



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**MODELACIÓN DE CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICA
DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN CALBUCO DEL 2015 Y SU
APLICACIÓN EN LA EVALUACIÓN DE PELIGROS**

Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener
el título de geóloga.

Profesor tutor: Mg. Felipe Flores

Profesor guía: Mg. Francisco Tapia

Carolina Carmona Segovia.

Copiapó, Chile 2025

A mamá

A mis hermanas

AGRADECIMIENTOS

Agradezco profundamente al Servicio Nacional de Geología y Minería, especialmente a la Unidad de Geología y Peligros de Sistemas Volcánicos de la Red Nacional de Vigilancia Volcánica, por otorgarme la oportunidad de desarrollar esta tesis en un entorno de especialización científica y calidad humana, y por hacerme sentir bienvenida desde mi práctica profesional al desarrollo de esta tesis. Agradezco a Felipe Flores como tutor de práctica y luego como profesor guía de este trabajo, por idear el tema y brindar confianza, consejos y el espacio para desarrollarlo.

Agradezco especialmente a quienes fueron parte del trabajo en casa, de la contención y recreación. A Diego por los mates infinitos, la inspiración y planificación, por los breaks para caminar con Austral, por las conversaciones y tantas celebraciones.

TABLA DE CONTENIDO

Capítulo I Introducción	1
1.1 Problema de Investigación	1
1.2 Hipótesis.....	3
1.3 Objetivos	4
1.3.1 Objetivo general	4
1.3.2 Objetivos específicos	4
1.4 Ubicación de la zona de estudio.....	4
1.5 Trabajos Anteriores	5
1.6 Orientación al lector	6
Capítulo II Marco Teórico	7
2.1 Introducción	7
2.2 Corrientes de densidad piroclástica.....	7
2.2.1 Mecanismos de origen y procesos.....	9
2.2.2 Propiedades físicas de las CDPs	11
2.2.3 Clasificación de depósitos CDPs	17
2.3 Casos de estudio de flujos piroclásticos a nivel global y regional.....	18
2.4 Evaluación de peligros volcánicos	26
2.5 Revisión de modelos	27
2.6 Modelo VolcFlow	32
2.7 Índice de Jaccard.....	34
Capítulo 3. Marco Geológico.....	36
3.1 Contexto geológico del volcán Calbuco	36
3.2 Volcán Calbuco.....	37
3.3 Historia eruptiva del volcán Calbuco.....	41
3.4 Erupción de abril del 2015	47
3.4.1 CDPs de la erupción del 22 y 23 de abril del 2015.....	49
Capítulo 4. Metodologías.....	53
4.1 Diseño metodológico	54
4.1.1 Adquisición, depuración y procesamiento de datos.....	54
4.1.2 Calibración de parámetros del modelo VolcFlow.....	63
4.1.3 Validación cuantitativa de las simulaciones	68

4.1.4 Aplicación a la evaluación de peligros.....	68
Capítulo 5. Resultados	69
5.1 Caracterización de las corrientes de densidad piroclástica	69
5.2 Calibración de parámetros.....	70
5.3 Evaluación de las simulaciones.....	73
5.4 Aplicación del modelo a escenarios de peligro.....	80
Capítulo 6. Discusiones.....	81
6.1 Caracterización física de las corrientes de densidad piroclástica del Calbuco 2015 ...	81
6.2 Calibración de parámetros empíricos del modelo VolcFlow	82
6.3 Pertinencia del modelo VolcFlow.....	82
6.4 Aplicabilidad en evaluación de peligros volcánicos	82
6.5 Análisis metodológico.....	83
6.5.1 Ventajas y aciertos	83
6.5.2 Limitaciones identificadas	83
Capítulo 7. Conclusiones	85
Referencias.....	86
Anexos	96

RESUMEN

Las corrientes de densidad piroclástica (CDPs) representan el fenómeno volcánico más peligroso, requiriendo modelación numérica para la evaluación de peligros y mitigación de riesgos. Este estudio evalúa el desempeño del modelo VolcFlow monofásico en la simulación de CDPs densas generadas durante la erupción de abril de 2015 del volcán Calbuco, Chile, y analiza la influencia de parámetros de entrada y configuración de la fuente para discutir su aplicación en la evaluación de peligros volcánicos. Se empleó un enfoque que integra análisis geoespacial para la caracterización de depósitos, calibración sistemática de parámetros empíricos y validación estadística utilizando el índice de Jaccard. La implementación de configuraciones de fuentes diferenciadas con geometrías en lugar de puntos para representar origen de flujos y tiempo de generación (entre 150-600 s) mejoró el desempeño del modelo, incrementando los índices de Jaccard de 0.2 a 0.5, resultando factores críticos para la representatividad del modelo. La eficiencia computacional fue demostrada con tiempos de ejecución de ~3 minutos por simulación. Las limitaciones del modelo incluyen la incapacidad para reproducir el sobrepaso de barreras topográficas hacia el sector occidental del *vent*. Los parámetros calibrados muestran potencial de transferibilidad a otros escenarios eruptivos o sistemas volcánicos similares. Los resultados validan la aplicabilidad de VolcFlow monofásico para la modelación de CDPs densas en Calbuco y demuestran su utilidad para elaborar mapas de peligro volcánico.

CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICA - VOLCÁN CALBUCO -
MODELACIÓN NUMÉRICA - PELIGRO VOLCÁNICO

ABSTRACT

Pyroclastic density currents (PDCs) represent the most dangerous volcanic phenomenon, requiring numerical modeling for hazard assessment and risk mitigation. This study evaluates the performance of the monophasic VolcFlow model in the simulation of dense PDCs generated during the April 2015 eruption of Calbuco volcano, Chile, and analyzes the influence of input parameters and source configuration to discuss its application in volcanic hazard assessment. An approach that integrates geospatial analysis for deposit characterization, systematic calibration of empirical parameters and statistical validation using the Jaccard index was employed. The implementation of differentiated source configurations with geometries instead of points to represent flow origin and generation time (between 150-600 s) improved model performance, increasing Jaccard indices from 0.2 to 0.5, critical factors for model representativeness. Computational efficiency was demonstrated with execution times of ~3 minutes per simulation. Model limitations include the inability to reproduce the overtopping of topographical barriers toward the western sector of the vent. The calibrated parameters show transferability potential to other eruptive scenarios or similar volcanic systems. The results validate the applicability of monophasic VolcFlow for modeling dense PDCs at Calbuco and demonstrate its utility for developing volcanic hazard maps.

PYROCLASTIC DENSITY CURRENTS - CALBUCO VOLCANO - NUMERICAL MODELING - VOLCANIC HAZARDS

CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

1.1 Problema de Investigación

Los flujos piroclásticos, también llamados corrientes de densidad piroclástica (CDP) son uno de los fenómenos volcánicos más peligrosos y menos comprendidos (Lube *et al.*, 2020). Son peligrosos debido a su alta velocidad, efecto de presión dinámica y alta temperatura; la velocidad suele ser mayor cerca de la fuente, del orden de los 30 – 60 m/s pero pueden alcanzar en algunos casos los 100 m/s (e. g., Merapi noviembre 2010, St. Helens mayo 1980) (Esposti Ongaro *et al.*, 2011; Cole *et al.*, 2015); la presión dinámica que conlleva causa alto porcentaje de daño, parcial o total de estructuras y ecosistemas situados en el área cercana al volcán; y se asocian a riesgo de asfixia y quemaduras por el abundante contenido de partículas de ceniza muy fina y muy caliente de las CDP (Lube *et al.*, 2020).

En la última década, este tipo de eventos ha dejado un número de fatalidad de 650 personas (e.g., CDP formados por erupciones de los volcanes Merapi el 2010, Ontake el 2014, Sinabung el 2014, Fuego el 2018, Stromboli el 2019 y White Island el 2019) (Lube *et al.*, 2020). En Chile, en las últimas décadas las CDP han dejado un impacto en la vegetación animales, asociado también a la producción de lahares e incendios forestales, efectos más bien indirectos y sin registro de víctimas fatales en la última década. Casos ejemplares de eventos asociados a CDP en Chile son Calbuco el 2015 (Romero *et al.*, 2016; Castruccio *et al.*, 2016), Cordón Caulle el 2011 (Elissondo *et al.* 2016), Chaitén 2008 (Major *et al.* 2013), y Lascar 1993 (Sparks *et al.* 1997).

La constante vigilancia ante estos eventos ha identificado zonas especialmente vulnerables, incluyendo áreas con alta densidad poblacional y destinos turísticos importantes, así como parques nacionales cercanos a los volcanes. Entre estas zonas destacan el río Nilahue, en la provincia del Ranco, donde se registró caída de tefra en 1955 por la erupción del grupo volcánico Carrán-Los Venados, y en 2011, los flujos piroclásticos producidos durante la erupción del complejo Puyehue-Cordón Caulle; Ensenada, el sector norte del lago Chapo y el río Correntoso, ubicados alrededor del volcán Calbuco, entre las comunas de Puerto Varas y Puerto Montt; la zona norte de las

Termas de Chillán, cercana al complejo Nevados de Chillán; Pucón, por el volcán Villarrica, número uno en el ranking actual de riesgo específico (Sernageomin, 2023); y Chaitén, cercana al volcán del mismo nombre, cuya última erupción produjo CDPs en 2008 (Major *et al.*, 2013). También se incluyen zonas al oeste de la provincia de Neuquén y el centro de ski Caviahue, en Argentina, estas últimas principalmente afectadas por caída de ceniza (Balbis *et al.*, 2016; Sernageomin, 2018; Moussallam *et al.*, 2021; Sernageomin, 2024).

Las CDP ocurren en erupciones volcánicas explosivas o efusivas y se forman a partir de mezclas de partículas volcánicas y gases calientes, que fluyen de acuerdo a su densidad relativa a la del medio y por gravedad (Branney y Kokelaar, 2002). Son un tipo de corrientes por gravedad que se propagan lateralmente desde su fuente y destaca su amplia variabilidad de concentraciones y fuerzas que actúan mientras se desarrolla (Dufek *et al.*, 2015) por lo que el desafío científico está en la complejidad de la naturaleza y evolución de estos flujos.

En los esfuerzos por manejar los riesgos que los CDP significan, la aplicación de modelos se vuelve fundamental para lograr predecir su comportamiento e integrarlo a la evaluación de peligros. Dentro de los avances en modelos aplicados a CDP, se han desarrollado modelos físicos de profundidad promediada sobre topografía 3D, y versiones más nuevas que incorpora la naturaleza de 2 fases, una concentrada y otra diluída (surges) como ocurre en los casos reales observados. El modelo VolcFlow (Kelfoun y Druitt, 2005) dispone de una versión de una fase y una de dos fases (Kelfoun *et al.*, 2009; Kelfoun 2017) y ha sido utilizado para simular CDP en casos de estudio como el flujo piroclástico de Tungurahua el 2006 (Kelfoun *et al.*, 2009), flujos CDP de Merapi el 2006 (Charbonnier and Gertisser, 2012), 2010 (Charbonnier *et al.*, 2013; Kelfoun *et al.*, 2017), de 2018-2019 (Kelfoun *et al.*, 2021); de Soufrière en 1996 (Ogburn and Calder 2017), 1997 (Gueugneau *et al.*, 2019; Ogburn and Calder 2017) y 2021 (Gueugneau *et al.*, 2023); de Mount Pelée en 1902 (Gueugneau *et al.*, 2020); y de Lascar 1993 (Gueugneau *et al.*, 2017), sin embargo, no ha sido utilizado extensamente en volcanes chilenos con importante actividad volcánica reciente.

El volcán Calbuco, ubicado en el sur de Chile, es un volcán activo, que se encuentra bajo constante monitoreo y ocupa la posición 2 en el Ranking de Riesgo Específico de la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV, 2023). Su erupción en abril de 2015 constituye un caso de estudio particularmente relevante, tanto por la magnitud del evento como por la abundante documentación científica disponible (Bertín *et al.* 2015; Mella *et al.* 2015; Romero *et al.* 2016; Castruccio *et al.* 2016; Valderrama *et al.* 2016; Van Eaton *et al.* 2016; Delgado *et al.* 2017; Arzilli *et al.* 2019; Flores 2022; Romero *et al.* 2023). Esta reciente actividad eruptiva y la calidad del registro asociado amplían significativamente la disponibilidad de información para análisis retrospectivos, lo que convierte al Calbuco en un caso idóneo para el desarrollo y validación de metodologías de simulación de flujos volcánicos.

En este contexto, el presente trabajo aborda la necesidad de mejorar la modelación y predicción de corrientes de densidad piroclástica (CDP) para el caso particular del volcán Calbuco, ya que una caracterización insuficiente de estos fenómenos puede conducir a una subestimación de su alcance e impacto potencial, afectando negativamente la precisión de la evaluación de peligros y, por ende, la eficiencia de la gestión del riesgo volcánico. Para ello, se propone una metodología basada en el uso del software VolcFlow para simular CDP de eventos pasados, integrando datos geológicos y análisis geomático en la determinación de parámetros clave, con el fin de evaluar la pertinencia y confiabilidad del modelo en escenarios de emergencia volcánica futura.

1.2 Hipótesis

El modelo VolcFlow monofásico puede generar simulaciones representativas de CDPs densas (índice de Jaccard ≥ 0.5) de la erupción del volcán Calbuco en 2015 al implementar una configuración de fuentes eruptivas diferenciada y calibración precisa del tiempo de generación, constituyendo factores más determinantes para la representatividad del modelo, y facilitando su aplicación en la evaluación de peligros volcánicos.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Simular los flujos piroclásticos de la erupción del volcán Calbuco del 2015 mediante el modelo VolcFlow y analizar su aplicación en la evaluación de peligros.

1.3.2 Objetivos específicos

- Obtener un set de datos observados y/o medidos que describan físicamente los flujos piroclásticos de la erupción del volcán Calbuco 2015.
- Establecer el rango de valores de los parámetros empíricos que parametrizan las ecuaciones de flujo del modelo de simulación de flujos piroclásticos VolcFlow.
- Evaluar la pertinencia de las simulaciones en la modelación de los flujos piroclásticos de la erupción del volcán Calbuco 2015.
- Discutir la aplicación de este modelo en la evaluación de peligros volcánicos.

1.4 Ubicación de la zona de estudio

El volcán Calbuco ($41^{\circ}19'50''\text{S}$ - $72^{\circ}36'30''\text{O}$, 2003 m s. n. m.), se ubica en el sur de Chile, dentro de la región de Los Lagos en la provincia de Llanquihue en la Reserva Nacional Llanquihue, a 30 km hacia el este de la ciudad de Puerto Varas y a 32 km de Puerto Montt (ver figura 1.1), y lo rodean las localidades de Correntoso por el sur, y Ensenada por el norte. Es accesible desde Puerto Montt por la ruta v-65 hacia Correntoso o por la Carretera Austral hacia Lenca. Desde Ensenada, se accede por la ruta Puerto Varas-Ensenada.

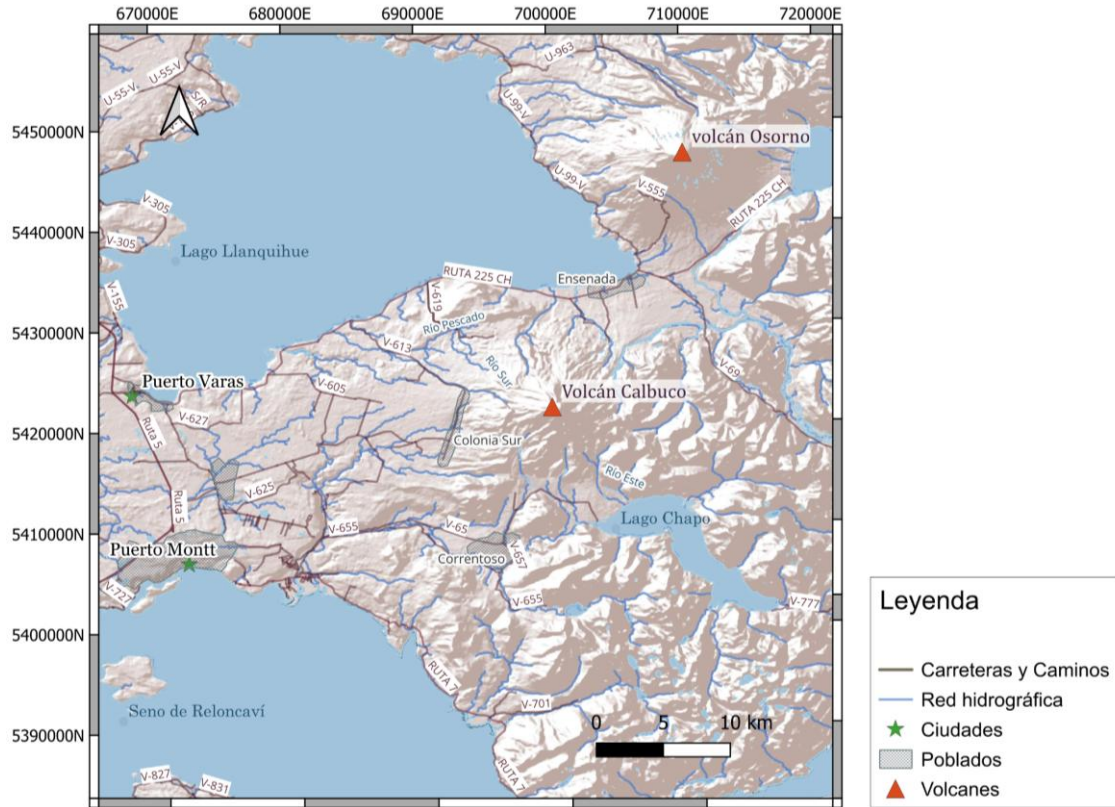


Figura N° 1.1 Mapa de ubicación del Volcán Calbuco.

1.5 Trabajos Anteriores

- Moreno (1999): Realizó la evaluación de peligros volcánicos del volcán Calbuco.
- Sellés y Moreno (2011): Desarrollaron el mapa geológico del volcán Calbuco de escala 1:50000, contribución esencial para la caracterización de los eventos eruptivos y sus aplicaciones dentro de la gestión de riesgos volcánicos.
- Romero *et al.* (2016): Investigaron la evolución temporal, la dinámica eruptiva y las características generales de la erupción del Calbuco de 2015.
- Castruccio *et al.* (2016): Estudiaron la evolución temporal, la dinámica eruptiva y las características generales de la erupción del Calbuco de 2015.
- Valderrama *et al.* (2015, 2016) Se enfocaron en las señales de eventos VT y LP precursoras a la repentina erupción del Calbuco de 2015.
- Flores (2022): Aportó una descripción detallada y multiparamétrica de la erupción a partir de redes sociales, reportes e instrumentos de monitoreo, incluyó la

caracterización física de los flujos piroclásticos, la descripción de las CDPs registradas y la modelación de los lahares producidos y emplazados hacia el río Amarillo.

- Romero *et al.* (2023): Documentó, analizó y discutió los impactos de las CDPs, específicamente hacia los valles de los ríos Tepu y Frío.

1.6 Orientación al lector

Este trabajo se estructura en siete capítulos. El Capítulo I introduce el problema de estudio, contextualiza la importancia de modelar corrientes de densidad piroclástica (CDPs) y plantea los objetivos e hipótesis de la investigación. El Capítulo II presenta los fundamentos teóricos asociados a la dinámica de CDPs y la modelación numérica mediante VolcFlow. El Capítulo III describe el marco geológico y geomorfológico del volcán Calbuco y la erupción del 2015. El Capítulo IV detalla la metodología utilizada para configurar y calibrar el modelo VolcFlow. El Capítulo V expone los resultados obtenidos en las simulaciones y su comparación con los depósitos reales. El Capítulo VI presenta una discusión extensa de los resultados, ventajas y limitaciones del modelo, sugerencias y proyecciones para la gestión de riesgos volcánicos. Finalmente, el Capítulo VII presenta las conclusiones del estudio.

CAPÍTULO II MARCO TEÓRICO

2.1 Introducción

Las erupciones explosivas representan el tipo de actividad volcánica más energética y destructiva, capaz de producir grandes cantidades de tefra, en forma de plumas y de flujos piroclásticos, que se emplazan energéticamente por la ladera del edificio volcánico (Cashman y Scheu 2015).

Convencionalmente se tienen dos términos: flujos piroclásticos y *surges* piroclásticos; los flujos piroclásticos consisten en una mezcla de gas- sólido de alta concentración de partículas y de alta temperatura que se emplaza por la superficie controlado por la gravedad, por otro lado, los *surges* u oleadas piroclásticas tienen una baja concentración de partículas en la dispersión gas-sólido y tienen un carácter especialmente turbulento (Cas y Wright 1987).

Luego, se tiene el término Corrientes de Densidad Piroclásticas (CDP o PDC en inglés) que incluye los fenómenos descritos como flujos piroclásticos y *surges*, y se describen como masas muy veloces de gas y partículas tan calientes que queman arrasando con lo que se disponga en su camino (Brown y Andrews 2015). El estudio de estos fenómenos ha tenido avances significativos, aunque persisten desafíos para comprender de forma integral su comportamiento y reducir sus impactos. Para ello, se aplican nuevas técnicas geofísicas ofrecen herramientas para explorar la estructura interna del flujo, aportar datos para validar modelos existentes y fortalecer los modelos de peligros (Lube *et al.*, 2020).

2.2 Corrientes de densidad piroclástica

Según Brown y Andrews (2015) y Dufek *et al.* (2015), las corrientes de densidad piroclástica (CDP) como un amplio rango de fenómenos y procesos físicos que operan a diferente escala, desde granular hasta la corriente completa, que se generan durante erupciones explosivas y colapso de domos de lava. Indican que corresponden a un tipo de corriente gravitacional compuesta por gas y fragmentos volcánicos que se propaga lateralmente alejándose de la región de la fuente y que presentan el comportamiento de los llamados flujos piroclásticos y *surges* piroclásticos.

Estas corrientes tienen fases de distinto comportamiento; una más concentrada en donde domina el contacto intergranular y la presión de fluido intersticial y otra más diluida y turbulenta; cuentan con un amplio rango de concentraciones y fuerzas actuando, cuya observación y cuantificación significan un desafío, ya que por observación remota o directa de depósitos se deja fuera buena parte de la información (Brown y Andrews, 2015).

La formación de depósitos para los CDP es compleja; el flujo más denso puede dejar de moverse abruptamente depositándose y reflejan su estructura durante el movimiento, o las partículas pueden decantar gradualmente dejando un depósito que refleja las variaciones en la base de la corriente mientras avanza (Dufek *et al.*, 2015).

Las CDPs de erupciones plinianas y subplinianas comúnmente depositan ignimbritas desde depósitos confinados por valles hasta áreas extensas con forma radial, sobrepasando barreras topográficas e incluso cuerpos de agua, alcanzando decenas de kilómetros. Se acumulan preferentemente en depresiones topográficas y presentan estratificación interna por densidad de clastos, acomodándose los más densos en la base del depósito (Brown y Andrews, 2015). Las CDPs generadas por explosiones laterales presentan depósitos fuertemente erosivos en zonas proximales. En las zonas distales, se pueden distinguir dos capas: una superior, rica en finos y con estratificación, y una inferior, con clastos líticos y pobre en finos. Además, comúnmente incorporan vegetación, suelo y clastos locales (Brown y Andrews, 2015). Las CDPs de erupciones de menor volumen —freatomagmáticas y monogenéticas— forman depósitos ricos en líticos (hasta un 90 %), con estratificación y secuencias de facies laterales que van desde depósitos masivos en la zona proximal hasta laminados en la zona distal. Por otro lado, los flujos de bloques y ceniza son un subtipo de corriente de densidad piroclástica cuyos depósitos, presentan clastos juveniles densos no vesiculados, con textura clasto-soportada, masivos y de mala selección (Brown y Andrews, 2015). Estos depósitos pueden contener grandes bloques de hasta 15 m en una matriz de ceniza (Cole *et al.*, 2002; Charbonnier y Gertisser, 2011), y pueden presentar diaclasado prismático o estructura tipo corteza de pan.

2.2.1 Mecanismos de origen y procesos

Las corrientes de densidad piroclástica (CDP) se generan cuando la densidad total de la corriente supera la densidad del ambiente atmosférico circundante y pueden originarse a partir de diversos estilos eruptivos (Dufek *et al.* 2015).

Las CDP pueden originarse de diversas fuentes y de distintas maneras, y estos eventos pueden tener duraciones cortas o prolongadas. La concentración de partículas en las dispersiones eruptivas está asociada al estilo de erupción, que depende de factores como la reología del magma, el flujo de la masa, la abundancia y el tipo de volátiles, y la formación de vesículas y grietas durante la fragmentación (Branney y Kokelaar, 2002).

Se han observado principalmente cuatro mecanismos para la generación de CDP:

- Explosión directa: corresponde a por ejemplo, el colapso de la columna eruptiva en erupciones plinianas o subplinianas desde la parte interna de los chorros de gas, donde la dispersión particulada pierde impulso y sigue trayectorias hacia el suelo, y donde se produce depósitos de caída de pómez e ignimbrita (Branney y Kokelaar, 2002; Dufek *et al.* 2015).
- Explosión lateral: como en la erupción del Monte St. Helens en 1980, eventos de corta duración que no producen grandes volúmenes de ignimbritas (Branney y Kokelaar, 2002).
- Colapso de domo: las corrientes derivadas de este mecanismo tienden a desarrollar dispersiones de baja concentración debido a una rápida segregación y dispersión de piroclastos que provienen de caídas de escombros y flujos granulares subyacentes; involucra la disminución de tamaño de clastos por rotura, abrasión y rotura de vesículas, produciendo mezcla y expansión de aire, generando abundante contenido de partículas finas (Branney y Kokelaar, 2002). Un subtipo de corrientes con este origen son los Flujos de Bloque y Ceniza (BAF, por sus siglas en inglés), que corresponden a avalanchas granulares formadas desde el colapso gravitacional o por disrupciones explosivas asociadas al aumento de presión por presencia de volátiles en domos andesíticos o riolíticos, o bien por el colapso de columnas de

erupciones vulcanianas, y que se caracterizan por ser de bajo volumen ($10^3 - 10^6$ m³) (Brown y Andrews, 2015).

- Boiling-over: se caracteriza por el desbordamiento del magma vesiculado, que brota en forma de fuente por encima del borde del cráter sin formar una columna eruptiva sostenida, ocurre cuando la pluma eruptiva no logra mantener flotando grandes cantidades de pómez a gran altura o cuando colapsa la fuente eruptiva, impidiendo el desarrollo de una columna convectiva (Dufek *et al.* 2015).

También pueden formarse CDPs a partir de erupciones freatomagmáticas de pequeño volumen cuando el magma en ascenso entra en contacto con agua superficial o subterránea, comúnmente en volcanes tipo maar y anillo de toba (Brown y Andrews 2015).

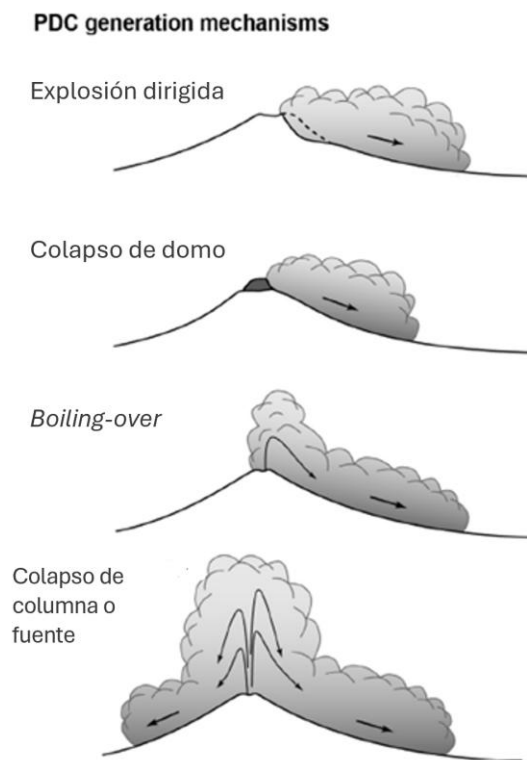


Figura N° 2.1 Esquemas de mecanismos de generación de CDP. Se observa la explosión dirigida (explosión lateral) representada por el colapso de un lado del edificio y una pluma dirigida hacia la dirección en la que ocurrió el colapso, el colapso de un domo, boiling-over y colapso de columna. Extraído y modificado de Dufek *et al.* (2015)

2.2.2 Propiedades físicas de las CDPs

Branney y Kokelaar (2002) estudiaron las corrientes de densidad piroclástica enfocándose en lo que denominaron la zona límite del flujo, y los procesos que ocurren aquí, entre la parte más inferior de la CDP y la parte más superior del depósito en formación, y que controlan la concentración del CDP, el estilo de sedimentación y, por lo tanto, la deposición. Esta zona presenta una compleja dinámica debido a la interacción entre la deposición de partículas desde la corriente y la erosión del sustrato sobre el que se mueve, y la física de esta interacción depende a su vez de la concentración de partículas y su régimen de flujo, y también de la erosión especialmente en edificios volcánicos empinados (Dufek *et al.*, 2015). Basado en la deposición de CDPs, Sulspizio *et al.* (2007) desarrollaron un modelo que distingue entre los depósitos formados por detención total de la corriente ("en masse") y por agradación, con la alimentación continua de la zona límite de sedimento. Este modelo se basa en corrientes estratificadas con segregación de partículas.

Dentro de la dinámica de las CDPs, a temperaturas típicas (300-700°C), la densidad del gas intersticial es menor que la atmosférica, cuando la fracción de sólidos disminuye por debajo de un valor crítico, ($\sim 10^{-3}$) la densidad de la corriente se vuelve menor a la de la atmósfera y se produce el proceso de boyancia inversa, y el movimiento horizontal de la corriente se detiene, facilitado por efecto de la turbulencia, que permite la entrada de aire a la CDP, disminuyendo su densidad global y la sedimentación, que reduce la concentración de partículas (Dufek *et al.*, 2015). Esto ocurre primero en las capas superiores donde se forma una nube de ceniza sobre la corriente (ver figura 2.3), la parte más densa va formando el depósito y el resto de la corriente se eleva formando una pluma Co-CDP (Neri *et al.*, 2002). Cuando la concentración de partículas en la corriente disminuye por debajo de un valor crítico, se vuelve menos densa que el aire y deja de moverse horizontalmente, eventualmente formando plumas Co-CDP. Las plumas Co-CDP pueden formarse a partir de la ceniza que se segrega hacia la atmósfera durante el transporte de las CDP y los flujos de bloque y ceniza (BAF, por su sigla en inglés), un proceso conocido como elutriation en inglés (es decir, la separación de partículas finas suspendidas desde una fase más densa). Estas plumas se distinguen por su alto contenido

en ceniza (5–25 % en peso de partículas <10 μm) y agua, debido a la incorporación de aire húmedo y agua superficial (Brown *et al.*, 2015).

Las propiedades físicas de las corrientes de densidad piroclástica pueden ser estudiadas a partir de los depósitos que forman. A continuación, se enlistan propiedades clave y los parámetros que abarcan:

- Densidad: las CDPs se mueven debido a su diferencia de densidad en comparación con el ambiente atmosférico que las rodea, y depende de dos factores principales; la densidad del gas intersticial, que comúnmente es más baja que la del aire a temperaturas típicas de las CDP, y la densidad de los piroclastos, que controla la velocidad de sedimentación, las partículas más densas decantan más rápido (Choux y Druitt, 2002; Dellino *et al.*, 2008). Los cambios en la densidad de partículas durante una erupción pueden incrementar la densidad de la columna eruptiva, provocando el colapso y la formación de CDPs (Shea *et al.*, 2011, 2012).
- Estructuras sedimentarias: los depósitos registran etapas de progresión, declive y cese de la corriente de densidad piroclástica, las estructuras como laminación, laminación cruzada, ripples y dunas se desarrollan en la zona límite del flujo, resultado de corrientes que superan el punto de estrés crítico de cizalla (Bartholdy *et al.*, 2015). A partir de las estructuras sedimentarias, se puede determinar parámetros como presión dinámica, concentración promedio de partículas y tasa de sedimentación, utilizando también el tamaño medio de partículas (Dellino *et al.*, 2021).
- Geometría del depósito: los depósitos CDP varían mucho en área, espesor y volumen. Estos parámetros permiten cuantificar la proporción de masa entre procesos volcánicos, estudiar la movilidad de la corriente y descifrar el tipo de flujo. La altura de colapso y la longitud de alcance se utilizan para estudiar la trayectoria y movilidad del flujo, con la proporción H/L (altura/longitud) de CDPs densos, se utiliza para estimar el coeficiente de fricción empírico para emplear la reología de Coulomb en CDPs densos. La movilidad del flujo se puede caracterizar con la proporción $A/V^{2/3}$ (área/volumen), aunque sin distinguir entre corrientes diluidas o densas (Calder *et al.*, 1999).

