



PONTIFICIA
UNIVERSIDAD
CATÓLICA
DE CHILE

FACULTAD DE HISTORIA, GEOGRAFÍA Y CIENCIA POLÍTICA

INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

**MODELAMIENTO DE FASES DILUIDAS DE LAHARES PARA LA
DETERMINACIÓN DE ZONAS DE INUNDACIÓN Y SU APLICACIÓN EN
MAPAS DE PELIGROS VOLCÁNICOS**

Caso de Estudio: Volcán Villarrica (39°S), Chile

por

PABLO SEBASTIÁN OLIVA VICENTELO

Proyecto de graduación presentado al Instituto de Geografía de la Pontificia Universidad
Católica de Chile para optar al grado de Magíster en Geografía y Geomática

Profesores Guía:

Dr. Luis E. Lara

Dr. Jorge Qüense

Noviembre 2020

Santiago, Chile

©2020, Pablo Sebastián Oliva Vicentelo

©2020, Pablo Sebastián Oliva Vicentelo

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica que acredita al trabajo y a su autor

A mis hijas Ignacia, Ayelén, Rayén.

A mi Zol que ilumina mi camino.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por Proyecto FONDAP- N°15110017 (CIGIDEN, Centro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo), por el Proyecto Fondecyt N° 11191011 Modelación de la susceptibilidad de deslizamientos basada en un enfoque de integración multiescalar para planificación territorial en Chile y por la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV) del Servicio Nacional de Geología y Minería.

No podían quedar fuera de estas líneas mis compañeros, los académicos y los funcionarios del Instituto de Geografía, por la compañía, las enseñanzas y el apoyo para poder concluir esta linda etapa de mi vida. En particular, a mis compañeros Tevi Polanco, Arturo Mejías, Pablo Huerta y Yoshi Luengo, por su compañía y amistad durante estos años; a los académicos Carolina Martínez, Javier Lozano, Voltaire Alvarado, Ricardo Truffello, Cristián Henríquez, Fabrice Lambert, Francisco Roa y Federico Arenas por sus entretenidas y valiosas clases. Especialmente agradezco al profesor guía de este trabajo Jorge Qüense, tanto por su orientación en el SIG de este trabajo como por su confianza para participar en su Fondecyt. También, me gustaría agradecer a Francisca Sepúlveda y Alejandra Ugarte por estar siempre orientando de muy buena manera todo trámite que se debía realizar. Espero que los caminos de la vida sean como uno piense y nos podamos volver a encontrar.

Mi agradecimiento sincero, al mentor de este trabajo, Luis E. Lara, por su guía, confianza, convicción y apoyo para terminar este trabajo.

Mi gratitud también al Servicio Nacional de Geología y Minería, por su apoyo en la comisión de estudios mientras duró el magíster. En particular, agradezco a Mario Pereira, Director Nacional 2016-2018 y Rodrigo Riquelme que sin sus cartas de recomendación quizás no hubiera sido posible ingresar al programa. De la misma forma, agradezco a los funcionarios Álvaro Amigo y Felipe Flores de la RNVV por el apoyo para ir a terreno y la orientación en la temática de los lahares y su modelación. También, a mis amigos y funcionarios de la USIG Jorge León y Alberto Utreras por sus consejos y apoyo en la construcción de este trabajo.

Finalmente, a mis padres y a mi compañera, Solange Brizuela, *fermita*, que sin su fuerza, apoyo y paciencia es indudable que esta etapa hubiese sido más difícil aún.

Es Chile un país tan largo, mil cosas pueden pasar si es que no nos preparamos resueltos para luchar. Tenemos razones puras, tenemos por qué pelear. Tenemos las manos duras, tenemos con qué ganar.

Luis Advis, iquiqueño

TABLA DE CONTENIDO

DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTOS	iv
RESUMEN	1
CAPÍTULO 1	2
GENERALIDADES	2
1.1- Planteamiento del problema.....	2
1.2- Preguntas de investigación.....	3
1.3.- Objetivos	4
1.3.1.- Objetivo General.....	4
1.3.2.- Objetivos Específicos	4
1.4.- Ubicación y accesos al área de estudio	5
1.5.- Metodología y métodos.....	6
1.5.1.- Etapa Levantamiento:	8
1.5.2.- Etapa de procesamiento:.....	11
1.5.3.- Etapa de análisis.....	11
CAPÍTULO 2	12
MARCO GEOLÓGICO	12
2.1.- Marco geológico general del Volcán Villarrica	12
2.2.- Geología cuaternaria volcánica e historia eruptiva del Volcán Villarrica	14
2.2.1.- Unidad Villarrica 1 Plv1, Plv1a.....	14
2.2.2.- Unidad Villarrica 2 PlHv2p, PlHv2l.....	15
2.2.3.- Unidad Villarrica 3.....	15
2.2.3.1.- Subunidad Pre-Histórica Hv3, Hv3lha (3.700 años AP-1787 DC).....	16
2.2.3.2.- Subunidad Histórica Hv3(año erupción), Hv3lh(año erupción), Hv3lh (1787-1984 DC).....	16
2.2.4.- Características y Productos de la erupción del 3 de marzo del 2015.....	22
2.3.- Lahares del Siglo XX y Siglo XXI en el Volcán Villarrica.....	23
CAPÍTULO 3	27
LAHARES	27

3.1- Lahares.....	27
3.2.- Mecanismos de generación	28
3.3.- Tipos de flujos de lahares.....	29
3.3.1.- Flujos de detritos.....	29
3.3.2.- Flujos hiperconcentrados.....	31
3.3.3.- Flujos diluidos	32
3.4.- Transporte y depositación.....	33
3.5.- Modelamiento de Lahares.....	33
3.5.1.- Modelación geomática de flujos de lahares.....	34
3.5.1.1.- Modelamiento con LaharZ.....	35
3.5.1.2.- Modelamiento con Lahar Flow	37
3.5.2.- Cálculo de volúmenes.....	42
CAPÍTULO 4	44
GEOMORFOLOGÍA Y SIMULACIÓN LAHAR FLOW	44
4.1 Geomorfología del Zanjón Seco	44
4.2 Reconocimiento de fases diluidas en ladera norte del Volcán Villarrica	47
4.3 Escenarios modelados.....	49
4.3.1 Escenario Lahar 2015	49
4.3.2 Escenario volumétrico 2	51
4.4 Parámetros y entregables de la modelación en LaharFlow.....	51
4.5 Modelación y cartografía de flujos diluidos usando LaharFlow	55
4.5.1 Modelación y Cartografía Escenario Lahar 2015	56
4.5.2 Modelación y Cartografía Escenario 2	64
4.5.3 Análisis de resultados.....	74
CAPÍTULO 5	80
CONCLUSIONES.....	80
BIBLIOGRAFÍA.....	82
ANEXO 1	91
Reporte LaharFlow Escenario 2015.....	91
ANEXO 2	96
Reporte LaharFlow Escenario 2.....	96

ANEXO 3	101
Reporte LaharFlow Escenario 2 con DEM.....	101

RESUMEN

Los lahares son uno de los peligros volcánicos más relevantes, responsables de pérdidas humanas y materiales en todo el mundo. Los métodos existentes para mapear las zonas de peligro de lahar incluyen herramientas de modelado con diferentes enfoques (empírico, físico, probabilístico) y se enfocan en la fase rica en detritos siendo menos versátiles en su aplicación a la fase diluida. Esta última caracteriza la sección frontal del flujo y, aunque es menos destructiva de la infraestructura física, es responsable de la inundación de áreas bajas en los abanicos aluviales, lugar donde habitualmente se encuentran los asentamientos humanos. El volcán Villarrica (Chile), en la Zona Volcánica Andina Sur (33° - 46° S), es uno de los volcanes más activos de América del Sur y reconocido como un generador de lahares. En efecto, una caldera anidada en el edificio volcánico alberga un glaciar con potencial de derretirse en erupciones de alta tasa de efusión, con la consiguiente activación de lahares río abajo, alcanzando áreas pobladas del entorno en los últimos siglos. La localidad de Pucón, por ejemplo, se encuentra en la zona que podría ser afectada por la fase diluida de lahares que descarguen por la quebrada del Zanjón Seco y por lo tanto el conjunto constituye un caso de estudio apropiado. En este trabajo se presentan los resultados del modelado numérico de las fases distal-diluidas de los flujos de lahar en el flanco norte del volcán Villarrica, obtenidos mediante el uso de herramientas geomáticas con el propósito de contribuir al fortalecimiento de las metodologías empleadas en la producción de mapas de peligro volcánico. La fase diluida no es considerada en la metodología vigente y consecuentemente se subestima su peligro. En este trabajo se modeló inicialmente el lahar de la erupción del 3 de marzo 2015 utilizando la herramienta web LaharFlow. Se calibraron los parámetros con las características observadas de ese evento (descarga, concentración de sedimentos, altura de la ola) y se implementó la simulación sobre diferentes modelos de elevación para probar la sensibilidad de la resolución y precisión de la topografía digital. Los resultados muestran que el área de inundación observada del lahar de marzo de 2015 está bien reproducida por la simulación. Por ejemplo, la altura máxima de ola alcanzada durante el evento de 2015 tiene en promedio diferencias submétricas con respecto a la simulación, lo que se considera un buen ajuste. Además, la herramienta permite distinguir diferentes tipos del flujo lahático (hiperconcentrado, de detritos, fases diluidas) y su aplicación fue probada para diferentes escenarios eruptivos, varios de ellos más severos que el evento de 2015. Los resultados muestran que las áreas pobladas cercanas podrían verse afectadas por fases diluidas, incluso con erupciones de baja magnitud.

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES

1.1- Planteamiento del problema

Las erupciones volcánicas han generado pérdidas humanas y materiales en todo el mundo. Los tipos de peligros volcánicos que ocurren generalmente en estas erupciones se pueden enumerar como: lahares, coladas de lava, flujos piroclásticos, gases tóxicos y caída de piroclastos. En particular en nuestro país el peligro volcánico existe, es latente y muchos centros poblados están expuestos a este peligro, sobre todo en el Sur de Chile. Los lahares son amenazas naturales que ocurren durante una erupción volcánica en los flancos de un volcán, particularmente aquellos cubiertos por nieve y/o hielo. Estos son flujos rápidos de lodos y roca que pueden ocurrir sin previo aviso e impactan catastróficamente áreas a más de 100 km aguas abajo de los volcanes de origen (Thomas C Pierson, Wood, & Driedger, 2014; J W Vallance, 2000; James W Vallance & Iverson, 2015). Contienen principalmente agua, barro y rocas; y tienen una densidad a menudo comparable con el concreto húmedo. Para formar un lahar debe haber agua adecuada y abundantes depósitos no consolidados junto con un relieve empinado y algún tipo de mecanismo de activación (J W Vallance, 2000). Esta amenaza volcánica ha generado históricamente destrucción en diversas zonas donde coinciden volcanes activos y población humana. Cabe destacar el caso de las recientes erupciones del volcán Calbuco y el volcán Chaitén que causaron y han causado históricamente una serie de pérdidas humanas, ambientales (Petit-Breuilh & Moreno, 1997), materiales, económicas y sociales (Mandujano et al., 2015) debido en parte a la generación de diferentes lahares en sus diversos flancos. En ese sentido, la cartografía de esta amenaza es esencial para la generación de mapas de peligros volcánicos, planes reguladores, vías de evacuación, ubicación de albergues, es decir, una gestión del territorio integral.

Actualmente, la cartografía de mapas de peligros publicada por el Servicio Nacional de Geología y Minería se realiza a escalas 1:50.000 a 1:250.000 con el objetivo de

cartografiar zonas de peligro, principalmente, alrededor de los cuerpos volcánicos e indican las zonas más propensas a ser afectadas por los diferentes procesos de una erupción volcánica, clasificando el territorio de acuerdo con mayor o menor grado de peligrosidad. No obstante, no son lo suficientemente detalladas para el trabajo de ordenamiento territorial de ciudades y/o planes reguladores (e.g. plan regulador de Pucón del año 1994 donde la escala del plano es 1:5.000). Además, los modelos utilizados actualmente en esta cartografía no consideran su dinámica sedimentaria y física, entendiendo este fenómeno como un flujo único, continuo y constante. En particular, las herramientas en uso no permiten describir y modelar la fase diluida que sucede al flujo lahárico principal y que normalmente es responsable de la inundación residual libre o empobrecida en detritos. Esta última, si bien menos devastadora que el flujo principal, puede alcanzar gran extensión en zonas de relieve suave y causar daños considerables en las áreas urbanas que afecta.

Los sistemas de información geográficos (SIG) y las herramientas geomáticas permiten modelar el territorio entregando aproximaciones de la realidad. En el caso de las inundaciones por flujos de lahar permite visualizarlas, medir y estimar las áreas que sufren daños o las áreas potencialmente vulnerables a la amenaza representándolas en mapas de peligro.

Este estudio se centrará en el análisis y modelamiento de las fases diluidas de áreas potencialmente expuestas a este fenómeno en el flanco norte del volcán Villarrica, a través del uso de herramientas geomáticas y modelos digitales de superficie de alta resolución con el fin de fortalecer y mejorar los mapas de peligros volcánicos para un mejor ordenamiento del territorio de la ciudad de Pucón.

1.2- Preguntas de investigación

¿Cómo se comportan los flujos diluidos de los lahares en el Volcán Villarrica?

¿Las zonas de inundación por flujos diluidos son una amenaza volcánica diferente?

¿Se pueden modelar como un proceso diferente que origina otro peligro volcánico?

1.3.- Objetivos

A continuación, se presenta los objetivos de este trabajo diferenciado como un objetivo general que se completará con el desarrollo de los objetivos específicos.

1.3.1.- Objetivo General

Determinar la dinámica de las fases diluidas de un flujo lahárico en el Volcán Villarica, a través de herramientas geomáticas y modelamiento hidrológico, para entender el rol de esta amenaza en probables zonas de inundación en Pucón y con el fin de fortalecer y optimizar la metodología de mapas de peligros volcánicos.

1.3.2.- Objetivos Específicos

- Modelar la hidrología de un lahar con énfasis en la fase diluida
- Modelar los flujos diluidos en diferentes escenarios eruptivos (históricos y poco probables)
- Optimizar el procedimiento de construcción de cartografía de peligros volcánicos

En la tabla 1 se resumen los objetivos, materiales, métodos y productos que se desarrollarán en este trabajo

Objetivo	Materiales	Método	Productos
Modelar la hidrología de un lahar con énfasis en los flujos diluidos	1.- Mapas geológicos anteriores 2.- Aster DEM 3.- Datos de terreno	1.- Discusión de información 2.- Geoproceso en ArcGIS (Hidrología) 3.- Restitución fotogramétrica	1.- Área de estudio 2.- Mapa geomorfológico 3.- Base de datos 4.- DEM alta resolución

Modelar los flujos diluidos en diferentes escenarios eruptivos (históricos y poco probables)	1.- DEM alta resolución 2.- Software especializado en inundaciones 3.- Variables de los escenarios	1.- Simulación de áreas de inundación	1.- Zonas de inundación de flujos diluidos
Optimizar procedimiento de construcción de cartografía de peligros volcánicos	1.- Procedimiento de construcción de mapas de peligros volcánicos de SERNAGEOMIN	1.- Discusión	1.- Discusión para optimizar mapas de peligros volcánicos

Tabla 1: Desarrollo de objetivos específicos

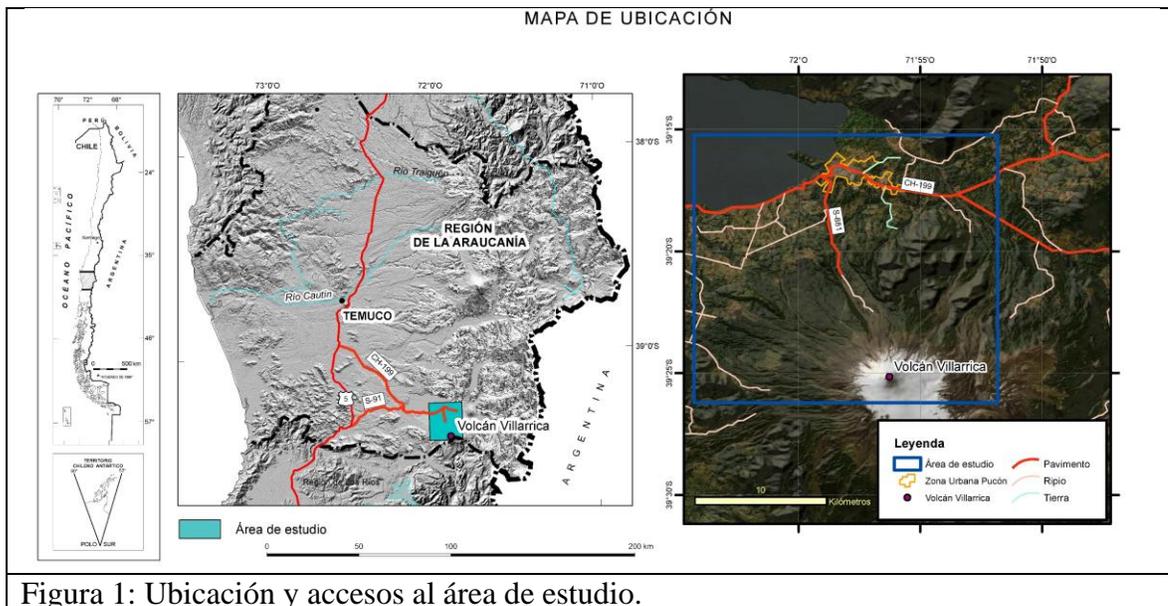
1.4.- Ubicación y accesos al área de estudio

El volcán Villarrica está ubicado en la Zona Volcánica Sur de los Andes (33,3°-46°S, 2847 m s.n.m.). El trabajo se enfoca en la ladera norte del Volcán, particularmente en el estero del Zanjón Seco, drenaje que desagua sus aguas hacia el lago Villarrica.

Según el catastro de cuencas definido por la Dirección General de Aguas (“Ministerio de Obras Públicas - Dirección de General de Aguas,” n.d.), el estero Zanjón seco, pertenece a la cuenca hidrográfica del Río Toltén, a la subcuenca Lago Villarrica - Toltén Alto y a la subsubcuenca Lago Villarrica, por lo que estero Zanjón Seco estaría incluido en la subsubcuenca resultando de menor jerarquía que esta clasificación. Por esa razón, para este trabajo, se define como microcuenca Estero Zanjón Seco.

Administrativamente, el área de estudio pertenece a la comuna de Pucón, provincia de Cautín, Región de la Araucanía. Se encuentra a sólo 2 km de la ciudad de Pucón y a 80 Km en línea recta de la capital regional Temuco.

A la zona de estudio se accede desde la carretera panamericana Ruta 5, luego se debe tomar la carretera pavimentada 199, recorriendo 78 km se llega a la ciudad de Pucón. Desde el sur se puede tomar por 41 km la carretera pavimentada S-91 para luego conectar con la carretera 199. Antes de llegar a Pucón se debe tomar el desvío al camino S-881, hacia el volcán y luego continuar en el camino ripiado accediendo a la microcuenca del Zanjón Seco. Por otro lado, se puede llegar vía aérea a al aeródromo de la ciudad de Pucón o también al Aeropuerto Internacional La Araucanía cercano a la capital regional Temuco (Fig.1).



1.5.- Metodología y métodos

En este apartado se presenta la metodología que se usó para desarrollar cada objetivo específico y que permitió llegar a realizar el objetivo general del trabajo. Este trabajo se desarrolló de manera secuencial, por lo que las herramientas y procesos se representan a través de un flujo de trabajo (Fig. 2). El trabajo se dividió en tres etapas relevantes relacionadas con los objetivos específicos.

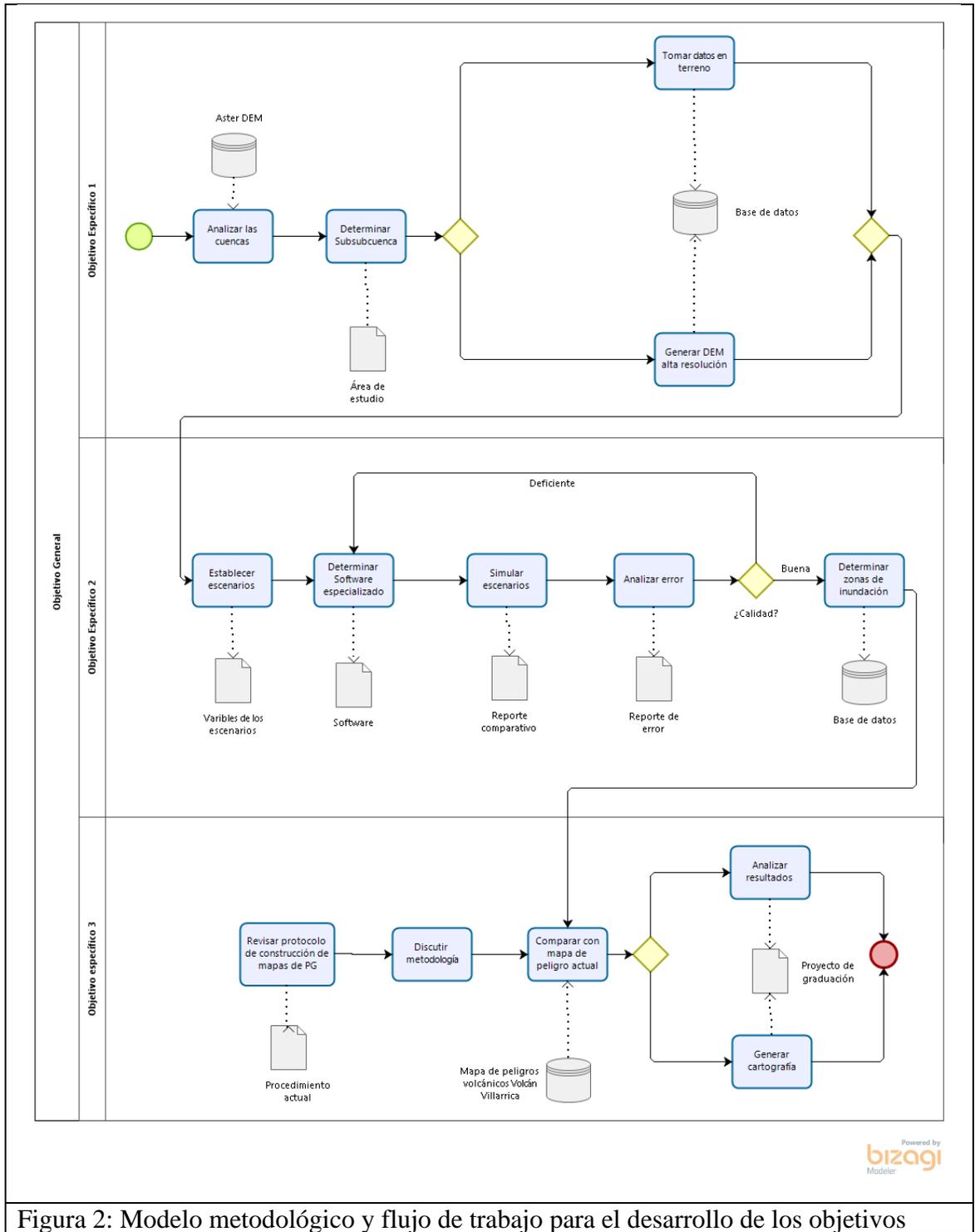


Figura 2: Modelo metodológico y flujo de trabajo para el desarrollo de los objetivos

1.5.1.- Etapa Levantamiento:

Esta etapa está relacionada con el objetivo específico 1, para el cual se levantaron evidencias de zonas distales de antiguos lahares, a través de cartografía histórica y se delimitaron las diferentes microcuencas que drenan la vertiente norte del volcán.

Para determinar las microcuencas, se realizó un análisis de cuencas a través de los geoprocenos de ArcGIS del *toolbox* Hidrología. Este proceso consiste, en términos generales, en una serie de geoprocenos que se deben ejecutar secuencialmente a un modelo de elevación digital (DEM) para obtener las cuencas hidrográficas del modelo (Fig. 3). Primero que todo, se le debe descartar al DEM la presencia de sumideros y de esta manera generar correctamente el análisis, luego de esto se ejecutan el resto de los geoprocenos. Así se van generando una serie de coberturas *rasters* en el proceso. Se generaron el *raster* de direcciones de flujos y el *raster* de acumulación del flujo, pues estos fueron necesarios para componer las cuencas hidrográficas y las redes de drenaje del área norte del volcán Villarrica (Fig. 4).

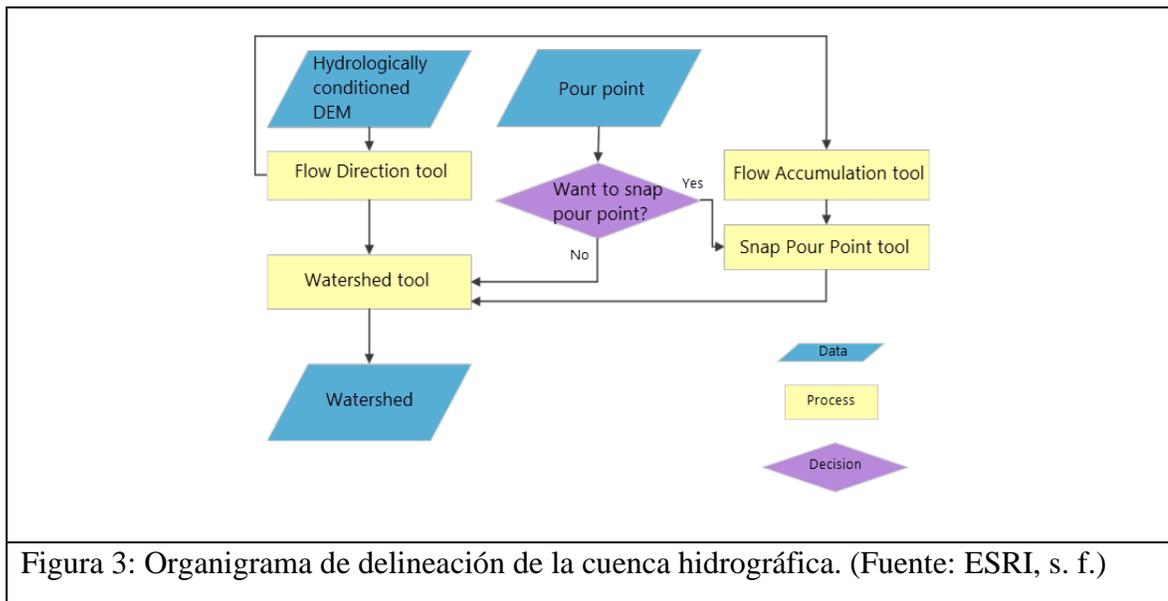


Figura 3: Organigrama de delineación de la cuenca hidrográfica. (Fuente: ESRI, s. f.)

