajuste asociado son graficados de tal forma que la abscisa corresponde a $\sqrt{Área}$ [km] y las ordenadas corresponden al espesor [cm], con este último eje, en formato logarítmico (Pyle, 1989).

El cálculo de volumen para todos los métodos es obtenido en base a una integral de volumen:

$$V = \int_0^{\infty} T dA \quad (10)$$

3.3.1 Método exponencial

En el caso del método exponencial, descrita por (Bonadonna & Houghton, 2005), el espesor es ajustado por la siguiente ecuación

$$T = T_0 e^{-k\sqrt{A}} \quad (11)$$

Donde T_0 es el espesor máximo y k es la pendiente que se presenta en el gráfico descrito previamente. Debido a la metodología y la tendencia que poseen los datos de espesor con relación a la $\sqrt{Área}$, se producen quiebres de las pendientes, los cuales requieren que se agreguen otras rectas al método para así obtener un modelo de espesor más fiel a la realidad. Por lo tanto, al usar el método exponencial para el cálculo de volumen de un depósito de caída, que se modele con base en n rectas, el cálculo de este puede ser obtenido mediante la siguiente fórmula, obtenida de la integración de la ecuación asociada al método:

$$V = \frac{2T_0}{k_1^2} + \sum_2^n 2T(n-1)_0 \left[\frac{k_n BS_{(n-1)} + 1}{k_n^2} - \frac{k_{(n-1)} BS_{(n-1)} + 1}{k_{(n-1)}^2} \right] e^{(-k_{(n-1)} BS_{(n-1)})} \quad (12)$$

En donde Tn_0 , $-k_n$ y BS_n corresponden, respectivamente, a la intersección con el eje de las ordenadas, la pendiente y el quiebre en la pendiente asociado a la recta número n, considerando la recta número 1 aquella que modela los depósitos más proximales, y a medida que aumenta el número, la recta va representando los depósitos más distales (Bonadonna & Houghton, 2005).

3.3.2 Método Power – law

En el caso del método Power-law, descrita por (Bonadonna & Houghton, 2005), el espesor es ajustado por la siguiente ecuación:

$$T = T_{pl} \sqrt{A}^{(-m)} \quad (13)$$

Donde T_{pl} es una constante y m corresponde al exponente del ajuste. Realizando la integración de este espesor con el diferencial de área, se obtiene el volumen asociado al método:

$$V = \left[\frac{2T_{pl} \sqrt{A}^{2-m}}{2-m} \right]_0^\infty \quad (14)$$

Para prevenir indefiniciones entregadas por los límites de integración, se deben definir ciertos límites B y C, para poder integrar y obtener un valor definido, así, se tiene que,

$$V = \frac{2T_{pl}}{2-m} (C^{2-m} - B^{2-m}) \quad (15)$$

Luego, para el caso de B, el límite de integración inferior, es obtenido gracias a los coeficientes del método ‘Power – law’ (T_{pl} , m) y T_0 que corresponde al coeficiente del ajuste exponencial de los datos proximales. Con estos datos, se plantea la obtención de B,

$$B = \left(\frac{T_0}{T_{pl}} \right)^{\frac{1}{m}} \quad (16)$$

A diferencia de C que, es el límite de integración superior, es un valor definido por la persona, y que en ocasiones se usa el área encerrada por la isópaca de 0.1 cm, aunque puede ser otro valor (Bonadonna & Houghton, 2005).

3.3.3 Método Weibull

En el caso del Método Weibull, descrito por Bonadonna et al. (2012), el espesor es ajustado gracias a la siguiente ecuación,

$$T = \theta \left(\frac{x}{\lambda}\right)^{n-2} e^{-\left(\frac{x}{\lambda}\right)^n} \quad (17)$$

Donde λ representa la escala métrica del decaimiento característico de adelgazamiento del depósito (expresado generalmente en kilómetros), θ representa una escala de espesor (expresado en centímetros) y n es un parámetro de forma de la curva (parámetro adimensional).

Realizando la integración del espesor ajustado, se obtiene el volumen del depósito con la siguiente ecuación,

$$V = \frac{2\theta\lambda^2}{n} \left[1 - e^{-\left(\frac{x}{\lambda}\right)^n}\right]_0^\infty = \frac{2\theta\lambda^2}{n} \quad (18)$$

Donde θ , λ y n pueden ser determinados empíricamente con base en las observaciones. Se debe notar que,

$$V(x) = \frac{2\theta\lambda^2}{n} \left[1 - e^{-\left(\frac{x}{\lambda}\right)^n}\right] \quad (19)$$

3.4 Obtención de tasas eruptivas para erupción de 1846

La obtención de las tasas eruptivas para la erupción de 1846 se realiza a partir de un análisis morfométrico de las coladas de lava que generó como producto. Para ello, se usan dos métodos que permiten constreñir este valor: Walker (1973) y Método de ecuación de Jeffrey.

3.4.1 Walker (1973)

Walker (1973) constriñe las tasas eruptivas de forma empírica, relacionando tasas eruptivas con el largo de las coladas de lava. Esta acción es llevada a cabo, a partir de la creación de un diagrama donde se muestran los largos de coladas de lava observados para diferentes erupciones y su relación con las tasas eruptivas observadas. Esto es realizado para diferentes eventos eruptivos de diferentes volcanes como el Askja, Cerro Negra, Etna, Mauna Loa, Sakurajima, entre otros; y toma en cuenta diferente composición química de flujos de lava, siendo mayoritario en el diagrama la composición basáltica. El diagrama de Walker (1973) es presentado en la Figura 7.

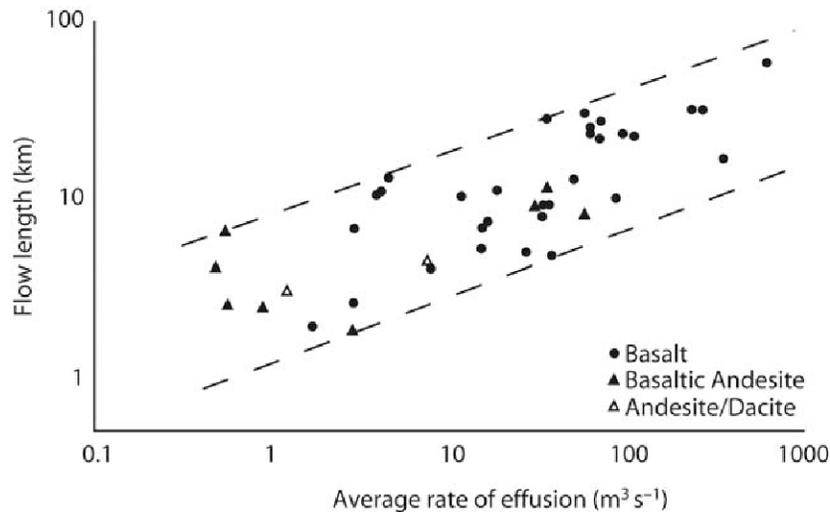


Figura 7. Diagrama de Walker (1973), modificado por Harris (2009), que relaciona largo de colada de lava y tasas eruptivas.

3.4.2 Método por ecuación de Jeffrey

Otra forma para estimar tasas eruptivas es a partir de la ecuación de Jeffrey. En ella se establece una relación con parámetros de la geometría de una colada de lava y su viscosidad para obtener la rapidez del flujo de lava. La ecuación de Jeffrey es la siguiente

$$V = \frac{H^2 \cdot \rho_l \cdot g \cdot \sin(\alpha)}{3\mu} \quad (20)$$

Donde V corresponde a la rapidez del flujo de lava, H corresponde al espesor de la colada de lava, ρ_l corresponde a la densidad de la colada de lava, g corresponde a la aceleración de gravedad, α corresponde a la pendiente del terreno y μ corresponde a la viscosidad de la lava.

Con esto, se tiene que la tasa eruptiva de la lava es obtenida a partir de la siguiente expresión

$$Q = V \cdot H \cdot W \quad (21)$$

Donde W corresponde al ancho de la colada de lava.

3.5 Obtención de tasas eruptivas para erupción de 1932

Para la obtención de tasas eruptivas, se usan los modelos creados por Wilson & Walker (1987), Bursik et al. (1992) y Carey & Bursik (2000). Estos modelos se basan en la relación existente entre la altura de la columna eruptiva con las tasas eruptivas asociada a la erupción.

3.5.1 Método de Wilson & Walker (1987)

En este trabajo, se realiza un estudio de modelo de predicción de diferentes columnas producidas por un conducto de área circular con diferentes grados de contenido de agua exsuelta, considerando su fracción másica. Se expone una relación empírica entre la altura de la columna y la tasa eruptiva que la genera, donde la relación se encuentra definida en la siguiente relación:

$$H = 0.236 \sqrt[4]{M_0} \quad (22)$$

Donde H es la altura de la columna en km y M_0 corresponde a la tasa eruptiva del material en kg/s.

3.5.2 Método de Bursik et al. (1992)

En este trabajo, se establece una relación entre la altura de la columna y la tasa eruptiva, estableciendo que el flujo de volumen de magma a la altura de la flotabilidad neutral, se da en función de la altura total de la columna eruptiva. Esta relación es creada con base en resultados numéricos obtenidos en los trabajos de Sparks (1986) y Woods (1988). La relación planteada es la siguiente

$$H = 0.287Q^{0.19} \quad (23)$$

Donde H corresponde a la altura máxima de la columna eruptiva, en km, y Q es el flujo de volumen de magma, en m^3/s .

3.5.3 Método de Carey & Bursik et al. (2000)

En este trabajo, se expone que la máxima altura de la columna eruptiva es función de la estratificación y humedad de la atmósfera, el contenido volátil del magma y el flujo termal en el conducto volcánico, el cual está relacionado con la tasa eruptiva y es el parámetro más importante de la relación encontrada por ellos (Sigurdsson et al., 2015). Con ello, se establece la siguiente relación,

$$H_t = 1.67Q^{0.259} \quad (24)$$

Donde H_t es la altura máxima de la columna eruptiva en km, Q es la tasa de descarga del volumen de magma, en m^3/s , y 1.67 es una constante relacionada a la estratificación de la atmósfera.

4. Volcán Quizapu

El volcán Quizapu ($35^{\circ} 39' S - 70^{\circ} 45' W$), o Quizapu, corresponde a un centro eruptivo ubicado en el flanco norte del volcán compuesto Cerro Azul. Su cráter presenta cerca de 700 m de diámetro en la parte superior y cerca de 300 m de diámetro en su base, los que sugerirían un radio de conducto de 150 m, según Hildreth & Drake (1992). Las paredes que encierran la porción inferior del cráter presentan alturas que oscilan entre los 150 m, en el sector este, y los 300 m, hacia el suroeste, en donde se pueden observar depósitos de lavas dacíticas, aglomerados, flujos piroclásticos y tefra (Hildreth & Drake, 1992).

El volcán ha presentado diversos eventos eruptivos, 2 de los cuales cobran importancia por su magnitud: la erupción efusiva de los años 1846 – 1847 y la erupción explosiva del año 1932.

4.1 Erupción del 1846 – 1847

La erupción del volcán Quizapu ocurrida entre los años 1846 – 1847 es el primer evento eruptivo asociado al mencionado centro eruptivo. Fue una erupción de tipo efusiva con $5 km^3$ de material erupcionado. El evento presenta una duración desconocida, debido a la dificultad en el acceso al volcán, así como la compleja topografía que no permite realizar observaciones sobre el cráter, sin embargo, se estima que como mínimo, la erupción duró 3 meses, a partir del supuesto que la erupción tuvo al menos 2 órdenes de magnitud menos que la erupción explosiva (Hildreth & Drake, 1992).

4.1.1 Cronología

Los eventos relevantes observados en la erupción de 1846 – 1847 son descritos en la Tabla 1.

Tabla 1. Eventos asociados a la erupción de 1846 -1847 del volcán Quizapu

Evento	Fecha	Lugar de Observación
Terremoto de Concepción	20 de febrero de 1835	
Terremoto de Valdivia	7 de noviembre de 1837	
Nula existencia de actividad volcánica [1]	Previo a 26 de noviembre de 1846	

Observación de erupción con grandes ruidos y nube de cenizas, sin la ocurrencia de temblores en el Portezuelo del Viento* [1]	Al atardecer del 26 de noviembre de 1846	7 km al este del volcán Quizapu
Ruido continuo asociado a deslizamiento de rocas, junto a explosiones, relámpagos, llamas azules y un insoportable olor a gases sulfurosos. No se sintieron sismos ni se observó lluvia de tefra, según lo descrito por los arrieros [1]	Noche del 26 de noviembre, madrugada del día posterior	Probablemente cercanías al volcán
Fuerte lluvia con ruido de ondas expansivas y olor a azufre. No se percibieron sismos, ni se observó caída de cenizas [1]		Valle Central y Talca
Actividad eruptiva declina [1]	28 de noviembre de 1846	--
Observación de flujo de lava de bloques dacíticos con emanación de numerosas fumarolas. La extensión observada fue de 7 km al este del centro eruptivo [1]	13 de diciembre (¿) / 15 días posterior al 28 de noviembre de 1846	Cercanías del volcán
Domeyko describe leevés extensos, peñascos y terreno 'escalonado' resultado de la superposición de múltiples lóbulos de flujo [1] Observación de fusión de nieve, explosiones freáticas y fumarolas a lo largo de la extensión de lava	1849	
Superposición de nuevos flujos de lava hacia al oeste (¿) [1]	Hasta 1853 – 1854	Observación realizada por arrieros, no creída por Domeyko en su visita en 1857
Observación de fumarolas en toda la extensión del flujo, sin la presencia de explosiones	Febrero de 1857	

freáticas ni ruidos. Según los arrieros los ruidos terminaron hace 3 años

Observación de pequeñas explosiones freáticas (¿) y fumarolas Hasta 1868 --

Domeyko describe la nula existencia de actividad volcánica, junto a la ausencia de cráter y depósitos piroclásticos. Arrieros señalan que está había terminado cerca de 4 o 5 años atrás [1] 1873 Cercanías del volcán

[1] Gonzalez-Ferrán (1994)

Observaciones realizadas por Domeyko (1903, p. 429-430) y Vogel (1920) indicarían que el magma erupcionado en esta erupción habría provenido de una fisura que se habría extendido desde el cráter del volcán Quizapu, actualmente, hacia el norte en unos cientos de metros.

4.1.2 Productos

Los productos erupcionados corresponden principalmente a lavas de composición dacítica y mezclas híbridas de andesita – dacita, con pequeña cantidad de tefra (Hildreth & Drake, 1992; Ruprecht et al., 2012). La mayoría de los flujos de lava asociadas a esta erupción muestran una composición similar, siendo lavas dacíticas con una cantidad de 67 – 68% SiO₂ con cristales de clinopiroxeno, hornblenda, hiperstena y plagioclasa. Dichos flujos presentan inclusiones magmáticas de composición máfica a intermedia que contienen fenocristales de plagioclasa y olivino. Estas inclusiones presentan vesículas finas, formas elipsoidales e irregulares con sus márgenes ‘crenulados’ en conjunto a bordes de enfriamiento (Hildreth & Drake, 1992). La mayoría son menores en tamaño a 1 cm, sin embargo, existen algunas que pueden alcanzar 15 cm y en su conjunto, dichas inclusiones corresponden a cerca de 1 – 45 vol% en algunos flujos de lava (Hildreth & Drake, 1992; Ruprecht et al., 2012).

Tal y como fue comunicado por los arrieros, no se aprecia tefra asociada a esta erupción, sin embargo, Hildreth & Drake (1992) señalan que existen ciertos depósitos no visitados sobre la parte inferior del cráter en la que se avista un nivel de escorias de color rojizo rico en líticos que podría ser asociado a material eyectado previo a 1846 por el volcán Cerro Azul, brecha de flujo de la erupción de 1846 o algún material eyectado en la apertura del conducto durante dicha erupción.

4.1.3 Morfologías y estructuras

Los flujos de lava producto de la erupción son de tipo bloque, en donde se han reconocido 15 – 16 flujos diferentes por Hildreth & Drake (1992) y Higgins et al. (2015), respectivamente. Los flujos de lava cubren una superficie total aproximada de 50 km² y presentan espesores variables que van entre los 25 a los 210 m, siendo la mayoría, espesores que van entre los 30 a los 125 m.

4.2 Actividad eruptiva 1906 – 1932

Durante este período de tiempo, se observa y registra actividad eruptiva del volcán Quizapu relacionada a tipo freática y estromboliana. Además, se observa actividad discreta asociada a los centros eruptivos Descabezado Grande y Cerro Azul.

4.2.1 Cronología

Los eventos del volcán Quizapu registrados entre los años 1906-1932 quedan descritos en la Tabla 2 .

Tabla 2. Eventos relevantes asociados al volcán Quizapu entre los años 1907 - 1932

Evento	Fecha	Lugar de observación
Observación de ‘nubecillas blancas arrastradas en la región que se encuentra el Quizapu’, descrito por el señor Trehwela (Gonzalez-Ferrán, 1994))	1906	
Observación de plumas de vapor y pequeñas nubes de ceniza sobre lo que hoy es el volcán Quizapu. Algunas de ellas asociadas a erupciones explosivas (Vogel, 1913)	A comienzos de 1907	
Fuerte explosión de tefra con formación de columna que alcanzó una altura de 6 a 7 km en cerca de 8 minutos (Fuenzalida, 1943)	8 de septiembre de 1914 (¿)	

<p>La actividad eruptiva va aumentando en magnitud e intensidad, a medida que van ocurriendo explosiones y expulsión de gases y tefra.</p>	<p>De 1916 a 1926 (Fuenzalida). González Ferrán señala hasta 1920?</p>	<p>Valle central y probablemente otras localidades</p>
<p>Observación de incandescencia en una columna eruptiva</p>	<p>1926</p>	
<p>Fuerte erupción de cortos intervalos que dieron origen a una actividad eruptiva casi continua, en donde se produjo expulsión violenta de gases y tefra, alcanzando 4 km de altura acompañada de incandescencia.</p>	<p>2 de noviembre de 1927</p>	
<p>La actividad eruptiva se interrumpe pocos días antes del Terremoto de Talca, siendo reanudada inmediatamente después del evento sísmico, durando cerca de 2 meses.</p>	<p>1 de diciembre de 1928 (fecha del sismo) hasta enero de 1929</p>	
<p>Crecimiento del cono de piroclastos del Quizapu en cerca de 300 metros de altura. Sus depósitos indican una actividad predominantemente estromboliana (Bruggen, 1933; Fuenzalida, 1943)</p>	<p>1927 – 1929</p>	
<p>Se reanuda la actividad eruptiva, la cual perdura de forma intermitente, con columnas eruptivas de 1 a 2 km de altura, con emisiones de gas y tefra de corta vida y separadas por largos períodos de quietud</p>	<p>Julio de 1929 hasta 1932</p>	

4.2.2 Productos

Los depósitos asociados a los eventos ocurridos entre la erupción de 1846 y la de 1932, son clasificados en 2, siendo ambos mayores a los 50 m en potencia y se encuentran expuestos en los bordes del cráter solamente. Uno de ellos corresponde a un depósito de cenizas y brechas de tipo freático con gran cantidad de fragmentos líticos; en cambio, el otro depósito corresponde a escoria de color negro estratificada, cortada por diques formados al mismo tiempo (Hildreth & Drake, 1992) que se muestra acotado por los depósitos asociados a las erupciones de 1846 y 1932, formando una secuencia típica de un cono de escorias con erupciones de tipo estrombolianas.

4.2.3 Morfologías

La observación de incandescencia en las columnas eruptivas realizadas desde el Valle Central, reportada en 1926, evidenciarían el establecimiento del cráter previo a la erupción de 1932 (Hildreth & Drake, 1992). Durante 1927-1929, Bruggen (1933) y Fuenzalida (1943) señalan que el cono del Quizapu habría crecido de forma considerable, sin embargo, dicha situación contrasta con la potencia limitada de los depósitos previos a la erupción de 1932 y la observación de los depósitos en el cráter del volcán, en donde se aprecian los depósitos de la erupción de 1932, sobre las lavas emitidas durante la erupción de 1846 (Hildreth & Drake, 1992).

4.3 Erupción de 1932

La erupción del volcán Quizapu de 1932, ocurrida en abril de dicho año, es uno de los mayores eventos eruptivos históricos ocurridos en Sudamérica (Higgins et al., 2015). La erupción alcanzó un índice de explosividad volcánica 5 y ha sido clasificada de tipo pliniana. Diferentes autores han calculado su magnitud: González-Ferrán (1994), con base en lo calculado por Larsson (1937), estima que el material erupcionado alcanzaría 25 km^3 de material, en cambio, el Instituto Smithsonian (2012) menciona 9.5 km^3 , basado en lo calculado por Hildreth & Drake (1992). Kilian et al. (2003) estima el volumen de tefra depositada en 18 km^3 , correspondiendo a una de las erupciones más importantes ocurridas durante el Holoceno. Las diferencias en valores son explicadas por la acción erosiva en los depósitos, así como diferentes metodologías aplicadas al cálculo de isópacas. La altura de la columna eruptiva, según Wilcox (1959), alcanzó aproximadamente 14 km, sin embargo, González-Ferrán (1994) establece que la columna eruptiva alcanza cerca de 27 - 30 km de altura basado en fotografías obtenidas del evento eruptivo, en donde el diámetro del hongo tendría más de 50 km de diámetro. Hildreth & Drake (1992) aplicando los modelos de Sparks (1986), Carey & Sparks (1986) y Wilson & Walker (1987) a las isópletas obtenidas para los fragmentos líticos de tamaño entre 0.5 y 5 cm y las pómez de tamaño entre 5 y 20 cm, obtienen una altura de columna eruptiva que va entre los 25 y 32 km de altura.



Figura 8. Mapa con algunas ciudades más importantes de Sudamérica, en la cual la línea discontinua muestra el límite de la zona de caída de cenizas definida por Hildreth & Drake (1992). En líneas amarillas, se muestran las isópacas elaboradas por estos autores. Sistema de coordenadas WGS 84. Imagen satelital obtenida a través de Google Earth.

4.3.1 Cronología

Las observaciones asociadas al evento explosivo del año 1932 son registrados en la Tabla 3 (González-Ferrán, 1994; Hildreth & Drake, 1992).

Tabla 3. Eventos asociados al volcán Quizapu durante la erupción de abril de 1932

Evento	Fecha	Lugar de observación
Columna de vapor blanco, probablemente pobre en tefra	08:00 del 10 de abril de 1932	Valle Central y zonas cercanas

Primeras explosiones, en donde la columna blanca comienza a tornarse negra. En los minutos posteriores, se produjo una columna con rápida formación de un hongo que se expandió hacia al este, con vientos huracanados.	10:00 del 10 de abril de 1932	Valle Central y Malargüe
Observación de pulsos explosivos dentro de la columna y el hongo, expandiéndose hacia el noroeste		Talca y Curicó
Descripción de detonaciones explosivas		Territorio argentino
La columna alcanza unos 16 km de altura	11:30 del 10 de abril de 1932	Talca
Caída de ceniza, arena gruesa y lapilli pumícea	13:00 del 10 de abril de 1932	Puesto de Tristán y Carilauquén
Ráfagas de viento ruidoso asociadas a ondas expansivas	14:00 del 10 de abril de 1932	Curicó
Detonaciones explosivas son percibidas	De 14:00 del 10 de abril de 1932 a 12:00 del 11 de abril de 1932	Entre Concepción y Valparaíso. Evento no percibido dentro de 100 km de radio
Detonaciones explosivas son percibidas	De 14:00 del 10 de abril de 1932 a 18:00 del 11 de abril de 1932	Argentina
Columna eruptiva alcanza 27 km de altura sobre el volcán	16:00 del 10 de abril de 1932	--
Pequeños sismos sentidos en Curicó y algunos registrados instrumentalmente en Santiago y La Plata.	18:00 del 10 de abril de 1932	Curicó, Santiago y La Plata
Columna de tefra presenta incandescencia y la aparición de continuos relámpagos.	De 18:00 del 10 de abril de 1932 a 09:00 del 11 de abril de 1932	--

Algunos bloques balísticos son observados desde Curicó		
Actividad eruptiva pliniana observable habría terminado cerca de las 12:00, declinando también las explosiones a partir de esa hora. La actividad sísmica continuó hasta las 13:00. Se observa continua caída de ceniza	11 de abril de 1932	Chile y Argentina
Lluvia de tefra comienza a caer	04:00 del 11 de abril de 1932	Buenos Aires
Lluvia de ceniza comienza a caer	Amanecer del 11 de abril de 1932	Curicó
Lluvia de ceniza comienza a caer	10:00 del 11 de abril de 1932	Santiago
Lluvia de ceniza comienza a caer. La pluma de tefra desplazada hacia el noroeste alcanza la parte central de Uruguay	17:00 del 11 de abril de 1932	Quintero
Columna de tefra alcanza 1 km sobre el cráter alimentando pluma dispersada al noreste con esporádicas explosiones pasando a actividad estromboliana débil	12 de abril de 1932	--
Lluvia de ceniza fina comienza a caer	16:00 del 15 de abril de 1932	Río de Janeiro
Arribo de nube de ceniza	21 de abril de 1932	Ciudad del Cabo
Observación de vigorosas fumarolas, sismos persistentes y escapes de gases a través de las grietas de la tefra aglutinada	21 de abril de 1932	Cercanía al cráter del volcán Quizapu
Actividad fumarólica continua de baja intensidad	Febrero de 1934	--

4.3.2 Productos

La erupción pliniana de 1932 se caracteriza por la alta emisión de piroclastos, con baja emisión de flujos de lavas. El depósito asociado a esta erupción presenta un nivel con escorias que contienen olivino tanto en la base como el techo, asociados al inicio y fin de la erupción. El nivel intermedio corresponde a un nivel de pómez de composición dacítica que contienen hiperstena, hornblenda y plagioclasa. (Hildreth & Drake, 1992; Ruprecht et al., 2012).

El depósito de escoria encontrado en la base del depósito de caída corresponde a un nivel de potencia no mayor a los 3 m, el cual en las zonas proximales a la fuente presenta bombas andesíticas además de pómez bandeadas, las cuales a medida que se asciende hacia el techo va graduando continuamente al depósito dacítico (Hildreth & Drake, 1992; Ruprecht et al., 2012). En él se tienen líticos abundantes, donde los fragmentos de la lava producto de la erupción de 1846 – 1847 se encuentran en mayor cantidad a líticos asociados a granitoides, además de bloques dacíticos con textura ‘costra de pan’ y las pómez dacíticas sin bandeamiento corresponden a una mínima porción de los clastos (< 5%). El metro superior de este depósito presenta fragmentos líticos de menor tamaño y en menor cantidad, los cuales se encuentran oxidados. (Hildreth & Drake, 1992; Ruprecht et al., 2012).

El depósito pliniano principal se caracteriza por ser uniforme a lo largo de la sección, lo que es interpretado como una consecuencia de la columna eruptiva estable existente en esta erupción desde un conducto pre-existente. En este nivel no se aprecia estratificación interna ni una variación en el tamaño de grano, a excepción de ciertos afloramientos, en especial aquellos pertenecientes al cono en sí mismo. En la base, con relación al nivel de escoria inicial, no se aprecia una discontinuidad estratigráfica o cambio notable en el tamaño de grano. El depósito posee al menos un 95% en peso de piroclastos tipo pómez tamaño lapilli y bloques de composición dacítica, con un 2 – 3% en peso de fragmentos líticos en las zonas proximales. La fracción de juveniles de composición máfica, así como las pómez bandeadas dentro de esta porción del depósito no constituye más del 3% en peso. (Hildreth & Drake, 1992). Algunas pómez dentro del depósito presentan composición riódacítica (69 -70%) que constituyen menos del 0.5% en peso del depósito, encontrándose presente en todos los niveles y sectores, diferenciándose de las pómez de composición dacíticas por su alta vesicularidad lo que se traduce en una densidad menor ($0.26-0.3 \text{ g/cm}^3$) además de tener una tendencia a formar fragmentos de alta razón de aspecto, con 4:1 siendo la más común, pero llegando a máximos como 9:1. Otro aspecto relevante de esta porción del depósito corresponde a una ‘banda marrón’, una capa de baja potencia que constituye aproximadamente 2 – 3% del depósito de caída compuesta de pómez andesíticas y bandeadas que ocurre sin variación en el tamaño de clastos dentro de la porción de tamaño más grueso de las pómez dacíticas. (Hildreth & Drake, 1992).

En cuanto a los fragmentos líticos presentes cerca de 90% de estos corresponden a lava de la erupción de 1846 – 1847, probablemente arrancados de las paredes del cráter. Existen pequeñas cantidades de escoria oxidada y lavas hidrotermalmente alteradas, donde estas últimas podrían provenir de partes del conducto más profundas. Los fragmentos de lavas de composición máficas del volcán Cerro Azul y unidades más antiguas son escasas, siendo aún más escasos, algunos fragmentos líticos de rocas metamórficas del Mesozoico. Hildreth & Drake (1992) con base en los componentes, densidades totales y volúmenes del depósito de caída, estima que la proporción de fragmentos líticos serían aproximadamente 0.4% del volumen del depósito, alcanzando un 38–43% del volumen del cráter. El error, con base en los mencionados autores, en el porcentaje total de fragmentos líticos es aproximadamente de un 10 – 20%, debido a que una gran cantidad de depósito de caída es distal, en donde la cantidad de líticos es escasa (0.01 – 0.01 wt%). La cantidad de fragmentos líticos en comparación a otros depósitos plinianos es baja, lo que es interpretado como una erupción que no requirió excavación del conducto, siendo la erupción de 1846-1847 la que formó el conducto previamente. (Hildreth & Drake, 1992).

Se tiene evidencia de depósitos asociados a flujos piroclásticos, algunos de ellos, expuestos tanto al W como el SE del cráter, que llegaron a recorrer una distancia hasta 2 km desde la fuente. El depósito de flujo piroclástico de mayores dimensiones, descendió al E, presentando 7 m de potencia a 7-8 km desde el cráter. Este depósito posee pipas de desgasificación, así como alteración fumarólica (Hildreth & Drake, 1992).

4.3.3 Morfologías

Con base en las descripciones realizadas posterior a la erupción, se aprecia la ampliación del cráter a las dimensiones apreciadas de 700 m de diámetro en su porción superior (Hildreth & Drake, 1992).

4.4 Actividad posterior a la erupción de 1932

El volcán Quizapu registra erupciones posteriores a la gran erupción de 1932, las cuales son, probablemente, de tipo freática (Hildreth & Drake, 1992).

4.4.1 Cronología

Los eventos registrados en el volcán Quizapu posterior a 1932 son registrados en la Tabla 4.

Tabla 4. Eventos ocurridos posterior a la erupción del volcán Quizapu en 1932

Evento	Fecha	Lugar de Observación
Explosiones freáticas esporádicas en el cráter del Quizapu, con escasa emisión de gases y cenizas	15 de abril de 1949	--
Explosiones freáticas con la formación de columna de gases y cenizas con fuertes ruidos subterráneos, actividad sísmica leve y de baja magnitud.	09 de agosto de 1967	Sismos son registrados en el área de la Central Hidroeléctrica Cipreses
Observación de abundantes fumarolas sobre el cráter del Quizapu	12 de agosto de 1967	Reconocimiento aéreo
Pequeñas fumarolas en diversos orificios al interior del cráter, unas a 750 m al nor-noroeste del cráter sobre la lava de 1846 y una a 300 m al sur en el flanco norte del Cerro Azul	De 1980 a 1990	--

4.4.2 Productos

No se registra mayor información sobre los productos de las erupciones posteriores a abril de 1932, sin embargo, con base en lo descrito por (Hildreth & Drake, 1992), y a los productos esperables de este tipo de erupciones se cree que puede ser material predominantemente no juvenil.

4.4.3 Morfologías

Con base en las descripciones de Hildreth & Drake (1992), se tiene que dichos eventos generaron, en la porción inferior del cráter, 2 anillos de toba donde el de mayores dimensiones presenta un diámetro de 150 m aproximadamente, altura interna de 15 m y fumarolas activas al momento de la observación realizada por Hildreth & Drake (1992); en cambio, el interno, presenta 5–8 m de profundidad y usualmente se encuentra cubierto con nieve.

5. Modelo de ascenso de magma en el conducto

Realizando distintas ejecuciones del modelo de ascenso de magma en el conducto descrito en el capítulo 3, se busca evaluar las condiciones y parámetros eruptivos que presentaron las erupciones de 1846-1847 y 1932 del volcán Quizapu. Para ello, se tiene en cuenta todo lo presentado en la descripción del modelo.

5.1 Valores ingresados al modelo

Para la correcta ejecución del modelo, se requiere la incorporación de variables que incluyen a la temperatura, la composición química del magma, la fracción cristalina inicial, la profundidad del techo de la cámara magmática, el radio del conducto y la sobrepresión. Los productos obtenidos tras la ejecución del modelo son las tasas eruptivas, fracción volumétrica gaseosa del flujo y la presión, todas ellas en función de la profundidad.

En la Tabla 5, se entregan los valores de las variables ingresados en el modelo de ascenso de magma en el conducto.

Tabla 5. Valores de las variables usadas en el modelo de ascenso de magma en el conducto

Variable	Valores
Temperatura ¹	870-1000 °C
Fracción cristalina inicial	0.175
Profundidad de cámara	4-6 km
Radio de conducto	15-100 m
Sobrepresión	0-80 MPa
Densidad de la corteza	2500 kg/m ³

[1]: Las temperaturas usadas corresponden al valor central de estas en condiciones pre-eruptivas obtenidas por Ruprecht et al. (2012) para la erupción de 1846 – 1847 y 1932.

La temperatura y la profundidad de la cámara magmática son obtenidas del trabajo de Ruprecht & Bachmann (2010), así como Ruprecht et al. (2012). La fracción cristalina inicial usada para el desarrollo del modelo de conducto corresponde a la media de la fracción de fenocristales encontradas en los productos eruptivos (Ruprecht & Bachmann, 2010). El intervalo de radio de conducto usado corresponde a los valores que permitieron la obtención de tasas eruptivas acorde a lo esperado para una erupción de estas características, y, para los cuales, valores mayores no permitían la obtención de una solución a partir del modelo, ya sea porque no se alcanzaban las condiciones de borde, así como la presencia de problemas numéricos. Por lo anterior, no se consideró la estimación de radio de conducto volcánico realizada por Hildreth & Drake (1992), que además corresponde al valor usado previamente en otros modelos aplicados al volcán Quizapu

(Hildreth & Drake, 1992; Degruyter et al., 2017). Los valores de sobrepresión usados corresponden a un rango probable en el que se produce el fracturamiento de la roca caja para la mayoría de los reservorios y las distintas geometrías que estos pueden poseer, con base en el modelo matemático presentado por Zhan & Gregg (2019), además de considerar el rango entre 10-50 MPa usado por otros autores dentro de la literatura (Jellinek & DePaolo, 2003; Caricchi et al., 2014; Degruyter & Huber, 2014).

En la Tabla 6 se entrega la composición química en óxidos usada para el cálculo de la densidad y viscosidad en el modelo de conducto. Estos valores de composición química son obtenidos mediante el uso de la media aritmética de la composición química de roca total obtenida para pómez provenientes de la erupción de 1932 (Hildreth & Drake, 1992). En este caso particular, la composición del material usado en la modelación del ascenso de magma en el conducto corresponde a la roca total, no usando la composición del vidrio, debido a que la composición del vidrio puede presentar problemas, debido a la formación de microlitos al momento del ascenso de magma, por lo que los valores obtenidos del análisis de este, no serán reflejo del magma que asciende.

Tabla 6. Composición química, en porcentaje en peso, usada para el cálculo de densidad y viscosidad en el modelo de ascenso de magma en el conducto.

Óxidos	wt%
SiO ₂	66.578
TiO ₂	0.541
Al ₂ O ₃	15.532
FeO	2.973
MnO	0.089
MgO	0.875
CaO	2.361
Na ₂ O	5.15
K ₂ O	3.275
P ₂ O ₅	0.14
F ₂ O	0

El contenido de agua disuelta usado se encuentra entre 1 – 6 wt%, ya que si bien los cálculos obtenidos para la erupción del Quizapu se encuentran entre 4 – 6 wt% (Ruprecht y Bachmann, 2010; Ruprecht et al., 2012) con base en la higrometría de plagioclasas y anfíboles, se busca analizar las diferencias entregadas cuando se presentan condiciones donde el contenido de agua disuelta es baja, con el objetivo de ver si una desgasificación previa de la cámara pudo haber generado una diferencia en el comportamiento del magma al ascender.

5.2 Análisis de sensibilidad

Para realizar un análisis de sensibilidad, lo primero que se debe realizar es la creación de un caso base para las simulaciones. El objetivo es tener un set de valores de entrada que se mantendrá fijos, y con ello, al variar los valores de uno de los parámetros de entrada, poder analizar la variación en la tasa eruptiva bajo la influencia de esta variable y poder estudiar su impacto en la tasa eruptiva.

Para ello, se ejecuta el modelo considerando que los valores otorgados a los parámetros en el caso base son los entregados en la Tabla 7. Los otros parámetros no mencionados en la tabla, no se varían, dado que no son objeto de estudio para el análisis de sensibilidad aplicado en este caso, por los que se mantienen los valores mencionados en el capítulo 5.1.

Tabla 7. Valores de los parámetros del caso base

Parámetro	Valores de caso base
Contenido de H_2O disuelto [wt%]	4
Temperatura [°C]	870
Sobrepresión [MPa]	40
Radio de conducto volcánico [m]	30
Contenido inicial de cristales [% vol]	17.5
Profundidad del techo de la cámara magmática [km]	6

Para el análisis de sensibilidad, se requiere que un parámetro sea variable y se analice el comportamiento de la tasa eruptiva cuando se realiza una variación en el valor de otro parámetro. Es decir, al estudiar un parámetro ‘A’, este es considerado variable, en conjunto a este, se considera otro parámetro ‘B’ que de igual forma será variable para cada uno de los valores que serán usados para el parámetro ‘A’, manteniendo todos los otros parámetros, que no sean ‘A’, ni ‘B’ constantes e iguales a los presentados para el caso base. Se detalla los valores usados para las simulaciones en la Tabla 8.

Tabla 8. Conjunto de valores usados para el análisis de sensibilidad

Parámetro	Conjunto de valores usados para el análisis de sensibilidad
Contenido de H_2O disuelto [wt%]	1 – 2 – 3 – 4 – 5 – 6
Temperatura [°C]	870 – 902.5 – 935 – 967.5 – 1000
Sobrepresión [MPa]	0 – 20 – 40 – 60 – 80
Radio de conducto volcánico [m]	15 – 30 – 50 – 75 – 100
Contenido inicial de cristales [vol%]	17.5 – 23.125 – 30 – 36.2 – 40
Profundidad del techo de la cámara magmática [km]	4 – 4.5 – 5 – 5.5 – 6

Los gráficos resultantes para cada set de casos son mostrados en las Figura 9, Figura 10, Figura 11, Figura 12, Figura 13 y Figura 14.

5.2.1 Variación de parámetros eruptivos

Al realizar las diferentes simulaciones, se presentan algunos detalles que son relevantes a considerar: uno de ellos es que, en ocasiones, las simulaciones no obtienen una solución para los valores ingresados en el modelo, por lo que no se pudo obtener un valor de tasa eruptiva asociado a este caso; otro, es la consideración que en ocasiones se puede presentar una solución, así como 2 o 3 soluciones, que difieren en el estilo eruptivo asociado. Para aquellos casos, la interpolación lineal entre puntos se asoció a la solución explosiva, sin embargo, en caso de que la única solución existente fuese efusiva, esta fue la considerada para la mencionada interpolación. En caso de que faltará un dato producto de la nula solución asociada a una simulación particular, la interpolación se realiza, sin considerar el dato faltante. Los gráficos poseen en el eje y una escala logarítmica para mejor apreciación de los datos.

Contenido de agua inicial disuelta

Se observa un comportamiento creciente de la tasa eruptiva para todas las simulaciones realizadas, a medida que aumenta el contenido de agua inicial disuelta. Además, se observa que las soluciones efusivas son exclusivas de contenido de agua inicial disuelta bajos (≤ 2 wt%) y soluciones intermedias se obtienen bajos condiciones similares. El comportamiento gráfico se aprecia en la Figura 9.

En cuanto a la variación de valores en la sobrepresión, se tiene que para valores iguales a 2 wt% , el modelo no presenta solución para los casos de sobrepresión con valores iguales a los 40, 60 ,80 MPa. Existen solo soluciones efusivas para los 0 MPa, bajo condiciones de agua iguales a 1 wt%, así como, existiendo soluciones efusivas e intermedias para los 0 MPa cuando el contenido de agua

inicial disuelta es igual a 2 wt%. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de sobrepresión.

En cuanto a la variación de valores de la temperatura del magma, se tiene que el modelo no encuentra soluciones para los casos en que se tiene 870°C y 2 wt%, así como para los 1000°C, con contenidos de agua disueltos de 1, 4, 5 y 6 wt%. Las soluciones efusivas se obtienen para los casos de 1wt%. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de temperatura.

En cuanto a la variación de valores del radio de conducto volcánico, se tienen soluciones efusivas para todos los casos, cuando se presenta 1 wt%, y solo para 15 m, con contenidos de agua de 2 wt%. El modelo no entrega soluciones para los casos de 30 m y contenidos de agua disuelto de 2 wt%, además de radios de conducto 75 m con 5 y 6 wt%, así como radios de conducto de 100 m con 4, 5 y 6 wt%. Se aprecia la existencia de una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de radio conducto volcánico, en donde existen variaciones en órdenes de magnitud, al hacer variar este parámetro. A medida que se aumenta el tamaño del radio de conducto, va aumentando la diferencia en tasa eruptiva.

En cuanto a la variación de valores de la profundidad del techo de la cámara magmática, se tienen soluciones efusivas para todos los casos con contenidos de agua de 1 wt%. El modelo no entrega soluciones para los casos donde se tiene un contenido de agua igual a 2 wt%, para profundidades de techo de cámara magmática de 4, 5, 5.5 y 6 km. Todas las demás soluciones entregadas corresponden a soluciones explosivas. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de profundidad del techo de la cámara magmática.

En cuanto a la variación de valores del contenido inicial de cristales, se tiene que para los contenidos de agua disueltos de 1 wt%, las soluciones que entrega el modelo son efusivas. También se presentan soluciones efusivas con contenidos de agua de 2 wt% para contenido inicial de cristales de 17.5 y 23.125 vol%, en cambio, para contenidos iniciales de cristales mayores a este, con el mismo contenido de agua, el modelo no entrega soluciones. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones del contenido inicial de cristales.