- **Tamaño de grano:** es un indicador clave para diferenciar depósitos de CDP de caída, los depósitos de caída tienen buena clasificación, mientras que los CDPs muestran variaciones tanto en distribución espacial como en tamaño de grano, porque los procesos de transporte y depositación operan en régimen de suspensión turbulenta a uno de flujo granular denso (Lube *et al.*, 2020). Existen depósitos híbridos que muestran características tanto de flujo como de caída, formados por deposición simultánea de partículas de la pluma boyante y CDP (Dowey y Williams, 2022). Las CDPs densas muestran distribuciones multimodales y mal seleccionadas, mientras que las diluidas tienen distribuciones unimodales y con mejor selección (Sparks, 1976; Charbonnier y Gertisser, 2008; Walker, 1984). Conforme se alejan de la fuente, tanto las corrientes densas como diluidas muestran una disminución del tamaño de grano debido a mecanismos de fragmentación y desgaste de partículas (Valentine, 1987; Dufek y Manga, 2008).
- **Composición:** corresponde a un parámetro cuantitativo basado en la proporción de componentes de acuerdo a su origen (e.g. juveniles, líticos accidentales, accesorios, cristales), características mineralógicas y texturas que forman. La composición mineralógica y química permite identificar procesos físicos, como el fraccionamiento de partículas por densidad durante la elutriación de ceniza y formación de co-CDP (Walker, 1972; Sparks y Walker, 1977), también es clave para entender procesos de erosión y bulking, y para cuantificar la incorporación de material accidental (Bernard *et al.*, 2014b).
- **Morfología (forma y rugosidad):** la morfología de los piroclastos influye en la disipación del momentum que acopla la partícula y la fase del fluido que la transporta, controlando la trayectoria de las partículas y su velocidad de decantación (Manga *et al.*, 2011). Las formas angulares de los piroclastos son más propensas a sufrir abrasión, lo que puede usarse para evaluar la distancia de transporte desde la fuente (Manga *et al.*, 2011; Brand *et al.*, 2014).

De manera indirecta, también se pueden evaluar propiedades como la concentración de partícula, y por lo tanto parámetros como la concentración de sólido por unidad, que afecta

los regímenes de acoplamiento entre gas y partícula, la carga de masa refleja la relación de masa de la partícula respecto al flujo. Si bien las propiedades físicas interactúan en las corrientes, tanto de forma interna y en su interacción con el medio, predomina una sobre otra, como se muestra en la figura 2.2. y 2.4. La permeabilidad se asocia con la presión de poro; si aumenta la permeabilidad hay una difusión más rápida de presión de poro, y desfluidización de la mezcla gas-piroclasto, involucra mecanismos como compactación de flujo o cizalla. La presión de poro ayuda a reducir estreses de los sólidos, y ayuda al aumento de movilidad del CDP.

Ha crecido el interés también, de otros parámetros para el estudio de CDPs, estos incluyen: carga eléctrica y la formación de rayos volcánicos; reología granular que permanece sin ser bien entendida por la dificultad de medición *in situ*; la caracterización textural de ceniza ultra-fina, por su potencial impacto en la salud de las personas; las propiedades superficiales de los piroclastos, como la química y área de los piroclastos, asociado directamente al impacto que va a tener en la salud de personas, animales y vegetación de la zona afectada; las características termales de las CDPs, no solo por su rol en la dinámica del flujo, también por lo peligroso que resulta la exposición de personas y animales a periodos de tiempo muy breves a alta temperatura (e.g., Jenkins *et al.* 2013; Baxter *et al.* 2017; Kelfoun y Gueugneau, 2022) .

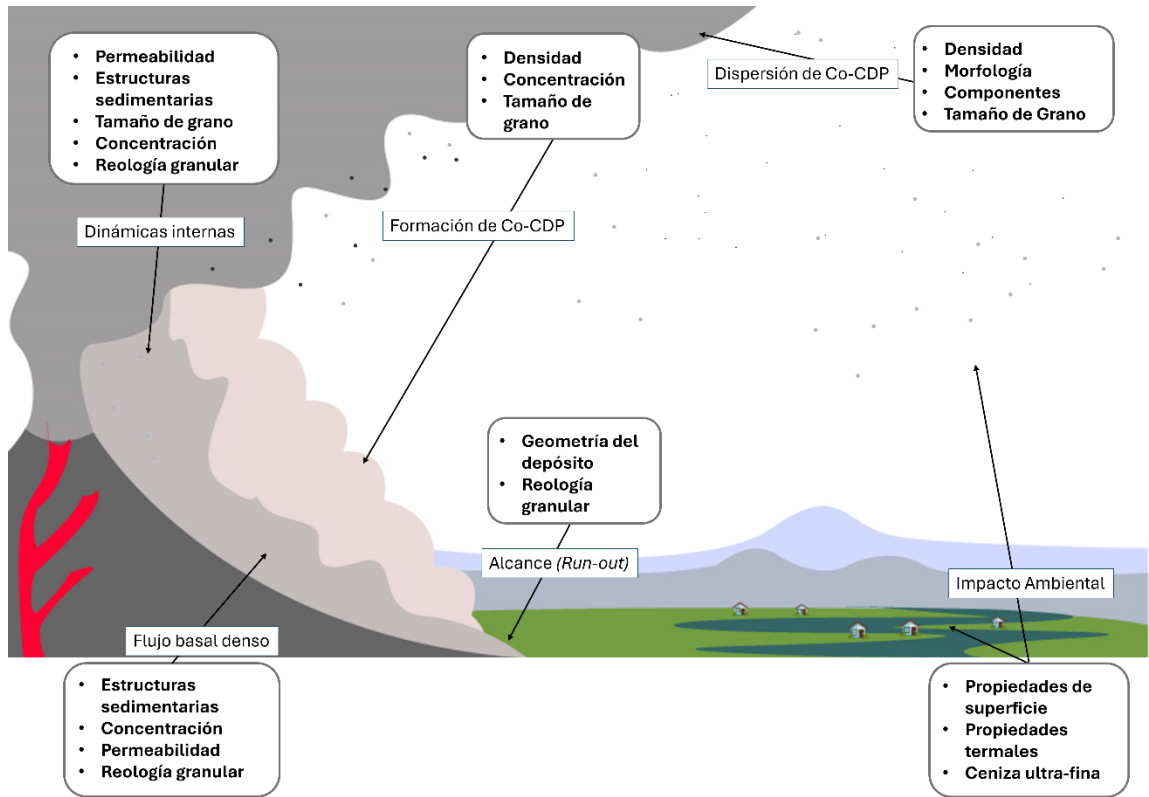


Figura N° 2.2. Diagrama de las propiedades físicas claves que interactúan en las corrientes de densidad piroclástica, tanto en las fases que la componen como en el medio que se moviliza y dispersa. Modificado de Jones *et al.*, 2023.

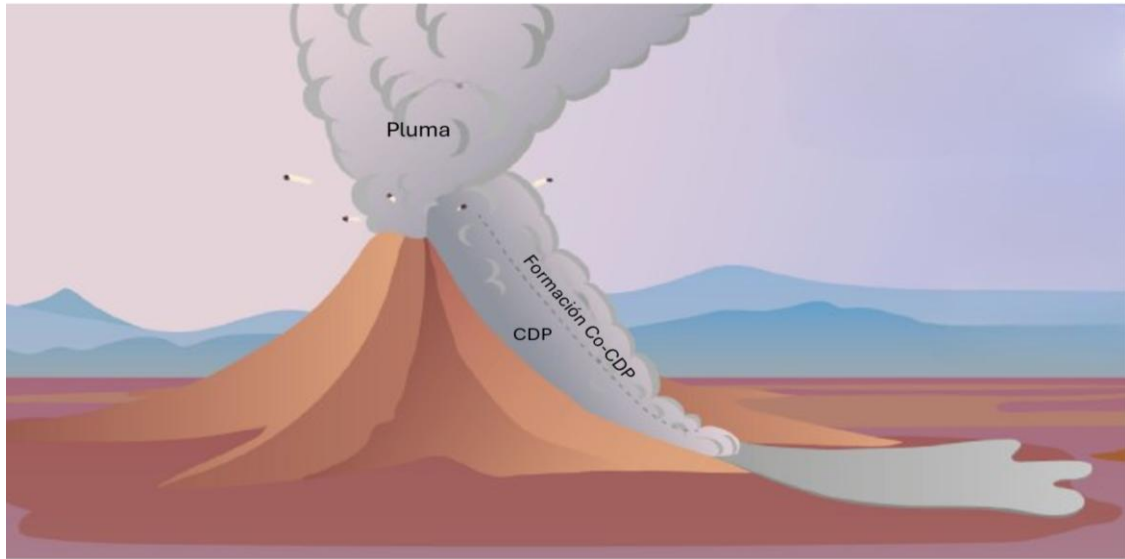


Figura N° 2.3. Diagrama que muestra una erupción, pluma eruptiva y eyección de balísticos. Hacia la ladera derecha del volcán se muestra la deposición de CDP y formación de Co-CDP, además del emplazamiento de un lahar hacia el pie del volcán. Modificado de Jones *et al.*, 2023.

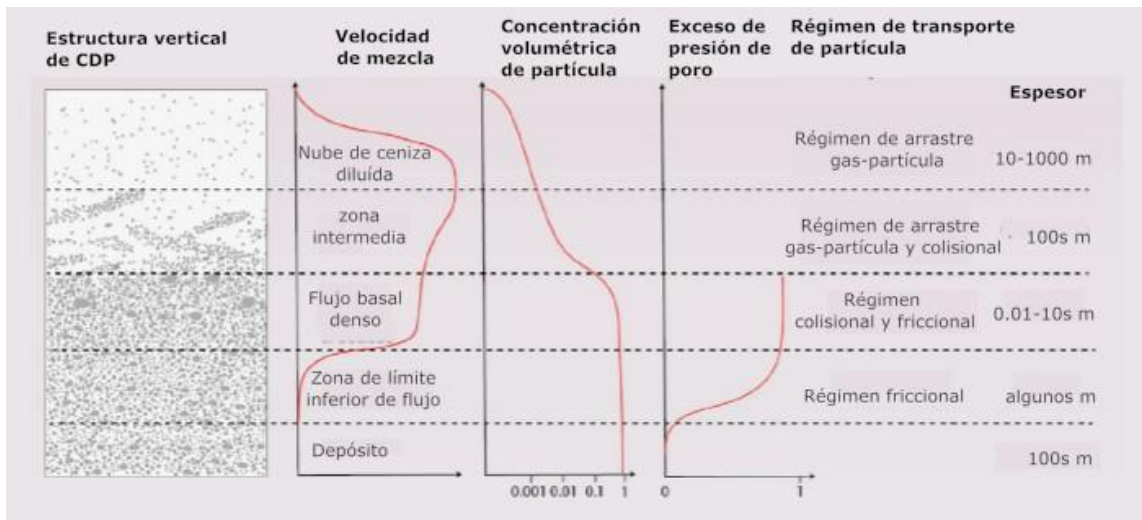


Figura N° 2.4. Perfil esquemático idealizado de CDP que muestra la variación de las propiedades físicas en la vertical. Extraído y modificado de Jones *et al.*, 2023.

2.2.3 Clasificación de depósitos CDPs

Los depósitos de las corrientes de densidad piroclástica (CDP) se clasifican según su litología y las estructuras sedimentarias que presentan. Estos depósitos incluyen ignimbritas, depósitos de surge piroclástico y depósitos de flujos de bloque y ceniza (Branney y Kokelaar, 2002). También se categorizan según el tipo de erupción que originó la corriente, diferenciando entre erupciones de gran volumen y pequeño volumen.

A continuación, se presenta una breve descripción de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica que exponen Brown y Andrews (2015) y referencias ahí citadas.

- Las ignimbritas son depósitos característicos de corrientes de gran volumen generadas por erupciones plinianas y subplinianas; se presentan como sucesiones ricas en pómez y ceniza, compuestas típicamente por una mezcla de pómez mal seleccionado y lapilli lítico en una matriz de fragmentos vítreos y cristales. Pueden estar poco compactadas o fuertemente soldadas, y algunas muestran evidencia de deposición a altas temperaturas (e.g. $>550^{\circ}\text{C}$). Se disponen en láminas o abanicos, cubriendo áreas de hasta 45000 km² y variando en espesor desde algunos centímetros hasta cientos de metros, con volúmenes desde miles de metros cúbicos hasta miles de kilómetros cúbicos. Frecuentemente presentan facies pobres en pómez, como brechas líticas y aglomerados de escoria, y pueden exhibir una variedad de estructuras sedimentarias y deformaciones (Branney y Kokelaar, 1992).
- Los depósitos de surge piroclástico se forman a partir de erupciones de menor volumen, como las erupciones freatomagmáticas. Estos depósitos son característicos de corrientes piroclásticas diluidas que se mueven rápidamente y tienen una baja concentración de partículas. Los surges piroclásticos suelen presentar estratificación cruzada y laminación fina debido a su naturaleza altamente turbulenta y de baja concentración.
- Las corrientes generadas por explosiones laterales, como la erupción del Monte St. Helens en 1980, dejan depósitos que se caracterizan por la presencia de grandes volúmenes de material fragmentado transportado lateralmente. Estos depósitos

muestran una mezcla de piroclastos juveniles y líticos en una matriz de ceniza, y suelen estar mal estratificados y heterogéneos.

- Los depósitos de flujos de bloque y ceniza se caracterizan por ser flujos densos, calientes y altamente destructivos, compuestos por fragmentos de lava poco vesiculada, bloques angulosos de gran tamaño y una matriz de ceniza fina. Sus depósitos suelen ser mal seleccionados, masivos, clasto-soportados y ricos en material juvenil, y pueden extenderse varios kilómetros desde el volcán, arrasando todo a su paso, tienden a ser de pequeño volumen, de 10^3 - 10^6 m³ (Brown y Andrews, 2015) y sus depósitos suelen estar restringidos a unas pocas decenas de kilómetros del volcán.
- Las plumas Co-CDP, que se forman a partir de CDP que pierden suficiente densidad para detener su movimiento horizontal, pueden dar lugar a depósitos de caída de ceniza; son ricos en ceniza fina y agua debido a la elutriación y la adición de aire humedecido y se caracterizan por una alta proporción de ceniza fina (<10 μm) y se disponen sobre amplias áreas (Brown y Andrews, 2015 y referencias dentro).
- Los depósitos de CDP que entran al mar se producen debido a la interacción entre la corriente piroclástica y el agua, pueden incluir fragmentos angulares y lapilli acrecionado, y suelen estar asociados a depósitos de ceniza de caída freatomagmática. La interacción con el agua puede causar un rápido enfriamiento y fragmentación adicional del material eruptivo, diferenciándose de los formados en tierra (Brown y Andrews, 2015).

2.3 Casos de estudio de flujos piroclásticos a nivel global y regional

Las grandes erupciones que producen CDPs típicamente se asocian a composiciones de magma más evolucionado y los depósitos varían dependiendo de la temperatura asociada a la erupción.

Las erupciones más grandes se han logrado comprender y caracterizar a partir del estudio de erupciones más pequeñas y sus depósitos, por lo que la observación de erupciones más pequeñas ha sido importante para entender las dinámicas de CDPs (Dufek *et al.*, 2015).

Algunos ejemplos documentados de eventos generadores de CDP son:

1. St. Helens 1980: Esta erupción revolucionó el entendimiento de las CDPs. La explosión lateral que marcó esta erupción fue desencadenada por el colapso del edificio volcánico, que descomprimió súbitamente un cuerpo magmático, causando deformación y acumulación de presión generando la explosión lateral (ver figura 2.5). Luego de la explosión se produjo una erupción pliniana, que formó nuevos CDPs debido a un colapso de la columna eruptiva, cuando la entrada de aire dejó de ser suficiente como para seguir levantando material eruptivo y manteniendo la columna. Las simulaciones de CDPs sugieren que contaba con una cabeza de alta energía seguida por un cuerpo deposicional, con un comportamiento híbrido de colapso y boyante; mostraron características típicas como largo alcance, influenciado por disipación de energía, depositación de clastos y boyancia inversa, control topográfico y poder erosivo; mientras los clastos decantaban y aire entraba, parte del flujo se volvió menos denso que el aire, formando plumas secundarias (Crandell y Hoblitt, 1986, Dufek *et al.*, 2015).

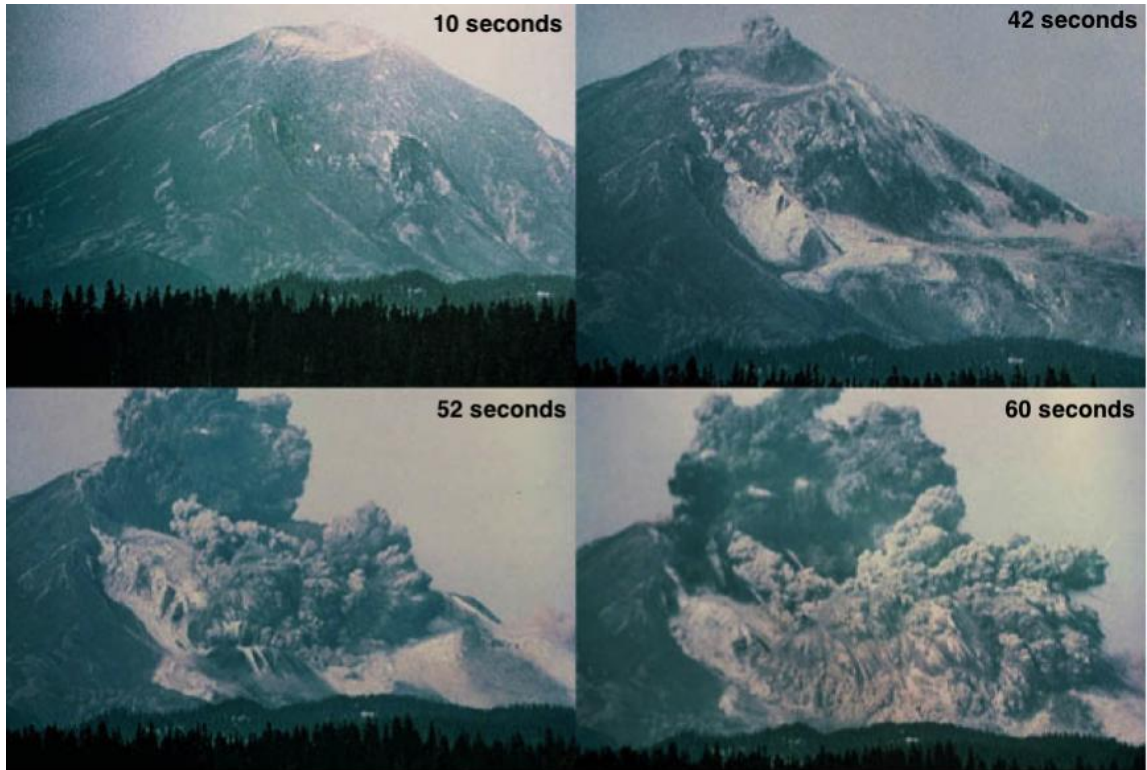


Figura N° 2.5. Secuencia del deslizamiento de tierra y explosión lateral a partir de la ocurrencia del terremoto 5.1 mw en el volcán St. Helens 1980. Fuente: usgs.gov.

2. Soufrière 1995-1999: La erupción produjo varios CDPs diferentes, formados por colapso de domo de lava, explosiones y explosiones directas (ver figura 2.6); los colapsos de domo generaron flujos de bloque y ceniza (BAF) con clastos densos de baja vesicularidad. Los colapsos más grandes produjeron surges piroclásticos con partículas finas en las corrientes más diluidas. Estos eventos reflejan la complejidad de incluso erupciones pequeñas, y la habilidad de las CDPs de transformarse durante su movimiento. Las simulaciones sugieren que la explosión se transformó en una corriente de gravedad. La movilidad de las CDPs se atribuye a varios mecanismos. Los flujos por colapso de domo generan marcas de impacto, clastos aplastados, superficies pulidas, indicando interacción granular densa. Alta presión de fluido es suspendida en flujos movilizados por rápida sedimentación de fluidos diluidos (Dufek *et al.*, 2015 y referencias dentro).



Figura N° 2.6. Imágenes de antes (izquierda) y después (derecha) del colapso de domo de julio del 2003 del volcán Soufrière. Extraído de Wadge *et al.* 2014.

3. Tungurahua 2006: Las CDPs de Tungurahua resultaron de colapso bajo de columna, transportando bombas volcánicas, clastos de roca y ceniza. La erupción es descrita como *boiling over*, y tiene un nivel de energía entre colapso de domo y colapso de columna (ver figura 2.7). Produce CDPs característicos en bombas de corteza de pan, también produjeron "levees" formados por flujos concentrados en pendientes por altas fuerzas de fricción en los márgenes (Dufek *et al.*, 2015).



Figura N° 2.7. Erupción del Tungurahua de julio del 2006. Extraído de www.volcanodiscovery.com.

En el caso de Chile destacan cuatro eventos eruptivos con producción de CDPs en las últimas décadas, en la tabla 2.1 se muestra un cuadro comparativo entre ellas:

4. Lascar 1993: Se describieron y estudiaron flujos piroclásticos con características de CDP densos (ver figura 2.8) que a pocos kilómetros de la fuente cambiaron a corrientes diluídas y turbulentas, destacando la erosión que produjeron a su paso en el terreno, suavizando pendientes y taludes de canales (Sparks *et al.*, 1997; Calder *et al.*, 2000).



Figura N° 2.8. Erupción del Lascar 1993. Extraído de www.ckelar.org.

5. Chaitén 2008-2009: El ciclo eruptivo que comenzó con actividad altamente explosiva durante mayo del 2008 y que continuó por nueve meses, produjo CDPs originados por explosiones y colapso de varios domos (ver figura 2.9), se describen como de pequeña magnitud y alcance limitado. Durante la fase temprana predominaron las corrientes diluídas, y energéticas, que impactaron predominantemente la vegetación hacia el norte del volcán y posterior a la etapa explosiva del ciclo, se produjeron CDPs concentradas (ver figura 2.10), que afectaron principalmente el valle del río Chaitén al sur del volcán, aunque destaca una corriente de mayor grosor y alcance, sobrepasando los límites de la caldera hasta una distancia de 3 km de la ciudad de Chaitén (Major *et al.*, 2013).



Figura N° 2.9. Proceso de colapso de domo del volcán Chaitén. Extraído de www.sernageomin.cl.



Figura N° 2.10. Corrientes de densidad piroclástica generadas por un segundo colapso parcial del domo, en febrero del 2009. El flujo se desplazó por el valle del río Chaitén sin alcanzar la ciudad. Extraído de www.sernageomin.cl.

6. Puyehue-Cordón Caulle el 2011: El evento subpliniano (IEV=4) inició el 4 de junio de 2011, con una fase explosiva que generó una columna eruptiva de hasta 15 km de altura durante 27 horas (ver figura 2.11), y cuyos productos fueron de composición riolítica (67-70 % SiO₂) y bajo contenido de fenocristales, similares a las erupciones históricas de 1921 y 1960. Ocurrió un colapso parcial entre los 2 y 3 km sobre el centro de emisión, que dio lugar a corrientes de densidad piroclástica que se emplazaron en el río Nilahue. La segunda fase se marca con emisión de lava (<0.25 km³, hacia diciembre del 2011) con actividad esporádica de plumas débiles pero persistentes, y la generación de nuevas CDPs el 8 de junio y el 13 de junio, al igual que las primeras corrientes, impactaron en dirección norte, hacia el valle Nilahue (Silva Parejas *et al.* 2012; Elissondo *et al.* 2016, Toloza *et al.* 2020).



Figura N° 2.11. Erupción del Complejo Volcánico Puyehue – Cordón Caulle del 2011. Extraído de bbc.com.

7. Calbuco el 2015: Evento eruptivo explosivo, desarrollado en dos fases o pulsos paroximales durante los cuales produjeron varias corrientes de densidad piroclástica (Romero *et al.*, 2016; Castruccio *et al.*, 2016) sus características son discutidas en más detalle en las siguientes secciones.

Tabla N° 2.1. Cuadro comparativo de las CDPs originadas en erupciones de las últimas décadas en Chile. Tienen en común el mecanismo de origen de colapso de columna y/o domo, generando CDPs que se desplazan entre 8 y 10 km.

Volcán	Año	Volumen CDP (m ³)	Origen CDP	Alcance máx. (km)	Referencias
Lascar	1993	---	Colapso parcial de columna eruptiva.	~9	Calder <i>et al.</i> , 2000.
Chaitén	2008-2009	10 ⁵ - 10 ⁶	Colapso de domo antiguo, colapso parcial de columna eruptiva y colapso de domo nuevo.	~10	Major <i>et al.</i> , 2013.
Puyehue - Cordon Caulle	2011-2012	---	Colapso parcial de columna eruptiva.	~10	Tolozza <i>et al.</i> 2020
Calbuco	2015	3.8×10 ⁷ - 7.0×10 ⁷	Colapso parcial y total de columna eruptiva.	~8	Mella <i>et al.</i> , 2015; Castruccio <i>et al.</i> , 2016; Romero <i>et al.</i> , 2023.

2.4 Evaluación de peligros volcánicos

Las erupciones volcánicas son fenómenos naturales que constituyen un peligro, y dependen de factores como el tipo de volcán y estilo eruptivo, de su ubicación geográfica, clima local y época del año. Los volcanes producen fenómenos que representan un peligro con importante capacidad de daño. Los más reconocidos son flujos de lava, erupciones explosivas con caída de ceniza y eyección de balísticos, liberación de gases como el SO₂, formación de flujos piroclásticos y nubes ardientes, formación de lahares, sismos, tsunamis y relámpagos volcánicos.

Dentro de los esfuerzos para la representación del peligro y su evaluación, la cartografía de peligros volcánicos se utiliza para indicar los lugares susceptibles a ser afectados por fenómenos volcánicos. En Chile, dentro del Sernageomin, el departamento de la Red Nacional de Vigilancia Volcánica tiene como objetivo la generación de conocimiento

científico-técnico sobre actividad volcánica para la correcta gestión de emergencias volcánicas y en la toma de decisiones, y ha desarrollado metodologías para la producción de mapas de peligro volcánico normalizados, estableciendo tres productos cartográficos oficiales, los Mapas de Peligro Volcánico Regular, Mapas de Peligro Volcánico Regional y los Mapas de Peligro Volcánico Microzonificado (Flores *et al.*, 2018).

Las corrientes de densidad piroclástica representan el fenómeno volcánico más peligroso para las poblaciones cercanas a edificios volcánicos, destacando por su gran velocidad de propagación, presiones dinámicas y alta temperatura (Branney y Kokelaar, 2002; Dufek *et al.*, 2015). Pueden alcanzar velocidades de 30-60 m/s en flujos pequeños y hasta 100 m/s en explosiones laterales o colapsos de columnas (Cole *et al.*, 2015), poseen alta presión dinámica capaz de causar destrucción parcial o completa de infraestructuras (Lube *et al.*, 2020), en la población incluyendo personas y animales, constituyen un riesgo de quemaduras severas y de asfixia por alta concentración de partículas finas y muy calientes en el aire (Lube *et al.*, 2020). Por esto, es crítico el desarrollo de metodologías para la modelación y estrategias de mitigación más robustos.

Actualmente constituye un desafío de investigación debido a la complejidad de la dinámica de las fases de los flujos, la dificultad para realizar observaciones directas y limitaciones intrínsecas de los experimentos y modelos análogos (Lube *et al.*, 2020).

2.5 Revisión de modelos

Los modelos de transporte de CDP se dividen principalmente en tres categorías, modelos diluidos tipo caja, de flujo concentrado promediados en profundidad y multifase:

1. Modelos diluidos tipo caja: de enfoque cuantitativo, supone una corriente turbulenta y bien mezclada. Asume la conservación de masa y volumen y utilizan una relación simple de escala para describir la cinemática y espesor de la cabeza de la corriente, como señalan Dade y Huppert (1995). Otros enfoques incluyen la conservación de energía térmica, fuerza de arrastre y sedimentación, como en Bursik y Woods (1996). Se aplican principalmente a corrientes diluidas, y sus resultados incluyen alcance de flujo e información sobre qué tan propenso es este

flujo a mantener su densidad superior a la de la atmósfera, antes de formar plumas co-CDP, e.g. Evaluación probabilística de CDPs en volcán Tungurahua, mediante simulaciones numéricas calibradas para erupciones VEI 2-5 (Aravena *et al.* 2024).

2. Modelos de flujo concentrado, promediados en profundidad: se enfocan en flujos de tipo empaquetados, calcula la altura local del flujo y resuelve los esfuerzos de cizalle en el lecho, asumiendo interacción entre el flujo y sustrato. No considera las variaciones internas del flujo. Resuelve el cálculo de alcance para las porciones densas de la corriente CDP. Este tipo de modelos necesita modelos digitales de elevación (DEM) para robustez de la simulación y trayectoria de flujo, e.g. modelado de avalancha volcánica de Socompa mediante un modelo promediado en profundidad, de flujo granular (Kelfoun y Druitt, 2005).
3. Modelos multifasicos: considera diferentes fases de partículas, resuelve ecuaciones dinámicas para cada una, considera la interacción turbulenta, colisiones y fricción entre partículas. Son útiles para analizar la estratificación de las partículas en las corrientes e.g. Desarrollo de modelo para simulación de CDPs en volcán Merapi, Indonesia (Kelfoun *et al.*, 2017).

Ogburn y Calder (2017) realizaron un estudio de la efectividad relativa de modelos físicos para simular corrientes de densidad piroclástica bajo diferentes condiciones de emplazamiento, diferentes volúmenes y topografías, utilizando como caso de estudio las áreas de inundación de la subcorriente densa basal de 13 CDPs mapeados del colapso de domo del volcán Soufrière, Montserrat, emplazados entre 1996 y 2010. Para esto utilizaron modelos de flujo masivo geofísico, que emplean leyes reológicas simplificadas para reproducir el comportamiento del flujo y modelos empíricos, que utilizan relaciones estadísticas entre el volumen del flujo y el alcance del área para pronosticar la inundación. Los modelos que analizan incluyen cono de energía (modelos H/L), el Modelo TITAN 2D, LAHARZ/ PFZ y VolcFlow:

1. Cono de energía (modelo H/L): de los primeros modelos para modelar CDP, utiliza la razón H/L o coeficiente de Heim, siendo H la altura de caída atravesada por el flujo y L la longitud de alcance (Heim, 1932). La razón H/L sería equivalente al coeficiente de fricción o ángulo de fricción basal en modelos tipo bloque deslizando

o de fricción de Coulomb, como mencionan los autores, citando a Shreve (1968) y Scheidegger (1973).