En ese sentido, la extracción de la información hidrológica para este estudio se realizó con el modelo de elevación ASTERDEM de 30 metros de resolución, para un área de 6000 Ha alrededor del cono del volcán, el resultado fueron 1907 microcuencas que componen el sistema hidrológico del volcán Villarrica. Este resultado se presentó en formato *raster* y se almacenó en la *Geodatabase* del proyecto. Con este insumo, se determinó que 49 microcuencas a estudiar y modelar los flujos diluidos componían todo el estero Zanjón Seco (Fig. 4). El principal criterio para la determinación del estero Zanjón Seco fue que se activó un lahar durante en el evento eruptivo del año 2015. Además, que permitía un acceso fácil para el levantamiento aerofotogramétrico.

Además, en esta etapa se realizó una salida a terreno de 3 días durante mes de enero 2019 con dos objetivos principales: el primero fue reconocer y levantar información geológica de antiguos lahares, en particular en las vertiente norte del volcán Villarrica y la microcuenca del estero Zanjón Seco, de esta forma observar sus facies sedimentarias con el fin de comparar esta información con los resultados de las simulaciones; el segundo objetivo fue la toma de puntos de control con GPS Diferencial para mejorar la precisión del levantamiento aerofotogramétrico realizado con RPAS (del inglés *Remotely Piloted Aircraft System*) orientado a obtener una topografía de alta resolución. Este levantamiento fue realizado por terceros y con el apoyo financiero de SERNAGEOMIN mediante licitación pública. En el Anexo 1 se encuentra el reporte de la ruta de vuelo, detalles de la composición fotográfica y del procesamiento para la construcción del modelo de elevación digital y del ortomosaico aéreo.

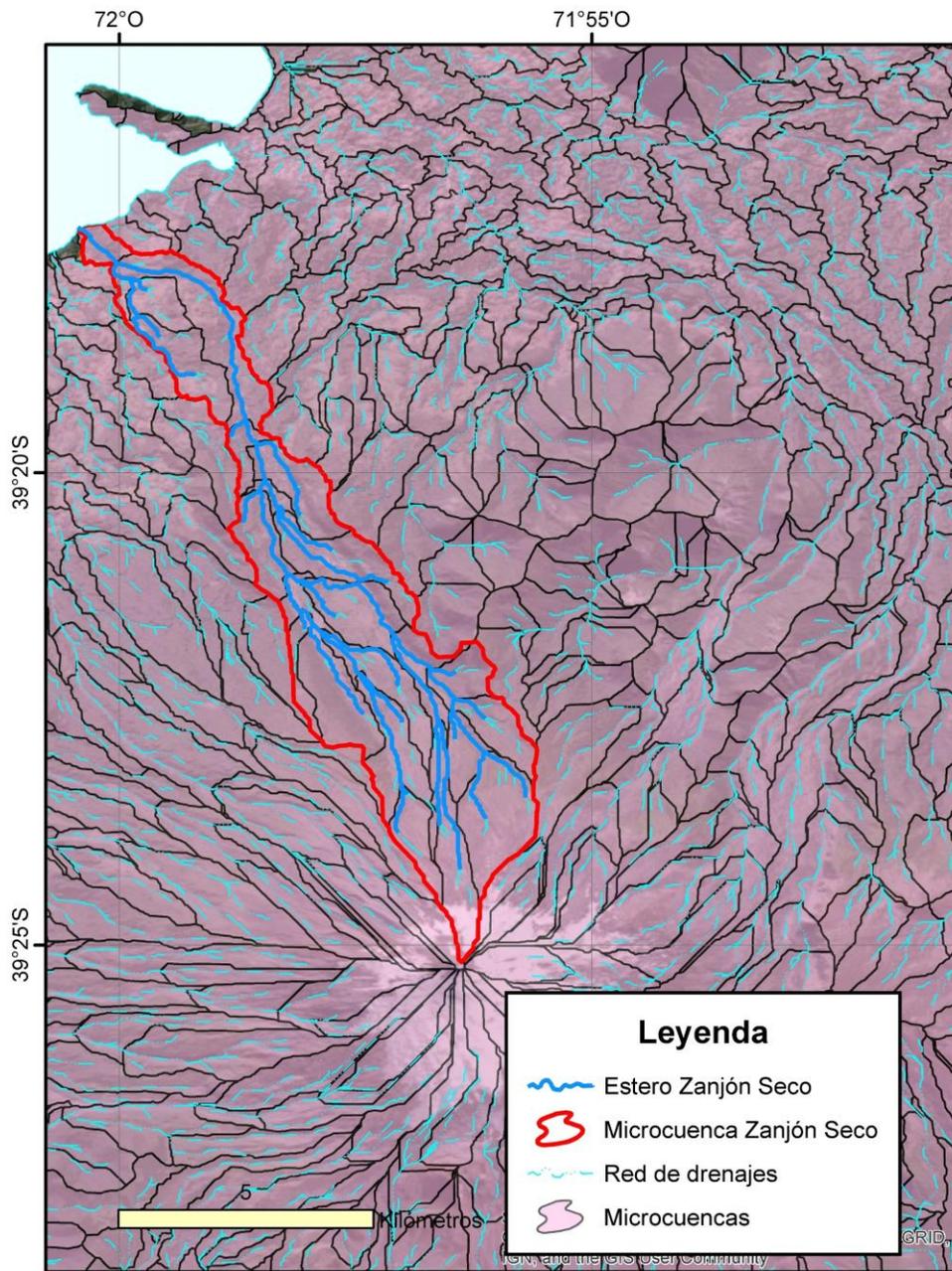


Figura 4: Mapa de microcuencas Volcán Villarrica.

1.5.2.- Etapa de procesamiento:

Esta etapa está relacionada con el objetivo específico 2. Se modeló la hidrología de un lahar con el *software web Lahar Flow* y usando como insumos principales el modelo de elevación digital disponible en la herramienta y el modelo de elevación de alta resolución generado mediante RPAS. El objetivo fue realizar un flujo continuo unidimensional, cálculos de flujos inestables de inundación de una y dos dimensiones y cálculos de transporte de sedimentos. Además, se consideraron diferentes escenarios eruptivos para las simulaciones, el primero simulando el evento eruptivo del año 2015, de esta forma comparó las variables de altura del flujo en su trayecto y el segundo considerando un evento menos probable pero más catastrófico. Este escenario, además se simuló con los dos modelos de elevación digital disponibles. Luego de esto se procesó la información para obtener cartografía de los diferentes tipos de flujos de un lahar.

1.5.3.- Etapa de análisis

Esta etapa se relaciona con el objetivo específico 3. Se revisaron los procedimientos de construcción de mapas de peligros volcánicos y se comparó la metodología usada para la publicación del mapa de peligros volcánicos del volcán Villarrica y la actual metodología usada por SERNAGEOMIN para la publicación de mapas de peligro volcánico. Los resultados obtenidos en la etapa de procesamiento se compararon con los mapas disponibles y se propuso la inclusión de las fases diluidas en la metodología y la modificación de las listas de dominio de los flujos laháricos en la actual GDB institucional de SERNAGEOMIN.

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO

En este capítulo se recopilan los antecedentes geológicos y eruptivos de la zona de estudio, asimismo se presentan los registros históricos de los lahares del volcán Villarrica durante los últimos 100 años.

2.1.- Marco geológico general del Volcán Villarrica

La geología del volcán Villarrica ha sido descrita en la serie de geología básica de SERNAGEOMIN (Moreno & Clavero, 2006). Estos autores definen lo siguiente para el área: El volcán Villarrica, ubicado en la Zona Volcánica Sur de los Andes (33,3°-46°S), cubre una superficie de *ca.* 400 km², alcanza un volumen aproximado de 250 km³ y el edificio más reciente presenta una forma cónica casi perfecta. Su cima se eleva a 2.847 m s.n.m. (39°25'S y 71°56'W) y, aunque la topografía de su basamento es extremadamente irregular, la altura media de su base puede estimarse en la cota 400 m. En consecuencia, la altura real del edificio volcánico resulta ser de unos 2.450 m y se eleva en *ca.* 1.500 m sobre la línea media de cumbres de la zona. El cráter abierto de la cima está activo, muestra actividad fumarólica continua, tiene un diámetro de 200 m y su profundidad varía entre 50 y 100 m; su fondo presenta casi de forma permanente un lago de lava y, en algunas ocasiones, forma pequeños conos de piroclastos.

El cono actual se construyó en el borde noroccidental de una caldera elíptica de 6,5 x 4,2 km (ejes mayores), formada en un edificio mayor más antiguo. El volcán está formado, principalmente, por lavas y piroclastos de composición basáltica y andesítico-basáltica. En sus flancos, se localizan unos 30 centros eruptivos adventicios, los cuales consisten en conos de piroclastos formados a partir de fisuras menores (Hickey-Vargas, Moreno, López, & Frey, 1989; Moreno, 1993). Su cima y el interior de la caldera están parcialmente cubiertos por un extenso glaciar de *ca.* 26,8 km² a 30,3 km² (Cassasa, Acuña, Zamora, Schliermann, & Rivera, 2004) con un volumen de 4,2 km³ (volumen equivalente en agua, (Rivera et al., 2006)). El registro histórico señala erupciones

importantes desde el cráter principal o fisuras cercanas a la cima desde 1558 hasta 1984-85, con un total de 60 erupciones documentadas, convirtiéndolo en el volcán más activo de los Andes (Petit-Breuilh, 1994; Petit-Breuilh & Lobato, 1994; Witham, 2005)

El volcán Villarrica está ubicado en el extremo noroccidental de la cadena volcánica de orientación noroestesureste de *ca.* 60 km de longitud, que comprende, además, los volcanes Cordillera El Mocho (1.774 m s.n.m.), Quetrupillán (2.360 m s.n.m.), Quinquilil (2.200 m s.n.m.) y Lanín (3.774 m s.m.m.). De ellos, solo los volcanes Lanín, Quetrupillán y Villarrica han tenido erupciones durante el Holoceno, y es el volcán Villarrica el único que presenta actividad fumarólica permanente. Por su parte, el volcán Quetrupillán, aparentemente, habría tenido erupciones históricas hasta el siglo XIX (Moreno, 1993). La cadena volcánica, que representaría una fractura mayor en la corteza, es oblicua al arco volcánico cuaternario de orientación principal N10°E, asociado a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO; *e.g.*, (Bohm et al., 2002; Cembrano, Hervé, & Lavenu, 1996; López, Cembrano, & Moreno, 1995); y coincide en orientación con numerosas estructuras preandinas expuestas en el antearco, incluso es interpretada como el límite paleogeográfico del margen austral de Gondwana (Dalla Salda, Cingolani, & Varela, 1991; Franzese, 1995). Por otra parte, cabe destacar que, hacia el norte de esta fractura, la traza principal de la ZFLO estaría desplazada en unos 15-18 km hacia el oeste con respecto a su disposición hacia el sur y, además, se produce un cambio en sus rasgos morfoestructurales. Debido a esto, (Moreno, López, & Cembrano, 1994) sugirieron que esta estructura noroestesureste habría tenido un movimiento transcurrente de tipo sinistral en el Cuaternario. Sin embargo, estudios microestructurales detallados (Lavenu & Cembrano, 1999) demuestran que, en su conjunto, el arco volcánico cuaternario ha estado sometido a un régimen transpresivo dextral. Sobre esta base, (Lara, 2004) sugirió que la estructura noroeste-sureste puede tener un movimiento puramente inverso o, combinado, inverso-sinistral.

2.2.- Geología cuaternaria volcánica e historia eruptiva del Volcán Villarrica

En esta sección se presentan las principales unidades geológicas volcánicas reconocidas en el área de Pucón (Fig. 5) que tiene relación con su historia eruptiva desde el Pleistoceno Medio hasta el siglo XX y además se sintetizan las erupciones que han generado lahares durante el siglo XX y los lahares que generó la erupción del 3 de marzo del 2015 en los cauces de las cuencas que drenan el volcán Villarrica.

2.2.1.- Unidad Villarrica 1 Plv1, Plv1a

(Pleistoceno Medio a Superior; Pleistoceno Medio-13.850 años AP) (Modificado de (Moreno, 1993); (Clavero & Moreno, 2004)

De acuerdo con los antecedentes disponibles, los productos de esta unidad han sido emitidos durante dos etapas, separadas por un evento eruptivo mayor que generó el colapso parcial del edificio construido durante la primera.

La primera etapa de construcción del edificio ancestral del volcán Villarrica, comenzó con la emisión de una serie de lavas de composición basáltica a andesítico basáltica, algunas con rasgos de emplazamiento subglacial, brechas piroclásticas, tanto de caída como de flujo, de la misma composición, y numerosos depósitos laháricos asociados. Las lavas corresponden, en su mayoría, a lavas de tipo Aa a Pahoehoe, con espesores entre 1 y 15 m, aunque llegan, localmente, a unos 100 m de espesor (flanco sur) y preservan, en algunos casos, superficies y bases brechosas. Los depósitos laháricos se presentan intercalados entre lavas, con espesores de 2 a 5 m y corresponden a brechas mono- a polimícticas con fragmentos, subredondeados a subangulosos, de hasta 1,5 m de diámetro inmersos en una matriz arenosa sin mayores estructuras. Los resultados de edades (Moreno & Clavero, 2006), sugieren que el edificio ancestral del volcán Villarrica habría comenzado a edificarse, al menos, hace unos 600 ka y habría continuado su formación hasta alrededor de 500 ka. La secuencia volcánica habría reanudado la construcción del antiguo edificio con posterioridad, en torno a los 200-170 ka.

La segunda etapa de construcción de este edificio ancestral, post Caldera 1, comenzó con la formación de domos exógenos y endógenos superficiales de composición dacítica (64,5% SiO₂; Clavero y Moreno, 2004), junto con la inyección de filones y diques de la misma composición. Corresponden a dacitas porfíricas con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno

Los antecedentes geocronológicos (Clavero & Moreno, 2004; Gaytán, Clavero, & Rivera, 2005) en conjunto indican que el volcanismo de esta etapa está comprendido, al menos, entre los 95 ka y los 13,9 ka.

2.2.2.- Unidad Villarrica 2 PlHv2p, PlHv2l

(Pleistoceno Superior-Holoceno, 13.850-3.700 años AP) (Modificado de (Clavero & Moreno, 2004; Moreno, 1993))

Corresponde a una secuencia de lavas andesítico-basálticas, depósitos piroclásticos de flujo, oleada y caída, de composiciones andesítico-basáltica a dacítica, y depósitos laháricos, que se distribuye hacia todos los flancos del volcán. La base y el techo de esta unidad están formados por los dos depósitos de flujo piroclástico más voluminosos en la historia eruptiva posglacial del volcán Villarrica.

Las dataciones radiométricas se encuentran comprendidas en el rango entre 13.850 años AP y 3.700 años AP (Clavero & Moreno, 2004; Moreno, Clavero, & Lara, 1994).

2.2.3.- Unidad Villarrica 3

(Holoceno tardío) (Modificado de (Clavero & Moreno, 2004; Moreno, 1993))

Corresponde a una secuencia de lavas de composición basáltica a andesítico-basáltica, depósitos piroclásticos de caída, flujo y oleada de la misma composición, y depósitos laháricos, que se distribuyen hacia todos los flancos del volcán. Esta unidad incluye los productos de erupciones históricas (desde 1558 hasta 1984) y forma la parte más alta del cono activo actual, de unos 450 m de altura. Es habitual que lavas prehistóricas de esta

unidad se encuentren parcial a totalmente cubiertas por depósitos laháricos en varios de los cauces que descienden del volcán.

2.2.3.1.- Subunidad Pre-Histórica Hv3, Hv3lha (3.700 años AP-1787 DC)

Las lavas de esta subunidad son de composición andesítico-basáltica y presentan morfologías primarias bien conservadas, tanto de tipo Pahoehoe como Aa.

La secuencia piroclástica, de hasta 15 m de espesor (Hv3), aflora en todos los flancos del volcán, y está notablemente expuesta en el camino de acceso al centro de esquí Pucón (flanco norte del volcán).

Moreno *et al.* (1994a) presentaron una serie de dataciones ¹⁴C obtenidas a partir de restos de materia vegetal carbonizada contenida en depósitos piroclásticos de esta subunidad, comprendidos entre 2.600 años AP y 1.600 años AP, y una edad discordante estratigráficamente de 3.030 años AP, aunque dentro del rango de edad de la Unidad. Esta discordancia entre la datación radiométrica y la relación estratigráfica de los depósitos podría deberse a la presencia en la muestra de materia vegetal antigua, carbonizada también por el evento eruptivo y, por lo tanto, ‘envejeciendo’ la edad obtenida. Moreno (1993) presentó una datación de restos vegetales carbonizados, obtenidos en un paleosuelo bajo una lava en el sector de Zanjón Seco, de *ca.* 1.840 años AP. En Moreno & Clavero (2006), se presentaron dos nuevas dataciones ¹⁴C: una obtenida en materia vegetal carbonizada contenida en un depósito de flujo piroclástico en las cercanías de la pasarela Quelhue, al este de la localidad de Pucón, de 530±50 años AP; la segunda la obtuvieron a partir de un fragmento de madera contenido en depósitos laháricos del cauce del río Chaillupén, que dio como resultado 220±40 años AP.

2.2.3.2.- Subunidad Histórica Hv3(año erupción), Hv3lh(año erupción), Hv3lh (1787-1984 DC)

Esta subunidad incluye los productos de las últimas erupciones históricas del volcán Villarrica, desde 1787 DC hasta el último evento eruptivo de importancia que emitió material hacia la superficie en 1984 DC.

Los productos corresponden a lavas y depósitos piroclásticos de caída, de composición andesítico-basáltica, y depósitos laháricos. Las lavas tienen morfologías tipo Pahoehoe y/o Aa bien desarrolladas y preservadas, con lóbulos frontales y albardones ('levées'), con espesores variables entre 1 y 8 m, y extensiones máximas de 16,5 km (lava Chaillupén año 1971). Tienen texturas porfíricas, con contenidos variables de fenocristales, los que corresponde a plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, inmersos en masas fundamentales, ocasionalmente vesiculares, con texturas variables, afanítica, traquítica e intersertal. Los depósitos piroclásticos de caída se distribuyen principalmente hacia el flanco oriental del edificio, con un espesor máximo de 15 cm en el sector de Palguín (erupción de 1963) y están constituidos por fragmentos escoriáceos tamaño ceniza a lapilli grueso. Los depósitos laháricos (Hv3lh(año erupción)) se distribuyen en todos los flancos del volcán, algunos con extensiones de más de 30 km (río Voipir, 1948), e incluso otros también han alcanzado los lagos Calafquén y Villarrica. Presentan espesores variables entre algunos centímetros en facies distales, hasta más de 6 m en facies proximales, aunque los espesores de las 'olas' individuales generalmente no superan los 2 m. Los depósitos laháricos corresponden a brechas monomícticas a polimícticas, con distintas facies, algunas macizas sin estructuras, con bloques de hasta 8 m de diámetro, inmersos en una matriz arenosa, y otras formadas por arena fina a media, con abundantes estructuras internas como laminación cruzada y paralela, y gradación inversa y/o normal (Castruccio, 2005; Castruccio & Clavero, 2006; Naranjo & Moreno, 2004).

Productos de la erupción de 1948-1949: (Casertano, 1963c; E. Flores, 1951; Moreno, 1993). Esta importante erupción ocurrida entre octubre de 1948 y febrero de 1949, la de mayor magnitud en el Siglo XX (Índice de Explosividad Volcánica (IEC) 3), generó una serie de explosiones, emisión de piroclastos, coladas de lava, flujos laháricos y flujos

piroclásticos de pequeño volumen. La colada de lava de mayor extensión generada durante este ciclo eruptivo relleno parcialmente el valle del estero Molco. Corresponde a una lava andesítico-basáltica con morfología tipo *aa* de hasta 8 m de espesor en zonas proximales y 15 m de espesor en el frente, y alcanzó 15 km desde su origen. Los lahares fueron generados en diversas etapas del ciclo eruptivo y descendieron por los cauces de los ríos Turbio, Pedregoso, Zanjón Seco, Correntoso, Molco, Huichatío, Voipir y Chaillupén, habiendo sido los más voluminosos los de Correntoso, Turbio, Molco y Voipir. En diversas etapas de la erupción se formaron columnas eruptivas de material piroclástico de hasta 8 km por sobre el cráter. En la fase iniciada el 1 de enero de 1949, esta columna colapsó parcialmente y generó flujos piroclásticos de pequeño volumen dirigidos hacia el flanco oeste, los que por su escasa extensión (unos pocos kilómetros) se depositaron sobre el glaciar y fueron retrabajados por la acción glacial posteriormente sin quedar depósitos asociados.

Productos de la erupción de 1963 (Casertano, 1963b, 1963a; Moreno, 1993) Esta erupción comenzó el 8 de marzo con explosiones y eyección de piroclastos, dispersados principalmente hacia el este. Posteriormente, flujos lávicos dirigidos hacia el suroeste comenzaron a ser emitidos tanto del cráter central como de una fisura en el flanco suroeste del edificio. El 2 de mayo fue emitida una gruesa y densa columna de material piroclástico, la que generó caída de piroclastos en las localidades de Pucón y Palguín (NNE), así como un flujo lahárico dirigido hacia el flanco norte. El 21 de mayo nuevas emisiones de lava produjeron lahares que descendieron por los esteros del valle del Chaillupén. En septiembre, nuevamente emisiones de lava generaron lahares dirigidos hacia el norte, los que cortaron el camino entre Villarrica y Pucón.

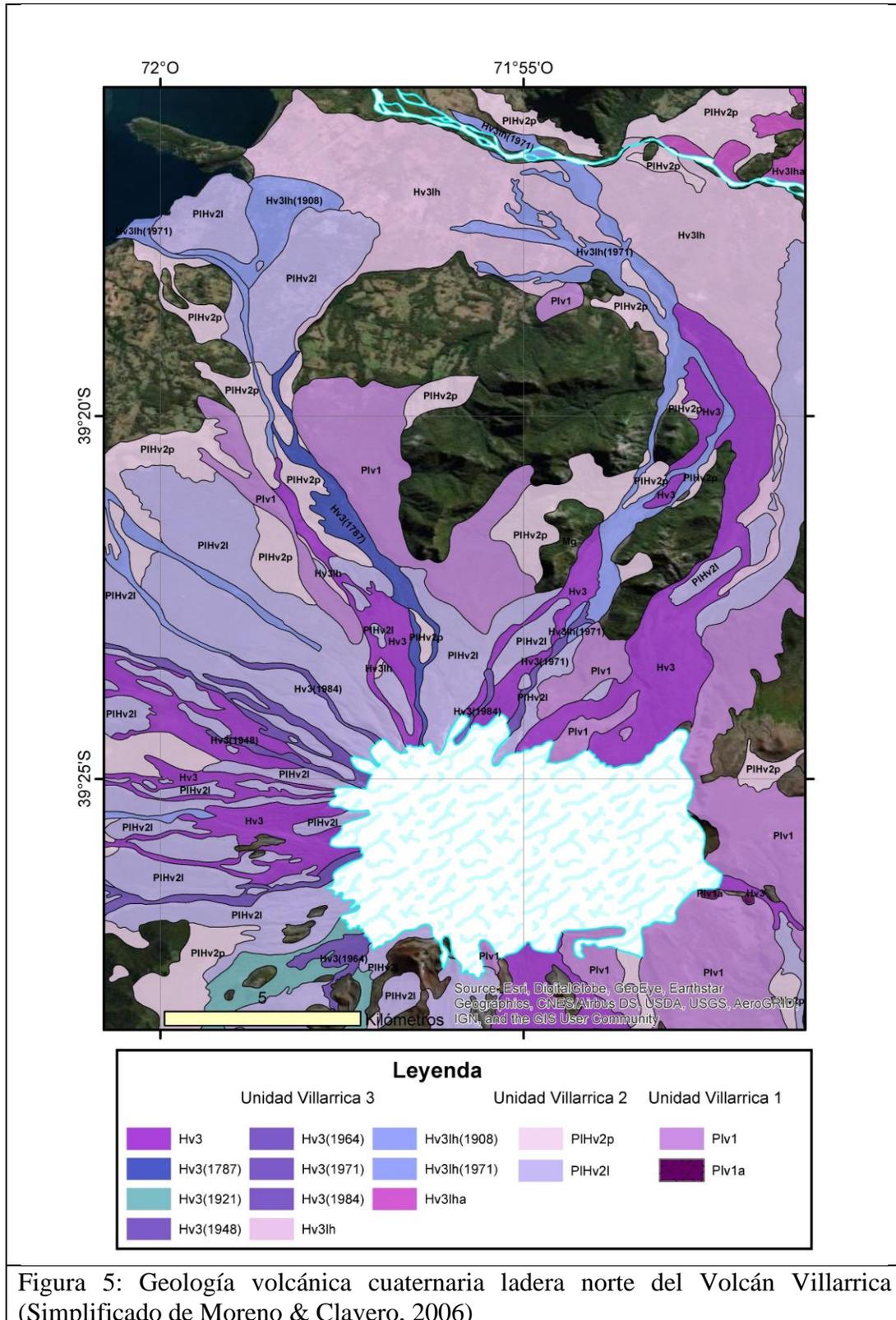
Productos de la erupción de 1964 (Moreno, 1993). Ocurrida en marzo del año 1964, en ella fueron emitidas columnas de piroclastos y flujos de lava y correspondió a una erupción de tipo estromboliana. Las fuentes de lava generaron una serie de lahares, los que, en su mayoría, descendieron por cauces del flanco norte del volcán, entre las localidades de Villarrica y Pucón, aunque uno de ellos lo hizo por el cauce del estero

Diuco hacia el sur y destruyó parcialmente la localidad de Coñaripe en la ribera oriental del lago Calafquén, causando más de 20 muertes.