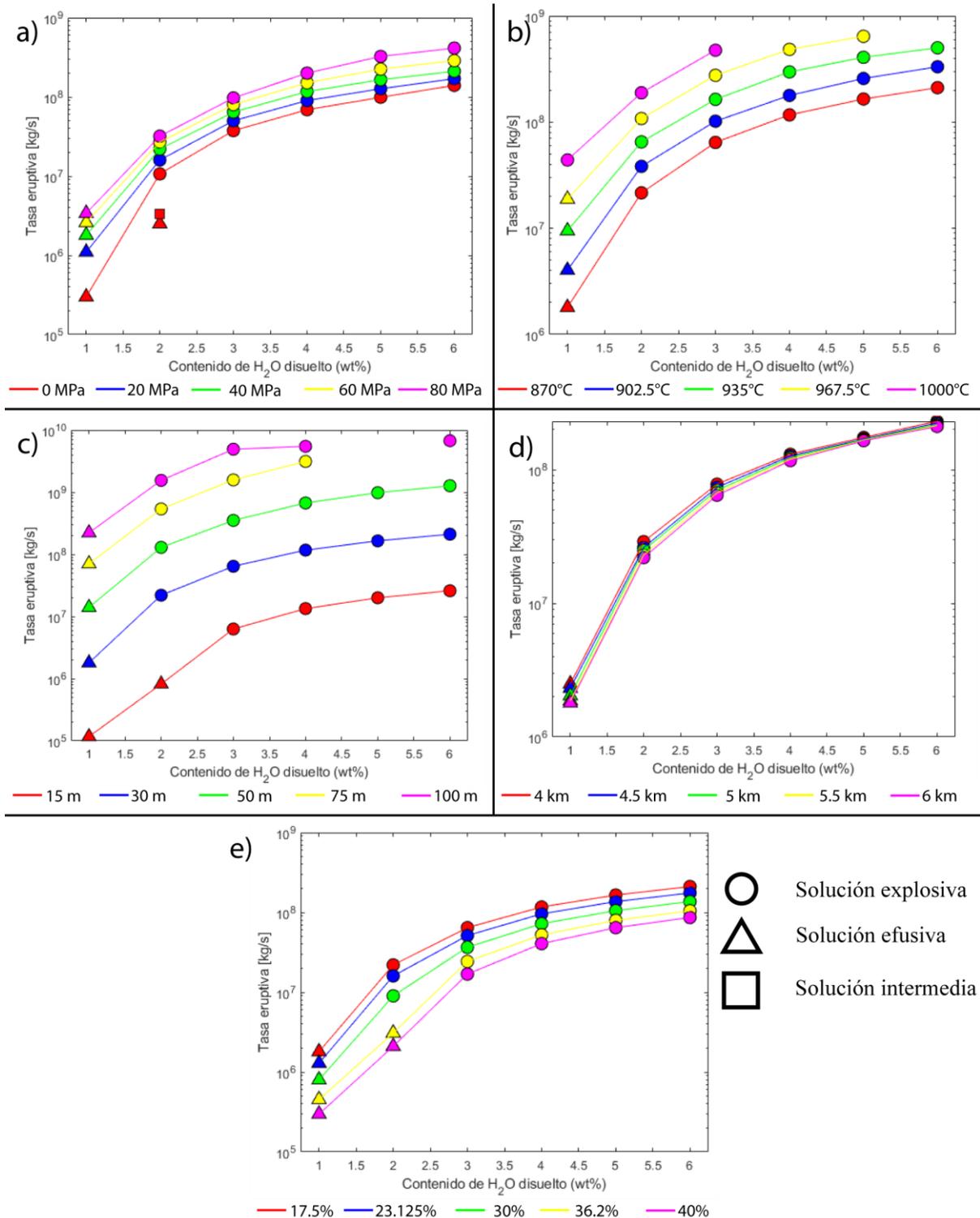


Figura 9. Gráficos, con el eje de las ordenadas en escala logarítmica, obtenidos de las simulaciones en función del contenido de agua disuelta, para los casos de variación de a) sobrepresión, b) temperatura, c) radio del conducto volcánico, d) profundidad del techo de la cámara magmática y e) contenido inicial de cristales.

Temperatura del magma

Se observa un comportamiento creciente de la tasa eruptiva para todas las simulaciones realizadas, a medida que aumenta la temperatura del magma. Además, se observa que las soluciones efusivas son exclusivas para contenidos de agua de 1 wt%, sin presentar soluciones intermedias. El comportamiento gráfico se aprecia en la Figura 10.

En cuanto a la variación de valores en el contenido de agua disuelta, se tiene que para valores iguales a 1, 4 y 5 wt%, el modelo no presenta soluciones para 1000°C; en el caso de 2 wt% , el modelo no presenta solución para temperaturas de 902.5°C; y para el caso de 6 wt%, no se entrega soluciones para temperaturas de 967.5 y 1000 °C. Existen solo soluciones efusivas para 1 wt%, todas las otras soluciones son explosivas. Se aprecian diferencias significativas de tasas eruptivas para contenidos de agua disueltos bajos, a medida que este va aumentando, se aprecia que la diferencia en tasa eruptiva va siendo cada vez menor, al realizar una variación del contenido de agua.

En cuanto a la variación de valores de la sobrepresión, se tiene que el modelo no encuentra soluciones para los casos: con 40 MPa y 1000°C; cuando se presenta 60 MPa, con temperaturas del magma 967.5°C y 1000°C; y para 80 MPa, con temperaturas del magma mayores e iguales a 935°C. Todas las soluciones son explosivas. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de temperatura.

Cuando se varía el radio de conducto volcánico, solo se obtienen solo soluciones explosivas. Para este caso, el modelo presenta varias situaciones donde no entrega una solución, siendo aquellos donde entrega una, los siguientes: para todas las temperaturas, en caso de que el radio de conducto sea igual a 15 m; para todas las temperaturas, menos la de 1000°C, para radios de conducto de 30 m; para radios de conducto de 50 m con temperaturas de 870 y 902.5°C; y solo para el caso con 870°C y 75 m. Se aprecia, en solo las soluciones encontradas, la existencia de una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de radio conducto volcánico, en donde existen variaciones en órdenes de magnitud, al hacer variar este parámetro. A medida que se aumenta el tamaño del radio de conducto, va aumentando la diferencia en tasa eruptiva.

En cuanto a la variación de valores de la profundidad del techo de la cámara magmática, se tienen solo soluciones explosivas. El modelo no entrega soluciones para todos los casos en que se presenta temperaturas de 1000°C. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de profundidad del techo de la cámara magmática.

En cuanto a la variación de valores del contenido inicial de cristales, se tiene que todas las soluciones son explosivas. No se presentan soluciones para los casos donde se tiene 1000°C y contenido inicial de cristales con 17.5 vol%. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones del contenido inicial de cristales.

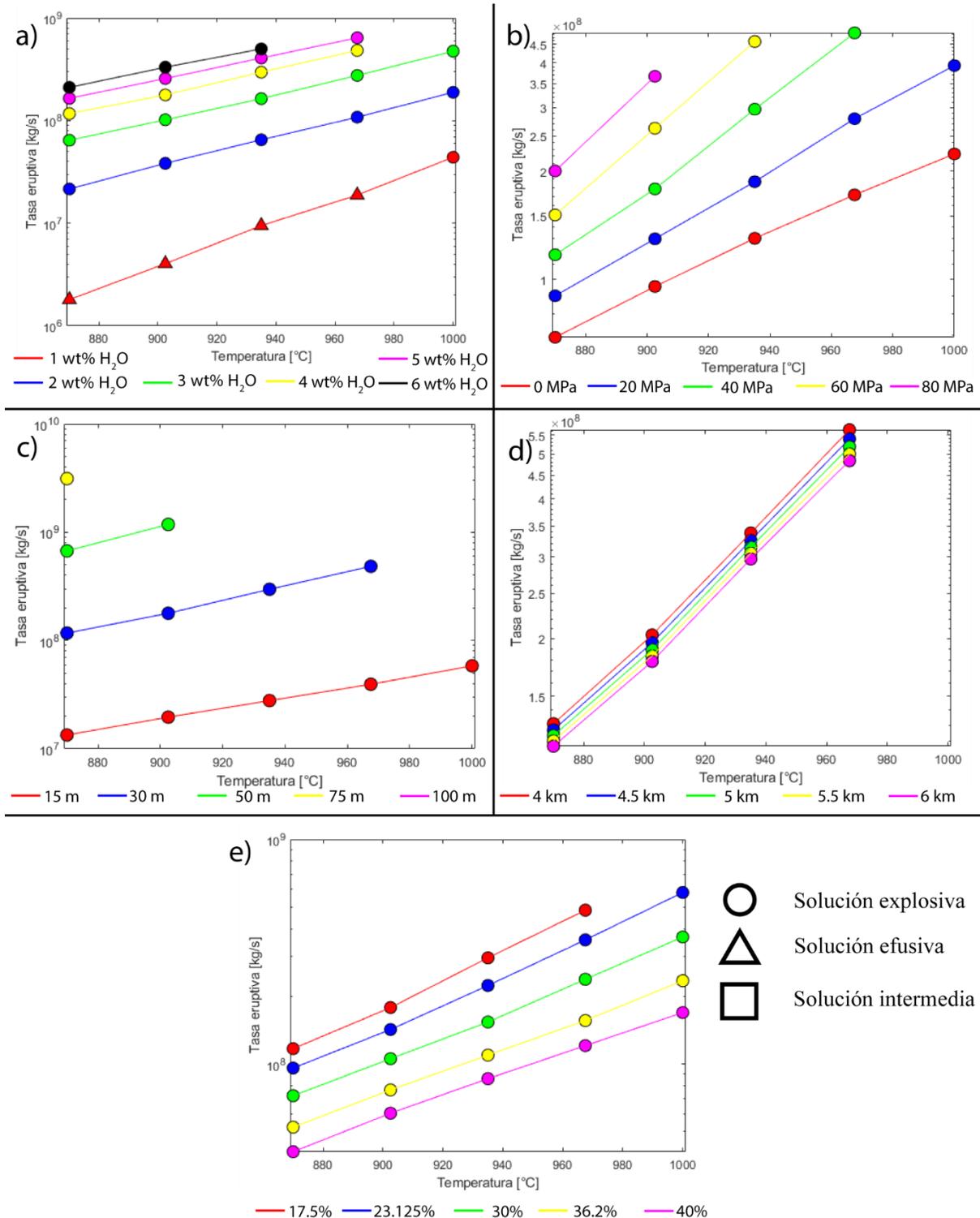


Figura 10. Gráficos, con el eje de las ordenadas en escala logarítmica, obtenidos de las simulaciones en función de la temperatura del magma, para los casos de variación de a) contenido de agua disuelta, b) sobrepresión, c) radio del conducto volcánico, d) profundidad del techo de la cámara magmática y e) contenido inicial de cristales.

Sobrepresión

Se observa un comportamiento creciente de la tasa eruptiva para todas las simulaciones realizadas, a medida que aumenta la sobrepresión. El comportamiento gráfico se aprecia en la Figura 11.

En cuanto a la variación de valores en el contenido de agua disuelta, se tiene que para valores iguales a 1 wt% , el modelo entrega soluciones efusivas para todos los valores de sobrepresión. Además, para los casos de 2 wt%, se observa solución explosiva, efusiva e intermedia para valores de sobrepresión igual a 0 MPa. Todas las demás soluciones entregadas son de tipo explosiva. El modelo no entrega soluciones para los casos de 2 wt% con sobrepresiones mayores a 20 MPa. Se aprecia una diferencia de tasa eruptiva significantes para las variaciones existentes entre 1, 2 y 3 wt% de agua, para contenidos mayores en el contenido de agua disuelta, la variación en tasa eruptiva es mucho menor.

En cuanto a la variación de valores de la temperatura del magma, se tiene que el modelo no encuentra soluciones para los siguientes casos: temperaturas del magma de 935°C con sobrepresión de 80 MPa; temperaturas del magma de 967.5°C con sobrepresiones de 60 y 80 MPa; y temperaturas del magma de 1000°C con sobrepresiones de 40, 60 y 80 MPa. Todas las soluciones entregadas son explosivas. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de temperatura

En cuanto a la variación de valores del radio de conducto volcánico, se tiene un caso en que se obtiene solución explosiva, efusiva e intermedia para radio de conducto 15 m y 0 MPa. Todas las demás soluciones son explosivas, no entregando soluciones para los siguientes casos: radios de conducto 75 m con sobrepresiones 60 y 80 MPa; y radios de conducto 100 m con sobrepresiones de 40, 60 y 80 MPa. Se aprecia la existencia de una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de radio conducto volcánico, en donde existen variaciones en órdenes de magnitud, al hacer variar este parámetro.

En cuanto a la variación de valores de la profundidad del techo de la cámara magmática, se tienen únicamente soluciones explosivas. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de profundidad del techo de la cámara magmática.

En cuanto a la variación de valores del contenido inicial de cristales, se tiene que existen soluciones explosivas, efusivas e intermedias, en los casos cuando se presentan 36.2 y 40 vol% y sobrepresiones de 0 MPa. Todas las demás soluciones son explosivas. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones del contenido inicial de cristales.

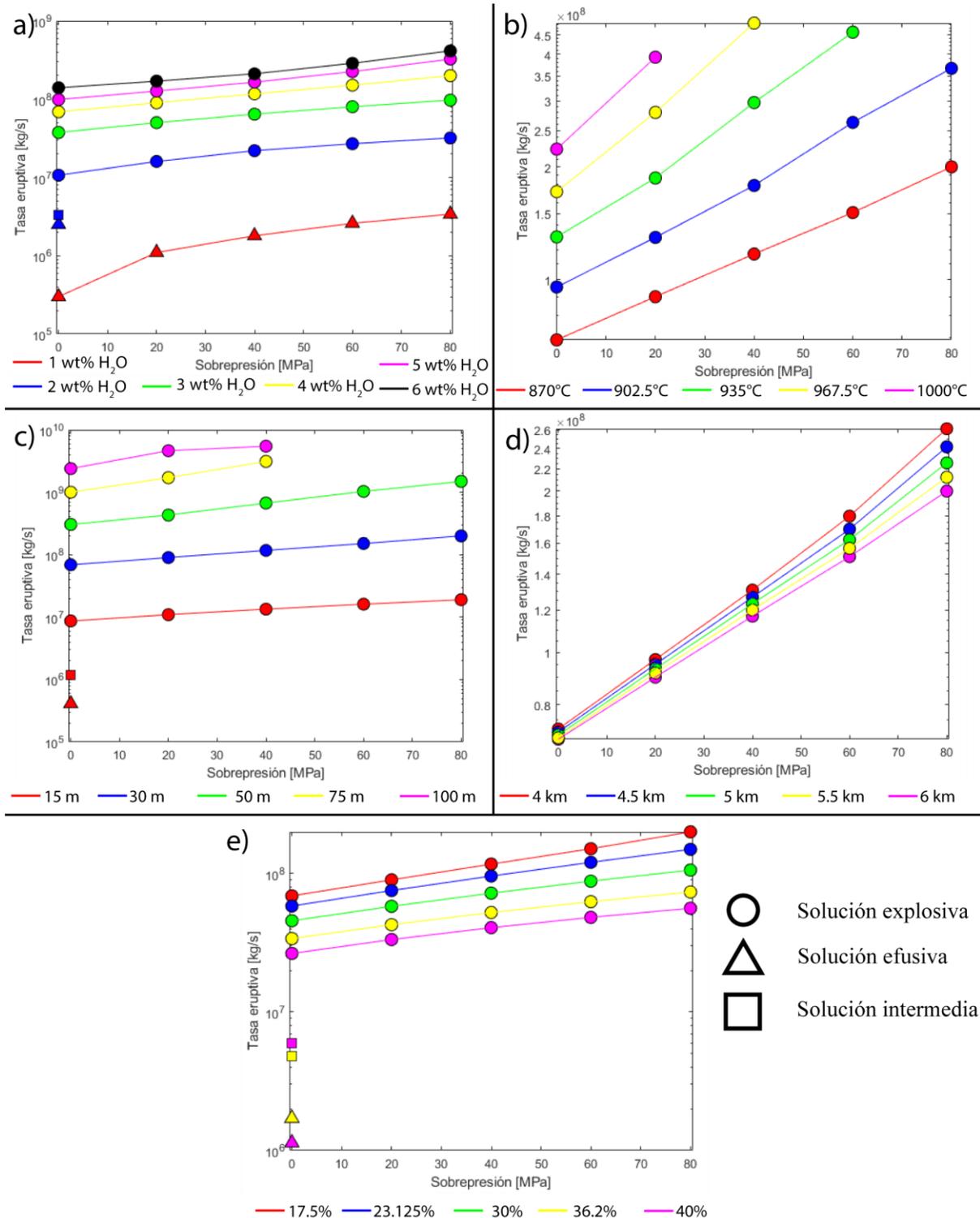


Figura 11. Gráficos, con el eje de las ordenadas en escala logarítmica, obtenidos de las simulaciones en función de la sobrepresión, para los casos de variación de a) contenido de agua disuelta, b) temperatura del magma, c) radio del conducto volcánico, d) profundidad del techo de la cámara magmática y e) contenido inicial de cristales.

Radio del conducto volcánico

Se observa un comportamiento creciente de la tasa eruptiva para todas las simulaciones realizadas, a medida que aumenta el radio de conducto volcánico. Se observa que a medida que se hace variar este parámetro, las tasas eruptivas aumentan en ordenes de magnitud para todas las simulaciones realizadas. El comportamiento gráfico se aprecia en la Figura 12.

En cuanto a la variación de valores en el contenido disuelto de agua, se tiene que para valores de contenidos de agua disuelto iguales a 1 wt%, en todos los radios de conducto volcánico, se presentan soluciones efusivas. En el caso de 2 wt%, el modelo entrega soluciones efusivas para radios de conducto volcánico de 15 m. Todas las otras soluciones son explosivas. Para ciertas situaciones, el modelo no entrega soluciones, como en los siguientes: para contenidos de agua disueltos de 4 wt% con radios de conducto de 100 m; y contenidos de agua de 5 y 6 wt% con radios de conducto volcánico de 75 y 100 m. Se aprecian diferencias significativas en las tasas eruptivas entregadas.

En cuanto a la variación de valores de la temperatura del magma, se tiene que el modelo entrega soluciones para los siguientes casos: temperaturas de magma de 870°C y radios de conducto de 15, 30, 50 y 75 m; temperaturas de magma de 902.5°C con radios de conducto de 15, 30 y 50 m; temperaturas de 935 y 967.5°C con radios de conducto de 15 y 30 m; y para los 1000°C con radio de conducto 15 m. Cabe destacar que para radios de conducto iguales a 100 m no se entrega ninguna solución. Todas las soluciones encontradas son explosivas. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de temperatura.

En cuanto a la variación de valores de sobrepresión, se tiene solución explosiva, efusiva e intermedia para radio de conducto 15 m y sobrepresión de 0 MPa. Todas las demás soluciones entregadas son explosivas. El modelo no entrega soluciones para los siguientes casos: sobrepresión de 40 MPa con radios de conducto 100 m; y sobrepresiones de 60 y 80 MPa con radios de conducto 75 y 100 m. No existe diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de sobrepresión.

En cuanto a la variación de valores de la profundidad del techo de la cámara magmática, se tienen solo soluciones explosivas. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de profundidad del techo de la cámara magmática.

En cuanto a la variación de valores del contenido inicial de cristales, se tiene que para los contenidos iniciales de cristales de 36.2 y 40 vol% y radios de conducto de 15 m, las soluciones entregadas son efusivas, las demás soluciones entregadas son explosivas. El modelo no entrega solución cuando se tiene radio de conducto de 100 m y 17.5 vol% de cristales. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones del contenido inicial de cristales.

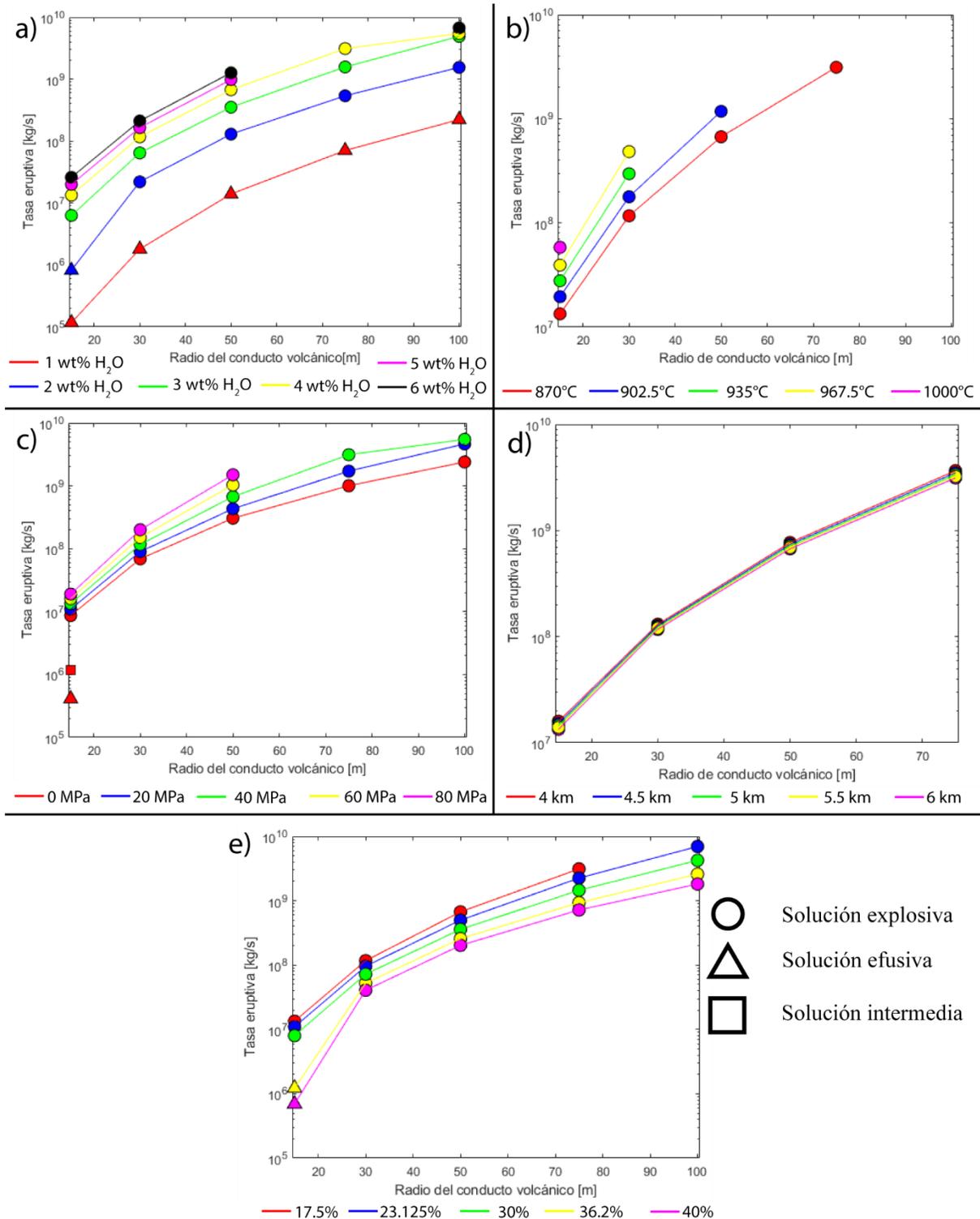


Figura 12. Gráficos, con el eje de las ordenadas en escala logarítmica, obtenidos de las simulaciones en función del radio de conducto volcánico, para los casos de variación de a) contenido de agua disuelta, b) temperatura del magma, c) sobrepresión, d) profundidad del techo de la cámara magmática y e) contenido inicial de cristales.

Contenido inicial de cristales

Se observa un comportamiento decreciente de la tasa eruptiva para todas las simulaciones realizadas, a medida que aumenta el contenido inicial de cristales. El comportamiento gráfico se aprecia en la Figura 13.

En cuanto a la variación de valores en el contenido de agua disuelta, se tiene que para valores iguales a 1 y 2 wt%, el modelo entrega soluciones efusivas, no encontrando soluciones en los casos de contenido de cristales iniciales a 17.5, 23.125 y 30 vol% para contenidos de agua disuelto de 2 wt%. Todas las demás soluciones son explosivas. Existe una diferencia significativa para bajos contenidos de agua, sin embargo, cuando este va aumentando, las diferencias en tasas eruptivas van siendo menores.

En cuanto a la variación de valores de la temperatura del magma, se tiene que el modelo no encuentra solución para 17.5 vol% de cristales y 1000°C. Todas las soluciones entregadas corresponden a soluciones explosivas. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de temperatura.

En cuanto a la variación de valores de sobrepresión, se tiene que para contenidos iniciales de cristales iguales a 36.2 y 40 vol% con sobrepresiones de 0 MPa, el modelo entrega soluciones explosivas, efusivas e intermedias. Todas las demás soluciones entregadas son explosivas. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones del contenido inicial de cristales, si es que solo se consideran las soluciones explosivas, ya que, en el caso de que se consideren las otras soluciones entregadas, las variaciones podrían ser considerables.

En cuanto a la variación de valores del radio de conducto volcánico, se tienen soluciones efusivas para los casos con radios de conducto volcánico de 15 m y contenido inicial de cristales de 36.2 y 40 vol%. El modelo no entrega soluciones para 17.5 vol% y radio de conducto de 100m. Todas las demás soluciones son explosivas entregadas por el modelo. Se aprecia una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de radio conducto volcánico, en donde existen variaciones en órdenes de magnitud, al hacer variar este parámetro.

En cuanto a la variación de valores de la profundidad del techo de la cámara magmática, se tienen soluciones explosivas para todos los casos. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de profundidad del techo de la cámara magmática.

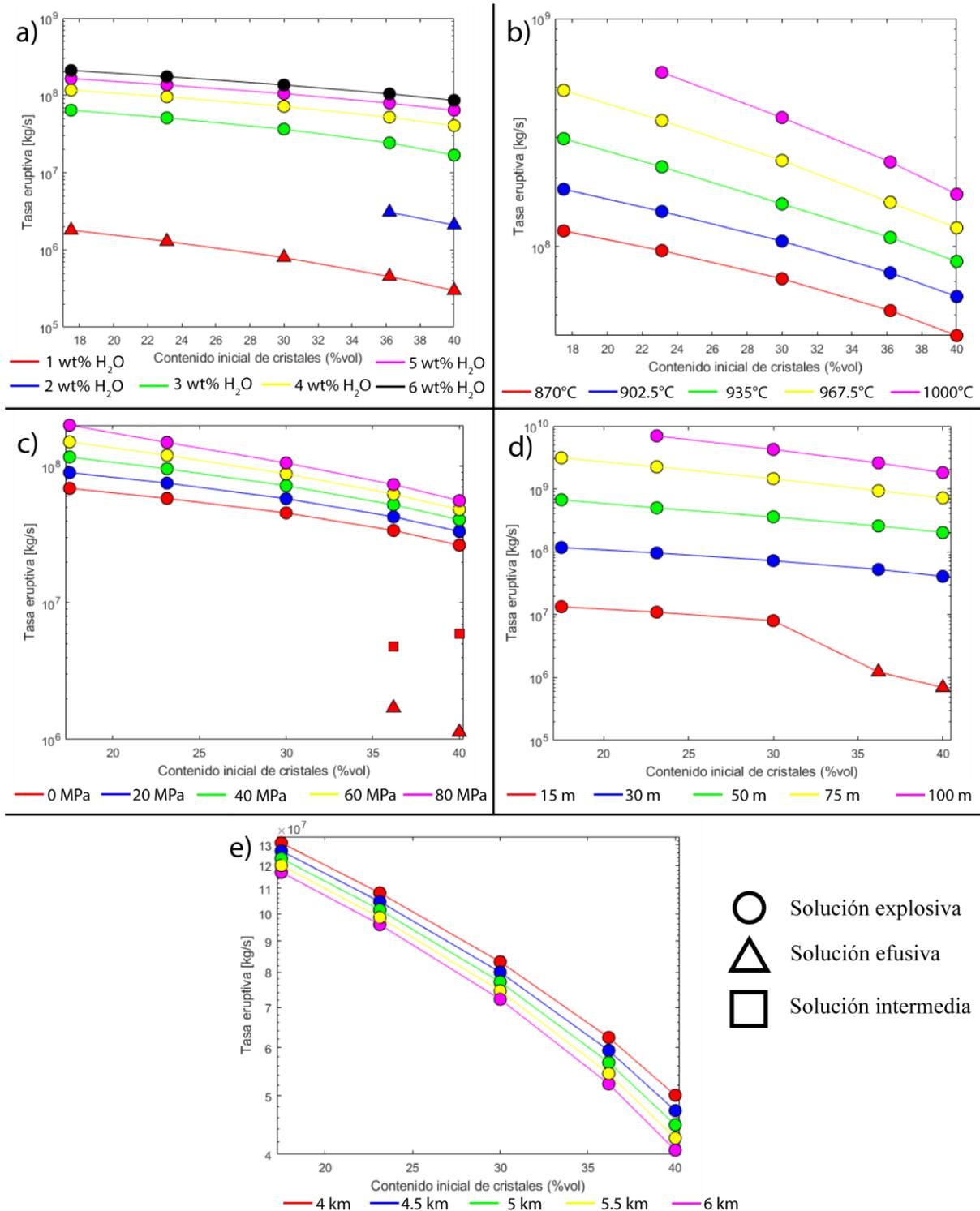


Figura 13. Gráficos, con el eje de las ordenadas en escala logarítmica, obtenidos de las simulaciones en función del contenido inicial de cristales, para los casos de variación de a) contenido de agua disuelta, b) temperatura del magma, c) sobrepresión, d) radio del conducto volcánico y e) profundidad del techo de la cámara magmática.

Profundidad del techo de la cámara magmática

Se observa un comportamiento decreciente de la tasa eruptiva para todas las simulaciones realizadas, a medida que aumenta la profundidad del techo de la cámara magmática. Estas variaciones en la tasa eruptiva son menores, generando que las líneas de tendencia sean sub-horizontales. El comportamiento gráfico se aprecia en la Figura 14.

En cuanto a la variación de valores en el contenido de agua disuelta, se tiene que para valores iguales a 1 wt%, el modelo entrega soluciones efusivas. Para casos de contenido de agua disuelta de 2 wt%, el modelo entrega solo una solución explosiva para profundidades de techo de cámara de 4.5 km. Todas las demás soluciones son explosivas. Existen diferencias significativas de tasas eruptivas para contenidos de agua disuelta bajos, los que, a medida que va aumentando, las diferencias se van haciendo menores.

En cuanto a la variación de valores de la temperatura del magma, se tiene que el modelo no encuentra soluciones para los casos en que se tiene 1000°C. Todas las soluciones entregadas son explosivas. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de temperatura

En cuanto a la variación de valores de sobrepresión, todas las soluciones son explosivas. No existen diferencias significativas para variaciones de sobrepresión.

En cuanto a la variación de valores del radio de conducto volcánico, se tienen soluciones explosivas para todos los casos, exceptuando los radios de conducto de 100 m en donde el modelo no entregó soluciones para ninguna de las profundidades de techo de cámara magmática. Se aprecia una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones de radio de conducto volcánico.

En cuanto a la variación de valores del contenido inicial de cristales, se tiene que todas las soluciones son explosivas. A medida que aumenta el contenido de cristales inicial, disminuye la tasa eruptiva. No existe una diferencia significativa de la tasa eruptiva para variaciones del contenido inicial de cristales.

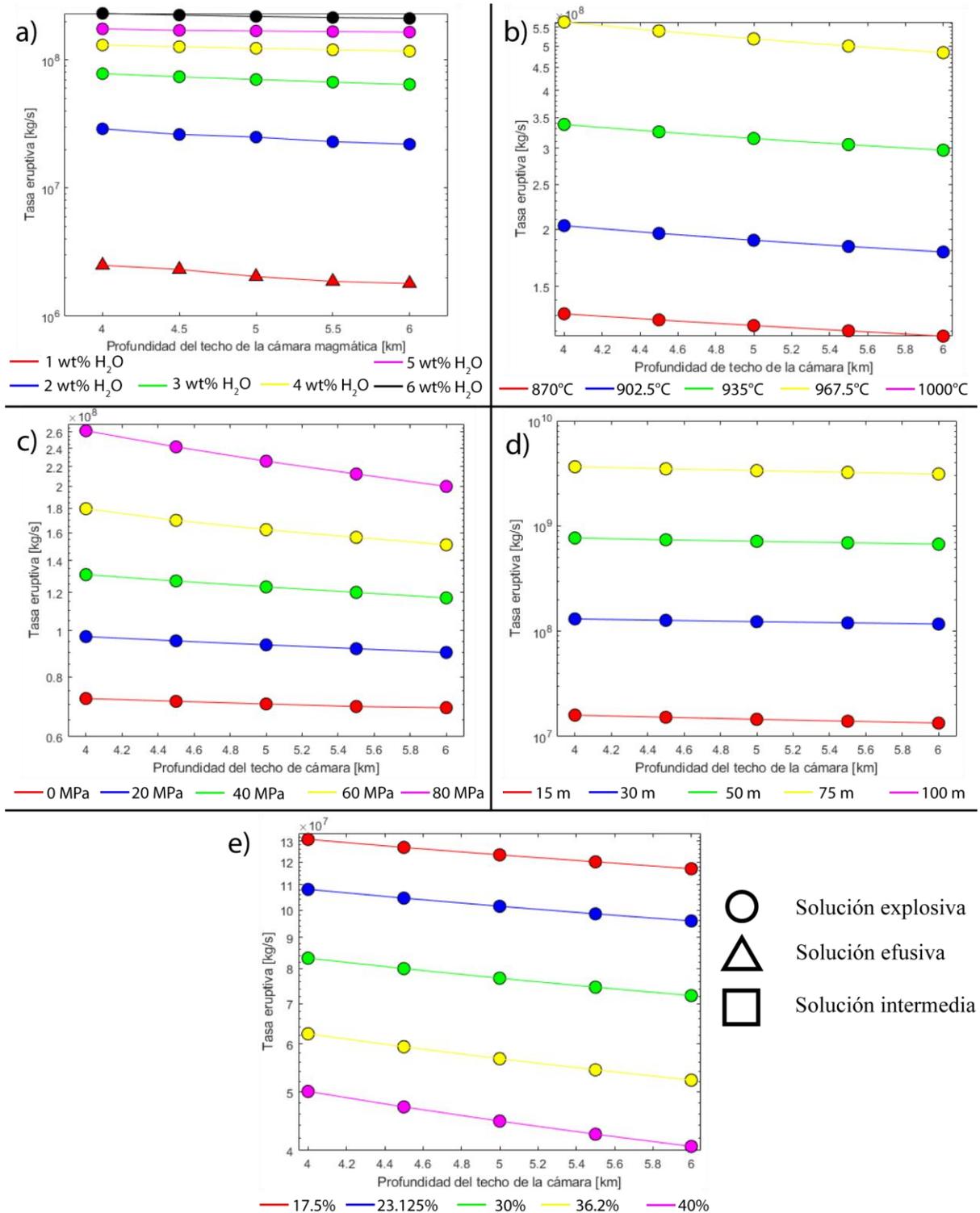


Figura 14. Gráficos, con el eje de las ordenadas en escala logarítmica, obtenidos de las simulaciones en función de la profundidad del techo de la cámara magmática, para los casos de variación de a) contenido de agua disuelta, b) temperatura del magma, c) sobrepresión, d) radio del conducto volcánico y e) contenido inicial de cristales.

5.2.2 Variación normalizada de parámetros eruptivos

Con los anteriores resultados, se analiza la variación en la tasa eruptiva a medida que se variaba el parámetro de estudio. Para realizar esto, se realiza una normalización de los resultados obtenidos, y así observar de forma explícita el factor que más afecta a la tasa eruptiva y al estilo eruptivo. Para cada modelo, la tasa eruptiva obtenida se normaliza con respecto al valor obtenido para el mínimo del rango de valores dados para el parámetro estudiado. Por ejemplo, si se varía el contenido de agua disuelta y se analiza para distintos valores de sobrepresión, se normalizará con respecto a la tasa eruptiva obtenida con el contenido de agua disuelta mínimo para cada uno de los valores de sobrepresión estudiados. Esto, con el fin de ver la evolución de la tasa eruptiva al aumentar o disminuir el parámetro a estudiar.

A partir de los resultados normalizados de la variación de la tasa eruptiva, se grafica el comportamiento para los diferentes casos. Esto se observa en la Figura 42, Figura 43, Figura 44, Figura 45, Figura 46 y Figura 47 (Anexos B).

Contenido de agua disuelta

Se observa que las variaciones de tasa eruptiva con respecto al contenido de agua disuelta posee importantes cambios para contenidos de agua disuelta en niveles bajos (≤ 3 wt%), sin embargo, para valores mayores de contenido de agua disuelta, se aprecia que las variaciones en la tasa eruptiva no presentan mayor evolución. La variación en el comportamiento se debe a que, con bajos contenidos de agua inicial disuelta, el estilo eruptivo presente es mayoritariamente efusivo, por lo que se espera que las tasas eruptivas sean bajas en comparación al comportamiento explosivo. Para el comportamiento explosivo, la variación existente disminuye en comparación a lo que sucede con contenidos de volátiles bajos. El comportamiento gráfico observado se muestra en la Figura 42 (Anexos B).

Temperatura del magma

Las variaciones de la tasa eruptiva con respecto a la temperatura del magma muestran pequeños cambios a medida que varía este parámetro. Lo notable en este caso es lo existente para contenido de agua disuelta de 1 wt%, lo cual se asocia a variación en la tasa eruptiva dentro del estilo eruptivo efusivo. El comportamiento gráfico observado se muestra en la Figura 43 (Anexos B).

Sobrepresión

Las variaciones de la tasa eruptiva con respecto a la sobrepresión muestran pequeños cambios a medida que varía este parámetro. Lo notable en este caso es lo existente para contenido de agua disuelta de 1 wt%, lo cual se asocia a variaciones dentro del estilo eruptivo efusivo, lo cual puede variar en relación a erupciones explosivas. El comportamiento gráfico observado se muestra en la Figura 44 (Anexos B).

Radio del conducto volcánico

Las variaciones de la tasa eruptiva con respecto al radio de conducto volcánico muestran importantes cambios a medida que se varía este parámetro, observando cambios en ordenes de magnitud. No existen casos notables en consideración al cambio de parámetro de radio de conducto. El comportamiento gráfico observado se muestra en la Figura 45 (Anexos B).

Contenido inicial de cristales

Las variaciones de la tasa eruptiva con respecto al contenido inicial de cristales muestran mínimos cambios a medida que se varía este parámetro. Existe un caso notable para el caso de radio de conducto volcánico igual a 15 m, donde se produce un fuerte descenso a medida que se aumenta el contenido inicial de cristales. Esto es explicado por la transición en estilo eruptivo producida a medida que se aumenta el contenido de cristales, en donde se cambia de estilo eruptivo explosivo a efusivo. El comportamiento gráfico observado se muestra en la Figura 46 (Anexos B)..

Profundidad del techo de la cámara magmática

Las variaciones de la tasa eruptiva con respecto a la profundidad del techo de la cámara magmática muestran mínimos cambios a medida que se varía este parámetro. No existe ningún cambio notable para la variación de este parámetro, siendo este, el parámetro donde menos varía la tasa eruptiva. El comportamiento gráfico observado se muestra en la Figura 47 (Anexos B)..

5.2.3 Resultados cuantitativos de análisis de sensibilidad

Posterior al análisis de la variación de la tasa eruptiva con respecto a los diferentes parámetros usados al modelar, se decidió cuantificar dicha variación, es decir, se obtuvo un valor numérico de la sensibilidad que presenta la tasa eruptiva con respecto a cada uno de los parámetros en el modelo de ascenso de magma en el conducto.

Para ello, se realiza 2 tipos de análisis de variación de tasa eruptiva, usando el promedio y la amplitud, siendo esta última la diferencia entre el valor de tasa eruptiva máximo y mínimo entregado por la variación del parámetro. Se agrupan en columnas todos los casos para cada parámetro, realizando una normalización con respecto al total de la suma de estos valores de promedio y amplitud por separado, obteniendo los valores numéricos de la incidencia de cada parámetro. Los valores numéricos de los parámetros analizados suman 100% luego de la normalización. Los resultados son ordenados y entregados desde la Tabla 9 a Tabla 20.

Radio de conducto volcánico

Se entregan los resultados mediante el uso del promedio y la amplitud para los diferentes parámetros usados en el modelo, al variar el radio de conducto volcánico. Los resultados se muestran en la Tabla 9 y Tabla 10. Se realiza un gráfico de barra apiladas al 100% para el promedio y la amplitud, mostrados en Figura 15 y Figura 16, respectivamente.

Tabla 9. Sensibilidad, usando el promedio, del modelo a los parámetros contenido de agua disuelta, profundidad del techo de la cámara, temperatura, contenido inicial de cristales y sobrepresión, al variar el radio de conducto volcánico. Los valores están normalizados a 100%.

	Promedio				
	Radio				
	15 m	30 m	50 m	75 m	100 m
wt% H ₂ O	14.3	14	15.8	11.3	21.8
Profundidad	18.8	17.9	19.9	28.7	0.0
Temperatura	40.7	39	31.3	29	31.6
Cristales	8.8	10.9	11	14.4	22.5
Sobrepresión	17.5	18.2	21.9	16.6	24.1

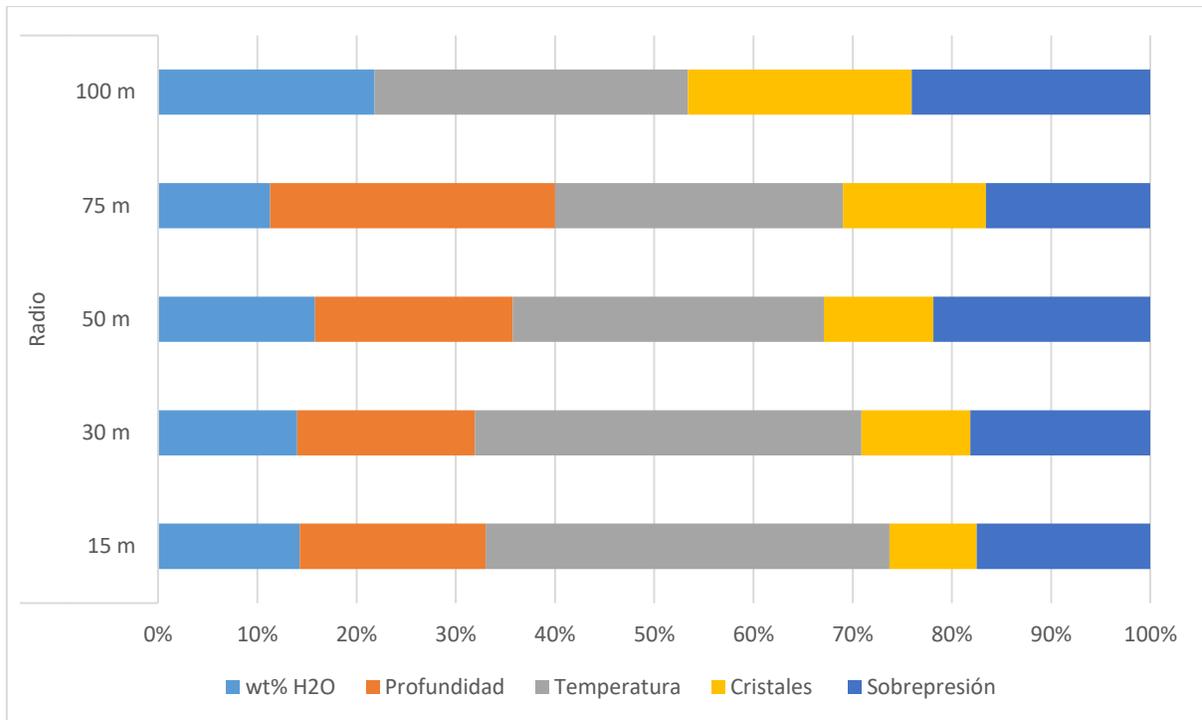


Figura 15. Gráfico de barras apiladas al 100% de la sensibilidad del modelo, usando el promedio, a los parámetros profundidad del techo de la cámara, temperatura, contenido de agua disuelta, contenido inicial de cristales y sobrepresión, al variar el radio de conducto volcánico.