2. TITAN 2D: modelo geofísico que simula flujos masivos granulares secos sobre modelos de elevación de terreno; supone que los flujos se comportan como flujos someros e incompresibles (Patra *et al.*, 2005); emplea ecuaciones de aguas someras promediadas en profundidad para la conservación de la masa y momentum. Ha sido utilizado para modelar avalanchas de debris, lahares y CDPs, en este último caso, los autores, citando a Charbonnier y Gertisser (2009) mencionan que ha sido validado pocas veces en su capacidad de predicción, en Colima (Bursik *et al.*, 2005; Patra *et al.*, 2005; Rupp *et al.*, 2006) y Merapi, Indonesia (Charbonnier y Gertisser 2009, 2012; Charbonnier *et al.*, 2013)
3. LAHARZ: corresponde a un método para modelar y predecir zonas de inundaciones de lahares y flujos granulares. Utiliza GIS y la relación proporcional entre el área y el volumen de los lahares elevado a la $2/3$ potencia (Calder *et al.*, 1999).
4. VolcFlow: es un modelo que puede usar un esfuerzo de retardo constante que es independiente de la velocidad o el volumen de flujo. Se basa en el modelo conceptual de Dade y Huppert (1998). En este modelo, a diferencia de modelos de fricción, la relación entre los esfuerzos de conducción y retardo no es constante, sino que disminuye al aumentar el espesor (Kelfoun *et al.*, 2009). Los flujos pueden moverse cuando su grosor cruza un umbral, y cuando están por debajo, el retardo estrés constante domina y los flujos se ralentizan. Ha tenido éxito en replicar resultados experimentales, incluidos choques, ondas de rarefacción y saltos granulares para depósitos de avalanchas de detritos. Se ha utilizado para simular eventos como la avalancha del Socompa, en Chile y las corrientes de densidad piroclásticas del 2006 en el volcán Tungurahua, Ecuador, mostrando buena concordancia (Kelfoun y Druitt, 2005; Kelfoun *et al.*, 2009).

La tabla 2.2 muestra un resumen comparativo entre las ventajas y desventajas de los modelos descritos, basado en el trabajo de Ogburn y Calder (2017).

En la última década, los vulcanólogos han desarrollado experimentos a gran escala y modelos de flujo multifásico en 3D para superar las limitaciones de las interpretaciones de los depósitos de CDPs (Lube *et al.*, 2020). Estos modelos numéricos multifásicos representan un avance significativo, ya que pueden generar flujos a escala real que interactúan con la topografía y capturan una amplia gama de regímenes de acoplamiento gas-partícula (Lube *et al.*, 2020). Además, los conocimientos derivados de las mediciones geofísicas y el conocimiento mejorado de la dinámica interna de los CDPs han permitido la creación de modelos numéricos cada vez más precisos. El principal objetivo de estos modelos de peligro de CDPs es generar predicciones que puedan utilizarse junto con observaciones de campo y mapeo para evaluar y mitigar posibles peligros. Sin embargo, modelar las variables de peligro de CDPs implica desafíos considerables debido a la incertidumbre en las propiedades de la fuente y las condiciones de contorno. Esta complejidad se ve amplificada por el hecho de que los modelos deben considerar simultáneamente una amplia gama de escalas dinámicas, incluyendo la estratificación de densidad de flujo, la reología granular no lineal, las amplias distribuciones de tamaño y densidad de partículas, y las interacciones complejas con el sustrato y la morfología tridimensional. Particularmente problemáticas son las transiciones impredecibles entre regímenes concentrados, intermedios y diluidos, que pueden cambiar súbitamente a flujos turbulentos altamente móviles.

Estos desafíos se ven agravados por la diversidad de mecanismos de generación de CDPs y la amplia gama de tamaños de erupción posibles, factores que obstaculizan significativamente la predicción del peligro. Como resultado, existe una tensión inherente en el desarrollo de modelos: mientras que los modelos de flujo multifásicos en dos y tres dimensiones, aunque efectivos para capturar la complejidad de los CDPs, tienen altos costos computacionales, los modelos promediados en profundidad, aunque computacionalmente más simples, no pueden proporcionar una visión completa de todos los regímenes de CDPs.

Tabla N° 2.2 Comparación de modelos aplicados para CDPs. Extraído de Ogburn y Calder (2017).

Modelo	Ventajas	Desventajas
Cono H/L	Extremadamente rápido (<1 min)	Sensible a la ubicación de origen, altitud y DEM
	Los datos locales de H/L vs. Volumen logran buena reproducción de alcance del flujo	Requiere un rango de datos de volumen.
	Tamaño de archivos de salida pequeño	Falta de modelado explícito de flujos en canales, puede resultar muy conservador.
	Ampliamente documentado y distribuido	Requiere ArcGIS para la versión de LAHARZ.
	Útil para mapas de peligro basado en escenarios con rango de volúmenes	
LAHARZ	Extremadamente rápido (<10 min)	Requiere volumen de flujo y área de sección transversal, difícil de obtener en CDPs
	Útil para mapas de peligro basado en escenarios utilizando rango de volúmenes, valles y punto de inicio	El mejor ajuste requiere una variedad de coeficientes derivados de diferentes subconjuntos de datos
	Tamaño de archivos de salida pequeño	Llenado de valles poco realista para CDPs
	Bien documentado y distribuido	Muy sensible al DEM, ubicación inicial, coeficientes Requiere ArcGIS
TITAN2D	Parámetros de entrada obtenibles de observaciones o relaciones empíricas de movilidad-volumen	Disponibilidad de parámetros de entrada acotada
	Reproduce bien inundación, espesor y velocidad	Sensible al volumen, flujo, velocidad inicial, geometría, fricción basal y DEM
	tamaño de archivos de salida pequeño	Muy lento (8 a 24+ hrs)
	Ejecutable solo con software de código abierto en línea o en Linux	Para mapas de peligro probabilísticos, requiere muchas modelaciones (idealmente >10000)
VolcFlow	Reproduce bien la inundación, espesor y velocidad	El sistema de coordenadas está relacionado al espesor, pero es poco entendido.
	Reproduce bien los márgenes definidos de flujos de menor volumen	No reproduce bien el adelgazamiento de márgenes en depósitos de gran volumen

	Más rápido que TITAN2D	Tamaño de archivo de salida muy grande
	Flexibilidad en la entrada de parámetros y la configuración del origen de los flujos	Para mapas de peligro probabilísticos, requiere muchas modelaciones (idealmente >10000)

2.6 Modelo VolcFlow

Corresponde a un modelo que funciona en MATLAB y Octave, desarrollado en el Laboratorio de Magmas y Volcanes de la Universidad Clermont Auvergne, de Francia que simula flujos geofísicos isotermales incluyendo avalanchas volcánicas, flujos de lava y flujos piroclásticos en una topografía digital georreferenciada (Kelfoun *et al.*, 2015). En este trabajo se utilizó la versión de un fluido, o de una fase.

El modelo resuelve el promedio en profundidad (promedio vertical) de las ecuaciones de conservación de masa (ecuación 1) y de momentum (ecuaciones 2 y 3), donde el parámetro $k_{actpass}$ corresponde al coeficiente de presión de la tierra, y caracteriza la proporción entre el estrés paralelo al suelo y el estrés normal al suelo:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(hu) + \frac{\partial}{\partial y}(hv) = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(hu) + \frac{\partial}{\partial x}(hu^2) + \frac{\partial}{\partial y}(huv) \quad (2)$$

$$= gh \sin \alpha_x - \frac{1}{2} k_{actpass} \frac{\partial}{\partial x}(gh^2 \cos \alpha) + \frac{T_x}{\rho} \quad (3)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(hv) + \frac{\partial}{\partial x}(hvu) + \frac{\partial}{\partial y}(hv^2)$$

$$= gh \sin \alpha_y - \frac{1}{2} k_{actpass} \frac{\partial}{\partial y}(gh^2 \cos \alpha) + \frac{T_y}{\rho}$$

El espesor del flujo está representado por h , la velocidad del flujo dado por u (u,v), T representa el estrés de retardo, ρ es la densidad aparente del flujo, g es la gravedad y

$k_{actpass}$ es el coeficiente de presión de la Tierra. Las expresiones de masa y conservación de momentum se balancean con fuerzas opositoras al movimiento o estreses de retardo, en este escenario opera la gravedad y considera las características reológicas del material, interactuando con la topografía local, utilizando un modelo de elevación digital del área de estudio y el sistema de coordenadas desde la topografía (ver figura 1.12), con x e y como ejes horizontales paralelos a la superficie y z como eje vertical.

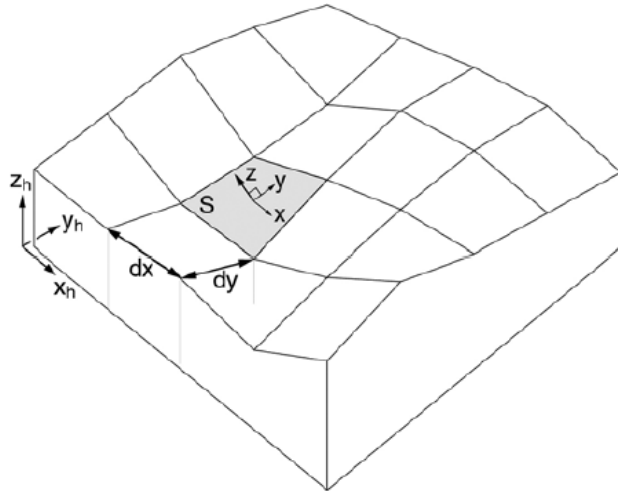


Figura N° 2.12. Diagrama que muestra la geometría del dominio de cálculo. La topografía del terreno se define utilizando los ejes horizontales x_h y y_h , y el eje vertical z_h . Las coordenadas y el espesor de la avalancha se definen utilizando los ejes x , y y z , que están vinculados a la topografía. Las dimensiones de las celdas son dx y dy . Kelfoun y Druitt, 2005.

El modelo resuelve las ecuaciones utilizando un método de captura de golpe, basado en un esquema numérico de doble *upwind* euleriano, donde el flujo se calcula considerando la dirección del flujo local, y donde las ecuaciones se resuelven mientras el fluido se mueve a través de la malla de cálculo. Este esquema puede resolver ondas de rarefacción (donde el material se expande) y saltos granulares (discontinuidades en el flujo granular), y modelar choques que producen discontinuidades en velocidad o presión en el flujo (Kelfoun y Druitt., 2005).

Considera características reológicas para la simulación de flujos granulares según el espesor, velocidad y comportamiento del flujo, representado en el parámetro de estrés

retardante, que reúne los estreses que ralentizan al flujo. El modelo permite otorgarle al flujo reología de tipo friccional o Mohr-Coulomb, con uno o dos ángulos de fricción, en donde domina la interacción entre partículas del flujo, y la resistencia del estrés de cizalle está dada por el estrés normal y el ángulo de fricción; o bien, una reología de Bingham, Voellmy y plástica, esta última denominada por los autores *retarding stress* en el modelo, y que permite su ajuste según las necesidades del usuario.

Las variables escalares de espesor y elevación del terreno son evaluadas al centro de las celdas y los vectores (velocidad y flujos) al borde de las celdas (Kelfoun y Druitt., 2005; Vagnon *et al.*, 2018).

Además, permite configurar características de la fuente o punto de generación de los flujos piroclásticos, según las necesidades del usuario, la velocidad del flujo parte en cero o se ajusta para iniciar con una velocidad diferente de cero.

Asume un volumen finito, permite ajustar el tiempo de generación de flujos, así como imponer un flujo específico.

2.7 Índice de Jaccard

El índice de Jaccard, propuesto por Jaccard P. (1901) corresponde a una medida de similitud entre dos conjuntos de datos. Se define como la relación entre el tamaño de la intersección de dos conjuntos de datos, con respecto a la unión de dichos conjuntos, para dos conjuntos de datos finitos, como se muestra en la ecuación 4:

$$J(A, B) = \frac{|A \cap B|}{|A \cup B|} \quad (4)$$

Este índice varía entre 0 y 1, donde valores de $J(A, B)$ cercanos a 1 indican mayor similitud existe entre los conjuntos A y B.

En este trabajo, el índice de Jaccard se calculó a partir del archivo ráster en formato GeoTIFF que representa variable h obtenida en cada simulación, y un archivo vectorial que delimita el área de los depósitos de CDP densa definida según el modelo conceptual para cada etapa de análisis.

En la primera etapa, se empleó un polígono que representa la totalidad del área afectada por CDPs durante el evento eruptivo general, en la segunda etapa, se utilizaron cuatro polígonos que corresponden a distintas secciones del área afectada, segmentadas espacialmente y en la tercera etapa, se trabajó con dos polígonos: uno que representa el área de dispersión de los flujos durante el primer pulso eruptivo (dirigido hacia el norte y noreste del volcán), y otro que corresponde a la dispersión radial del flujo hacia todas las direcciones desde el centro de emisión.

El cálculo del índice se implementó mediante un script en Python (ver figura 4.15), el cual permitió procesar y comparar los archivos ráster y vectoriales para obtener los valores de similitud en cada caso.

CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO

3.1 Contexto geológico del volcán Calbuco

La Zona Volcánica de los Andes del Sur (ZVS) se extiende desde 33°S a 46°S y es el resultado de la subducción oblicua de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana a ~7–9 cm/año (DeMets *et al.*, 2010; Stein *et al.*, 1986; Stern, 2004). La Placa de Nazca se subduce con un ángulo de ~35°, generando una profundidad subarco a la zona de Benioff de 80.1 ± 3.5 km (Syracuse y Abers, 2006).

En la ZVS se observa una variación en el espesor cortical, con un engrosamiento de sur (30 km a 41°S) a norte (55 km a 34°S), así como diferencias en la composición del basamento, que cambia de rocas metamórficas y volcánicas del Paleozoico y Triásico en el norte a rocas volcánicas, metamórficas y sedimentarias del Mioceno, combinadas con granitoides del Batolito Patagónico en el sur (Munizaga *et al.*, 1988; Parada *et al.*, 1987). Al sur de los 38°S, la mayor parte del componente paralelo al margen de la subducción oblicua es acomodado a lo largo del Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui, una estructura de cizalla transpresiva dextral de escala regional (Cembrano *et al.*, 1996; Cembrano y Lara, 2009).

La relación entre tectónica y volcanismo en la ZVS está controlada por factores como el espesor cortical y la actividad de sistemas de fallas como la SFLO (Cembrano & Lara, 2009). Este sistema genera deformaciones, incluyendo la apertura de megagrietas de tensión y el alzamiento local de bloques, que favorecen el ascenso magmático debido a procesos como la descompresión adiabática en las fallas maestras (Lara *et al.*, 2006), estas estructuras controlan la ubicación y evolución de los centros eruptivos, alineados generalmente de forma paralela a la falla principal.

El Calbuco (-41.3305°, -72.6083°, 2,015 m s.n.m.) es un volcán andesítico de la ZVS, se encuentra aproximadamente a 20 km al oeste de la SFLO y no se ubica directamente sobre ninguna estructura regional. Su actividad cuaternaria se caracteriza por eventos explosivos y efusivos (Petit-Breuilh, 1999; Sellés y Moreno, 2011). En los últimos 125 años, el Calbuco ha registrado al menos cinco erupciones subplinianas, produciendo flujos de lava, caída de tefra, depósitos de flujo piroclástico (CDPs) y lahares, los cuales se movilizan

principalmente hacia el norte, aunque también hacia el sur, utilizando las principales vías de drenaje de los ríos de la zona (Klohn, 1963; Romero *et al.*, 2021; Sellés y Moreno, 2011).

3.2 Volcán Calbuco

El volcán Calbuco corresponde a un edificio truncado altamente erosionado de la ZVS, región que alberga magmatismo de arco de larga duración y que ha experimentado repetidas glaciaciones asociadas a la Capa de Hielo Patagónica (Mixon *et al.*, 2021 y referencias dentro). El clima predominante en la zona del Calbuco es templado, clasificado como Costa Oeste Marina, y suele estar cubierto de nieve sobre los 900 m s.n.m. durante el invierno (DGA, 1995).

El Calbuco se sitúa sobre una amplia cuenca, sobre una combinación de granitos predominantemente miocenos y litologías metasedimentarias de edad Paleozoica (gneises y gabros de anfíbola) que se extienden hacia el este, bajo el frente del arco desde la cordillera costera (Hickey-Vargas *et al.*, 1995). Ocupa la posición 2 en el Ranking de riesgo específico de volcanes de Chile 2023 según la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV) (Gobierno de Chile, 2023), actualmente mantiene su alerta verde (Sernageomin Octubre 2024), por lo que está bajo un constante monitoreo desde el Observatorio Volcanológico de Los Andes del Sur (OVDAS), que incluye una cámara de vigilancia volcánica, registro multiparamétrico de actividad sísmica de origen volcánico expresada en un sismograma digital donde se clasifica preliminarmente, y luego se analiza en revisiones posteriores; registro de parámetros geodésicos y geoquímicos entre dos estaciones GNSS (Global Navigation Satellite System), desplazamiento vertical de estación GNSS y promedio diario de flujo de dióxido de azufre (SO₂); y registro de actividad superficial, como altura de columna de gas y/o piroclastos, incandescencia, emisiones de ceniza y anomalías térmicas (Moreno, 1999).

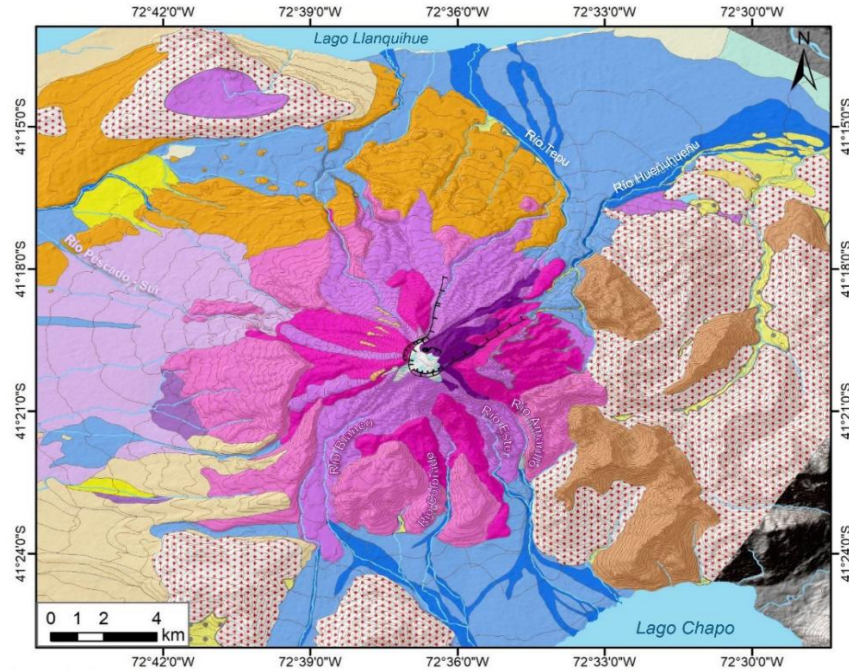
Sellés y Moreno (2011) describen cuatro unidades: Calbuco 1 (~320 ka) de composición andesítico basáltico, Calbuco 2 (110 - ~14 ka) de composición andesítica, Calbuco 3 (14 ka – presente) de composición andesítica, y Calbuco 4 de edad actual y composición andesítica (ver figura 3.2). Nuevas edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar sugieren que parte del edificio

actual tiene menos de 20 ka (Mixon *et al.*, 2021), mucho más joven de lo que sugeriría la clasificación morfológica y edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar (e.g. Lahsen *et al.*, 1985; Sellés y Moreno, 2011).

Su primera fase de actividad volcánica comenzó durante la Glaciación Río Llico (300 a 400 ka), generando las lavas de la base del volcán ancestral de la Unidad Calbuco 1; el edificio volcánico tuvo su desarrollo durante la Glaciación Santa María (200 a 110 ka), compuesto predominantemente por lavas y brechas volcánicas andesítico-basálticas (50.5 a 56.6% SiO_2); la segunda fase de actividad comenzó después de los 110 ka durante la Glaciación Llanquihue (90 a 14 ka) que dejó valles producto de la erosión, y se construyó el edificio volcánico de la Unidad Calbuco 2, de composición andesítica intermedia a silíceo (56 a 61% SiO_2), que hacia el final de la Glaciación Llanquihue colapsa en dirección al NE, generando un escarpe por deslizamiento y una avalancha volcánica de 3 km^3 ; la cicatriz que dejó el colapso de la Unidad Calbuco 2 continuó con actividad eruptiva, generando las unidades que componen la Unidad Calbuco 3 que comprende principalmente los flancos sur y norte recientes del volcán, de intercalaciones de lavas de composición andesítica a andesítica basáltica (54-60% SiO_2) y flujos piroclásticos; la actividad efusiva y muy explosivas generó abanicos extensos de depósitos piroclásticos y laháricos, destacando el depósito correspondiente a la Ignimbrita Alerce, de 6-8 ka, (Mixon *et al.*, 2021), que cubre $\sim 200 \text{ km}^2$ rellenando parte de la Depresión Central entre Puerto Varas y Puerto Montt; además a los pies del volcán se formaron grandes abanicos de lahares calientes y fríos con flujos de bloque y ceniza; en su etapa más reciente, durante la prehistoria o eventualmente, con la erupción de 1792 se generó un cráter de 1,5 km de diámetro en la cima del cono Calbuco 3 que hacia el borde sur luce como escarpe de avalancha, prolongándose hacia el oriente y que forma un filo con la Unidad Calbuco 2; la actividad eruptiva desde la erupción de 1893 se ha concentrado en el interior del cráter, y se ha formado una estructura tipo domo, junto con la extrusión de lavas andesíticas viscosas tipo bloque, que corresponden a la Unidad Calbuco 4 de composición andesítico basáltica a andesítica (54.8 a 59.3% SiO_2), actualmente el domo central alcanza una altura de $\sim 1900 \text{ m s.n.m.}$ (Sellés y Moreno, 2011).

Los productos eruptivos del Calbuco son predominantemente andesíticos basálticos y andesíticos (55–60% en peso de SiO₂), con altos índices de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7043–0.7046) y bajos índices de Nd (promedio ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.5127), en comparación con otros volcanes del sur de la ZVS (Mixon *et al.*, 2021). Las tasas mínimas de flujo eruptivo durante el Holoceno son de 3.4 km³/ka en los últimos 10 ka y 4.8 km³/ka en los últimos 4 ka, mucho más altas en comparación con la mayoría de otros volcanes de arco tanto en la SVZ como a nivel mundial (Mixon, 2021).

Dentro de los peligros asociados a actividad del Calbuco se tiene principalmente la caída de piroclastos balísticos y de dispersión, lavas de hasta 9 km de alcance, flujos piroclásticos de diversa magnitud incluyendo CDPs generados por colapso o por explosión lateral del domo, flujos de bloque y ceniza, que en contacto con nieve o hielo provoca la generación de lahares calientes, así como lahares fríos (Moreno, 1999). La generación de CDP ha ocurrido en erupciones de pequeña como de gran escala y sus peligros deben evaluarse adecuadamente (Sellés y Moreno, 2011).



Unidades Volcánicas

- | | |
|---|--|
|  Lavas y domos históricos desde 1912 |  Lahares históricos de 1929, 1961 y erupciones recientes |
|  Lavas y rocas piroclásticas del cono (ca. 14 ka - 1893 AD) |  Lahares y abanicos de flujo piroclástico (Holoceno ca. 4 - 1 ka) |
|  Ignimbrita Alerce y depósitos volcanoclasticos (ca. 13.5 ka - 6.5 ka) |  Depósitos piroclásticos indiferenciado (Holoceno, ca. 9 - 1 ka) |
|  Lavas y rocas piroclásticas del cono (ca. 110 ka - 14.5 ka) |  Depósito de avalancha volcánica (Pleistoceno superior ca. 14 ka) |
|  Lavas y rocas piroclásticas del cono. Pleistoceno medio a superior (ca. 340 ka- 110 ka) |  Depósito piroclástico (Pleistoceno superior tardío ca. 20 ka) |

Depósitos sedimentarios

- | | |
|---|--|
|  Depósitos aluviales (Holoceno) |  Depósitos fluviales (Holoceno) |
|  Depósitos coluviales (Holoceno) |  Depósitos fluviales antiguos |
|  Depósitos lacustre y ded playa (Holoceno) |  Depósitos de morrena reciente (Holoceno) |
|  Depósitos de morrena y fluvioglacial de la glaciación Llanquihue (ca. 30 - 14.5 ka) | |

Rocas de basamento

- | | |
|--|--|
|  Estratos de Hueñuhueñu. (Pleistoceno inferior, ca. 1.4 Ma). Secuencia sub horizontal estratificada de brecha volcánica y conglomerados con lavas intercaladas. |  Granitoides de batolito Norpatagónico (Mioceno bajo a medio. ca. 25-12 Ma) |
|--|--|

Características hidrológicas y geomorfológicas

- | | |
|--|---|
|  Glaciar |  Hidrografía y cuerpos de agua |
|  Corona de desplazamiento o escarpe |  Cráter volcánico |

Figura N° 3.1. Mapa geológico del volcán Calbuco, modificado de Sellés y Moreno (2011). Extraído de Flores (2022).

3.3 Historia eruptiva del volcán Calbuco

Para el Calbuco, se han determinado datos combinados de estratigrafía existente y depósitos de tefra datados por ^{14}C que indican una historia eruptiva explosiva y efusiva de al menos ~ 100 ka (Denton *et al.*, 1999; Watt *et al.*, 2011; Sellés y Moreno 2011; Mixon *et al.*, 2021), con eventos de colapso ocurriendo a ~ 17.5 y 9 ka, y de composiciones eruptivas que no abarcan un continuo de basalto a riolita como en otros volcanes de la ZVS, sino que son andesitas basálticas y andesitas con anfíbol reabsorbido, que refleja procesos de almacenamiento y cristalización en la corteza media (Mixon, 2021).

Las erupciones se resumen principalmente a partir de relatos históricos (eg. Petit-Breuilh y Moreno, 1997; Moreno, 1999; Petit-Breuilh, 1999; Sellés y Moreno, 2011 y referencias citadas).

En los últimos 125 años han ocurrido al menos cinco erupciones subplinianas y varias erupciones vulcanianas de pequeña a moderada escala, produciendo flujos de lava, caída de tefra, corrientes de densidad piroclástica (CDPs) y lahares (e.g., Stone, 1930; Klohn, 1963; Moreno *et al.*, 2006; Castruccio *et al.*, 2010; Sellés y Moreno, 2011; Romero *et al.*, 2021).

Las tres erupciones históricas más grandes, de tipo subpliniana en 1893 a 1895, 1920, 1961 y 2015 ocurrieron con intervalos de reposo de 60 ± 10 años y presentaron parámetros físicos similares entre ellos (Mixon, 2021). Los productos de las mayores erupciones históricas (de tipo subpliniana) son andesitas basálticas homogéneas (55-57% de SiO_2), mientras que las erupciones menores presentan composiciones andesíticas (60% de SiO_2). Las características composicionales y texturales sugieren un mecanismo de cristalización fraccionada dominante entre las erupciones mayores, y se verían desencadenadas por procesos relacionados con la entrada rejuvenecida de magmas profundos, lo que podría explicar la heterogeneidad eruptiva observada en el Calbuco por los últimos 100 años (Mixon, 2021).

Su última erupción ocurrió de forma inesperada el 22 de abril del 2015, con poca actividad precursora, un enjambre sísmico de 3 a 4 horas previo a la erupción (Valderrama *et al.*,

2016), señales por debajo de los niveles de detección para actividad precursora común (Valderrama *et al.*, 2016; Lara y Esperger, 2015; Reath *et al.*, 2020).

En la tabla 3.1 se presenta un resumen de las erupciones en tiempos históricos de las cuales se tiene registro para el volcán Calbuco.

Tabla N° 3.1. Resumen de erupciones en tiempo histórico del volcán Calbuco. Modificado de Romero (2021).

Año	Descripción	IEV	CDPs	Fuente
1792	Actividad sísmica y emisión de lava, según relatos indígenas.	2		Petit-Breuilh y Moreno (1997)
1893	Un nuevo domo de lava se alojó en el cráter principal en febrero de 1893. Actividad de fumarola, emisiones discretas de ceniza, lahares y actividad sísmica en marzo y agosto de 1893. Violenta erupción sub-Pliniana el 5 de septiembre de 1893 (1 h?). Columna de hasta 10 km de altura dispersada hacia el norte. Nueva erupción sub-Pliniana el 5 de octubre de 1893. Columna de hasta 12 km de altura. Eyección balística de hasta 8 km al este-noreste, matando ganado y provocando incendios. Terminó a las 10 am el 6 de octubre (2 hr). Caída intermitente de ceniza en octubre. Dispersión de ceniza hacia el suroeste. Caída de ceniza en Puerto Octay y Osorno (norte) el 22 de octubre de 1893. La última erupción fuerte fue el 29 de noviembre de 1893 (5 h). Se depositó una capa de ceniza de 5 mm de espesor en Puerto Montt, al suroeste de Calbuco.	4	Sí	Pöhlmann (1893); Martin (1895); Petit-Breuilh y Moreno (1997); Kinzel y Horn (1983); Fisher (1893); Kinzel y Horn (1983)
1894/95	Emisiones intermitentes de ceniza y actividad fumarólica entre 1894 y 1895. No se observaron erupciones mayores en este período.	1		Pöhlmann (1893); Martin (1895); Petit-Breuilh y Moreno (1997); Kinzel y Horn (1983); Fisher (1893); Kinzel y Horn (1983)
1906	Pequeñas explosiones de ceniza, probablemente de origen freático, produciendo bloques balísticos.	2		Petit-Breuilh y Moreno (1997); Jaggar (1929); González-Ferrán (1995); Global VolcanismProgram 2013)

1907	Pequeña erupción freatomagmática o freatomagmática el 22 de abril.	2		Petit-Breuilh y Moreno (1997); González-Ferrán(1995); Global VolcanismProgram (2013)
1909	Pequeña erupción freatomagmática en marzo.	2		Global VolcanismProgram (2013)
1911/12	Pequeñas explosiones de ceniza, originadas por un cono anidado o un pequeño domo de lava dentro del cráter principal de 1 km de diámetro.	2		Petit-Breuilh y Moreno (1997); Reichert (1917)
1917	Caída de tefra en Bariloche (100 km al este-noreste de Calbuco) el 13-14 de abril de 1917. Emisión de un flujo de lava andesítica (59,30% de SiO ₂) hacia el noreste. Los lahares afectaron las laderas inferiores, incluyendo Ensenada. Formación de 3 espinas (aproximadamente 50 m de altura) en la cima de un domo de lava en mayo de 1917. La extrusión y desgasificación persistieron hasta abril de 1917.	3		González (1898); Held (1993); Steffen (1917); Casertano (1963)
1929	Enjambre sísmico y sonidos subterráneos observados el 5 de enero de 1929. La erupción principal comenzó el 6 de enero de 1929, a la 01 am y duró unas pocas horas. Una serie de corrientes de densidad piroclástica (PDC) afectaron el flanco noreste, produciendo lahares que entraron en el Lago Llanquihue. Lava andesítica basáltica (55,47% de SiO ₂) fluyó hacia el norte el mismo día, a las 07 am. El derretimiento del hielo produjo nuevos lahares hacia el norte y los flancos orientales. La caída de ceniza afectó a Puerto Montt, pero también se informó en Peulla y Bariloche.	4	Sí CDPs afectaron los valles del norte del volcán	Steffen (1917); Sellés y Moreno (2011); Reichert (1917); Reichert (1917)

1961	<p>Enjambre sísmico y aumento de la actividad fumarólica el 25 de enero de 1961.</p> <p>Los lahares descendieron hacia el norte, noreste y sureste el 1 de febrero de 1961, a las 05 am. Afectaron los ríos Tepu, Blanco Este-Frío y Amarillo. Los lahares de Tepu eran calientes, conteniendo aproximadamente 30% de material juvenil, y produjeron daños en la carretera que conecta Ensenada con Puerto Varas. Estos depósitos frescos aún estaban calientes, pero se consolidaron dos días después de su deposición. La sedimentología de estos depósitos puede correlacionarse con flujos de bloques y cenizas. Además, se encontró carbón vegetal dentro de ellos.</p> <p>Dos lavas andesíticas basálticas fluyeron por los ríos Tepu y Amarillo, a una tasa de 4 m/h hasta el 20 de febrero de 1961.</p> <p>Una erupción sub-Pliniana paroxística ocurrió el 10 de marzo de 1961 a las 06 am, y persistió por 8.5 horas. La columna de erupción ascendió a 12 km de altura y produjo caída de lapilli en Petrohué y caída de ceniza en Peulla y Bariloche, con una deriva hacia el noreste.</p>	3	Sí Flujos de bloque y ceniza afectaron los ríos Tepu, Blanco-Hueñuhueñu y Este-Amarillo	Steffen (1917); Stone y Ingerson (1934); Jaggar (1929); Castruccio <i>et al.</i> (2010); Moreno <i>et al.</i> (2006); Klohn (1963)
1972	<p>Pequeñas emisiones de ceniza el 26 de agosto entre las 00.00 y las 03.00, precedidas por terremotos y sonidos subterráneos.</p>	2		Petit-Breuilh y Moreno (1997); González-Ferrán (1995); Global Volcanism Program (2013)
2015	<p>La erupción comenzó inesperadamente el 22 de abril de 2015 a las 21.04 UTC. La erupción consistió en tres pulsos explosivos (22, 23 y 30 de abril).</p> <p>Columna de erupción de hasta 23 km, y produjo aproximadamente 0.27 a 0.58 km³ de tefra andesítica basáltica (55-56% de SiO₂) con composición de vidrio andesítico a dacítico (61-65% de SiO₂). Las</p>	4	Sí CDPs confinados en los valles Tepu, Frío, Blanco-	González-Ferrán (1995); Arzilli <i>et al.</i> (2019); Vidal <i>et al.</i> , (2015); Van Eaton <i>et al.</i> (2016); Morgado <i>et al.</i> (2019); Romero <i>et al.</i> (2016); Castruccio <i>et al.</i> (2016); Mella <i>et al.</i> (2015)

<p>corrientes de densidad piroclástica (PDC) descendieron radialmente desde el cráter. Dos hipótesis sobre el mecanismo desencadenante apoyan a) un segundo desencadenamiento por ebullición interna, y b) calentamiento y erupción a escala local debido a la llegada de un magma fresco y caliente en la parte inferior del reservorio magmático.</p>	<p>Hueñuhueñu , Sur, Blanco Sur y Amarillo</p>	
---	--	--

3.4 Erupción de abril del 2015

La erupción del volcán Calbuco en 2015 marcó un evento volcánico significativo después de décadas de inactividad, caracterizado por erupciones subplinianas, la generación de corrientes de densidad piroclástica (CDP) y caída generalizada de tefra (Romero *et al.*, 2016; Castruccio *et al.*, 2016). Se generó una columna subpliniana de hasta 17 km de altura, dispersando tefra en un volumen estimado entre 0.27 y 0.56 km³ (Mella *et al.*, 2015; Castruccio *et al.*, 2016; Romero *et al.*, 2016; Van Eaton *et al.*, 2016). El material volcánico se dispersó hacia el noreste, cubriendo la localidad de Ensenada y cruzando la frontera con Argentina en la Cordillera de los Andes. Además, se produjeron corrientes de densidad piroclástica que descendieron por varios tributarios en distintos flancos del volcán, alcanzando hasta 8 km de extensión. Causó perturbaciones significativas tanto en la atmósfera como en la ionósfera, generando anomalías en el contenido electrónico total que persistieron por más de una hora, así como alteraciones en los niveles de SO₂ y la temperatura (Liu, 2017). Asimismo, produjo un aumento considerable de aerosoles en la atmósfera, medido en la profundidad óptica de aerosoles estratosféricos, la pluma alcanzó el Océano Índico una semana después, la estratosfera del hemisferio sur se vió afectada hasta abril de 2016, retomando los valores anteriores a la erupción (Begue *et al.*, 2017).