Productos de la erupción de 1971 (González, 1972; Marangunic, 1974; Moreno, 1993). Este ciclo eruptivo comenzó el 29 de octubre de 1971 con violentas explosiones freatomagmáticas en la zona del cráter. El 29 de noviembre se produjo una emisión de lava sobre la cubierta de hielo, descendiendo hacia el flanco suroeste y se formaron dos conos de piroclastos dentro del cráter principal, con explosiones rítmicas cada 3 minutos. El 29 de diciembre a las 23:45 horas. ocurrió la parte culminante y final de este ciclo eruptivo. El cono central se fracturó en una longitud de 2 km, con rumbo N30°E, eyectando a través de esta fisura, dos potentes cortinas o fuentes de lava, hasta alcanzar unos 400 m de caída en su frente. Por el cráter principal fueron emitidos gases y piroclastos, que formaron una columna de hasta 3.000 m sobre el cráter. Simultáneamente, importantes flujos laháricos descendieron hacia los flancos noreste, norte, oeste y suroeste, a velocidades máximas de hasta 60 km/h (Marangunic, 1974) y causaron enormes daños a la infraestructura y la muerte de, al menos, 17 personas. Dos coladas de lava de tipo 'Aa' descendieron hacia los valles de los ríos Pedregoso (noreste) y Chaillupén (suroeste), y alcanzaron en 48 horas una longitud de 6 km y 16,5 km, respectivamente; esta última llegó casi a la ribera del lago Calafquén.

Productos de la erupción de 1984-85 (Fuentealba, Riffo, Moreno, Acevedo, & Gardeweg, 1985; Keller, 1985; Moreno, 1993) El ciclo eruptivo comenzó el 30 de octubre de 1984 con explosiones en el cráter central y, posteriormente, con el derrame de lava hacia el flanco NNE. Las continuas emisiones de lava desde el cráter central hacia el NNE fundieron la cubierta de hielo y crearon un canal de 40 m de profundidad. Asimismo, se formó un cono de piroclastos y un lago de lava dentro del cráter principal, el que también derramó lava hacia el flanco NNE. El 18 de noviembre una nueva emisión de lava escurrió hacia el noroeste y formó un nuevo canal en el glaciar. El 6 de diciembre flujos lávicos más voluminosos se dirigieron hacia las nacientes del estero Correntoso (flanco noroeste), mientras que otra colada de lava, fluyó hacia el NNE, por

el cauce labrado en el hielo en dirección al río Pedregoso. El 19 de diciembre finalizó la emisión de lava. Desde enero y hasta el 15 de abril de 1985 hubo explosiones esporádicas con proyección de piroclastos incandescentes hasta una altura máxima de 600 m sobre el cráter, aunque también fueron emitidas columnas de gases y cenizas de hasta 3.000 m de altura sobre el cráter.



2.2.4.- Características y Productos de la erupción del 3 de marzo del 2015

La actividad eruptiva del volcán Villarrica del día 03 de marzo a las 02:30 HL se caracterizó por una erupción de carácter estromboliano de magnitud moderada a fuerte, con abundante eyección de piroclastos incandescentes con trayectoria balística de alto ángulo, así como el desarrollo de una columna eruptiva sostenida de *ca.* 6 km s.n.m. Aunque la erupción fue de corta duración involucró un volumen de material cercano a los 4,7 millones de metros cúbicos, donde aproximadamente la mitad se transfirió a la columna eruptiva mientras que la otra mitad fue eyectada mediante piroclastos balísticos incandescentes. Se reportó caída de tefra en localidades ubicadas hasta 100 km al sureste del volcán (Bertin, Amigo, & Bertin, 2015).

Esta vigorosa actividad estromboliana precedió a una fuente de lava paroxística de 1500 m de altura que creció a partir de las 3:00 a.m. (hora local) y finalizó aproximadamente media hora después. Este breve pero violento paroxismo del IEV 2 produjo una fuerte caída de tefra hacia el este y flujos de escoria incandescente predominantemente en los flancos norte y este, los cuales fueron bien observados desde la ciudad de Pucón a 17 km de distancia. Estos flujos aparecieron como bloques rodantes y lodos de material incandescente que descendían sobre superficies congeladas y alcanzaban distancias de al menos 1 km. El brote de lava explosiva disminuyó rápidamente y terminó alrededor de las 3:30 a.m. La actividad subsiguiente consistió en el colapso de bloques inestables en las laderas y actividad lahárica en los drenajes hacia el NNW y un lahar más grande, que descendió hacia el NNE (Johnson & Palma, 2015).

Este evento produjo un levantamiento post-eruptivo en el suelo desde una profundidad de ~ 4.2 km y desplazado desde la cumbre por 5 km hacia el SE. Deformaciones pre-eruptivas y co-eruptivas no fueron detectadas (Delgado, Pritchard, Ebmeier, González, & Lara, 2017).

El desarrollo de la crisis eruptiva de 2015 en el Villarrica comenzó con una leve pero sostenida alza de la sismicidad en los meses anteriores a la erupción, la cual fue informada por el Observatorio Volcánico de los Andes del Sur (OVDAS), encargados del monitoreo permanente del macizo, en sus reportes de actividad volcánica (RAV) y reportes especiales de actividad volcánica (REAV).

Durante la madrugada del 05 de febrero, la población aledaña al volcán informó la presencia de incandescencia en el cráter central, fenómeno que no se registraba desde junio de 2012, siendo reflejada en un aumento paulatino de la señal sísmica de tremor continuo (REAV 06 de febrero 03:10 HL, 2015). De la misma forma, el día 06 de febrero se observó un cambio importante en su actividad, presentando un ascenso del lago de lava, el cual fue registrado en los diversos parámetros de monitoreo, por lo que la alerta técnica volcánica se elevó a amarilla (REAV 06 de febrero 21:00 HL, 2015). En los días posteriores la actividad superficial a nivel del cráter fue escalando, mostrando mayor incandescencia nocturna y continuas explosiones estrombolianas, las cuales arrojaron material balístico hasta un 1 km de distancia (REAV 28 de febrero 22:50 HL, 2015).

Finalmente, la erupción de marzo de 2015 muestra una cronología interesante de eventos precursores: 1) la profundización del lago de lava ~ 1 año antes de la erupción, 2) el surgimiento del lago de lava en enero de 2015, 3) el inicio de señales disturbadoras en febrero de 2015 destacados por un aumento en la actividad sísmica y de superficie y 4) un aumento repentino en la sismicidad solo unas horas antes de la erupción (Romero, Keller, Díaz Alvarado, Polacci, & Inostroza, 2016).

2.3.-Lahares del Siglo XX y Siglo XXI en el Volcán Villarrica

En la Tabla 2 se describen como han sido los flujos laháricos que han podido ser testimoniados en el siglo XX, en los esteros Zanjón Seco-Carmelito, Turbio-Pedregoso,

Moico, Chaillupén, Correntoso, Molco-Huichatio, Correntoso, Diuco y Voipir (Bono, 2014).

Fecha	Cauces	Características principales	Velocidad promedio (km/h)
1904	Turbio- Pedregoso Zanjón Seco-Carmelito Moico Chaillupén	Ocurrieron varios flujos de detritos. Una presa se formó en la unión del río Turbio con el río Pucón, la que colapsó después de unas horas. Lütgens (1909) señaló que, a lo largo del río Turbio, los flujos de detritos arrasaron completamente con la vegetación en un área aproximada de 15 x 3.8 km ² , describiendo una ola de 3 m de alto que dejó un depósito de 1 m de espesor.	-
1908	Turbio-Pedregoso Zanjón Seco (Hacia Pucón) Correntoso Molco-Huichatio Chaillupén	Se reconocen marcas de olas sobre los 10 m de altura en arboles a lo largo del río Pucón.	-
1920	Turbio-Pedregoso	No hay registros	-
1948-1949 (Oct-Feb)	Turbio-Pedregoso Zanjón Seco-Carmelito Correntoso Molco-Huichatio Chaillupén	Se transportaron grandes bloques y troncos, de más de 20 m ³ . Según algunos testigos el nivel del lago se incrementó más de un 1 m, lo que deja claro que la descarga fue muy alta.	30
1964 (2 de marzo)	Zanjón Seco-Carmelito Correntoso Molco-Huichatio Diuco	El cauce del Diuco fue capaz de contener flujos de detritos por 12 hasta 15 km, pero 2 km antes de la desembocadura este se rebalzó, y una tercera parte de la parte oeste de Coñaripe fue destruida, causando 22 fatalidades. Fue documentada una sección del flujo de 3 m de altura y 250 m de ancho, con una descarga de 4000 a 8000 m ³ /s.	40
1971 (29 de diciembre)	Turbio-Pedregoso Chaillupén Zanjón Seco Carmelito Correntoso Voipir	Fueron transportados troncos y bloques de más de 30-40 m ³ . Se estimaron descargas de 10.000 a 20.000 m ³ /s. El volumen total de sedimentos y agua que fueron movilizados por el río Pucón, en diferentes pulsos durante 8 horas, excedió los 40x10 ⁸ m ³ . Se formó una represa similar a la del evento de 1908, en el Carmelito. Particularmente, los flujos fueron voluminosos en los ríos Turbio-Pedregoso y en el Chaillupén, con olas que sobrepasaban los 10 m de alto, los que destruyeron todos los puentes. El delta de abanico del río Pucón en el lago Villarrica se transformó completamente. El canal del estero Carmelito redujo su	36

		<p>volumen de flujo de detritos en comparación a los de los ríos Turbio-Pedregoso, Chaillupén y Voipir, debido a la eficiente depositación de sedimentos ocurrida corriente arriba en el Playón (Valle del Zanjón Seco). La erupción de 1971 dio evidencias claves acerca de las velocidades de los lahares en el clímax de la erupción. De hecho, en la noche del 29 de diciembre de 1971, a 2 km en dirección N10°E, la fisura produjo una apertura a lo largo del cráter del Volcán Villarrica la que emitió una incandescente fuente de lava de 400 m de altura. Los 50-60 m de espesor del glaciar fueron parcialmente derretidos después de 50 minutos de erupción, gatillando una explosión de agua a las 4 a.m. del 30 de diciembre. Los flujos laháricos alcanzaron una velocidad media de 36 km/h (de 30 a 40 km/h), y fueron canalizados por los cauces del Turbio, Zanjón Seco, Correntoso, Voipir y Chaillupén.</p>	
<p>03 de marzo 2015 02:30</p>	<p>Pedregoso, Turbio, Zanjón Seco y Correntoso</p>	<p>Colapsaron varios puentes e inundaron algunos sectores habitados. Estas crecidas se correlacionaron con flujos laháricos reportados hacia las nacientes de dichos ríos, los cuales fueron más destructivos hacia los cursos superiores a medios de los ríos Pedregoso y Zanjón Seco. Los flujos laháricos descendieron causando serios daños a algunas viviendas, así como a instalaciones dependientes del Centro de Ski y la CONAF. Estos flujos se caracterizaron por su gran poder erosivo y gran capacidad de carga, transportando bloques de hasta 2 m de diámetro cercanos a la localidad de El Cerdúo, distante a más de 10 km del volcán. Hacia sectores más distales de la escorrentía fluvial, estos flujos gradaron a una componente más diluida, con una menor capacidad de carga y menor capacidad erosiva, pero con un fuerte impacto en la infraestructura debido al súbito aumento de caudal, provocando corte de puentes en la confluencia de los ríos Turbio y Pedregoso, así como a lo largo del curso del Zanjón Seco. En el sector de Cuevas Volcánicas, el depósito resultante posee un espesor de alrededor de 2 m, una muy mala selección, con fragmentos de hasta 1 m de diámetro y un marcado carácter polimíctico, con gran</p>	<p>12,8</p>

		participación tanto de material juvenil como de material volcánico accidental (Figura 2). Las características del depósito permiten inferir preliminarmente que habría correspondido a un flujo de detritos de alta temperatura.	
Tabla 2: Erupciones que han causado lahares en el siglo XX (Naranjo & Moreno, 2004) y del siglo XXI (Bertin et al., 2015) (F. Flores, 2015)			

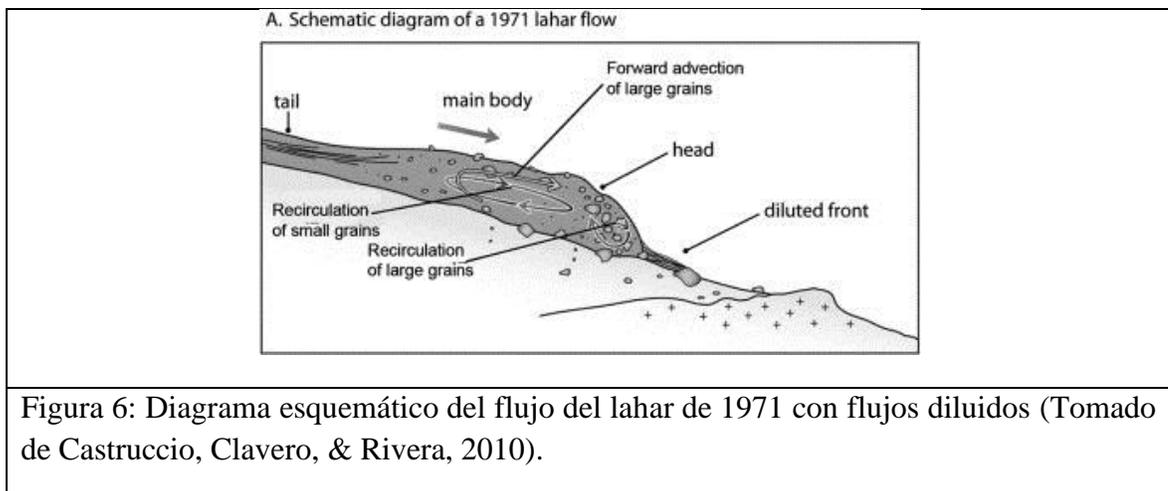
CAPÍTULO 3

LAHARES

En este capítulo se definen los conceptos y se presentan los argumentos bibliográficos a partir de los cuales se sustenta el análisis de las fases diluidas de los lahares del Volcán Villarrica. En ese sentido se define el concepto de lahar, sus tipos de flujos y por otro lado su modelamiento geoinformático con el cual se construye cartografía de peligros volcánicos

3.1- Lahares

Los lahares son flujos rápidos, que se componen de una mezcla de agua y detritos provenientes de un volcán. Este término sólo describe el flujo y no los depósitos que estos generan. Los lahares pueden tener un alto rango de razones de agua y sedimentos, que en adición con otros factores tales como la granulometría, la temperatura y la velocidad influyen fuertemente en las características del flujo. Generalmente, los lahares se clasifican en dos grandes grupos según su tipo de flujo; flujos hiperconcentrados y flujos de detritos (Cronin, Neall, Lecoindre, & Palmer, 1999) y no se ha considerado, en general, de manera separada la parte diluida de estos flujos. No obstante, en algunos estudios se describen como parte del frente diluido lahárico. (Fig. 6).



3.2.- Mecanismos de generación

Para la generación de un lahar primario (simultáneo a la erupción) o secundario (después de una erupción) se requiere una adecuada fuente de agua; abundantes sedimentos volcánicos (detritos de flujos piroclásticos, de caída, derrubios glaciares, coluvios, suelo, etc.); pendientes pronunciadas y alto relieve en la fuente de sedimentos; y, por último, mecanismos gatilladores, como sismos, lluvias o derretimiento precipitado de nieve. Dentro de las fuentes de agua se circunscriben agua hidrotermal o subterránea, derretimiento de agua y hielo, agua subglaciar atrapada, agua de lagos o de cráteres y agua de lluvias. Dentro de los lahares primarios se encuentran los generados por derretimiento de agua nieve por flujos piroclásticos y por flujos de lava, desborde del lago de un cráter y erupciones subglaciales. Mientras que, entre los secundarios, se encuentran los generados por lluvias intensas. También, otro modo de generación de lahares es por avalanchas volcánicas con suficiente dilución de fluidos intersticiales o hidrotermales y licuefacción del material.

Los flujos de agua que se mueven a través de sedimentos sueltos, comunes en los flancos y plataformas de los volcanes, incorporan fácilmente esos escombros y pueden formar rápidamente lahares (Fig. 7). Este proceso de carga es fundamental para todos los lahares que comienzan con liberaciones repentinas de agua.

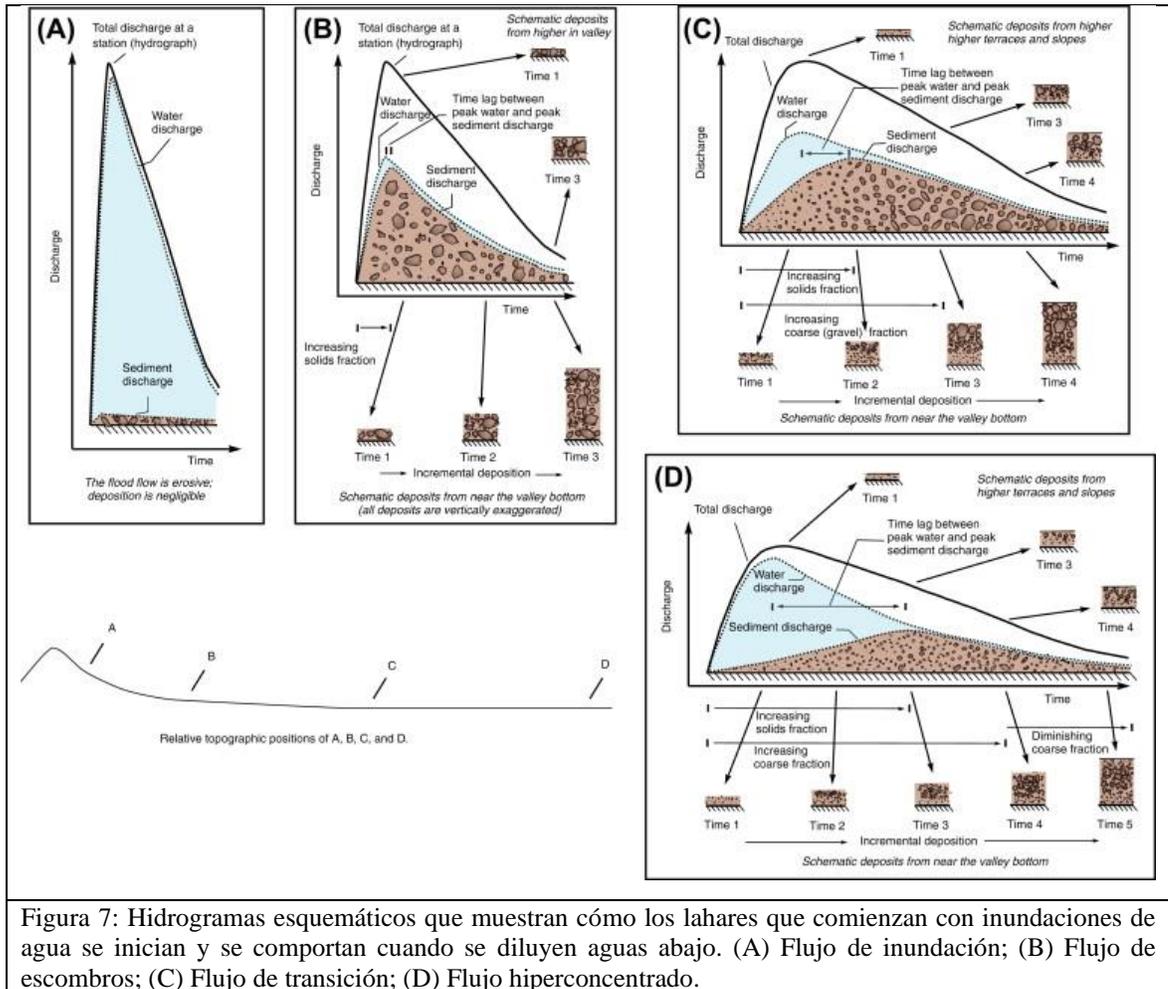


Figura 7: Hidrogramas esquemáticos que muestran cómo los lahares que comienzan con inundaciones de agua se inician y se comportan cuando se diluyen aguas abajo. (A) Flujo de inundación; (B) Flujo de escombros; (C) Flujo de transición; (D) Flujo hiperconcentrado.

3.3.- Tipos de flujos de lahares

A continuación, se presentan los antecedentes recopilados sobre los tipos de flujos de lahares según su concentración de sedimentos (Fig. 8).

3.3.1.- Flujos de detritos

Los flujos de detritos son una mezcla saturada de detritos, que tienen una gran carga de sedimentos, se mueven pendiente abajo por la influencia de la gravedad y tienen un muy alto límite elástico (Pierson & Costa, 1987) (Tabla 3). Las fuerzas relacionadas a las

fases fluida y sólida actúan en conjunto, para conducir el flujo de detritos y determinar su comportamiento. Una de las principales características de este tipo de flujo es que presenta una mezcla uniforme a lo largo de un perfil vertical, y es lo que lo distingue de los flujos hiperconcentrados. Estos tipos de flujos según la literatura tienen más de un 50-60% de sedimentos (J W Vallance, 2000). El movimiento de este tipo de flujo es manejado por fuerzas inerciales que inducen la fricción entre los granos, la colisión entre granos y la viscosidad del fluido (R. Iverson, 1997). Los sedimentos son soportados dentro del flujo por la fuerza de la matriz, flotabilidad y la presión de dispersión entre los granos (Lowe, 1979; Smith, 1986) (Tabla 3). La depositación se cree ocurre en masa desde los márgenes del flujo de detritos, donde el estrés de cizalle decrece y ocurre estancamiento de la fricción (Lowe, 1979, 1982). Se demostró que los depósitos no estratificados de flujos de detritos se forman por una combinación de tracción y acreción vertical, desde la base de múltiples oleadas, fricción congelada en los bordes de los márgenes, derivación lateral y desbordamiento de los sedimentos depositados previamente (Major, 1997).

Los flujos de detritos se separan en dos grupos, los cohesivos (>5% de arcillas en la matriz) y los no cohesivos (<5% de arcillas en la matriz). Los comportamientos de estos dos tipos de flujos son significativamente distintos (Scott & Vallance, 1995). Los flujos de detritos cohesivos tienden a permanecer como flujos de detritos a lo largo de todo el curso; usualmente estos se forman por el colapso de un sector del edificio volcánico, que es generada por la alteración hidrotermal de una parte de este, o un deslizamiento. Los flujos de detritos no cohesivos generalmente se forman cuando una oleada de corriente de flujo erosiona e incorpora los sedimentos. Los flujos de detritos no cohesivos comúnmente se transforman corriente abajo, progresando de una etapa de flujo hiperconcentrado a un flujo cargado de sedimentos a medida que se mezclan con el agua del cauce en su camino (T. Pierson & Scott, 1985; Scott & Vallance, 1995).

Los flujos de escombros no cohesivos (<5% de arcilla matriz) parecen diluirse río abajo por exceso de agua, transformándose en oleadas de flujo de agua, con una etapa

intermedia de flujo hiperconcentrado (T. Pierson & Scott, 1985; Scott & Vallance, 1995).

3.3.2.- Flujos hiperconcentrados.

Los flujos hiperconcentrados son conducidos por la gravedad, con un apreciable límite elástico y corresponden a la mezcla no uniforme de detritos y agua, los cuales tienen un mayor contenido de agua que un flujo de detritos, pero menos que un flujo de lodo. En la literatura se ha visto que la carga de sólidos varía entre un 20 a un 40-60%. Este tipo de flujos posee características de flujos fluviales, sin embargo transporta una alta carga de sedimentos (J W Vallance, 2000). Los flujos hiperconcentrados han sido definidos por varias características. Smith (1986) definió un flujo hiperconcentrado de inundación basado en las características de sus depósitos, e infirió que en este tipo de flujo los sedimentos son soportados por fuerzas de dispersión entre granos, turbulencia y flotabilidad. Generalmente, la estratificación o algún otro tipo de depósito masivo característico de este tipo de flujo, se emplaza por medio de la sedimentación grano por grano y tracción en la base del flujo (Smith, 1986; Smith & Lowe, 1991).