Tabla 10. Sensibilidad, usando la amplitud, del modelo a los parámetros contenido de agua disuelta, profundidad del techo de la cámara, temperatura, contenido inicial de cristales y sobrepresión, al variar el radio de conducto volcánico. Los valores están normalizados a 100%.

	Amplitud				
	Radio				
	15 m	30 m	50 m	75 m	100 m
wt% H ₂ O	26.9	26.2	32.4	35.2	44.2
Profundidad	2.7	1.7	2.5	6.1	0.0
Temperatura	46.6	46.0	22.3	6.6	0.0
Cristales	13.2	9.6	12.1	27.7	35
Sobrepresión	10.7	16.4	30.8	24.4	20.9

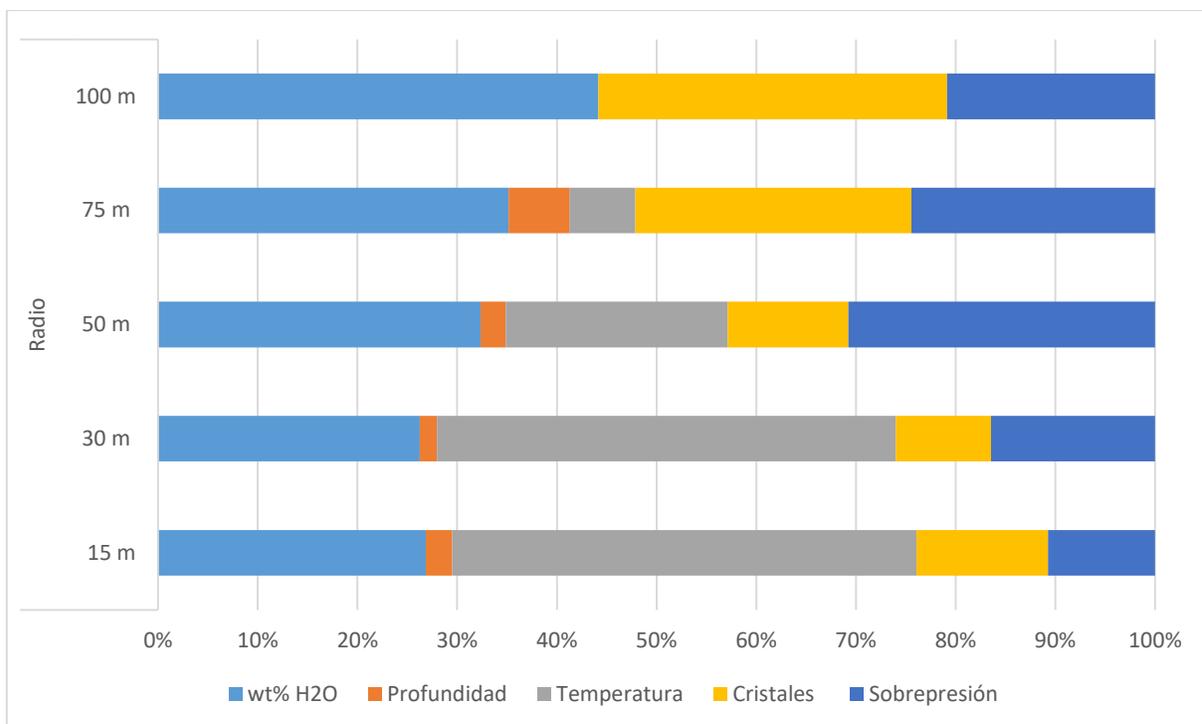


Figura 16. Gráfico de barras apiladas al 100% de la sensibilidad del modelo, usando la amplitud, a los parámetros profundidad del techo de la cámara, temperatura, contenido de agua disuelta, contenido inicial de cristales y sobrepresión, al variar el radio de conducto volcánico.

Contenido de agua disuelta

Se entregan los resultados mediante el uso del promedio y la amplitud para los diferentes parámetros usados en el modelo, al variar el contenido de agua disuelta. Los resultados se muestran en la Tabla 11 y Tabla 12. Se realiza un gráfico de barra apiladas al 100% para el promedio y la amplitud, mostrados en Figura 17 y Figura 18, respectivamente.

Tabla 11. Sensibilidad, usando el promedio, del modelo a los parámetros profundidad del techo de la cámara, radio de conducto volcánico, temperatura, contenido inicial de cristales y sobrepresión, al variar el contenido de agua disuelta. Los valores están normalizados a 100%.

	Promedio					
	wt% H ₂ O					
	1	2	3	4	5	6
Profundidad	2.6	4.2	4.0	5	13.8	7.3
Radio	75.2	76	77.9	76	31.8	68.3
Temperatura	18.9	14.3	12.2	10.9	30.1	11.5
Cristales	1.1	1.8	2.2	3.1	9.0	4.7
Sobrepresión	2.2	3.6	3.7	5.1	15.4	8.1

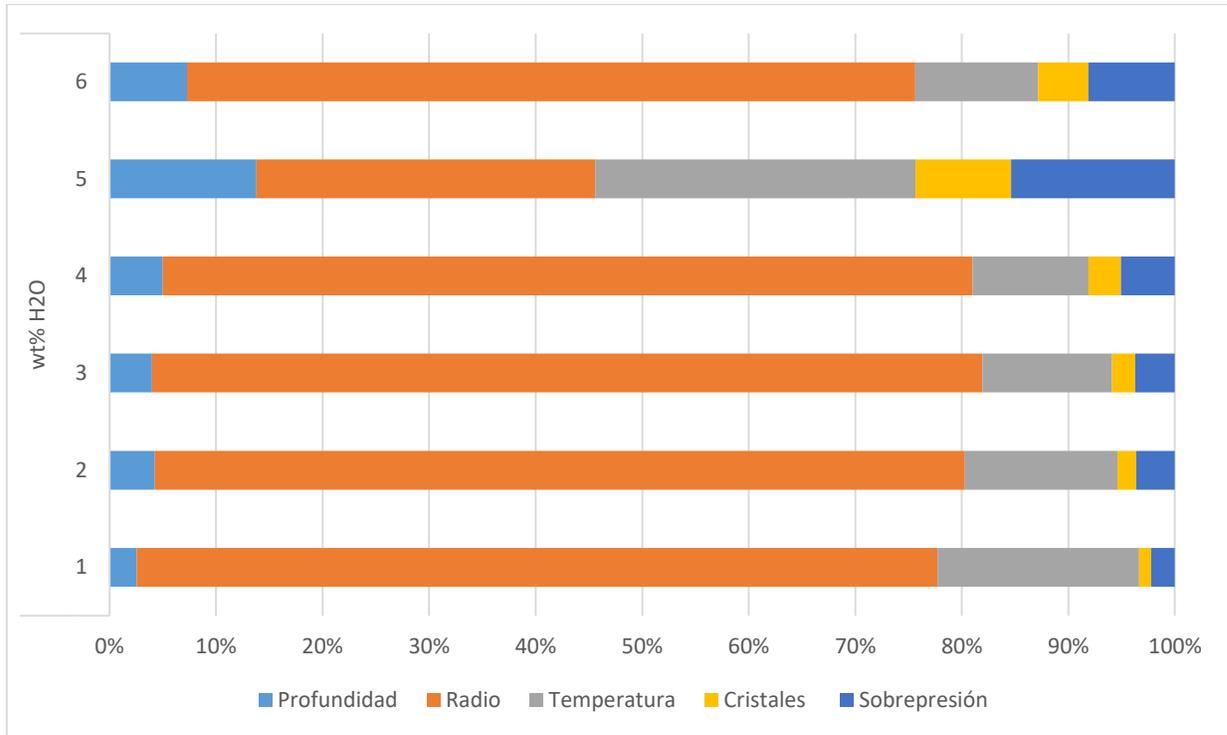


Figura 17. Gráfico de barras apiladas al 100% de la sensibilidad del modelo, usando el promedio, a los parámetros profundidad del techo de la cámara, temperatura, radio de conducto volcánico, contenido inicial de cristales y sobrepresión, al variar el contenido de agua disuelta.

Tabla 12. Sensibilidad, usando la amplitud, del modelo a los parámetros profundidad del techo de la cámara, radio de conducto volcánico, temperatura, contenido inicial de cristales y sobrepresión, al variar el contenido de agua disuelta. Los valores están normalizados a 100%.

	Amplitud					
	wt% H ₂ O					
	1	2	3	4	5	6
Profundidad	0.3	0.4	0.3	0.2	0.6	0.3
Radio	82.5	87.8	90.2	90.3	54.2	90.5
Temperatura	15.5	9.5	7.6	6.1	26.9	3.9
Cristales	0.6	1.1	0.9	1.3	5.7	1.7
Sobrepresión	1.2	1.2	1.1	2.2	12.7	3.7

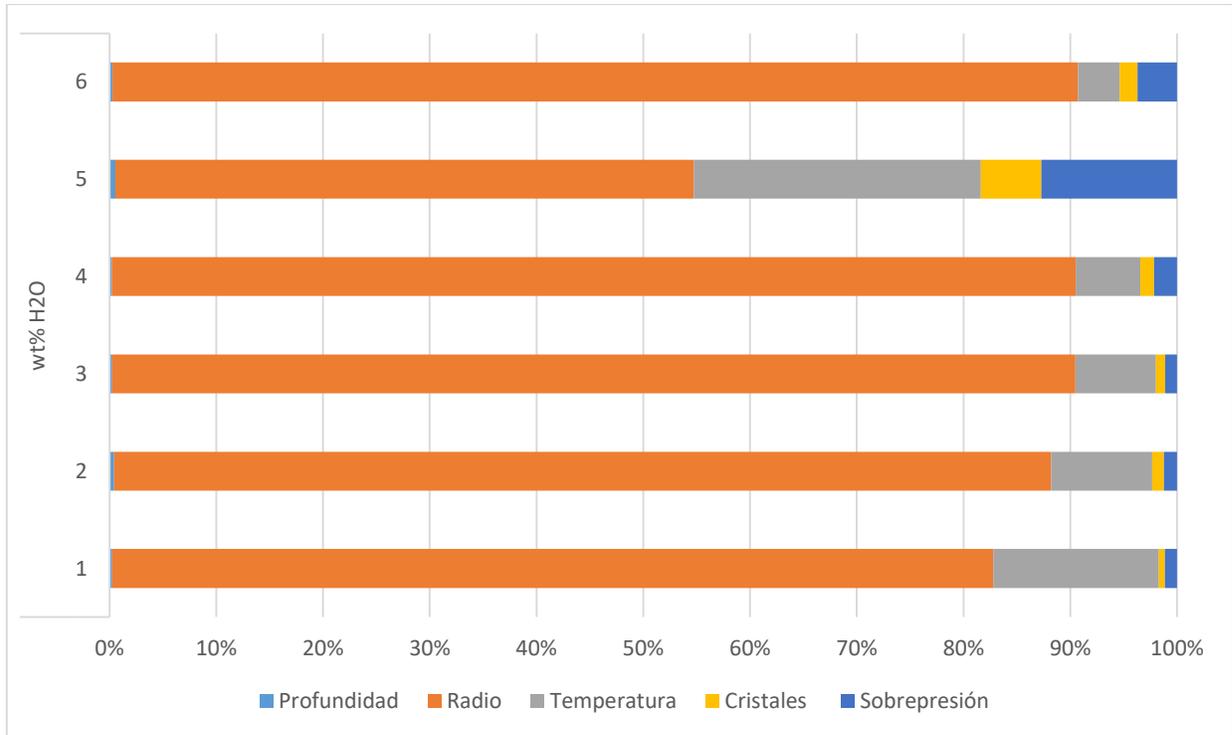


Figura 18. Gráfico de barras apiladas al 100% de la sensibilidad del modelo, usando la amplitud, a los parámetros profundidad del techo de la cámara, temperatura, radio de conducto volcánico, contenido inicial de cristales y sobrepresión, al variar el contenido de agua disuelta.

Profundidad del techo de la cámara magmática

Se entregan los resultados mediante el uso del promedio y la amplitud para los diferentes parámetros usados en el modelo, al variar la profundidad del techo de la cámara magmática. Los resultados se muestran en la Tabla 13 y Tabla 14. Se realiza un gráfico de barra apiladas al 100% para el promedio y la amplitud, mostrados en Figura 19 y Figura 20, respectivamente.

Tabla 13. Sensibilidad, usando el promedio, del modelo a los parámetros contenido de agua disuelta, radio de conducto volcánico, temperatura, contenido inicial de cristales y sobrepresión, al variar la profundidad del techo de la cámara. Los valores están normalizados a 100%.

	Promedio				
	Profundidad				
	4km	4.5 km	5 km	5.5 km	6 km
wt% H ₂ O	6	6.0	6.1	6.2	6.2
Radio	63.7	63.6	63.6	63.5	63.4
Temperatura	17.2	17.3	17.3	17.3	17.4
Cristales	4.8	4.9	4.9	4.9	4.9
Sobrepresión	8.3	8.2	8.2	8.1	8.1

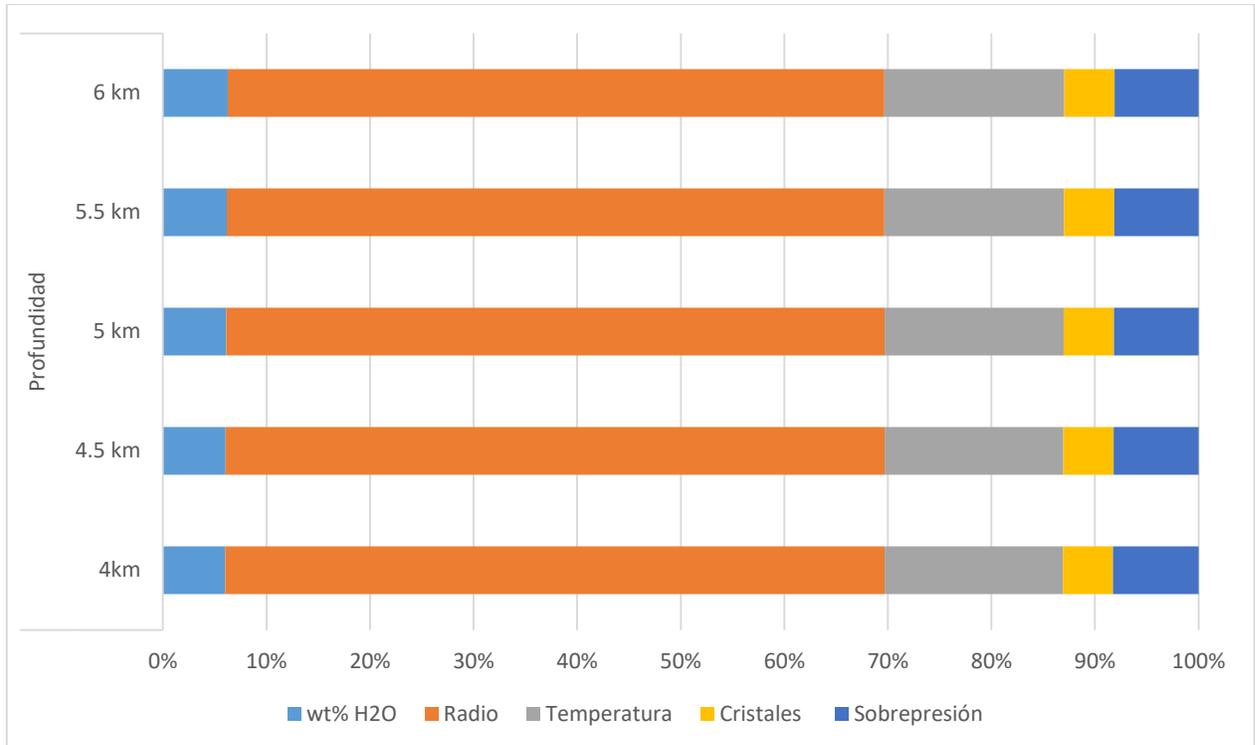


Figura 19. Gráfico de barras apiladas al 100% de la sensibilidad del modelo, usando el promedio, a los parámetros contenido de agua disuelta, temperatura, radio de conducto volcánico, contenido inicial de cristales y sobrepresión, al variar la profundidad del techo de la cámara.

Tabla 14. Sensibilidad, usando la amplitud, del modelo a los parámetros contenido de agua disuelta, radio de conducto volcánico, temperatura, contenido inicial de cristales y sobrepresión, al variar la profundidad del techo de la cámara. Los valores están normalizados a 100%.

	Amplitud				
	Profundidad				
	4km	4.5 km	5 km	5.5 km	6 km
wt% H ₂ O	5.0	5.1	5.2	5.3	5.4
Radio	79.6	79.7	79.8	79.8	79.9
Temperatura	9.5	9.5	9.4	9.4	9.4
Cristales	1.8	1.8	1.9	1.9	2.0
Sobrepresión	4.1	3.9	3.7	3.5	3.4

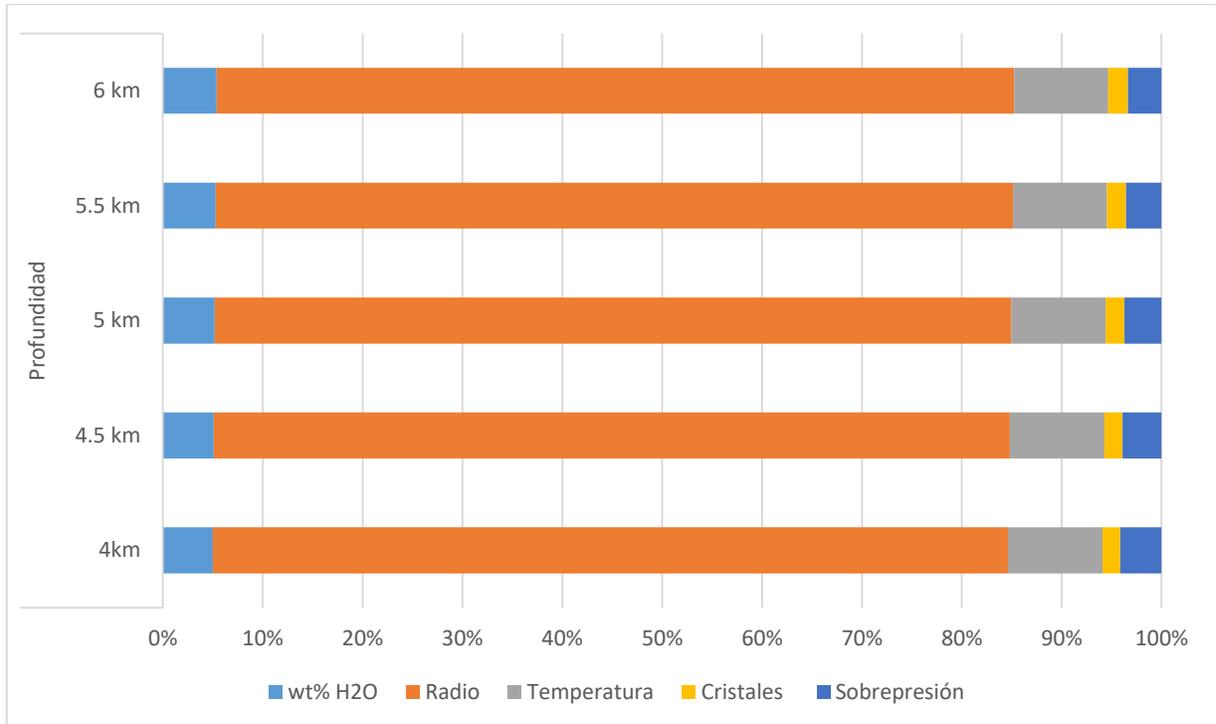


Figura 20. Gráfico de barras apiladas al 100% de la sensibilidad del modelo, usando la amplitud, a los parámetros contenido de agua disuelta, temperatura, radio de conducto volcánico, contenido inicial de cristales y sobrepresión, al variar la profundidad del techo de la cámara.

Temperatura

Se entregan los resultados mediante el uso del promedio y la amplitud para los diferentes parámetros usados en el modelo, al variar la temperatura del magma. Los resultados se muestran en la Tabla 15 y Tabla 16. Se realiza un gráfico de barra apiladas al 100% para el promedio y la amplitud, mostrados en Figura 21 y Figura 22.

Tabla 15. Sensibilidad, usando el promedio, del modelo a los parámetros contenido de agua disuelta, profundidad del techo de la cámara, radio de conducto volcánico, contenido inicial de cristales y sobrepresión, al variar la temperatura. Los valores están normalizados a 100%.

	Promedio				
	Temperatura				
	870°C	902.5°C	935°C	967.5°C	1000°C
wt% H ₂ O	6.8	13.6	20.7	18.3	30.2
Profundidad	8.7	17.0	27.2	31.2	0.0
Radio	69.4	41.0	14.0	15.7	5.8
Cristales	6.1	10.1	15.0	16.2	33.5
Sobrepresión	8.9	18.4	23.1	18.6	30.5

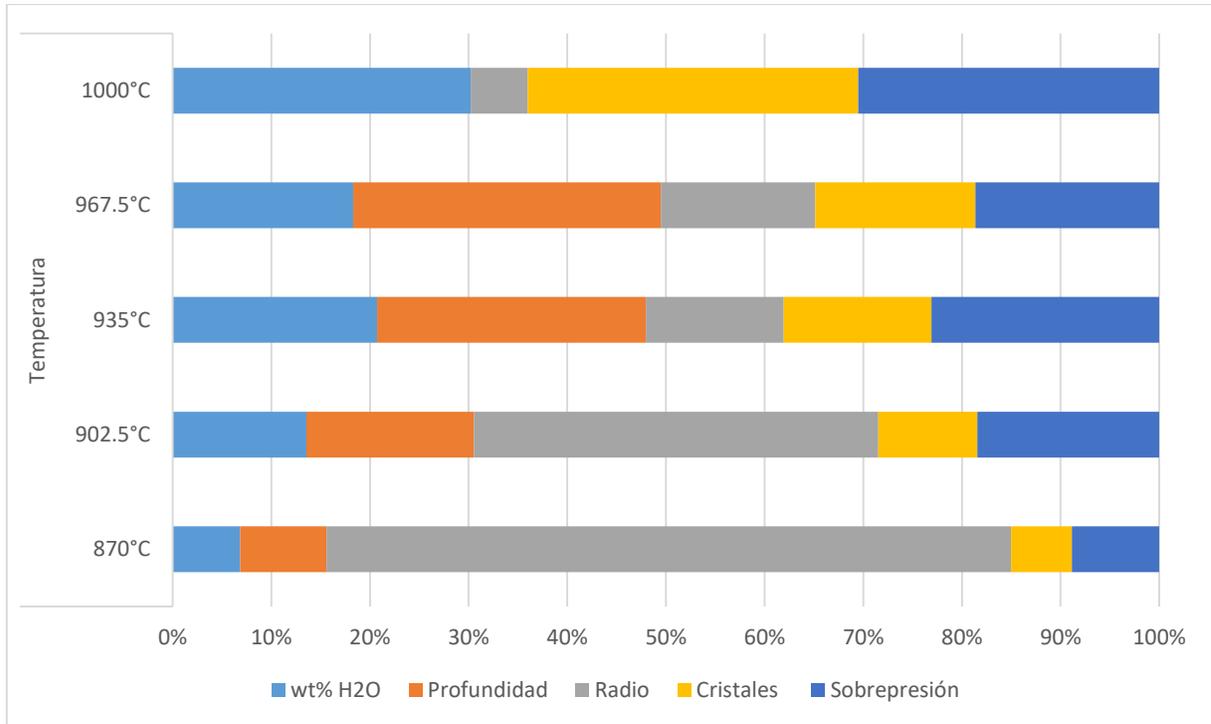


Figura 21. Gráfico de barras apiladas al 100%, de la sensibilidad del modelo, usando el promedio, a los parámetros contenido de agua disuelta, profundidad del techo de la cámara, radio de conducto volcánico, contenido inicial de cristales y sobrepresión, al variar la temperatura.

Tabla 16. Sensibilidad, usando la amplitud, del modelo a los parámetros contenido de agua disuelta, radio de conducto volcánico, profundidad del techo de la cámara, contenido inicial de cristales y sobrepresión, al variar la temperatura. Los valores están normalizados a 100%.

	Amplitud				
	Temperatura				
	870°C	902.5°C	935°C	967.5°C	1000°C
wt% H ₂ O	5.9	17.2	36.7	34.2	44.6
Profundidad	0.4	1.3	3.0	4.4	0.0
Radio	87.7	61.0	20.1	24.4	0.0
Cristales	2.3	6.2	15.7	19.9	39.2
Sobrepresión	3.7	14.2	24.5	17.1	16.2

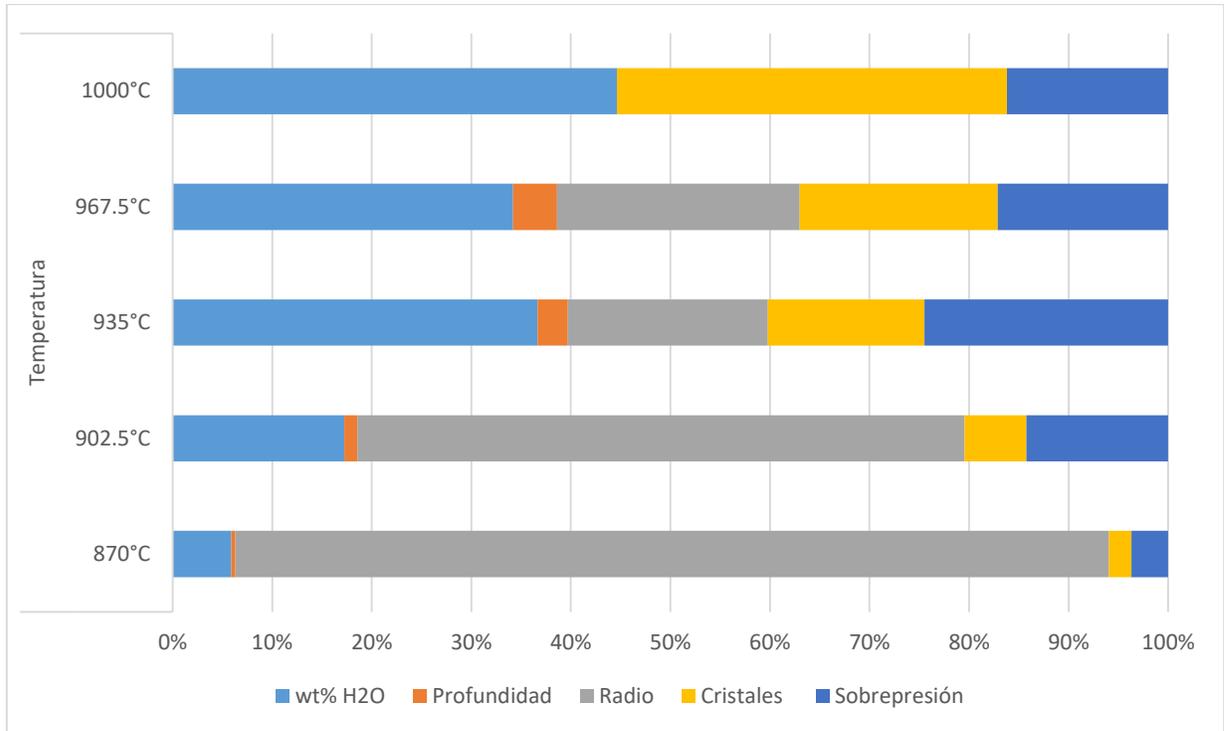


Figura 22. Gráfico de barras apiladas al 100%, de la sensibilidad del modelo, usando la amplitud, a los parámetros contenido de agua disuelta, profundidad del techo de la cámara, radio de conducto volcánico, contenido inicial de cristales y sobrepresión, al variar la temperatura.

Contenido inicial de cristales

Se entregan los resultados mediante el uso del promedio y la amplitud para los diferentes parámetros usados en el modelo, al variar el contenido inicial de cristales. Los resultados se muestran en la Tabla 17 y Tabla 18. Se realiza un gráfico de barra apiladas al 100% para el promedio y la amplitud, mostrados en Figura 23 y Figura 24.

Tabla 17. Sensibilidad, usando el promedio, del modelo a los parámetros contenido de agua disuelta, profundidad del techo de la cámara, radio de conducto volcánico, temperatura y sobrepresión, al variar el contenido inicial de cristales. Los valores están normalizados a 100%.

	Promedio				
	Contenido inicial de cristales				
	17.50%	23.13%	30%	36.20%	40%
wt% H ₂ O	6.1	3.1	3.7	4.2	4.5
Profundidad	7.7	4.0	4.8	5.4	5.8
Radio	61.5	77.8	75.5	73.3	72.0
Temperatura	16.8	11.1	11.5	12.0	12.3
Sobrepresión	7.9	4	4.5	5.1	5.3

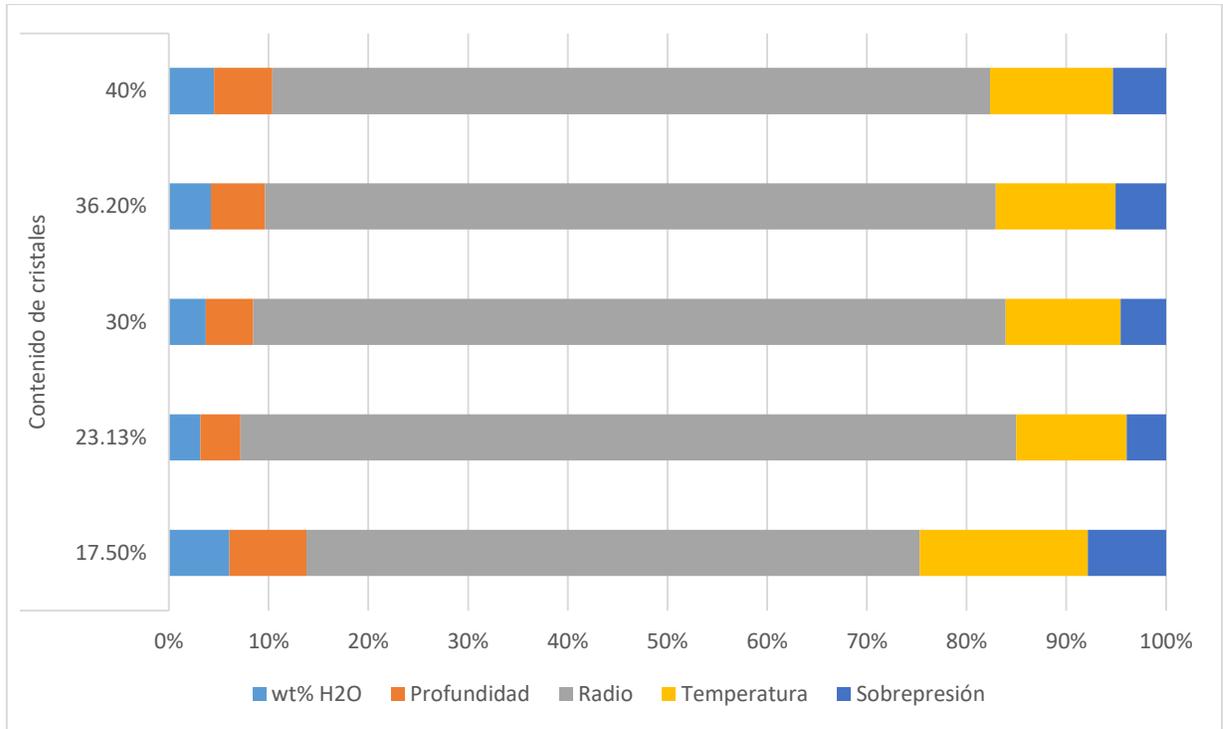


Figura 23. Gráfico de barras apiladas al 100%, de la sensibilidad del modelo, usando el promedio, a los parámetros contenido de agua disuelta, profundidad del techo de la cámara, radio de conducto volcánico, sobrepresión y temperatura, al variar el contenido inicial de cristales.

Tabla 18. Sensibilidad, usando la amplitud, del modelo a los parámetros contenido de agua disuelta, profundidad del techo de la cámara, radio de conducto volcánico, temperatura y sobrepresión, al variar el contenido inicial de cristales. Los valores están normalizados a 100%.

	Amplitud				
	Contenido de cristales				
	17.50%	23.13%	30%	36.20%	40%
wt% H ₂ O	5.5	2.3	2.9	3.6	4.2
Profundidad	0.4	0.2	0.2	0.3	0.5
Radio	81.2	90.1	89.4	88.5	87.7
Temperatura	9.6	6.3	6.2	6.2	6.2
Sobrepresión	3.4	1.2	1.3	1.4	1.4

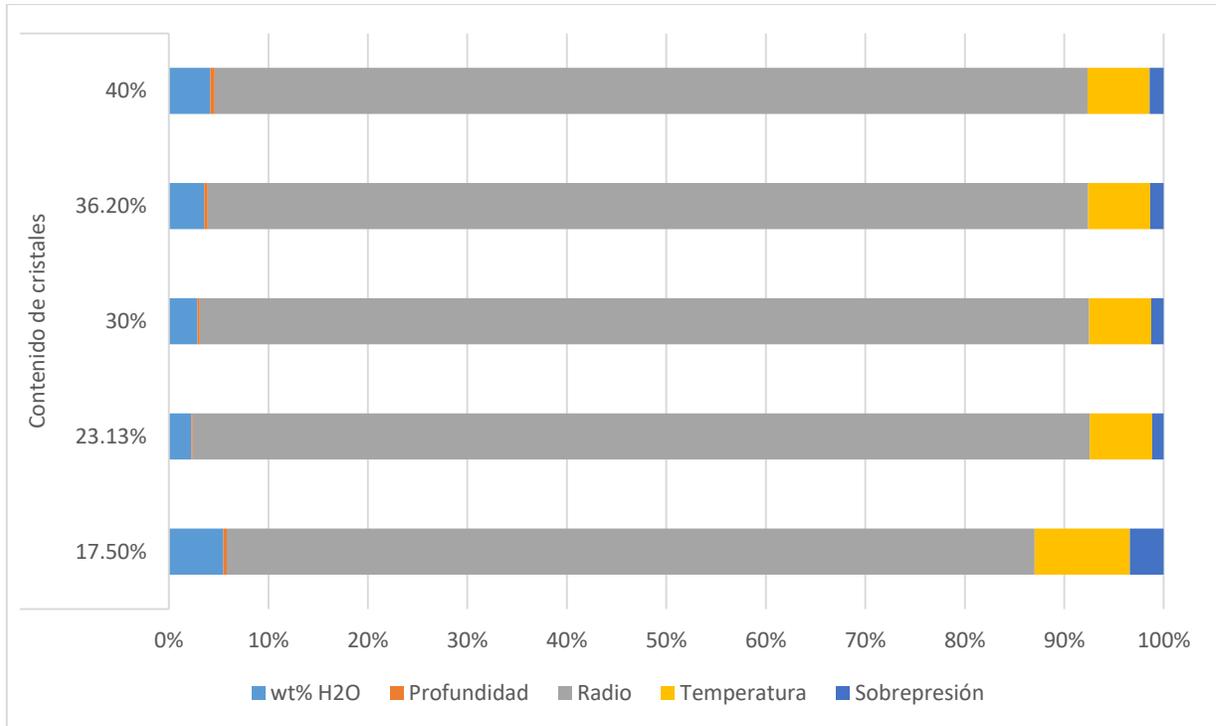


Figura 24. Gráfico de barras apiladas al 100%, de la sensibilidad del modelo, usando la amplitud, a los parámetros contenido de agua disuelta, profundidad del techo de la cámara, radio de conducto volcánico, sobrepresión y temperatura, al variar el contenido inicial de cristales.

Sobrepresión

Se entregan los resultados mediante el uso del promedio y la amplitud para los diferentes parámetros usados en el modelo, al variar la sobrepresión. Los resultados se muestran en la Tabla 19 y Tabla 20. Se realiza un gráfico de barra apiladas al 100% para el promedio y la amplitud, mostrados en Figura 25 y Figura 26, respectivamente.

Tabla 19. Sensibilidad, usando el promedio, del modelo a los parámetros contenido de agua disuelta, profundidad del techo de la cámara, radio de conducto volcánico, contenido inicial de cristales y temperatura, al variar la sobrepresión. Los valores están normalizados a 100%.

	Promedio				
	Sobrepresión				
	0 MPa	20 MPa	40 MPa	60 MPa	80 MPa
wt% H ₂ O	5.5	4.2	6.3	12	12.9
Profundidad	6.6	5.1	8	15.2	16.5
Radio	70.7	75.6	63.5	37.1	41.5
Cristales	4.4	3.3	4.9	8.7	8.5
Temperatura	12.9	11.8	17.4	27	20.5

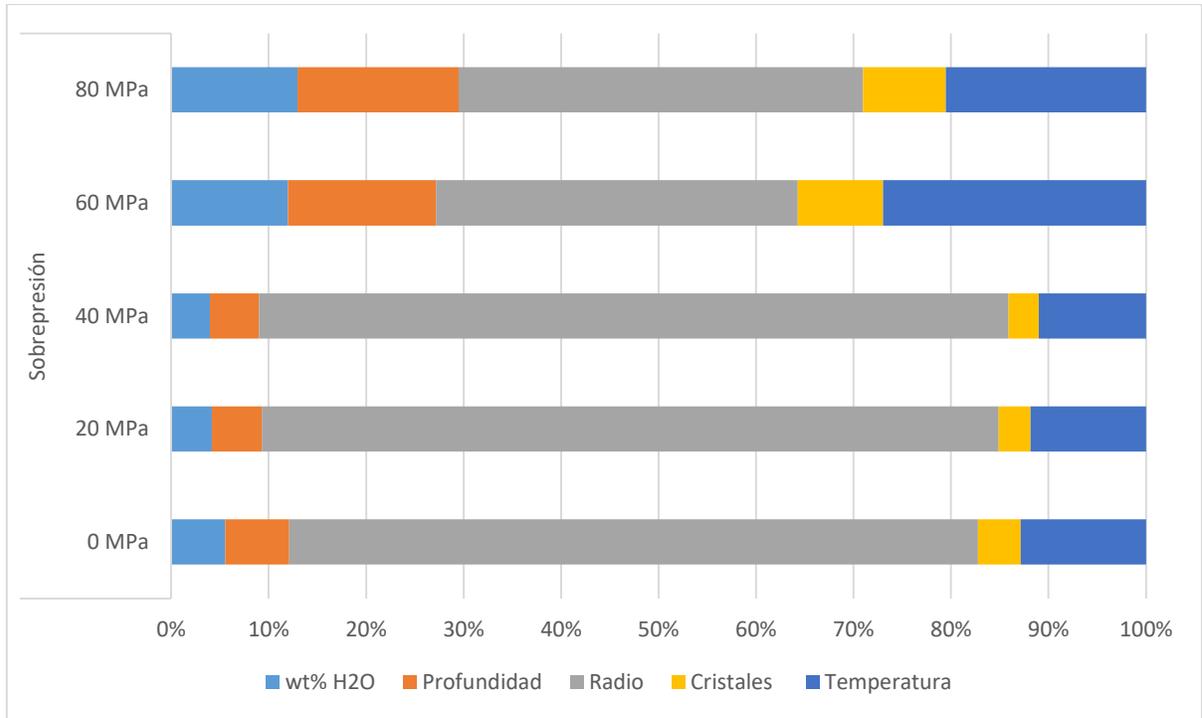


Figura 25. Gráfico de barras apiladas al 100%, de la sensibilidad del modelo, usando el promedio, a los parámetros contenido de agua disuelta, profundidad del techo de la cámara, radio de conducto volcánico, contenido inicial de cristales y temperatura, al variar la sobrepresión.

Tabla 20. Sensibilidad, usando la amplitud, del modelo a los parámetros contenido de agua disuelta, profundidad del techo de la cámara, radio de conducto volcánico, contenido inicial de cristales y temperatura, al variar la sobrepresión. Los valores están normalizados a 100%.