La erupción del Calbuco en 2015 se desarrolló en varias fases explosivas significativas:

El primer pulso explosivo ocurrió el 22 de abril a las 21:04, generó una columna de aproximadamente 15 km sobre el cráter, dispersándose hacia el norte y noreste (Sernageomin 2015; Romero *et al.* 2016); en una primera fase, se registró la elevación de la pluma, luego de diez minutos y por cerca de una hora no se observaron cambios de comportamiento en la columna, hasta el colapso parcial de esta y el cese del primer pulso entre las 22:00 y 22:30 hrs. (Flores, 2022).

Después de un breve lapso de calma, se inició una segunda fase explosiva el 23 de abril alrededor de las 04:00, con una columna que alcanzó los 17 km de altura sobre el cráter, dispersando nuevamente hacia el noreste (Van Eaton *et al.* 2016; Castruccio *et al.* 2016); durante esta fase, se registraron flujos piroclásticos significativos que depositaron material sobre el glaciar Calbuco, desencadenando lahares hacia el norte-noreste y sur del volcán esa misma madrugada (Castruccio *et al.* 2016). Existe registro de incandescencia, y de

rayos volcánicos hacia las 6:30 hrs. y de incremento de actividad sísmica que sugiere el colapso de la columna, entre las 5:00 y 7:00 hrs. (Valderrama *et al.*, 2015).

El 30 de abril, a las 16:08, ocurrió un tercer pulso de baja energía con una columna de erupción más baja, de 3 a 5 km sobre el cráter, dispersando hacia el sureste (Sernageomin, 2015), fue notablemente más discreto en comparación con las fases anteriores; luego de este último pulso, se observó una disminución gradual en la actividad superficial y sísmica en las semanas y meses siguientes (Sernageomin, 2015), y para el 18 de agosto, los parámetros de monitoreo volcánico regresaron a niveles base, lo que llevó a emitir una alerta verde (Sernageomin, 2015).

El volumen total estimado para las principales fases explosivas del 22 y 23 de abril varía entre 0.267 a 0.277 km³ (Romero *et al.*, 2016) y 0.58 km³ (Van Eaton *et al.*, 2016), con una estimación intermedia sugerida de 0.38 km³ (Castruccio *et al.*, 2016), por lo que se clasifica la erupción como un evento de Índice de Explosividad Volcánica (VEI) 4 (Newhall y Self, 1982).

Los productos volcánicos eran principalmente de composición andesita basáltica (57-58% de SiO₂; Van Eaton *et al.*, 2016), sin manifestaciones efusivas como flujos de lava o domos asociados, a diferencia de erupciones históricas anteriores. A pesar de los impactos significativos en infraestructuras como la destrucción de casas, instalaciones pesqueras y puentes por lahares en el Valle del Río Blanco-Correntoso, así como daños a tierras agrícolas y estructuras por la caída de ceniza en Ensenada, no se reportaron fatalidades directamente atribuidas a la erupción (Hayes *et al.*, 2019).

Los materiales eruptados fueron principalmente andesita basáltica con pequeñas cantidades de andesita, y la erupción fue desencadenada ya sea por la exsolución de volátiles debido a la cristalización o una pequeña intrusión en la cámara magmática (Romero, 2016; Castruccio, 2016; Morgado, 2019). Las CDPs alcanzaron temperaturas entre 540-603 °C, afectando la vegetación a través de calentamiento, abrasión, entierro y fuerza de impacto, con velocidades estimadas de hasta 36 m/s (Romero, 2023).

Aunque el mecanismo de activación de la erupción es debatido, la evidencia actual sugiere que el magma de 2015 provino de un sistema de *mush* en la corteza media, corroborado

por el modelado de la deformación medida geodésicamente, sugiriendo un reservorio de magma a 8-11 km de profundidad (Delgado *et al.*, 2017; Mixon, 2021). La erupción del volcán Calbuco los días 22-23 de abril de 2015 ha sido investigada en detalle en cuanto a sus productos y dinámica (e.g., Castruccio *et al.*, 2016; Reckziegel *et al.*, 2016; Romero *et al.*, 2016; Van Eaton *et al.*, 2016; Arzilli *et al.*, 2019; Morgado *et al.*, 2019; Romero *et al.*, 2021; Romero, 2023).

3.4.1 CDPs de la erupción del 22 y 23 de abril del 2015

La erupción del volcán Calbuco el 22 y 23 de abril de 2015 produjo corrientes de densidad piroclástica (CDPs) viajaron hasta 7-8 km desde el cráter, cubriendo las partes altas de los valles de los ríos que drenan desde el volcán en forma radial (Romero *et al.*, 2023), pudiendo distinguir depósitos de CDPs densa y diluída (ver figuras 3.2 y 3.3) y sus depósitos fueron observados sobre capas de caída de ceniza (Castruccio *et al.*, 2016). En la tabla 3.2 se muestran las características principales de las CDPs de la erupción del Calbuco del 2015.

Las corrientes provocaron varios incendios forestales, observados durante la madrugada del 23 de abril (Van Eaton *et al.*, 2016, Flores, 2022, Romero *et al.*, 2023) provocados por la caída de bombas piroclásticas o rayos generados por carga dentro de la columna y plumas Co-CDP (Van Eaton *et al.*, 2016).

Las CDPs concentradas tuvieron un impacto mayor en la vegetación en comparación con las CDPs diluídas, por calentamiento, abrasión, entierro y fuerza de impacto con velocidades de hasta 36 m/s, destacando la perturbación e impacto en los valles de los ríos Tepu y Frío (Romero *et al.*, 2023).

Se ha estimado un volumen de CDP para los ríos Blanco-Este y Frío de $5.2 \pm 1.3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Marcopis, 2021), y volumen total de $0.01 - 0.07 \text{ km}^3$, incluyendo al río Tepu (Mella *et al.*, 2015; Castruccio *et al.*, 2016; Van Eaton *et al.*, 2016).

Los depósitos de CDP del 2015 fueron afectados por erosión e incisión de los ríos en un período de meses a años luego de la erupción, que se traduce cambios geomorfológicos asociados a la depositación de sedimentos hacia las zonas más bajas del río Blanco-Este

y el lago Llanquihue, lo que sugiere un impacto a largo plazo desencadenado por erupciones volcánicas de estas características (Romero *et al*, 2023).

Tabla N° 3.2. Resumen de características de CDPs producidas en la erupción de abril del 2015. Modificado de Flores (2022).

Cuenca	Tipo CDP	Ocurrencia	Alcance máximo (km)	Área (km ²)	Volumen (m ³)	Lahar primario
Río Blanco Este	Denso	2do pulso	4.3	1.4	1.8 × 10 ⁶	sí
Río Sur (drenaje sur)	Denso-no confinado	2do pulso	4	0.7	-	sí
Río Sur (drenaje norte)	Denso	2do pulso	3.8	0.52	-	no
Río Sur	Diluido	2do pulso	1.6	0.41	-	no
Río Blanco norte	Denso?	1er y 2do pulso	3	0.88	-	no
Río Tepu	Denso	1er y 2do pulso	7	1.46	-	no
Río Tepu	Diluido	1er y 2do pulso	3.5	3.7	-	no
Río Blanco Este	Denso	1er y 2do pulso	7.5	4.6	-	no
Río Amarillo	Denso?	1er y 2do pulso	2.5	0.88	-	sí

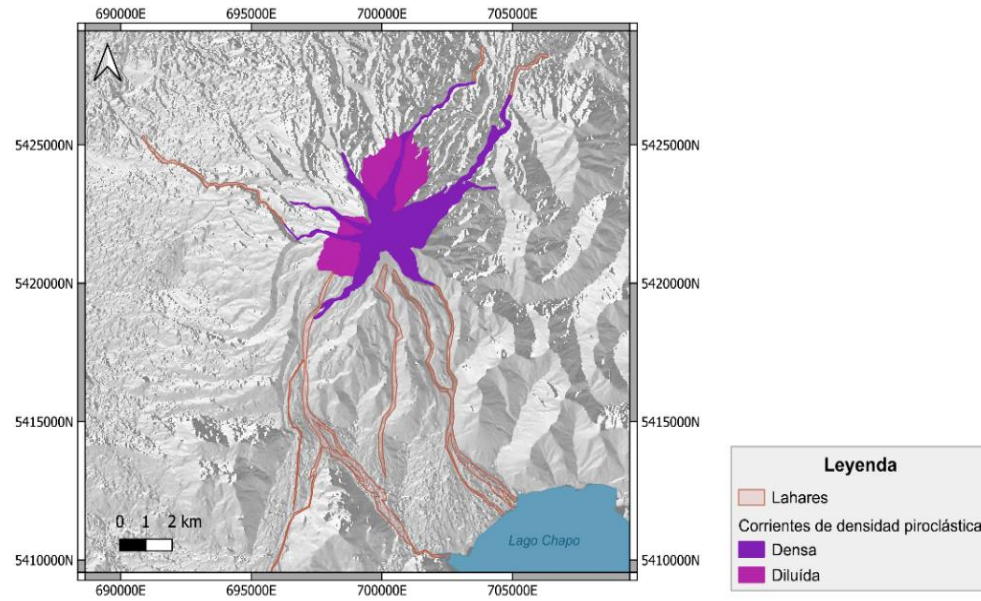


Figura N° 3.2. Mapa del volcán Calbuco, señalando los depósitos de CDPs y lahares de la erupción del 2015. En color morado opaco, se observan los CDPs densos y en un morado con transparencia, los diluidos y en color marrón, los lahares, según el trabajo de Flores (2022). Modificado de Flores (2022).

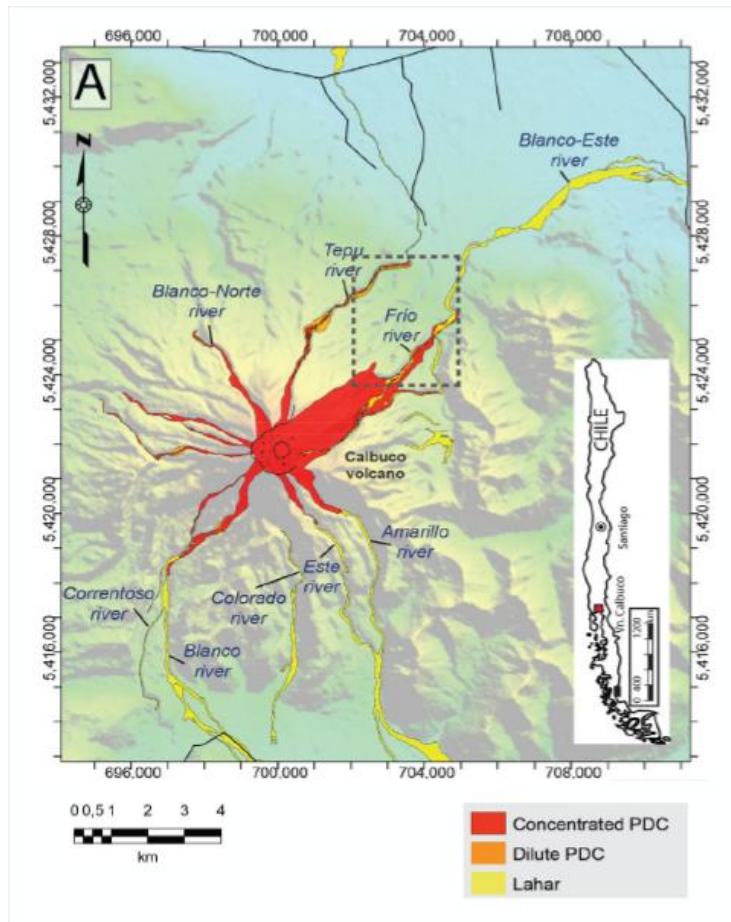


Figura N° 3.3 Mapa de CDPs diferenciando las corrientes diluidas y concentradas, en color rojo y anaranjado respectivamente y de lahares en color amarillo de la erupción de abril del 2015 del volcán Calbuco, según el trabajo de Romero y colaboradores (2023). Extraído de Romero y colaboradores (2023).

CAPÍTULO 4. METODOLOGÍAS

Las metodologías implementadas se estructuran en torno a un enfoque multidisciplinario que integra técnicas de modelación numérica, análisis geoespacial y validación estadística para las simulaciones de las corrientes de densidad piroclástica generadas durante la erupción del Calbuco en 2015 (ver figura 4.1). El diseño metodológico combina la recopilación y procesamiento de datos observados o medidos, utilizando QGIS, *Google Earth Engine* y Python, el desarrollo de scripts para representar el escenario de simulación en MATLAB, y calibración de los parámetros físicos. Esta aproximación permite caracterizar físicamente las corrientes de densidad piroclástica observadas, y validarlas mediante índice de Jaccard que representa la similitud espacial. En la sección de anexos, se presentan diagramas de flujo específicos para la ejecución del modelo en MATLAB y posterior análisis con Python.

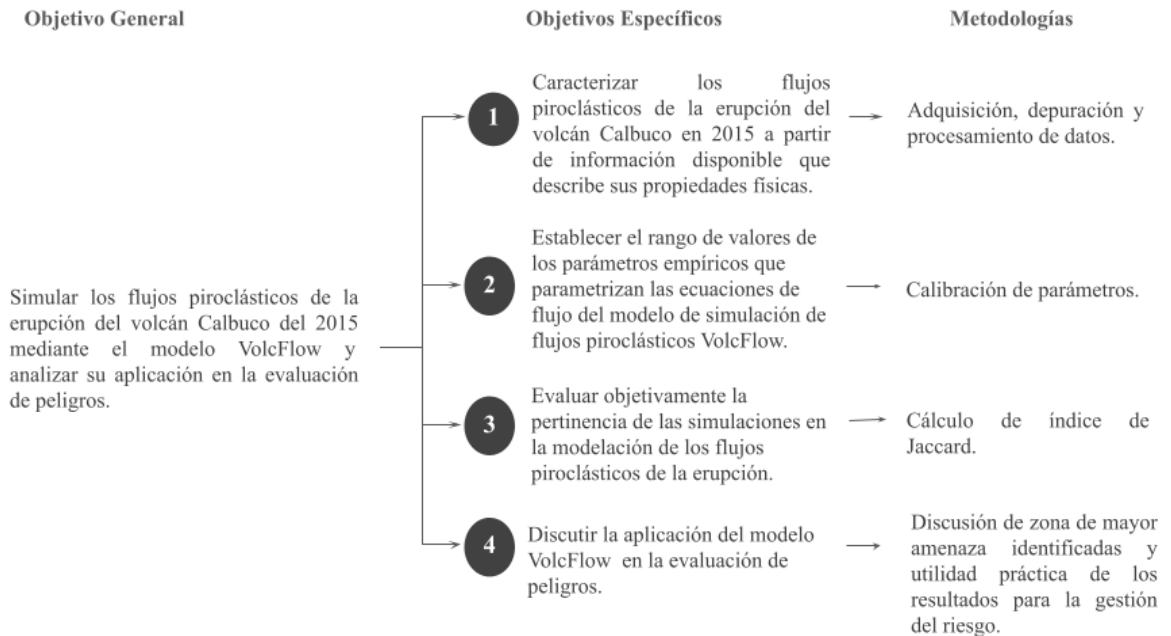


Figura N° 4.1. Diagrama que conecta los objetivos con la metodología utilizada para alcanzarlos.

4.1 Diseño metodológico

4.1.1 Adquisición, depuración y procesamiento de datos

Para caracterizar los depósitos generados por las corrientes de densidad piroclástica, se integraron datos satelitales, estratigráficos y topográficos. El análisis satelital se realizó mediante la plataforma *Google Earth Engine*, utilizando imágenes de las misiones Sentinel-2 y Landsat 8.

Se aplicaron tres índices espectrales para detectar áreas afectadas por eventos volcánicos:

- NBR (*Normalized Burn Ratio*): desarrollado por Key y Benson (1995), utiliza las bandas NIR y SWIR para detectar áreas quemadas. Los valores varían entre -1 y 1; entre -0.25 y 0.1 representan quema moderada, superior a 0.27 a vegetación sana. El área quemada se asocia al impacto de la alta temperatura de las CDPs en la vegetación.
- NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*): utiliza las bandas rojo e infrarrojo cercano para evaluar la salud y densidad de la vegetación. Los valores oscilan entre -1 y 1, los negativos indican suelo sin vegetación o quemado, entre 0 – 0.4, vegetación escasa a moderada, y superiores a 0.6 vegetación densa (Tucker 1979; Jackson y Huete, 1991). En contexto de este trabajo se utilizó para áreas con material volcánico cubriendo o impactando la vegetación.
- NDWI (*Normalized Difference Water Index*): utiliza las bandas de infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta para detectar el contenido de humedad en la vegetación (McFeeters 1996), en este trabajo utilizado para mejorar la discriminación entre material volcánico y otras coberturas del suelo.

Se emplearon en dos scripts, el primero para detectar zonas quemadas y presencia de material volcánico con los primeros dos índices, cuyo resultado se muestra en la figura 4.2, y el segundo script emplea los tres índices integrados en algoritmos de clasificación supervisada para identificar tanto zonas de vegetación quemada como zonas de depósitos de CDPs a partir de muestras seleccionadas en el mapa, y su resultado se muestra en la figura 4.3. Estos datos se complementaron con registros estratigráficos de espesores de unidades de CDP densas en diferentes valles a partir de los trabajos de Castruccio *et al.*

(2016), Romero *et al.* (2023) y Flores (2022), lo que permitió construir un mapa de isopacas (figuras 4.4 y 4.5). Respecto a la topografía, se seleccionó el modelo de elevación Copernicus GLO-30, con resolución de 30 m.

El conjunto de datos obtenidos constituyó la base para definir escenarios de modelación y calibración de parámetros, descritos a continuación.

A partir del procesamiento de imágenes satelitales para la detección del área afectada por las CDPs, se observa en la figura 4.2, las zonas de vegetación quemada, asociadas al efecto térmico de los flujos piroclásticos (CDPs), mediante el cálculo de índices NDVI y NBR, las zonas quemadas se identifican en tonos anaranjados más intensos, con distribución radial y encauzadas hacia los valles al norte del volcán. Asimismo, se distingue material volcánico depositado, asociado a CDPs, en color amarillo intenso, con patrón radial y forma encauzada coincidente con los valles. También se observan la caída de ceniza con tonalidades verde-amarillentas hacia el norte y noreste del volcán, con una apariencia difusa similar a una mancha de aerosol, lo que indica escaso o nulo control topográfico en su distribución y depósitos de material volcánico encauzados, con forma de brazos delgados y mayor alcance, que se interpretan como lahares. En la figura 4.3 se muestra el producto de la clasificación supervisada, que integra el cálculo de los índices espectrales NDVI, NBR y NDWI distinguen tres clases dentro de la zona de estudio: área con ceniza, área quemada y de vegetación sana.

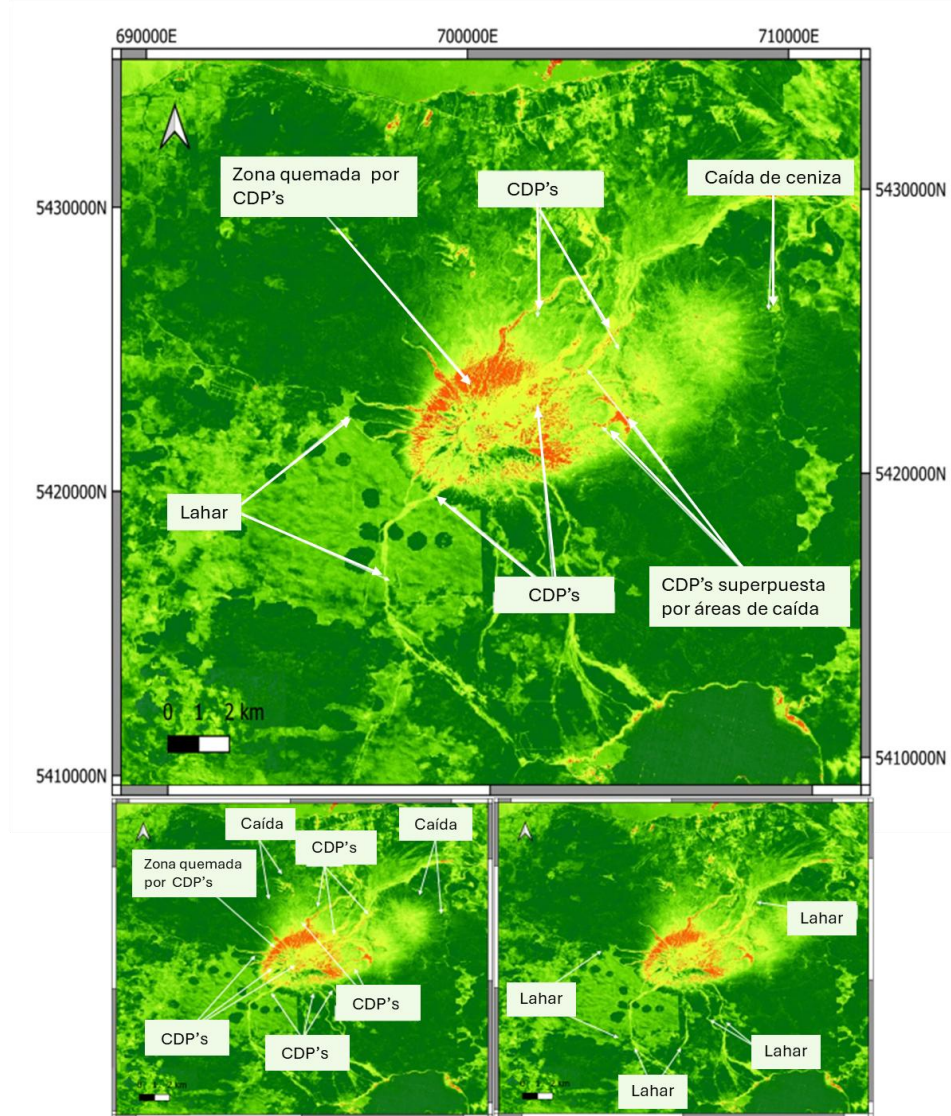


Figura N° 4.2 Resultados del análisis de imágenes satelitales para identificar zonas de vegetación quemada y vegetación saludable con índices NBR y NDVI, con los tipos de depósitos volcánicos identificados. La imagen superior muestra las zonas de CDPs, caída de ceniza y lahares; la imagen inferior izquierda señala en detalle todas las zonas de CDPs identificadas; la imagen inferior derecha muestra a detalle todos los depósitos de lahares identificados. Las zonas de tonalidad verde más fuerte marcan la vegetación saludable, y las zonas de color anaranjado muestran las áreas quemadas. Interpretación de Índices: NBR (Normalized Burn Ratio): < -0.25: Quemado severo -0.25 a -0.1: Quemado moderado-alto -0.1 a 0: Quemado moderado-bajo 0 a 0.1: Baja severidad 0.1 a 0.27: No quemado > 0.27: Vegetación sana. NDVI (Normalized Difference Vegetation Index): < 0: Suelo desnudo/quemado 0 a 0.2: Vegetación escasa 0.2 a 0.4: Vegetación moderada 0.4 a 0.6: Vegetación densa > 0.6: Vegetación muy densa.

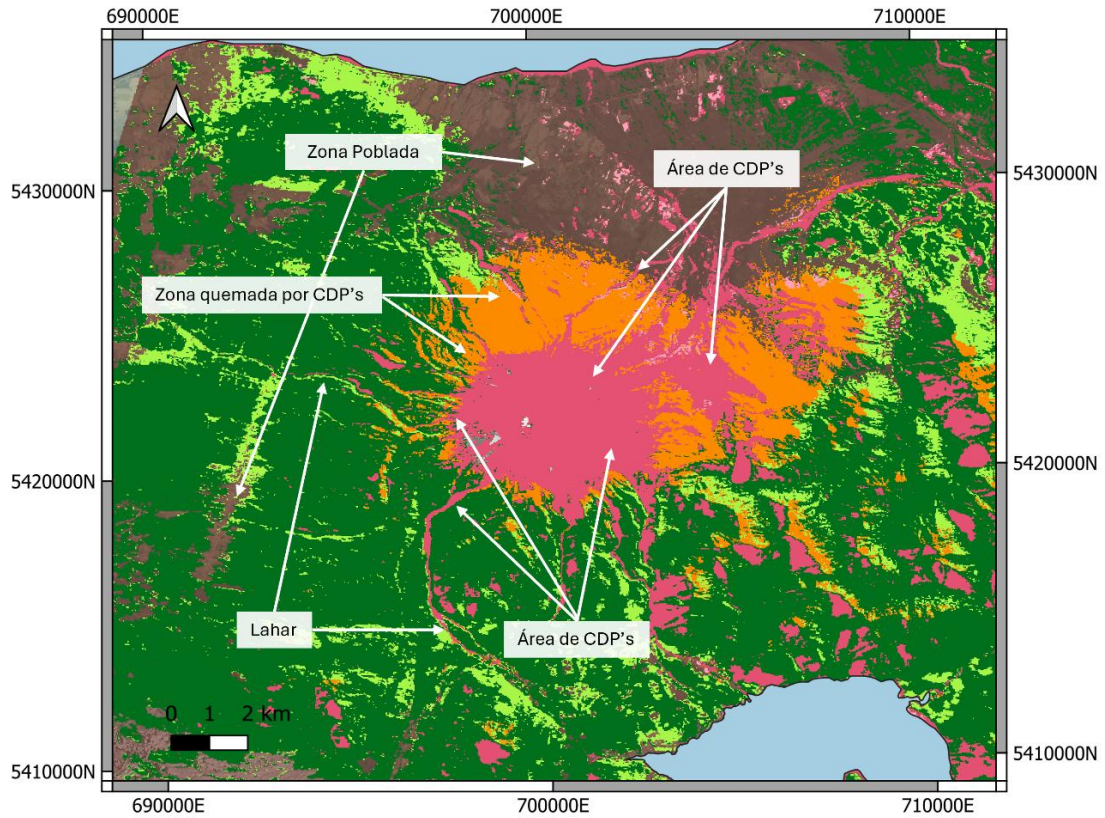


Figura N° 4.3. Resultado del análisis y clasificación de ceniza (color rosa), área quemada (anaranjado) y vegetación saludable (verde intenso). Las zonas más oscuras son áreas sin analizar, por presencia de sombras o nubosidad. Las zonas de color celeste corresponden masas de agua de los lagos Llanquihue (al norte del volcán) y Lago Chapo (al sur del volcán).

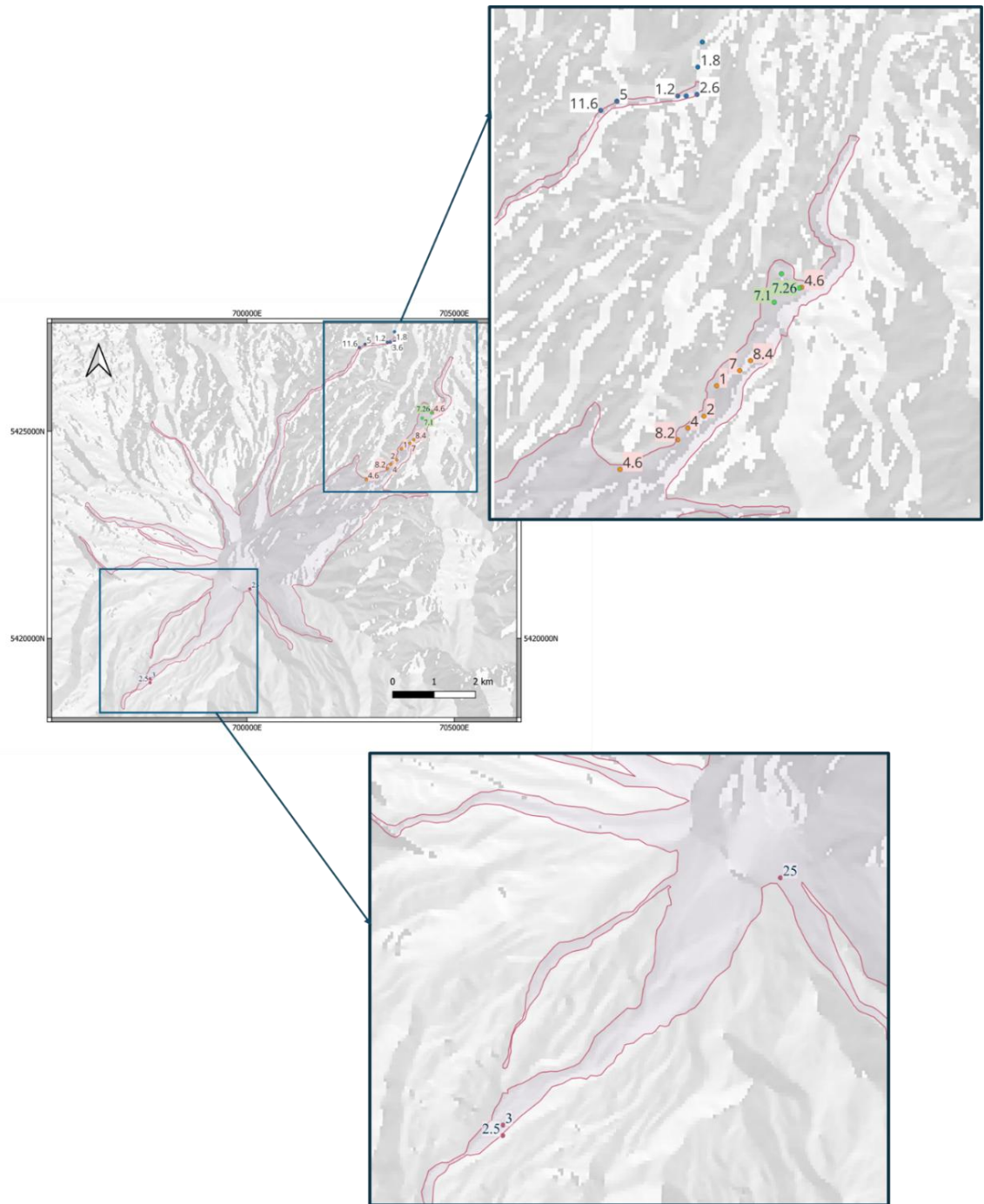


Figura N° 4.4. Mapa con la ubicación de columnas estratigráficas con datos de espesor de unidades de CDPs utilizadas para construir un mapa de isopacas.