Tipo de flujo	Densidad (kg m⁻³)	Concentración de partículas por volumen (%)	Límite elástico (τ y, Pa)	Viscosidad (μ, Pa s)	Coefficiente de stress dispersivo (α)
Flujo de detritos	1500	30,3	0,94	0,0137	$1,28 \times 10^{-5}$
Flujo Hiperconcentrado	1915	55,5	0,672	0,0485	0,00224

Tabla 3: Densidad, concentración de partículas y reología de los tipos de flujos de lahares (Tomado de Govier, Shook, & Lilge, 1957; Julien & Lan, 1991)

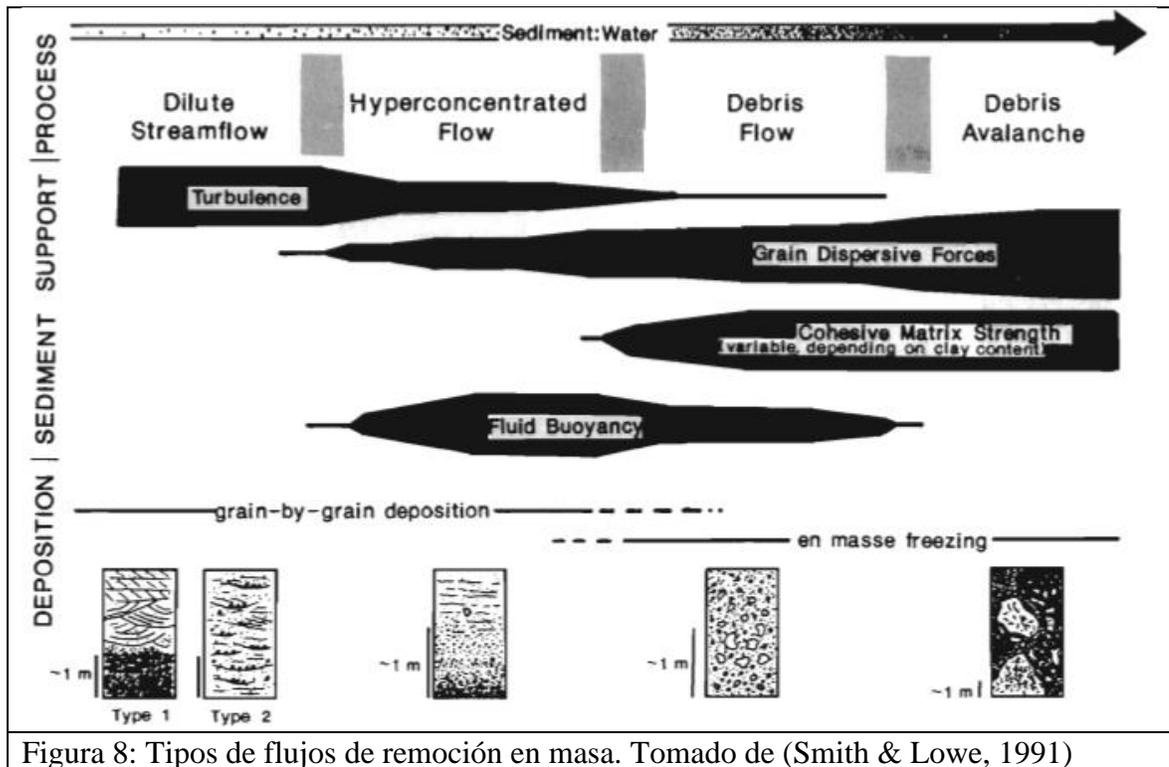


Figura 8: Tipos de flujos de remoción en masa. Tomado de (Smith & Lowe, 1991)

3.3.3.- Flujos diluidos

Los flujos diluidos ocurren cuando la carga de sedimentos más grande disminuye y el soporte de los sedimentos es gracias a la turbulencia. No existe flotabilidad de clastos grandes y los depósitos asociados son muy similares a facies sedimentarias de ambientes fluviales con estratificación y laminación cruzada, paleocanales y gradación normal de sedimentos finos. Su comportamiento es similar a flujos de lodo. Estos flujos en la literatura se han considerado como parte de los flujos hiperconcentrados que tienen contenidos suficientemente finos de finos suspendidos para permitir que grandes cantidades de arena (e incluso grava fina) se mantengan en suspensión dinámica prolongada, predominantemente por movimiento y propiedades del fluido: turbulencia,

viscosidad, con algunas interacciones de partículas dinámicas (T. Pierson & Scott, 1985; Tom C Pierson, Scott, Vallance, & Pringle, 2009)

3.4.- Transporte y depositación

Los lahares en su avance corriente abajo pueden ir modificando su carácter dependiendo de los procesos de erosión, incorporación, dilución, transformación y emplazamiento, los cuales determinan como es el transporte de los lahares (Manville, Major, & Fagents, 2013; J W Vallance, 2000). Los procesos erosivos más importantes que ocurren en un lahar es el socavamiento de las pendientes pronunciadas, de las terrazas fluviales y de los depósitos que generan los flujos previos del mismo lahar. La erosión es mucho menor en pendientes pocos pronunciadas y en sustratos más duros. Es importante destacar que la erosión es mayor en facies de flujos hiperconcentrados que en facies de flujos de detritos, aunque localmente la erosión puede ocurrir en cualquier de esta dos. El estado de aumento de un lahar coincide con la mayor erosión incorporación de material. Sin embargo, en el estado final de un lahar estos también pueden ser erosivos, lo que genera la incisión de los depósitos recientes del mismo lahar. La erosión genera la migración de los *knickpoints* en los drenajes, además del arrastre de mega bloques de gran tamaño (>10 m) y del sacado de los árboles en conjunto con estos, aunque el transporte de estos últimos disminuye la capacidad del lahar para transportar una mayor carga de sedimentos.

3.5.- Modelamiento de Lahares

Los lahares generalmente se simulan con modelos numéricos que implican ecuaciones de Navier-Stokes y/o Cauchy y asumen diferentes reologías (por ejemplo, Newtonianas, Bingham, Bagnold o modelos de Coulomb) según el comportamiento del flujo (Manville et al., 2013). Diferentes modelos numéricos simplificados son comúnmente adoptados,

incluyendo modelos estadísticos de inundación lahar, modelos de fricción semi-analíticos, modelos bidimensionales basados en el enfoque de aguas poco profundas y, en algunos casos, modelos multifásicos más sofisticados (Castruccio & Clavero, 2015; Córdoba et al., 2015; Richard M Iverson & George, 2014; Martínez, Miralles-Wilhelm, & García-Martínez, 2011; Pudasaini Shiva, 2012). A pesar de su creciente sofisticación, los modelos numéricos actuales son representaciones simplificadas de estos fenómenos complejos, inestables y no uniformes. Por lo tanto, es fundamental probar el rendimiento de los modelos numéricos simplificados que se utilizan para pronosticar el comportamiento de lahar y calibrar simulaciones utilizando datos de lahares observados. (Charbonnier et al., 2017).

3.5.1.- Modelación geomática de flujos de lahares

Existen diferentes programas que han permitido simular los flujos lahárico. Algunos estudios han utilizado el programa LAHARZ para mapear zonas de inundación de flujo lahar y piroclásticas. LAHARZ es un modelo computacional que usa descripciones estadísticas de áreas inundadas por eventos pasados de flujo masivo para pronosticar áreas que probablemente serán inundadas por eventos futuros hipotéticos (S. Schilling, P. Griswold, & M. Iverson, 2008). El detalle de este *software* se explica la sección 3.5.1.1. Oramas-Dorta et al. (2007) derivaron cálculos para determinar flujos de desechos pequeños mediante la recalibración de factores LAHARZ para ajustarse al caso de los flujos de Sarno (Italia) en mayo de 1998. Capra et al. (2008) aplicaron varios programas para calcular lahares volcánicos, incluyendo FLOW3D, TITAN2D y HAZMAP, así como también LAHARZ en el volcán Nevado de Toluca en México y compararon los resultados.

FLO2D es otra herramienta que ha sido recientemente utilizada con éxito para simular flujos de escombros en ambientes volcánicos y zonas de inundación (Caballero & Capra, 2014; Charbonnier et al., 2017). FLO2D permite la reproducción de flujos de detritos y flujos hiperconcentrados y ofrece la ventaja de modificar, a diferencia de LAHARZ, la

concentración de sedimentos de flujo y la reología del flujo de escombros, factores que influyen en la distribución y profundidad del lahar.

La herramienta que se usará en este estudio corresponde al *software web* LAHARFLOW, detallada en la sección 3.5.1.2. Este *software* fue desarrollado por la universidad de Bristol y disponible en <https://www.laharflow.bristol.ac.uk/>, que adopta un marco de promedio de profundidad (aguas poco profundas) para modelar flujos de dos fases. Los autores proponen un modelo fenomenológico simple de la resistencia al movimiento por fricción (el arrastre basal) que transita entre una forma apropiada para flujos turbulentos a una forma apropiada para flujos granulares densos y es función de la concentración de sólidos del flujo. Este modelo permite que los lahares con propiedades que abarcan desde flujos hiperconcentrados hasta flujos de detritos se incorporen en el modelo de profundidad promediada. Además, se modela el abultamiento volumétrico y la erosión mediante la adopción de los flujos erosivos y deposicionales que se utilizan comúnmente en la ingeniería hidráulica, y que vinculan el cambio en la masa del lahar con el estado del flujo y las propiedades del material de las fases de los componentes (Woodhouse, Hogg, & Phillips, n.d.). En este software se establecen las ecuaciones de conservación y las parametrizaciones de cierre que modelan la física de los flujos y se ilustra la fenomenología del modelo mediante el cálculo de soluciones en entornos idealizados. La calibración y la aplicación del modelo en la topografía natural se dejan a un papel complementario.

3.5.1.1.- Modelamiento con LaharZ

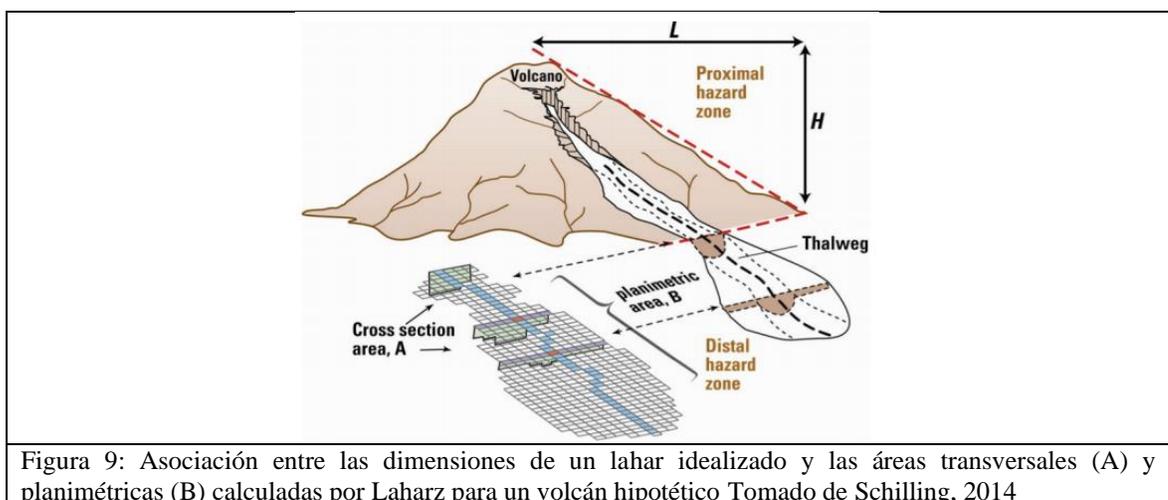
LaharZ (S. P. Schilling, 1998) es un software diseñado para calcular una zona de peligro proximal y automatizar las ecuaciones (1) y (2) para ejecutarlas dentro de un Sistema de Información Geográfica (SIG) sobre topografía tridimensional con el fin de estimar zonas de peligro distales. LaharZ está escrito en ArcInfo Macro Language (AML) que se ejecuta dentro de la porción GRID de ArcInfo Workstation, y se diseñó para delimitar

áreas de posible inundación de lahar de uno a cuatro volúmenes de lahar especificados por el usuario; produciendo una zona de riesgo de inundación lahar estimada para cada volumen sobre uno o más drenajes de arroyos. Típicamente, el área planimétrica de una zona de riesgo de inundación de lahar aumenta en ancho y longitud a medida que aumenta el volumen de lahar. Las zonas de peligro de trazado de áreas más pequeñas sobre las zonas de peligro que tienen un área más grande (denominado nidificación de zonas de peligro) muestran áreas de inundación progresivamente más grandes a partir de volúmenes progresivamente más grandes. Estas zonas de peligro pueden mostrarse con otros tipos de información de peligro de volcán en un SIG, como una zona de peligro proximal (Fig. 9), infraestructura, hidrología, población y contornos o un mapa de relieve sombreado para producir mapas de zonificación de peligro del volcán. Dichos mapas muestran la proximidad e intersección de zonas de riesgo potencial con personas e infraestructura (S. Schilling, 2014).

$$A = 0.05 V^{2/3} \quad (1)$$

$$B = 200 V^{2/3} \quad (2)$$

, donde A: El área de la sección o transversal, B: El área planimétrica y V es el volumen.



Las ventajas de este modelo es la facilidad de uso y el bajo costo computacional que posee, lo que permite obtener resultados en poco tiempo. Además, para la implementación de la modelación sólo se requiere un DEM del área a estudiar y una estimación del volumen máximo del lahar. Esto permite trabajar en zonas de difícil acceso o que no han sido estudiadas previamente. En cuanto a las desventajas, se pueden mencionar las siguientes: (1) las simplificaciones que utiliza el modelo como el uso de un volumen constante, la definición arbitraria del punto de inicio de la deposición, y considerar el flujo lahático como un solo pulso; (2) El hecho de que el modelo esté calibrado en base a eventos en su mayoría ocurridos en Norteamérica, los cuales pueden tener un comportamiento distinto a los eventos de los volcanes del sur de Chile, y en particular al Villarrica; y (3) Se trata de un modelo semi – empírico, y no físico o determinista, por lo que la dinámica del flujo y sus propiedades reológicas no están incorporadas (F. Flores, 2014). En ese sentido, este modelo no diferencia las fases hiperconcentradas de las fases diluidas, por lo mismo tampoco modela su transición.

3.5.1.2.- Modelamiento con Lahar Flow

El *software* LaharFlow, diseñado en la Universidad de Bristol modela un lahar como una mezcla de agua y granos sólidos (Woodhouse et al., n.d.). La formulación matemática y teórica se resume a continuación.

La distribución de tamaño de la fase sólida se idealiza como dos componentes: una fracción fina de granos que permanecen suspendidos en el agua durante un tiempo prolongado (es decir, el tiempo de deposición de la fracción fina es más largo que la duración del flujo) y una fracción gruesa de granos que pueden separarse del flujo de fluido y depositarse (James W Vallance & Iverson, 2015). La simplificación de la distribución del tamaño de grano permite que la influencia de la fase de sólidos se incluya convenientemente en este modelo, pero la distinción entre las fracciones finas y gruesas depende del flujo. Se supone que el componente fino suspendido de la fase

sólida está en equilibrio mecánico con el agua y la mezcla fluido-grano fino se trata como un solo fluido. La concentración de masa del componente grueso de la fase sólida se denota por $c(x, y, z, t)$ (con la concentración volumétrica denotada por $\psi(x, y, z, t)$) donde (x, y, z) son las coordenadas cartesianas del dominio de flujo, con el eje z alineado con la aceleración gravitacional, y t denota el tiempo (Fig. 10).

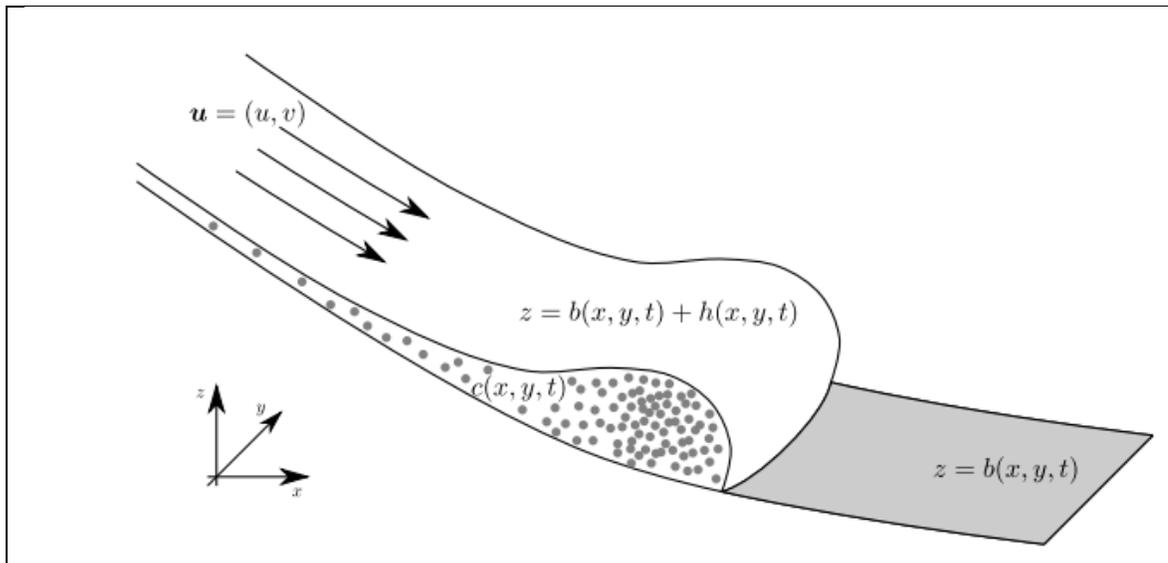


Figura 10: Un modelo de un lahar sobre topografía. Se utiliza un sistema de coordenadas cartesiano, con z alineado con la aceleración gravitacional. La topografía está representada por la superficie $z = b(x, y, t)$ y la superficie del lahar está dada por $z = b(x, y, t) + h(x, y, t)$. La concentración de masa de sólidos gruesos se denota por $c(x, y, t)$. Tomado de (Woodhouse et al., n.d.)

El flujo se modela utilizando ecuaciones que expresan la conservación de la masa y el momento de la mezcla y la masa de la fase de sólidos. Para facilitar el modelado de los lahares que se propagan en grandes distancias, adoptamos una descripción de capa superficial, aprovechando la separación en escalas de longitud entre la profundidad del flujo (del orden de metros) y las escalas de longitud lateral (de varios metros a decenas de kilómetros), y promediando las variables de flujo puntual en la profundidad de la capa que fluye (por ejemplo, R. M. Iverson & Ouyang, 2015).

Tras la integración de la profundidad, y suponiendo que no hay una variación vertical en las velocidades laterales y en la concentración sólida, la capa que fluye se describe por su profundidad $h(x, y, t)$, velocidad promediada en profundidad $\bar{u}(x, y, t) = (\bar{u}, \bar{v})$, y concentración de masa promediada en profundidad $\bar{c}(x, y, t)$ (con la concentración volumétrica promediada en profundidad denotada por $\bar{\psi}(x, y, t)$). Observamos que la masa y las concentraciones volumétricas están relacionadas a través de:

$$\bar{c} = \frac{\rho_s \bar{\psi}}{\rho_f + (\rho_s - \rho_f) \bar{\psi}}, \quad (1)$$

asumiendo que la fase sólida tiene una densidad única, denotada por ρ_s , y donde ρ_f denota la densidad del fluido (agua y fracción sólida fina).

La conservación de la masa para la capa que fluye está dada por (por ejemplo, Cao et al., 2004; R. M. Iverson & Ouyang, 2015)

$$\frac{\partial}{\partial t} (\bar{\rho} h) + \frac{\partial}{\partial x} (\bar{\rho} h \bar{u}) + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{\rho} h \bar{v}) = -\rho_b \frac{\partial b}{\partial t}, \quad (2)$$

donde la superficie $z = b(x, y, t)$ modela la elevación de la superficie de la topografía sobre la cual fluye el lahar y la densidad aparente promedio de la profundidad del lahar $\bar{\rho}$ viene dada por:

$$\bar{\rho} = \rho_f (1 - \bar{\psi}) + \rho_s \bar{\psi}, \quad (3)$$

donde ρ_b denota la densidad de los sedimentos en el lecho con $\rho_b = \rho_f (1 - \psi_b) + \rho_s \psi_b$ donde ψ_b es la concentración volumétrica de sólidos en el lecho, de modo que $1 - \psi_b$ es la porosidad del lecho. El lado derecho de la ecuación (2) representa el aumento o la disminución de la masa por unidad de área del lahar debido a la erosión o la deposición en el lecho. De manera similar se escribe la conservación de la masa sólida,

$$\frac{\partial}{\partial t} (\bar{\rho} h \bar{c}) + \frac{\partial}{\partial x} (\bar{\rho} h \bar{u} \bar{c}) + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{\rho} h \bar{v} \bar{c}) = -\psi_b \rho_s \frac{\partial b}{\partial t}. \quad (4)$$

Suponiendo que la densidad s3lida es constante, se expresa la conservaci3n de la masa s3lida (4) como la conservaci3n del volumen s3lido,

$$\frac{\partial}{\partial t} (h \bar{\psi}) + \frac{\partial}{\partial x} (h \bar{u} \bar{\psi}) + \frac{\partial}{\partial y} (h \bar{v} \bar{\psi}) = -\psi_b \frac{\partial b}{\partial t}. \quad (5)$$

Las ecuaciones para la conservaci3n del momentum de la mezcla son (e.g., Cao et al., 2004; R. M. Iverson & Ouyang, 2015):

$$\frac{\partial}{\partial t} (\bar{\rho} h \bar{u}) + \frac{\partial}{\partial x} (\bar{\rho} h \bar{u}^2 + \frac{1}{2} \bar{\rho} g h^2) + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{\rho} h \bar{u} \bar{v}) = -\bar{\rho} g h \frac{\partial b}{\partial x} - \tau_{xz}(b) - u(b) \rho_b \frac{\partial b}{\partial t}, \quad (6)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\bar{\rho} h \bar{v}) + \frac{\partial}{\partial x} (\bar{\rho} h \bar{u} \bar{v}) + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{\rho} h \bar{v}^2 + \frac{1}{2} \bar{\rho} g h^2) = -\bar{\rho} g h \frac{\partial b}{\partial y} - \tau_{yz}(b) - v(b) \rho_b \frac{\partial b}{\partial t}, \quad (7)$$

donde $\tau_{xz}(b)$ y $\tau_{yz}(b)$ son los componentes x e y de la tracci3n basal, respectivamente, y el tercer t3rmino en el lado derecho de las ecuaciones (6) y (7) representa el momentum ganado en (o perdido por) el flujo debido a la erosi3n (o depositaci3n).

Woodhouse et al., n.d. para simplificar, adopt3 un sistema de coordenadas con el eje z (sobre el cual se realiza el promediado de la profundidad) alineado con la aceleraci3n gravitacional, a menudo denominado sistema de coordenadas centrado en la Tierra. En las ecuaciones para la conservaci3n del momentum, se supone que la presi3n es hidrostática y que las aceleraciones en la direcci3n z no son grandes. Estas suposiciones son apropiadas si la pendiente no es extrema. Donde los lahares se inician en la topografía empinada hay aceleraciones verticales apreciables y su aproximaci3n se vuelve cuestionable (ver R. M. Iverson & Ouyang, (2015) para una discusi3n sobre la importancia de las aceleraciones verticales en pendientes pronunciadas y Castro-Orgaz et al., (2015) para una extensi3n de la ecuaci3n de la conservaci3n del momentum que

incluye aceleraciones verticales para un fluido incompresible de una sola fase). La intención final de Woodhouse et al., n.d. fue aplicar su modelo a los lahares que viajan grandes distancias donde es probable que las pendientes topográficas empinadas se limiten a regiones relativamente pequeñas del dominio de flujo. Mientras que el sistema de coordenadas podría estar inclinado en el ángulo promedio de la topografía local, para los flujos que se propagan a grandes distancias, no está claro que el ángulo promedio sea representativo de la pendiente en cualquier punto a lo largo de la trayectoria del lahar. Las coordenadas que siguen el terreno se pueden construir (por ejemplo, Bouchut & Westdickenberg, 2004; Gray et al., 1999), y las soluciones para el flujo granular en coordenadas de terreno se describen con precisión en los experimentos (Viroulet et al., 2017), pero el sistema de ecuaciones en coordenadas curvilíneas es complicado cuando hay curvaturas sustanciales tanto en coordenadas laterales como para mezclas multifásicas con reología compleja (Luca, Hutter, Kuo, & Tai, 2009). Cuando la topografía está ligeramente inclinada y con una pequeña curvatura, las contribuciones de la presión no hidrostática y la curvatura topográfica se convierten en pequeñas correcciones a las ecuaciones de conservación del momentum que adoptaron. El sistema de coordenadas centrado en la Tierra es, por lo tanto, un enfoque pragmático y Woodhouse et al., n.d. reconocen que esto introduce una incertidumbre estructural en el modelo.

La elevación topográfica inicial se especifica *a priori*, p. Ej. como un mapa topográfico digital, de manera que la superficie $z = b(x, y, 0)$ sea conocida. Sin embargo, la erosión y la deposición durante la propagación del lahar alteran la superficie topográfica y, por lo tanto, las pendientes locales $\partial b / \partial x$ y $\partial b / \partial y$ evolucionan en el tiempo. Como la fuerza impulsora gravitacional está vinculada a las pendientes locales, la dinámica del flujo se acopla a la morfodinámica. Además, los cambios de masa por erosión y deposición están influenciados por el estado del flujo, de modo que las morfodinámicas se acoplan al flujo en masa. Woodhouse et al., n.d. se refieren a este acoplamiento de dos vías como el vínculo morfodinámico.

Se han usado sistemas de ecuaciones similares para modelar los flujos en lechos erosionables y aplicarlos al transporte de sedimentos mediante eventos de inundación en las playas (Pritchard & Hogg, 2005), flujos hiperconcentrados (Cao, Pender, & Carling, 2006), flujos de escombros (Ouyang, He, & Xu, 2015). Este modelo difiere en las relaciones de cierre adoptadas, que proponen para describir el espectro de condiciones de flujo observadas para los lahares en el sistema de ecuaciones de conservación de capa superficial.

Las ecuaciones de conservación que gobiernan deben complementarse con relaciones que modelan los términos de la fuente (es decir, los términos en el lado derecho de las ecuaciones que rigen) de manera que puedan expresarse como funciones de las cantidades conservadas (o sus derivadas o integrales). En particular, requiere expresiones que modelen las tracciones basales, $\tau_{xz}(b)$ y $\tau_{yz}(b)$, las velocidades basales, $u(b)$ y $v(b)$, y la morfodinámica del lecho, $\partial b / \partial t$.

3.5.2.- Cálculo de volúmenes

Existen varios métodos para calcular el volumen de depósitos de los lahares. La estimación perfectamente precisa es imposible debido a los errores introducidos por la instrumentación y la identificación imperfecta de la distribución de los depósitos de lahar. La mayoría de los métodos miden las dimensiones de los sedimentos simplificados utilizando técnicas comúnmente disponibles o relativamente baratas.

Dado que un paisaje volcánico es geomorfológicamente dinámico, también es difícil estimar la cantidad de erosión asociada con los depósitos de lahar a lo largo del tiempo (Muñoz-Salinas, Renschler, & Palacios, 2009).