	Amplitud				
	Sobrepresión				
	0 MPa	20 MPa	40 MPa	60 MPa	80 MPa
wt% H ₂ O	5.1	3.3	5.5	16.4	18.2
Profundidad	0.1	0.1	0.4	1.6	2.7
Radio	87.6	89.6	82.4	58.4	65.4
Cristales	1.6	1.1	2.0	5.9	6.4
Temperatura	5.6	5.9	9.7	17.6	7.4

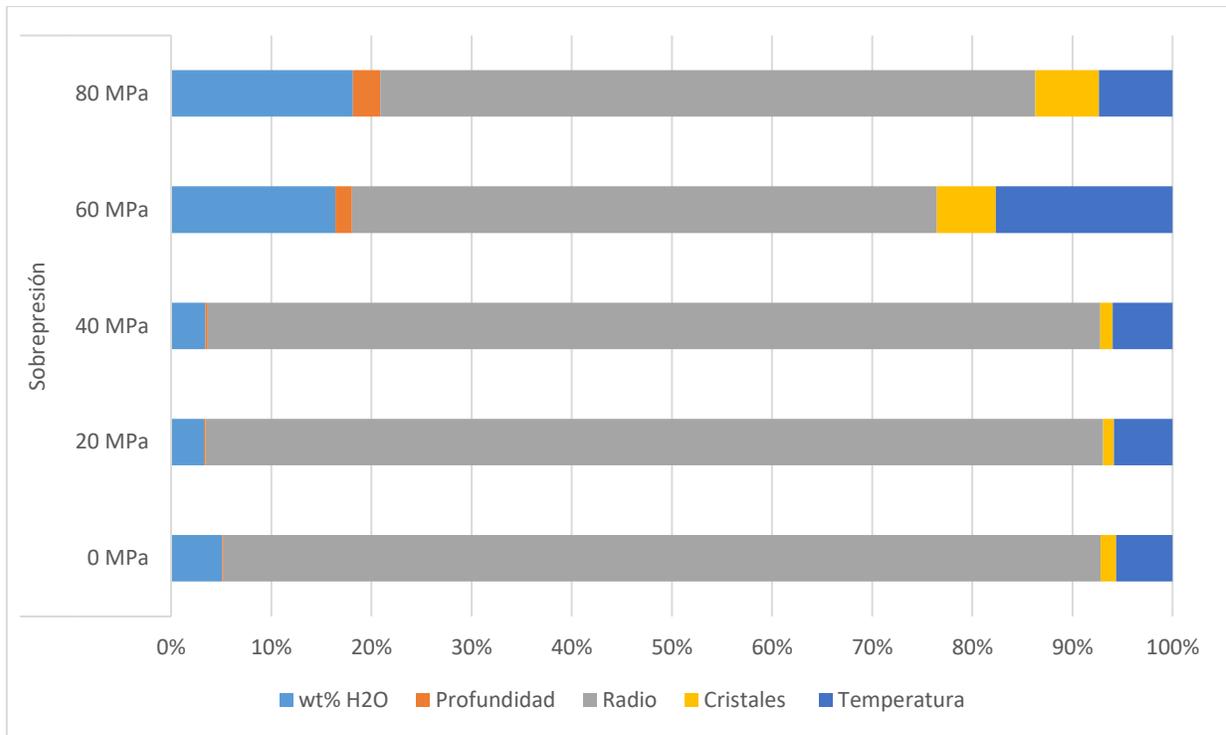


Figura 26. Gráfico de barras apiladas al 100%, de la sensibilidad del modelo, usando la amplitud, a los parámetros contenido de agua disuelta, profundidad del techo de la cámara, radio de conducto volcánico, contenido inicial de cristales y temperatura, al variar la sobrepresión.

Con todos los datos entregados, se realizan tablas donde se resume toda la información previamente entregada, en donde se agrupan los valores numéricos de sensibilidad de cada set de parámetros, parámetro vs parámetro, tal y como se muestra en la Tabla 21 y

Tabla 22. Además, en estas tablas se adjunta la obtención de un promedio de los valores y su normalización a 100%, con el fin de obtener un valor cuantitativo estandarizado de la sensibilidad de la tasa eruptiva para cada uno de los parámetros analizados en el modelo.

Se obtiene que, para el análisis del promedio, el parámetro más influyente en la sensibilidad de la tasa eruptiva entregada por el modelo, corresponde al radio de conducto volcánico, el cual posee alrededor de un 48.8% de la sensibilidad final. Luego, el factor más influyente corresponde a la temperatura del magma, alcanzando un 16.9%, posteriormente le siguen la sobrepresión, la profundidad del techo de la cámara, el contenido de agua y el contenido inicial de cristales con 9.8%, 9.2%, 8.7% y 7.2%, respectivamente. Al realizar el análisis de sensibilidad, usando la amplitud, se obtiene que el radio de conducto volcánico corresponde al factor más influyente en la amplitud de valores que presenta la tasa eruptiva, alcanzando un 61.2% de la sensibilidad final, seguido por el contenido de agua disuelta con un 13.2%. Luego, le siguen la temperatura, la sobrepresión, contenido inicial de cristales y la profundidad del techo de la cámara magmática con 10.2%, 7.3%, 7% y un 1%, respectivamente. Se realizan gráficos de barras apiladas al 100% para las sensibilidades finales del promedio y la amplitud de tasas eruptivas, mostrados en Figura 27 y Figura 28, respectivamente.

Tabla 21. Tabla resumen del análisis del promedio de las sensibilidades finales de cada parámetro, respecto a la variación de otro parámetro, además del promedio de estos valores y el promedio normalizado.

		Radio	wt% H ₂ O	Profundidad	Temperatura	Cristales	Sobrepresión
Radio	15 m		14.3	18.8	40.7	8.8	17.5
	30 m		14	17.9	39	10.9	18.2
	50 m		15.8	19.9	31.3	11	21.9
	75 m		11.3	28.7	29	14.4	16.6
	100 m		21.8	0	31.6	22.5	24.1
wt% H ₂ O	1%	75.2		2.6	18.9	1.1	2.2
	2%	76		4.2	14.3	1.8	3.6
	3%	77.9		4	12.2	2.2	3.7
	4%	76		5	10.9	3.1	5.1
	5%	31.8		13.8	30.1	9	15.4
	6%	68.3		7.3	11.5	4.7	8.1
Profundidad	4 km	63.7	6		17.2	4.8	8.3
	4.5 km	63.6	6		17.3	4.9	8.2
	5 km	63.6	6.1		17.3	4.9	8.2
	5.5 km	63.5	6.2		17.3	4.9	8.1
	6 km	63.4	6.2		17.4	4.9	8.1
Temperatura	870°C	69.4	6.8	8.7		6.1	8.9
	902.5°C	41	13.6	17		10.1	18.4
	935°C	14	20.7	27.2		15	23.1
	967.5°C	15.7	18.3	31.2		16.2	18.6
	1000°C	5.8	30.2	0		33.5	30.5
Cristales	17.50%	61.5	6.1	7.7	16.8		7.9
	23.13%	77.8	3.1	4	11.1		4
	30%	75.5	3.7	4.8	11.5		4.5
	36.20%	73.3	4.2	5.4	12		5.1
	40%	72	4.5	5.8	12.3		5.3
Sobrepresión	0 MPa	70.7	5.5	6.6	12.9	4.4	
	20 MPa	75.6	4.2	5.1	11.8	3.3	
	40 MPa	63.5	6.3	8	17.4	4.9	
	60 MPa	37.1	12	15.2	27	8.7	
	80 MPa	41.5	12.9	16.5	20.5	8.5	
	Promedio	58.4	10.4	11.0	19.6	8.6	11.7
	Promedio normalizado	48.8	8.7	9.2	16.4	7.2	9.8

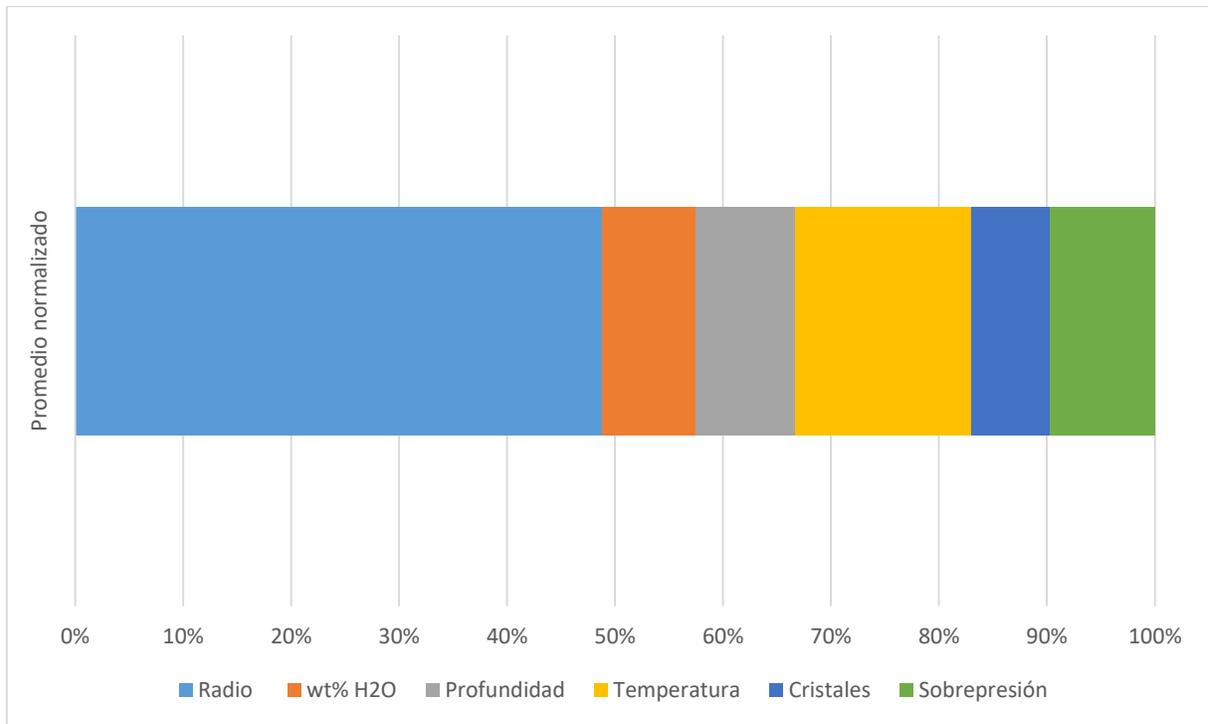


Figura 27. Gráfico de barras apilado al 100%, obtenido a partir del promedio normalizado de las sensibilidades finales de cada parámetro, usando el promedio.

Tabla 22. Tabla resumen del análisis de la amplitud de las sensibilidades finales de cada parámetro, respecto a la variación de otro parámetro, además del promedio de estos valores y el promedio normalizado.

		Radio	wt% H ₂ O	Profundidad	Temperatura	Cristales	Sobrepresión
Radio	15 m		26.9	2.7	46.6	13.2	10.7
	30 m		26.2	1.7	46	9.6	16.4
	50 m		32.4	2.5	22.3	12.1	30.8
	75 m		35.2	6.1	6.6	27.7	24.4
	100 m		44.2	0	0	35	20.9
wt% H ₂ O	1%	82.5		0.3	15.5	0.6	1.2
	2%	87.8		0.4	9.5	1.1	1.2
	3%	90.2		0.3	7.6	0.9	1.1
	4%	90.3		0.2	6.1	1.3	2.2
	5%	54.2		0.6	26.9	5.7	12.7
	6%	90.5		0.3	3.9	1.7	3.7
Profundidad	4 km	79.6	5		9.5	1.8	4.1
	4.5 km	79.7	5.1		9.5	1.8	3.9
	5 km	79.8	5.2		9.4	1.9	3.7
	5.5 km	79.8	5.3		9.4	1.9	3.5
	6 km	79.9	5.4		9.4	2	3.4
Temperatura	870°C	87.7	5.9	0.4		2.3	3.7
	902.5°C	61	17.2	1.3		6.2	14.2
	935°C	20.1	36.7	3		15.7	24.5
	967.5°C	24.4	34.2	4.4		19.9	17.1
	1000°C	0	44.6	0		39.2	16.2
Cristales	17.50%	81.2	5.5	0.4	9.6		3.4
	23.13%	90.1	2.3	0.2	6.3		1.2
	30%	89.4	2.9	0.2	6.2		1.3
	36.20%	88.5	3.6	0.3	6.2		1.4
	40%	87.7	4.2	0.5	6.2		1.4
Sobrepresión	0 MPa	87.6	5.1	0.1	5.6	1.6	
	20 MPa	89.6	3.3	0.1	5.9	1.1	
	40 MPa	82.4	5.5	0.4	9.7	2	
	60 MPa	58.4	16.4	1.6	17.6	5.9	
	80 MPa	65.4	18.2	2.7	7.4	6.4	
	Promedio	73.4	15.9	1.2	12.3	8.4	8.8
	Promedio normalizado	61.2	13.2	1.0	10.2	7.0	7.3

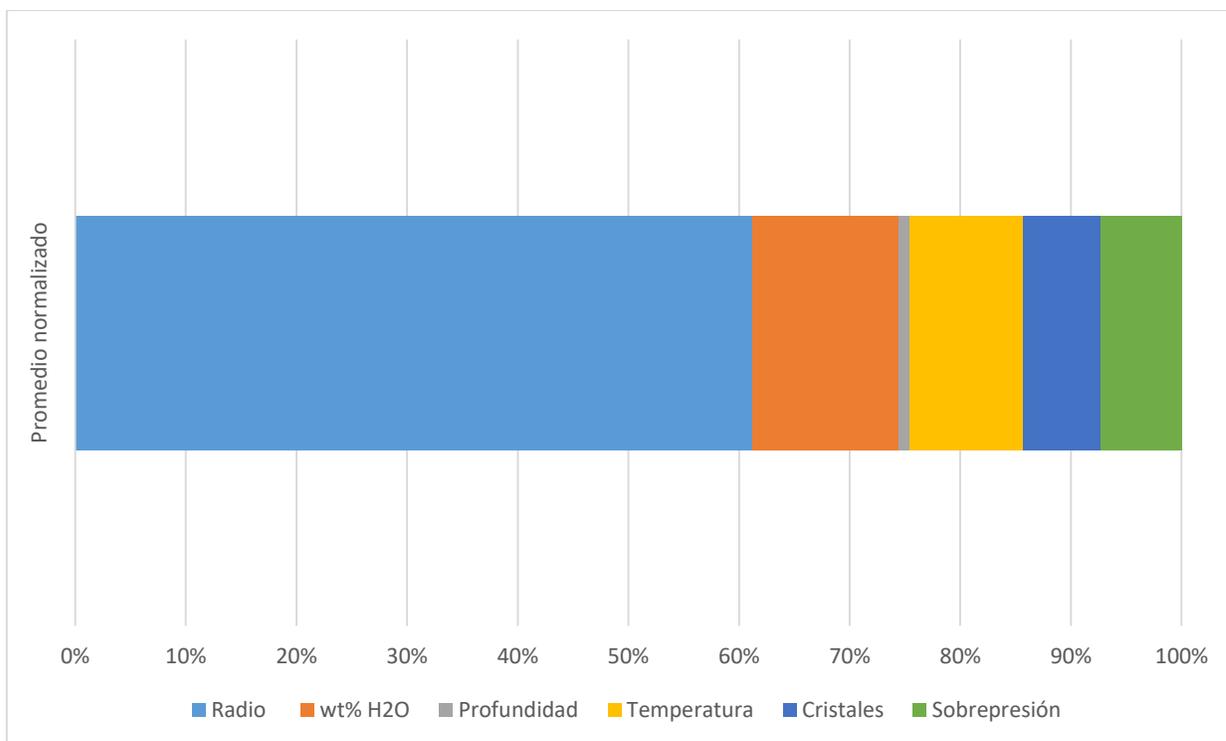


Figura 28. Gráfico de barras apilado al 100%, obtenido a partir del promedio normalizado de las sensibilidades finales de cada parámetro, usando la amplitud

5.3 Tasas eruptivas

Para la estimación de las tasas eruptivas de los flujos de lava en la erupción de 1846-1847, se realiza un análisis morfométrico de las coladas de lava reconocidas en el trabajo de Higgins et al. (2015), quienes reconocen 16 flujos erupcionados desde el volcán Quizapu, cuyos parámetros son mostrados en la Tabla 23. Se debe mencionar que el flujo de lava número 7 no aparece bien definido en el trabajo de Higgins et al. (2015), por lo que no se pudo trabajar con dicho flujo de lava en la obtención de una tasa eruptiva.

Tabla 23. Largo de los flujos de lava erupcionados en la erupción de 1846. Numerados según la nomenclatura de Higgins et al. (2015).

Flujos de lava	Largo [km]
1	2.77
2	1.78
3	4.59
4	4.42
5	6.49
6	6.1
7	--
8	7.04
9	7.7

10	8.01
11	8.52
12	9.05
13	8.89
14	10.05
15	17.31
16	7.87

Con base en el diagrama obtenido por Walker (1973), y los valores de largo de coladas de lava obtenidas para el volcán Quizapu, se obtiene lo mostrado en la Tabla 24, en donde se muestran las tasas eruptivas mínimas y máximas para cada uno de los flujos estudiados.

Tabla 24. Tasas eruptivas mínima y máxima obtenidas para el volcán Quizapu, basado en el diagrama de Walker (1973)

Flujos de lava	Tasa eruptiva mínima [m^3/s]	Tasa eruptiva máxima [m^3/s]
1	0.33	11.52
2	0.35	3.79
3	0.3	40.99
4	0.3	37.28
5	0.72	97.89
6	0.61	83.77
7	--	--
8	0.89	120.1
9	1.13	150.43
10	1.25	166.12
11	1.47	193.99
12	1.72	225.77
13	1.64	215.88
14	2.26	293.81
15	9.38	791.40
16	1.19	158.92

De los datos obtenidos, se observa que las tasas eruptivas mínimas se encuentran asociadas a los flujos de lava de menor longitud, obteniendo como mínimo 8×10^2 kg/s, al considerar una densidad de 2650 kg/m^3 . Se observa que las máximas tasas eruptivas son asociadas a flujos de lava que poseen la mayor longitud, alcanzando tasas eruptivas máximas de $791.40 \text{ m}^3/\text{s}$ que equivale a 2.1×10^6 kg/s. La mayoría de los flujos de lava poseen tasas eruptivas máximas comprendidas en el rango entre los $100 - 300 \text{ m}^3/\text{s}$, lo que equivale a tasas de $2.7-8 \times 10^5$ kg/s, con la densidad previamente mencionada; y tasas eruptivas mínimas comprendidas entre $0.6 - 1.3 \text{ m}^3/\text{s}$, lo que equivale a tasas de $1.59 - 3.45 \times 10^3$ kg/s.

Mediante el análisis de imágenes satelitales de las coladas de lava de la erupción del volcán Quizapu de 1846, se obtuvo lo entregado en la Tabla 25, que corresponden a parámetros usados en la ecuación de Jeffrey para los diferentes flujos, siguiendo la nomenclatura usada en el trabajo de Higgins et al. (2015). Para cada uno de los flujos, en caso de que se pudiera, se usaron mediciones en una porción proximal, medial y distal, siendo la excepción el flujo 15, el cual, por su notoria extensión, se decidió establecer una medición adicional en su porción medial. En el caso del flujo 11, no se realizó una medida, debido a que se considera parte de un flujo más extenso, el cual simplemente sobrepasó el canal previamente formado por un flujo de lava previo. Se considera para la obtención de un valor de pendiente, la porción superior del flujo de lava como un símil de la pendiente del terreno por donde se movilizó el flujo de lava y se obtuvo una viscosidad mínima y máxima, a partir del uso de la composición química del volcán Quizapu usando 0.1 wt% de agua y temperatura de 870°C, teniendo en cuenta la fórmula de Giordano et al. (2008), y a través del uso de la ecuación de Einstein-Roscoe, con contenido de cristales mínimos y máximos de 1 vol% hasta 45 vol%.

Tabla 25. Parámetros obtenidos para las porciones de los diferentes flujos de lava, usando la nomenclatura de Higgins et al. (2015). Se entrega las tasas eruptivas mínimas y máximas obtenidas a partir de la ecuación de Jeffrey.

Flujo	Posición	Espesor promedio [m]	Ancho [m]	Pendiente promedio (°)	Qmín [m ³ /s]	Qmáx [m ³ /s]
1	Proximal	205	660.6	5.5	5.26	549.8
1	Distal	210	894.6	26.5	26.3	2751.6
2	Distal	195	702.1	8	6.57	687.2
3	Proximal	115	708.4	13.5	2.26	236.4
3	Medial	17.5	1139.9	8.5	0.01	0.5
3	Distal	35	1118.7	13.5	0.06	6.7
4	Proximal	77.5	1228.9	6.55	0.34	35.4
4	Medial	17.5	591.9	3.5	0.002	0.2
4	Distal	95	968.6	6	0.57	59.7
5	Distal	65	822.1	7.75	0.24	24.7
6	Distal	42.5	547.3	10	0.08	8.9
7	--	--	--	--	--	--
8	Distal	40	1055.7	7	0.05	5.2
9	Medial	30.5	438.8	9.5	0.03	3.1
9	Distal	25	691.6	18	0.03	3.2
10	Medial	40	799.6	6	0.04	4.5
10	Distal	52.5	757.8	7.5	0.12	12.6
11	--	--	--	--	--	--
12	Distal	35	822.2	9.5	0.05	4.7
13	Proximal	90	313.4	17	1.36	141.9
13	Medial	47.5	486.3	12	0.14	14.8
13	Distal	70	870.7	17.5	0.66	68.7
14	Proximal	115	1086.0	8	1.35	140.9

14	Medial	90	581.5	12.5	1	105.1
14	Distal	95	1128.6	9	0.85	89.3
15	Medial 1	85	1570.7	7	0.48	49.8
15	Medial 2	95	1125.9	18	1.69	176.4
15	Distal	35	1155.7	13	0.06	6.4
16	Proximal	60	1536.5	18.5	0.44	45.6
16	Medial	47	342.6	19.5	0.22	23.1
16	Distal	55	1826.3	4.5	0.08	8.7

De los datos obtenidos, se observa que la tasa eruptiva mínima obtenida, usando la ecuación de Jeffrey, es de 5.52 kg/s, al considerar una densidad de 2650 kg/m³. Se aprecia que la máxima tasa eruptiva obtenida se encuentra asociada al flujo de lava 1, obteniendo 2751.6 m³/s que equivale a 7.2×10^6 kg/s. La mayoría de los flujos de lava poseen tasas eruptivas máximas comprendidas en el rango entre los 3 - 150 m³/s, lo que equivale a tasas de 7.95×10^3 kg/s – 3.98×10^5 kg/s, con la densidad previamente mencionada; la mayoría de las tasas eruptivas mínimas se encuentran comprendidas entre 0.3 – 1.7 m³/s, lo que equivale a tasas de 0.8 – 4.51×10^3 kg/s.

Con base en los métodos usados para el cálculo de tasas eruptivas a partir de las dimensiones de la columna eruptiva, se obtienen los resultados mostrados en la Tabla 26, para la erupción del año 1932 del volcán Quizapu.

Tabla 26. Tasas eruptivas obtenidas para los distintos modelos en base a las alturas de columnas observadas en el volcán Quizapu

Altura km	Wilson & Walker (1987)		Bursik et al. (1992)		Carey & Bursik et al. (2000)	
	10 ⁵ m ³ /s	10 ⁸ kg/s	10 ⁵ m ³ /s	10 ⁸ kg/s	10 ⁵ m ³ /s	10 ⁸ kg/s
27	0.71	1.71	1.33	3.19	0.46	1.11
28	0.83	1.98	1.61	3.86	0.53	1.28
29	0.95	2.28	1.94	4.65	0.61	1.47
30	1.09	2.61	2.31	5.55	0.70	1.67
31	1.24	2.98	2.75	6.60	0.79	1.90
32	1.41	3.38	3.25	7.80	0.89	2.15
33	1.59	3.82	3.82	9.17	1.01	2.42
34	1.79	4.31	4.47	10.73	1.13	2.71

Para el paso de una a otra medida se usó densidad de 2400 kg/m³ considerando valores similares a los expuestos en Hildreth & Drake (1992)

5.4 Resultados de modelo

Con los resultados obtenidos a partir de estas ecuaciones, se seleccionan, del modelo de ascenso de magma en el conducto, aquellas simulaciones que permiten obtener las tasas eruptivas descritas en la Tabla 26. Así, se tiene que al ejecutar el modelo de ascenso de magma en el conducto se considera un valor mínimo de tasa eruptiva de $1.1 \times 10^8 \text{ kg/s}$, dado por el modelo de Carey & Bursik et al. (2000) para columnas de 27 km, y un máximo de tasa eruptiva de $1 \times 10^9 \text{ kg/s}$, dada por el modelo de Bursik et al. (1992) para columnas de 34 km, resultando lo mostrado en la Figura 29, cuando se usa como temperatura 870°C y 6 km de profundidad de cámara magmática, variando el contenido de fase sólida en el magma para diferentes condiciones de radio de conducto volcánico, sobrepresión y contenido de agua disuelta.

Se observa que radios de 15 m no permiten obtener soluciones explosivas en ninguno de los casos estudiados. Para contenidos iniciales de fase sólida de 17.5 vol%, se observa que el modelo entrega soluciones explosivas para radios menores a 50 m con contenidos de agua disuelta asociadas por higrometría a la erupción de 1932 (Ruprecht & Bachmann, 2010). En cuanto a radios mayores, se obtienen soluciones explosivas solo para casos donde el contenido de agua disuelta es menor a 4 wt%, en donde solo un caso consigue una solución explosiva para valores de contenido de agua disuelta igual a 4 wt%.

Para contenidos iniciales de fase sólida de 30 vol%, se observa que el modelo entrega soluciones explosivas para radios de 30 m en condiciones de agua disuelta de 5 y 6 wt%. Para radios de 50 m, las soluciones son obtenidas para valores de agua disuelta mayores a 3 wt%, en cambio, para radios de 75 m, se obtienen soluciones explosivas para contenidos de agua disuelta entre 2 y 5 wt%. Para radios de 100 m, se obtienen soluciones explosivas para valores de contenido de agua disuelta de 1 y 2 wt%.

Con contenidos iniciales de fase sólida de 40 vol%, se observa que el modelo entrega soluciones explosivas para radios de 30 m solo cuando se poseen contenidos de agua disuelta de 6 wt% con sobrepresión de 80 MPa. Con radios de 50 m, se obtienen soluciones explosivas con contenidos de agua disuelta mayor a 4 wt%, con solo 2 soluciones encontradas para valores de 3 wt%. Con radios de 75 m, se obtienen soluciones con contenidos de agua disuelta mayores a 2 wt%, y para radios de 100 m, soluciones con contenidos de agua disuelta mayores a 2 wt% y menores a 4 wt%.

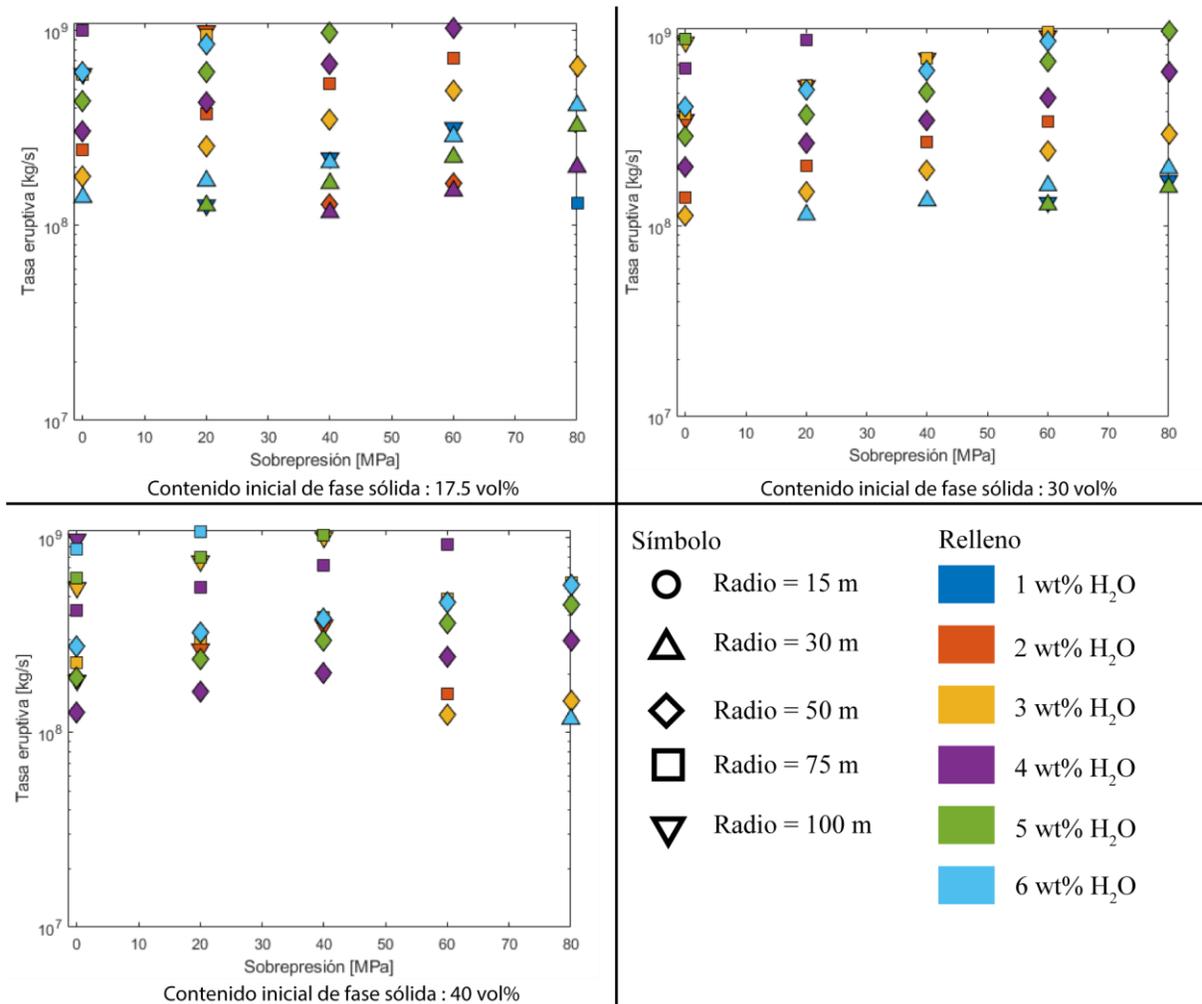


Figura 29. Soluciones explosivas entregadas por el modelo de ascenso de magma en el conducto con temperatura de magma de 870°C y profundidades de techo de cámara magmática de 6 km. Se varía el contenido inicial de cristales, la sobrepresión, el contenido de agua disuelta y el radio de conducto volcánico.

Del modelo, las profundidades de fragmentación de las soluciones explosivas con temperaturas de 870°C, 6 km de profundidad de cámara magmática, contenido de fase sólida inicial de 17.5 vol%, con variaciones de sobrepresión, radio de conducto y contenido de agua disuelta, se encuentran prioritariamente entre 0-450 m de profundidad.

En cuanto a las soluciones efusivas, simulando gracias al modelo de ascenso de magma en el conducto, con temperaturas de 870°C y diferentes contenidos iniciales de fase sólida para diferentes valores de radio de conducto volcánico, sobrepresión y contenido de agua disuelta, se obtiene lo mostrado en la Figura 30.

Se observa que las soluciones efusivas, considerando contenido de fase sólida inicial de 17.5 vol%, son obtenidas en condiciones diferentes a valores de sobrepresión de 0 MPa, solo cuando se poseen contenidos de agua disuelta menores o iguales a 2 wt%. Cabe señalar que cuando se posee

contenidos de agua iguales a 1 wt% existen soluciones efusivas para todos los valores de radio de conducto volcánico, sin embargo, cuando se posee contenido de agua disuelta de 2 wt%, los radios de conducto que obtienen soluciones efusivas es de 15 m. Para los valores de sobrepresión de 0 MPa, se obtienen soluciones efusivas con contenidos de agua disuelta menores o iguales a 5 wt% con radios de conducto. Para contenidos de agua disuelta iguales a 1 wt%, se obtienen soluciones efusivas para todas los radios, en cambio, para las demás solo se obtienen cuando el radio de conducto es igual a 15 m, a excepción de los casos en que se posee 2 wt%, donde se obtiene una solución adicional, cuando se poseen radios de conducto iguales a 30 m.

Las soluciones efusivas, considerando contenido inicial de fase sólida de 30 vol%, son obtenidas, para sobrepresiones diferentes a los 0 MPa, solo cuando se poseen contenidos de agua disuelta menores o iguales a 4 wt%, considerando que cuando se posee 1 wt% existen soluciones efusivas para todos los tamaños de radio de conducto, sin embargo, cuando se posee contenido de agua disuelta de 2 wt%, los radios de conducto que obtienen soluciones efusivas son 15 m y 30 m. Para valores mayores en el contenido de agua disuelta (≥ 3 wt%), estas se obtienen para radios de conducto iguales a 15 m. Para los valores de sobrepresión de 0 MPa, se obtienen soluciones efusivas para todos los contenidos de agua disueltos. Para contenidos de agua disuelta iguales a 1 wt%, se obtienen soluciones efusivas para todas los radios de conducto volcánico, en cambio, para las demás solo se obtienen cuando el radio de conducto es igual a 15 m, a excepción de los casos en que se posee 2 wt%, donde se obtiene una solución adicional, con radios de conducto iguales a 30 m.

Se observa que, con contenido inicial de fase sólida de 40 vol%, las soluciones efusivas son obtenidas con mayor frecuencia. Con contenidos de agua disuelta iguales a 1 wt%, las soluciones efusivas son obtenidas para todos los radios de conducto estudiados. Para contenidos de agua mayores, las soluciones efusivas son obtenidas cuando el radio de conducto es menor a 50 m, teniendo en cuenta que para contenidos de agua disuelta de 2 wt%, se obtienen soluciones efusivas con radios de conducto iguales a 75 m.

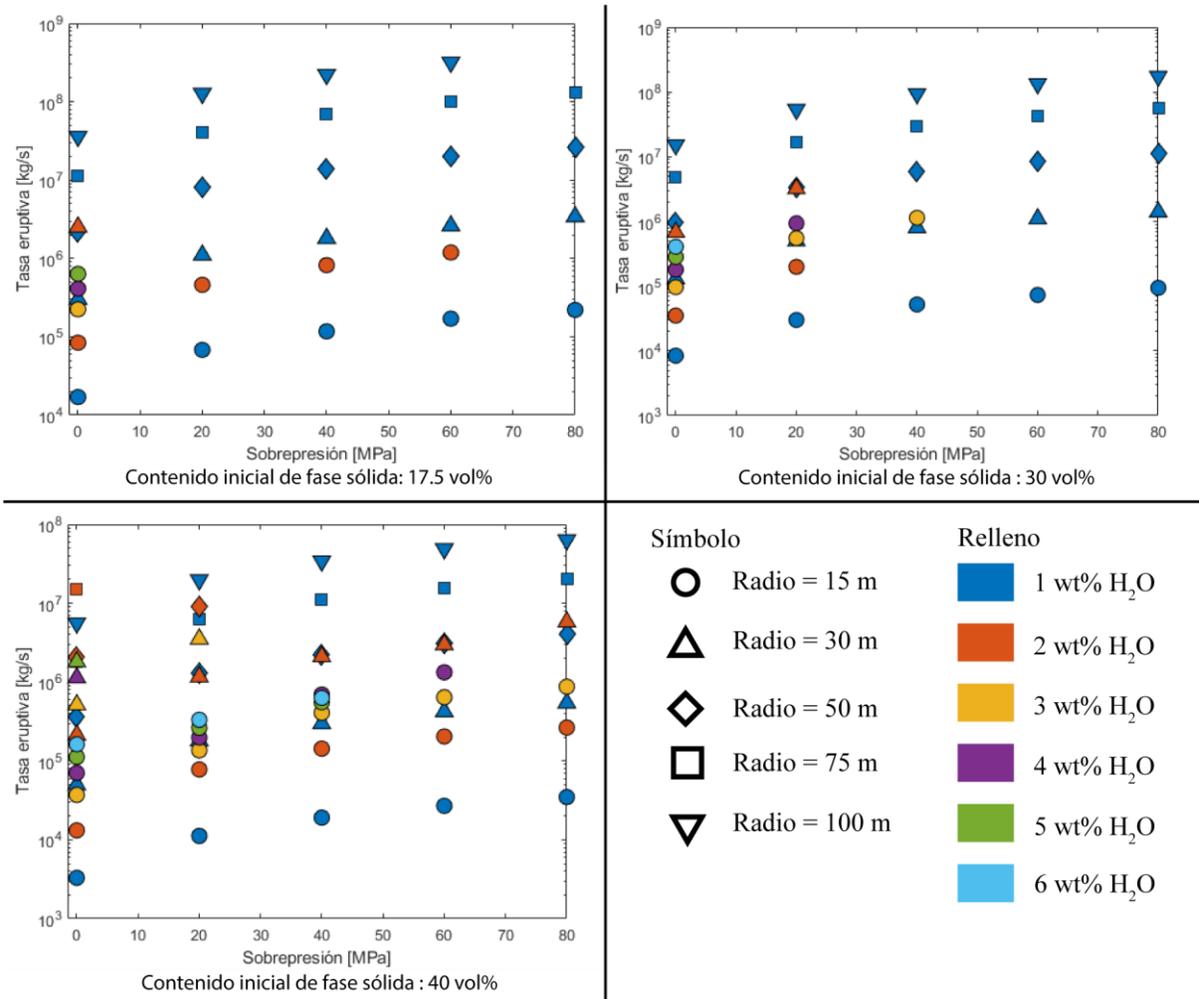


Figura 30. Soluciones efusivas entregadas por el modelo de ascenso de magma en el conducto con temperatura de magma de 870°C y profundidades de techo de cámara magmática de 6 km. Se varía el contenido inicial de cristales, la sobrepresión, el contenido de agua disuelta y el radio de conducto volcánico.

En la Figura 31, se muestra aquellas simulaciones constreñidas a las tasas eruptivas máximas obtenidas para la erupción del volcán Quizapu, con base en el análisis morfométrico. Se aprecia que, al acotar, se obtienen soluciones, donde el radio de conducto volcánico que se puede obtener es menor a 30 m, con contenidos de agua disuelta menores o iguales a 4 wt%.

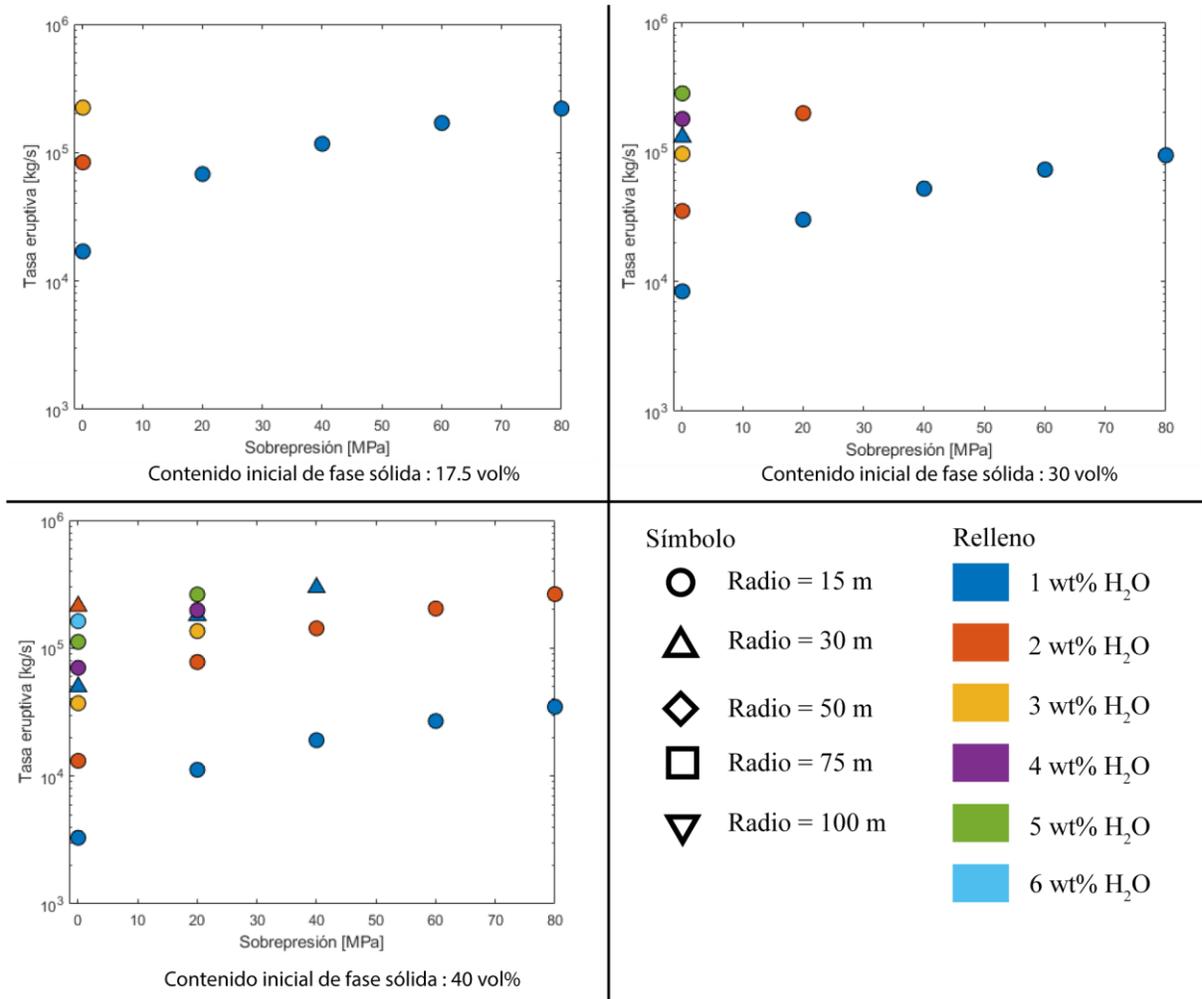


Figura 31. Soluciones efusivas entregadas por el modelo de ascenso de magma en el conducto, acotadas a las tasas eruptivas obtenidas para la erupción de 1846 - 1847, con temperatura de magma de 870°C y profundidades de techo de cámara magmática de 6 km. Se varía el contenido inicial de cristales, la sobrepresión, el contenido de agua disuelta y el radio de conducto volcánico.

Se realiza la simulación con temperatura del magma en 1000°C y 6 km de profundidad de techo de la cámara magmática, obteniendo lo mostrado en la Figura 32 para diferentes valores de contenido inicial de fase sólida, sobrepresión, contenido de agua disuelta y radio de conducto.

Se observa que solo se producen erupciones efusivas con contenidos de agua de 1 wt% para todos los contenidos iniciales de fase sólida simulados. A medida que va aumentando el contenido inicial de cristales, va aumentando el número de soluciones efusivas obtenidas por el modelo, así como el tamaño del radio de conducto necesario para permitir soluciones efusivas.