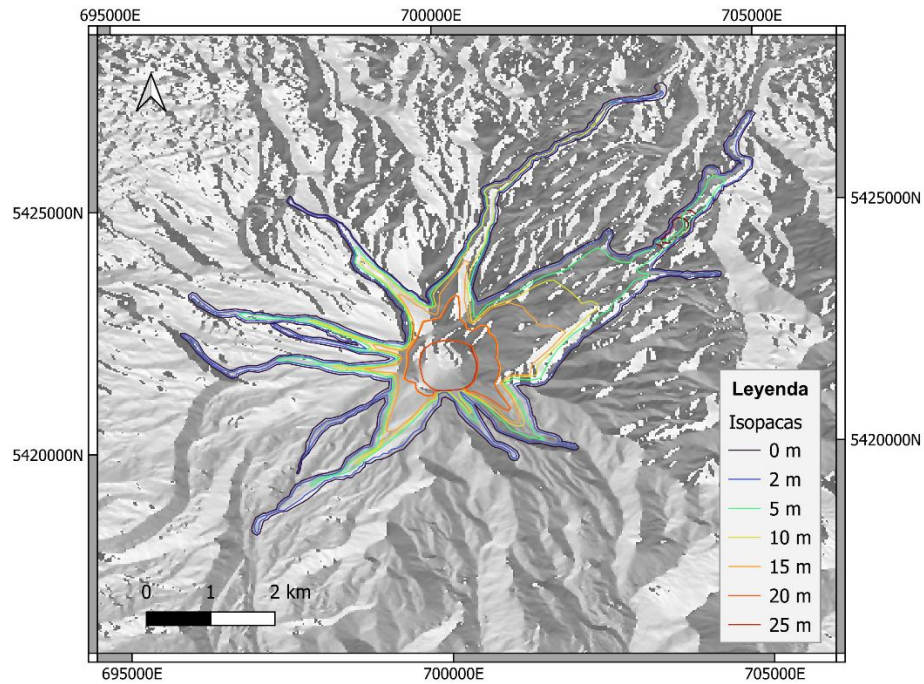


Figura N° 4.5. Mapa de isopacas construido a partir de espesores de unidades de CDP depositadas. La isopaca 0 se construyó a partir del límite estimado de los depósitos de CDP denso.

A partir de trabajos anteriores en otros eventos de CDP del mundo modelados con la versión de una fase de VolcFlow, se recopilamos conjuntos de parámetros (tablas 4.1 y 4.2). Esto fue complementado con parámetros de volumen, tiempo de generación de flujos y configuración del origen de flujos (configuración de la fuente) propios del caso de estudio, y que pudieron ser recopilados y/o estimados.

Tabla N° 4.1. Parámetros utilizados en simulaciones con VolcFlow para las CDPs formadas en los volcanes Tungurahua el 2006 (Ecuador), Merapi el 2006 y 2010 (Indonesia), Lascar en 1993 (Chile).

Volcán	Tungurahua	Merapi		Lascar
Evento	2006	2006	2010	1993
Parámetros				
Velocidad inicial	0			0-15
Estrés retardante		7500	3500	
Coefficiente colisional	0,01	0,01	0,01	
Densidad	1500-1600	1500	1200	1500
Coefficiente de difusión				0,2
Estrés de terreno	2000			2000
Referencia	Kelfoun et al. (2009)	Charbonnier y Gertisser (2012)	Charbonnier et al. (2013)	Gueugneau et al. (2017)

Tabla N° 4.2. Parámetros utilizados en simulaciones con VolcFlow para las CDPs formadas en el volcán Soufrière en 1996 y 1997 (Montserrat).

Volcán	Soufrière					
Evento	3-abr-96	12-may-96	5-ene-97	25-jun-97	3-ago-97	21-sept-97
Parámetros						
Velocidad inicial	0	0				
Estrés retardante	6500	7000	11500	13100	10000	2000
Coefficiente colisional						
Densidad						
Estrés de terreno						
Referencia	Ogburn y Calder (2017)					

El área de los depósitos fue definida combinando información previa y nueva (ver figura 4.6), permitiendo definir un polígono de referencia útil tanto para el proceso de calibración como de validación de simulaciones, como se muestra en la figura 4.7.

Para el parámetro de tiempo de generación de flujos, se revisó la cronología del evento que presenta Flores (2022) y Van Eaton (2016) para el primer y segundo pulso eruptivo, basándose en actividad fotografías del colapso parcial de columna eruptiva durante el primer pulso (figura 4.8) y actividad sísmica asociada al colapso de columna eruptiva durante el segundo pulso (figura 4.9). Ambos pulsos asocian la generación de flujos piroclásticos en una ventana de tiempo de aproximadamente media hora, 1800 s.

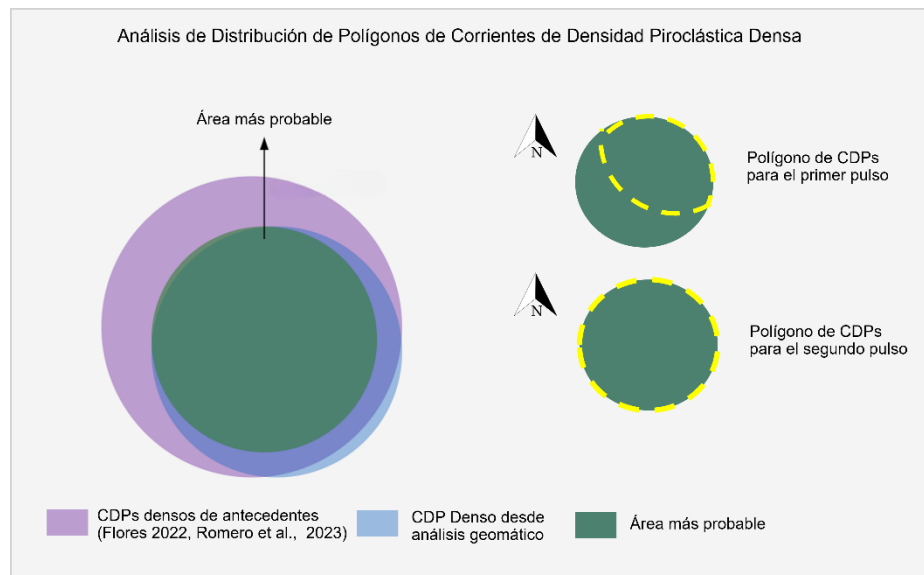


Figura N° 4.6. Diagrama simplificado de combinación de polígonos de CDP densa para determinar el área más probable de ocurrencia de CDPs como referencia para el escenario de modelación. Para el escenario de modelación se considera el polígono completo en el período de calibración de parámetros, y en el escenario del primer y segundo pulso de la erupción.

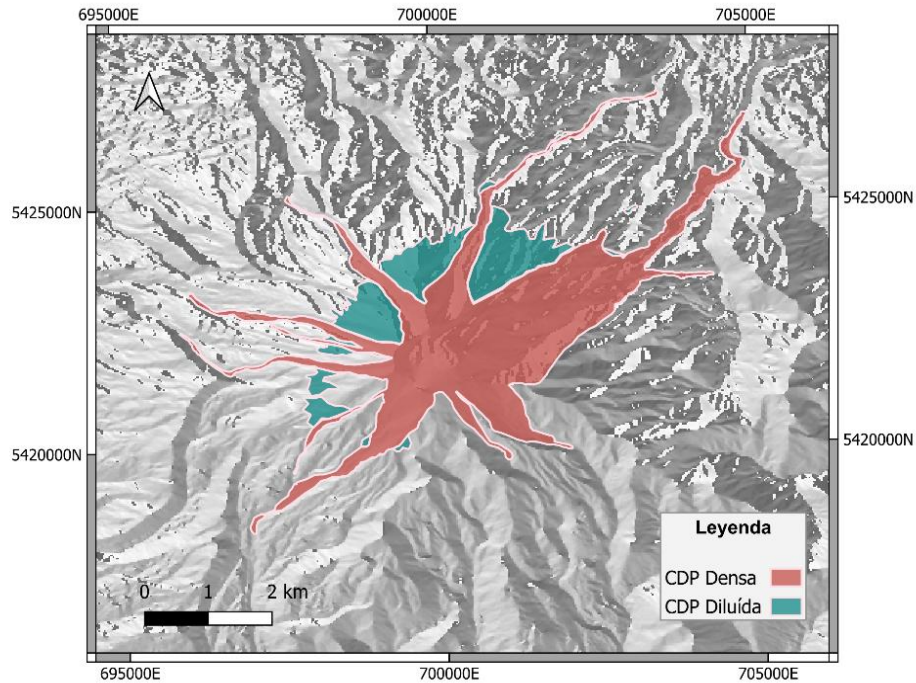


Figura N° 4.7. Mapa que muestra el polígono que representa el área determinada en este trabajo para los depósitos de CDP diferenciando entre tipo densa y diluida para la erupción del volcán Calbuco del 2015, a partir del análisis geoespacial en Google Earth Engine.

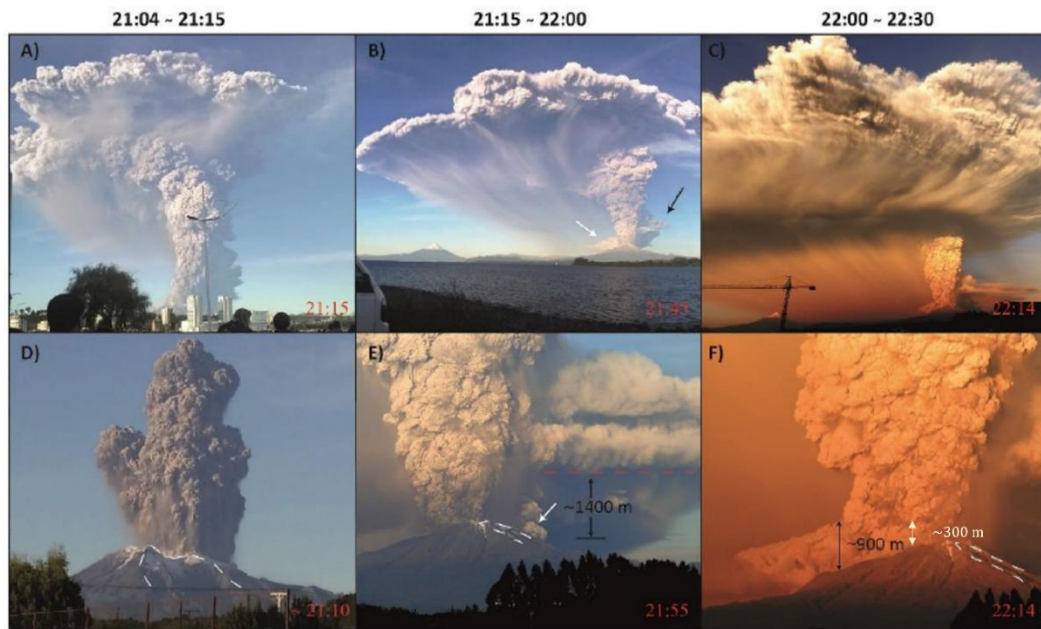


Figura 1 Figura N° 4.8. Fotografías del primer pulso eruptivo de la erupción del Calbuco del 2015. Muestra el rango de hora en la que fue capturada, antes del

colapso parcial de la columna eruptiva (A y D), durante el colapso de la columna eruptiva (B y E), con altura estimada de la columna en punto boyante antes de colapsar (E), y posterior al colapso donde se puede ver la generación y movilización de flujos piroclásticos (C y F), con una altura estimada de colapso respecto al vent de 300 m (F). Extraído de Flores (2022).

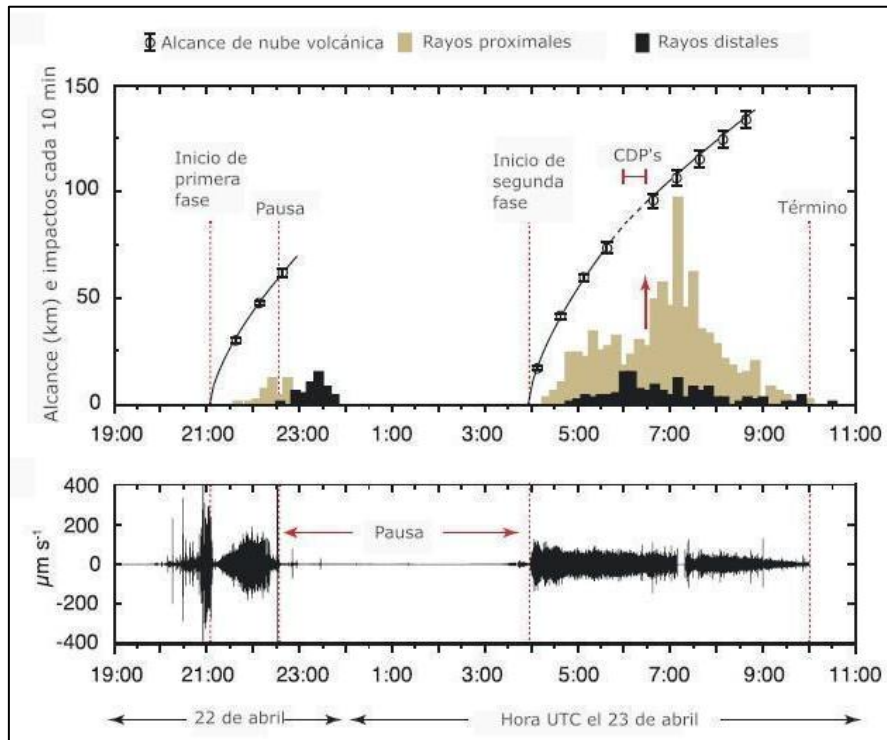


Figura N° 4.9. Diagrama que muestra actividad sísmica por hora, marcando el inicio de la primera y segunda fase o pulso eruptivo, destacando actividad asociada a cambios en la columna eruptiva, a su vez a la generación de CDPs. Extraído de Van Eaton (2016).

4.1.2 Calibración de parámetros del modelo VolcFlow

La calibración de parámetros se llevó a cabo en tres etapas progresivas, que se diferencian esencialmente en la configuración del origen de flujos (figura 4.10). Inicialmente se consideró un único punto de emisión de flujos para evaluar el comportamiento general del modelo. Posteriormente, se incorporaron múltiples puntos de origen según la ubicación de las cuencas afectadas. Finalmente, se modelaron los dos pulsos eruptivos del evento, diferenciando sus dinámicas y zonas de impacto. Se ajustaron parámetros clave como el volumen total, el tiempo de emisión, la geometría de la fuente y se incorporó una velocidad inicial para reflejar el impulso asociado al colapso de la columna eruptiva. Los escenarios

fueron definidos con base en observaciones geológicas y cronología eruptiva reportada por Castruccio *et al.* (2016) Romero *et al.* (2016, 2023), Flores (2022) y Van Eaton *et al.* (2016) contrastando con los datos obtenidos previamente.

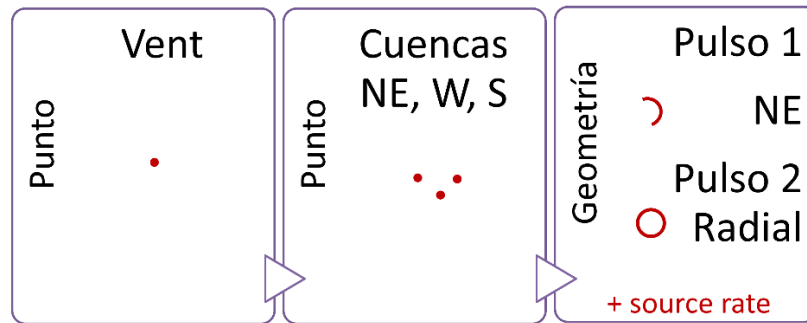


Figura N° 4.10. Diagrama que muestra la progresión de configuraciones de fuente utilizadas.

Para las configuraciones y escenarios ejecutados, se definen diferentes rangos de parámetros conforme se avanzó en la calibración. Para la primera configuración dada por un punto, se considera volumen total de las CDPs de la erupción y el polígono de referencia que considera toda el área afectada, para la segunda configuración, dada por puntos por cuenca se calcularon volúmenes por zona adjuntados en la tabla 4.4, y para la tercera configuración dada por geometrías, el volumen (tabla 4.5) y el polígono de referencia se determinaron acorde a los escenarios eruptivos de primer y segundo pulso (figuras 4.11 y 4.12) Adicionalmente, en la última configuración, se añadió un parámetro de velocidad al inicio de la generación de flujo denominado `source_rate`, que busca representar la velocidad distinta de cero con que la CDP impacta en la topografía cuando es generada por altura de colapso de la columna eruptiva. La estimación de este parámetro se adjunta en anexos en la tabla A1.

Tabla N° 4.4 Valores de volumen de CDP por zonas marcadas por las cuencas de ríos alrededor del volcán. Los valores sin referencia fueron extrapolados a partir de valores promedio de grosor de depósitos de los trabajos ahí referenciados.

Cuenca	Tipo CDP	Ocurrencia	Alcance máximo (km)	Área (km ²)	Área (m ²)	Volumen (m ³)		Observación	Referencia
Río sur (drenaje sur)	Denso-no confinado	2do pulso	4	0,7	700000	1×10 ⁷	5×10 ⁷	Extrapolado a partir de un rango de grosor de 5 a 25 (m)	
Río sur (drenaje norte)	Denso	2do pulso	3,8	0,52	520000				
Río Blanco Norte	Denso?	1er y 2do pulso	3	0,88	880000				
Río Blanco	Denso	2do pulso	4,3	1,4	1400000	1.8×10 ⁶			Flores (2022)
Río Blanco Este	Denso	1er y 2do pulso	7,5	4,6	4600000	4.6×10 ⁷		Extrapolado a partir del grosor de los ríos Valles Tepu y Frío	Romero (2023)
Río Tepu	Denso	1er y 2do pulso	7	1,46	1460000				
Río Amarillo	Denso?	1er y 2do pulso	2,5	0,88	880000	1.1×10 ⁵			

Tabla N° 4.5. Valores de volumen total de CDP extraídos de bibliografía y calculado a partir del mapa de isopacas obtenido en este trabajo.

Volumen (m ³) de CDP total	Observación	Referencia
3.8×10^7	CDP (~10% de total eruptado)	Castruccio <i>et al.</i> , 2016
7×10^7	Total de flujo piroclástico	Mella <i>et al.</i> 2015
3×10^7	Total CDP	Este trabajo
2.1×10^7	CDP parcial, cubriendo el NE	Este trabajo

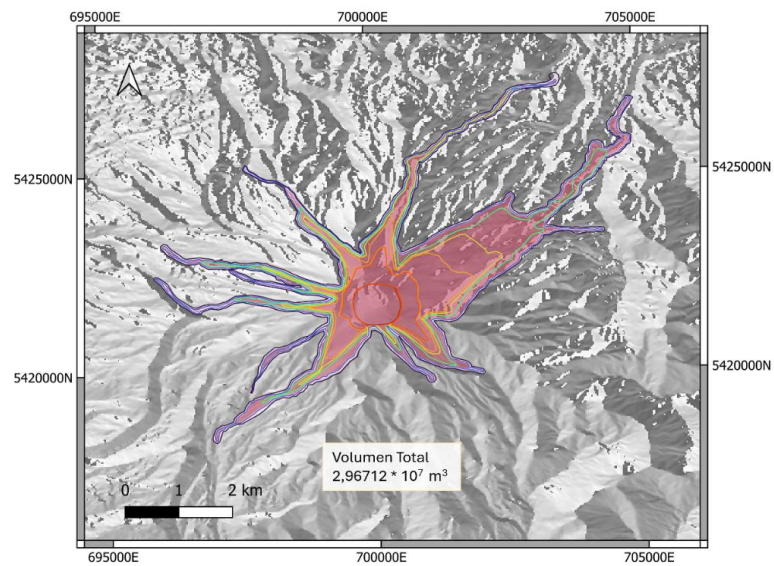


Figura N° 4.11. Mapa de isopacas y volumen total calculado, considerando el área de CDPs del primer y segundo pulso eruptivo.

En la tabla 4.6. se muestra una comparación de los parámetros estimados para cada etapa de simulación con su respectiva configuración de fuente de flujos.

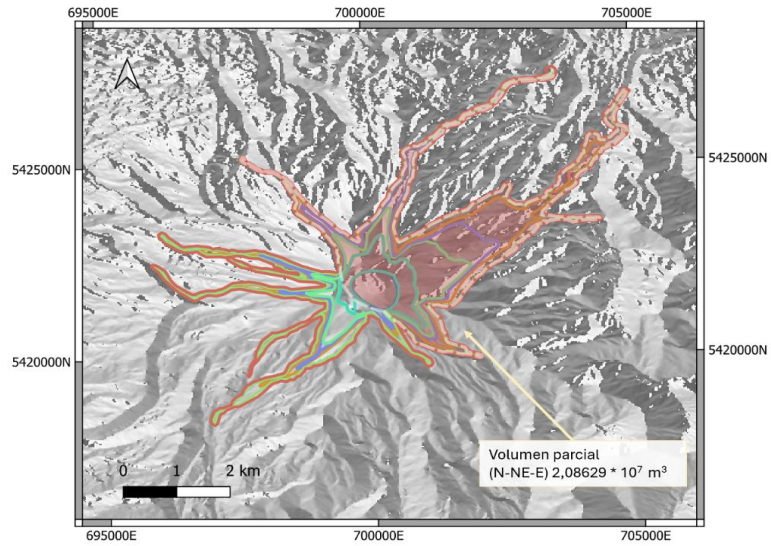


Figura N° 4.12. Mapa de isopacas, y volumen del primer pulso, a partir del volumen total calculado con el método de isopacas.

Tabla N° 4.6. Comparación entre la configuración del origen de flujos, volumen y tiempo utilizado a medida que se avanzó en las simulaciones, junto con la adición del parámetro de source_rate.

Etapa de simulación	Origen de flujos	Volumen (m ³)	t (s)	source_rate (m/s)
1	Punto en la topografía: (i , j)	1.8×10 ⁷ 4.0 ×10 ⁷ 7.0 ×10 ⁷	1800 3600	-
2	Un punto por orientación en la topografía:			
	NE (i1 , j1)	1×10 ⁷ - 3.5×10 ⁷ - 5×10 ⁷	150 - 500	
	S (i2 , j2)	1×10 ⁷ - 7.3×10 ⁵ - 2×10 ⁶	150 - 500	
	W (i3 , j3)	1×10 ⁷ - 2×10 ⁷ - 3.5×10 ⁷	150 - 300	
	Geometría en imagen georreferenciada por pulso eruptivo:			
3	fuelle 1 pulso	2,10×10 ⁷	150	0.1
	fuelle 2 pulso	3.0×10 ⁷ 3.8 ×10 ⁷	600 1800	0.5 2.0

		7.0×10^7		
--	--	-------------------	--	--

4.1.3 Validación cuantitativa de las simulaciones

Para evaluar la concordancia entre las simulaciones con VolcFlow y los depósitos observados, se aplicó el índice de Jaccard como métrica principal. Este índice fue calculado comparando las áreas simuladas a partir de la variable h de los resultados, con polígonos vectoriales que delimitan los depósitos reales de referencia determinados anteriormente (figura 5.5). Se consideraron tres configuraciones espaciales distintas: (1) un polígono general, (2) varios sectores por cuenca, y (3) zonas diferenciadas por pulso eruptivo. El procesamiento y cálculo del índice se implementó mediante scripts en Python, permitiendo cuantificar la similitud espacial entre áreas observadas y simuladas. Este análisis objetivo permitió validar los parámetros elegidos y afinar la representación del proceso eruptivo.

Una vez validado el modelo, con índice de Jaccard mayor o igual a 0.5, se identificaron las zonas con mayor probabilidad de ser afectadas integrando estos resultados a la evaluación de peligros, como se señala en el siguiente capítulo.

4.1.4 Aplicación a la evaluación de peligros

Los resultados de las simulaciones realizadas con VolcFlow se utilizaron para identificar zonas de mayor amenaza por CDPs y evaluar su utilidad en la construcción de mapas de peligro. Para ello, se compararon distintos escenarios eruptivos modelados, integrando múltiples simulaciones para proponer un enfoque probabilístico que permita delimitar áreas de mayor y menor frecuencia de impacto. Esta metodología puede replicarse en futuros eventos del Calbuco, ajustando en valor de los parámetros calibrados y la geometría de la fuente. Se discute su aplicabilidad en otros volcanes con características topográficas similares, resaltando su potencial como herramienta de apoyo para la gestión del riesgo volcánico.

CAPÍTULO 5. RESULTADOS

En este capítulo se presentan los principales resultados a partir del procesamiento de datos satelitales, estratigráficos y topográficos, calibración de parámetros del modelo VolcFlow y la evaluación de las simulaciones con mejor ajuste respecto a los depósitos observados de referencia.

5.1 Caracterización de las corrientes de densidad piroclástica

Se obtuvo un conjunto de datos que permitieron caracterizar espacialmente los depósitos de CDPs. Los polígonos que representan los depósitos de referencia para las simulaciones, diferenciando entre la zona afectada por el primer pulso eruptivo (que considera solo la zona del NE) y el segundo pulso eruptivo (que considera toda el área afectada por CDPs registrada) se muestran en las figuras 5.1 y 5.2.

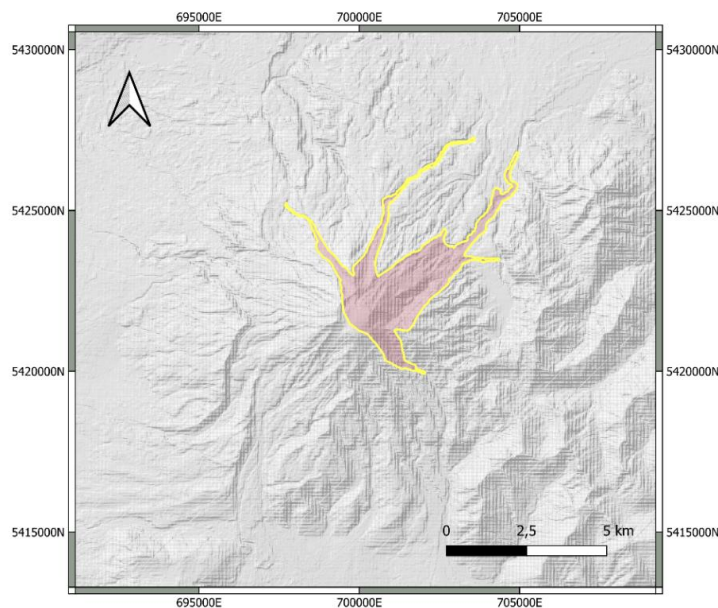


Figura N° 5.1. Mapa que muestra el polígono de CDP densa para la primera fase eruptiva utilizada para evaluar las simulaciones.

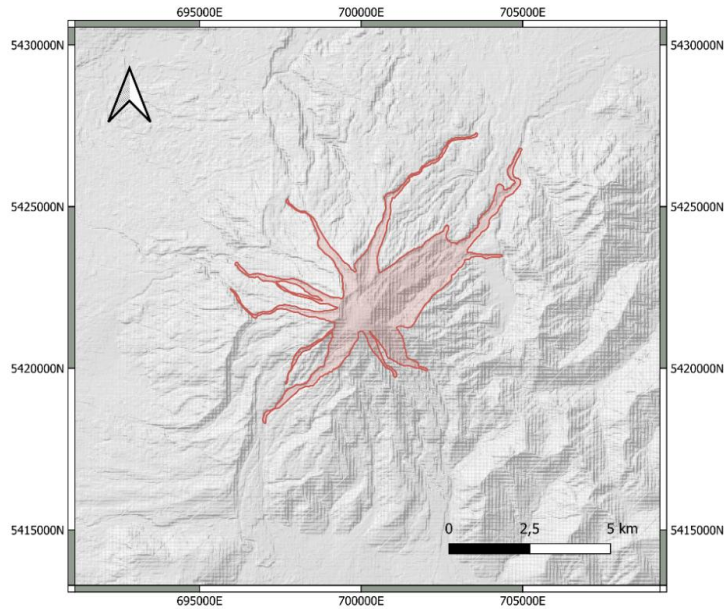


Figura N° 5.2. Mapa que muestra el polígono de CDP densa para la segunda fase eruptiva utilizada para evaluar las simulaciones.

5.2 Calibración de parámetros

El modelo conceptual de las corrientes de densidad piroclástica se definió durante las etapas iniciales de simulación, mediante la configuración de la fuente y modificación de archivos de entrada de VolcFlow en la plataforma MATLAB. Las configuraciones de fuente testeadas consistieron en: (1) un escenario con un punto de origen de flujos al centro del vent, (2) tres escenarios en distinta orientación, con un punto de origen por escenario, y (3) dos escenarios con geometrías que definen el área de origen en el vent, uno direccionado hacia el NE y otro con geometría circular.

Se determina como óptimo el modelo conceptual de dos pulsos, con geometrías que representan el origen de los flujos diferenciadas entre sí, basado en el evento eruptivo real, ya que permite una representación más precisa del comportamiento de los flujos observados en la erupción del Calbuco del 2015, basado tanto cualitativamente mediante la observación de cómo se distribuyen las simulaciones sobre el polígono de referencia (figura 5.3), especialmente hacia los valles del norte y NE, como se muestra en la figura 5.3 y cuantitativamente, observando una mejoría del índice de Jaccard de ~ 0.2 a ~ 0.5 ,

para un volumen y densidad constante, como se muestra en los gráficos en las figuras 5.4 y 5.5.

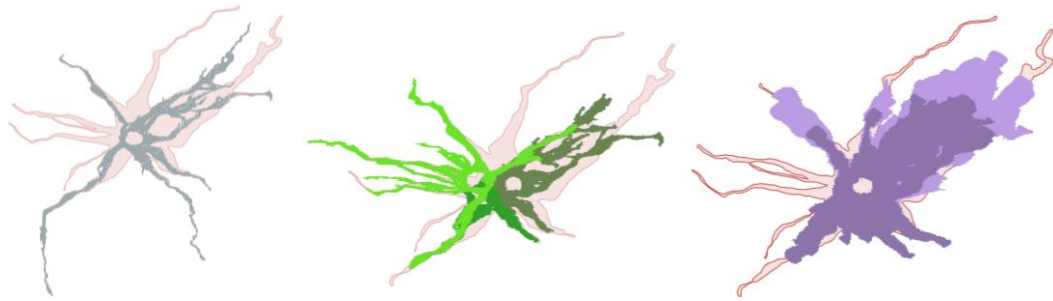


Figura N° 5.3. Proceso de calibración mediante la comparación de resultados simulados con el polígono de referencia (en rosado). La primera imagen (izquierda) muestra una simulación con un único punto de origen en color gris. La segunda (centro) incluye ajustes por zona con tres puntos de origen diferenciados (noreste, noroeste y sur) y sus respectivas simulaciones en tonos verdes. La tercera (derecha) corresponde al escenario en el que se definen dos geometrías de origen asociadas a los dos pulsos eruptivos: el primero con orientación al NE, y dispersión preferencial de la simulación hacia el NE (color lila) y el segundo de forma circular con dispersión radial de la simulación (color morado oscuro).