Uno de los métodos más comúnmente utilizados para calcular el volumen de un depósito es estimar el volumen de sedimentos utilizando un Sistema de Información Geográfica (SIG) y la construcción de dos capas ráster a partir de dos Redes Irregulares Triangulares (TIN) que muestran depósitos antes y después de la depositación (método utilizado por Daag, 2003; Yoshida & Sugai, 2007). Hay varios problemas asociados con

este método. Por ejemplo, el uso de un Modelo de Elevación Digital (DEM) de baja resolución representa de forma inexacta la superficie de los depósitos antes y después de la deposición (Muñoz-Salinas et al., 2009). Otro método para calcular el volumen de un depósito de lahar es usar la siguiente ecuación:

$$V = h \times W \times L$$

, donde V es el volumen del sedimento (m³), h es el espesor del sedimento (m), W es el ancho del depósito (m) y L es la longitud del cauce (m) (Muñoz-Salinas, Manea, Palacios, & Castillo-Rodriguez, 2007). Gartner et al. (2008) aplicaron otro método para calcular el volumen de material transportado por los flujos de escombros en áreas afectadas por incendios recientes. Este método divide el depósito en dos secciones: erosivo y sedimentario, y estima el volumen de material erosionado en la sección erosiva. Se desarrolla un modelo para estimar el volumen de material que puede emitirse desde la boca de una cuenca en respuesta a una tormenta dada, utilizando un análisis de regresión lineal múltiple (Cannon et al., 2010).

Finalmente, otro método es usar la relación entre las ecuaciones semiempíricas $A = 0.05V^{2/3}$ y $B = 200V^{2/3}$ que proporcionan un medio objetivo y reproducible de predecir las áreas transversales de los valles (A) y las áreas planimétricas (B) inundadas por lahares de varios volúmenes (V) (R M Iverson, Schilling, & Wallance, 1998) (Fig. 9).

CAPÍTULO 4

GEOMORFOLOGÍA Y SIMULACIÓN LAHAR FLOW

En este capítulo se detallarán los aspectos y variables que se utilizaron para las simulaciones de flujos diluidos mediante LaharFlow. Las simulaciones se realizaron en el valle del Zanjón Seco (Fig. 10), donde como forma de validar las simulaciones se simularon parámetros similares a los medidos durante el evento eruptivo del año 2015. Además, se realizaron simulaciones en otro escenario eruptivo y con cambios en el modelo de elevación digital para discutir las diferencias en los flujos diluidos que producen diferentes calidades del modelo de elevación digital de entrada.

4.1 Geomorfología del Zanjón Seco

El Zanjón Seco es una microcuenca que se encuentra en la vertiente norte del Volcán Villarrica y al oeste de la ciudad de Pucón (Fig. 11 a). Esta microcuenca va desde el cráter del volcán y desagua en el lago Villarrica. Posee un área de 24,4 km² y un largo de 15 km y sus drenajes suman 50 km en total. Esta microcuenca se puede dividir en 3 sectores según su pendiente (Fig. 11b; Fig. 12) siendo las pendientes principales de 60 y 25 °. El ancho en promedio es de 1,5 km en su parte más alta para luego en su parte media volverse una cuenca más estrecha con un aproximado de 700 m. En este punto se produce un *knick point*, la microcuenca se encajona y donde se juntan la mayor cantidad de drenajes secundarios en uno solo. Aguas abajo al llegar a la desembocadura, la microcuenca se estrecha antes de llegar al lago Villarrica.

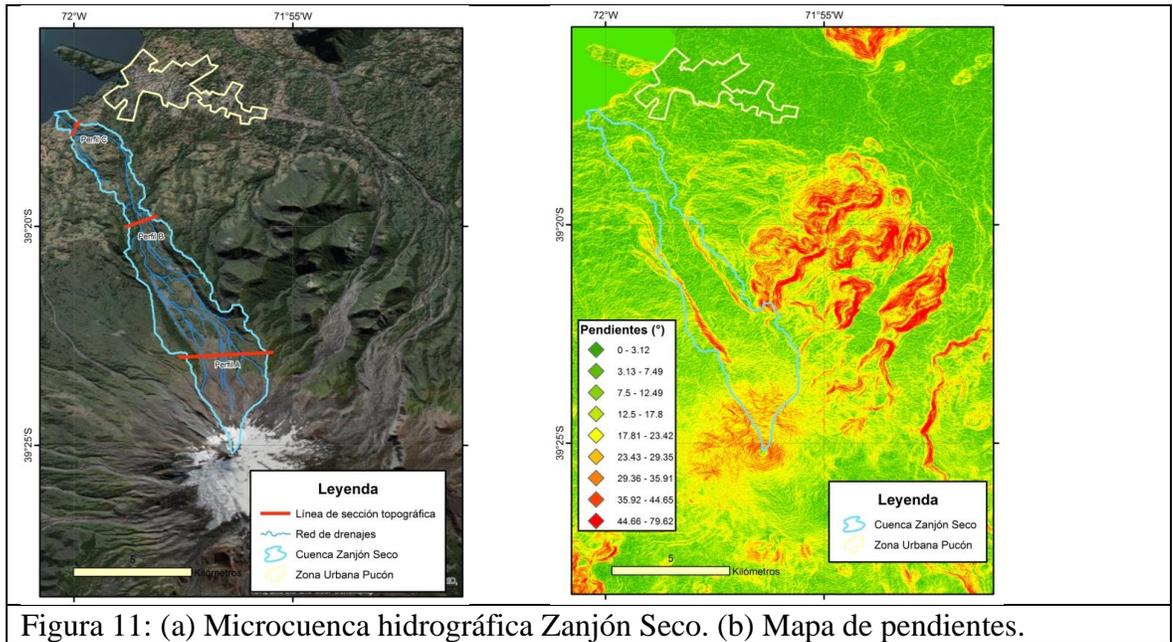


Figura 11: (a) Microcuenca hidrográfica Zanjón Seco. (b) Mapa de pendientes.

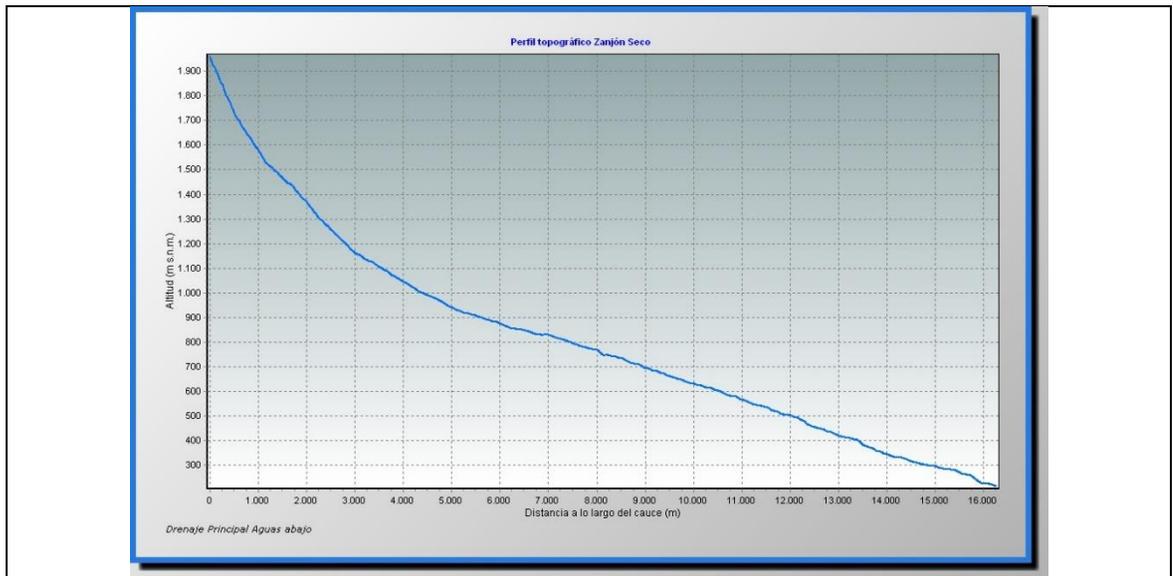




Figura 12: (a) Perfil topografía por el cauce (b) Perfil A (c) Perfil B (d) Perfil C

4.2 Reconocimiento de fases diluidas en ladera norte del Volcán Villarrica

La calidad y cantidad de los afloramientos donde se reconocen lahares en la vertiente Norte del Volcán Villarrica y en los alrededores de la ciudad de Pucón es escasa. En pocos sectores se pueden reconocer los lahares, tanto por la urbanización como por la cobertura vegetal. No obstante, se observaron depósitos sedimentarios que se podrían interpretar como producto de fases diluidas de lahares. En la figura 13 se reconoce una sucesión, expuesta por obras civiles, de 7 metros de potencia de depósitos volcánico-clásticos con límites de base y techo bien definidas, polimícticos, donde se intercalan facies aluvionales tipo *debris flow* con clastos de mayor tamaño a techo (flujo hiperconcentrado) y mala selección con facies aluvionales finas con gradación inversa y buena selección (flujo diluido) que se acuñan hacia el este. La litología principal de los clastos corresponde a andesitas basálticas. A pesar de no obtener edades, este afloramiento particular se interpretó como compuesto por diferentes eventos laháricos, debido a diferencias en el grado de alteración de sus clastos y diferencias en la matriz que los soporta.

En el Zanjón Seco se han realizado estudios de clasificación granulométrica para determinar los tipos de flujos del evento eruptivo 2015 (Fig. 14), principalmente se describieron flujos de detritos en la parte alta o proximal de la microcuenca y flujos hiperconcentrados y de transición en la parte media y baja o distal de la microcuenca (F. Flores, 2015)

Esta información resultó relevante para comparar los resultados de la simulación de este evento con la herramienta LaharFlow.

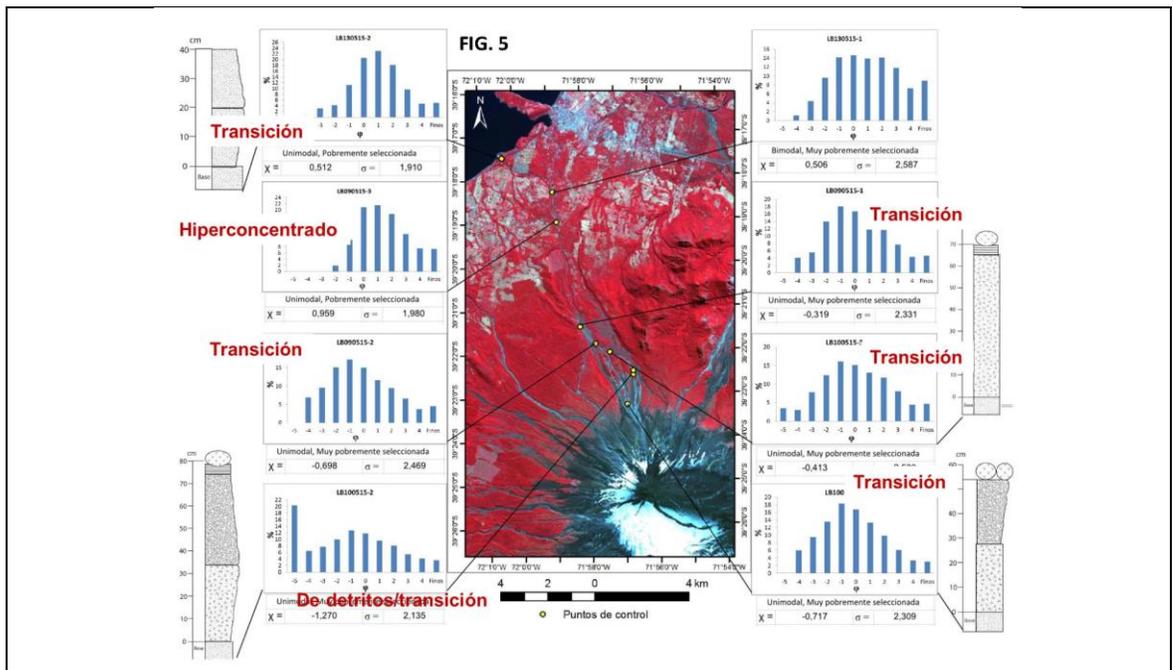
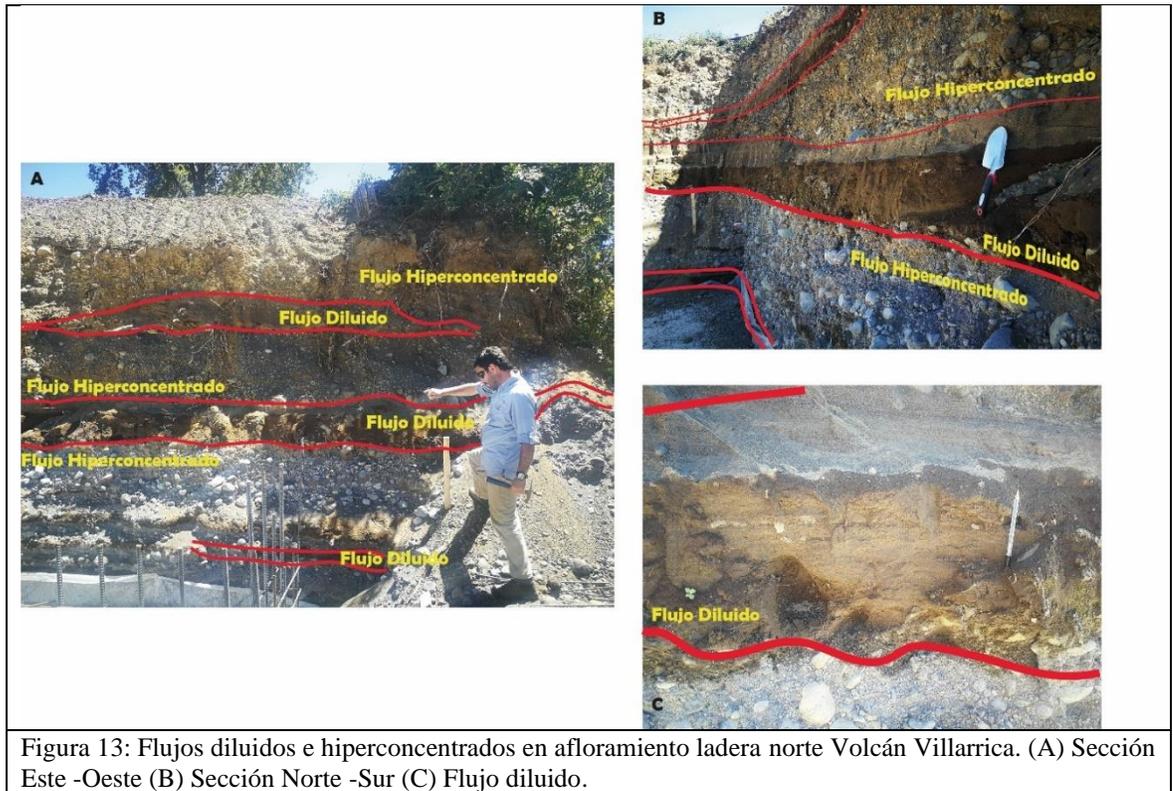


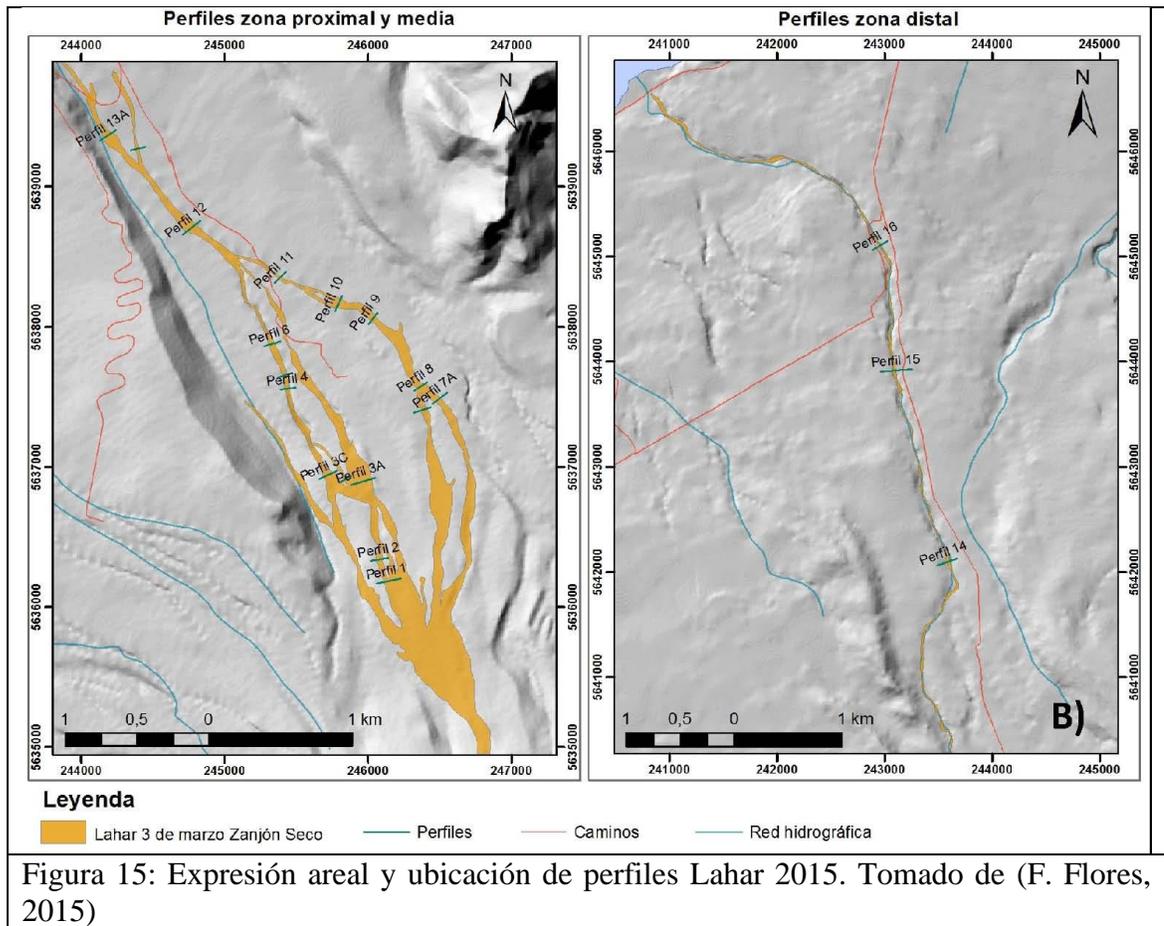
Figura 14: Análisis granulométrico de depósitos laháticos del evento eruptivo 2015. Tomado de F. Flores, 2015.

4.3 Escenarios modelados

Para este trabajo se modelaron 2 escenarios. El primero tenía el objetivo de replicar el lahar producido durante el evento eruptivo del 2015 y de esta forma validar la herramienta de modelación. El segundo escenario corresponde a un evento muy explosivo de mayor magnitud (IEV=4) para conocer el comportamiento de las fases diluidas de los lahares en estos eventos. Por otro lado, se modeló con diferentes modelos de elevación digital para entender qué tan sensible es la herramienta a la resolución del modelo. Para modelar escenarios se usó la variable de caudal del flujo. Esta variable se representa en hidrogramas en el *software* Lahar Flow donde el caudal determinado se va liberando de manera súbita en $t=0$ para ir descendiendo en un tiempo t .

4.3.1 Escenario Lahar 2015

Uno de los escenarios modelados fue el que ocurrió durante la erupción del 2015 en la cual se produjo un lahar que bajó por la cuenca del Zanjón Seco entre otros drenajes. Este lahar presentó alturas máximas que se pudieron medir mediante DGPS realizados post-evento por un equipo de SERNAGEOMIN (Tabla 4) (Fig. 15). El volumen estimado de este lahar se calculó con modelación RAMMS y fue entre 500000 y 700000 m^3 (F. Flores, 2015). Además, tuvo una expresión areal de 1,25 km^2 acotada principalmente al cauce actual (Fig. 14).



Nombre	Altura ola (m)
Perfil 1	2,2
Perfil 2	4,0
Perfil 3	4,8
Perfil 4	2,3
Perfil 5	6,0
Perfil 6	3,7
Perfil 7	1,3
Perfil 8	2,2
Perfil 9	2,2
Perfil 1A	4,8
Perfil 2A	3,3
Perfil 2B	0,0
Perfil 2C	3,2

Perfil 3A	3,4
Perfil 4A	2,7
Perfil 5A	1,5
Perfil 6A	1,4
Perfil 7A	1,5
Perfil 8A	1,4
Perfil 9A	1,4

Tabla 4: Alturas de ola máximas en medidas en el lahar Zanjón seco del evento eruptivo del 3 de marzo de 2015. Datos de F. Flores, 2015

Para modelar este escenario se usó un hidrograma similar al estimado para este evento. Modelar este escenario pretende emular lo ocurrido en el zanjón seco durante la erupción del año 2015, comparando facies sedimentarias, alturas de ola y expresión areal del lahar. (Anexo 1).

4.3.2 Escenario volumétrico 2

El escenario modelado corresponde al desplazamiento de sedimento de mucho mayor volumen con respecto al escenario Lahar 2015. Usando dos órdenes de magnitud de caudal mayor con respecto al escenario anterior y es equivalente al escenario 4 definido por F. Flores, 2014. En este tipo de erupciones se espera la fusión y desaparición de toda la cobertura de hielo y nieve del volcán, e incluso un colapso parcial. La ocurrencia de flujos laháricos en este escenario es prácticamente segura, esto por la ocurrencia de grandes flujos piroclásticos y el debilitamiento del glaciar asociado a posibles colapsos parciales (F. Flores, 2014) (Anexo 2 y 3). Es por este motivo que se decide modelar este escenario.

4.4 Parámetros y entregables de la modelación en LaharFlow

Lahar flow es un *software web* optimizado para navegadores de internet recientes. Este tiene una interfaz intuitiva (Fig 16) que permite ingresar una serie de parámetros para la modelación en diferentes pestañas dentro de la interfaz.

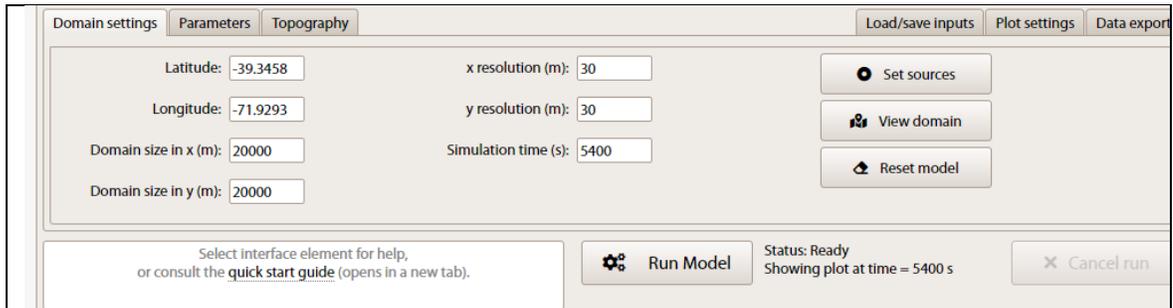


Figura 16: Interfaz Lahar Flow con coordenadas de descarga del flujo en ladera norte del Volcán Villarrica

En esta interfaz, se deben ingresar parámetros de ubicación del punto de descarga, el área de influencia y el tiempo de simulación.

Para este trabajo, se utilizó el punto de descarga mapeado durante la erupción del año 2015 del lahar ocurrido en la vertiente norte del volcán Villarrica que bajó hacia la microcuenca del Zanjón Seco (Fig. 17). Todas las simulaciones fueron ejecutadas en un tiempo de 5400 segundos, tiempo considerado como probable para la bajada del lahar durante la erupción del 2015 (Flores, com. oral). Además, se consideró un área de 400

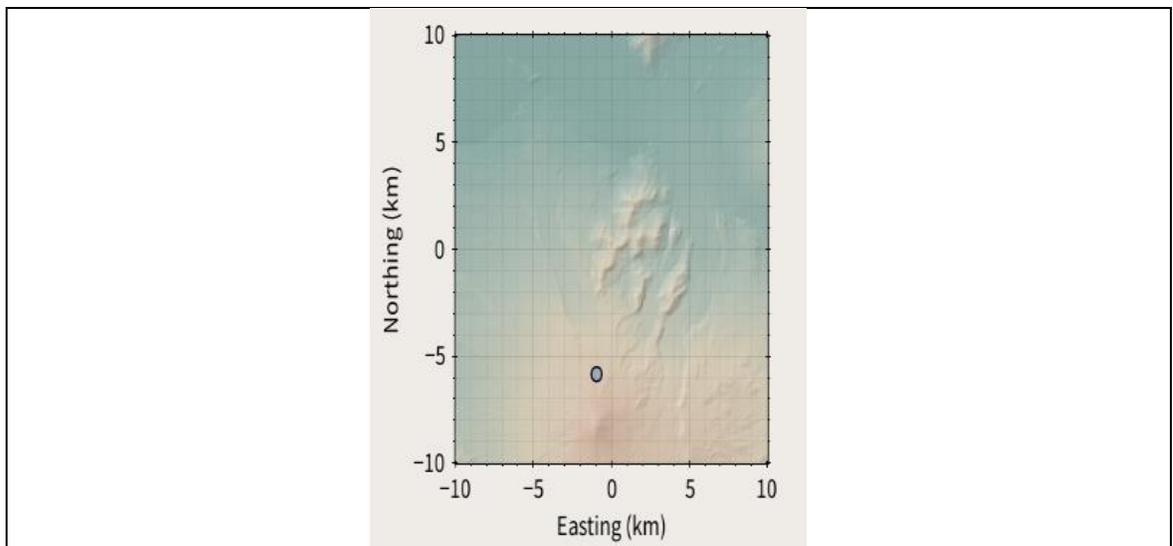


Figura 17: Punto de descarga de las simulaciones km^2 , de esta manera asegurar la expresión areal de la simulación.

LaharFlow permite ingresar parámetros que tienen relación con la forma de liberación del sedimento a través de la simulación. Este puede ser “*Cap source*” que significa que se puede liberar todo el material sedimentario de una sola vez en el tiempo, o bien “*Flux source*” donde el material se va liberando gradualmente según avanza la simulación. Para este trabajo, se consideró usar la opción de “*Flux Source*” la cual va liberando el material según el tiempo, es decir, considerando que se van incorporando sedimentos a medida que el lahar avanza. En la figura 18 se muestra los valores de parámetros usados como un hidrograma. Este parámetro fue variable para los diferentes escenarios.