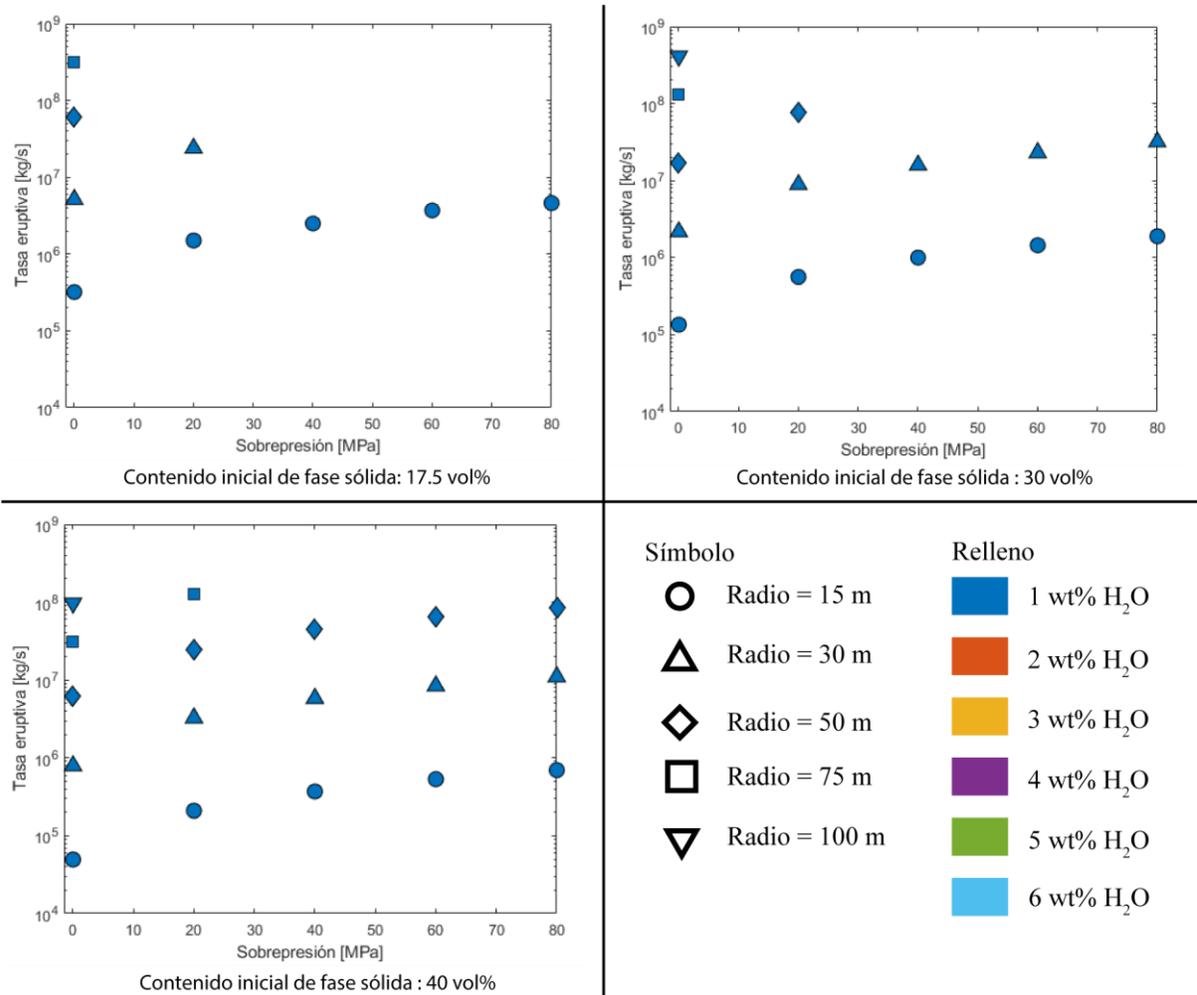


Figura 32. Soluciones efusivas entregadas por el modelo de ascenso de magma en el conducto, acotadas a las tasas eruptivas obtenidas para la erupción de 1846 - 1847, con temperatura de magma de 1000°C y profundidades de techo de cámara magmática de 6 km. Se varía el contenido inicial de cristales, la sobrepresión, el contenido de agua disuelta y el radio de conducto volcánico.

En la Figura 33, se muestra aquellas simulaciones constreñidas a las tasas eruptivas máximas obtenidas para la erupción del volcán Quizapu, con base en el análisis morfométrico. Se aprecia que, al acotar, se obtiene que las soluciones solo son obtenidas con radios de conducto de 15 m y contenidos de agua disuelta de 1 wt%. El número de soluciones se reduce de forma significativa, llegando al extremo que para las condiciones ya planteadas y contenido inicial de fase sólida es 17.5% no existe solución efusiva encontrada por el modelo.

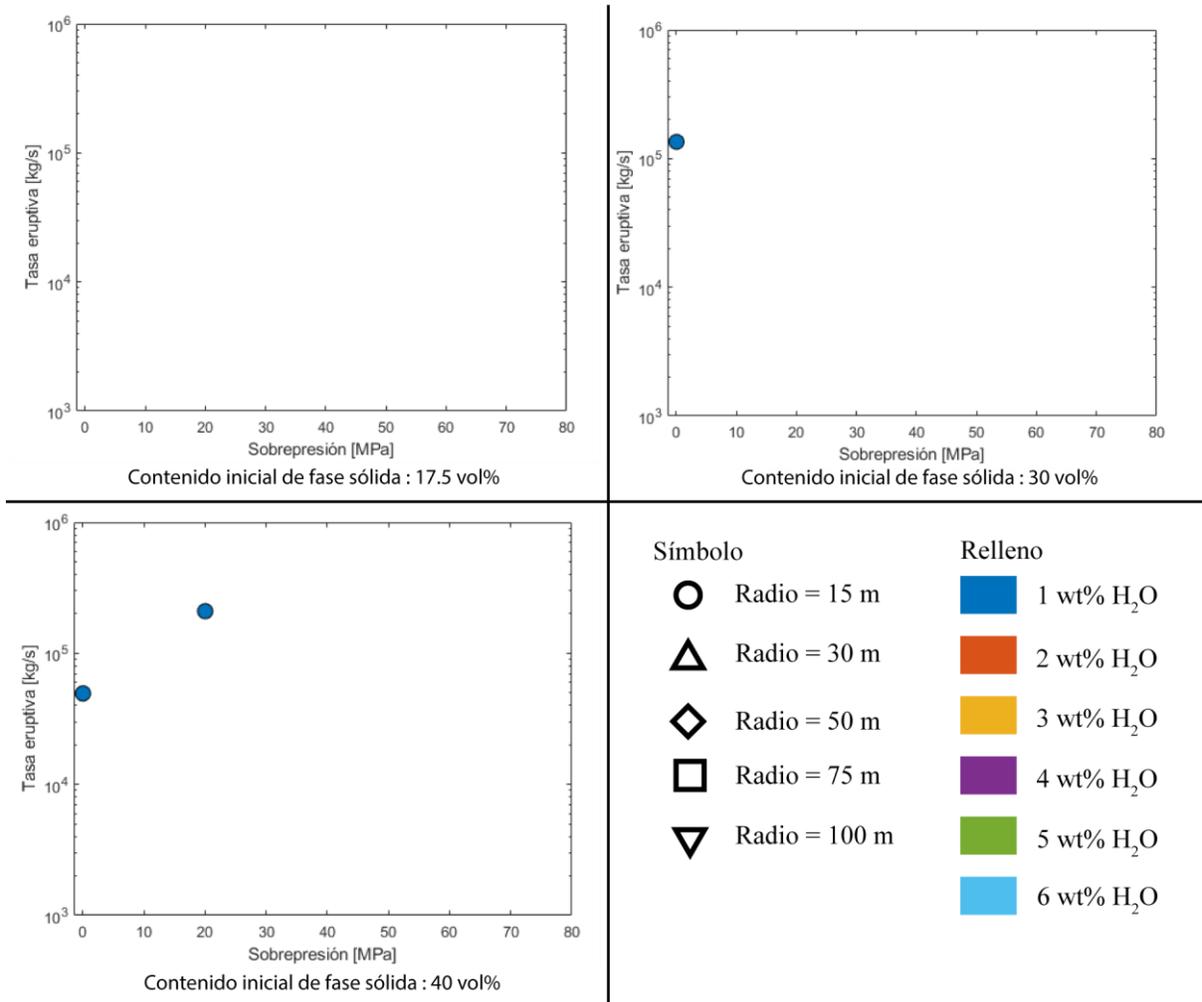


Figura 33. Soluciones efusivas entregadas por el modelo de ascenso de magma en el conducto, acotadas a las tasas eruptivas obtenidas para la erupción de 1846 - 1847, con temperatura de magma de 1000°C y profundidades de techo de cámara magmática de 6 km. Se varía el contenido inicial de cristales, la sobrepresión, el contenido de agua disuelta y el radio de conducto volcánico.

6. Reevaluación de isópacas

Se realiza el trazado de las isópacas proximales y mediales (espesores ≥ 20 cms), las cuales son obtenidas a partir de la geolocalización de un ráster definido por Hildreth & Drake (1992). Las isópacas mencionadas son mostradas en la Figura 34.

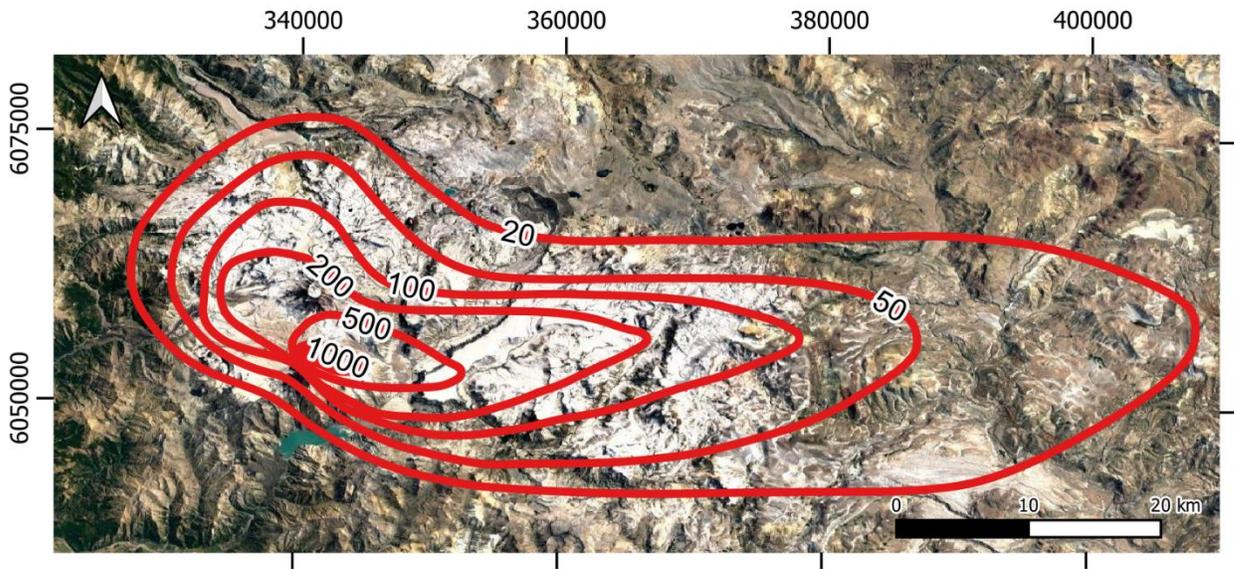


Figura 34. Isópacas proximales y mediales definidas por Hildreth & Drake (1992). Las medidas corresponden a centímetros. De forma poco clara se observa, delimitando el cráter del volcán Quizapu, la isópaca de 2000 cm. Sistema de coordenadas WGS 84 UTM Zone 19S

A continuación, se muestran 3 trazados de isópacas distales distintas mostradas en la Figura 35, Figura 36 y Figura 37, las cuales corresponden a las de Larsson (1937), Hildreth & Drake (1992); y las de este trabajo. La reconstrucción de las isópacas distales de Larsson (1937) y Hildreth & Drake (1992) son obtenidas a partir de la geolocalización de las isópacas obtenidas en el trabajo de Hildreth & Drake (1992), adicionando para el caso de Larsson (1937) una isópaca de espesor de 2 cm, obtenida desde el trabajo de Rovere (2012). En cambio, las isópacas distales obtenidas en este trabajo provienen de la interpretación de los datos recolectados mediante la geolocalización de los puntos que contenían datos de los espesores de depósitos de tefra obtenidos por Kittl (1933) en diferentes estaciones ferroviarias de Argentina.

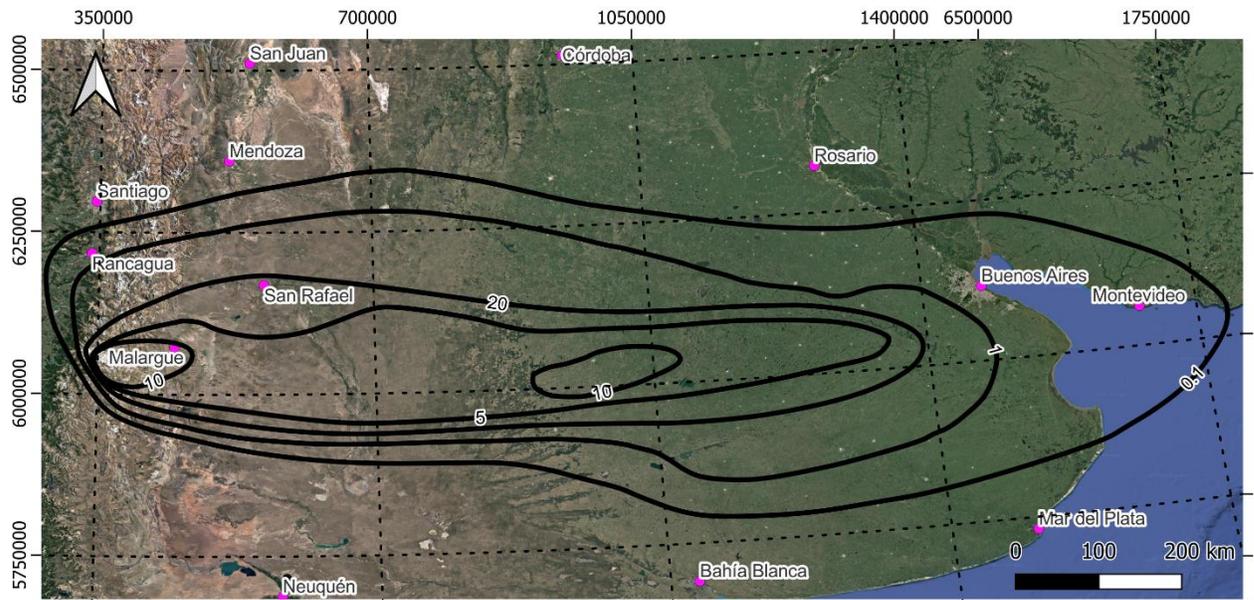


Figura 35. Isópacas definidas por Larsson (1937). Las medidas corresponden a centímetros. Sistema de coordenadas WGS 84 UTM Zone 19S

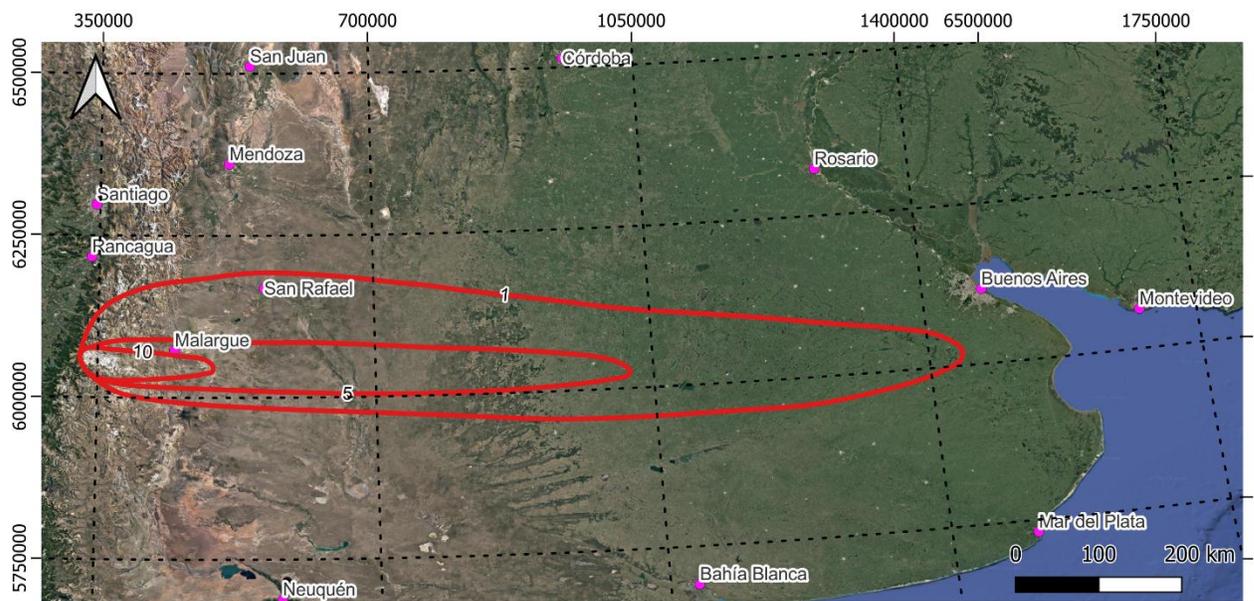


Figura 36. Isópacas definidas por Hildreth & Drake (1992). Las medidas corresponden a centímetros. Sistema de coordenadas WGS 84 UTM Zone 19S

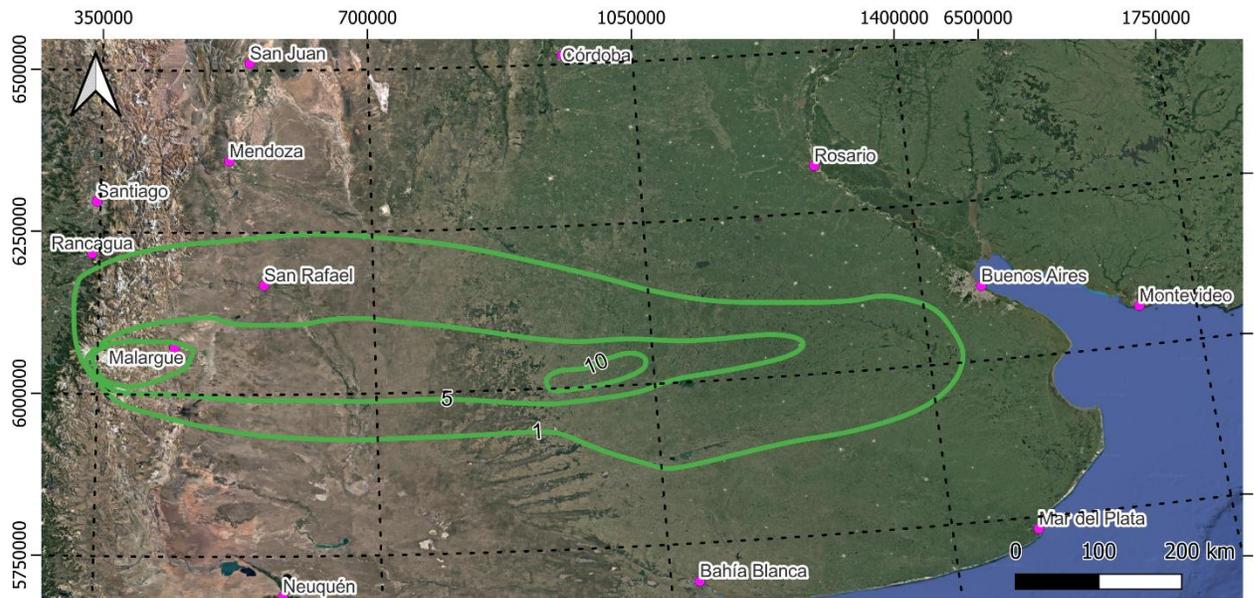


Figura 37. Isópachas definidas por este trabajo. Las medidas corresponden a centímetros. Sistema de coordenadas WGS 84 UTM Zone 19S

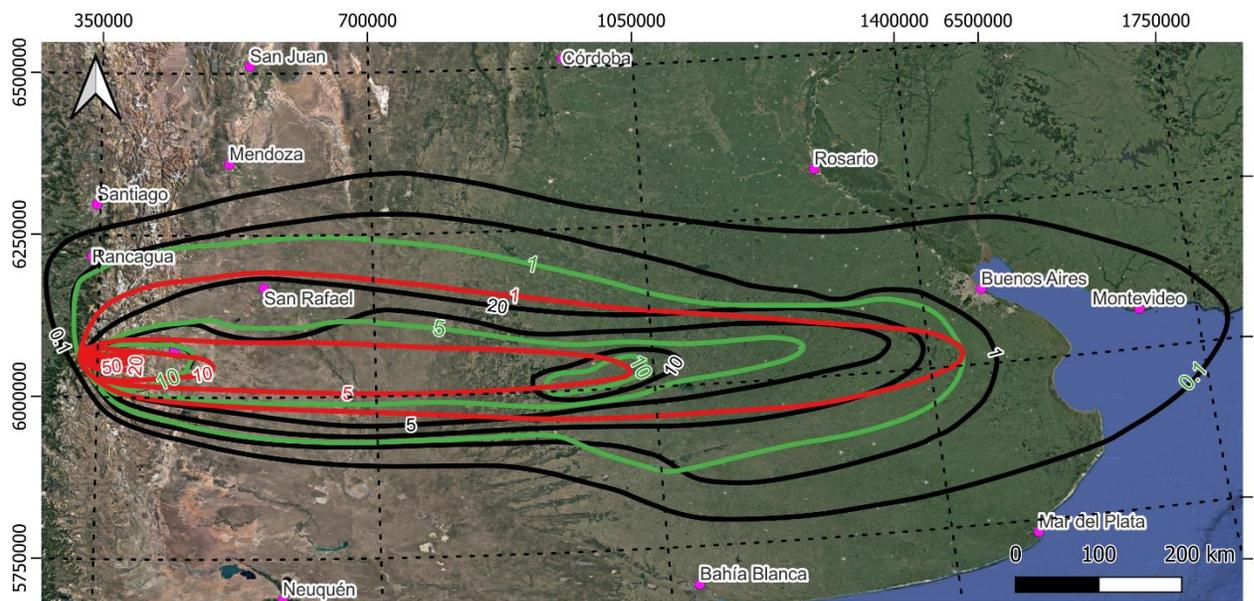


Figura 38. Mapa donde se muestran las isópachas, en donde las isópachas rojas son las realizadas por Hildreth & Drake (1992), las negras son las realizadas por Larsson (1937) y las verdes son las obtenidas en este trabajo. Sistema de coordenadas WGS 84 UTM Zone 19S. Imagen satelital obtenida a través de Google Earth.

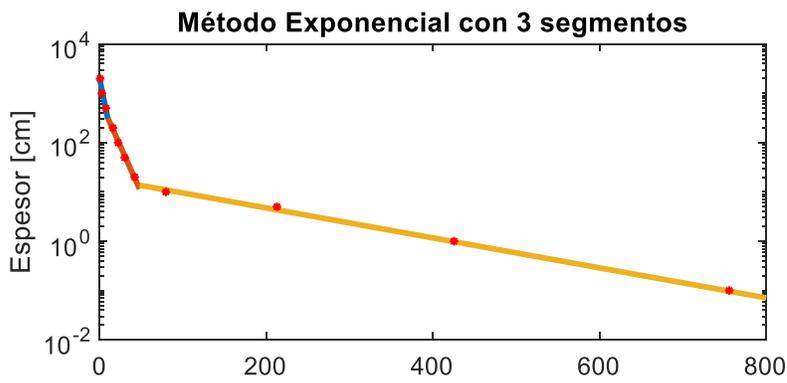
A partir de las isópachas presentadas, se obtuvo 3 conjuntos de datos, mostrados en la Tabla 27.

Tabla 27. Datos obtenidos a partir del trazado de isópacas.

Tipo de Isópaca	Espesor [cm]	$\sqrt{\text{Área}} \text{ [km]}$		
		Larsson (1937)	Hildreth & Drake (1992)	Este trabajo
Proximales	2000		0.639	
	1000		2.793	
	500		7.564	
	200		16.105	
Mediales	100		22.271	
	50		30.174	
	20		42.136	
	10	126.99	79.527	104.02
Distales	5	343.708	212.848	292.305
	2	434.52	--	434.52
	1	584.559	425.357	532.068
	0.1	755.574	755.574	755.574

Como se señala a lo largo del texto, las isópacas proximales y mediales (espesor $\geq 20 \text{ cm}$) corresponden a las de Hildreth & Drake (1992), ya que son el único registro que se tiene de dichos valores. En la Tabla 27, se presenta el ‘Tipo de isópaca’ como una clasificación definida para evitar redundancias en lo que resta de texto. Las isópacas de 2 cm presentan similares valores en este trabajo y el definido para Larsson (1937), por lo que se decidió tomar dicho valor para ambos trabajos. El único registro que existe de la isópaca de 0.1 mm corresponde al obtenido por Larsson (1937), por lo que se decide seguir usando dicho valor.

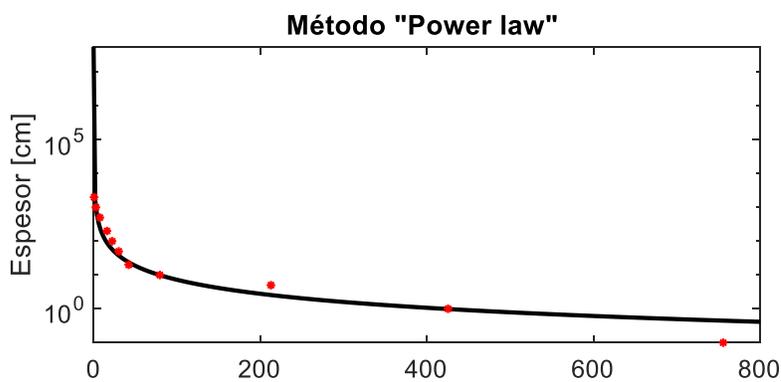
A partir de los datos presentados en la Tabla 27, se obtiene el volumen erupcionado de la erupción de 1932 con los métodos de gráfica exponencial con 3 segmentos, ‘Power-Law’ y Weibull. Los gráficos obtenidos a partir de las isópacas de Hildreth & Drake (1992), Larsson (1937) y los de este trabajo son mostrados en la Figura 25, Figura 26 y Figura 27, respectivamente.



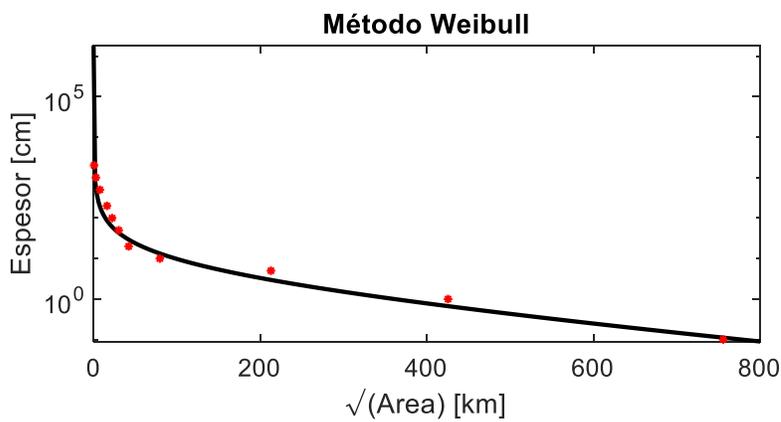
Segmento proximal
 $y = 2014.6e^{-0.191x}$

Segmento Medial
 $y = 748.54e^{-0.087x}$

Segmento Distal
 $y = 19.188e^{-0.007x}$



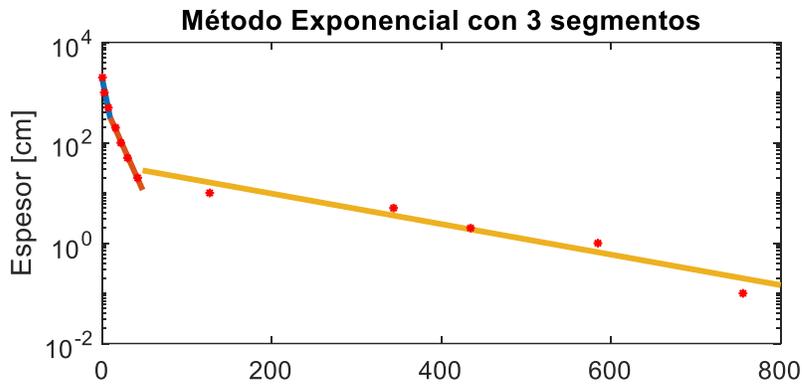
$y = 4110x^{-1.337}$



$y = \theta \left(\frac{x}{\lambda}\right)^{n-2} e^{-\left(\frac{x}{\lambda}\right)^n}$

Con
 $\theta = 5.32$
 $\lambda = 264.8$
 $n = 0.981$

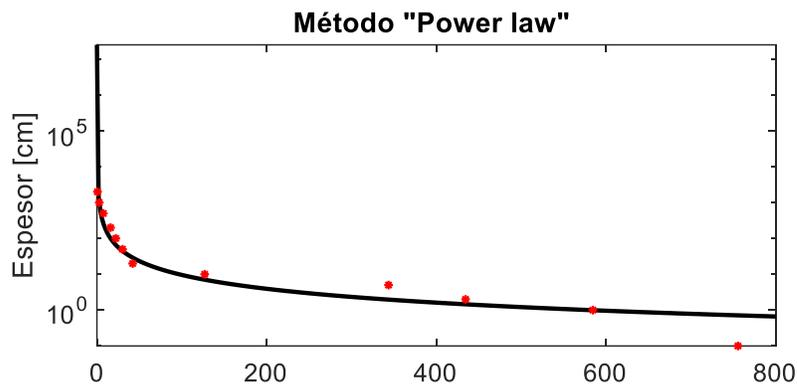
Figura 39 Gráficos Espesor vs $\sqrt{\text{Área}}$ con los datos de Hildreth & Drake (1992), usando los diferentes métodos. Los puntos rojos corresponden a los datos y las curvas al respectivo método, del cual se adjunta la fórmula asociada.



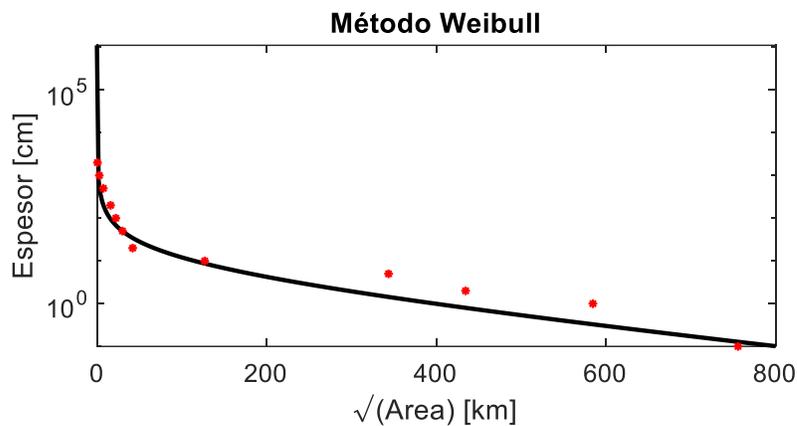
Segmento proximal
 $y = 2014.6e^{-0.191x}$

Segmento Medial
 $y = 748.54e^{-0.087x}$

Segmento Distal
 $y = 39.423e^{-0.007x}$



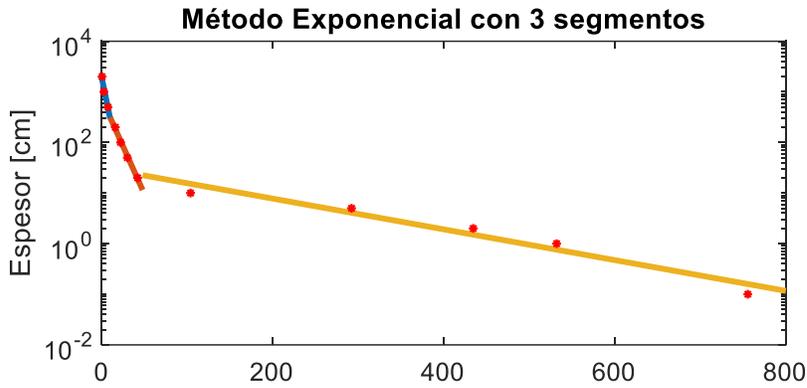
$y = 3550x^{-1.284}$



$y = \theta \left(\frac{x}{\lambda}\right)^{n-2} e^{-\left(\frac{x}{\lambda}\right)^n}$

Con
 $\theta = 6.82$
 $\lambda = 265.22$
 $n = 1.03$

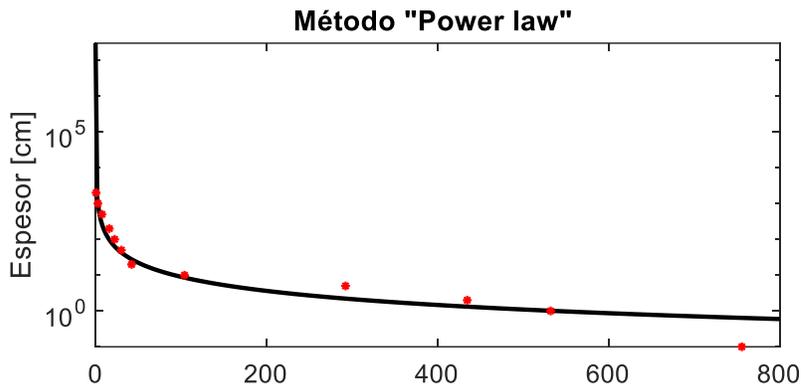
Figura 40. Gráficos Espesor vs $\sqrt{\text{Área}}$ con los datos de Larsson (1937) usando los diferentes métodos. Los puntos rojos corresponden a los datos y las curvas al respectivo método, del cual se adjunta la fórmula asociada.



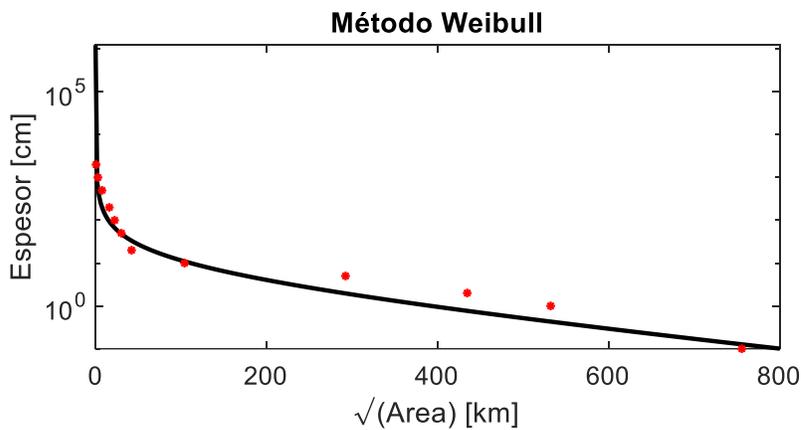
Segmento proximal
 $y = 2014.6e^{-0.191x}$

Segmento Medial
 $y = 748.54e^{-0.087x}$

Segmento Distal
 $y = 31.531e^{-0.007x}$



$$y = 3663x^{-1.305}$$



$$y = \theta \left(\frac{x}{\lambda}\right)^{n-2} e^{-\left(\frac{x}{\lambda}\right)^n}$$

Con
 $\theta = 6.42$
 $\lambda = 266.72$
 $n = 1.03$

Figura 41. Gráficos Espesor vs $\sqrt{\text{Área}}$ usando los diferentes métodos con los datos de este trabajo. Los puntos rojos corresponden a los datos y las curvas al respectivo método, del cual se adjunta la fórmula asociada.

Se presentan, en la Tabla 69 (Anexos E), los datos asociados a los distintos modelos usados para el ajuste del espesor. En el caso de que se presente solo un valor centrado, esto refleja que el valor es el mismo para los 3 casos de estudio.

Con base en lo obtenido en los modelos, se obtiene la Tabla 28, en donde se entregan los valores de volúmenes a partir de cada modelo, así como otros parámetros que permiten caracterizar a la erupción. Cabe destacar que para la obtención del volumen gracias al método ‘Power – law’ se usaron 2 límites de integración distales. La densidad usada para el cálculo de la masa erupcionada, en base al volumen obtenido, se obtuvo de datos distales, ya que este tipo de depósitos correspondería a > 70% del depósito de caída, por lo que se evita incurrir en errores con densidades menores encontradas en los depósitos proximales.

Tabla 28. Datos obtenidos de la integración de los modelos usados para determinar volumen

	Larsson (1937)	Hildreth & Drake (1992)	Este trabajo
Volumen erupcionado¹ [km^3]			
Exponencial	7.41	4.02	6.1
Power – law	4.74 – 5.84	3.39 – 4.06	4.4 - 5.38
Weibull	3.91	3.22	3.77
Masa erupcionada² [$10^{13} kg$]			
Exponencial	1.67	0.9	1.37
Power-law	1.07 – 1.31	0.76 – 0.91	0.99 – 1.21
Weibull	0.88	0.73	0.85
Magnitud³			
Exponencial	6.22	5.95	6.14
Power – law	6.03 – 6.12	5.88 – 5.96	5.99 – 6.08
Weibull	5.94	5.86	5.93

[1] Se entrega valores DRE, usando el factor usado por Hildreth & Drake (1992).

[2] La densidad usada es $952.5 kg/m^3$, basado en el promedio de 12 muestras obtenidas más allá de los 70 km desde el centro eruptivo, compiladas por Hildreth & Drake (1992). (Desviación estándar $108.7 kg/m^3$).

[3] Magnitud = Log (Masa) – 7 (Pyle, 2000).

Con base en los modelos que relacionan la altura de la columna eruptiva y la tasa eruptiva presente en la erupción, se tiene que considerando un mínimo de $1.14 \times 10^8 kg/s$, dado por el modelo de Carey & Bursik et al. (2000) para columnas de 27 km, y un máximo de tasa eruptiva de $1 \times 10^9 kg/s$, dada por el modelo de Bursik et al. (1992) para columnas de 34 km, se obtiene la masa total erupcionada para distintos tiempos en la Tabla 29, considerando que la altura de la columna es constante, y por ende la tasa eruptiva, a lo largo de la erupción lo es.

Tabla 29. Masas totales erupcionadas en base a tasas eruptivas mínimas y máximas de los modelos de Wilson & Walker (1987), Bursik et al. (1992) y Carey & Bursik et al. (2000) con duraciones mínimas y máximas de la erupción

Duración de la erupción	Masa total erupcionada	
	Tasa eruptiva	
	$1.14 \times 10^8 \text{ kg/s}$	$1 \times 10^9 \text{ kg/s}$
18 h	$0.74 \times 10^{13} \text{ kg}$	$6.54 \times 10^{13} \text{ kg}$
21 h	$0.86 \times 10^{13} \text{ kg}$	$7.63 \times 10^{13} \text{ kg}$
24 h	$0.98 \times 10^{13} \text{ kg}$	$8.72 \times 10^{13} \text{ kg}$

7. Discusiones

7.1 Tasas eruptivas de la erupción de 1846

Del análisis morfométrico, se obtienen las tasas eruptivas de la erupción de 1846, mediante 2 métodos: Walker (1973) y el uso de la ecuación de Jeffrey. El uso de estas metodologías requiere tener ciertas precauciones considerando la confección y los supuestos que presentan cada uno de ellos. En el caso del método de Walker (1973), se debe tener en cuenta que las erupciones usadas para la creación del diagrama son de diversas composiciones químicas, teniendo desde basalto hasta dacita, siendo principalmente erupciones de composición química basáltica–andesita basáltica, diferentes a la composición química presente en esta erupción, principalmente dacítica. Además, el valor mínimo y máximo de tasa eruptiva, delimitados por el diagrama, son basados en la interpolación de 2 puntos, lo cual puede conllevar errores, debido a la falta de puntos que constriñan los extremos. En cuanto a las falencias que presenta el método que usa la ecuación de Jeffrey, se debe tener en cuenta que: no se conoce la pendiente del terreno bajo el flujo de lava, debido principalmente a que se encuentra cubierto por la misma lava, así como en algunas zonas, por el depósito piroclástico de la erupción de 1932; el espesor del flujo de lava puede ser alterado, debido a la acumulación de piroclastos de la erupción de 1932, sin embargo, se debe señalar que estas variaciones no afectarían de forma significativa los valores de tasa eruptiva calculadas; el uso de imágenes satelitales que pueden presentar problemas de resolución que pueden afectar la obtención del espesor del flujo; y la viscosidad de la lava es obtenida a partir de ciertos supuestos como el de la cantidad de volátiles disueltos, así como una composición similar para todos los puntos estudiados, lo que puede alterar de forma importante los resultados.

Teniendo en cuenta las falencias que presentan ambos métodos de obtención de tasas eruptivas, se obtiene la Tabla 30, Tabla 31 y Tabla 32.

Tabla 30. Valores mínimos y máximos obtenidos para las tasas eruptivas de la erupción del volcán Quizapu de 1846.

Método de obtención de tasa eruptiva	Mín Q [kg/s]	Máx Q [kg/s]
Walker (1973)	8×10^2	2.1×10^6
Ecuación de Jeffrey	5.5	7.2×10^6

Q, mín y máx es una abreviatura para tasa eruptiva, mínimo y máximo, respectivamente

Tabla 31. Medidas de posición y tendencia central obtenido para los valores mínimos de tasa eruptiva.

Método de obtención de tasa eruptiva	1° Cuartil Q [kg/s]	3° Cuartil Q [kg/s]	Mediana Q [kg/s]	Media Q [kg/s]
Walker (1973)	0.93×10^3	4.3×10^3	3×10^3	4.2×10^3
Ecuación de Jeffrey	0.15×10^3	3.1×10^3	0.6×10^3	4.6×10^3

Tabla 32. Medidas de posición y tendencia central obtenido para los valores máximos de tasa eruptiva.

Método de obtención de tasa eruptiva	1° Cuartil Q [kg/s]	3° Cuartil Q [kg/s]	Mediana Q [kg/s]	Media Q [kg/s]
Walker (1973)	1.1×10^5	5.7×10^5	4×10^5	4.6×10^3
Ecuación de Jeffrey	1.5×10^4	3.3×10^5	6.5×10^4	4.8×10^3

Al comparar estas tasas eruptivas con las de otras erupciones efusivas de composición félsica superior a 57% SiO₂, obtenidas del trabajo de Bertin et al., (2015), las tasas eruptivas en estas erupciones son generalmente menores a 50 m³/s, existiendo algunas que sobrepasan dicho valor, siendo siempre menor a 150 m³/s, con un bajo grado de confiabilidad, debido a problemas que se presenta en el registro de las mediciones (Bertin et al., 2015). Teniendo en cuenta aquello y relacionándolo con las tasas eruptivas máximas obtenidas, aquellas que sobrepasan 10⁶ kg/s son poco probables para una evento con la composición química como la del volcán Quizapu, por lo que valores de este orden de magnitud no son considerados una buena aproximación para la tasa eruptiva asociada a este evento eruptivo. Por ello, los valores entregados para las tasas eruptivas máximas más frecuentes, coincidirían con lo esperado para este volcán, sin embargo, dado que dentro de estos valores se tienen ciertos rangos que serían elevados en comparación a las erupciones, se espera que las tasas eruptivas máximas para el caso de la erupción del volcán Quizapu del año 1846, se encuentren dentro del rango de (2-3) × 10⁵ kg/s, equivalente a aproximadamente 200 m³/s. Con respecto a los valores mínimos obtenidos, se debe señalar que no es descartable que la erupción pudo haber presentado dichos valores, siendo posible encontrar, en ciertos magmas de composición félsica, tasas eruptivas menores a 0.1 m³/s (Bertin et al., 2015), por lo que lo único que se puede señalar que dichos valores mínimos más frecuentes serían los mejores candidatos para una tasa efusiva mínima promedio de la erupción del volcán Quizapu, a diferencia de la tasa eruptiva mínima en ambas erupciones, la cual puede ser una singularidad dentro de la duración que tuvo este evento eruptivo. Esto muestra que a diferencia de lo expuesto por Hildreth & Drake (1992), las tasas eruptivas del evento efusivo, en comparación al evento explosivo de 1932, presentan al menos diferencias de 3 órdenes de magnitud.