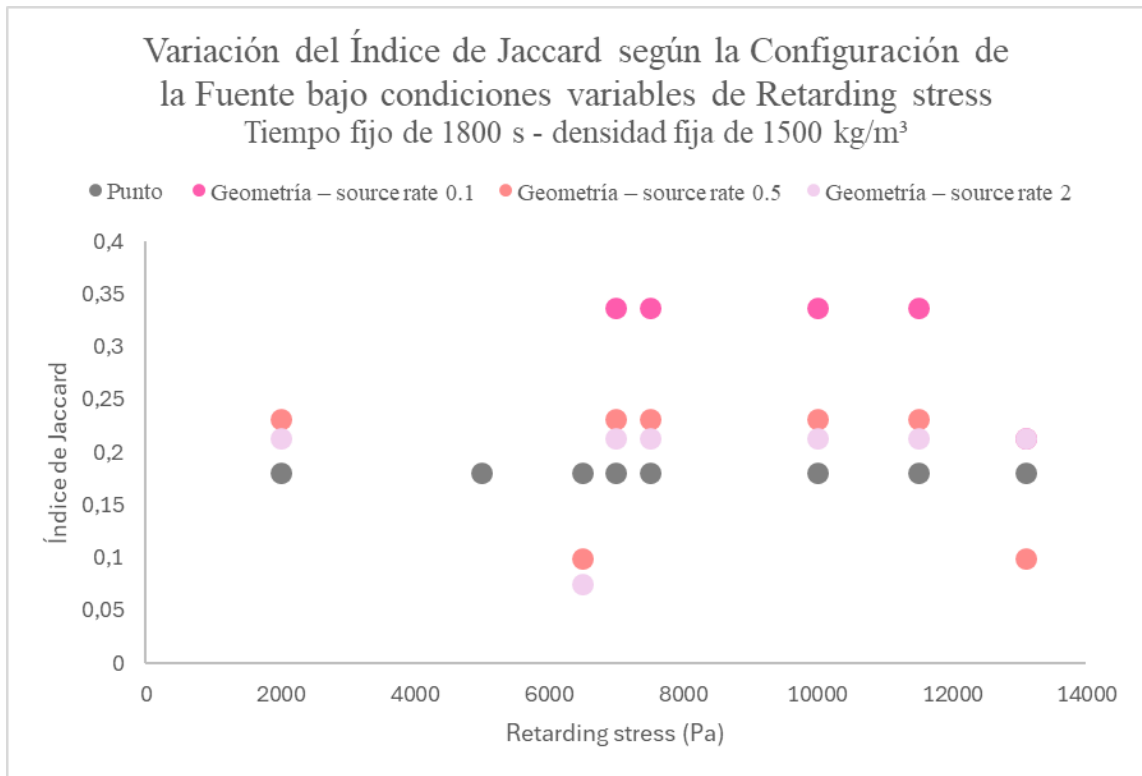


Figura N° 5.4. Gráfico de variación del índice de Jaccad según la configuración de la fuente bajo condiciones variables de retarding stress y condiciones fijas de volumen, tiempo de 1800s y densidad de 1500 kg/m³.

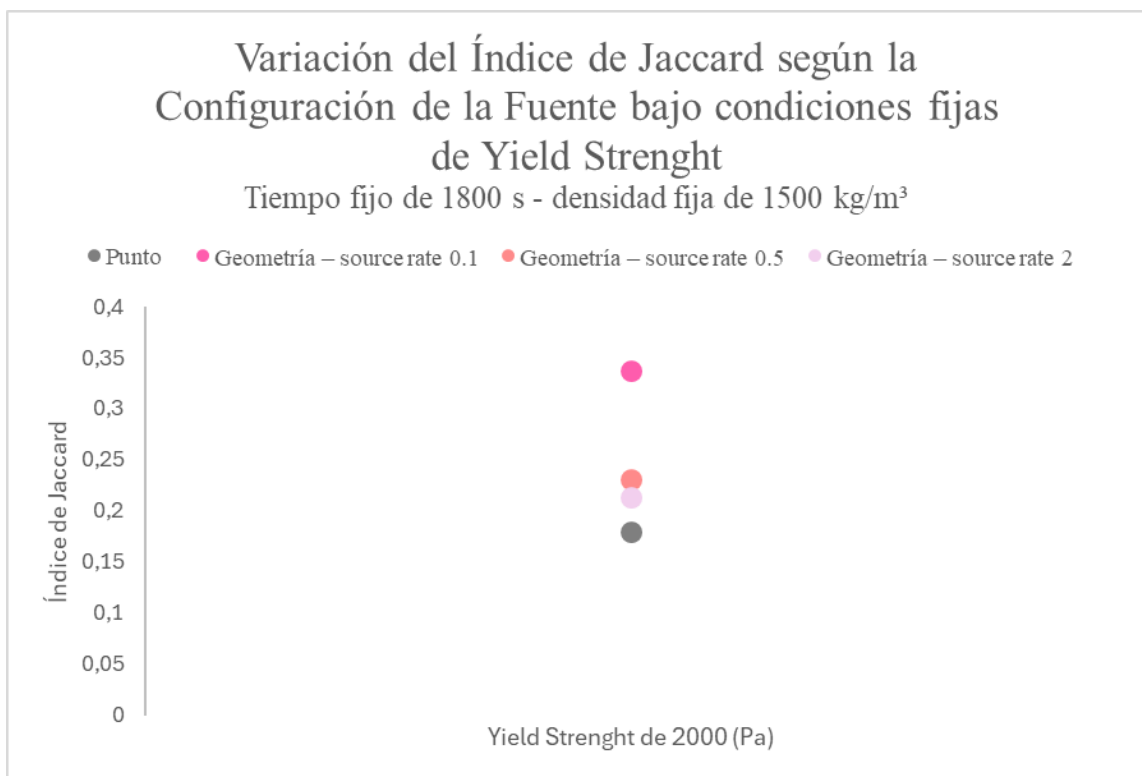


Figura N° 5.5. Gráfico de variación del índice de Jaccad según la configuración de la fuente bajo condiciones fijas de *Yield Strength*, volumen, tiempo de 1800s y densidad de 1500 kg/m³.

El modelo conceptual para las CDPs simuladas con configuración de fuente dada por geometrías basado en los pulsos eruptivos, se diferencian acorde a la dirección de distribución de los flujos. La comparación entre estos se resume en la tabla 5.1.

Tabla N° 5.1. Comparación entre los dos escenarios definidos en el modelo conceptual de simulación de corrientes de densidad piroclástica (CDPs), correspondientes a los dos pulsos eruptivos identificados durante el evento analizado. Se destacan las diferencias. Nota: (*) Estimado en este trabajo, en función del área afectada. () Estimado en este trabajo y complementado con rangos de estudios previos que consideran el volumen total de CDPs.**

Aspecto	Primer Pulso	Segundo Pulso
Origen del flujo	Colapso parcial de la columna eruptiva	Colapso total de columna eruptiva
Dirección principal de distribución de flujos	Noreste (NE)	Distribución radial
Área cubierta	Sector NE mapeado para CDPs densos	Área total mapeada para CDPs densos
Geometría de origen	Arco orientado al NE	Círculo que abarca el perímetro del cráter
Volumen considerado (m ³)	$2,1 \times 10^7$ (*)	$3,0 \times 10^7 - 7,0 \times 10^7$ (**)
Justificación del volumen	Proporcional al área afectada, asociado a un colapso direccional	Corresponde al volumen total estimado para los CDPs densos del evento completo

5.3 Evaluación de las simulaciones

La similitud en la distribución de las simulaciones respecto al depósito de referencia dado por el índice de Jaccard se complementa con la evaluación de la distribución en la vertical. En la figura 5.6 se muestran puntos con valores de espesor, junto con puntos de espesor de los trabajos de Flores (2022) al centro y suroeste, y Romero *et al.* (2023) al noreste.

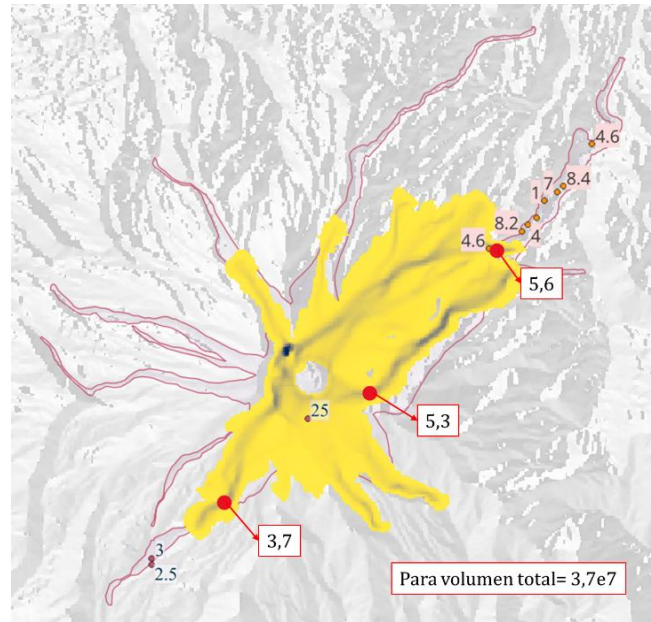


Figura N° 5.6. Figura del resultado (ID 28) de las simulaciones para el segundo pulso, con el valor del parámetro h en formato ráster en tres puntos, hacia el NE, hacia el centro y hacia el SW en puntos rojos. Los demás puntos muestran los valores de espesor de unidades de CDPs de los trabajos de Flores (2022) y Romero (2023). Este flujo distribuye un volumen de $3.7 \cdot 10^7$ m³.

Las simulaciones que arrojaron los valores más altos de índice de Jaccard para el primer pulso (0.5053) y el segundo pulso (0.5085) se muestran superpuestos en la figura 5.7, con parámetros de tiempo de 150 segundos, *retarding stress* entre 3500 y 11300 (Pa) y densidad de 1500 kg/m³.

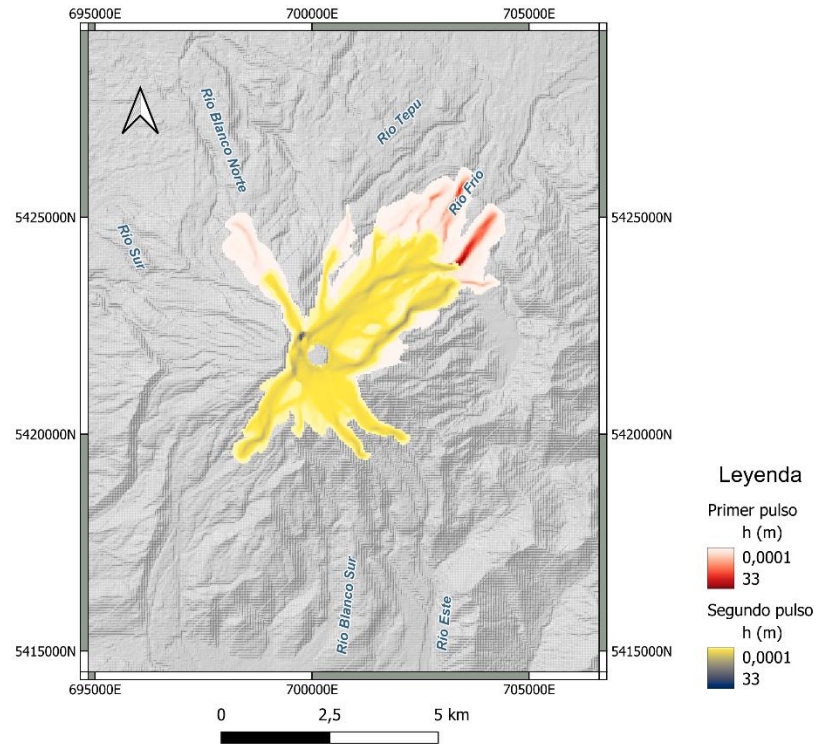


Figura N° 5.7. Mapa que muestra la distribución de las simulaciones con mejor ajuste (índice de Jaccard ~0.5) del primer y segundo pulso superpuestas.

El parámetro de tiempo muestra valores de índice de Jaccard más altos entre los 150 y 600 segundos, esto se muestra en los gráficos de la figura 5.8.

También se observa que, al variar el volumen, como se muestra en los gráficos dentro de las figuras 5.9, 5.10 y 5.11 el valor máximo de Jaccard no varía significativamente.

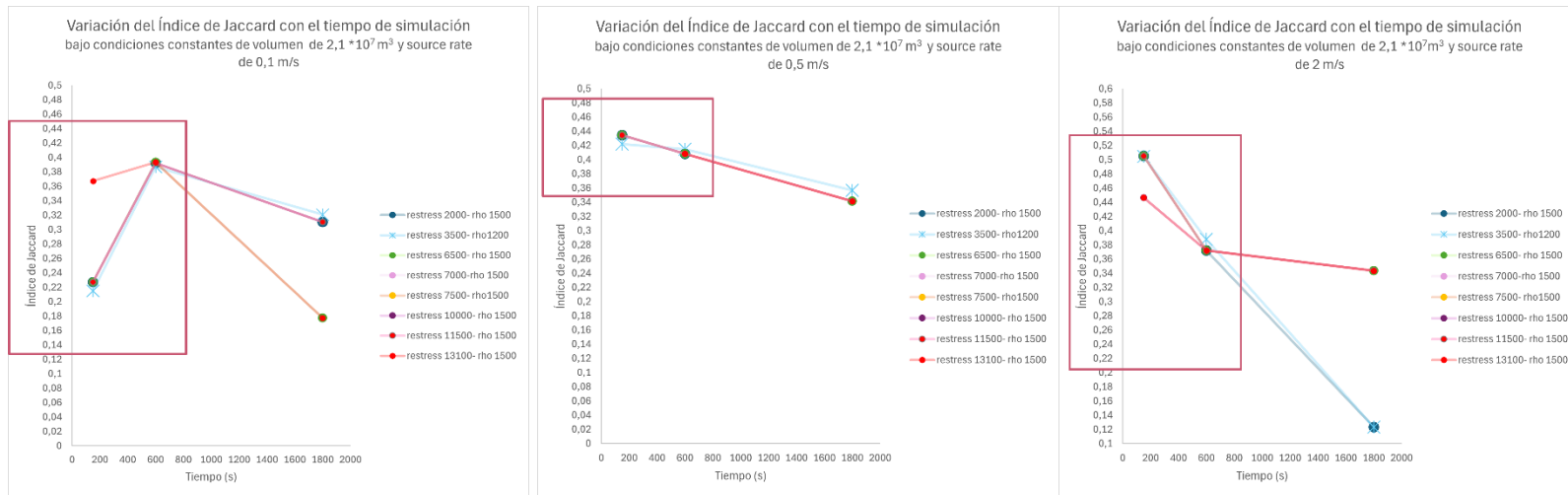


Figura N° 5.8. Gráficos de Tiempo vs. Índice de Jaccard, para volumen de $2.1 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ y source rate de 0.1 m/s (izquierda), de 0.5 m/s (centro) y 2.0 m/s (derecha).

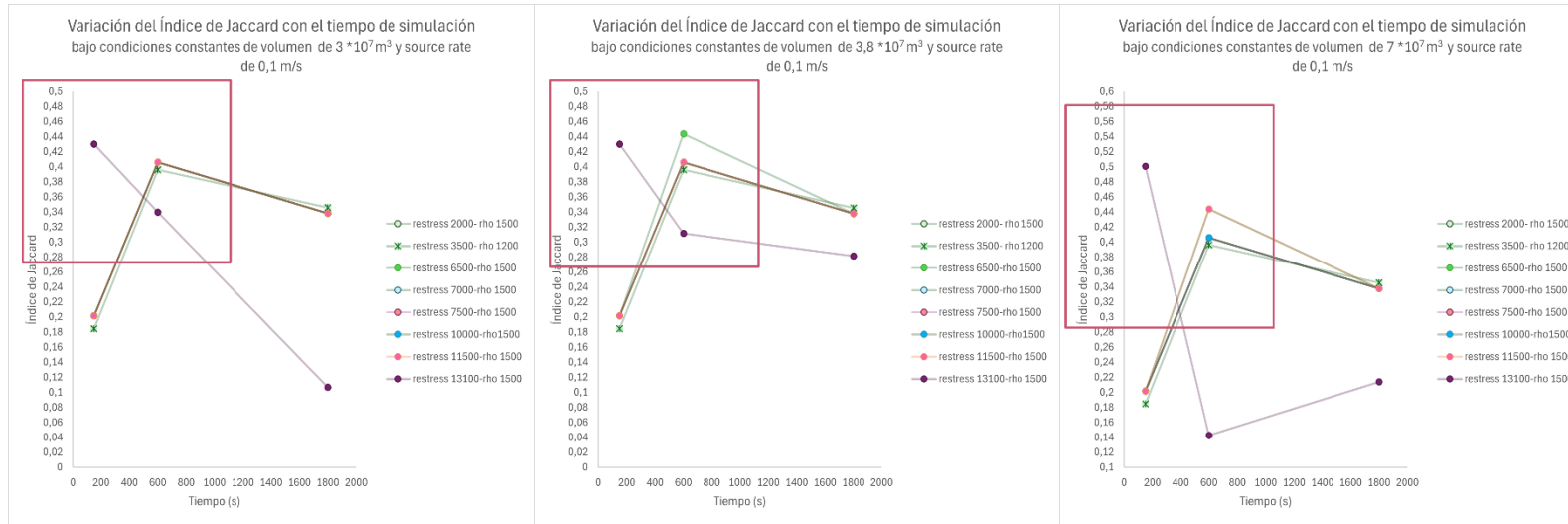


Figura N° 5.9. Gráficos de Tiempo vs. Índice de Jaccard, para source rate de 0.1 m/s y volumen variable de $3.0 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ (izquierda), $3.8 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ (centro) y $7 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ (derecha).

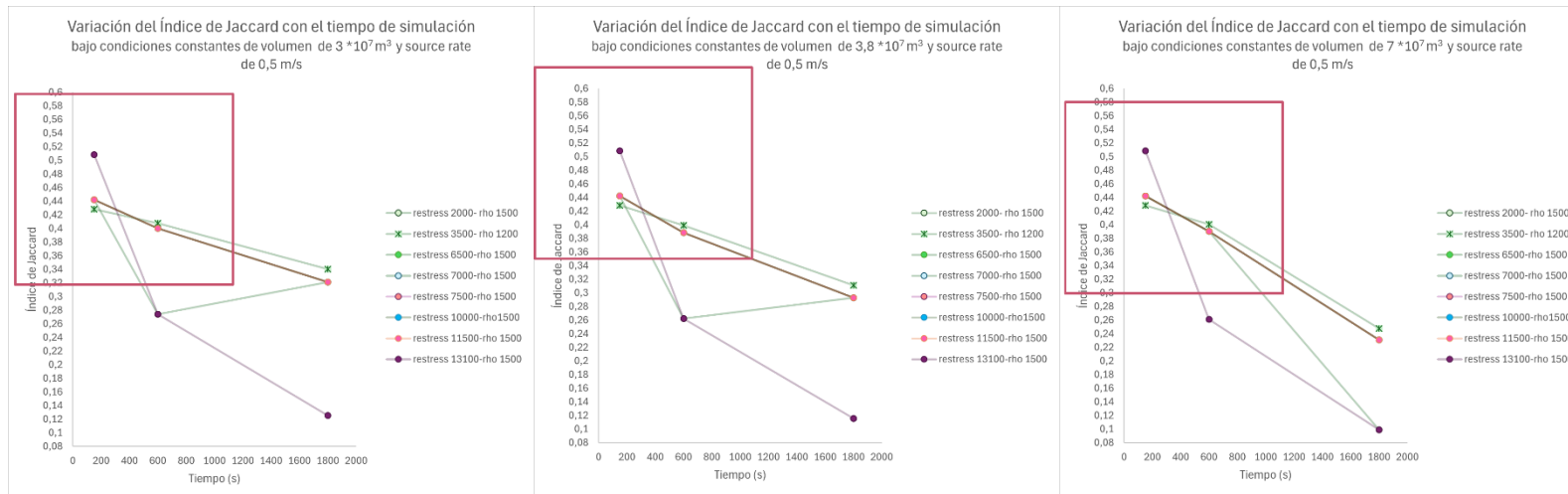


Figura N° 5.10. Gráficos de Tiempo vs. Índice de Jaccard, para source rate de 0.5 m/s y volumen variable de $3.0 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ (izquierda), $3.8 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ (centro) y $7 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ (derecha).

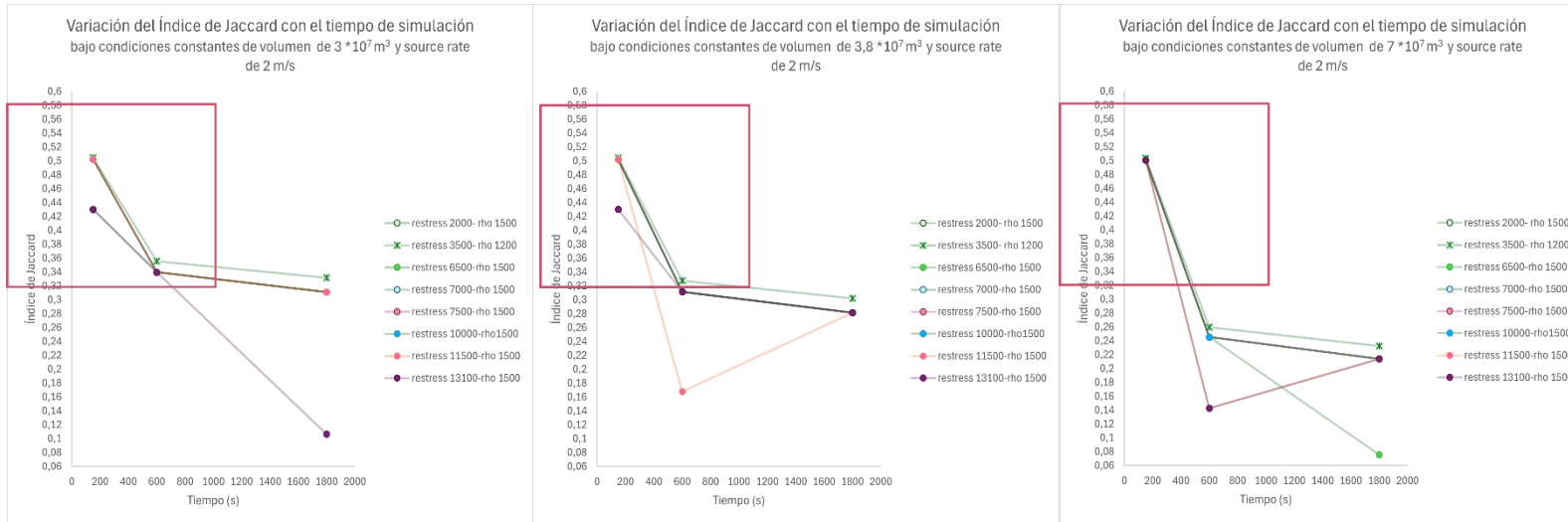


Figura N° 5.11. Gráficos de Tiempo vs. Índice de Jaccard, para source rate de 0.5 m/s y volumen variable de $3.0 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ (izquierda), $3.8 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ (centro) y $7 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ (derecha).

5.4 Aplicación del modelo a escenarios de peligro

En la figura 5.12 se muestra la disposición espacial de las simulaciones con mejor ajuste en un mapa base, se observa afectación en mayor grado hacia los valles del río Tepu y Frío hacia el NE.

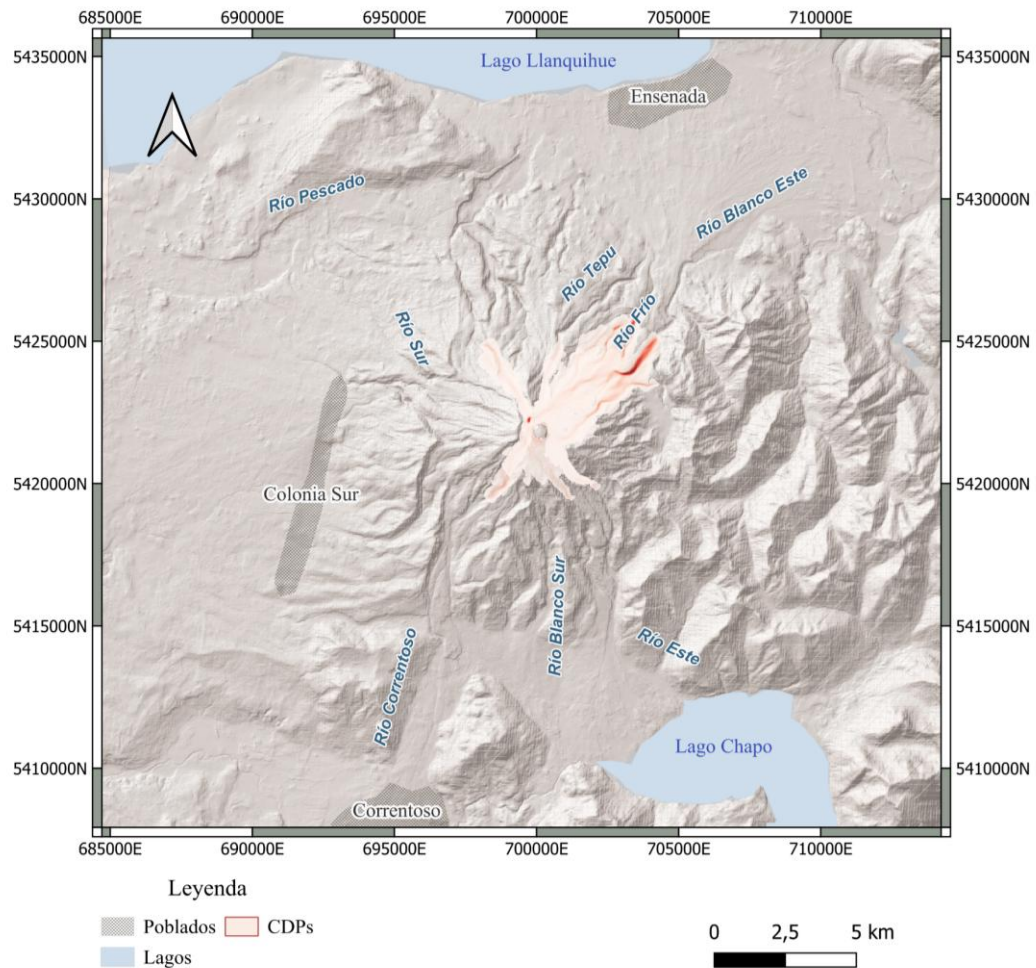


Figura N° 5.12. Mapa base con simulaciones del primer y segundo pulso con mejor ajuste y su potencial zonificación.

CAPÍTULO 6. DISCUSIONES

6.1 Caracterización física de las corrientes de densidad piroclástica del Calbuco 2015

La combinación de técnicas de teledetección permitió caracterizar espacialmente las CDPs del Calbuco 2015. Además, en el análisis con índices NBR y NDVI (figura 4.2) se identificó material volcánico interpretado como depósitos de caída, y zonas con material encauzados con forma de brazos delgados, interpretados como lahares, coherente con las distribuciones reportadas por Flores (2022) y Romero *et al.* (2023).

El análisis geomático identificó una distribución radial de las CDPs densas con concentración preferencial hacia el noreste, coherente con el colapso parcial (primer pulso) y total (segundo pulso) de la columna eruptiva descrito por Van Eaton *et al.* (2016).

La estimación volumétrica basada en isopacas arrojó valores consistentes con estudios previos (Klawonn *et al.*, 2014), se debe considerar que el volumen se calculó, para los escenarios eruptivos de primer y segundo pulso basado en el área afectada, y no proporcional a la magnitud por pulso, es por eso que para el escenario del primer pulso se utiliza un volumen alto, a pesar de que el primer pulso, que tuvo el colapso parcial de la columna eruptiva produjo un menor volumen de flujos piroclásticos que en el segundo pulso con el colapso total de la columna eruptiva en el cual alcanzó la máxima altura del evento (Van Eaton *et al.*, 2016; Romero *et al.*, 2016).

El tiempo de generación de flujos fue calibrado observando el comportamiento del modelo y considerando el tiempo utilizado en otras CDPs con VolcFlow (Kelfoun *et al.*, 2009, Charbonnier y Gertisser, 2012, Charbonnier *et al.*, 2013, Gueugneau *et al.*, 2017, Ogburn y Calder, 2017).

Las discrepancias dentro de datos de trabajos anteriores, datos como volumen, espesor de depósitos hasta la misma demarcación de la distribución de depósitos, se pueden deber a factores tanto temporales como limitaciones en el estudio en terreno, los fenómenos de erosión post-deposicional por acción del río o de la vegetación en proceso de recuperación.

6.2 Calibración de parámetros empíricos del modelo VolcFlow

El análisis sistemático de parámetros reveló que la configuración de la fuente constituye el factor más determinante en el desempeño del modelo. Las simulaciones con geometrías para el origen basadas en la distribución real de los flujos mejoraron significativamente el índice de jaccard de ~ 0.2 a ~ 0.5 , asociado a un parámetro de tiempo de 150 a 600 s, y `source_rate` estimado empíricamente de 0.5 a 2.0 m/s.

6.3 Pertinencia del modelo VolcFlow.

El modelo VolcFlow demostró capacidad para reproducir la distribución espacial de las CDPs densas del Calbuco 2015, con índices de Jaccard de 0.5053 - 0.5085 para los mejores ajustes. Las velocidades simuladas (43-45 m/s) fueron superiores a las estimadas por Romero (2022), posiblemente debido a las diferencias en la metodología de cálculo y la consideración exclusiva de fase densa de este trabajo.

El ajuste en la vertical en tres puntos de control (figura 5.6) muestra coherencia con los espesores medidos en campo. Las simulaciones reprodujeron adecuadamente la extensión hacia el noreste y la distribución radial observada, y morfología encajonada de los flujos acorde a los valles producto de la interacción con la topografía, aunque con limitaciones en la representación de flujos hacia el oeste, incapaz de superar la barrera topográfica ubicada próxima al cráter.

6.4 Aplicabilidad en evaluación de peligros volcánicos

Los resultados demuestran que VolcFlow constituye una herramienta viable para generar mapas preliminares de peligro por CDPs en contextos de crisis volcánica. La rapidez de ejecución (3 minutos por simulación) y capacidad de delimitar áreas potencialmente afectadas lo convierten en un recurso valioso para la evaluación de peligro en contexto de crisis volcánica.

Los parámetros calibrados en este trabajo pueden transferirse para modelar otros escenarios eruptivos del Calbuco, como los flujos de bloque y ceniza de 1961 (Moreno y Naranjo, 2004), realizando ajustes como reducir la densidad del flujo y el esfuerzo retardante para representar el contenido de ceniza en el flujo y menor resistencia de este para avanzar al interactuar con el terreno (Charbonnier y Gertisser, 2012). Para la

configuración de la fuente, se podría utilizar directamente la geometría circular simple como zona de origen del flujo. Para representar el colapso de columna desde una altura superior, bastaría con aumentar la velocidad inicial del parámetro *source_rate* y el volumen de los flujos, y disminuirlos en caso de una erupción menor. Así como ajustar la ubicación del origen de flujo para simular un caso de colapso de uno o varios domos.