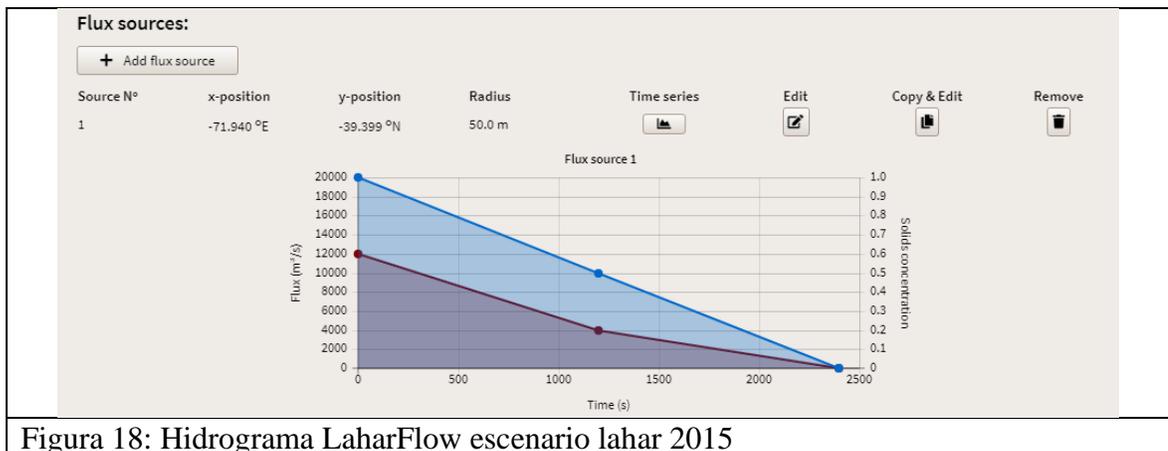


Figura 18: Hidrograma LaharFlow escenario lahar 2015

Otros parámetros relevantes para la ejecución de la simulación tienen relación con la formulación del arrastre (Coeficiente de Chézy, fricción granular, valor de cambio en la fricción y la tasa de cambio en la fricción de los sólidos) y con la morfodinámica de la erosión y depositación (Tasa de erosión, profundidad de erosión, porosidad del sustrato, diámetro de los sólidos). El valor usado en este trabajo para estos parámetros es el que por defecto entrega el *software* y se mantuvieron fijos en todas las simulaciones de los diferentes escenarios (Fig 19).

Chezy coef.:	<input type="text" value="0.01"/>	Erosion rate:	<input type="text" value="0.001"/>	<input type="button" value="Reset parameters"/>
Granular friction min.:	<input type="text" value="0.1"/>	Erosion depth (m):	<input type="text" value="1"/>	
Granular friction max.:	<input type="text" value="0.4"/>	Bed porosity:	<input type="text" value="0.35"/>	
Friction switch value.:	<input type="text" value="0.2"/>	Solid diameter (m):	<input type="text" value="0.01"/>	
Friction switch rate.:	<input type="text" value="3"/>			

Figura 19: Parámetros de arrastre y morfodinámica usados en las simulaciones.

Finalmente, como último parámetro se debe ingresar la superficie en la cual se correrá la simulación. La herramienta LaharFlow tiene como superficie por defecto el modelo SRTM de elevación digital de 30 metros de resolución. No obstante, se pueden ingresar modelos de mejor resolución hasta un tope de 500 Mb de peso del archivo. Para este trabajo, se usó el modelo SRTM y uno de elaboración propia de este estudio realizado con técnicas aerofotogramétricas (Fig 20).

<p>Select DTM to upload:</p> <input type="button" value="Seleccionar archivo"/> Ningún archivo seleccionado <input type="button" value="Upload"/>	<p>Select DTM:</p> <p>DTM data: <input type="text" value="30m SRTM"/></p> <input type="text" value="DTM_PUCON_45WGS84.tif"/>
---	--

Figura 20: Interfaz de ingreso de modelos de elevación digital Lahar Flow.

Una vez ingresados todos estos parámetros, se debe ejecutar la simulación. Esta simulación se corre en servidores externos por lo que no requiere tener un computador local con altos niveles de recursos informáticos. Además, se puede cerrar el navegador web sin que esto detenga la simulación. Los detalles de los parámetros de entrada se pueden revisar en los Anexos 1, 2 y 3.

Finalmente, la aplicación entrega diferentes variables y formatos en los cuales se puede descargar la información. Por un lado, entrega mapas de profundidad, velocidad, concentración, densidad y cambios en la elevación en su interfaz web y por otro exportables en archivos ASCII y Kml para la recreación en otras plataformas SIG de los parámetros físicos simulados. Cada registro, se puede reproducir en series del 1% de tiempo (T) de la simulación. Para este trabajo, se consideró analizar los registros a los T

10%, es decir 54 segundos, T 50%, es decir a los 2700 segundos y al T 100%, o sea a los 5400 segundos.

4.5 Modelación y cartografía de flujos diluidos usando LaharFlow

Para modelar y construir la cartografía de los diferentes flujos producidos durante un evento lahárico mediante LaharFlow se usó el parámetro de concentración de sólidos de los entregables de la simulación y se consideró tres instantes de tiempo de la simulación.

En la herramienta LaharFlow, la concentración de sólidos está basada basada en el diámetro de un grano representativo. Estos granos pueden asentarse y ser depositados durante el flujo. La parte fluida se modela como una mezcla de agua y granos finos que no se asentarían durante el flujo. Esto significa que una concentración de cero en el modelo aún representaría una mezcla de agua y granos finos, por lo que se considera como una representación de los flujos diluidos (M. Woodhouse, Comun. Personal, 3 de octubre 2019)

Para una concentración en el rango de $0 < c < 0.4$ hay granos de sedimentos más grandes en la mezcla que tienen un pequeño efecto en el arrastre (resistencia al flujo), por lo que el contenido de sedimento está comenzando a cambiar la dinámica del flujo. Este podría ser un buen modelo para el régimen hiperconcentrado (M. Woodhouse, Comun. Personal, 3 de octubre 2019).

Si la concentración es > 0.4 el contenido de sedimento grueso tiene un efecto mucho mayor en el flujo. Si la concentración alcanza $c = 0.6$, entonces en el modelo el contenido de sedimento está teniendo un efecto muy fuerte, cambiando el arrastre a un tipo de flujo granular. Así es como modelamos un tipo de dinámica de flujo de escombros (M. Woodhouse, Comun. Personal, 3 de octubre 2019).

4.5.1 Modelación y Cartografía Escenario Lahar 2015

Para este escenario se usó como variable el valor de caudal del flujo estimado por Flores, 2015. De esta forma poder comparar los parámetros de alturas de ola y la expresión areal de la simulación con el evento ocurrido en marzo del 2015 con el fin de validar la herramienta.

Uno de los parámetros considerados para validar la simulación fue la altura de ola. La altura de ola fue medida inmediatamente después del evento eruptivo a través de perfiles topográficos levantados con GPS Diferencial. A través de geoprocursos en ArcGIS, se calculó el valor máximo de la altura de la ola simulada con la intersección espacial de estos mismos perfiles generando una tabla comparativa.

Nombre	Altura ola (m)	Altura ola simulada (m)	Diferencia
Perfil 1	2,2	1,99285015433	0,20714984567
Perfil 2	4,0	3,76898921775	0,23101078225
Perfil 3	4,8	2,63690015288	2,16309984712
Perfil 4	2,3	3,88097810593	-1,58097810593
Perfil 5	6,0	5,40836246209	0,59163753791
Perfil 6	3,7	4,16552550805	-0,46552550805
Perfil 7	1,3	3,41145147063	-2,11145147063
Perfil 8	2,2	1,37884259871	0,82115740129
Perfil 9	2,2	2,21378674105	-0,01378674105
Perfil 1A	4,8	2,77743132302	2,02256867698
Perfil 2A	3,3	4,53243317604	-1,23243317604
Perfil 2B	0,0	3,45180123060	-3,45180123060
Perfil 2C	3,2	4,72896558195	-1,52896558195
Perfil 3A	3,4	2,87525501908	0,52474498092
Perfil 4A	2,7	4,83225036600	-2,13225036600
Perfil 5A	1,5	6,27713077842	-4,77713077842
Perfil 6A	1,4	0,67289218391	0,72710781609
Perfil 7A	1,5	0,85258700189	0,64741299811
Perfil 8A	1,4	3,97786004585	-2,57786004585
Perfil 9A	1,4	2,83150747558	-1,43150747558

Tabla 5: Comparación de alturas de ola simuladas y lahar 2015.

En general, las alturas de ola presentan baja diferencias, considerando la resolución del modelo de elevación digital usado (30 m). Teniendo, mayormente, diferencias submétricas y un promedio de 0,6 metros. Existiendo, solo en el perfil 5A una diferencia que se puede considerar más significativa pues sobrepasa los 4 metros de diferencia entre lo medido y lo simulado.

Además, se comparó la expresión areal del evento con el área simulada (Fig. 21). Para esto, se usó el archivo de salida en formato kml que representa las alturas máximas de la simulación. Este archivo se representa cartográficamente como polígonos de forma cuadrada que representan el tamaño del pixel del modelo de elevación digital y donde el atributo principal representa la altura máxima de la ola simulada. En este escenario, cada polígono tiene dimensiones de 30 metros por 30 metros. No obstante, el uso de este archivo de salida en formato kml, para ser visualizado en Google Earth, también se puede reconstruir esta cartografía mediante el archivo de salida en formato ASCII.

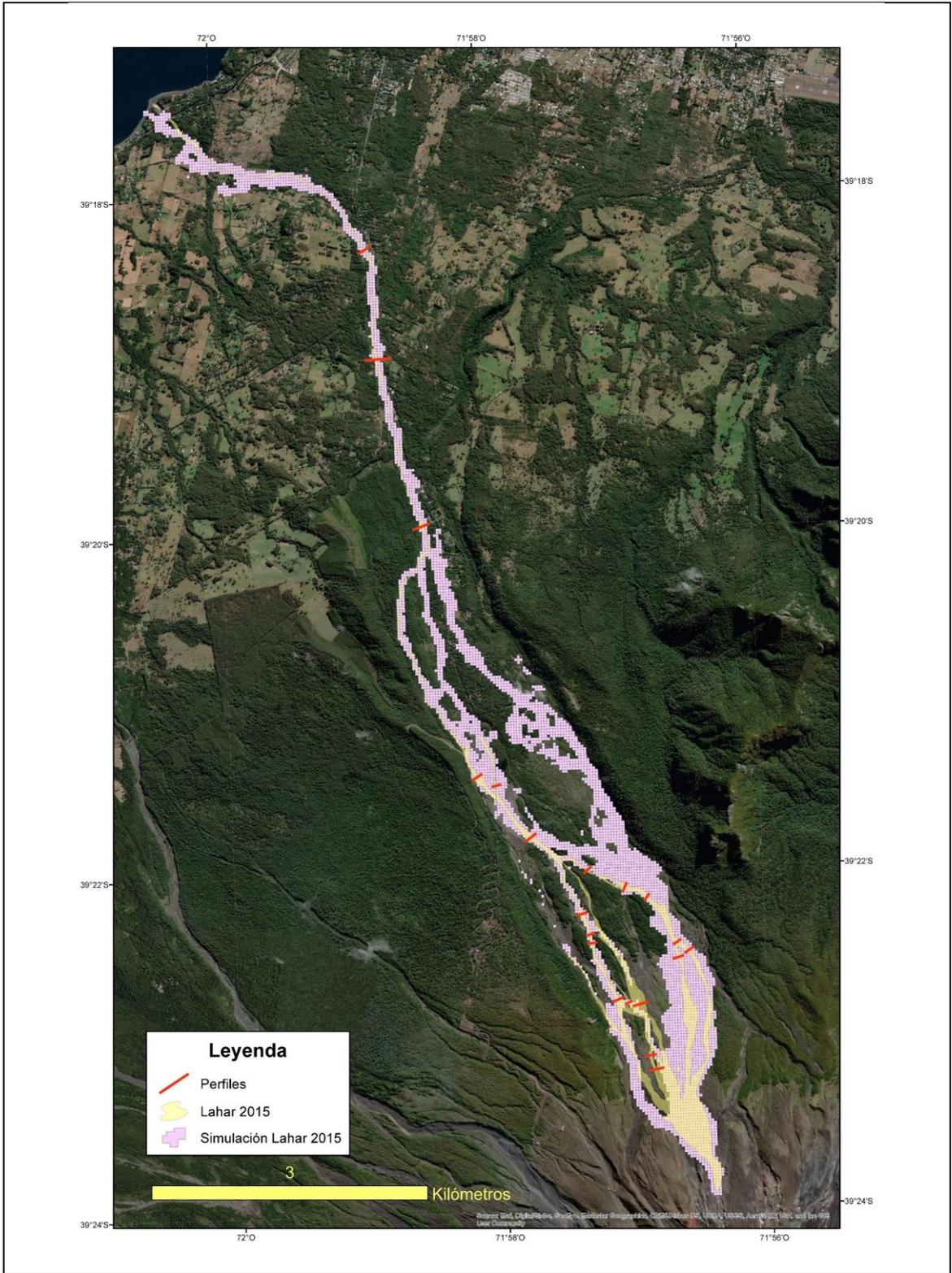


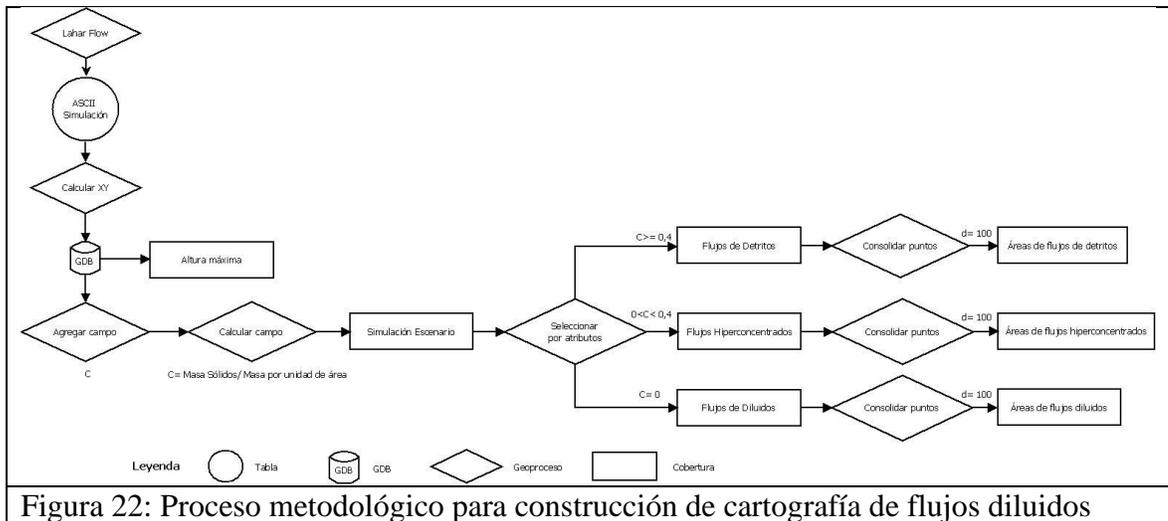
Figura 21: Mapa con simulación areal del escenario 2015.

La expresión areal de la simulación, en general, representa de buena manera el evento del 3 de marzo 2015. En la parte proximal, la simulación abarca de muy buena manera el área del evento 2015, aguas abajo, en la parte intermedia de la microcuenca la representación pierde precisión, hecho atribuible a la resolución del modelo de elevación digital. No se descarta que la construcción de caminos u obras civiles también pueda impactar en estas diferencias, considerando que la liberación mundial de la información por parte de las agencias espaciales se realizó en fases a partir de septiembre de 2014 (“USGS EROS Archive - Digital Elevation - Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 1 Arc-Second Global,” n.d.) y que la zona es un área de alto tránsito debido a actividades relacionadas al turismo. En la parte distal se observa un buen ajuste, representado toda el área del evento y sobreestimándola. Esto se puede explicar debido a que en esta zona de la microcuenca el lahar se encauzaría en el drenaje principal alcanzando en promedio un ancho de 15 metros, con mínimos de 6 metros.

Los tipos de flujo para este escenario fueron modelados considerando los entregables del software en 3 series de tiempo. En ese sentido, el entregable del software no muestra la concentración de sólidos directamente, por lo que se debe calcular. Este cálculo se realizó dividiendo la masa de sólidos (columna 11 del entregable ASCII) por la masa por unidad de área (Columna 8). Esto, para todos los registros donde la masa por unidad de área es mayor que cero.

Para la representación cartográfica, se realizaron geoprocursos que permitieron generar los mapas de tipos de flujo en las diferentes series de tiempo. Primero, se creó la geometría puntual a partir del archivo ASCII. Luego se filtraron y seleccionaron solo los registros cuya profundidad del flujo (Columna 6) fuera mayor a 10 cm. A continuación, se creó un campo en la tabla de atributos y se calculó la concentración de sólidos. Se diferenció los que correspondían a flujos de detritos, flujos hiperconcentrados y flujos diluidos. Finalmente, se aplicó el geoprocuro de las herramientas cartográficas de ArcGIS, consolidar puntos, el que permitió generalizar y crear entidades de polígonos

alrededor de *clusters* de entidades de puntos cercanas considerando una distancia de 100 metros (Fig. 22).



A continuación, se presentan los mapas que representan los diferentes tipos de flujos a 54 segundos de inicio de la simulación, a la mitad del tiempo y el resultado final de la simulación (Fig. 23, 24 y 25).

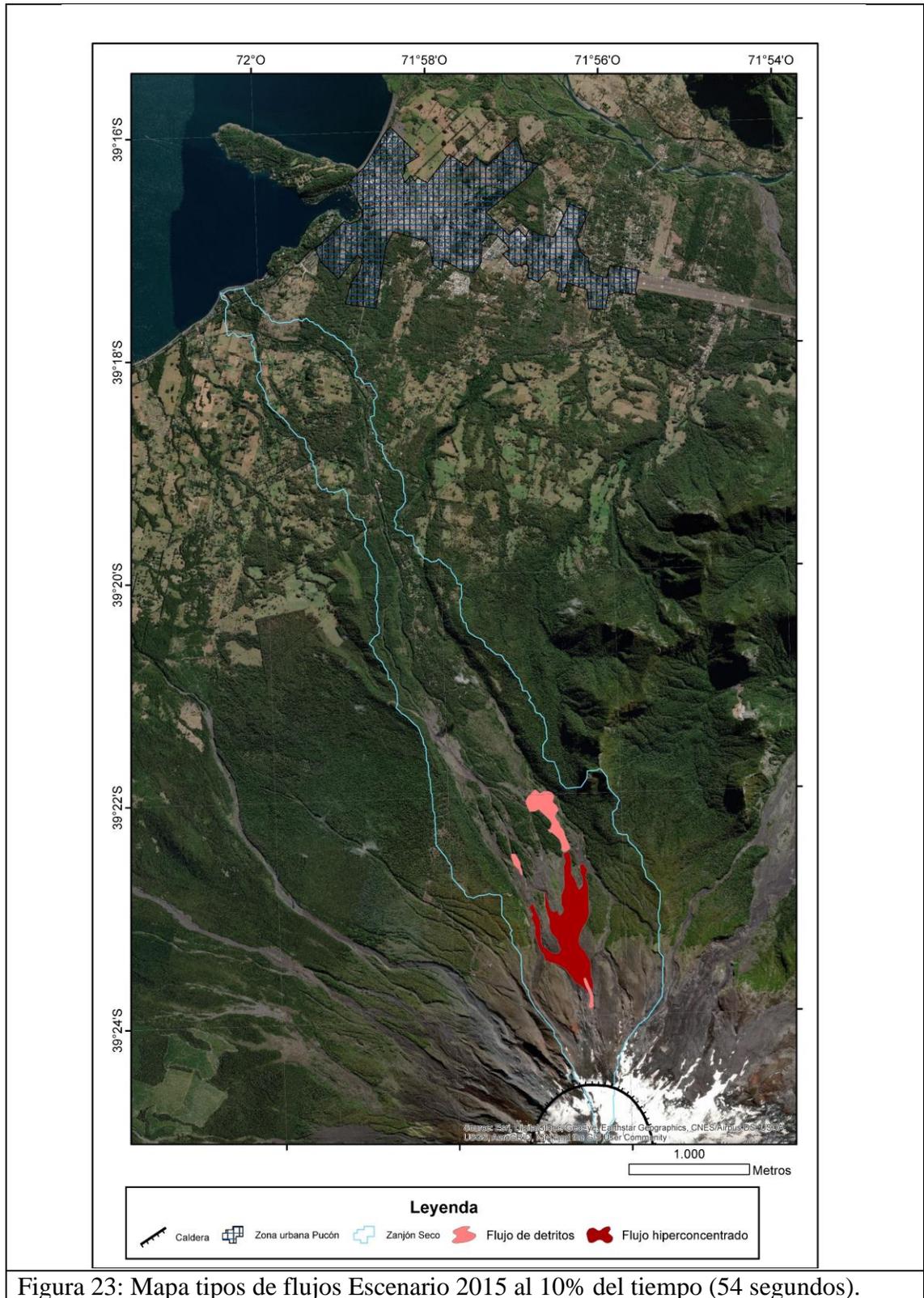


Figura 23: Mapa tipos de flujos Escenario 2015 al 10% del tiempo (54 segundos).

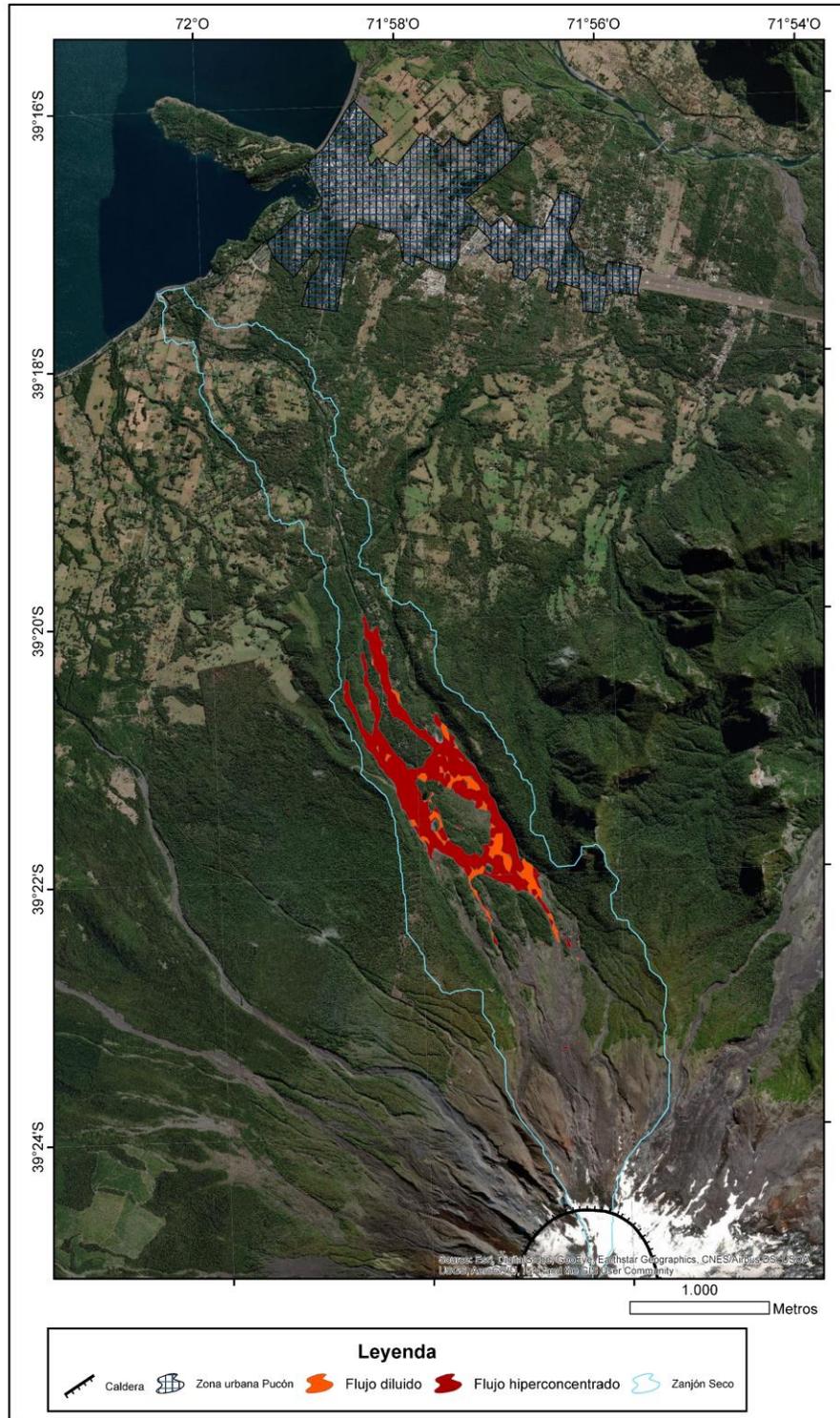


Figura 24: Mapa tipos de flujos Escenario 2015 al 50% del tiempo (2700 segundos).