Con base en lo anterior, considerando el volumen total erupcionado de la erupción del volcán Quizapu de 1846 es de aproximadamente 5 km^3 , se tiene un intervalo de posibles duraciones para este evento. Se presentan las duraciones estimadas para este evento en la Tabla 33, considerando tasas eruptivas posibles, a partir del análisis morfométrico y los resultados de otras erupciones (Bertin et al., 2015) apreciando que la duración mínima que habría presentado el evento sería de 1.6 años, lo cual es significativamente mayor a la duración mínima de este evento, mencionada previamente por Hildreth & Drake (1992). Si se compara con las tasas eruptivas observadas más altas como las erupciones del Cordón Caulle 2011 (Castro et al., 2013) y el volcán Chaitén 2008 (Pallister et al., 2013), cuyas tasas eruptivas en fases iniciales de la erupción son aproximadamente de $60 \text{ m}^3/\text{s}$, se tiene que la duración que habría tenido la erupción sobrepasa los 2 años, considerando que estas tasas eruptivas son solo al inicio de la erupción, cuya tasa eruptiva promedio tiende a disminuir mientras mayor es el intervalo de tiempo considerado. Tal efecto sucede con el Chaitén, cuyas tasas eruptivas promedios iniciales alcanzaban valores altos ($44 \text{ m}^3/\text{s}$ para los primeros 4 meses, según Pallister et al., 2013), la tasa eruptiva promedio de extrusión del domo sería de aproximadamente $20 \text{ m}^3/\text{s}$ (Delgado, 2021). Teniendo en cuenta estos valores, se obtiene la Tabla 33, donde se resume la duración del evento, en consideración de las tasas eruptivas analizadas.

Tabla 33. Duración del evento considerando el volumen total erupcionado y las tasas eruptivas probables para la erupción de 1846.

	Tasas eruptivas promedio		
	$20 \text{ m}^3/\text{s}$	$60 \text{ m}^3/\text{s}$	$100 \text{ m}^3/\text{s}$
Duración del evento [años]	5.4	2.3	1.6

Se debe señalar que el volumen total erupcionado estimado por Hildreth & Drake (1992) sería una sobreestimación, debido a que hay morfologías descritas como flujo de lava que corresponden a productos volcánicos y/o fluviales previos a la erupción del volcán Quizapu, así como basamento presente en la zona, correspondiente a secuencias volcano-sedimentarias. Teniendo en cuenta esto, y considerando un mínimo de volumen total erupcionado de 3 km^3 , se entregan duraciones totales del evento, a partir de las tasas eruptivas obtenidas, mostradas en la Tabla 34. Considerando esto, es poco probable que la erupción haya tenido una duración menor a un año, existiendo la posibilidad de que la duración de la erupción alcance los 4-5 años, como se establecía por algunos arrieros, siendo esto puesto en duda por Domeyko, a partir de sus observaciones.

Tabla 34. Duración del evento considerando volúmenes totales menores al obtenido por Hildreth & Drake (1992)

Volumen erupcionado [km ³]	Tasas eruptivas promedio		
	20 m ³ /s	60 m ³ /s	100 m ³ /s
3	3.2	1.4	1
4	4.3	1.84	1.3

7.2 Modelo de ascenso de magma en el conducto

Del análisis de sensibilidad, como se menciona en el trabajo, se realizó uno de tipo cuantitativo, el cual se basa en 2 criterios: promedio y amplitud de tasa eruptiva. La sensibilidad de la tasa eruptiva a los parámetros con base en los criterios es similar, sin embargo, no es igual, siendo para ambos casos el radio de conducto volcánico el parámetro al que la tasa eruptiva es más sensible. La importancia en la sensibilidad de los otros parámetros, depende de si se analiza el promedio o la amplitud, como se observa en la Tabla 35 y Tabla 36.

Tabla 35. Resumen de resultados numéricos del análisis de sensibilidad de parámetros para el caso del promedio.

	Radio	wt% H ₂ O	Profundidad	Temperatura	Cristales	Sobrepresión
Promedio normalizado	48.8	8.7	9.2	16.4	7.2	9.8

Tabla 36. Resumen de resultados numéricos del análisis de sensibilidad de parámetros para el caso de la amplitud.

	Radio	wt% H ₂ O	Profundidad	Temperatura	Cristales	Sobrepresión
Promedio normalizado	61.2	13.2	1.0	10.2	7.0	7.3

Los resultados de sensibilidad de los parámetros deben ser observados con cuidado, debido a que se presentan situaciones al modelar que pueden afectar los valores numéricos obtenidas para el análisis basado en promedio y amplitud. Por ejemplo, en algunas modelaciones, no se obtuvo solución a partir de los parámetros ingresados lo cual afecta el resultado de promedio y amplitud; además, en ciertas ocasiones, se obtiene soluciones efusivas, las cuales generalmente presentan tasas eruptivas menores a las soluciones explosivas, teniendo, en ocasiones, órdenes de magnitud

de diferencia. Ambas situaciones pueden afectar de forma importante los resultados de sensibilidad de cierto parámetro, aun así, la consideración de que el radio es el parámetro al que la tasa eruptiva presenta mayor sensibilidad es un resultado compartido en ambos análisis, por lo que es algo que se puede concluir de forma evidente. Se debe considerar basado en el análisis cualitativo que los factores influyentes en la transición de estilo eruptivo corresponden al contenido de agua disuelta y el radio del conducto, privilegiando erupciones de tipo explosiva, mientras mayor sean ambos parámetros.

Con base en las ejecuciones del modelo de ascenso de magma en el conducto, el radio de conducto volcánico para la erupción de 1932 no presentaría un valor mayor a 100 m, como es descrito por Hildreth & Drake (1992), quienes señalaron que el radio de conducto se encontraría en un rango que va desde los 130 – 170 m, fundamentado en las observaciones realizadas de la base del cráter. Estos valores, al ser ingresados para modelar, no permiten obtener en ningún caso soluciones consistentes, ya sea porque el modelo no las encuentra porque no se cumplen las condiciones de borde o los valores de tasa eruptiva obtenidos sobrepasan aquellos delimitados para la erupción de 1932. Los valores de radio de conducto que permiten obtener tasas eruptivas acorde a lo esperado, corresponden a radios menores de 100 m, obteniendo para valores mayores de radio de conducto volcánico, tasas eruptivas del orden de 10^{10} kg/s o 10^9 kg/s , además de situaciones donde la existencia de soluciones está fuertemente determinada por los valores de sobrepresión usados. Otra evidencia que apoya las dimensiones del radio de conducto propuestas en este trabajo es que las longitudes de los anillos de toba, morfologías producidas por eventos eruptivos posteriores a los del año 1932, que corresponden a depósito de material en la base del cráter asociados a erupciones de tipo freatomagmática, mostrarían que el radio de conducto tendría dimensiones menores a las postuladas por Hildreth & Drake (1992), si es que se asume que el conducto por el cual se expulsó material durante la erupción de 1932, es el mismo que dio paso al material erupcionado en eventos posteriores. Esto, sumado al trabajo de Aravena et al. (2018) en donde se estudia la inestabilidad del conducto volcánico en erupciones explosivas teniendo en cuenta diferentes geometrías y composiciones del magma, donde en el caso de las erupciones dacíticas explosivas, los radios de conducto bajo 20 m se vuelven inestables, aportando un valor mínimo de radio de conducto para la erupción del año 1932, que coincide con lo obtenido en el desarrollo de las simulaciones del modelo de ascenso de magma en el conducto. Considerando que la erupción presenta un contenido inicial de fase sólida de aproximadamente 17.5 vol%, ya que no hay evidencia que apunte a que este valor fuese mayor, y teniendo en cuenta valores de contenido de agua disuelta entre 4 – 6 wt%, se tiene que las soluciones de las simulaciones entregan que el radio del conducto tendría dimensiones mayores a 20 m y menores a 50 m. Sin embargo, se puede acceder a valores de tasa eruptiva similares para radios de conducto mayores a 50 m con una disminución del contenido de agua disuelta en el magma (<4 wt%), de lo cual no se registra evidencia hasta el momento.

En cuanto al contenido de agua disuelta, la disminución de los valores de este parámetro por debajo del 3 wt% en conjunto a radios de conducto menores a 50 m son los casos en los que se encuentran

con mayor frecuencia las soluciones efusivas. Para contenidos de agua disuelta entre 4 – 6 wt%, se obtiene que, los radios de conducto simulados siempre deben ser menores a 30 m, considerando que existen soluciones efusivas para radios de mayor tamaño, los que, sin embargo, requieren menores contenidos de agua disuelta en el magma, siendo estos menores o iguales a 2 wt%. Un reparo que se puede plantear relativo a la aplicación de este modelo a la erupción de 1846 – 1847 proviene de la geometría del conducto, ya que las observaciones obtenidas en terreno darían cuenta que esta erupción fue de tipo fisural (Hildreth & Drake, 1992), con un largo de fisura que se habría extendido en aproximadamente 1 km, con orientación N-NE. Esto no generaría variaciones importantes en las rapideces del material erupcionado si se considera que el ancho de la fisura presenta dimensiones similares a las del radio del conducto cilíndrico del modelo. Basado en una simplificación de la dinámica de ascenso de magma en el conducto, se tiene que la tasa eruptiva para un magma que asciende por un dique, asumiendo flujo laminar y que no ocurra fragmentación, está dada por (Munson et al., 1990)

$$Q = \frac{w^3 l}{12\mu} (\Delta\rho g + \frac{\Delta P}{H}) \quad (25)$$

Donde w es el ancho del dique, l es el largo, μ es la viscosidad, $\Delta\rho$ es la diferencia de densidad del magma con la roca caja, g es la aceleración de gravedad, ΔP es la sobrepresión de la cámara magmática y H es la profundidad de la cámara magmática. La ecuación 25 es válida asumiendo que $w \ll l$, aplicable para el volcán Quizapu, considerando la extensión kilométrica que habría tenido la fisura que dio lugar a la erupción. Para un conducto cilíndrico, se tendría que tener la precaución de modificar el término $(w^3 l)/(12\mu)$ por $(\pi r^4)/(8\mu)$, con r siendo el radio del conducto. Wadge (1981) obtuvieron la misma ecuación, sin considerar la flotabilidad del magma, mientras que Stasiuk & Jupart (1997) obtuvieron una expresión similar, pero solo con geometría cilíndrica y un término adicional asociado a la carga de la lava erupcionada. Teniendo todo esto en cuenta, se tiene que la razón entre la tasa eruptiva en un conducto cilíndrico y otro fisural, estaría dado por

$$\frac{Q_{fisural}}{Q_{cilindrico}} = \frac{w^3 l}{12\mu} \left(\frac{8\mu}{\pi r^4} \right) = 0.21 \left(\frac{w^3 l}{r^4} \right) \quad (26)$$

Considerando que $l=1000$ km y, suponiendo que $w=r$, tenemos entonces que,

$$\frac{Q_{fisural}}{Q_{cilindrico}} = 21.2 \left(\frac{1}{r} \right) \quad (27)$$

Y considerando las magnitudes de r , siempre menores a 100 m y mayores a 2 m, la razón entre tasa eruptivas es a lo más un orden de magnitud. Si bien esto puede ser una simplificación, ha demostrado ser útil en algunos artículos donde ha sido usada (Castruccio et al., 2017). Teniendo en cuenta lo anterior, uno esperaría teniendo como base un modelo donde la condición es la aplicación de un conducto cilíndrico, que las tasas eruptivas asociadas a la erupción efusiva fuesen 3 órdenes menor, como mínimo, en comparación al evento explosivo de 1932, lo cual se encuentra en ciertos casos, tanto para temperaturas de 1000°C, así como 870°C, siendo para el primero de ellos una condición irreparable que el contenido de agua sea similar a 1 wt% con radios de conducto menor a 15 m, en cambio para el segundo caso, se puede plantear que el contenido de agua disuelta puede abarcar todo el rango estudiado. Por lo que se puede destacar que este trabajo muestra que, con condiciones similares a las presentadas en la erupción de 1932, el comportamiento efusivo es posible de obtener, sin la necesidad de una alteración termal. Además, se sugiere que la desgasificación pudo haber sido un evento importante en la diferencia de estilo eruptivo apreciada, lo cual es sugerido en trabajos como el de First et al. (2021).

Se observa que, en algunas modelaciones, las tasas eruptivas efusivas obtenidas son muy altas, lo cual, considerando los tiempos que cada erupción conllevó, es imposible. La explicación posible a esta situación es que, generalmente, este tipo de erupciones de lavas o domos félsicos, presenta un comportamiento de la tasa eruptiva similar a una exponencial decreciente, provocado por la pérdida de sobrepresión en el sistema, por lo que los valores altos de tasas eruptivas obtenidos en estos casos, corresponderían a la fase inicial de la erupción, los que luego fueron disminuyendo, siendo el promedio de tasa eruptiva mucho menor a lo obtenido gracias al modelo. Se debe plantear que las condiciones $< 2\%$ wt H_2O , con base en análisis petrológico, requerirían la presencia de cuarzo (Whitney, 1988), lo cual no se registra en las muestras obtenidas para ambas erupciones, a las temperaturas que se tienen del reservorio, por lo que es probable que las condiciones de erupción que hayan llevado a cabo en ambas erupciones para condiciones entre los 2% - 3% para la erupción efusiva, y en un amplio rango (4 – 6% wt H_2O) para el caso de la erupción de 1932, ya que todos los valores de porcentaje de agua admitían soluciones con tasas eruptivas asociadas a la erupción. De los valores de porcentaje de agua obtenidos para la erupción efusiva, se plantea que el proceso que dio pie a la disminución en el porcentaje de agua dentro del magma corresponde a desgasificación pasiva del magma desde la cámara magmática, sumado a la desgasificación producto del ascenso y a través de las paredes del conducto. Esto no se observa en la de 1932, por lo que la desgasificación que ocurrió antes de aquel evento fue de tipo activa, evidencia de los pulsos eruptivos que presentó el volcán previo a la erupción de 1932.

Para reducir la rapidez a la que extruye el material, un parámetro que se podría variar es el contenido de cristales iniciales, considerando que estos en las fases iniciales pueden corresponder

a microlitos, no considerados en nuestra suposición para el contenido cristalino inicial, donde señalamos que este corresponde al % volumen de fenocristales observados (Ruprecht et al., 2012). Al aumentar el grado de cristalinidad inicial, se pueden tener condiciones de contenido de agua disuelta en 4 – 6 wt%. Sin embargo, esta solución va en contra de los resultados obtenidos por First (2021) quien logra, en base a procedimientos experimentales, dar cuenta que la formación de microlitos para las condiciones obtenidas y reproducidas para la erupción del volcán Quizapu sería producida durante el ascenso del magma a través del conducto. Sin embargo, existe un factor que puede llegar a ser de gran relevancia y que no es considerado: la existencia de enclaves, los cuales podrían llegar a alterar la reología del magma, actuando como un adicional al contenido de cristales que se describió. Esto, considerando que para el flujo de lava de la erupción de 1846 – 1847, posee ciertos lóbulos que presentan aproximadamente 45 vol% de enclaves, por lo que el efecto que pudo haber tenido en la viscosidad es no menor. Así, no es necesaria la explicación de desgasificación previa a la erupción de 1846 – 1847 para poder explicar el comportamiento efusivo que esta presentó.

Del análisis de los resultados, se debe señalar algunos reparos que el modelo de ascenso de magma en el conducto proporciona a algunas de las hipótesis planteadas que intentan explicar la transición de estilo eruptivo en el volcán Quizapu. Ruprecht et al., (2010) señala que una anomalía termal sería la principal responsable de la transición de estilo eruptivo, donde el magma que generó la erupción efusiva habría tenido una transferencia de calor más eficiente desde un cuerpo magmático intrusivo, a diferencia del caso explosivo, donde esta transferencia de calor habría sido limitada. Los resultados del modelo de ascenso de magma en el conducto permiten afirmar que, a medida que se aumenta la temperatura del magma, las probabilidades de generar una respuesta de tipo efusiva disminuyen. Esto es debido a que un aumento en la temperatura del magma afectaría de forma importante a la viscosidad, reduciéndola, lo que permitiría que en el caso de que este magma ascienda a superficie, tenga mayor facilidad para alcanzar altas rapidez de salida, favoreciendo el estilo explosivo, mas no el estilo efusivo. Para la hipótesis de Degruyter et al., (2017) se plantea que la transición de estilo se debería al comportamiento de los volátiles en el interior de la cámara. Esta hipótesis no puede ser refutada del todo, ya que las soluciones efusivas alcanzadas generalmente se producen con contenidos de agua disuelta en el magma relativamente bajos, lo cual podría ser explicado por la exsolución de volátiles en la cámara y posterior desgasificación. Sin embargo, esta hipótesis choca con 2 ideas: es probable que el volumen de la erupción efusiva haya sido mucho menor al erupcionado en la fase explosiva, por lo que la existencia de burbujas dentro de la cámara sería un problema para dicha observación, debido a que las burbujas modificarían la compresibilidad del magma, permitiendo así mayor ingreso de material a la cámara sin la posibilidad que erupcione, alcanzando un volumen mayor que el esperado en el caso explosivo, donde la no existencia de burbujas no permitiría la compresibilidad del magma, facilitando la erupción; la presencia de eventos eruptivos del volcán Quizapu, previos al gran evento de 1932, permitiría una desgasificación de la cámara magmática, por lo que la posibilidad de una presurización rápida son poco probables.

La fragmentación del magma, en base al modelo de conducto ocurre a profundidades variables entre 0 y 2100 m, considerando todas las simulaciones del modelo. Sin embargo, con base en lo dicho anteriormente, los valores que se considerarán son aquellos asociados a radios de conductos menores a 50 m, por lo que la profundidad a la que ocurrió la fragmentación es probable que haya ocurrido de forma somera, siendo los resultados con mayor frecuencia, aquellos que van entre los 0 y 400 m de profundidad.

Es interesante notar que en la mayoría de las soluciones explosivas que se obtuvo, la condición de borde que se cumple corresponde a la rapidez del sonido para las condiciones de temperatura que se poseen en el vapor de agua (considerando esta la fase gaseosa predominante), en comparación al alcance de la presión atmosférica ambiental, que en general se obtiene para las soluciones efusivas.

El modelo matemático usado puede ser mejorado, ya que se puede considerar la geometría del conducto, así como incorporar ecuaciones diferentes de cristalización de conducto y el comportamiento del flujo, para distinguir cuando el comportamiento es turbulento o laminar.

7.3 Reevaluación de isópacas

Con respecto a la reevaluación de isópacas, existen variaciones entre el trazado de las isópacas realizadas por los diferentes autores, siendo las isópacas realizadas por Hildreth & Drake (1992) las más constreñidas en comparación a lo observado con las isópacas de Larsson (1937) y las de este trabajo, cuyas isópacas distales son realizadas tomando en cuenta los datos entregados por Kittl (1933). Las diferencias encontradas entre las isópacas de Larsson (1937) y este trabajo están relacionadas al análisis de los datos entregados y no tendrían relación con algún fenómeno asociado al proceso eruptivo o a procesos diagenéticos asociados a los depósitos de caída de la erupción. En cuanto a las diferencias obtenidas entre estos 2 trabajos y el realizado por Hildreth & Drake (1992), estas se deben a diferencias en la observación y descripción de los depósitos. Las causas de estas diferencias pueden ser múltiples, siendo una de ellas, la compactación de los depósitos considerando el tiempo que transcurrió desde la erupción hasta el trabajo realizado por Hildreth & Drake (1992), que son aproximadamente 60 años. En cuanto a esto, los autores señalan que una parte de los datos obtenidos por Kittl (1933) provendrían de material no compactado, lo que permitiría que en zonas distales los espesores de los depósitos disminuyan a la mitad, lo que explicaría la diferencia de volúmenes encontrada entre estos autores. Esto no habría ocurrido para datos proximales y mediales. Otra causa para la diferencia apreciada puede ser la erosión que sufrieron los depósitos, reconociendo la zona geográfica en donde parte de ellos afloran, que se caracteriza por la existencia de fuertes vientos que pudieron haber afectado la conservación de los espesores en zonas distales, y, por ende, los volúmenes de las erupciones.

Al calcular los volúmenes mediante los distintos métodos, los volúmenes obtenidos para este trabajo, así como los obtenidos para el trabajo de Larsson (1937) son mayores a los obtenidos en el trabajo de Hildreth & Drake (1992) si se comparan dentro del mismo método de ajuste de espesores de depósitos de caída. Los volúmenes obtenidos en algunos casos sobrepasan los 10 km^3 , lo que provocaría que la erupción tuviese un índice de explosividad volcánica (IEV) 6, a diferencia del 5, que actualmente posee. El método exponencial con 3 segmentos, al ser comparado con los métodos exponenciales con 1 y 2 segmentos, es el más certero en el cálculo de volúmenes, por ello que este es el usado. Sin embargo, presenta problemas con respecto a la definición de los segmentos, usados para la integración en el cálculo de volumen, ya que estos son obtenidos de forma arbitraria. En el caso de esta erupción, los puntos conflictivos para la definición de los segmentos usados fueron analizados, y con dichas variaciones en la definición de los segmentos, se logró aumentar el volumen erupcionado, por lo que los volúmenes obtenidos, gracias al método exponencial, corresponden a un valor mínimo dentro del método exponencial con segmentos. Para el método Power – Law, los exponentes obtenidos se encuentran definidos en el intervalo [1.284 – 1.377], lo que es esperable, ya que, para depósitos de caída de esta magnitud, según lo señalado por (Bonadonna & Houghton, 2005), los valores para m (exponente del ajuste) son menores que 2. Esto tiene efectos en el volumen del depósito, debido a que, para estos valores de m , el método es sensible a cambios en el límite de integración distal, que no tiene una definición concreta. Teniendo esto en cuenta, los volúmenes entregados corresponderían a un mínimo dentro del método, ya que corresponderían a límites de integración basados en la isópaca de 0.1 cm acotada en el trabajo de Larsson (1937), así como un límite arbitrario de 1000 km. Otra forma de constreñir este valor es a través de la geometría que posee la columna eruptiva en el eje ‘downwind’ (Bonadonna & Houghton, 2005), lo cual se puede obtener a partir de imágenes satelitales, que para esta erupción no se poseen. Se debe señalar que este ajuste no permite ajustar de buena forma las isópacas de 0.1 cm obtenidas, por lo que el volumen obtenido a través de este método podría sobreestimar el volumen real, siendo menor de forma considerable. En el caso del método de Weibull, los volúmenes obtenidos a través de este método son menores que los obtenidos por los otros métodos, considerando el mismo trabajo, siendo todos menores que el volumen planteado actualmente para esta erupción en el trabajo de Hildreth & Drake (1992). Sin embargo, en el trazado de la curva ajustada de este método aplicado a este trabajo, así como en el de Larsson (1937), existen puntos de las isópacas distales (1, 2 y 5 cm de espesor) que no son bien ajustados a través de este método, otorgándoles a través del ajuste, valores menores a los reales, lo que puede generar una disminución del volumen considerando que estas isópacas se encuentran asociadas a una gran cantidad de área. Además, en este caso, la ventaja de este método, en comparación al Power – Law, de poder reconstruir de forma fiel el decrecimiento de los espesores en caso de que falten datos, se pierde, debido a la cantidad de datos que se posee. Es por ello, que el método de Weibull, en estos casos, subestimaría el valor volumétrico de material erupcionado. Se debe señalar que los problemas de ajuste observados para cada método pueden provenir de errores propagados de la toma de datos y el poco conocimiento que se posee sobre la dinámica que afectó a la formación de depósitos de caída, debido al poco monitoreo de las condiciones meteorológicas que afectan a la zona de caída de cenizas en aquella época.

Se observan diferencias presentadas entre los datos obtenidos por este trabajo y los obtenidos por Bonadonna & Houghton (2005) y Bonadonna et al. (2012), los cuales son presentados en la Tabla 37.

Tabla 37. Volúmenes, en km³, entregados por Bonadonna & Houghton (2005) y Bonadonna et al. (2012)

Exponencial (\pm mean error)	Power - Law (\pm mean error)	Weibull (\pm mean error)
9.5(62 %)	11 (56 %)	9(59 %)

Las diferencias entre los volúmenes obtenidos entre este trabajo y los valores obtenidos para trabajos anteriores pueden ser explicadas por diferencias en los valores ingresados al usar los diferentes modelos, ya que estos provienen del trabajo de Hildreth & Drake (1992), usando el trazado de isópacas que ellos establecieron, lo cual puede contener errores al usar herramientas de geolocalización en sistemas de información geográfica, así como otros problemas provenientes del mismo trazado de las isópacas. Además, se observa una diferencia en los valores encontrados para la isópaca de 0.1 cm para el cálculo del método exponencial, así como el ‘Power - Law’, donde el valor encontrado en este trabajo coincide de mejor forma con el asociado al trabajo de Hildreth & Drake (1992) que el entregado por trabajos posteriores. En el caso del modelo de Weibull, se declara el uso de 11 isópacas para el desarrollo de método, sin embargo, al revisar los documentos adjuntos al trabajo de Bonadonna et al. (2012), se observa que no existe ningún valor asociado a la isópaca de 0.1 cm, lo cual pudo haber alterado los resultados obtenidos.

Considerando, las tasas eruptivas y la magnitud de la erupción obtenidos a través de los modelos de Sparks et al. (1997), Wilson & Walker (1987), Bursik et al. (1992) y Carey & Bursik et al. (2000), se observa que, en la mayoría de los casos se superan los 1×10^{13} kg, excepto para la consideración de tasas eruptivas mínimas obtenidas de los modelos que relacionan la altura de la columna eruptiva con tasas eruptivas, para todas las duraciones posibles para la erupción de 1932. Sin embargo, se debe señalar que la altura de la columna eruptiva establecida para el mínimo de tasa eruptiva, corresponde a una mínima altura obtenida de las fotografías, como de otros modelos; además, se debe considerar que la altura de la columna pudo haber aumentado, debido a que, probablemente la fase paroxismal de la erupción fue durante la noche, donde se registra mayor frecuencia de explosiones, en donde la columna eruptiva pudo haber variado, alcanzando mayor altura, por lo que la altura de la columna podría haber sido mucho mayor durante este período de tiempo. Por lo tanto, se estima que la erupción posee mayor magnitud a la registrada por Hildreth & Drake (1992), alcanzando masas totales mayores a 1×10^{13} kg.

7.4 Comparación con otros sistemas volcánicos

Se han presentado diferentes ideas para poder explicar la transición de estilos eruptivos en volcanes, tales como la temperatura del magma, el contenido de cristales, el contenido de agua disuelta, entre otros (Cassidy et al., 2018). Por lo que, a partir de los resultados obtenidos, se realiza una comparación de ambos eventos del volcán Quizapu con otros eventos cuyos productos son de composición química predominantemente dacítica, a excepción del caso presentado en el volcán Merapi, donde la composición es predominantemente andesítica.

Popa et al. (2021), con base en una recopilación bibliográfica amplia, muestra que las erupciones dacíticas que presentan un estilo eruptivo explosivo poseen rangos definidos de contenido de agua disuelta, siendo este entre 4 - 5.5 wt% y cristalinidades menores al 30 vol%. Esto es algo que para el volcán Quizapu se cumple en el evento explosivo de 1932, donde el rango de contenido de agua disuelta, obtenido por autores previamente, es similar (4 – 6 wt%, Ruprecht & Bachmann, 2010) y los contenidos de cristales se encuentran en un rango entre 17.5-22 vol%. En cambio, para el evento efusivo de 1846, si bien el contenido de cristales obtenidos por autores previamente sería similar al obtenido en el evento explosivo, el rol de los enclaves podría haber aumentado la fase sólida de estos flujos de lava, generando que se tenga que relacionar una equivalencia cristalina para los flujos de lava de la erupción del volcán Quizapu mayor al 30 vol%. Este artículo, de igual forma, menciona que el desarrollo de eventos efusivos se puede dar con la misma cristalinidad, disminuyendo el contenido de agua disuelta, lo cual, pudo haber ocurrido, considerando una desgasificación importante del magma, de lo cual faltaría más evidencia.

Cassidy et al. (2018) analiza los factores y procesos que controlarían la transición de estilos eruptivos apreciadas en eventos ocurridos a lo largo del mundo. En su trabajo, establecen algunas causas que serían las principales responsables de generar una erupción explosiva, de las cuales solo se analizarán aquellas que serían asociadas a ascensos rápidos de magma (>0.1 m/s), ya que son los valores esperados para lo observado en la erupción pliniana del volcán Quizapu. Otro criterio para entender las causas que permiten dilucidar la causa de una erupción explosiva tiene relación con la inyección de magma como gatillante de la erupción, lo cual para el volcán Quizapu se cumpliría debido a la existencia de pómez bandeadas, así como de la existencia de material escoriáceo en el depósito pliniano. A partir de esto, se establecen 3 causas que podrían explicar el comportamiento explosivo del volcán Quizapu: la primera corresponde a la idea planteada por Sparks et al., (1977) en donde la transferencia calórica con posterior convección y vesiculación del fundido en el reservorio magmático serían los responsables de la erupción; La segunda corresponde a la inyección de gases exseltos y magma vesicular hacia un domo o flujo de lava (Williamson et al., 2010); mientras que la tercera se relaciona con el aumento de la sobrepresión a valores mayores a los 40 MPa, situación observada en Santorini, Grecia (Degruyter et al., 2016). Al analizar las causas que podrían haber dado origen a lo sucedido en la erupción de 1932, la segunda de las causas

mencionadas carece de evidencia por lo que debe ser descartada, sin embargo, la primera y la tercera pueden ser señaladas como causas para el comportamiento explosivo del volcán Quizapu, ya que, considerando que la adición de volátiles por parte del magma inyectado, estos volátiles permitirían alcanzar altos niveles de sobrepresión, los que gatillarían los procesos que permitieron desarrollar la erupción explosiva de 1932.

Considerando el complejo de lavas del cerro Chao, caracterizado por la aparición de una fase explosiva, asociada a un depósito de flujo piroclástico, así como fases efusivas cuya composición es predominantemente dacítica (De Silva et al., 1994). La mineralogía de material obtenido en este complejo de lavas corresponde a plagioclasa, biotita, hornblenda, cuarzo y en menor medida titanita, sanidina y óxidos de Fe-Ti, en donde el contenido de fenocristales en los flujos de lava varía en un rango que va entre 20-50 vol%, siendo el rango entre 40-45 vol% el más común (De Silva et al., 1994). La masa fundamental de las lavas es de composición predominantemente riolítica, donde los microlitos llegan a alcanzar 50 vol% de la masa fundamental (De Silva et al., 1994). La temperatura obtenida para las condiciones preeruptivas es de 840°C, la profundidad de la cámara se habría situado entre 7-8 km (De Silva et al., 1994) y los contenidos de agua disuelta sugeridas por Naney (1983), con base en la mineralogía de hornblenda y biotita, son de 4-5 wt% para el fundido, pero para el contenido de agua disuelta previo a la erupción, considerando el alto porcentaje de cristalinidad del magma, de 2 wt%. Al comparar, se da cuenta que la erupción efusiva de 1846 presenta importantes similitudes con las condiciones preeruptivas de las dacitas de las lavas de Chao, sin embargo, una diferencia notable entre ambas sería el alto porcentaje de cristalinidad presente en esta lava, alcanzando en ocasiones, casi el doble del presente en las lavas del evento efusivo del Quizapu.

La erupción del volcán Santa María del año 1902 fue un evento cuyo estilo fue predominantemente explosivo, sin mayor generación de flujos piroclásticos, similar a lo ocurrido en la erupción del volcán Quizapu el año 1932. Esta erupción se caracterizó por ser de composición predominantemente dacítica, así como presentar contenido de cristales totales entre 23 – 28 vol%, similar al rango presente en la erupción del Quizapu. Esta erupción presenta evidencias de mezcla de magmas en donde la aparición de enclaves máficos es <1 vol%, menor al ser comparado a la cantidad de magma máfico que habría sido inyectado en la erupción del volcán Quizapu del año 1932 (Hildreth & Drake, 1992). Las condiciones de temperatura y presión fueron estimadas para esta erupción en 840-850°C y 140-170 MPa (Andrews, 2014), equivalente en profundidad a 5-6 km, condiciones similares a las que habría presentado el volcán Quizapu, con temperaturas mayores para este último. El contenido de agua disuelta para la erupción del volcán Santa María ha sido establecido entre 4-5.5 wt%, que es similar al rango comprendido para la erupción explosiva del volcán Quizapu.

Tabla 38. Resumen de parámetros asociados a los 2 eventos del volcán Quizapu, a las lavas del Cerro Chao, y la erupción de Santa María 1902.

Parámetro	Quizapu 1846	Quizapu 1932	Cerro Chao	Santa María 1902
Composición predominante	Dacítica	Dacítica	Dacítica	Dacítica
Contenido cristalino	17.5 – 22%	17.5 – 22%	40-45%	23-28%
Temperatura [°C]	960-1000	840-900	840	840-850
Profundidad [km]	5-6	5-6	7-8	5-6

La erupción del volcán Merapi del año 2010 ha sido estudiada por el aumento abrupto en la explosividad que tuvo, considerando que previo a este evento, era conocido por erupciones pequeñas a moderadas y flujos piroclásticos, producto del colapso de domos de lavas en este volcán (Drignon et al., 2016; Carr et al., 2020). La composición de la erupción es predominantemente andesítica (Carr et al., 2020), sin embargo, se han manifestado algunas hipótesis que sería interesante ver como aplican para el caso de transición de estilo efusivo presente en el volcán Quizapu. Una de las hipótesis de la transición de estilo eruptivo en el volcán Merapi corresponde a la existencia de CO_2 , el cual habría generado una variación en la solubilidad de volátiles del magma, y por ende en la exsolución de volátiles gatillando un cambio en el estilo eruptivo observado en el volcán (Carr et al., 2020). Para el caso del volcán Quizapu, este factor no es necesario para explicar los resultados obtenidos para la transición de estilos, puesto que existe gran similitud en las características físicas y químicas en ambas erupciones, con la diferencia que podría haber presentado el rol de los enclaves en el desarrollo de un evento efusivo. Sin embargo, si se considera la sugerencia planteada por otros autores con relación a la desgasificación del magma como la causa para la transición de estilo eruptivo observada, entonces, se sugiere analizar las diferencias que se tendría de este gas en ambos eventos, ya que la presencia de este volátil podría afectar considerablemente la exsolución de volátiles, y, por ende, la diferencia en estilo eruptivo presente en las erupciones del volcán Quizapu.

8. Conclusiones

Para la erupción de 1846, se realiza un análisis morfométrico de las coladas de lava, obteniendo tasas eruptivas que habrían variado en el rango $0.0002\text{-}200\text{ m}^3/\text{s}$. Estos valores de tasas eruptivas permitirían establecer que la duración mínima de la erupción habría sido un año, teniendo como volumen total erupcionado 5 km^3 . Con base en lo obtenido del modelo de conducto, la erupción del año 1932 presentó un radio de conducto, cuyo valor no es preciso, pero que va desde los 20 hasta los 50 m, considerando contenidos de agua disuelta entre 4 - 6 wt%. Este valor es sustentado por las tasas eruptivas obtenidas a partir del modelo, la coherencia de sus soluciones, las evidencias morfométricas de productos eruptivos asociados a las erupciones posteriores a 1932 y el trabajo de inestabilidad de conductos en erupciones explosivas dacíticas realizado por Aravena et al. (2018). Este valor sería menor al otorgado en trabajos previos, lo cual se debe a que la evidencia para sostener dichos valores obtenidos por otros autores está asociada a morfologías que no necesariamente se condicen con el tamaño del conducto y pueden ser explicados por otros productos o fenómenos propios de erupciones volcánicas. El modelo de conducto también permite señalar que el proceso de fragmentación ocurrido en esta erupción se produjo aproximadamente entre los 0 y los 470 m de profundidad. Se obtuvo soluciones dentro del modelo de conducto para poder generar erupciones efusivas, las cuales se podían obtener con temperaturas de magma de 870°C y contenidos de agua disuelta similares a los obtenidos con métodos de higrometría, sin embargo, estos requieren radios de conducto menores a 30 m, así como contenidos de cristales más elevados ($\geq 30\text{ vol}\%$). Esta cristalinidad no correlacionada con el contenido real de cristales en los flujos de lava, se sugiere correspondería al efecto que habrían tenido los enclaves en las propiedades físicas del magma, en particular, la viscosidad.

En cuanto al volumen erupcionado en el evento explosivo de 1932, se debe señalar que, si bien los métodos son solo referencia, por lo que no se puede establecer de manera precisa un volumen de material erupcionado a partir de estos (Bonadonna et al., 2012), lo más probable es que la erupción alcanzó los $1 \times 10^{13}\text{ kg}$, y que los valores obtenidos por Hildreth & Drake (1992) subestimen la magnitud de la erupción. Sin embargo, es difícil acotar un rango de valores para el volumen de material erupcionado, dado que los ajustes no representan de forma fiel lo ocurrido en las zonas distales, en el caso del método ‘Power – Law’ y Weibull, lo cual se plantea puede ser asociado a dinámicas meteorológicas o al interior de la columna eruptiva de las que, lamentablemente, no se pueden obtener información por lo precario y escaso de los métodos en aquella época. La cantidad de masa total erupcionada mencionada para este evento es apoyada y sustentada por otros modelos aplicados para la obtención de este valor, en base a la relación que existe de este, con las tasas eruptivas obtenidas del magma.

Se recomienda en base a lo visto y desarrollado, la realización de modelos de cámara magmática con los parámetros estudiados para poder así estimar magnitudes, así como comprender otros

aspectos de la dinámica que tuvo tanto la erupción de 1846 – 1847, como la de 1932. Esto reforzado con el uso de herramientas que permitan constreñir de mejor forma la morfología, estructura y profundidad de la cámara magmática, a través del uso de herramientas geofísicas. También, un mayor análisis de las dinámicas atmosféricas y cómo estas pueden afectar los espesores de un depósito en el país argentino permitiría dimensionar los efectos que los agentes erosivos pudieron haber generado en las mediciones de volúmenes obtenidos.

9. Bibliografía

Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 9: 70 pp.

Andrews, B. J. (2014). Magmatic storage conditions, decompression rate, and incipient caldera collapse of the 1902 eruption of Santa Maria Volcano, Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 282, 103–114. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.06.009

Angermann D., Klotz J., Reigber C., Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171,329-334, 1999.

Araneda, M., M. Avendaño y C. Merlo (2000). Modelo gravimétrico de la Cuenca de Santiago, etapa III final. Congreso Geológico Chileno.

Aravena, A., Cioni, R., de'Michieli Vitturi, M., & Neri, A. (2018). Conduit stability effects on intensity and steadiness of explosive eruptions. *Scientific Reports*, 8(1), 4125. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-22539-8>

Arcos, D. F. 1987. Seasonal and short time scale variability in copepod abundance and species composition in an upwelling area off Concepción coast, Chile, State University of New York at Stony Brook.

Astaburuaga, D. (2014). Evolución estructural del límite Mesozoico-Cenozoico de la Cordillera Principal entre 35°30' y 36°S, Región del Maule, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 128 p.

Bertin, D., L. E. Lara, D. Basualto, Á. Amigo, C. Cardona, L. Franco, F. Gil, and J. Lazo (2015), High effusion rates of the Cordón Caulle 2011-12 eruption (Southern Andes) and their relation with the quasi-harmonic tremor, *Geophys. Res. Lett.*, 42, doi:10.1002/2015GL064624.

Bonadonna, Costanza & Houghton, B. (2005). Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits. *Bulletin of Volcanology*. 67. 441-456. 10.1007/s00445-004-0386-2.

Bonadonna, C., & Costa, A. (2012). Estimating the volume of tephra deposits: A new simple strategy. In *Geology* (Vol. 40, Issue 5, pp. 415–418). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/g32769.1>

Bottinga, Y. & Weill, D. F. (1970). Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. *American Journal of Science* 269, 169–182.

Bravo. 2001. Geología del borde oriental de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, VII Región, Universidad de Chile, Santiago.

Bruggen J (1933) Der Aschen- und Bimsstein-Ausbruch des Vulkans Quizapu in der chilenischen Kordillere. *Z Vulkanol* 15:100-104

Burnham, C., Davis, N., 1974. The role of H₂O in silicate melts: II. Thermodynamic and phase relations in system NaAlSi₃O₈–H₂O to 10 kilobars, 700 °C to 1100 °C. *Am. J. Sci.* 274, 902–940

Bursik, M. I., Sparks, R. S. J., Gilbert, J. S., & Carey, S. N. (1992). Sedimentation of tephra by volcanic plumes: I. Theory and its comparison with a study of the Fogo A plinian deposit, Sao Miguel (Azores). In *Bulletin of Volcanology* (Vol. 54, Issue 4, pp. 329–344). Springer Science and Business Media LLC. <https://doi.org/10.1007/bf00301486>

Cabezas, L., Muñoz, M. y Rojas Del Castillo, M. (2018). Nuevos antecedentes estratigráficos y dataciones radiométricas U-Pb en el valle superior del río Maule a los ~35°50'S, Chile Central: Implicaciones en la evolución geológica Cenozoica. XV Congreso Geológico Chileno, Actas.

Carey, S., Sparks, R.S.J. Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bull Volcanol* 48, 109–125 (1986). <https://doi.org/10.1007/BF01046546>

Carey, S., 1996, Modeling of tephra fallout from atmospheric eruptions, in Scarpa, L.A., and Tilling, R.I., eds., *Monitoring and Mitigation of Volcanic Hazards*: Berlin, Springer Verlag, p. 429–463.

Carey, S., Bursik, M., 2000. Volcanic plumes. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp. 527 – 544.

Caricchi, L., Annen, C., Blundy, J., Simpson, G., and Pinel, V., 2014, Frequency and magnitude 442 of volcanic eruptions controlled by magma injection and buoyancy: *Nature Geoscience*, v. 443 7, no. 2, p. 126–130, doi: 10.1038/ngeo2041.