La metodología podría aplicarse a volcanes con características similares, como el Chaitén, que presenta escasa canalización proximal comparable al Calbuco (Aravena y Roche, 2022).

Para implementación operacional del modelo, se recomienda adoptar un enfoque probabilístico mediante superposición de múltiples simulaciones, siguiendo metodologías aplicadas en Indonesia (Lavigne *et al.*, 2017). Esto permitirá delimitar zonas de peligro basadas en frecuencia de inundación y alcance de flujos.

6.5 Análisis metodológico

6.5.1 Ventajas y aciertos

La integración de teledetección, datos de campo y modelación numérica proporcionó una caracterización de las CDPs. El uso de índices espectrales (NDVI, NBR) resultó efectivo para detectar áreas afectadas, y la calibración sistemática de parámetros y configuración de la fuente permitió optimizar el desempeño del modelo.

6.5.2 Limitaciones identificadas

El uso de imágenes Copernicus Sentinel-2 con resolución de 20 metros para la clasificación supervisada de zonas quemadas resultó menos preciso que el análisis espectral (índices NDVI y NBR), generando falsos positivos en áreas agrícolas, caminos y sectores afectados por erosión o cambios estacionales, directamente relacionado con la resolución de las imágenes, destacando la necesidad de contar con datos de alta resolución para mejorar la exactitud de los análisis geomáticos.

La resolución del DEM de 30 m, si se quiere analizar un área más pequeña y a detalle, limita la representación de características topográficas menores como canalizaciones secundarias y obstáculos proximales de menor escala.

La ausencia de representación del colapso de columna desde una altura requirió aproximaciones mediante velocidades iniciales.

La determinación de tiempos de alimentación y simulación depende del criterio del usuario, ya que resulta complejo determinar esa información, y puede ser muy variable, lo que introduce incertidumbre al aplicarlo en medio de crisis volcánicas.

CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES

En este trabajo se demostró que el modelo VolcFlow de una fase generó simulaciones representativas, con índice de Jaccard 0.5053 a 0.5085, de las corrientes de densidad piroclástica densas de la erupción del Calbuco del 2015. Estos resultados se lograron empleando una configuración de la fuente de flujos dada por una geometría en forma de arco y otra en forma circular que representa el escenario eruptivo real, con un pulso eruptivo marcado por el colapso parcial de la columna eruptiva y distribución de flujos hacia el NE, y otro marcado por el colapso total de la columna eruptiva y distribución radial de los flujos hacia los valles de los ríos Tepu, Frío, Este, Sur, Blanco Este y Correntoso ubicados alrededor del volcán, asociado a un parámetro de tiempo entre 150 y 600 segundos, y la adición de un parámetro de velocidad de entre 0.5 y 2.0 m/s.

Basado en la rapidez de ejecución, y la potencial transferibilidad de los parámetros utilizados, se considera a VolcFlow de una fase como una herramienta viable para la representación de CDPs y aplicación en los mapas de peligro.

Estudios futuros deberían explorar la versión bifásica de VolcFlow para representar tanto fases densas como diluidas. Adicionalmente, la incorporación de un parámetro de altura de colapso en la configuración de fuente podría mejorar la interacción con barreras topográficas en la zona más proximal al centro eruptivo, representando mejor el comportamiento de estas CDPs.

Se recomienda aumentar el número de simulaciones para la cuantificación de incertidumbre mediante análisis estadístico, y complementar con la medición de área sobreestimada y subestimada. Además, el desarrollo de protocolos estandarizados para la aplicación de crisis facilitaría la implementación operacional del modelo.

REFERENCIAS

- Alvarado, G. E., Toulkeridis, T., Miyabuchi, Y., & Pérez, W. (2023). Review of bomb and ash flows: Genesis and case studies of a subset of block and ash flow deposits. *Andean Geology*, 50(3), 346. <https://doi.org/10.5027/andgeov50n3-3653>
- Aravena, A., Tadini, A., Bevilacqua, A., Samaniego, P., Bernard, B., Hidalgo, S., Le Penneç, J.-L., Martínez-Yáñez, P., García, J., & Roche, O. (2024). Probabilistic, scenario-based hazard assessment for pyroclastic density currents at Tungurahua volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 86(10), Article 10. <https://doi.org/10.1007/s00445-024-01768-y>
- Aravena, A., & Roche, O. (2022). Influence of the topography of stratovolcanoes on the propagation and channelization of dense pyroclastic density currents analyzed through numerical simulations. *Bulletin of Volcanology*, 84(7), Article 58. <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01576-2>
- Arzilli, F., Morgavi, D., Petrelli, M., Polacci, M., Burton, M., Di Genova, D., Spina, L., La Spina, G., Hartley, M. E., Romero, J. E., Fellowes, J., Diaz-Alvarado, J., & Perugini, D. (2019). The unexpected explosive sub-Plinian eruption of Calbuco volcano (22–23 April 2015; southern Chile): Triggering mechanism implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 378, 35–50. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.04.006>
- Balbis, C., Petrinovic, I. A., & Guzmán, S. (2016). A contribution to the hazards assessment at Copahue volcano (Argentina-Chile) by facies analysis of a recent pyroclastic density current deposit. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 327, 288–298. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.08.009>
- Baxter, P. J., Jenkins, S., Seswandhana, R., Komorowski, J.-C., Dunn, K., Purser, D., Voight, B., & Shelley, I. (2017). Human survival in volcanic eruptions: Thermal injuries in pyroclastic surges, their causes, prognosis and emergency management. *Burns*, 43(5), 1051–1069. <https://doi.org/10.1016/j.burns.2017.01.025>
- Bègue, N., Vignelles, D., Berthet, G., Portafaix, T., Payen, G., Jégou, F., Benchérif, H., Jumelet, J., Vernier, J., Lurton, T., Renard, J., Clarisse, L., Duverger, V., Posny, F., Metzger, J., & Godin-Beekmann, S. (2017). Long-range transport of stratospheric aerosols in the Southern Hemisphere following the 2015 Calbuco eruption. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(24), 15019–15036. <https://doi.org/10.5194/acp-17-15019-2017>
- Bertín, D., Amigo, Á., Mella, M., Astudillo, V., Bertín, L., & Bucchi, F. (2015). Erupción del volcán Calbuco 2015: Estratigrafía eruptiva y volumen involucrado. *Impacto de las Geociencias en la Sociedad*, 3, 132–135.

Bignami, C., Chini, M., Amici, S., & Trasatti, E. (2020). Synergic use of multi-sensor satellite data for volcanic hazards monitoring: The Fogo (Cape Verde) 2014–2015 effusive eruption. *Frontiers in Earth Science*, 8, Article 22. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00022>

Branney, M. J., Kokelaar, B. P., & Geological Society of London. (2002). *Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites*. Geological Society.

Brown, R. J., & Andrews, G. D. M. (2015). Deposits of pyroclastic density currents. In H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, & J. Stix (Eds.), *The encyclopedia of volcanoes* (2nd ed., pp. 631–648). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00036-5>

Calder, E. (1999). *Dynamics of small to intermediate volume pyroclastic flows* [Doctoral dissertation, University of Bristol].

Calder, E. S., Sparks, R. S. J., & Gardeweg, M. C. (2000). Erosion, transport and segregation of pumice and lithic clasts in pyroclastic flows inferred from ignimbrite at Lascar Volcano, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104(1-4), 201–235. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(00\)00207-9](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(00)00207-9)

Cas, R. A. F., & Wright, J. V. (1987). *Volcanic successions, modern and ancient*. Allen & Unwin Australia.

Cashman, K. V., & Scheu, B. (2015). Magmatic fragmentation. In H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, & J. Stix (Eds.), *The encyclopedia of volcanoes* (2nd ed., pp. 459–471). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00025-0>

Castruccio, A., Clavero, J., Segura, A., Samaniego, P., Roche, O., Le Pennec, J.-L., & Droguett, B. (2016). Eruptive parameters and dynamics of the April 2015 sub-Plinian eruptions of Calbuco volcano (southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, 78(9), Article 62. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1058-8>

Cembrano, J., Hervé, F., & Lavenu, A. (1996). The Liquiñe Ofqui fault zone: A long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259(1-3), 55–66. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00066-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00066-6)

Cembrano, J., & Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471(1-2), 96–113. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.038>

Charbonnier, S. J., Germa, A., Connor, C. B., Gertisser, R., Preece, K., Komorowski, J.-C., Lavigne, F., Dixon, T., & Connor, L. (2013). Evaluation of the impact of the 2010 pyroclastic

density currents at Merapi volcano from high-resolution satellite imagery, field investigations and numerical simulations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 261, 295–315. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.12.021>

Charbonnier, S. J., & Gertisser, R. (2012). Evaluation of geophysical mass flow models using the 2006 block-and-ash flows of Merapi Volcano, Java, Indonesia: Towards a short-term hazard assessment tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 231-232, 87–108. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.02.015>

Crandell, D. R., & Hoblitt, R. P. (1986). Lateral blasts at Mount St. Helens and hazard zonation. *Bulletin of Volcanology*, 48(1), 27–37. <https://doi.org/10.1007/bf01073511>

Dade, W. B., & Huppert, H. E. (1995). Runout and fine-sediment deposits of axisymmetric turbidity currents. *Journal of Geophysical Research*, 100(C9), 18597–18609. <https://doi.org/10.1029/95jc01917>

Delgado, F., Pritchard, M. E., Ebmeier, S., González, P., & Lara, L. (2017). Recent unrest (2002–2015) imaged by space geodesy at the highest risk Chilean volcanoes: Villarrica, Llaima, and Calbuco (Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 344, 270–288. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.020>

Denton, G. H., Lowell, T. V., Heusser, C. J., Schlüchter, C., Andersen, B. G., Heusser, L. E., Moreno, P. I., & Marchant, D. R. (1999). Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the southern Lake District, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 81(2), 167–229. <https://doi.org/10.1111/1468-0459.00057>

Dufek, J., Esposti Ongaro, T., & Roche, O. (2015). Pyroclastic density currents: Processes and models. In H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, & J. Stix (Eds.), *The encyclopedia of volcanoes* (2nd ed., pp. 617–629). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00035-3>

Elissondo, M., Baumann, V., Bonadonna, C., Pistolesi, M., Cioni, R., Bertagnini, A., Biass, S., Herrero, J.-C., & Gonzalez, R. (2016). Chronology and impact of the 2011 Cordón Caulle eruption, Chile. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(3), 675–704. <https://doi.org/10.5194/nhess-16-675-2016>

Esposti Ongaro, T., Widiwijayanti, C., Clarke, A. B., Voight, B., & Neri, A. (2011). Multiphase-flow numerical modeling of the 18 May 1980 lateral blast at Mount St. Helens, USA. *Geology*, 39(6), 535–538. <https://doi.org/10.1130/g31865.1>

Flores, F. (2022). Dynamics and modelling of the 2015 Calbuco eruption volcanic debris flows (Chile): From field evidence to a primary lahar model [Master's thesis, University of Bristol]. Bristol Research. <https://research-information.bris.ac.uk/en/studentTheses/dynamics-and-modelling-of-the-2015-calbuco-eruption-volcanic-debr>

Flores, F., Amigo, A., Lara, L., Calderon, R., & Jara, G. (2018). Evaluación del peligro volcánico: Experiencias y desafíos metodológicos (Informe Registrado IR-18-18). SERNAGEOMIN. <https://repositorio.sernageomin.cl/handle/0104/25095>

Fuentes, R. (2015, 1 de agosto). 71 familias afectadas por erupción del Calbuco recibieron subsidio de reconstrucción. BioBioChile. <https://www.biobiochile.cl/noticias/2015/08/01/71-familias-afectadas-por-erupcion-del-calbuco-recipientes-subsidio-reconstruccion.shtml>

Gobierno de Chile. (2023, 18 de octubre). Conozca cuáles son los volcanes activos de mayor riesgo en Chile. <https://www.gob.cl/noticias/conozca-cuales-son-los-volcanes-activos-de-mayor-riesgo-en-chile/>

Gueugneau, V., Charbonnier, S., Miller, V., Cole, P., Grandin, R., & Dualeh, E. W. (2023). Modelling pyroclastic density currents of the April 2021 La Soufrière, St Vincent eruption: From rapid invasion maps to field-constrained numerical simulations. *Geological Society, London, Special Publications*, 539(1), 85–108. <https://doi.org/10.1144/sp539-2022-290>

Gueugneau, V., Kelfoun, K., Charbonnier, S., Germa, A., & Carazzo, G. (2020). Dynamics and impacts of the May 8th, 1902 pyroclastic current at Mount Pelée (Martinique): New insights from numerical modeling. *Frontiers in Earth Science*, 8, Article 279. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00279>

Gueugneau, V., Kelfoun, K., & Druitt, T. (2019). Investigation of surge-derived pyroclastic flow formation by numerical modelling of the 25 June 1997 dome collapse at Soufrière Volcano, Montserrat. *Bulletin of Volcanology*, 81(4), Article 25. <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1284-y>

Gueugneau, V., Kelfoun, K., Roche, O., & Chupin, L. (2017). Effects of pore pressure in pyroclastic flows: Numerical simulation and experimental validation. *Geophysical Research Letters*, 44(5), 2194–2202. <https://doi.org/10.1002/2017gl072591>

Hickey-Vargas, R., Abdollahi, M. J., Parada, M. A., López-Escobar, L., & Frey, F. A. (1995). Crustal xenoliths from Calbuco Volcano, Andean Southern Volcanic Zone: Implications for crustal composition and magma-crust interaction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(4), 331–344. <https://doi.org/10.1007/bf00286933>

Jaccard, P. (1901). Distribution de la flore alpine dans le Bassin des Dranses et dans quelques regions voisines. *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles*, 37, 241–272.

Jackson, R. D., & Huete, A. R. (1991). Interpreting vegetation indices. *Preventive Veterinary Medicine*, 11(3-4), 185–200. [https://doi.org/10.1016/s0167-5877\(05\)80004-2](https://doi.org/10.1016/s0167-5877(05)80004-2)

Jenkins, S., Komorowski, J.-C., Baxter, P. J., Spence, R., Picquout, A., Lavigne, F., & Surono. (2013). The Merapi 2010 eruption: An interdisciplinary impact assessment methodology for studying pyroclastic density current dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 261, 316–329. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.02.012>

Kelfoun, K. (2017). A two-layer depth-averaged model for both the dilute and the concentrated parts of pyroclastic currents. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(6), 4293–4311. <https://doi.org/10.1002/2017jb014013>

Kelfoun, K., & Druitt, T. H. (2005). Numerical modeling of the emplacement of Socompa rock avalanche, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B12), B12202. <https://doi.org/10.1029/2005jb003758>

Kelfoun, K., & Gueugneau, V. (2022). A unifying model for pyroclastic surge genesis and pyroclastic flow fluidization. *Geophysical Research Letters*, 49(5), e2021GL096517. <https://doi.org/10.1029/2021gl096517>

Kelfoun, K., Gueugneau, V., Komorowski, J.-C., Aisyah, N., Cholik, N., & Merciecca, C. (2017). Simulation of block-and-ash flows and ash-cloud surges of the 2010 eruption of Merapi volcano with a two-layer model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(6), 4277–4292. <https://doi.org/10.1002/2017jb013981>

Kelfoun, K., Samaniego, P., Palacios, P., & Barba, D. (2009). Testing the suitability of frictional behaviour for pyroclastic flow simulation by comparison with a well-constrained eruption at Tungurahua volcano (Ecuador). *Bulletin of Volcanology*, 71(9), 1057–1075. <https://doi.org/10.1007/s00445-009-0286-6>

Kelfoun, K., Santoso, A. B., Latchimy, T., Bontemps, M., Nurdien, I., Beauducel, F., Fahmi, A., Putra, R., Dahamna, N., Laurin, A., Rizal, M. H., Sukmana, J. T., & Gueugneau, V. (2021). Growth and collapse of the 2018–2019 lava dome of Merapi volcano. *Bulletin of Volcanology*, 83(2), Article 8. <https://doi.org/10.1007/s00445-020-01428-x>

Kelfoun, K., & Vallejo, S. (2015). VolcFlow capabilities and potential development for the simulation of lava flows. *Geological Society, London, Special Publications*, 426(1), 337–343. <https://doi.org/10.1144/sp426.8>

Klawonn, M., Houghton, B. F., Swanson, D. A., Fagents, S. A., Wessel, P., & Wolfe, C. J. (2014). From field data to volumes: Constraining uncertainties in pyroclastic eruption parameters. *Bulletin of Volcanology*, 76(7), Article 839. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0839-1>

Klohn, E. (1963). The February 1961 eruption of Calbuco volcano. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53(6), 1435–1436. <https://doi.org/10.1785/bssa0530061435>

Landsat normalized burn ratio. (n.d.). U.S. Geological Survey. <https://www.usgs.gov/landsat-missions/landsat-normalized-burn-ratio>

Lara, L., Cembrano, J., & Lavenu, A. (2006). La zona de falla Liquiñe-Ofqui: Antecedentes de su evolución cuaternaria e implicancias para el volcanismo activo en los Andes del sur. En *Congreso Geológico Chileno* (Vol. 2, pp. 231-234).

Lavigne, F., Morin, J., Mei, E. T. W., Calder, E. S., Usamah, M., & Nugroho, U. (2017). Mapping hazard zones, rapid warning communication and understanding communities: Primary ways to mitigate pyroclastic flow hazard. In C. Fearnley, D. Bird, K. Haynes, W. McGuire, & G. Jolly (Eds.), *Observing the volcano world* (pp. 107–119). Springer. https://doi.org/10.1007/11157_2016_34

Lopes, F., Silva, J., Marrero, J., Taha, G., & Landulfo, E. (2019). Synergetic aerosol layer observation after the 2015 Calbuco volcanic eruption event. *Remote Sensing*, 11(2), Article 195. <https://doi.org/10.3390/rs11020195>

López-Escobar, L., Parada, M. A., Hickey-Vargas, R., Frey, F. A., Kempton, P. D., & Moreno, H. (1995). Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Chile (41°–42° S): Contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(4), 345–361. <https://doi.org/10.1007/BF00286934>

López-Escobar, L., Parada, M., Moreno, H., Frey, F., & Hickey-Vargas, R. (1992). A contribution to the petrogenesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes, 41°00'-41°30': Comparative study. *Revista Geológica de Chile*, 19(2), 211–226. <http://www.andeangeology.cl/index.php/revista1/article/view/V19n2-a05>

Lube, G., Breard, E. C. P., Esposti-Ongaro, T., Dufek, J., & Brand, B. (2020). Multiphase flow behaviour and hazard prediction of pyroclastic density currents. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1(7), 348–365. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0064-8>

Ma, L., Li, M., Ma, X., Cheng, L., Du, P., & Liu, Y. (2017). A review of supervised object-based land-cover image classification. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 130, 277–293. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2017.06.001>

Major, J. J., Pierson, T. C., Hoblitt, R. P., & Moreno, H. (2013). Pyroclastic density currents associated with the 2008-2009 eruption of Chaitén Volcano (Chile): Forest disturbances, deposits, and dynamics. *Andean Geology*, 40(2), 324–358. <https://doi.org/10.5027/andgeov40n2-a09>

McFeeters, S. K. (1996). The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing*, 17(7), 1425–1432. <https://doi.org/10.1080/01431169608948714>

Mella, M., Moreno, H., Vergés, A., Quiroz, D., Bertin, L., Basualto, D., Bertin, D., & Garrido, N. (2015). Productos volcánicos, impactos y respuesta a la emergencia del ciclo eruptivo abril-mayo (2015) del volcán Calbuco. *Impacto de las Geociencias en la Sociedad*, 3, 98–101.

Miller, J. D., & Thode, A. E. (2007). Quantifying burn severity in a heterogeneous landscape with a relative version of the delta Normalized Burn Ratio (dNBR). *Remote Sensing of Environment*, 109(1), 66–80. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.12.006>

Mixon, E. E., Singer, B. S., Jicha, B. R., & Ramirez, A. (2021). Calbuco, a monotonous andesitic high-flux volcano in the Southern Andes, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 416, Article 107279. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107279>

Moreno, H. (1999). Mapa de peligros del volcán Calbuco, Región de Los Lagos (Carta Geológica de Chile No. 012) [Mapa]. SERNAGEOMIN. <https://repositorio.sernageomin.cl/handle/0104/23541>

Morgado, E., Morgan, D. J., Castruccio, A., Ebmeier, S. K., Parada, M.-Á., Brahm, R., Harvey, J., Gutiérrez, F., & Walshaw, R. (2019). Old magma and a new, intrusive trigger: Using diffusion chronometry to understand the rapid-onset Calbuco eruption, April 2015 (Southern Chile). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174(7), Article 61. <https://doi.org/10.1007/s00410-019-1596-0>

Morgado, E., Morgan, D. J., Harvey, J., Parada, M.-Á., Castruccio, A., Brahm, R., Gutiérrez, F., Georgiev, B., & Hammond, S. J. (2019). Localised heating and intensive magmatic conditions prior to the 22–23 April 2015 Calbuco volcano eruption (Southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, 82(1), Article 1. <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1353-2>

Moussallam, Y., Barnie, T., Amigo, Á., Kelfoun, K., Flores, F., Franco, L., Cardona, C., Cordova, L., & Toloza, V. (2021). Monitoring and forecasting hazards from a slow growing lava dome using aerial imagery, tri-stereo Pleiades-1A/B imagery and PDC numerical simulation. *Earth and Planetary Science Letters*, 564, Article 116906. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116906>

Namur, O., Montalbano, S., Bolle, O., & Auwera, J. V. (2020). Petrology of the April 2015 eruption of Calbuco volcano, southern Chile. *Journal of Petrology*, 61(8), egaa084. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa084>

NDVI, mapping a function over a collection, quality mosaicking. (n.d.). Google Earth Engine. https://developers.google.com/earth-engine/tutorials/tutorial_api_06

Ogburn, S. E., & Calder, E. S. (2017). The relative effectiveness of empirical and physical models for simulating the dense undercurrent of pyroclastic flows under different emplacement conditions. *Frontiers in Earth Science*, 5, Article 83. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00083>

Poland, M. P. (2022). Synthetic aperture radar volcanic flow maps (SAR VFMs): A simple method for rapid identification and mapping of volcanic mass flows. *Bulletin of Volcanology*, 84(3), Article 21. <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01539-7>

Ramezan, C. A., Warner, T. A., Maxwell, A. E., & Price, B. S. (2021). Effects of training set size on supervised machine-learning land-cover classification of large-area high-resolution remotely sensed data. *Remote Sensing*, 13(3), Article 368. <https://doi.org/10.3390/rs13030368>

Red Nacional de Vigilancia Volcánica. (2015). Mapa de peligros volcánicos volcán Calbuco, 8 de mayo de 2015 [Mapa]. SERNAGEOMIN. https://rnvv.sernageomin.cl/rnvv/TI_Santiago_prod/reportes_LB/2015/_20150508045227661RA_V_Los_Lagos_2015_05_08_vol_20.pdf

Red Nacional de Vigilancia Volcánica. (2022, 28 de enero). Alerta técnica volcánica. <https://rnvv.sernageomin.cl/alertas-volcanicas/>

Red Nacional de Vigilancia Volcánica, SERNAGEOMIN. (2023). Ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile 2023. Servicio Nacional de Geología y Minería. https://rnvv.sernageomin.cl/wp-content/uploads/sites/2/2023/10/Ranking-2023_tabloide_20231012.pdf

Romero, J. E., Morgavi, D., Arzilli, F., Daga, R., Caselli, A., Reckziegel, F., Viramonte, J., Díaz-Alvarado, J., Polacci, M., Burton, M., & Perugini, D. (2016). Eruption dynamics of the 22–23 April 2015 Calbuco Volcano (Southern Chile): Analyses of tephra fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 317, 15–29. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.02.027>

Romero, J. E., Swanson, F. J., Jones, J. A., Morgavi, D., Giordano, G., Trolese, M., Aguilera, F., Izquierdo, T., & Perugini, D. (2023). The April 2015 Calbuco eruption pyroclastic density currents: Deposition, impacts on woody vegetation, and cooling on the northern flank of the cone. *Andean Geology*, 50(3), 319. <https://doi.org/10.5027/andgeov50n3-3650>

Rymer, H. (2015). Part VII volcanic hazards. In H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, & J. Stix (Eds.), *The encyclopedia of volcanoes* (2nd ed., pp. 895–896). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.02009-5>

Selles, D., & Moreno, H. (2011). *Geología del volcán Calbuco, Región de Los Lagos* (Carta Geológica de Chile No. 130) [Mapa]. SERNAGEOMIN.

SERNAGEOMIN. (2018). *Chile: Territorio volcánico* (1ª ed.). Servicio Nacional de Geología y Minería.

SERNAGEOMIN. (2023, 16 de octubre). ¿Qué es ranking de riesgo? Red Nacional de Vigilancia Volcánica. <https://rnvv.sernageomin.cl/que-es-ranking-de-riesgo/>

SERNAGEOMIN. (2024, 21 de marzo). Volcán Calbuco. Red Nacional de Vigilancia Volcánica. <https://rnvv.sernageomin.cl/volcan-calbuco/>

Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H., & Stix, J. (2015). *The encyclopedia of volcanoes* (2nd ed.). Academic Press.

Silva Parejas, C., Lara, L. E., Bertin, D., Amigo, A., & Orozco, G. (2012). The 2011-2012 eruption of Cordón Caulle volcano (Southern Andes): Evolution, crisis management and current hazards. *Geophysical Research Abstracts*, 14, EGU2012-11474.

Sparks, R. S. J., Gardeweg, M. C., Calder, E. S., & Matthews, S. J. (1997). Erosion by pyroclastic flows on Lascar Volcano, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 58(7), 557–565. <https://doi.org/10.1007/s004450050162>

Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. **Revista Geológica de Chile**, 31(2), 161–206. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200001>

Thouret, J.-C., Kassouk, Z., Gupta, A., Liew, S. C., & Solikhin, A. (2015). Tracing the evolution of 2010 Merapi volcanic deposits (Indonesia) based on object-oriented classification and analysis of multi-temporal, very high resolution images. **Remote Sensing of Environment**, 170, 350–371. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.09.028>

Tolosa, V., Jorquera, C., Mella, M., & Ghossein, R. (2020). **Peligros del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle, regiones de Los Ríos y Los Lagos** [Mapa] (No. 036). SERNAGEOMIN.

Toyos, G. P., Cole, P. D., Felpeto, A., & Martí, J. (2007). A GIS-based methodology for hazard mapping of small volume pyroclastic density currents. *Natural Hazards*, *41*(1), 99–112. <https://doi.org/10.1007/s11069-006-9026-9>

Udy, M. L., Ebmeier, S. K., Watt, S. F. L., Hooper, A., & Paredes, A. (2024). Satellite measurement of forest disturbance, recovery and deposit distribution following explosive volcanic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *455*, 108204. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2024.108204>

Valderrama, O., Franco, L., & Gil-Cruz, F. (2015). Erupción intempestiva del volcán Calbuco, abril 2015. *Terremotos, Volcanes Y Otros Peligros Geológicos*, *3*, 91–93.

Valderrama, O., Cardona, C., & Gil-Cruz, F. (2016, enero). Erupción sub-pliniana del Volcán Calbuco (Chile), Abril de 2015, un ejemplo de erupciones intempestivas con pocos premonitorios. Ponencia presentada en Lavas IV, Puerto Vallarta, México. https://www.researchgate.net/publication/296641866_Erupcion_sub-pliniana_del_Volcan_Calbuco_Chile_Abril_de_2015_un_ejemplo_de_erupciones_intempestivas_con_pocos_premonitorios

Van Eaton, A. R., Amigo, Á., Bertin, D., Mastin, L. G., Giacosa, R. E., González, J., Valderrama, O., Fontijn, K., & Behnke, S. A. (2016). Volcanic lightning and plume behavior reveal evolving hazards during the April 2015 eruption of Calbuco volcano, Chile. *Geophysical Research Letters*, *43*(7), 3563–3571. <https://doi.org/10.1002/2016GL068076>

Watt, S. F. L., Pyle, D. M., Naranjo, J. A., Rosqvist, G., Mella, M., Mella, M., & Moreno, H. (2011). Holocene tephrochronology of the Hualaihué region (Andean southern volcanic zone, ~42°S), southern Chile. *Quaternary International*, *246*(1-2), 324–343. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.05.029>

Woods, A. W., Bower, S. M., & Bursik, M. I. (1995). Models of explosive volcanism. *Nonlinear Processes in Geophysics*, *2*(3/4), 269–279. <https://doi.org/10.5194/npg-2-269-1995>

ANEXOS

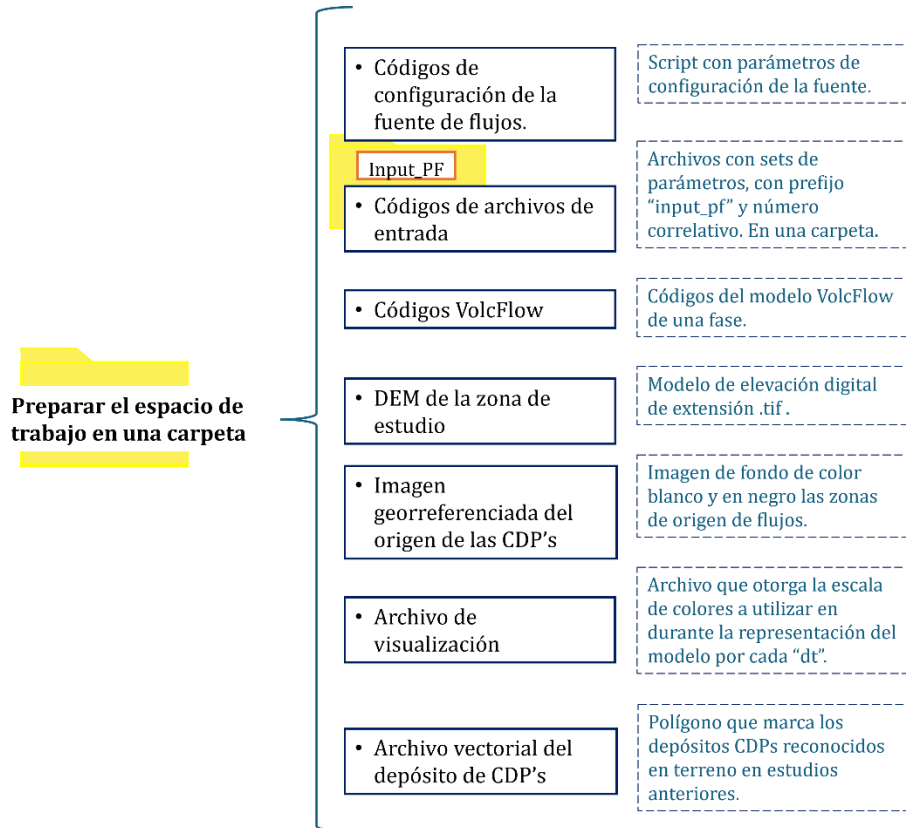


Figura N° A1. Diagrama de flujo de la preparación del espacio de trabajo para ejecutar el modelo y obtener simulaciones de CDPs.