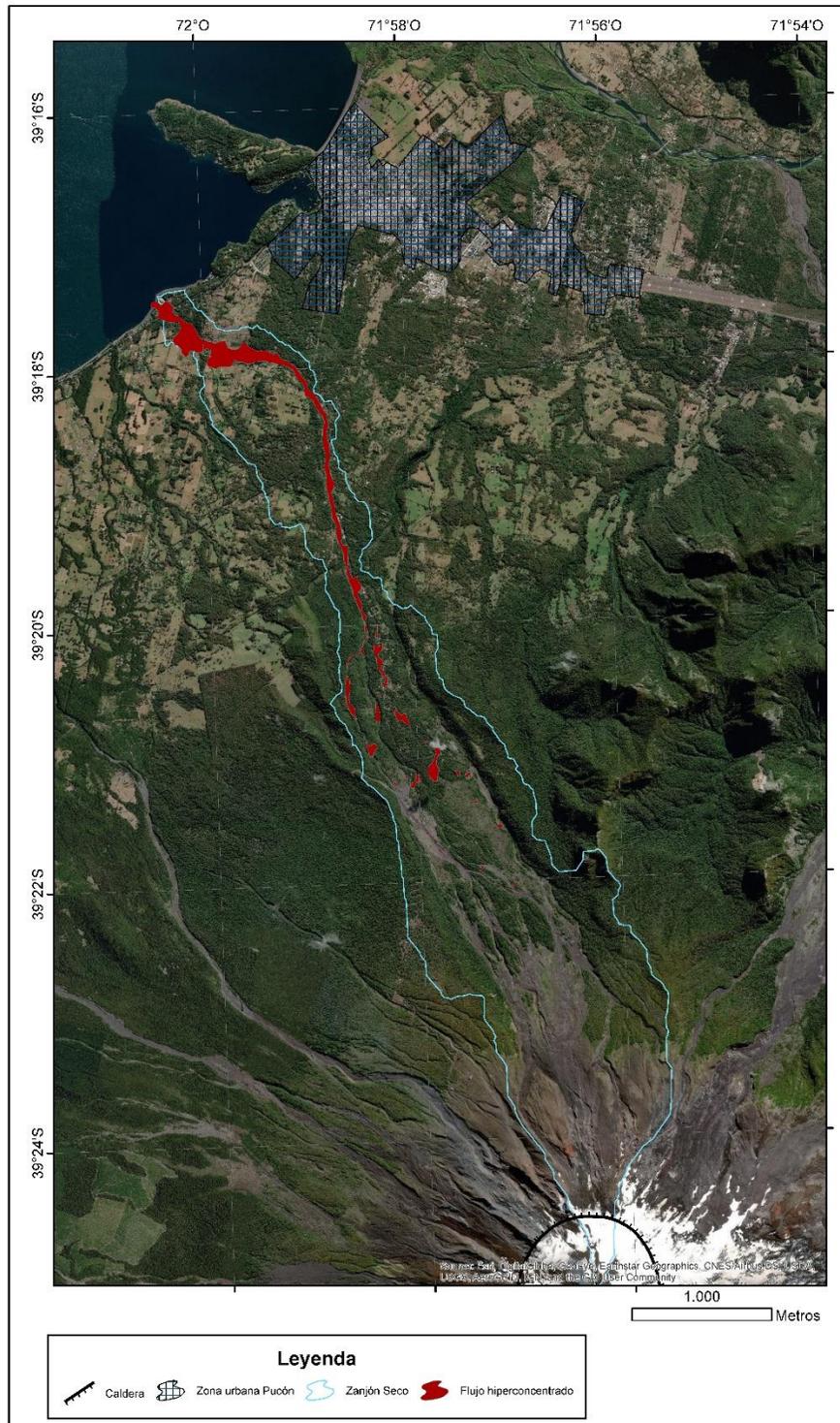


Figura 25: Mapa tipos de flujos Escenario 2015 al 100% del tiempo (5400 segundos).

4.5.2 Modelación y Cartografía Escenario 2

Para este escenario se generaron dos simulaciones, el primero con el objetivo de establecer una modelación de flujos diluidos en un escenario catastrófico y el segundo para evaluar la sensibilidad de la herramienta LaharFlow a cambios en la resolución del modelo de elevación digital. En la primera simulación se usó el modelo de elevación digital que provee la herramienta LaharFlow (SRTM 30) y en la segunda un modelo de elevación de alta resolución, levantado para este trabajo con técnicas aerofotogramétricas.

Para el levantamiento del modelo de alta resolución, se realizó con el apoyo financiero del departamento de la Red Nacional de Vigilancia Volcánica del Servicio Nacional de Geología y Minería mediante licitación pública ID 1562-105-L118 adjudicada a la Empresa Edáfica EIRL en resolución exenta N° 3645/2018, en la cual el autor de este trabajo fue parte de la comisión evaluadora y de la construcción de las bases técnicas.

En el levantamiento aerofotogramétrico se entregaron a la empresa puntos de control de terreno, con el objetivo de optimizar la precisión del levantamiento. Estos puntos fueron tomados con GPS diferencial propiedad del Servicio Nacional de Geología y Minería y post-procesados en gabinete. Para esto, se realizaron marcas con pintura *spray*, circulares, de 1,5 m de diámetro y con una cruz en el centro y que generaban contraste con el piso donde se pintaron (Fig. 26). Esto, para que fueran identificadas de manera clara en las fotografías aéreas que tomara la aeronave pilotada remotamente (RPAS). Luego, con el DGPS se levantaba este punto por algunos minutos para la obtención posterior de una coordenada de alta precisión. En total, se midieron 16 puntos (Fig. 27) y se usaron para el procesamiento 10.



Figura 26: Puntos de control en terreno (A) Marca en zona urbana (B) Marca en zona rural (c) Toma de posición geográfica con estación móvil DGPS.

El levantamiento aerofotogramétrico fue realizado con un RPAS modelo EVO-Cam v2018 a una altura de vuelo de 533 metros, se tomaron un total de 6152 fotografías con un recubrimiento estereoscópico superior al 90%. Se generaron 1.714.817 puntos de amarre en el ortomosaico. La imagen resultante tuvo una resolución de 7,78 cm/px, cubriendo un área de 13,2 km². Asimismo, el modelo de elevación digital obtenido tuvo una resolución de 15,6 cm/px y una densidad de puntos de 41,3 puntos/m². La precisión geográfica de este levantamiento fue calculada en 0,02 metros (Fig. 27). Este modelo no alcanzó a cubrir toda el área de la microcuenca del Zanjón Seco, por lo que la simulación corre en parte en el SRTM.

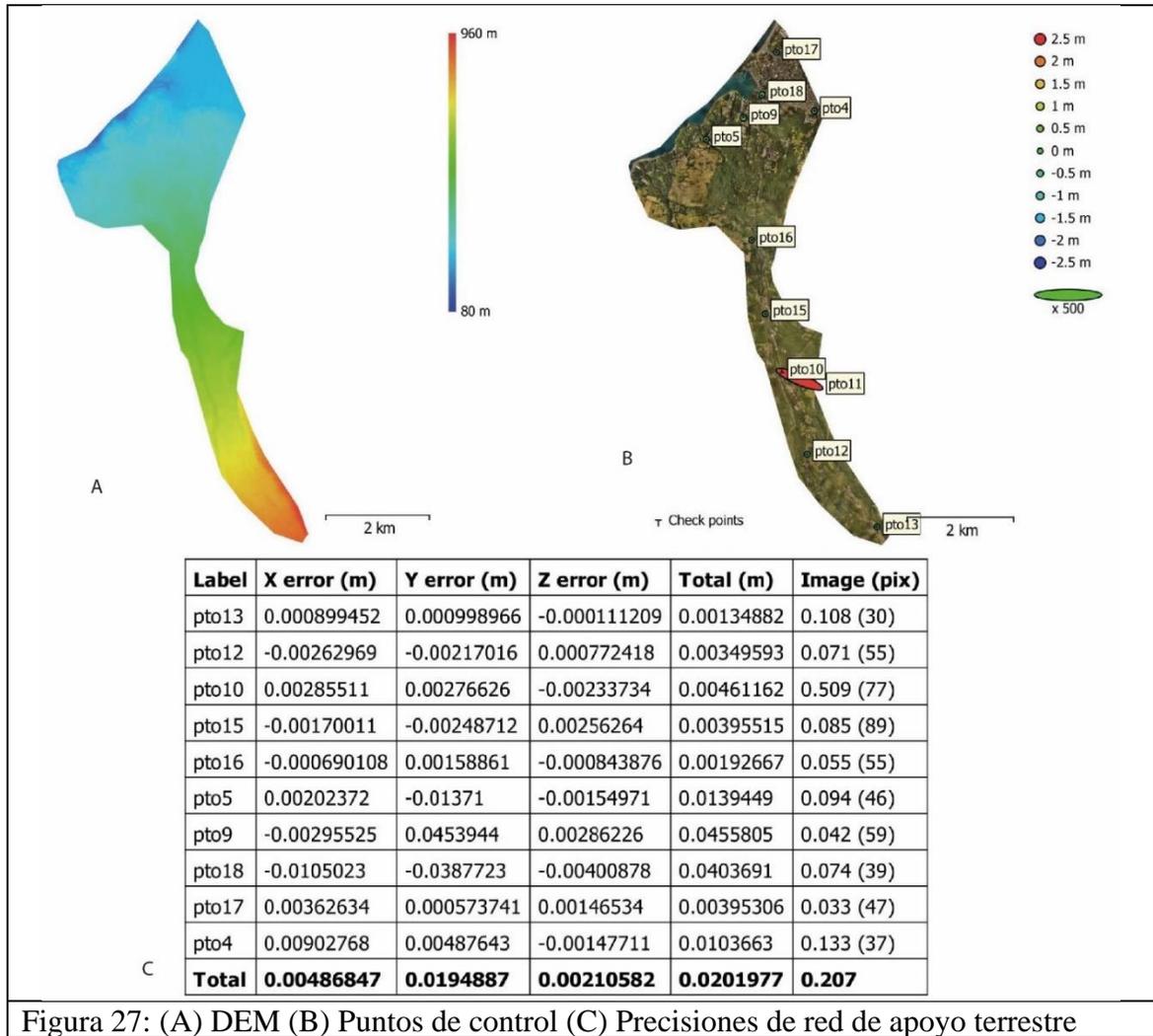


Figura 27: (A) DEM (B) Puntos de control (C) Precisiones de red de apoyo terrestre

A continuación, se presentan los mapas de tipos de flujos realizados para este escenario (Fig 28, Fig. 29, Fig 30) considerando los tiempos de simulación al 10%, 50% y 100% y también las diferencias con el mismo escenario modelado con el modelo de elevación digital de alta resolución (Fig. 31, Fig 32 y Fig 33).

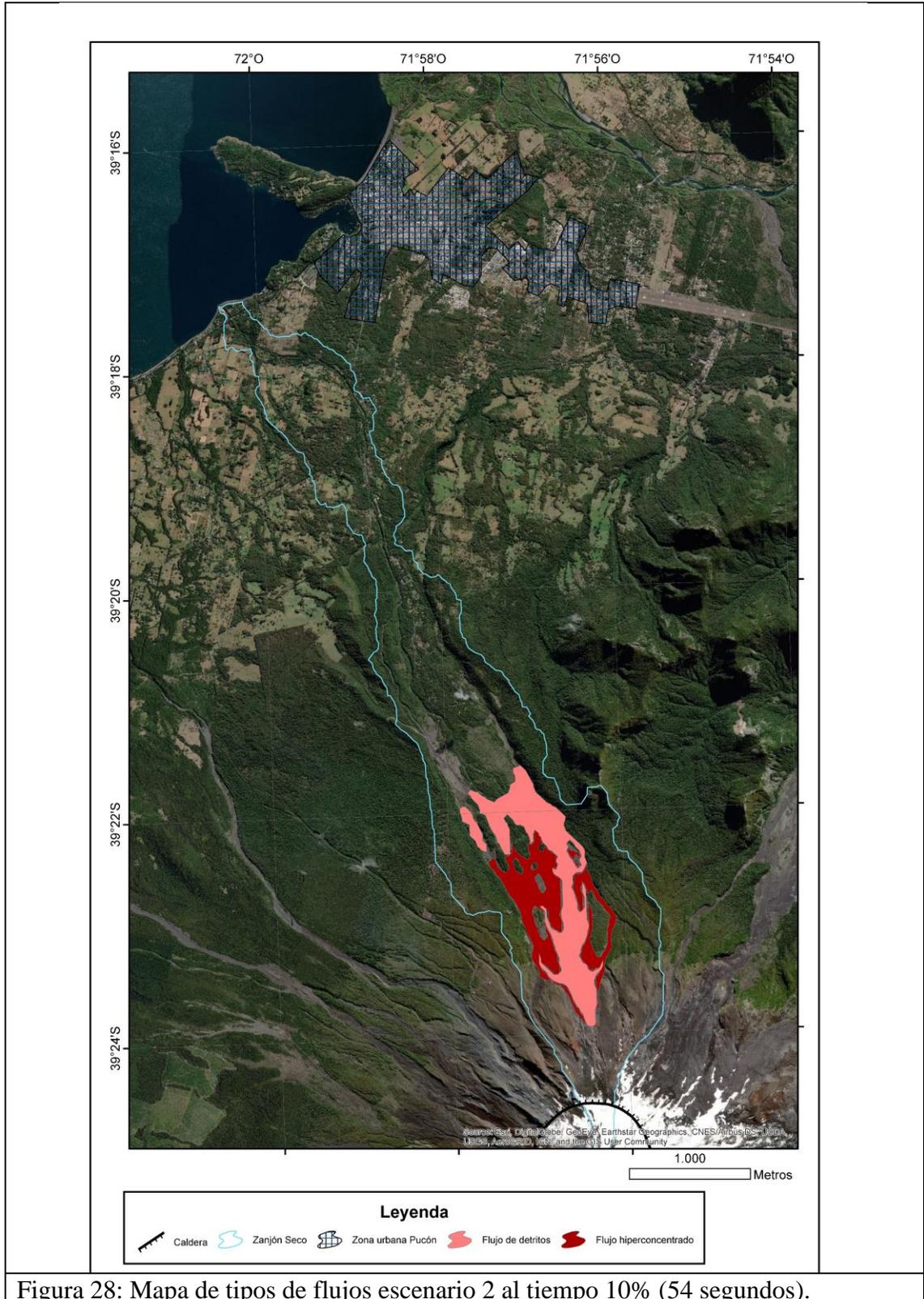


Figura 28: Mapa de tipos de flujos escenario 2 al tiempo 10% (54 segundos).

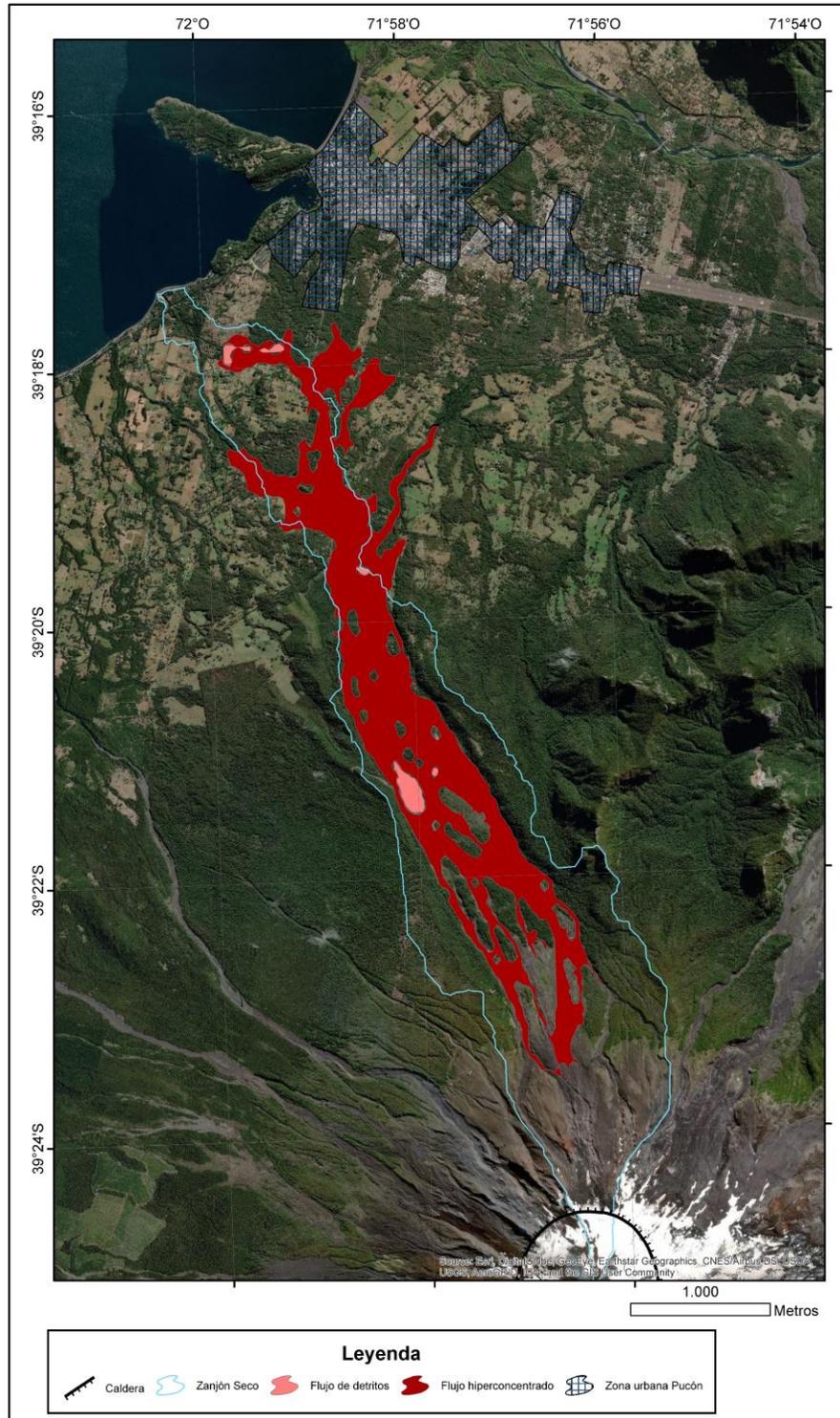


Figura 29: Mapa de tipos de flujos escenario 2 al tiempo 50% (2700 segundos).

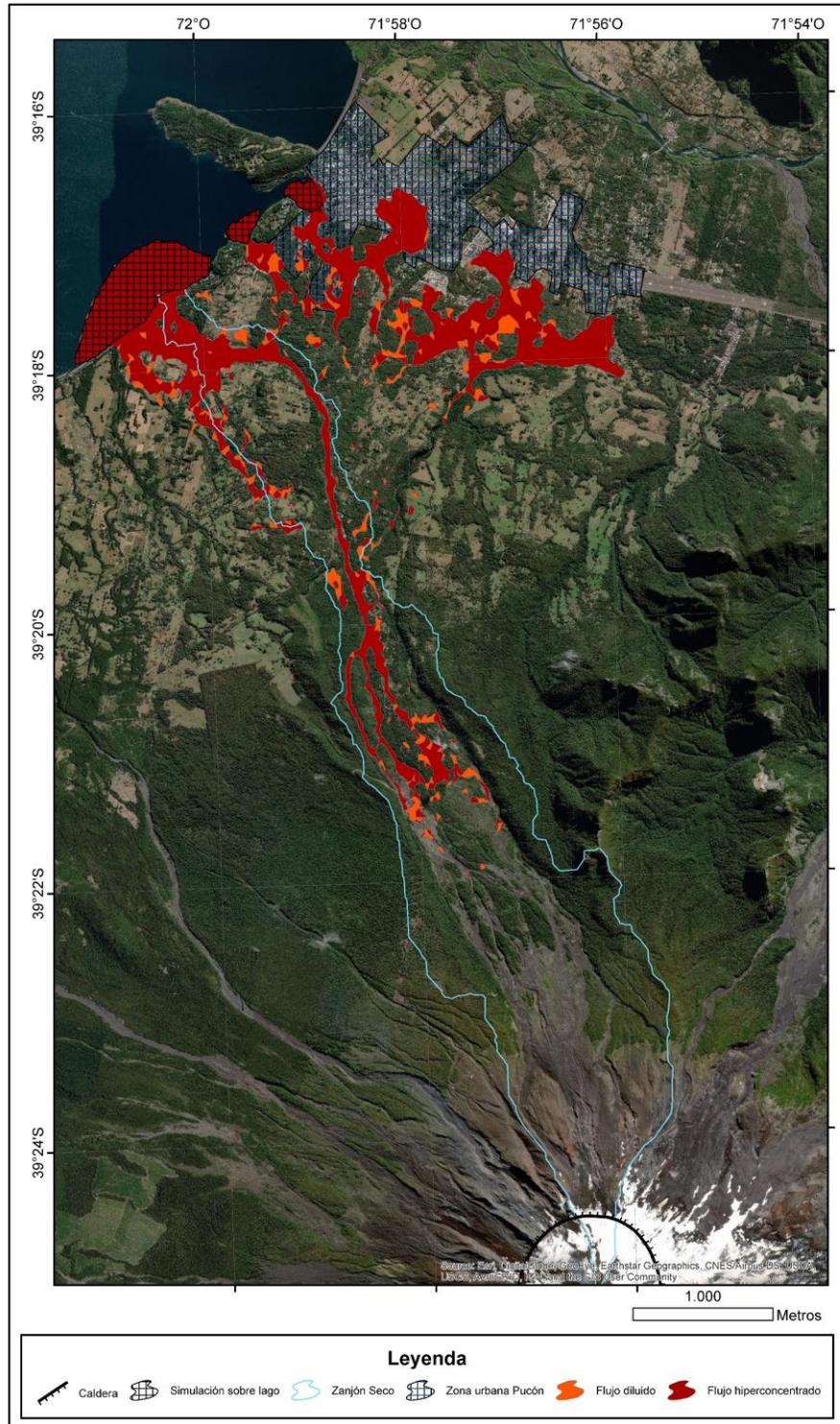


Figura 30: Mapa de tipos de flujos escenario 2 al tiempo 100% (5400 segundos).

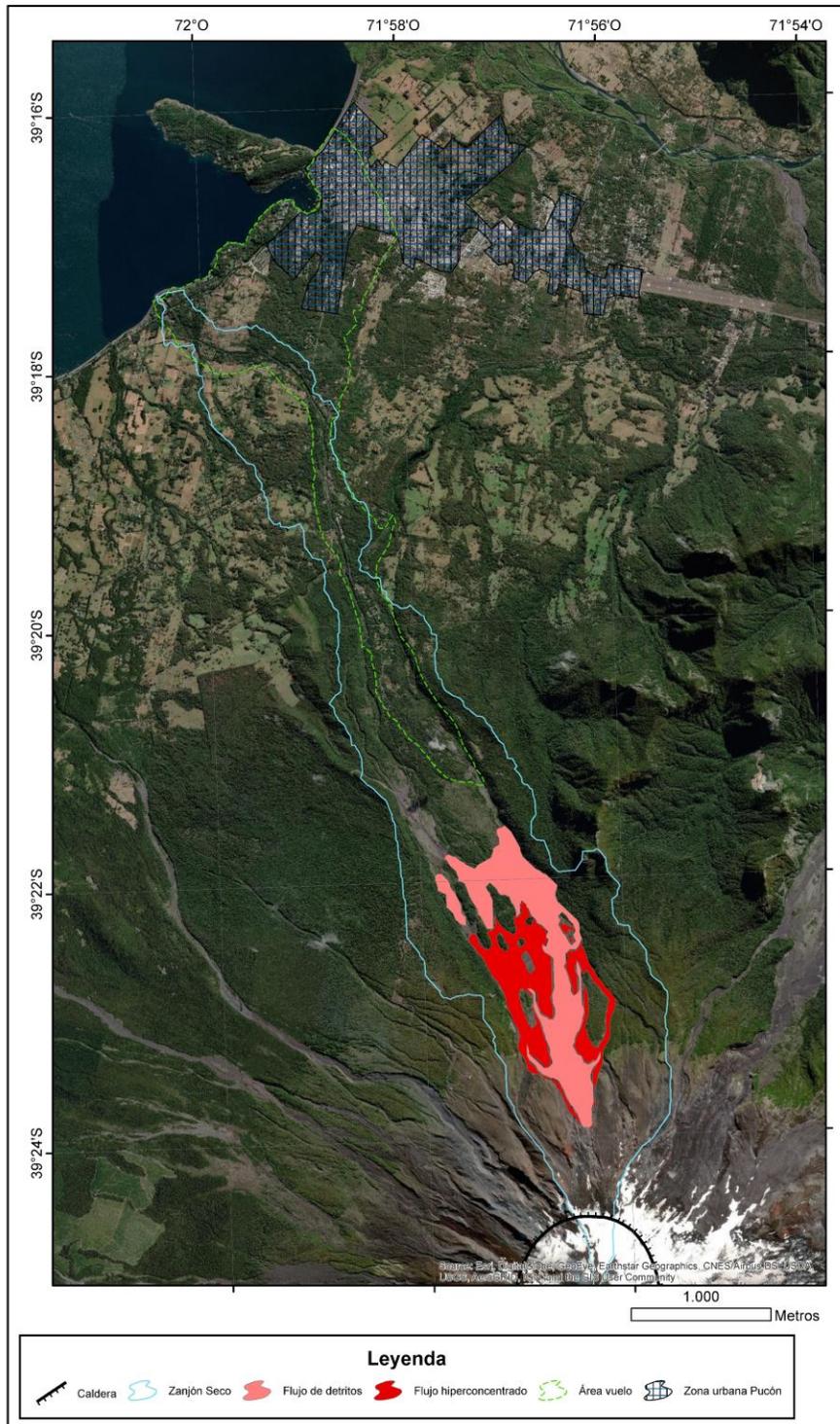


Figura 31: Mapa de tipos de flujos escenario 2 con DEM de alta resolución al 10% del tiempo

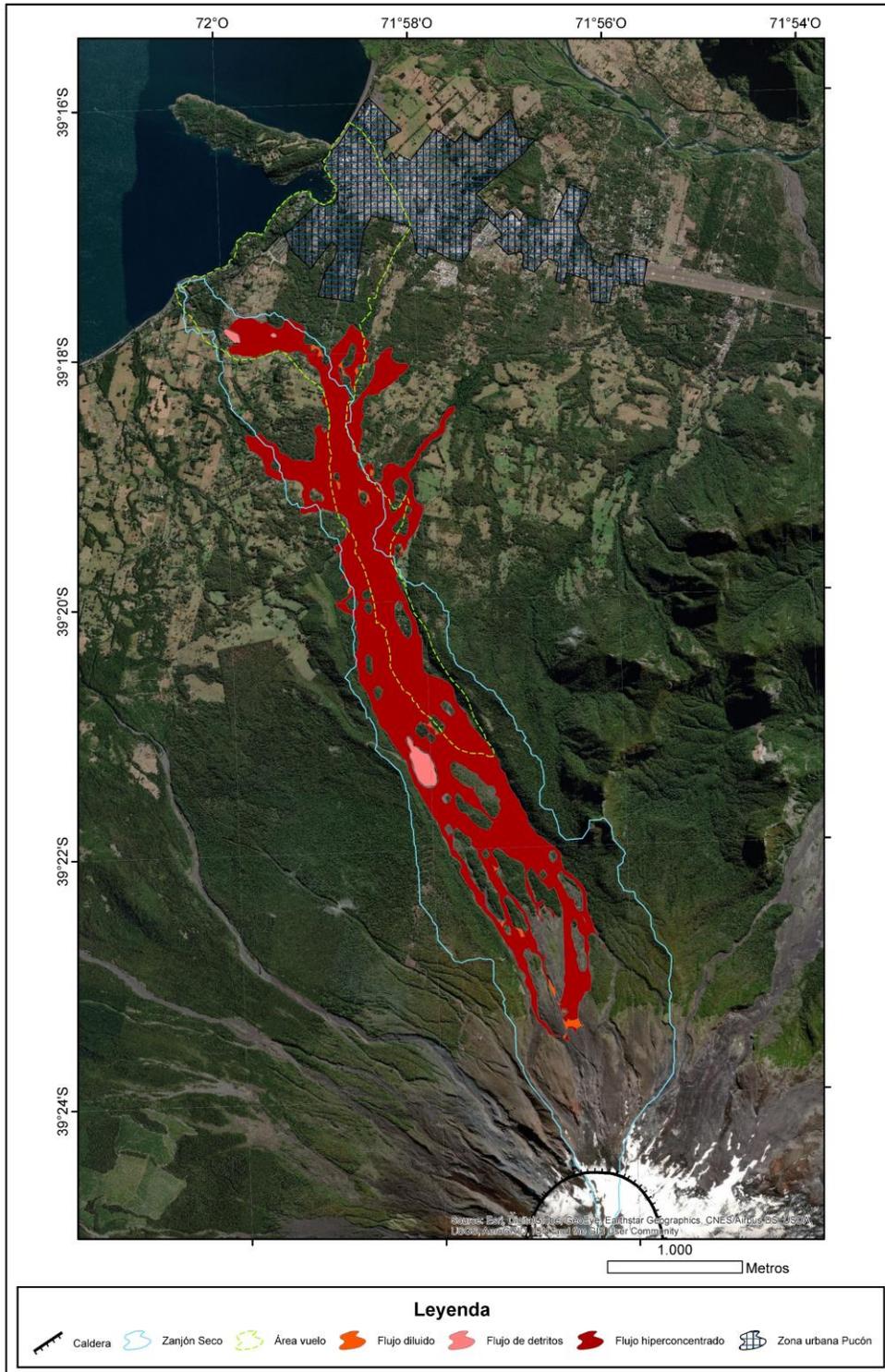


Figura 32: Mapa de tipos de flujos escenario 2 con DEM de alta resolución al 50% del tiempo.