Carr, B. B., Clarke, A. B., & de' Michieli Vitturi, M. (2020). Volcanic conduit controls on effusive-explosive transitions and the 2010 eruption of Merapi Volcano (Indonesia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 392, 106767. doi:10.1016/j.jvolgeores.2019.106

Cashman, K. V., & McConnell, S. M. (2005). Multiple levels of magma storage during the 1980 summer eruptions of Mount St. Helens, WA. *Bulletin of Volcanology*, 68(1), 57-75. <https://doi.org/10.1007/s00445-005-0422-x>

Cassidy, M., Manga, M., Cashman, K., & Bachmann, O. (2018). Controls on explosive-effusive volcanic eruption styles. *Nature Communications*, 9(1). doi:10.1038/s41467-018-05293-3

Castro, J. M., C. I. Schipper, S. P. Mueller, A. S. Militzer, A. Amigo, C. Silva Parejas, and D. Jacob (2013), Storage and eruptions of near-liquidus rhyolite magma at Cordón Caulle, Chile, *Bull. Volcanol.*, 75, 702–719

Castruccio, A., Diez, M., & Gho, R. (2017). The influence of plumbing system structure on volcano dimensions and topography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, 8839–8859. <https://doi.org/10.1002/2017JB014855>

Clarke, A. B., Stephens, S., Teasdale, R., Sparks, R. S. J., & Diller, K. (2007). Petrologic constraints on the decompression history of magma prior to Vulcanian explosions at the Soufrière Hills volcano, Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(4), 261-274. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.11.007>

Charrier, R. 1981. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Central Argentinian-Chilean Andes (32°-35°S) and chronology of their tectonic evolution. *Zbl. Geol. Paläontol.* 1(3-4): 344-355.

Charrier, R., A. R. Wyss, J. J. Flynn, C. C. Swisher Iii, M. A. Norell, F. Zapatta, M. C. McKenna y M. J. Novacek. 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°s), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 9(5-6): 393-422.

Charrier, R., O. Baeza, S. Elgueta, J. J. Flynn, P. Gans, S. M. Kay, N. Muñoz, A. R. Wyss y E. Zurita. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences* 15(1): 117-139.

Corvalán, J. 1959. El Titoniano de Río Lenas, Prov. de O'Higgins. *Boletín Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile* 3: 1-65.

Davidson, J. 1971. Tectónica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de la Nacientes del Teno, Curicó, Chile, Universidad de Chile.

Davidson, J., J. Vicente y J.-C. Vicente (1972). Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina). *Cordillera Principal, 35° a 35°15' de latitud sur*. 5 Congreso Geológico Argentino, Actas.

De Silva, S. L., Self, S., Francis, P. W., Drake, R. E., & Carlos, R. R. (1994). Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B9), 17805–17825. doi:10.1029/94jb00652

Degruyter, W., and Huber, C., 2014, A model for eruption frequency of upper crustal silicic 459 magma chambers: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 403, p. 117–130, doi: 460 10.1016/j.epsl.2014.06.047.

Degruyter, W., Huber, C., Bachmann, O., Cooper, K.M., & Kent, A.J. (2016). Magma reservoir response to transient recharge events: The case of Santorini volcano (Greece). *Geology*, 44, 23-26.

Degruyter, W., Huber, C., Bachmann, O., Cooper, K. M., & Kent, A. J. R. (2017). Influence of Exsolved Volatiles on Reheating Silicic Magmas by Recharge and Consequences for Eruptive Style at Volcán Quizapu (Chile). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(11), 4123-4135. <https://doi.org/10.1002/2017GC007219>

Delgado, F., Contreras-Arratia, R., & Samsonov, S. (2022). Magma buoyancy drives rhyolitic eruptions: A tale from the VEI 5 2008-2009 Chaitén eruption (Chile) from seismological and geodetic data. In *Earth and Planetary Science Letters* (Vol. 590, p. 117564). Elsevier BV. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117564>

Domeyko I (1903) *Jeolójia*, vol 5. Imprenta Cervantes, Santiago.

Drake, R. E. 1974. Chronology of cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes -- latitudes 35°30' to 36°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 1(3): 265-284.

Drake, Robert E.; Curtis, Garniss H.; Vergara M., Mario. Potassium-argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes - latitude 33°S. 1976. Publicado en: *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, v.1:n.3, pp. 285-295.

Drignon, M. J., T. Bechon, L. Arbaret, A. Burgisser, J.-C. Komorowski, C. Martel, H. Miller, and R. Yabutra (2016), Preexplosive conduit conditions during the 2010 eruption of Merapi volcano (Java, Indonesia), *Geophys. Res. Lett.*, 43, 11,595–11,602, doi:10.1002/2016GL071153

Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., & Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33° - 35°S). *Tectonics*, 27(1), [TC1005]. <https://doi.org/10.1029/2006TC002046>

First, Emily & Hammer, Julia & Ruprecht, Philipp & Rutherford, Malcolm. (2021). Experimental Constraints on Dacite Magma Storage beneath Volcán Quizapu, Chile. *Journal of Petrology*. 62. 10.1093/petrology/egab027.

Flynn, J. J., A. R. Wyss, D. A. Croft y R. Charrier. 2003. The Tinguiririca Fauna, Chile: biochronology, paleoecology, biogeography, and a new earliest Oligocene South American Land Mammal 'Age'. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 195(3-4): 229-259.

Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S. M.Sc., Universidad de Chile.

Fock, A., R. Charrier, M. Farías y M. A. Muñoz. 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico. *Asociación Geológica Argentina, Serie Publicación Especial* 6(48-55).

Fuenzalida H. (1943) El Cerro AzuI y el Volcán Quizapu. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural (Santiago)*. Vol 21:37-53

Giambiagi, L. B., and V. A. Ramos (2002), Structural evolution of the Andes between 33°30' and 33°45'S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile, *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 99 – 114.

Giambiagi, L. B., V. A. Ramos, E. Godoy, P. P. Alvarez, and S. Orts (2003), Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude, *Tectonics*, 22(4), 1041, doi:10.1029/2001TC001354.

Giambiagi, L., M. Ghiglione, et al. (2009). "Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargue fold and thrust belt, Mendoza, Argentina." *Journal of Structural Geology* 31(12): 1443-1457.

Giordano, D., Russell, J. K., & Dingwell, D. B. (2008). Viscosity of magmatic liquids: A model. In *Earth and Planetary Science Letters* (Vol. 271, Issues 1–4, pp. 123–134). Elsevier BV. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.038>

Godoy, E., G. Yáñez, et al. (1999). "Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences." *Tectonophysics* 306(2): 217-236.

González, O. y M. Vergara. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. Instituto Geología, Universidad de Chile, Santiago 24.

González Ferrán, O., 1993. Principales erupciones volcánicas en los Andes meridionales. Fuentes potenciales de peligros naturales y su impacto en el medio ambiente. Primeras Jornadas Nacionales de Vulcanología, Medio Ambiente y Defensa Civil. Asociación Geológica de Mendoza-Ministerio del Interior-Ministerio de Medio Ambiente de Mendoza, Subsecretaria de Ciencia y Técnica:11-19.

González-Ferrán, O., 1994. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago, 640 pp. Santiago.

González Contreras, A.C. (2008). Análisis estructural entre los valles del río Tinguiririca y Teno, Cordillera Principal de Chile.

Grunder, A. L., J. M. Thompson y W. Hildreth. 1987. The hydrothermal system of the Calabozos caldera, central Chilean Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32(4): 287-298.

Hammer, J. E., Cashman, K. V., Hoblitt, R. P., & Newman, S. (1999). Degassing and microlite crystallization during pre-climactic events of the 1991 eruption of Mt. Pinatubo, Philippines. *Bulletin of Volcanology*, 60(5), 355-380. <https://doi.org/10.1007/s004450050238>

Harris, A.J., & Rowland, S.K. (2009). Effusion rate controls on lava flow length and the role of heat loss: a review.

Higgins, M. D., Voos, S., & Vander Auwera, J. (2015). Magmatic processes under Quizapu volcano, Chile, identified from geochemical and textural studies. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170(5-6), 51.

Hildreth, W., A. Grunder & R. Drake. 1984. The Loma Seca Tuff and the Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile. *Geological Society of American Bulletin* 95(1): 45 - 54.

Hildreth, W., & Drake, R. E. (1992). Volcán Quizapu, Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology*, 54(2), 93-125. <https://doi.org/10.1007/BF00278002>

Huntingdon, A. & Walker, G. & Sanders, A. & Dinsdale, J. (1973). Lengths of Lava Flows: Discussion. *Philosophical Transactions of The Royal Society B: Biological Sciences*. 274. 116-118.

Jellinek, A.M., and DePaolo, D.J., 2003, A model for the origin of large silicic magma chambers: 517 precursors of caldera-forming eruptions: *Bulletin of Volcanology*, v. 65, no. 5, p. 363–381, 518 doi: 10.1007/s00445-003-0277-y

Kilian, R., M. Hohner, H., Biester y H.J. Wallrabe-Adams, 2003. Holocene peat and lake sediment tephra record from the southernmost Chilean Andes (53-55°S). *Revista Geológica de Chile* 30 (1):23-37.

Kittl, E. (1933) Estudio sobre los fenómenos volcánicos y material caído durante la erupción del grupo del “Descabezado” en el mes de abril de 1932. *Anal Museo Nacional Historia Natural (Buenos Aires)*. 37:321-364.

Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín n°8: 95.

Komorowski, J.-C., Legendre, Y., Christopher, T., Bernstein, M., Stewart, R., Joseph, E., Fournier, N., Chardot, L., Finizola, A., Wadge, G., Syers, R., Williams, C., & Bass, V. (2010). Insights into processes and deposits of hazardous vulcanian explosions at Soufrière Hills Volcano during 2008 and 2009 (Montserrat, West Indies): VULCANIAN EXPLOSIONS AT SHV IN 2008-2009. *Geophysical Research Letters*, 37(19), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GL042558>

Kozono, T., & Koyaguchi, T. (2009a). Effects of relative motion between gas and liquid on 1-dimensional steady flow in silicic volcanic conduits: 1. An analytical method. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 180(1), 21-36. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.11.006>

Kozono, T., & Koyaguchi, T. (2009b). Effects of relative motion between gas and liquid on 1-dimensional steady flow in silicic volcanic conduits: 2. Origin of diversity of eruption styles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 180(1), 37-49. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.11.007>

Larsson, W. (1937). Vulkanische asche vom ausbruch des Chilenischen vulkans Quizapú (1932) in Argentina gesammelt. *Bulletin Geological Institution of Uppsala*, 26, 27-52.

Major, J. J., & Lara, L. E. (2013). Overview of Chaitén Volcano, Chile, and its 2008-2009 eruption. *Andean Geology*, 40(2), 196-215. <https://doi.org/10.5027/andgeoV40n2-a01>

Martínez, R. & R. Osorio. 1963. Consideraciones preliminares sobre la presencia de Carófitas fósiles en la Formación Colimapu.

Mastin, L.G., 1995, Thermodynamics of gas and steam-blast eruptions: *Bulletin of Volcanology*, v. 57, no. 2, p. 85-98.

Mastin, L.G., 1997. Evidence for water influx from a caldera lake during the explosive hydromagmatic eruption of 1790, Kilauea Volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 102 (B9), 20093–20109

Mastin, L.G., Ghiorso, M.S., 2000. A Numerical Program for Steady-state Flow of Magma-gas Mixtures through Vertical Eruptive Conduits. Open-file Report 00-209. U.S. Department of the Interior. USGS, Vancouver, WA.

Mastin, Larry & Van Eaton, Alexa & Lowenstern, Jacob. (2014). Modeling ash fall distribution from a Yellowstone supereruption. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 15. 10.1002/2014GC005469.

Mastin, L.G., Randall, M.J., Schwaiger, H.F., and Denlinger, R.P., 2021, User's guide and reference to the web interface of Ash3d—A three-dimensional model for Eulerian atmospheric tephra transport and deposition (ver. 2.0, April 2021): U.S. Geological Survey Open-File Report 2013–1122, 25 p., <https://doi.org/10.3133/ofr20131122>

Mescua, J. F., L. Giambiagi y F. Bechis (2008). Late Jurassic extensional tectonics in the southwestern Mendoza province, Argentina. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts.

Mescua, J.F, Giambiagi, L.B., Ramos, V.A. (2013). Late Cretaceous Uplift in the Malargüe fold-and-thrust belt (35°S), southern Central Andes of Argentina and Chile. *Andean Geology* 40 (1): 102-116.

Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., Tassara, A., Gimenez, M., & Ramos, V. A. (2014). Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: Structural styles in the Malargüe fold-and-thrust belt at 35°S, Andes of Argentina. *Geosphere*, 10(3), 585–609. doi:10.1130/ges00939.1

Montanari, D., G. Corti, F. Sani, C. Del Ventisette, M. Bonini y G. Moratti. 2010. Experimental investigation on granite emplacement during shortening. *Tectonophysics* 484(1): 147-155.

Munson, B., Young, D. F., & Okiishi, T. H. (1990). *Fundamentals of fluid mechanics*, (3rd ed.), (p. 877). New York: John Wiley

Naney, M. T. (1983). Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. In *American Journal of Science* (Vol. 283, Issue 10, pp. 993–1033). *American Journal of Science* (AJS). <https://doi.org/10.2475/ajs.283.10.993>

Naranjo, J.; Hevia, F.; Polanco, E. 2021, Mondaca Volcano lahar of December 3, 1762, Maule Region (35°28'S): one of the largest volcanic disasters in Chilean history. *Andean Geology* 48 (3): 514-528. [doi:<https://dx.doi.org/10.5027/andgeoV48n3-3361>]

Newhall, C. G., and Melson, W. G., 1983, Explosive activity associated with the growth of volcanic domes: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 17, n. 1/4, p. 111-131.

Norabuena, E., L. Leffier-Griffin, A. Mao, T. Dixon, S. Stein, I. S. Sacks, L. Ocola, M. Ellis, Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes, *Science*, 279, 358-362, 1998

Nyström, J. O., M. Vergara, D. Morata y B. Levi. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33 degrees 15 '-33 degrees 45 ' S). *Geological Society of America Bulletin* 115(12): 1523 - 1537.

Ogburn, S. E., Loughlin, S. C., & Calder, E. S. (2015). The association of lava dome growth with major explosive activity ($VEI \geq 4$): DomeHaz, a global dataset. *Bulletin of Volcanology*, 77(5), 40. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0919-x>

Ozgun, Ceyhan & Colliau, Taylor & Rogers, Grace & Hughes, Zachariah & Bennie, Elyse. (2017). MatLab vs. Python vs. R. *Journal of data science: JDS*. 15. 355-372.

Pal, R. (2003). Rheological behavior of bubble-bearing magmas. In *Earth and Planetary Science Letters* (Vol. 207, Issues 1–4, pp. 165–179). Elsevier BV. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(02\)01104-4](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(02)01104-4)

Pallister, J. S., A. K. Diefenbach, W. C. Burton, J. Muñoz, J. P. Griswold, L. E. Lara, J. B. Lowenstern, and C. E. Valenzuela (2013a), The Chaitén rhyolite lava dome: Eruption sequence, lava dome volumes, rapid effusion rates and source of the rhyolite magma, *Andean Geology*, 40(2), 277–294.

Petit-Breuilh, M.E. 2004. La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos (siglos XVI al XX): el modelo chileno. Casa de los Volcanes, España, 431 p.

Piquer, J., J. C. Castelli, R. Charrier y G. Yáñez. 2010. El Cenozoico del alto río Teno, Cordillera Principal, Chile central: estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas. *Andean geology* 37: 32-53.

Piquer J, Skarmeta J, Cooke DR (2015) Structural evolution of the Rio Blanco-Los Bronces District, Andes of Central Chile: controls on stratigraphy, magmatism, and mineralization. *Econ Geol* 110(8):1995–2023

Popa, RG., Bachmann, O. & Huber, C. Explosive or effusive style of volcanic eruption determined by magma storage conditions. *Nat. Geosci.* 14, 781–786 (2021). <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00827-9>

Preece, K., Gertisser, R., Barclay, J., Charbonnier, S. J., Komorowski, J.-C., & Herd, R. A. (2016). Transitions between explosive and effusive phases during the cataclysmic 2010 eruption of Merapi volcano, Java, Indonesia. *Bulletin of Volcanology*, 78(8), 54. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1046-z>

Prousevitch, A. A., Sahagian, D. L., & Anderson, A. T. (1993). Dynamics of diffusive bubble growth in magmas: Isothermal case. In *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (Vol. 98, Issue B12, pp. 22283–22307). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/93jb02027>

Pyle, D.M. The thickness, volume and grain size of tephra fall deposits. *Bull Volcanol* 51, 1–15 (1989). <https://doi.org/10.1007/BF01086757>

Pyle DM (2000) Sizes of volcanic eruptions. In: Sigurdsson H et al.(eds) *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, pp 263–269

Rauld, R. 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano Santiago Oriente entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul, Chile.

Rovere, E. I., Violante, R. A., Rodriguez, E., Osella, A., Osella, A., & de la Vega, M. (2021). Aspectos tefrológicos de la erupción del volcán Quizapú de 1932 en la región de la laguna Llananelo, Payenia (Mendoza, Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 19(2), 125-149. Recuperado a partir de <https://lajsba.sedimentologia.org.ar/index.php/lajsba/article/view/187>

Ruprecht, P. & O. Bachman, 2010. Pre-eruptive reheating during magma mixing at Quizapu volcano and the implications for the explosiveness of silicic arc volcanoes. *Geology Geological Society of America*, 38 (10):919-922.

Ruprecht, P., Bergantz, G. W., Cooper, K. M., & Hildreth, W. (2012). The Crustal Magma Storage System of Volcán Quizapu, Chile, and the Effects of Magma Mixing on Magma Diversity. *Journal of Petrology*, 53(4), 801-840. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs002>

Salas P, Rabbia O, Ruprecht P, Bergantz G (2009) Geoquímica de los centros eruptivos menores y escoria máfica de la erupción de 1932 del volcán Quizapu, Región del Maule, Chile. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, S8_027, 1–3

Salas, Pablo & Rabbia, Osvaldo & Hernández, Laura & Ruprecht, Philipp. (2016). Mafic monogenetic vents at the Descabezado Grande volcanic field (35.5°S–70.8°W): the northernmost evidence of regional primitive volcanism in the Southern Volcanic Zone of Chile. *International Journal of Earth Sciences*. 106. 10.1007/s00531-016-1357-5.

Schwaiger, H., Denlinger, R., and Mastin, L.G., 2012, Ash3d—a finite-volume, conservative numerical model for ash transport and tephra deposition: *Journal of Geophysical Research*, v. 117, no. B4, <https://doi.org/10.1029/2011JB008968>.

Sellés, D. y P. Gana. 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal. Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica 4.

Sernageomin. 2003. Carta Geológica de Chile (escala 1:1.000.000). Servicio Nacional de Geología y Minería Publicación Geológica Digital 4.

Sigurdsson, H., 2015. *Encyclopedia of Volcanoes*. 2nd ed. Elsevier Science & Technology Books.

Silvestro, J., P. Kraemer, et al. (2005). "Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35°- 36° S, Malargüe." *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 627-643.

Slezin, Y. (2003). The mechanism of volcanic eruptions (a steady state approach). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122(1-2), 7–50. doi:10.1016/s0377-0273(02)00464-x

Smithsonian Institution, 2012. Global Volcanism Program, <http://www.volcano.si.edu/world/list.cfm>.

Sparks, R. S. J. (1978). The dynamics of bubble formation and growth in magmas: A review and analysis. In *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Vol. 3, Issues 1–2, pp. 1–37). Elsevier BV. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(78\)90002-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(78)90002-1)

Sparks, R.S.J. The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bull Volcanol* 48, 3–15 (1986). <https://doi.org/10.1007/BF01073509>

Sparks, R. S. J., M. I. Bursik, S. N. Carey, J. S. Gilbert, L. S. Glaze, H. Sigurdsson, and A. W. Woods (1997), *Volcanic Plumes*, 574 pp., John Wiley & Sons, New York.

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. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(97\)00002-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00002-4)

Stern, Ch. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Andean Geology*, vol. 31, núm. 2, diciembre, 2004, pp. 161-206

Stern, C.R, Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J.E., Lara, L.E., Naranjo, J.A., Parada, M.A., Skewes, M. A. 2007. Chilean volcanoes. En: Moreno, T. & Gibbons, W. (eds) *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, 21–114.

Suzuki, T., 1983, A theoretical model for dispersion of tephra, in Shimozuru, D., and Yokoyama, I., *Arc Volcanism - Physics and Tectonics*: Tokyo, Terra Scientific Publishing Company, p. 95–113.

Tapia. 2010. Análisis Estructural del Sector Occidental de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe en el Curso Superior del Río Colorado de Lontué (35° 18'y 35°23's), Región del Maule, Chile, Universidad de Chile.

Tavera, J. 1948. Informe paleontológico sobre fauna existente en las calizas dolomíticas del Maule. *Int. de Geología*, U. de Chile. Inédito.

The Mathworks: Matlab (2003) www.mathworks.com.

Thiele, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería Carta Geológica de Chile 29.

Thomas, H. (1958). Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 2: 1-86.

Toramaru, A. (2006). BND (bubble number density) decompression rate meter for explosive volcanic eruptions. In *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Vol. 154, Issues 3–4, pp. 303–316). Elsevier BV. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.03.027>

Vergara, M. y F. Munizaga. 1974. Age and evolution of the Upper Cenozoic andesitic volcanism in central-south Chile. *Geological Society of America Bulletin* 85(4): 603-606.

Vergara, M. 1978. Comentario sobre la edad de las Formaciones Cola de Zorro y Farellones, Chile central. *Andean geology* 5(1).

Vergara, M. y B. Muñoz. 1982. La Formación Cola de Zorro en la alta Cordillera Andina chilena (36°-39° Lat. S), sus características petrográficas y petrológicas: una revisión. *Andean Geology* 9(3).

Vogel M (1913) Reisebilder aus den Hochkordilleren der Provinz Talca, speziell aus der Zone des tätigen Vulkans. *Verh Dtsch Wissen Vereins zu Santiago de Chile* 6:263-313

Vogel M (1920) Reisebilder aus den Hochkordilleren der Provinz Talca: Ergebnisse meiner dritten Reise 1916. *Verh Dtsch Wissen Vereins zu Santiago de Chile* 6:454-480

Wadge, G. (1981). The variation of magma discharge during basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 11(2-4), 139–168. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(81\)90020-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(81)90020-2)

Walker, G. P. L., Huntingdon, A. T., Sanders, A. T., & Dinsdale, J. L. (1973). Lengths of Lava Flows [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 274(1238), 107–118. <http://www.jstor.org/stable/74335>

Wall, R., D. Sellés y P. Gana. (1999). Geología de la Hoja Santiago, área de Tiltill-Santiago, Región Metropolitana Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa Geológico 11.

Wilcox, R., 1959. Some effects of Recent Volcanic Ash falls with special reference to Alaska. Geological Survey, Bulletin 1028-N. Washington D.C.

Williams, S. N., & Self, S. (1983). The October 1902 plinian eruption of Santa Maria volcano, Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 16(1-2), 33–56. doi:10.1016/0377-0273(83)90083-5

Williamson, B. J., Di Muro, A., Horwell, C. J., Spieler, O. & Llewelin, E. W. Injection of vesicular magma into an andesitic dome at the effusive–explosive transition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 295, 83–90 (2010).

Wilson, L., and Huang, T.C., 1979, The influence of shape on the atmospheric settling velocity of volcanic ash particles: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 44, no. 2, p. 311–324, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90179-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90179-1).

Wilson, L., Sparks, R. S. J., & Walker, G. P. L. (1980). Explosive volcanic eruptions -- IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour. In *Geophysical Journal International* (Vol. 63, Issue 1, pp. 117–148). Oxford University Press (OUP). <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1980.tb02613.x>

Wilson, L., and G. P. L. Walker (1987), Explosive volcanic eruptions: VI. Ejecta dispersal in Plinian eruptions: The control of eruption condition and atmospheric properties, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 89, 657 – 679.

Wirth, MA & Kovesi, P. (2006). MATLAB as an introductory programming language. *Computer Applications in Engineering Education*. 14. 20 - 30. 10.1002/cae.20064.

Woods, A.W. The fluid dynamics and thermodynamics of eruption columns. *Bull Volcanol* 50, 169–193 (1988). <https://doi.org/10.1007/BF01079681>

Woods, A., 1995. The dynamics of explosive volcanic eruptions. *Rev. Geophys.* 33, 495–530.

Zhan, Y., & Gregg, P. M. (2019). How accurately can we model magma reservoir failure with uncertainties in host rock rheology? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 8030–8042. <https://doi.org/10.1029/2019JB018178>

ANEXOS

Anexo A. Ecuaciones del modelo de ascenso de magma en el conducto

A.1 Fuerza de interacción líquido – gas

$$\phi \geq 0.85 \quad F_{lg} = \frac{3C_D}{8r_a} \rho_g \phi (1 - \phi) (u_g - u_l)^2 \operatorname{sgn}(u_g - u_l)$$

Dependiendo de la situación

$$\phi < 0.85 \quad F_{lg} = \frac{\lambda_{lg}}{4r_p} \rho_g \phi (1 - \phi) (u_g - u_l)^2 \operatorname{sgn}(u_g - u_l)$$

$$F_{lg} = \left(\frac{\lambda_{lg}}{4r_p} \right)^{1-t} \left(\frac{3C_D}{8r_a} \right)^t \rho_g \phi (1 - \phi) (u_g - u_l)^2 \operatorname{sgn}(u_g - u_l), \text{ con } t = \frac{\phi - 0.8}{0.85 - 0.8}$$

$$F_{lg} = \left(\frac{3\mu}{r_b^2} \right)^{1-t} \left(\frac{\mu_g}{k} \right)^t \phi (1 - \phi) (u_g - u_l), \text{ con } t = \frac{\phi - 0.6}{0.55 - 0.6}$$

A.2 Fuerzas de fricción con las paredes del conducto

$$\phi \geq 0.85 \quad F_{lw} = 0; F_{gw} = \frac{\lambda_w}{4r_c} \rho_g u_g^2 \operatorname{sgn}(u_g)$$

$$\phi < 0.85 \quad F_{lw} = \frac{8\mu}{r_c^2} u_l; F_{gw} = 0$$

Anexo B. Gráficos de variación normalizada de parámetros eruptivos

Contenido de agua disuelta

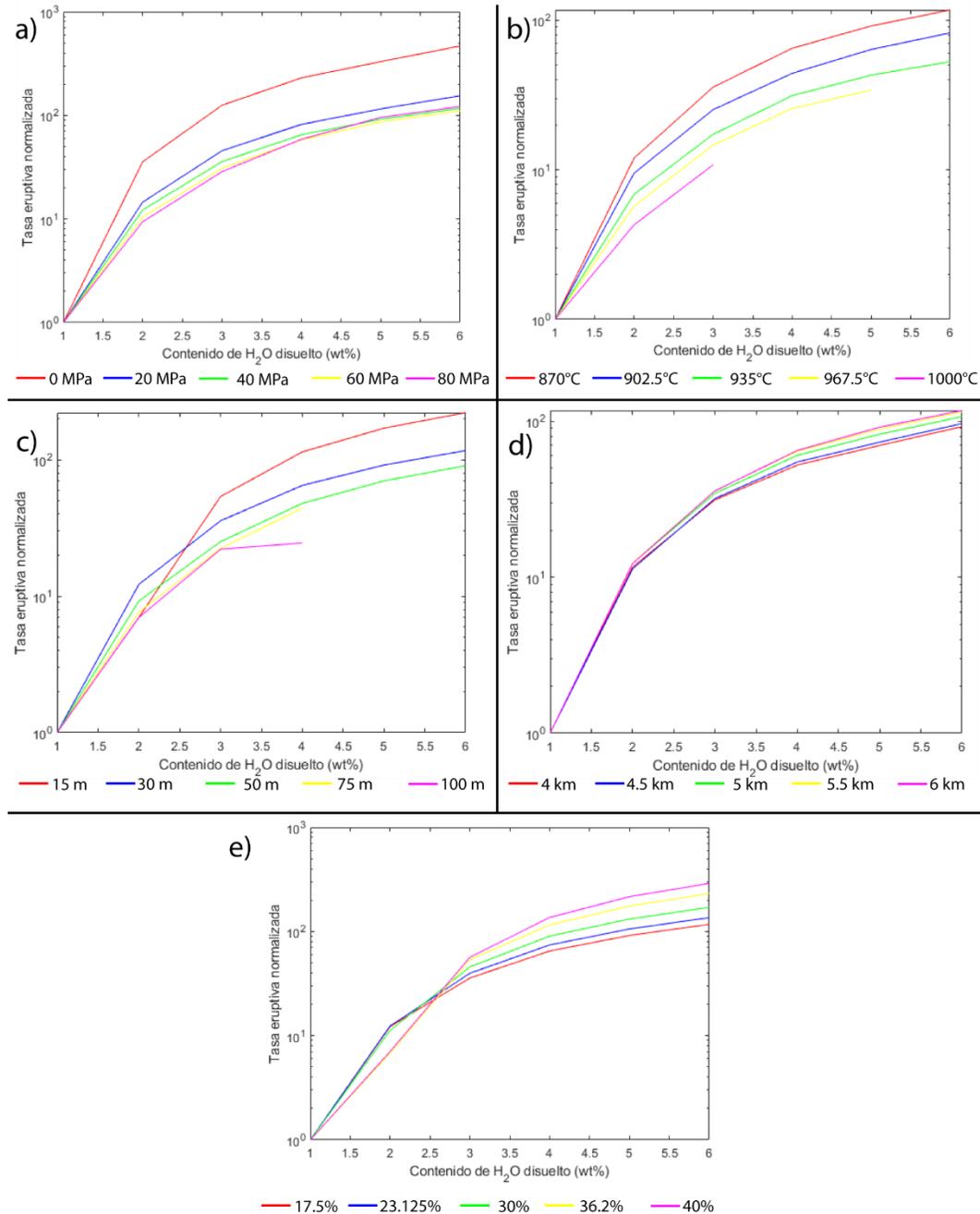


Figura 42. Gráficos normalizados para simulaciones con 1 wt% de agua disuelto, con el eje de las ordenadas en escala logarítmica, obtenidos de las simulaciones en función del contenido de agua disuelto, para los casos de variación de a) sobrepresión, b) temperatura del magma, c) radio de conducto volcánico, d) profundidad del techo de la cámara magmática y e) contenido inicial de cristales.

Temperatura del magma

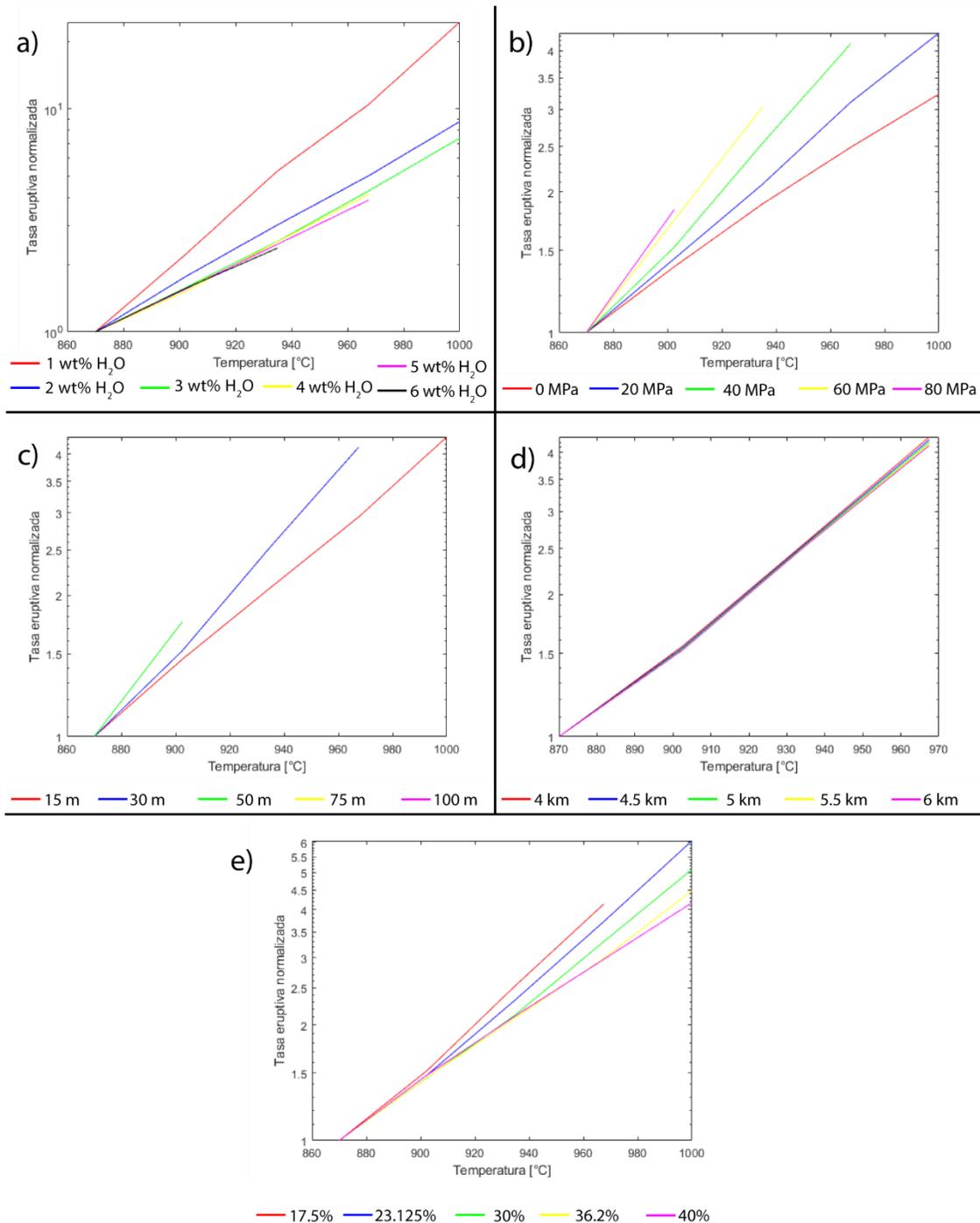


Figura 43. Gráficos normalizados para simulaciones con temperatura del magma en 870°C, con el eje de las ordenadas en escala logarítmica, obtenidos de las simulaciones en función de la temperatura del magma, para los casos de variación de a) contenido de agua disuelta, b) sobrepresión, c) radio del conducto volcánico, d) profundidad del techo de la cámara magmática y e) contenido inicial de cristales.

Sobrepresión

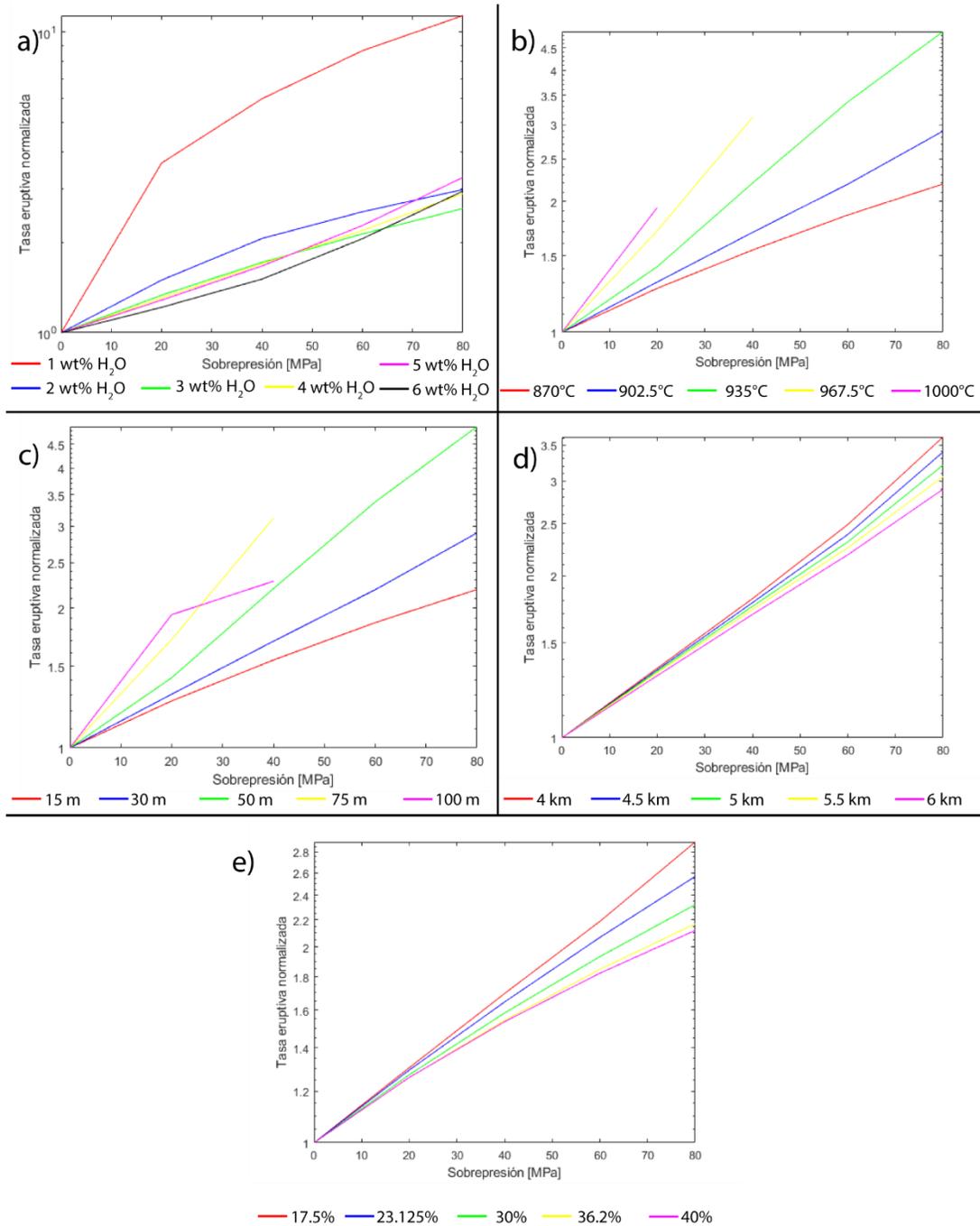


Figura 44. Gráficos normalizados para simulaciones con sobrepresión 0 MPa, con el eje de las ordenadas en escala logarítmica, obtenidos de las simulaciones en función de la sobrepresión, para los casos de variación de a) contenido de agua disuelta, b) temperatura del magma, c) radio del conducto volcánico, d) profundidad del techo de la cámara magmática y e) contenido inicial de cristales.

Radio del conducto volcánico

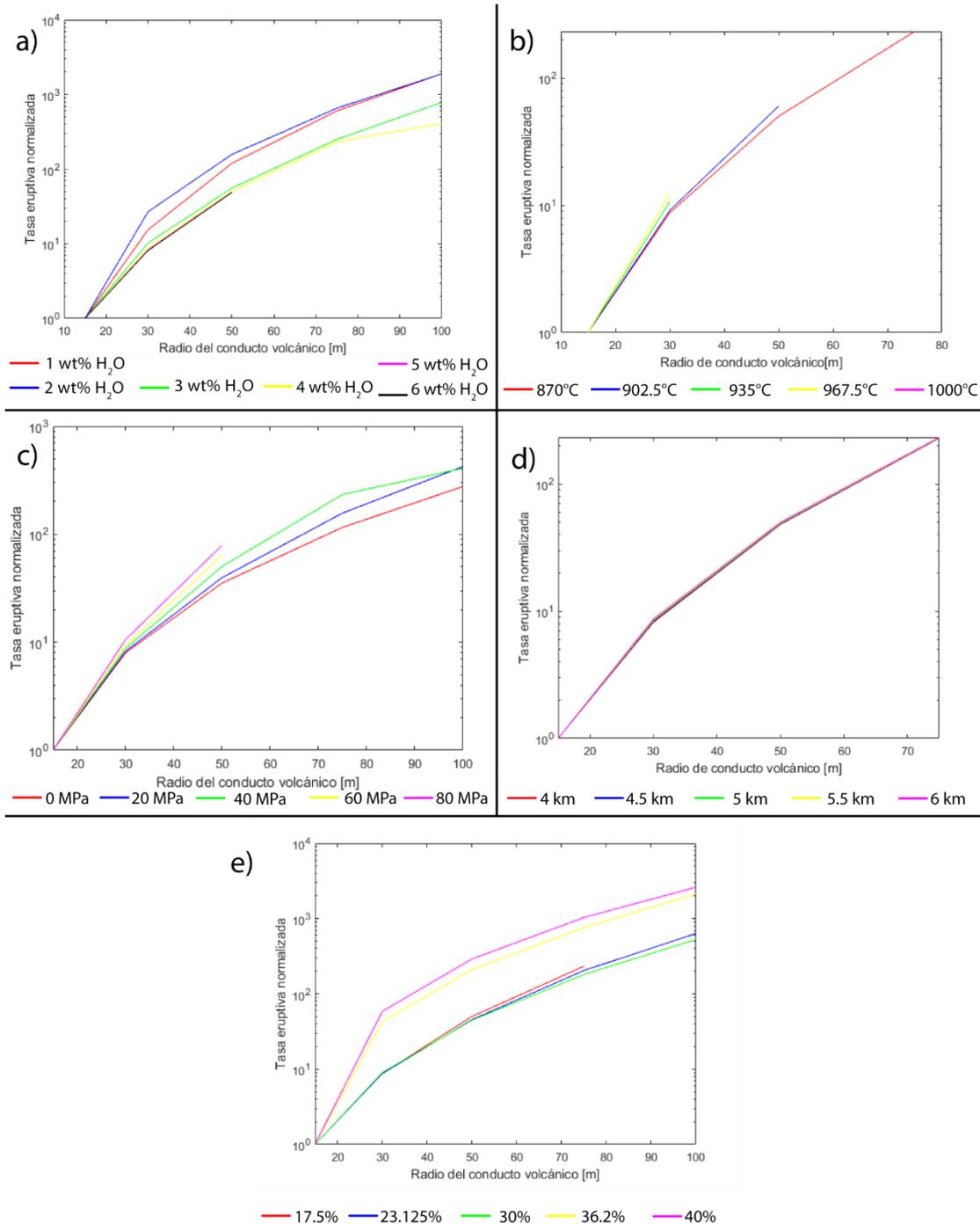


Figura 45. Gráficos normalizados para simulaciones con radio del conducto volcánico en 15 m, con el eje de las ordenadas en escala logarítmica, obtenidos de las simulaciones en función del radio del conducto volcánico, para los casos de variación de a) contenido de agua disuelta, b) temperatura del magma, c) sobrepresión d) profundidad del techo de la cámara magmática y e) contenido inicial de cristales.