Primera etapa de simulaciones
Punto único de origen de flujos

- 1) Ingresar
- DEM (topografía en archivo .tif)
 - Coordenadas UTM del punto de origen de las CDP's en variables *a* (E) y *b* (N)

2) Ejecutar código para múltiples archivos de entrada

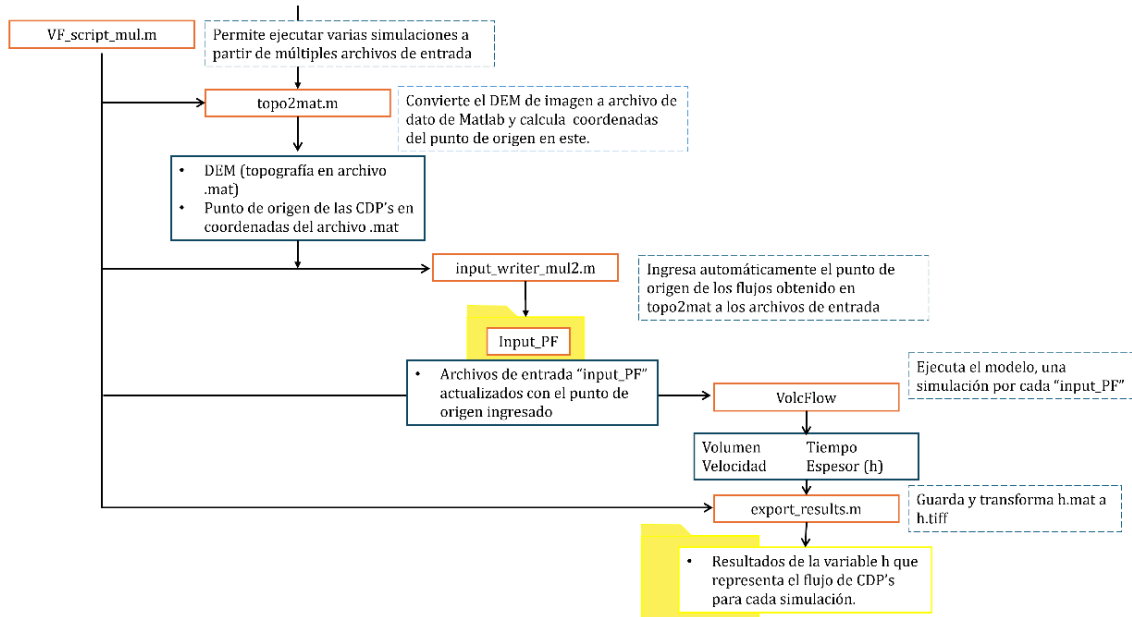


Figura N° A2. Diagrama de flujo de trabajo para la ejecución de simulaciones de CDPs utilizando un punto como origen de los flujos.

Segunda etapa de simulaciones
División de la zona de estudio.

1) Ingresar

- DEM (topografía en archivo .tif)
- Coordenadas UTM del punto de origen de las CDP's en variables a (E) y b (N)

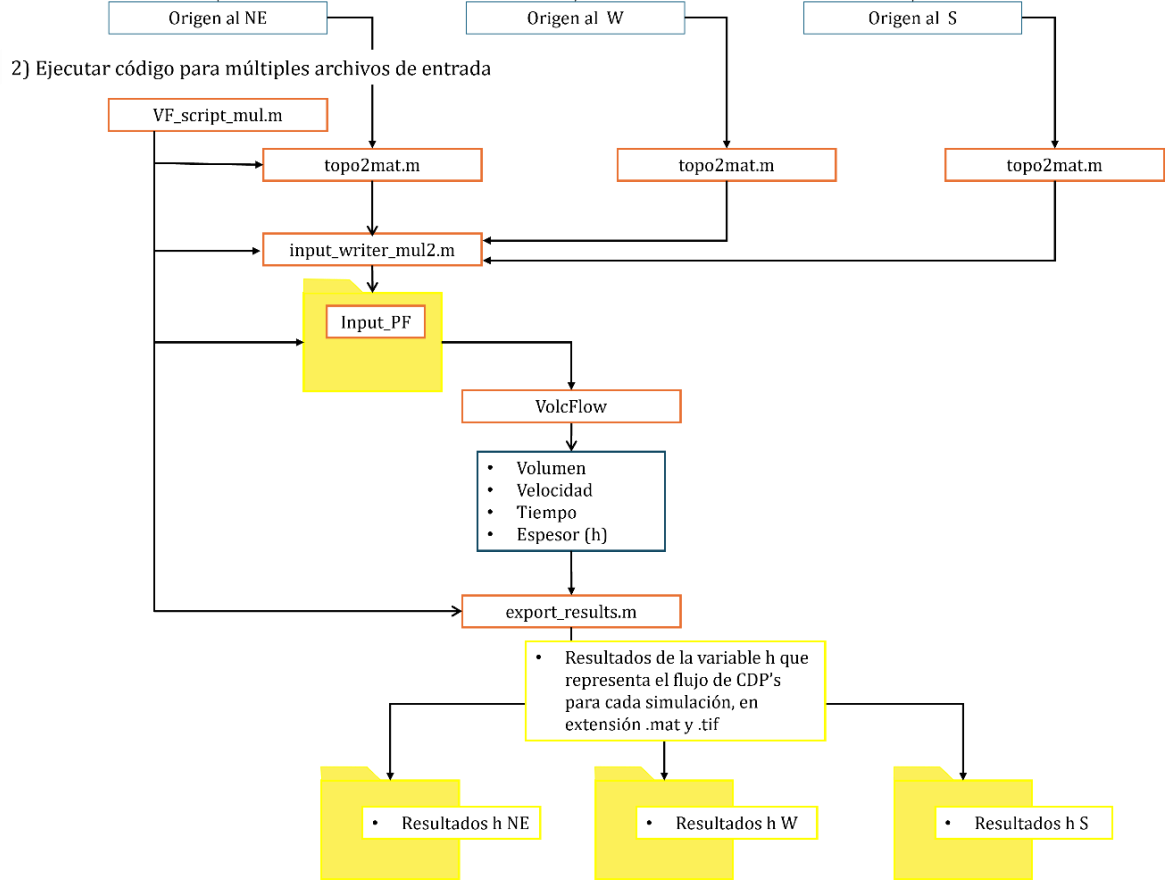


Figura N° A3. Diagrama de flujo de trabajo para la ejecución de simulaciones de CDPs utilizando un punto como origen de los flujos por cada zona.

Tercera etapa de simulaciones
Origen de flujos dado por una geometría

1. Ingresar

- Nombre de la imagen georreferenciada con el origen de los flujos dado por una geometría en negro, con fondo blanco.

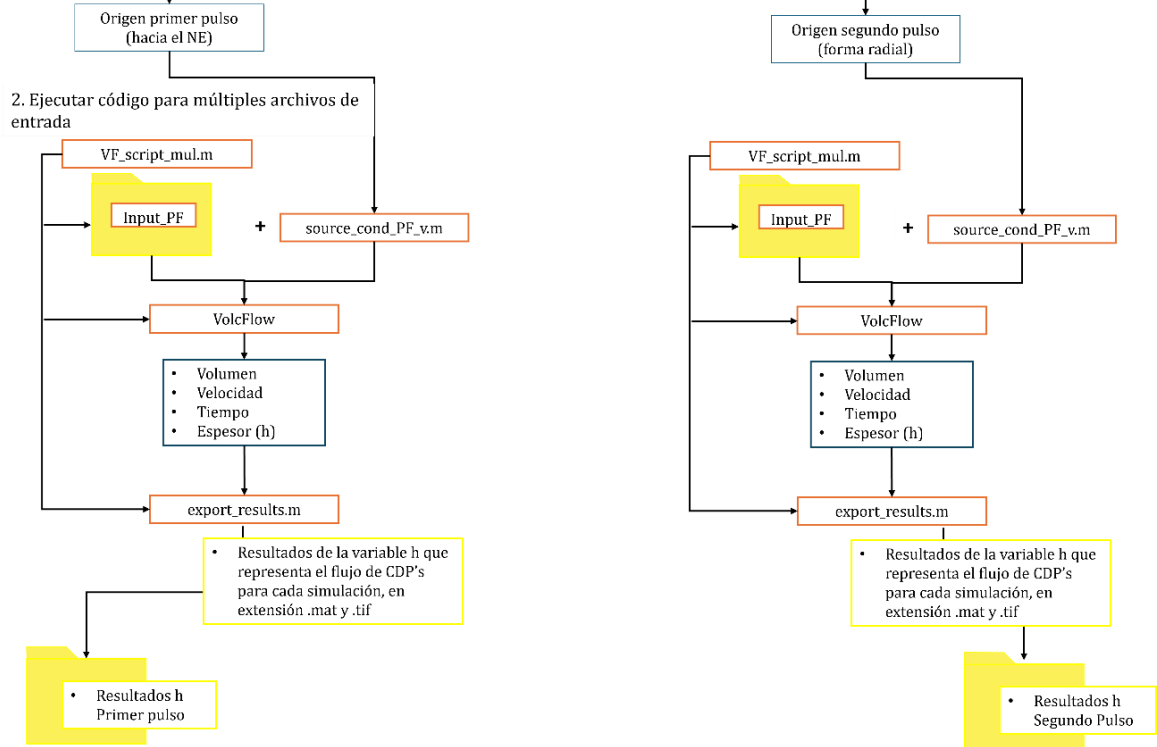


Figura N° A4. Diagrama de flujo de trabajo para la ejecución de simulaciones de CDPs utilizando una geometría para el origen de los flujos a partir de ella. Se utilizan dos geometrías diferentes para el escenario de modelación de la primera y segunda fase eruptiva.

Análisis de resultados

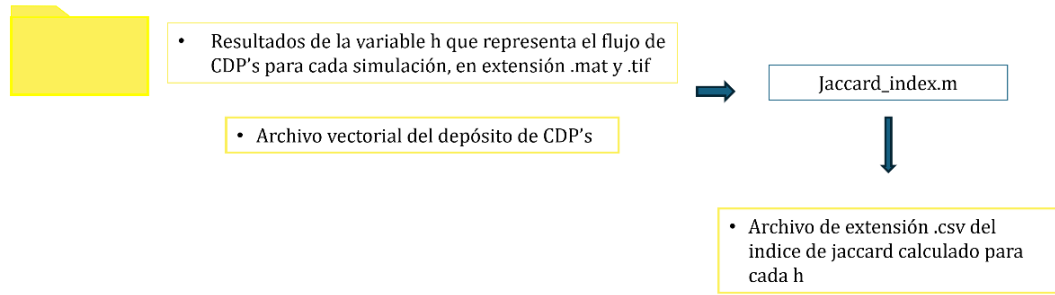


Figura N°A5. Revisión y análisis de similitud de los resultados de las simulaciones con el área real de referencia para los flujos, calculando el índice de Jaccard para cada simulación a partir de un archivo ráster del parámetro h obtenido por simulación y un archivo vectorial que representa el área del polígono de CDP de referencia.

Tabla N° A1. Estimación de velocidad representado por el parámetro *source_rate* a partir de la estimación caudal y área de columna eruptiva, a una altura de colapso, volumen y tiempo dado.

source_rate	Altura de colapso (m)	Volumen de flujos	t	Área cilindro	Caudal	Promedio por altura	Observación
2.48E+01	1	7.00E+07	1800	1570	3.89E+04	2.42E+01	El alcance del flujo de la simulación sobrepasa el área de referencia en el tiempo dado.
7.43E+00	1	2.10E+07	1800	1570	1.17E+04		
4.95E+01	1	7.00E+07	900	1570	7.78E+04		
1.49E+01	1	2.10E+07	900	1570	2.33E+04		
2.48E+02	0.1	7.00E+07	1800	157	3.89E+04	2.42E+02	El alcance del flujo de la simulación sobrepasa el área de referencia en el tiempo dado.
7.43E+01	0.1	2.10E+07	1800	157	1.17E+04		
4.95E+02	0.1	7.00E+07	900	157	7.78E+04		
1.49E+02	0.1	2.10E+07	900	157	2.33E+04		
1.65E-01	150	7.00E+07	1800	235500	3.89E+04	1.61E-01	El alcance del flujo de la simulación queda dentro del área de referencia en el tiempo dado .
4.95E-02	150	2.10E+07	1800	235500	1.17E+04		
3.30E-01	150	7.00E+07	900	235500	7.78E+04		
9.91E-02	150	2.10E+07	900	235500	2.33E+04		
8.26E-02	300	7.00E+07	1800	471000	3.89E+04	8.05E-02	El alcance del flujo de la simulación queda dentro del área de referencia en el tiempo dado.
2.48E-02	300	2.10E+07	1800	471000	1.17E+04		
1.65E-01	300	7.00E+07	900	471000	7.78E+04		
4.95E-02	300	2.10E+07	900	471000	2.33E+04		

A continuación, se presenta un breve instructivo y explicación de los códigos utilizados, disponibles en el repositorio: <https://github.com/ccarmoseg/Tesis-CDPs-Calbuco-2015-con-VolcFlow>

Códigos utilizados en *Google Earth Engine*:

1. Calbuco_NBR_NDVI

Objetivo: identificar áreas afectadas por material volcánico, evidenciado por cambios en la vegetación causados por actividad volcánica, en este caso, tras la erupción del volcán Calbuco del 2015. Para ello, se utilizan imágenes Sentinel-2 y los índices espectrales:

- NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*): Detecta el vigor de la vegetación.
- NBR (*Normalized Burn Ratio*): Se utiliza para identificar áreas quemadas o afectadas, útil para ver alteraciones por flujos volcánicos.

Componentes principales del código:

- a. Área de estudio: Se define un círculo de 20 km alrededor del cráter del Volcán Calbuco.
- b. Filtrado de imágenes Sentinel-2: periodo diciembre 2015 a mayo 2016 (post-erupción), nubosidad y cirros enmascarados usando la banda QA60.
- c. Procesamiento de imágenes: se calcula la mediana del conjunto de imágenes, y se generan los índices NDVI y NBR.
- d. Clasificación de severidad: se asigna una clase (0 a 5) según los valores de NBR para indicar el nivel de alteración o "quema".
- e. Visualización en el mapa: se muestran capas RGB, NDVI, NBR y Severidad, y se incluye un panel con la interpretación de los valores, además al hacer clic en cualquier punto del mapa, se muestra los valores exactos de NDVI y NBR.
- f. Exportación de resultados: se permite exportar como archivos GeoTIFF las capas (1) Imagen RGB, (2) NBR, (3) NDVI, (4) Clasificación de severidad de afección.

Instrucciones para el uso del código:

1. Ingresar a GEE con una cuenta de Google y abrir Code editor (<https://code.earthengine.google.com/>).
2. Crear un nuevo script en “+” [*New Script*].
3. Pegar el código (disponible en repositorio GitHub)
4. Ejecutar: presiona el botón “*Run*” para visualizar las capas generadas en el mapa.
5. Explorar el mapa: se centra en el Volcán Calbuco y muestra: (1) Imagen RGB natural, (2) Índice NBR (afectación por fuego/depósitos volcánicos), (3) Índice NDVI (estado de la vegetación), (4) Clasificación de severidad de quema.
6. Inspección manual: haz clic en el mapa para ver los valores de NBR y NDVI en puntos específicos.
7. Exportar datos: haz clic en el botón “Exportar Capas como GeoTIFF”. Las capas se enviarán al *Google Drive* asociado.

2. Calbuco_SupervisedBurnClassif

Objetivo: Este script fue diseñado para identificar zonas afectadas por una erupción volcánica como vegetación quemada o depósitos de ceniza a partir del análisis de imágenes satelitales Landsat 8, comportamiento de la vegetación y realizar una clasificación a partir de muestras de elementos que se busca distinguir, en este caso los elementos son "bosque 1", "bosque 2", "poblado", "camino", "vegetación quemada" y "valle inundado" (por flujos piroclásticos).

Componentes principales del código:

- a. Área de estudio: 30 km alrededor del volcán Calbuco (sur de Chile).
- b. Filtrado de imágenes Sentinel-2: Landsat 8 (2015-2016), con baja nubosidad (post-erupción), nubosidad y cirros enmascarados usando la banda QA60.
- c. Procesamiento de imágenes: se calcula la mediana del conjunto de imágenes, y se generan los índices NDVI (diferencia entre vegetación sana y afectada), NBR (útil para detectar áreas quemadas) NDWI (indica humedad, útil para ver cambios post-erupción).
- d. Entrenamiento supervisado: Permite dibujar polígonos sobre el mapa diferenciando elementos como "ceniza", "bosque 1", "bosque 2", "vegetación quemada", "valle inundado", "poblado", "camino". El script entrena un clasificador con esas muestras.
- e. Clasificación multiclase: Se aplica el modelo entrenado para clasificar toda el área. Cada clase tiene un color y un código numérico asociado.
- f. Exportación de resultados: se permite exportar como archivos GeoTIFF las capas de clasificación e índices.

Instrucciones para el uso del código:

1. Ingresar a GEE con una cuenta de Google y abrir *Code editor* (<https://code.earthengine.google.com/>).
2. Crear un nuevo script en "+" [*New Script*].
3. Pegar el código (disponible en repositorio GitHub)

4. Ejecutar: presiona el botón “Run” para visualizar el panel interactivo, y los botones que presenta.
5. Dibujar polígonos de entrenamiento: presionando los botones correspondientes a cada clase sobre el mapa, y luego presionar en finalizar polígono para guardar la muestra en su clase correspondiente. Repetir el proceso para todas las clases.
6. Clasificar el área: presionar el botón “ejecutar clasificación”, con ello se entrenará un clasificador *random forest* que clasifica las áreas según las muestras, que se visualiza en el mapa con áreas de distinto color por clase.
7. Exportar datos: haz clic en los botones para exportar los índices y clasificación como archivo GeoTIFF. Las capas se enviarán *al Google Drive* asociado.

Asimismo, en Google Earth Engine se construyó un código para obtener el DEM,

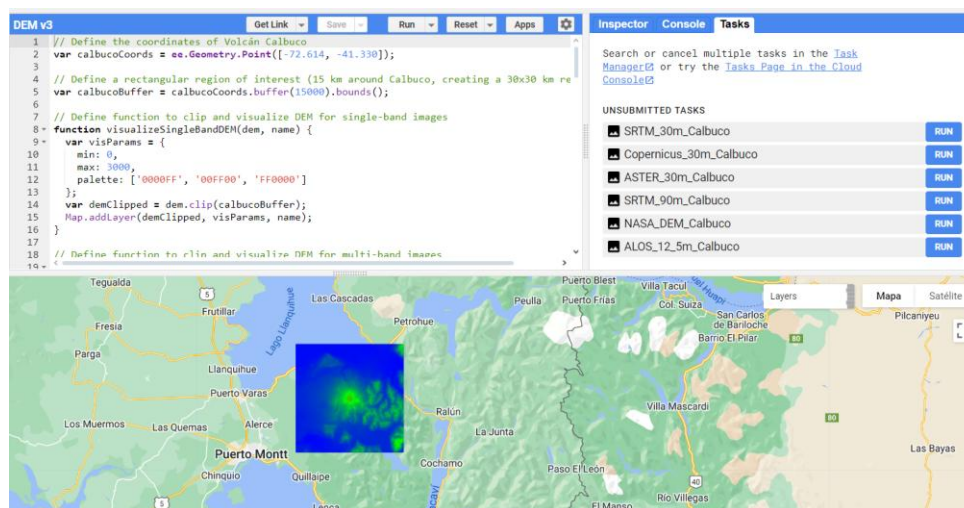


Figura N° A6. Visualización de Google Earth Engine, ejecutando un código para selección de modelos de elevación digital de la zona del volcán Calbuco.

Tabla N° A2. Modelos de elevación digital con resolución de 30 m obtenidos con el código empleado en Google Earth Engine para el volcán Calbuco.

DEM	Resolución (m)	Período de tiempo
ALOS_30_Calbuco	30	2006 2011
Copernicus_30m_Calbuco	30	2011 2015
NASA_30_Calbuco	30	2020

Código de entrada y de configuración de fuente:

- input_pf
- source_cond

Objetivo: establecen las condiciones iniciales y parámetros físicos que VolcFlow necesita para ejecutar simulaciones numéricas que predicen cómo los flujos piroclásticos se moverán sobre la topografía real (cargada desde el DEM).

Componentes principales de los códigos:

Estos scripts son componentes esenciales del modelo VolcFlow que se utilizan específicamente para simular flujos piroclásticos. Sus objetivos principales son:

1. Configuración del modelo de simulación:
 - a. Establecer los parámetros físicos del flujo
 - b. Definir la geometría de la simulación
 - c. Configurar las condiciones temporales
2. Modelado de la fuente de emisión:
 - a. Controlar dónde se origina el material piroclástico mediante `origin`
 - b. Regular la tasa de emisión con `source_rate`
 - c. Limitar el volumen total emitido a `V`
3. Implementación de la física del flujo:
 - a. Calcular las fuerzas impulsoras (gravedad)
 - b. Incorporar fuerzas de retardo/resistencia (`a_Restress_xx`)
 - c. Manejar la conservación de masa y momento

4. Gestión de resultados:
 - a. Configurar la frecuencia de visualización (`dtplot`)
 - b. Definir archivos de salida (`f_avi`, `f_data`)

Mejores Ajustes para las etapas de simulaciones

En esta sección se presentan los resultados de las simulaciones y los parámetros calibrados para mejorar el ajuste espacial del flujo, basándose en el índice de Jaccard.

1. Simulaciones con punto único de origen de los flujos
 - El índice de Jaccard más alto obtenido es de 0.2078, correspondiente al conjunto de parámetros basado en los trabajos de Charbonnier Gertisser 2012, Charbonnier 2013, que simulan los flujos piroclásticos del Volcán Merapi el 2006 y 2010 (ver tabla 5.7).

Tabla N° A3. Parámetros de simulación con el mejor ajuste, según su índice de Jaccard con un punto único como origen de los flujos.

Origen de flujos	Centro			NE
Coordenadas UTM	700010 E, 5421715 S			700354 E, 5421842 S
Coordenadas topografía	i= 522; j=519			i=534; j=514
ID	19	21	23	19
Parámetros de set de volcanes				
Velocidad inicial	0	0	0	0
Estrés retardante	3500	3500	3500	3500
Coefficiente colisional	0.01	0.01	0.01	0.01
Densidad	1200	1200	1200	1200
Parámetros empíricos				
Volumen	1.80×10^7	4.00×10^7	7.00×10^7	1.80×10^7
Tiempo	1800	1800	1800	1800
Índice de Jaccard	0.2082	0.2082	0.2082	0.2082

2. Simulaciones con múltiples rondas de un punto de origen dirigido por cuencas

- El índice de Jaccard más alto fue de 0.4676 para las cuencas del sur del volcán, seguido de 0.2678 para el este, 0.1615 para el norte y 0.1446 para el oeste (ver tabla 5.8).
- Las zonas sur y este mostraron resultados consistentes con el mismo conjunto de parámetros.

Tabla N° A4. Parámetros de simulación con el mejor ajuste, según su índice de Jaccard en múltiples rondas con un punto origen de flujos dirigido por cuencas.

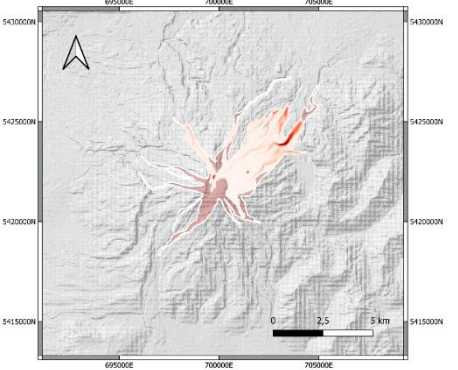
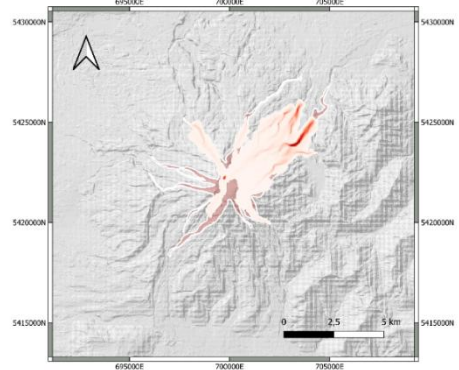
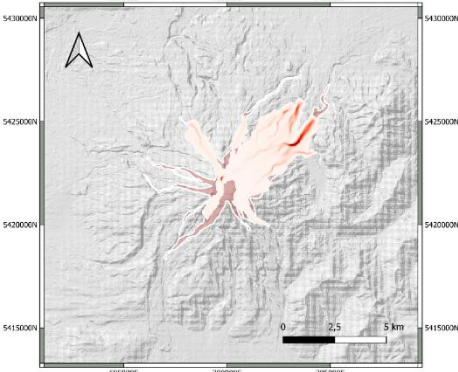
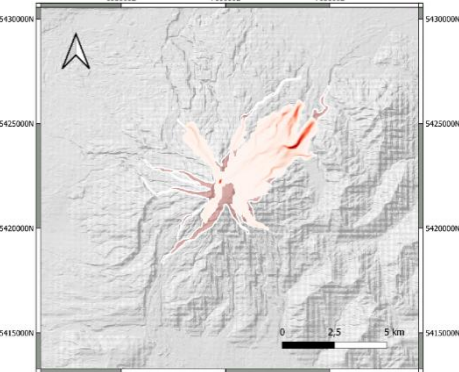
Origen de flujos	S			NNE	WNW		
Coordenadas UTM	699570 E, 5421459 S			700483 E, 5421843 S	699450 E, 5422033 S		
Coordenadas topografía	i=510, j=536			i=538, j=514	i=599, j=491		
ID	20	22	24	20	8	10	12
Parámetros de set de volcanes							
Velocidad inicial	0	0	0	0	0	0	0
Estrés retardante	3500	3500	3500	3500			
<i>Yield Strength</i>					2000	2000	2000
Coefficiente colisional	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Densidad	1200	1200	1200	1200	1600	1600	1600
Parámetros empíricos							
Volumen	1.5×10^5	7.3×10^5	2.0×10^6	1.0×10^7	1.0×10^7	2.0×10^7	3.5×10^7
Tiempo	250	250	250	500	500	500	500
Índice de Jaccard	0.4676	0.4676	0.4676	0.2678	0.1446	0.1446	0.1446

3. Simulaciones con áreas como origen de los flujos en dos rondas
 - Los índices de Jaccard más altos fueron 0.5053 para el pulso 2, y 0.5085 para el pulso 1. (ver tablas 5.9 y 5.11)
 - Las CDPs de mejor ajuste muestran forma lobulada en las puntas (ver tablas 5.10 y 5.12).

Tabla N° A5. Parámetros de simulación con el mejor ajuste, según su índice de Jaccard durante la tercera etapa de simulación, con fuente de flujos representada por geometría semicircular y orientación de los flujos hacia el NE.

Pulso	Primero					
Orientación de flujos	Hacia el NE					
ID	10	13	16	19	25	31
Parámetros de set de volcanes						
Estrés retardante	-	6500	7000	11500	2000	-
<i>Yield Strength</i>	2000	-	-	-	-	2000
Coefficiente colisional	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Densidad	1500	1500	1500	1500	1500	1600
Parámetros empíricos						
<i>Source_rate</i>	2	2	2	2	2	2
Volumen	2.1×10^7	2.1×10^7	2.1×10^7	2.1×10^7	2.1×10^7	2.1×10^7
Tiempo	150	150	150	150	150	150
Índice de Jaccard	0.5053	0.5053	0.5053	0.5053	0.5053	0.5051

Tabla N° A6. Comparación entre las simulaciones del primer pulso eruptivo con mejor índice de Jaccard (0.5053) junto con los parámetros de salida de cada simulación. Los detalles de los parámetros de entrada se muestran en la tabla 5.9.

<p>ID 10</p> 	<p>ID 13</p> 
<p>Final time: 150 s, dt 0.31 s. v max 42.13 volume 25907959.71 m³ Elapsed time is 206.932123 s.</p>	<p>Final time: 150 s, dt 0.31 s. v max 43.48 volume 25907959.71 m³ Elapsed time is 194.194915 s.</p>
<p>ID 16</p> 	<p>ID 19</p> 
<p>Final time: 150 s., dt 0.31 s. v max 43.48 volume 25907959.71 m³ Elapsed time is 197.571631 s.</p>	<p>Final time: 150 s., dt 0.31 s. v max 43.48 volume 25907959.71 m³ Elapsed time is 194.694747 s.</p>

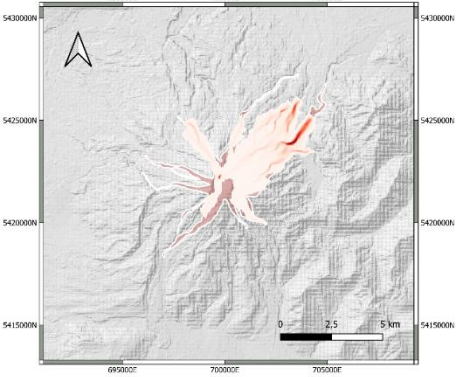
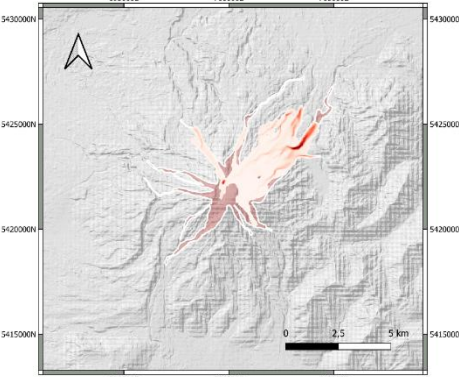
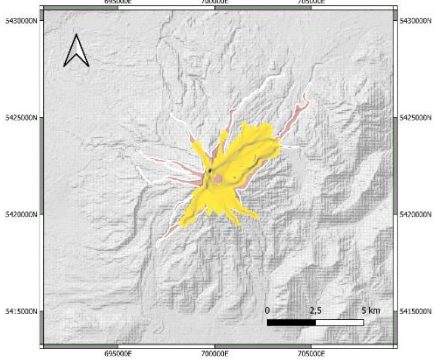
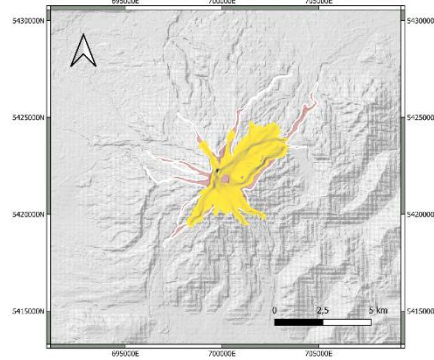
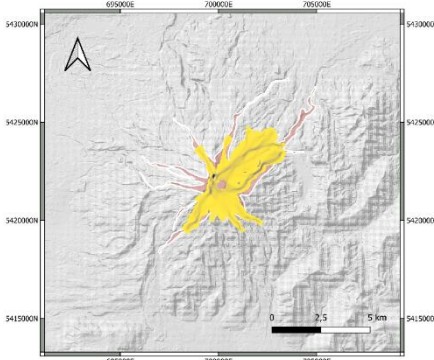
<p>ID 25</p> 	<p>ID 31</p> 
<p>Final time: 150 s., dt 0.31 s. v max 43.48 volume 25907959.71 m³ Elapsed time is 196.271404 s.</p>	<p>Final time: 150 s., dt 0.31 s. v max 42.19 volume 25907959.71 m³ Elapsed time is 205.056712 s.</p>

Tabla N° A7. Parámetros de simulación con el mejor ajuste, según su índice de Jaccard durante la tercera etapa de simulación, con fuente de flujos representada por una geometría circular y orientación de los flujos en forma radial.

Pulso	Segundo			
	Forma radial			
Orientación de flujos	ID	28	28_2	28_3
Parámetros de set de volcanes				
Estrés retardante		13100	13100	13100
<i>Yield Strength</i>		-	-	-
Coefficiente colisional		0.01	0.01	0.01
Densidad		1500	1500	1500
Parámetros empíricos				
<i>Source_rate</i>		0.5	0.5	0.5
Volumen		3.0×10^7	3.8×10^7	7.0×10^7
Tiempo		150	150	150
Índice de Jaccard		0.5085	0.5085	0.5085

Tabla N° A8. Comparación entre las simulaciones del segundo pulso eruptivo con mejor índice de Jaccard (0.5085) junto con los parámetros de salida de cada simulación. Los detalles de los parámetros de entrada se muestran en la tabla 5.11.

<p>ID 28</p> 	<p>ID 28_2</p> 
<p>Final time: 150 s., dt 0.31 s. v max 45.01 volume 16529721.81 m3 Elapsed time is 199.081918 s.</p>	<p>Final time: 150 s., dt 0.31 s. v max 45.01 volume 16529721.81 m3 Elapsed time is 195.473779 s.</p>
<p>ID 28_3</p> 	
<p>Final time: 150 s., dt 0.31 s. v max 45.01 volume 16529721.81 m3 Elapsed time is 197.005447 s.</p>	