Contenido inicial de cristales

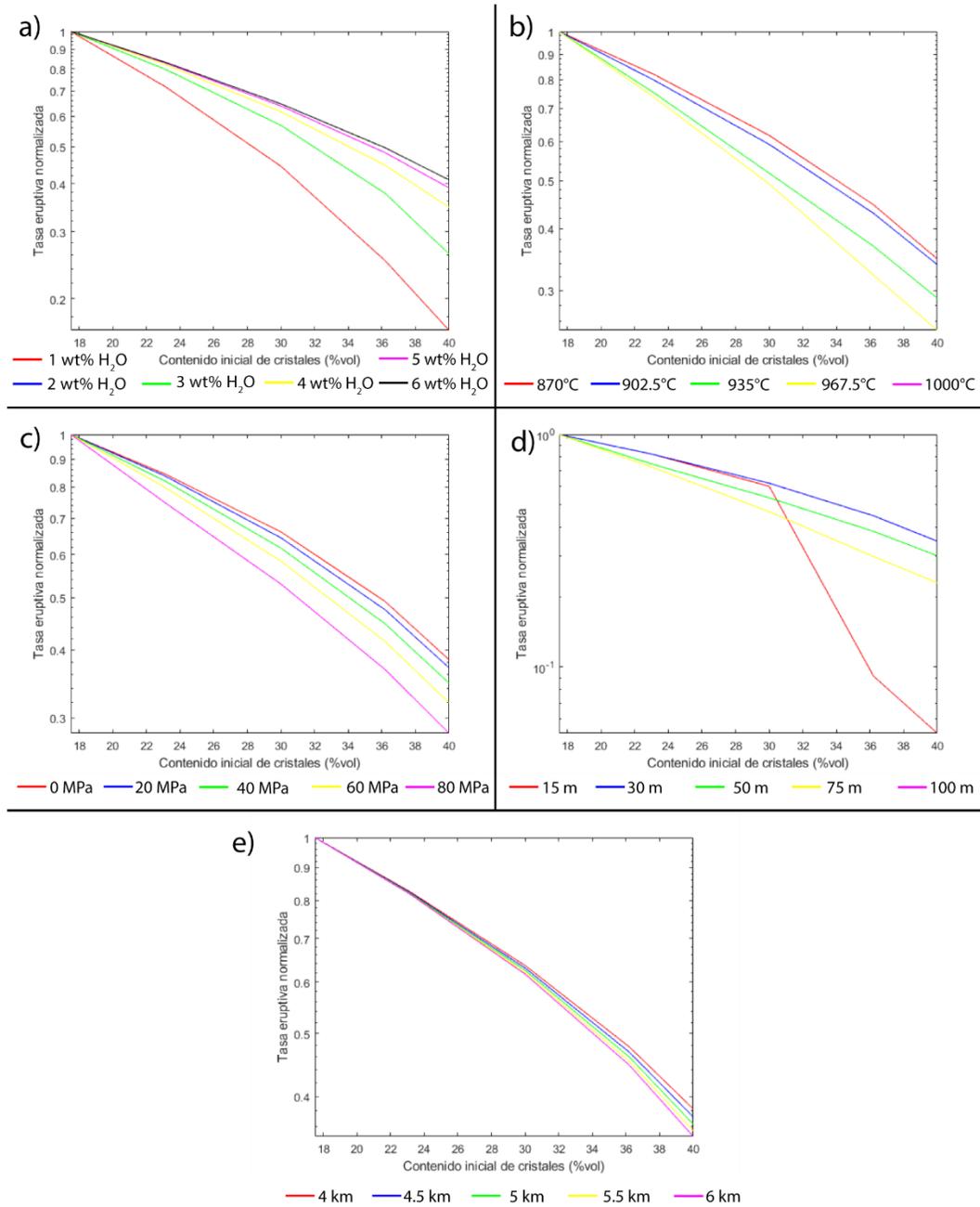


Figura 46. Gráficos normalizados para simulaciones con contenido inicial de cristales 17.5%, con el eje de las ordenadas en escala logarítmica, obtenidos de las simulaciones en función del contenido inicial de cristales, para los casos de variación de a) contenido de agua disuelta, b) temperatura del magma, c) sobrepresión d) radio del conducto volcánico y e) contenido inicial de cristales.

Profundidad del techo de la cámara magmática

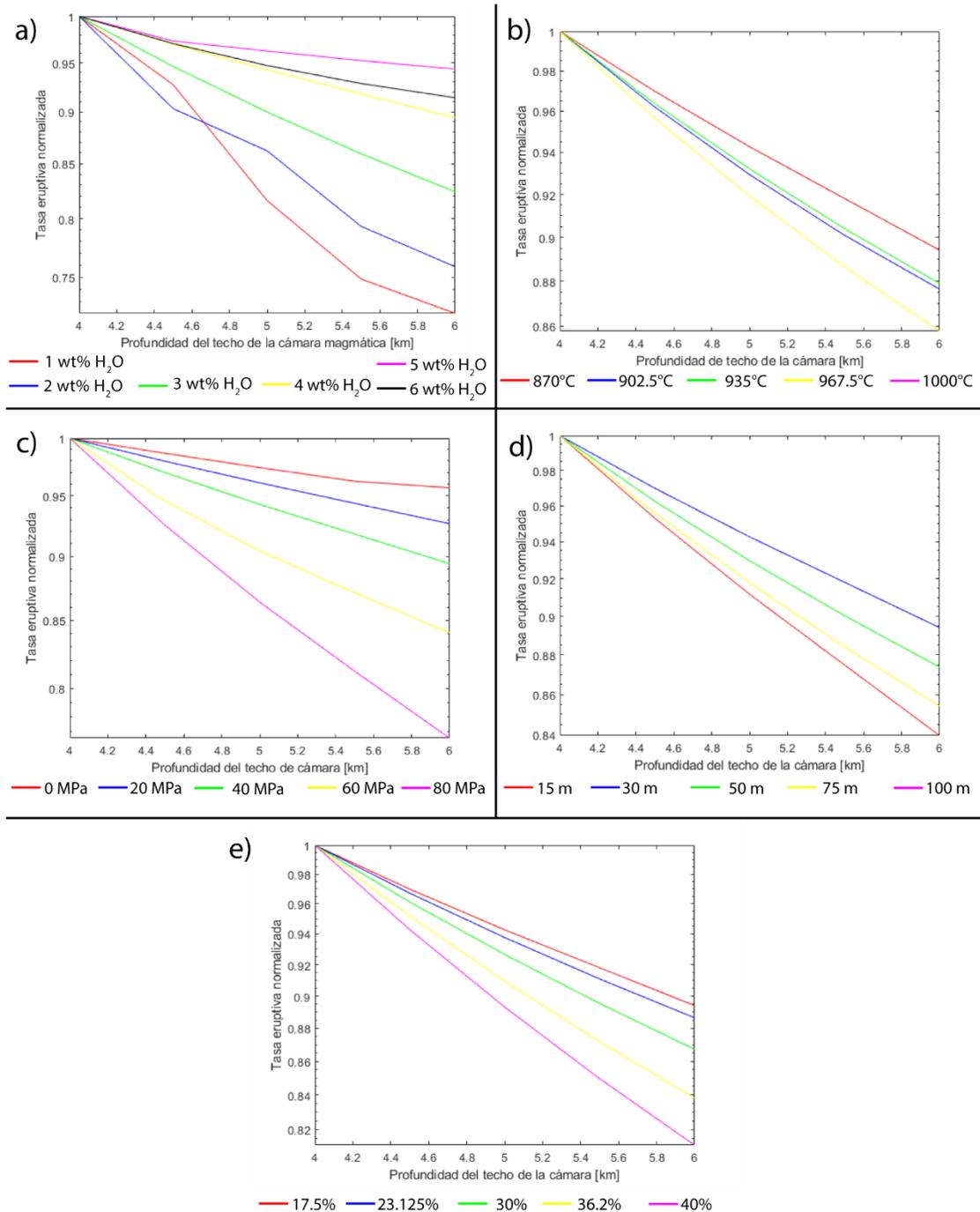


Figura 47. Gráficos normalizados para simulaciones con profundidad del techo de la cámara magmática, con el eje de las ordenadas en escala logarítmica, obtenidos de las simulaciones en función de la profundidad del techo de la cámara magmática, para los casos de variación de a) contenido de agua disuelta, b) temperatura del magma, c) sobrepresión, d) radio del conducto volcánico y e) contenido inicial de cristales.

Anexo C. Resultados numéricos del análisis de sensibilidad

Tabla 39. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en el contenido de agua disuelta con el radio de conducto volcánico como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Radio				
	15 m	30 m	50 m	75 m	100 m
wt% H ₂ O	Q [10 ⁷ kg/s]				
1	0.0	0.2	1.4	7.1	22.2
2	0.1	2.2	12.9	53.8	155.3
3	0.6	6.4	35.2	157.9	492.0
4	1.3	11.7	67.2	312.6	547.5
5	2.0	16.5	98.3	--	--
6	2.6	21.1	126.9	--	673.6
Promedio	1.1	11.2	57.0	132.8	378.1
Amplitud	2.6	20.9	125.5	305.6	651.3
Std. Dv	1.1	8.2	49.4	135.4	276.2

Tabla 40. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en la profundidad del techo de la cámara magmática con el radio de conducto volcánico como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Radio				
	15 m	30 m	50 m	75 m	100 m
Profundidad	Q [10 ⁷ kg/s]				
4 km	1.6	13.1	76.9	366.0	--
4.5 km	1.5	12.7	74.0	349.8	--
5 km	1.5	12.3	71.5	335.9	--
5.5 km	1.4	12.0	69.2	323.6	--
6 km	1.3	11.7	67.2	312.6	--
Promedio	1.5	12.4	71.8	337.6	--
Amplitud	0.3	1.4	9.7	53.4	--
Std. Dv	0.1	0.5	3.8	21.1	--

Tabla 41. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en la temperatura del magma con el radio de conducto volcánico como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Radio				
	15 m	30 m	50 m	75 m	100 m
Temperatura	Q [10^7 kg/s]				
870°C	1.3	11.7	67.2	312.6	547.5
902.5°C	2.0	17.8	118.1	--	--
935°C	2.8	29.7	--	369.8	--
967.5°C	3.9	48.4	153.6	--	--
1000°C	5.8	--	--	--	--
Promedio	3.2	26.9	92.6	312.6	
Amplitud	4.5	36.7	50.9	0.0	
Std. Dv	1.8	16.2	36.0		

Tabla 42. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en el contenido de cristales inicial con el radio de conducto volcánico como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Radio				
	15 m	30 m	50 m	75 m	100 m
Cristales	Q [10^7 kg/s]				
17.50%	1.3	11.7	67.2	312.6	--
23.13%	1.1	9.6	49.9	224.9	697.4
30%	0.8	7.2	35.9	145.5	424.1
36.20%	0.1	5.2	25.7	93.4	259.3
40%	0.1	4.1	20.2	71.9	181.8
Promedio	0.7	7.6	39.8	169.6	390.7
Amplitud	1.3	7.6	47.0	240.7	515.5
Std. Dv	0.6	3.1	19.0	99.3	228.1

Tabla 43. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en la sobrepresión con el radio de conducto volcánico como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

Sobrepresión	Radio				
	15 m	30 m	50 m	75 m	100 m
	Q [10^7 kg/s]				
0 MPa	0.9	6.9	30.5	100.3	239.9
20 MPa	1.1	9.0	43.2	171.6	463.9
40 MPa	1.3	11.7	67.2	312.7	547.5
60 MPa	1.6	15.1	103.2	--	--
80 MPa	1.9	20.0	149.8	--	--
Promedio	1.4	12.5	78.8	194.9	417.1
Amplitud	1.0	13.1	119.3	212.3	307.6
Std. Dv	0.4	5.2	48.4	108.1	159.1

Tabla 44. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en la profundidad del techo de la cámara magmática con el contenido de agua disuelta como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

Profundidad	wt% H ₂ O					
	1	2	3	4	5	6
	Q [10^7 kg/s]					
4 km	0.2	2.9	7.8	13.1	17.5	23.1
4.5 km	0.2	2.7	7.4	12.7	17.0	22.4
5 km	0.2	2.5	7.0	12.3	16.8	21.9
5.5 km	0.2	2.3	6.7	12.0	16.7	21.4
6 km	0.2	2.2	6.4	11.7	16.5	21.1
Promedio	0.2	2.5	7.1	12.4	16.9	22.0
Amplitud	0.1	0.8	1.4	1.4	1.0	2.0
Std. Dv	0.0	0.3	0.5	0.5	0.4	0.8

Tabla 45. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en el radio de conducto volcánico con el contenido de agua disuelta como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	wt% H ₂ O					
	1	2	3	4	5	6
Radio	Q [10 ⁷ kg/s]					
15 m	0.0	0.1	0.6	1.3	2.0	2.6
30 m	0.2	2.2	6.4	11.7	16.5	21.1
50 m	1.4	12.9	35.2	67.2	98.3	126.9
75 m	7.1	53.8	157.9	312.6	--	--
100 m	22.2	155.3	492.0	547.5	--	673.6
Promedio	6.2	44.9	138.4	188.1	38.9	206.0
Amplitud	22.2	155.2	491.4	546.2	96.3	671.0
Std. Dv	9.4	65.4	207.6	237.3	51.9	316.5

Tabla 46. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en la temperatura del magma con el contenido de agua disuelta como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	wt% H ₂ O					
	1	2	3	4	5	6
Temperatura	Q [10 ⁷ kg/s]					
870°C	0.2	2.2	6.4	11.7	16.5	21.1
902.5°C	0.4	3.8	10.2	17.8	25.8	33.2
935°C	0.9	6.5	16.4	29.7	40.8	50.1
967.5°C	1.9	10.8	27.6	48.4	64.3	--
1000°C	4.4	18.9	47.6	--	--	--
Promedio	1.6	8.4	21.6	26.9	36.8	34.8
Amplitud	4.2	16.7	41.1	36.7	47.8	29.0
Std. Dv	1.7	6.7	16.6	16.2	20.9	14.6

Tabla 47. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en el contenido de cristales inicial con el contenido de agua disuelta como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	wt% H ₂ O					
	1	2	3	4	5	6
Cristales	Q [10 ⁷ kg/s]					
17.50%	0.2	2.2	6.4	11.7	16.5	21.1
23.13%	0.1	1.6	5.1	9.6	13.7	17.5
30%	0.1	0.9	3.7	7.2	10.5	13.7
36.20%	0.0	0.3	2.4	5.2	8.0	10.5
40%	0.0	0.2	1.7	4.1	6.4	8.6
Promedio	0.1	1.0	3.9	7.6	11.0	14.3
Amplitud	0.2	1.9	4.8	7.6	10.1	12.5
Std. Dv	0.1	0.8	1.9	3.1	4.1	5.1

Tabla 48. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en la sobrepresión con el contenido de agua disuelta como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	wt% H ₂ O					
	1	2	3	4	5	6
Sobrepresión	Q [10 ⁷ kg/s]					
0 MPa	0.0	1.1	3.8	6.9	9.9	14.0
20 MPa	0.1	1.6	5.0	9.0	12.7	17.0
40 MPa	0.2	2.2	6.4	11.7	16.5	21.1
60 MPa	0.3	2.7	8.0	15.1	22.5	28.8
80 MPa	0.3	3.2	9.7	20.0	32.5	41.4
Promedio	0.2	2.1	6.6	12.5	18.8	24.5
Amplitud	0.3	2.2	6.0	13.1	22.6	27.4
Std. Dv	0.1	0.9	2.4	5.2	9.0	11.0

Tabla 49. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en el contenido de agua disuelta con la profundidad del techo de la cámara como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Profundidad				
	4km	4.5 km	5 km	5.5 km	6 km
wt% H ₂ O	Q [10 ⁷ kg/s]				
1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
2	2.9	2.6	2.5	2.3	2.2
3	7.8	7.4	7.0	6.7	6.4
4	13.1	12.7	12.3	12.0	11.7
5	17.5	17.0	16.8	16.7	16.5
6	23.1	22.4	21.9	21.4	21.1
Promedio	10.8	10.4	10.1	9.9	9.7
Amplitud	22.8	22.2	21.7	21.2	20.9
Std. Dv	8.8	8.6	8.4	8.3	8.2

Tabla 50. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en el radio de conducto volcánico con la profundidad del techo de la cámara como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Profundidad				
	4km	4.5 km	5 km	5.5 km	6 km
Radio	Q [10 ⁷ kg/s]				
15 m	1.6	1.5	1.5	1.4	1.3
30 m	13.1	12.7	12.3	12.0	11.7
50 m	76.9	74.0	71.5	69.2	67.2
75 m	366.0	349.8	335.9	323.6	312.6
100 m	--	--	--	--	--
Promedio	114.4	109.5	105.3	101.6	98.2
Amplitud	364.4	348.3	334.4	322.2	311.3
Std. Dv	171.0	163.4	156.8	151.0	145.8

Tabla 51. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en la temperatura del magma con la profundidad del techo de la cámara como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Profundidad				
	4km	4.5 km	5 km	5.5 km	6 km
Temperatura	Q [10^7 kg/s]				
870°C	13.1	12.7	12.3	12.0	11.7
902.5°C	20.3	19.6	18.9	18.3	17.8
935°C	33.8	32.6	31.5	30.5	29.7
967.5°C	56.4	54.0	51.9	50.0	48.4
1000°C	--	--	--	--	--
Promedio	30.9	29.7	28.6	27.7	26.9
Amplitud	43.3	41.3	39.5	38.0	36.7
Std. Dv	19.0	18.2	17.4	16.7	16.2

Tabla 52. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en el contenido de cristales inicial con la profundidad del techo de la cámara como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Profundidad				
	4km	4.5 km	5 km	5.5 km	6 km
Cristales	Q [10^7 kg/s]				
17.50%	13.1	12.7	12.3	12.0	11.7
23.13%	10.8	10.5	10.1	9.9	9.6
30%	8.3	8.0	7.7	7.5	7.2
36.20%	6.2	5.9	5.7	5.4	5.2
40%	5.0	4.7	4.5	4.3	4.1
Promedio	8.7	8.4	8.1	7.8	7.6
Amplitud	8.1	8.0	7.9	7.8	7.6
Std. Dv	3.3	3.3	3.2	3.2	3.1

Tabla 53. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en la sobrepresión con la profundidad del techo de la cámara como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Profundidad				
	4km	4.5 km	5 km	5.5 km	6 km
Sobrepresión	Q [10^7 kg/s]				
0 MPa	7.2	7.1	7.0	6.9	6.9
20 MPa	9.7	9.5	9.3	9.2	9.0
40 MPa	13.1	12.7	12.3	12.0	11.7
60 MPa	18.0	17.0	16.2	15.7	15.1
80 MPa	26.1	24.2	22.6	21.2	20.0
Promedio	14.8	14.1	13.5	13.0	12.5
Amplitud	18.9	17.1	15.6	14.3	13.1
Std. Dv	7.5	6.7	6.1	5.6	5.2

Tabla 54. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en el contenido de agua disuelta con la temperatura del magma como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Temperatura				
	870°C	902.5°C	935°C	967.5°C	1000°C
wt% H ₂ O	Q [10^7 kg/s]				
1	0.2	0.4	0.9	1.9	4.4
2	2.2	3.8	6.5	10.8	18.9
3	6.4	10.2	16.4	27.6	47.6
4	11.7	17.8	29.7	48.4	--
5	16.5	25.8	40.8	64.3	51.1
6	21.1	33.2	50.1	--	--
Promedio	9.7	15.2	24.1	30.6	30.5
Amplitud	20.9	32.8	49.1	62.4	46.8
Std. Dv	8.2	12.8	19.4	25.9	22.6

Tabla 55. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en la profundidad del techo de la cámara con la temperatura del magma como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

Profundidad	Temperatura				
	870°C	902.5°C	935°C	967.5°C	1000°C
	Q [10^7 kg/s]				
4 km	13.1	20.3	33.8	56.4	--
4.5 km	12.7	19.6	32.6	54.0	--
5 km	12.3	18.9	31.5	51.9	--
5.5 km	12.0	18.3	30.5	50.0	--
6 km	11.7	17.8	29.7	48.4	--
Promedio	12.4	19.0	31.6	52.1	
Amplitud	1.4	2.5	4.1	8.0	0.0
Std. Dv	0.5	1.0	1.6	3.2	

Tabla 56. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en el radio de conducto volcánico con la temperatura del magma como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

Radio	Temperatura				
	870°C	902.5°C	935°C	967.5°C	1000°C
	Q [10^7 kg/s]				
15 m	1.3	2.0	2.8	3.9	5.8
30 m	11.7	17.8	29.7	48.4	--
50 m	67.2	118.1	--	--	--
75 m	312.6	--	--	--	--
100 m	--	--	--	--	--
Promedio	98.2	45.9	16.2	26.2	5.8
Amplitud	311.3	116.1	26.9	44.5	0.0
Std. Dv	145.8	62.9	19.0	31.4	--

Tabla 57. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en el contenido de cristales inicial con la temperatura del magma como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Temperatura				
	870°C	902.5°C	935°C	967.5°C	1000°C
Cristales	Q [10^7 kg/s]				
17.50%	13.1	17.8	29.7	48.4	--
23.13%	10.8	14.2	22.4	35.7	58.0
30%	8.3	10.6	15.4	23.8	36.8
36.20%	6.2	7.7	10.9	15.6	23.5
40%	5.0	6.0	8.6	12.1	16.9
Promedio	8.7	11.3	17.4	27.1	33.8
Amplitud	8.1	11.8	21.1	36.3	41.1
Std. Dv	3.3	4.8	8.6	15.0	18.1

Tabla 58. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en la sobrepresión con la temperatura del magma como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Temperatura				
	870°C	902.5°C	935°C	967.5°C	1000°C
Sobrepresión	Q [10^7 kg/s]				
0 MPa	6.9	9.6	13.0	17.2	22.3
20 MPa	9.0	13.0	18.7	27.9	39.3
40 MPa	11.7	17.8	29.7	48.4	--
60 MPa	15.1	26.3	45.8	--	--
80 MPa	20.0	36.7	--	--	--
Promedio	12.5	20.7	26.8	31.2	30.8
Amplitud	13.1	27.1	32.8	31.2	17.0
Std. Dv	5.2	10.9	14.4	15.9	12.0

Tabla 59. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en el contenido de agua disuelta con el contenido de cristales inicial como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

wt% H ₂ O	Contenido de cristales				
	17.50%	23.13%	30%	36.20%	40%
	Q [10 ⁷ kg/s]				
1	0.2	0.1	0.1	0.0	0.0
2	2.2	1.6	0.9	0.3	0.2
3	6.4	5.1	3.7	2.4	1.7
4	11.7	9.6	7.2	5.2	4.1
5	16.5	13.7	10.5	8.0	6.4
6	21.1	17.5	13.7	10.5	8.6
Promedio	9.7	7.9	6.0	4.4	3.5
Amplitud	20.9	17.4	13.6	10.4	8.6
Std. Dv	8.2	6.9	5.4	4.2	3.5

Tabla 60. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en la profundidad del techo de la cámara con el contenido de cristales inicial como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

Profundidad	Contenido de cristales				
	17.50%	23.13%	30%	36.20%	40%
	Q [10 ⁷ kg/s]				
4 km	13.1	10.8	8.3	6.2	5.0
4.5 km	12.7	10.5	8.0	5.9	4.7
5 km	12.3	10.1	7.7	5.7	4.5
5.5 km	12.0	9.9	7.5	5.4	4.3
6 km	11.7	9.6	7.2	5.2	4.1
Promedio	12.4	10.2	7.7	5.7	4.5
Amplitud	1.4	1.2	1.1	1.0	0.9
Std. Dv	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4

Tabla 61. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en el radio de conducto volcánico con el contenido de cristales inicial como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Contenido de cristales				
	17.50%	23.13%	30%	36.20%	40%
Radio	Q [10^7 kg/s]				
15 m	1.3	1.1	0.8	0.1	0.1
30 m	11.7	9.6	7.2	5.2	4.1
50 m	67.2	49.9	35.9	25.7	20.2
75 m	312.6	224.9	145.5	93.4	71.9
100 m	--	697.4	424.1	259.3	181.8
Promedio	98.2	196.6	122.7	76.8	55.6
Amplitud	311.3	696.3	423.3	259.2	181.8
Std. Dv	145.8	294.2	178.3	108.6	76.1

Tabla 62. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en la temperatura del magma con el contenido de cristales inicial como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Contenido de cristales				
	17.50%	23.13%	30%	36.20%	40%
Temperatura	Q [10^7 kg/s]				
870°C	11.7	9.6	7.2	5.2	4.1
902.5°C	17.8	14.2	10.6	7.7	6.0
935°C	29.7	22.4	15.4	10.9	8.6
967.5°C	48.4	35.7	23.8	15.6	12.1
1000°C	--	58.0	36.8	23.5	16.9
Promedio	26.9	28.0	18.7	12.6	9.5
Amplitud	36.7	48.4	29.6	18.3	12.9
Std. Dv	16.2	19.5	11.9	7.2	5.1

Tabla 63. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en la sobrepresión con el contenido de cristales inicial como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Contenido de cristales				
	17.50%	23.13%	30%	36.20%	40%
Sobrepresión	Q [10^7 kg/s]				
0 MPa	6.9	5.8	4.6	3.4	2.6
20 MPa	9.0	7.5	5.8	4.3	3.3
40 MPa	11.7	9.6	7.2	5.2	4.1
60 MPa	15.1	12.1	8.8	6.3	4.8
80 MPa	20.0	15.0	10.6	7.4	5.6
Promedio	12.5	10.0	7.4	5.3	4.1
Amplitud	13.1	9.1	6.0	4.0	3.0
Std. Dv	5.2	3.6	2.4	1.6	1.2

Tabla 64. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en el contenido de agua disuelta con la sobrepresión como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Sobrepresión				
	0 MPa	20 MPa	40 MPa	60 MPa	80 MPa
wt% H ₂ O	Q [10^7 kg/s]				
1	0.0	0.1	0.2	0.3	0.3
2	1.1	1.6	2.2	2.7	3.2
3	3.8	5.0	6.4	8.0	9.7
4	6.9	9.0	11.7	15.1	20.0
5	9.9	12.7	16.5	22.5	32.5
6	14.0	17.0	21.1	28.8	41.4
Promedio	5.9	7.6	9.7	12.9	17.9
Amplitud	14.0	16.9	20.9	28.5	41.1
Std. Dv	5.4	6.6	8.2	11.3	16.5

Tabla 65. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en la profundidad del techo de la cámara magmática con la sobrepresión como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

Profundidad	Sobrepresión				
	0 MPa	20 MPa	40 MPa	60 MPa	80 MPa
	Q [10^7 kg/s]				
4 km	7.2	9.7	13.1	18.0	26.1
4.5 km	7.1	9.5	12.7	17.0	24.2
5 km	7.0	9.3	12.3	16.2	22.6
5.5 km	6.9	9.2	12.0	15.7	21.2
6 km	6.9	9.0	11.7	15.1	20.0
Promedio	7.0	9.3	12.4	16.4	22.8
Amplitud	0.3	0.7	1.4	2.9	6.1
Std. Dv	0.1	0.3	0.5	1.1	2.4

Tabla 66. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en el radio de conducto volcánico con la sobrepresión como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

Radio	Sobrepresión				
	0 MPa	20 MPa	40 MPa	60 MPa	80 MPa
	Q [10^7 kg/s]				
15 m	0.9	1.1	1.3	1.6	1.9
30 m	6.9	9.0	11.7	15.1	20.0
50 m	30.5	43.2	67.2	103.2	149.8
75 m	100.3	171.6	312.7		
100 m	239.9	463.9	547.5		
Promedio	75.7	137.8	188.1	40.0	57.2
Amplitud	239.0	462.8	546.2	101.6	147.9
Std. Dv	99.9	194.8	237.3	55.2	80.7

Tabla 67. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en el contenido de cristales inicial con la sobrepresión como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Sobrepresión				
	0 MPa	20 MPa	40 MPa	60 MPa	80 MPa
Cristales	Q [10^7 kg/s]				
17.50%	6.9	9.0	11.7	15.1	20.0
23.13%	5.8	7.5	9.6	12.1	15.0
30%	4.6	5.8	7.2	8.8	10.6
36.20%	3.4	4.3	5.2	6.3	7.4
40%	2.6	3.3	4.1	4.8	5.6
Promedio	4.7	6.0	7.6	9.4	11.7
Amplitud	4.3	5.7	7.6	10.3	14.4
Std. Dv	1.7	2.3	3.1	4.2	5.8

Tabla 68. Resultados del modelo de la tasa eruptiva a partir del cambio en la temperatura del magma con la sobrepresión como parámetro fijo. Los demás valores corresponden a los definidos en el caso base.

	Sobrepresión				
	0 MPa	20 MPa	40 MPa	60 MPa	80 MPa
Temperatura	Q [10^7 kg/s]				
870°C	6.9	9.0	11.7	15.1	20.0
902.5°C	9.6	13.0	17.8	26.3	36.7
935°C	13.0	18.7	29.7	45.8	--
967.5°C	17.2	27.9	48.4	--	--
1000°C	22.3	39.3	--	--	--
Promedio	13.8	21.6	26.9	29.1	28.3
Amplitud	15.4	30.3	36.7	30.7	16.7
Std. Dv	6.1	12.2	16.2	15.5	11.8

Anexo D. Resultados de modelo de ascenso de magma en el conducto a 1000 °C

En la siguiente tabla, se entregan los resultados de los diferentes resultados obtenidos en el modelo de conducto con una temperatura de 1000°C, a partir del uso del modelo de Kozono and Koyaguchi (2009 a, b) combinado con Slezin (2003). La columna ‘OP’ hace referencia al valor de sobrepresión ingresado al modelo. La columna ‘Frag Depth’ entrega los valores de profundidad a la cual transcurre la fragmentación, en donde los valores ‘No’ hacen referencia a que no existe solución entregada por el modelo; ‘No-’, a aquellas ejecuciones del modelo que encuentran una solución explosiva, pero que no alcanzan 80 % de porcentaje de gas; ‘-’ a aquellas ejecuciones en las que no se alcanzó fragmentación, principalmente por la existencia de una solución efusiva. La columna ‘Mass rate’ hace referencia a las tasas eruptivas entregadas por el modelo. La columna ‘Tipo de solución’ entrega la solución aportada por el modelo del estilo eruptivo, siendo ‘ex’ una solución asociada a una erupción de tipo explosiva; ef, una solución asociada a una erupción de tipo efusiva; in, una solución intermedia que puede ser interpretada como efusiva o explosiva, dependiendo de otros aspectos.

% wt <i>H₂O</i>	Radio de conducto [m]	OP [MPa]	Frag Depth [m]	Mass rate [10⁷kg/s]	Tipo de solución
1	100	0	No		
1	100	20	No		
1	100	40	No		
1	100	60	No		
1	100	80	No		
1	75	0	-	31.13	ef
1	75	20	No		
1	75	40	No		
1	75	60	No		
1	75	80	No		
1	50	0	-	6.15	ef
1	50	20	No		
1	50	40	No		
1	50	60	No		
1	50	80	No		
1	30	0	No	0.5	ex - ef
1	30	20	-	2.39	ef
1	30	40	No		
1	30	60	No		
1	30	80	No		
1	15	0	0	0.03	ex - ef

1	15	20	-	0.15	ef
1	15	40	-	0.25	ef
1	15	60	-	0.37	ef
1	15	80	-	0.461	ef
2	100	0	0	282.15	ex
2	100	20	No		
2	100	40	No		
2	100	60	No		
2	100	80	No		
2	75	0	0	106.67	ex
2	75	20	No		
2	75	40	No		
2	75	60	No		
2	75	80	No		
2	50	0	0	32.62	ex
2	50	20	No--	80.32	ex
2	50	40	No--	145.83	ex
2	50	60	No		
2	50	80	No		
2	30	0	210	7.06	ex
2	30	20	0	11.69	ex
2	30	40	0	18.9	ex
2	30	60	No--	27.57	ex
2	30	80	No	36.305	ex
2	15	0	718	0.8	ex
2	15	20	480	1.13	ex
2	15	40	270	1.5	ex
2	15	60	160	1.93	ex
2	15	80	No		
3	100	0	No--	521.5	ex
3	100	20	No		
3	100	40	No		
3	100	60	No		
3	100	80	No		
3	75	0	0	192.6	ex
3	75	20	No		
3	75	40	No		
3	75	60	No		
3	75	80	No		
3	50	0	0	63.49	ex
3	50	20	No		
3	50	40	No		
3	50	60	No		

3	50	80	No			
3	30	0	0	14.45	ex	
3	30	20	0	25.9	ex	
3	30	40	No--	47.56	ex	
3	30	60	No			
3	30	80	No			
3	15	0	532	1.86	ex	
3	15	20	240	2.57	ex	
3	15	40	48	3.48	ex	
3	15	60	0	4.76	ex	
3	15	80	0	6.26	ex	
4	100	0	No			
4	100	20	No			
4	100	40	No			
4	100	60	No			
4	100	80	No			
4	75	0	No			
4	75	20	No			
4	75	40	No			
4	75	60	No			
4	75	80	No			
4	50	0	0	92.3	ex	
4	50	20	No			
4	50	40	No			
4	50	60	No			
4	50	80	No			
4	30	0	0	22.3	ex	
4	30	20	No	39.26	ex	
4	30	40	No			
4	30	60	No			
4	30	80	No			
4	15	0	432	2.94	ex	
4	15	20	105	4.01	ex	
4	15	40	0	5.83	ex	
4	15	60	0	8.53	ex	
4	15	80	0	12.02	ex	
5	100	0	No			
5	100	20	No			
5	100	40	No			
5	100	60	No			
5	100	80	No			
5	75	0	No	393.35	ex	
5	75	20	No			

5	75	40	No		
5	75	60	No		
5	75	80	No		
5	50	0	0	120.36	ex
5	50	20	No		
5	50	40	No		
5	50	60	No		
5	50	80	No		
5	30	0	0	29.93	ex
5	30	20	No	49.1	ex
5	30	40	No		
5	30	60	No		
5	30	80	No		
5	15	0	332.5	3.97	ex
5	15	20	0	5.27	ex
5	15	40	0	7.74	ex
5	15	60	No	11.52	ex
5	15	80	No		
6	100	0	No		
6	100	20	No		
6	100	40	No		
6	100	60	No		
6	100	80	No		
6	75	0	No		
6	75	20	No		
6	75	40	No		
6	75	60	No		
6	75	80	No		
6	50	0	0	153.84	ex
6	50	20	No		
6	50	40	No		
6	50	60	No		
6	50	80	No		
6	30	0	0	39.4	ex
6	30	20	0	59.17	ex
6	30	40	No		
6	30	60	No		
6	30	80	No		
6	15	0	220	5.34	
6	15	20	0	6.8	
6	15	40	0	9.3	
6	15	60	0	13.16	
6	15	80	No		

Anexo E. Resultados del modelo de ascenso de magma en el conducto a 870 °C

En la siguiente tabla, se entregan los resultados de los diferentes resultados obtenidos en el modelo de conducto con una temperatura de 1000°C, a partir del uso del modelo de Kozono and Koyaguchi (2009 a, b) combinado con Slezin (2003). La columna ‘OP’ hace referencia al valor de sobrepresión ingresado al modelo. La columna ‘Frag Depth’ entrega los valores de profundidad a la cual transcurre la fragmentación, en donde los valores ‘No’ hacen referencia a que no existe solución entregada por el modelo; ‘No-’, a aquellas ejecuciones del modelo que encuentran una solución explosiva, pero que no alcanzan 80 % de porcentaje de gas; ‘-’ a aquellas ejecuciones en las que no se alcanzó fragmentación, principalmente por la existencia de una solución efusiva. La columna ‘Mass rate’ hace referencia a las tasas eruptivas entregadas por el modelo. La columna ‘Tipo de solución’ entrega la solución aportada por el modelo del estilo eruptivo, siendo ‘ex’ una solución asociada a una erupción de tipo explosiva; ef, una solución asociada a una erupción de tipo efusiva; in, una solución intermedia que puede ser interpretada como efusiva o explosiva, dependiendo de otros aspectos.

% wt H₂O	Radio de conducto [m]	OP [MPa]	Frag Depth [m]	Mass rate [10⁷kg/s]	Tipo de solución
1	100	0	-	3.6	ef
1	100	20	-	12.75	ef
1	100	40	-	22.24	ef
1	100	60	-	31.85	ef
1	100	80	No		
1	75	0	-	1.14	ef
1	75	20	-	4.04	ef
1	75	40	-	7.05	ef
1	75	60	-	10.08	ef
1	75	80	-	13.14	ef
1	50	0	-	0.22	ef
1	50	20	-	0.8	ef
1	50	40	-	1.4	ef
1	50	60	-	1.99	ef
1	50	80	-	2.6	ef
1	30	0	-	0.03	ef
1	30	20	-	0.11	ef
1	30	40	-	0.18	ef
1	30	60	-	0.26	ef
1	30	80	-	0.34	ef
1	15	0	-	0.0017	ef

1	15	20	-	0.0068	ef
1	15	40	-	0.0117	ef
1	15	60	-	0.017	ef
1	15	80	-	0.022	ef
2	100	0	318	60.3	ex
2	100	20	82.17	99.94	ex
2	100	40	0.9	155.3	ex
2	100	60	No--	228.55	ex
2	100	80	No		
2	75	0	520	24.43	ex
2	75	20	260	37.77	ex
2	75	40	91	53.81	ex
2	75	60	4	72.58	ex
2	75	80	No		
2	50	0	803.7	6.56	ex
2	50	20	572.3	9.6	ex
2	50	40	389	12.94	ex
2	50	60	252.6	16.5	ex
2	50	80	No		
2	30	0	1051	0.33	ex-in-ef
2	30	20	924.3	1.6	ex
2	30	40	No		
2	30	60	No		
2	30	80	No		
2	15	0	-	0.0084	ef
2	15	20	-	0.046	ef
2	15	40	-	0.082	ef
2	15	60	0	0.119	ef
2	15	80	0	0.157	ex
3	100	0	83.2	141.34	ex
3	100	20	0	263.47	ex
3	100	40	No--	491.98	ex
3	100	60	No		
3	100	80	No		
3	75	0	272	60.18	ex
3	75	20	12	94.88	ex
3	75	40	0	157.92	ex
3	75	60	No--	242.14	ex
3	75	80	No--	332.86	ex
3	50	0	620	17.86	ex
3	50	20	288	25.4	ex
3	50	40	65	35.2	ex
3	50	60	1.2	49.14	ex

3	50	80	0	65.94	ex
3	30	0	1157	3.76	ex
3	30	20	840	5.01	ex
3	30	40	565	6.44	ex
3	30	60	375.6	8.01	ex
3	30	80	211.6	9.73	ex
3	15	0	1756	0.15	ex-in-ef
3	15	20	1530	0.5	ex
3	15	40	1401	0.63	ex
3	15	60	1234	0.763	ex
3	15	80	1070	0.894	ex
4	100	0	0	240	ex
4	100	20	No	463	ex
4	100	40	No		
4	100	60	No		
4	100	80	No		
4	75	0	80	100.3	ex
4	75	20	0	171.6	ex
4	75	40	No	312.6	ex
4	75	60	No		
4	75	80	No		
4	50	0	430	30.5	ex
4	50	20	95	43.2	ex
4	50	40	0	67.2	ex
4	50	60	0	103.2	ex
4	50	80	No	149.8	ex
4	30	0	1050	6.9	ex
4	30	20	646	9	ex
4	30	40	344	11.7	ex
4	30	60	91	15.1	ex
4	30	80	0	20	ex
4	15	0	depende		ex – in – ef
4	15	20	1610	1.09	ex
4	15	40	1340	1.34	ex
4	15	60	1060	1.6	ex
4	15	80	840	1.9	ex
5	100	0	0	354	ex
5	100	20	No	678	ex
5	100	40	No		
5	100	60	No		
5	100	80	No		
5	75	0	0	147.7	ex
5	75	20	No--	244.8	ex

5	75	40	No			
5	75	60	No			
5	75	80	No			
5	50	0	256	43.7	ex	
5	50	20	0	61.5	ex	
5	50	40	0	98.3	ex	
5	50	60	No	158	ex	
5	50	80	No			
5	30	0	950	9.9	ex	
5	30	20	560	12.7	ex	
5	30	40	205	16.5	ex	
5	30	60	0	22.5	ex	
5	30	80	0	32.5	ex	
5	15	0	2110	0.12	ex - ef	
5	15	20	1690	1.7	ex	
5	15	40	1295	2	ex	
5	15	60	941	2.4	ex	
5	15	80	625	2.9	ex	
6	100	0	0	494	ex	
6	100	20	No			
6	100	40	No			
6	100	60	No			
6	100	80	No			
6	75	0	0	213.4	ex	
6	75	20	No	326.6	ex	
6	75	40	No			
6	75	60	No			
6	75	80	No			
6	50	0	115	61.6	ex	
6	50	20	0	85.5	ex	
6	50	40	No	126.9	ex	
6	50	60	No			
6	50	80	No			
6	30	0	873	14	ex	
6	30	20	453	17	ex	
6	30	40	123	21.1	ex	
6	30	60	0	28.76	ex	
6	30	80	0	41.4	ex	
6	15	0	2180	1.9	ex	
6	15	20	1753	2.25	ex	
6	15	40	1323	2.6	ex	
6	15	60	942.4	3.08	ex	
6	15	80	574	3.69	ex	

Anexo F. Resumen de datos asociados a modelos de espesores

Tabla 69. Resumen de datos asociados a modelos de espesores

	Larsson (1937)	Hildreth & Drake (1992)	Este trabajo
Modelo Exponencial			
BS_1 (km) ^[1]		9.52	
BS_2 (km)	36.8	45.8	39.59
bt_1 (km) ^[1]		2.047	
bt_2 (km) ^[1]		4.5	
bt_3 (km) ^[1]		55.87	
Método PL			
B (km)	1.55	1.68	1.58
C (km) ^[1, 2]		755.6 – 1000	
Coefficiente PL (T_{pl})	3550	4110	3663
Exponente PL (m)	1.284	1.377	1.305
Método Weibull			
θ (cm)	6.82	5.32	6.42
λ (km)	265.22	264.8	266.72
n	1.04	0.98	1.03
SSRR ^[3]	2.89	1.75	2.59
R^2 ^[4]	0.962	0.956	0.958

[1] El valor entregado es el mismo para todos los modelos aplicados

[2] El primer valor corresponde al valor \sqrt{Area} de la isópaca de 0.1 cm y el segundo corresponde a un límite arbitrario

[3] Sum of Squared Relative Residuals

[4] Coeficiente de correlación

En el caso de que se presente solo un valor centrado, esto refleja que el valor es similar para los 3 casos de estudio.