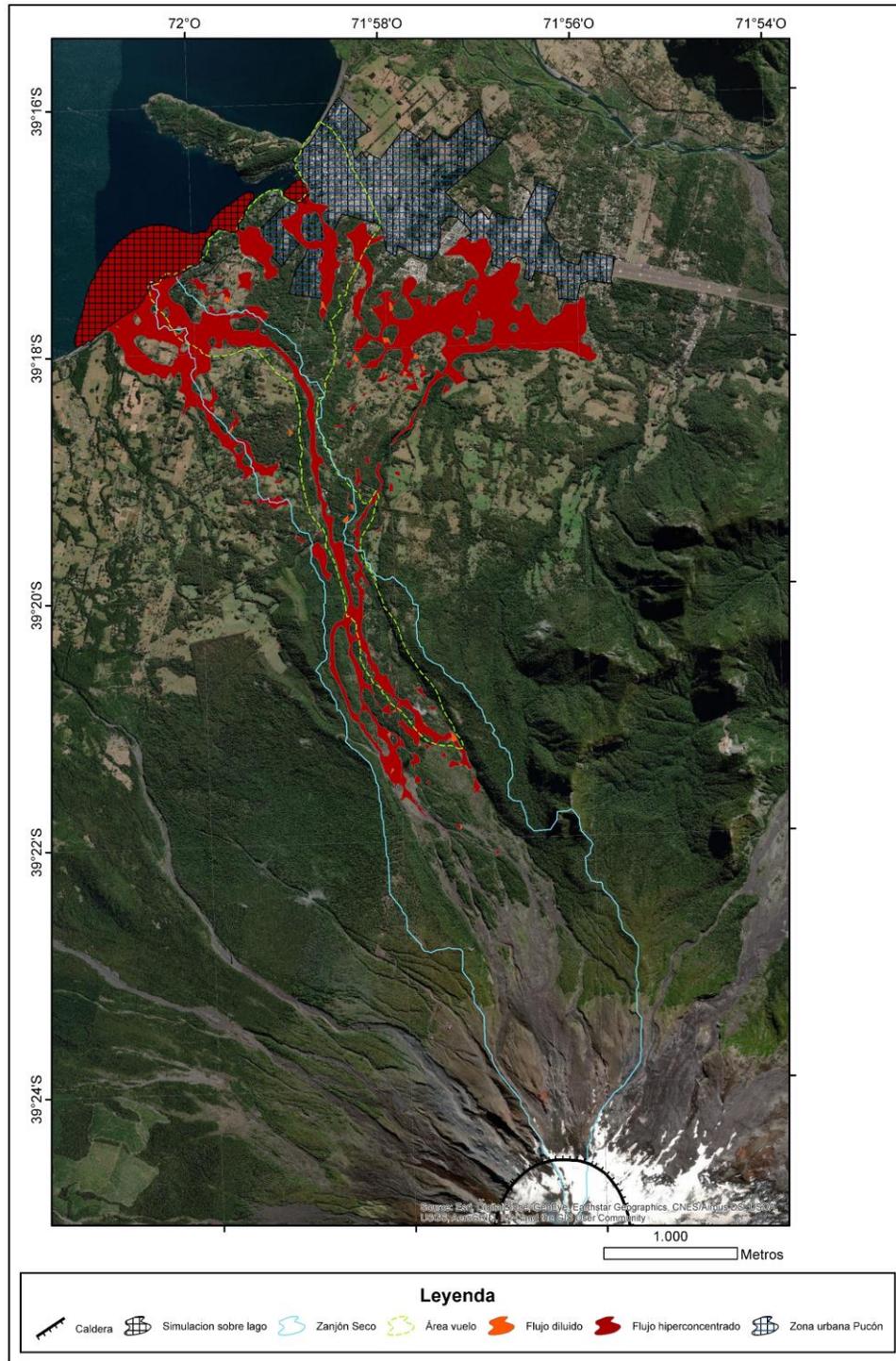


Figura 33: Mapa de tipos de flujos escenario 2 con DEM de alta resolución al 100% del tiempo.

La cartografía de tipos de flujo muestra que, en todos los escenarios simulados, se representan flujos diluidos, no obstante, estos no se modelan en series de tiempo iniciales del evento lahárico. Estas fases se modelan de diferente manera según el modelo de elevación digital, por lo que la herramienta sería sensible a cambios DEM y el de alta resolución representaría de mejor forma los flujos diluidos. Los flujos de detritos son más relevantes arealmente en etapas tempranas de eventos laháricos catastróficos (IEV 4) que, en eventos eruptivos de corta duración, como la erupción de 3 de marzo del 2015. Los flujos hiperconcentrados serían los más relevantes en todos los estadios de la modelación, a excepción de las etapas tempranas (Tabla 6).

Simulación ID	Escenario	T	Flujo	Área (Km2)	% en serie T
3387	Escenario 2015	10	Detritos	0,318657	24
3387	Escenario 2015	10	Hiperconcentrados	0,995624	76
3387	Escenario 2015	50	Hiperconcentrados	2,355023	86
3387	Escenario 2015	50	Diluidos	0,379053	14
3387	Escenario 2015	100	Hiperconcentrados	0,93888	100
3149	Escenario 2	10	Detritos	2,353188	59
3149	Escenario 2	10	Hiperconcentrados	1,637447	41
3149	Escenario 2	50	Detritos	0,247002	3
3149	Escenario 2	50	Hiperconcentrados	9,421969	97
3149	Escenario 2	100	Hiperconcentrados	*7,581963	86
3149	Escenario 2	100	Diluidos	1,2093	14
3491	Escenario 2 con DEM	10	Detritos	2,353188	59
3491	Escenario 2 con DEM	10	Hiperconcentrados	1,637447	41
3491	Escenario 2 con DEM	50	Detritos	0,186602	2
3491	Escenario 2 con DEM	50	Hiperconcentrados	9,613995	97
3491	Escenario 2 con DEM	50	Diluidos	0,115385	1
3491	Escenario 2 con DEM	100	Hiperconcentrados	*7,68137	99
3491	Escenario 2 con DEM	100	Diluidos	0,105021	1

Tabla 6: Valor de las áreas de los tipos de flujo en las series de tiempo y en los escenarios simulados (*valor no considera área simulada sobre el lago).

4.5.3 Análisis de resultados

La modelación de los lahares se realiza para entender de mejor manera estos fenómenos, conocer su hidrología y anticiparse a escenarios que puedan generar daños materiales y en la población, en eventuales escenarios eruptivos de un volcán. De esta forma, se crean mapas de peligros volcánicos donde los lahares son un elemento entre otros para poder determinar zonas de peligro volcánico y, en consecuencia, pueden ser utilizados como herramientas para la planificación territorial.

La actividad eruptiva del 3 de marzo del 2015, aunque de corta duración, generó una amplia gama de fenómenos volcánicos. Si bien para el volcán Villarrica los peligros de mayor recurrencia e impacto han correspondido históricamente a los flujos laháticos, erupciones como la observada en marzo de ese año permiten indagar en el origen de los mismos, reconociéndose en muchos casos una secuencia de procesos ligados cada uno a un determinado tipo de peligro (Bertin et al., 2015).

En general, la modelación de lahares, no considera la diferenciación de los flujos diluidos y se incluye este tipo y su depósito sedimentario como parte de las facies asociadas a flujos hiperconcentrados o de transición (Bono, 2014; Castruccio et al., 2010; F. Flores, 2015).

Históricamente, SERNAGEOMIN, ha desarrollado la cartografía de peligros volcánicos, las metodologías que han usado para generar áreas de peligro han evolucionado en el tiempo, incorporando herramientas geomáticas y mejores técnicas de terreno. Es así como el mapa de peligros del volcán Villarrica, que ya cumple 20 años, se encuentra actualmente vigente en el área de estudio y fue desarrollado con una metodología diferente a la como se han publicado los mapas en los últimos años.

Dado que no existe un documento institucional oficial de carácter público, la metodología actual se revisó en las últimas cartas publicadas para mapas de peligros por SERNAGEOMIN y metodologías usadas en otros países. Esta metodología incluye la evaluación de los peligros volcánicos mediante una serie de criterios que incluyen la

frecuencia de erupciones postglaciación, su magnitud, los tipos de procesos y sus productos volcánicos, así como sus características y respectivas áreas de impacto, para posteriormente representar los distintos grados de peligrosidad en un mapa de peligro a distintas escalas (D V Franco et al., 2010; Gho et al., 2019; Jorquera, Roríguez, Bertin, & Flores, 2019; Mariño, Cabrera, & Cueva, 2016; Soto, 2012). A través de la medición o estimación de las dimensiones y alcances de los productos volcánicos, sobre la base de criterios topográficos y geomorfológicos, se define un área de influencia para cada proceso volcánico (Jorquera et al., 2019). Esta metodología incluye métodos semicuantitativos a partir del uso de modelos numéricos, usando diferentes herramientas geomáticas para definir zonas susceptibles del algún peligro en diferentes escenarios eruptivos. Además, incluyen una matriz multicriterio relacionada a la recurrencia de los procesos en el tiempo (Gho et al., 2019; Jorquera et al., 2019).

El mapa de peligros volcánicos del volcán Villarrica (Moreno, 2000), considera, principalmente, la historia eruptiva del volcán agrupando las zonas de peligro por flujos de lavas y lahares, y de manera diferenciada las zonas de peligros por caída de piroclastos.

En estas dos formas de desarrollar y publicar la cartografía de peligros volcánicos no se diferencian los flujos diluidos como un elemento separado del peligro del proceso lahárico, ya que, tanto en el mapa de Moreno (2000) como en los mapas publicados por SERNAGEOMIN durante el año 2019 el peligro por algún proceso volcánico lo definen otras variables de carácter empírico y no se considera al tipo de flujo como una variable directamente. No obstante, la concentración de sólidos usada en los mapas publicados en 2019, como dato de entrada, en la modelación semicuantitativa podría relacionarse a los tipos de flujos como se hizo en este trabajo.

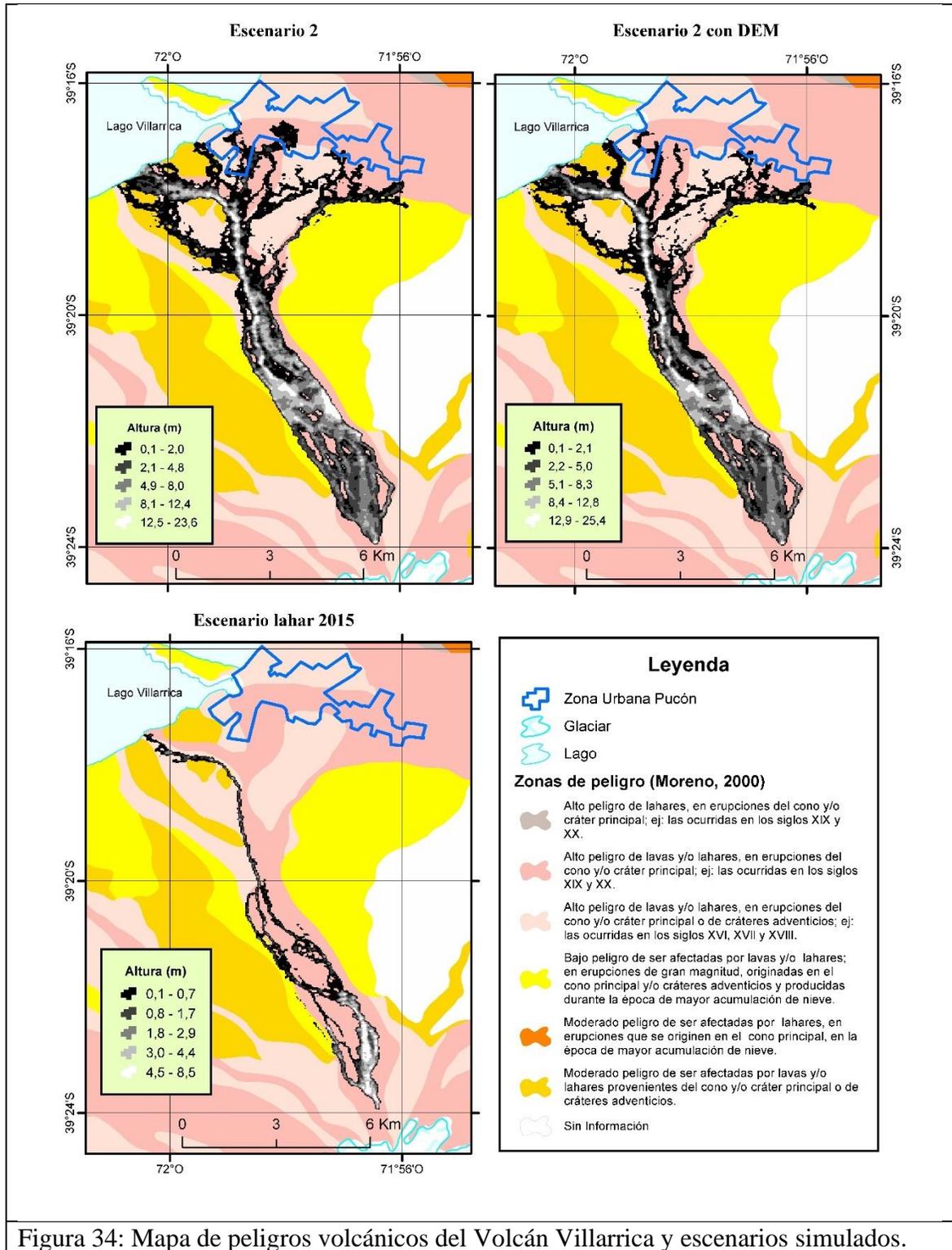


Figura 34: Mapa de peligros volcánicos del Volcán Villarrica y escenarios simulados.

De todas formas, la modelación de parámetros físicos, y la modelación de eventos laháricos en diferentes escenarios, que se realizó en la microcuenca del Zanjón Seco es concordante con las zonas de peligros documentadas en el mapa de peligros volcánicos del Volcán Villarrica (Fig. 34). Incluso, debido a la escala de trabajo se pueden mejorar o redefinir las zonas de peligro optimizándolas para los planes de ordenamiento territorial, de escalas mucho más grandes.

Los resultados de este trabajo muestran que en todos los escenarios los flujos diluidos son modelados, no obstante, no se modelan en los diferentes tiempos que se analizaron. La representación de los flujos diluidos de este trabajo es concordante con eventos puntuales como el evento lahárico de 1971, en donde se describen facies laterales como flujos diluidos de los depósitos laháricos del Río Volpin en el flanco Oeste del Volcán Villarrica (Castruccio et al., 2010).

Para el caso del escenario del lahar 2015, los flujos diluidos se presentan sólo en la mitad del tiempo de simulación (Tabla 6), principalmente su distribución es de manera lateral y en zonas donde el Zanjón Seco presenta un cauce más ancho. Es muy posible que la simulación no muestre flujos diluidos en la etapa final de simulación (T100%) debido a que durante este tiempo el lahar se mantiene confinado al cauce activo del Zanjón Seco, evitando que se produzcan eventos de dilución/inundación en áreas planas. Lo que es concordante con la dinámica sedimentaria observada para este evento (Fig. 14) (F. Flores, 2015). Para el caso de las simulaciones del escenario 2, los flujos diluidos se presentan al final del tiempo de simulación, esto podría ser motivado porque el lahar simulado sobrepasa el límite de la microcuenca del Zanjón Seco generando flujos diluidos en áreas no confinadas, incluso en áreas pobladas relativamente planas. Sólo en el caso de la simulación realizada sobre el modelo de alta resolución se presentan como facies laterales del evento lahárico a la mitad del tiempo de simulación (Tabla 6). La representación de flujos diluidos al final de la simulación es más importante en la simulación que no corre sobre el modelo de elevación digital, esta diferencia podría indicar que los flujos diluidos en eventos de gran magnitud (IEV=4) podrían sobre

estimarse con un modelo de resolución baja en la herramienta LaharFlow. En ambos casos los flujos diluidos se muestran como facies laterales principalmente y Inter facies subordinadamente. Por lo tanto, en eventos de alta magnitud podrían alcanzar áreas urbanas (Fig. 35).

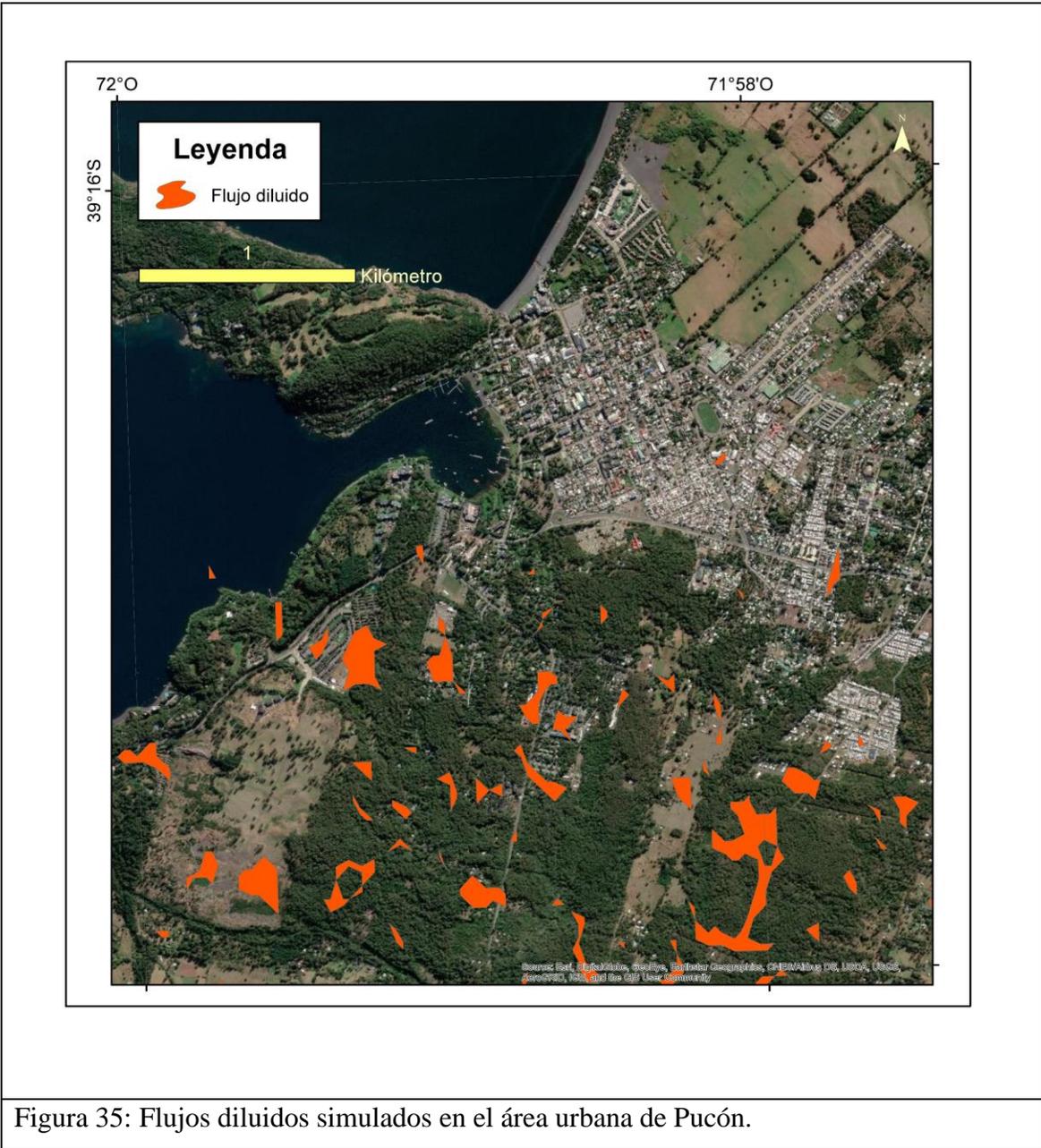


Figura 35: Flujos diluidos simulados en el área urbana de Pucón.

Esto último y su relación agua-sedimento podrían establecer que los flujos diluidos representarían un tipo peligro diferente (con respecto al impacto) dentro de los eventos laháricos en escenarios de baja o alta magnitud considerando que se comportan como flujos de inundación y por lo tanto podrían impactar en áreas urbanas de manera diferente a los flujos hiperconcentrados o de detritos en las áreas pobladas.

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES

Las técnicas geomáticas aplicadas en este trabajo permiten modelar y reconocer la hidrología de un lahar. Diferenciando los diferentes tipos de flujos que se pueden mapear en terreno. Esto incluye a flujos de detritos, flujos hiperconcentrados y flujos diluidos.

Los flujos diluidos en el volcán Villarrica se pueden reconocer en afloramientos en su vertiente norte y se comportarían como flujos posteriores o intercalados con otros tipos de flujos (depósitos). Además, estos no solo se presentarían como flujos frontales sino también son modelados como flujos laterales principalmente; y subordinadamente como inter flujos en etapas, intermedias y distales del evento lahático.

La modelación de estos flujos puede realizarse con la herramienta LaharFlow. En ese sentido, la herramienta permite modelar toda la hidrología de un lahar, calculando y reconociendo los 3 tipos de flujos, a través de variables de salida del modelo, entre otros parámetros.

Los flujos diluidos se presentan en modelaciones bajo diferentes escenarios eruptivos, por lo tanto, LaharFlow es una buena herramienta para representar flujos diluidos. Incluso las simulaciones muestran que las áreas pobladas alrededor podrían verse afectadas por fases diluidas incluso con erupciones de baja magnitud

La cartografía de flujos diluidos no la entrega directamente la herramienta LaharFlow, no obstante, permite obtener el insumo crítico para representarlos. Se construye a partir de los parámetros de salida calculando la relación entre la masa de los sólidos y la masa por unidad de área. A partir de esto se puede presentar la cartografía de las zonas inundadas como una geometría puntual o ejecutar geoprocetos para representarlo en geometría poligonal y así compararlo con mapas de peligros volcánicos.

La modelación del lahar que bajó por el estero Zanjón Seco producto del evento eruptivo del 3 de marzo de 2015 fue consistente con la información descrita en terreno, tanto de la altura de ola como los tipos de flujo. Con respecto, a la expresión areal del evento, este solo tuvo un buen ajuste en la parte proximal y distal del evento. En la parte intermedia, la modelación sobrevaloró el lahar, tomando además otras rutas. Esto podría ser causa, primero, a cambios en el terreno, es decir obras civiles o de mitigación que no estén representadas en el modelo de elevación digital o; segundo, a la baja resolución espacial del modelo (30 m).

La incorporación de modelos de elevación digital más detallados o de mejor resolución permiten modelar los lahares de esta forma poder usarlos para herramientas de planificación de mayor escala.

Los flujos diluidos en escenarios de gran magnitud (IEV=4) fueron modelados con mayor ocurrencia espacial bajo modelos de elevación digital de baja resolución (30m), no obstante, con modelos de mayor resolución estos son modelados bajo diferentes tiempos en la simulación.

Las actuales metodologías de mapas de peligros volcánicos, que incluyen análisis multicriterio de los procesos volcánicos, a través de matrices multicriterio podrían incorporar la diferenciación por tipos de flujos, pero aplicados a mapas más localizados o de escalas de mayor detalle y así diferenciar o categorizar el peligro por lahares dependiendo de su tipo de flujo sobre todo el que pueda impactar en áreas pobladas.

BIBLIOGRAFÍA

- Bertin, D., Amigo, A., & Bertin, L. (2015). Erupción del volcán Villarrica 2015: Productos emitidos y volumen involucrado. In *Congreso Geológico Chileno, No. 14*. La Serena.
- Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., ... Wigger, P. (2002). *The Southern Andes between 36° and 40°S latitude: Seismicity and average seismic velocities. Tectonophysics* (Vol. 356). [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00399-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00399-2)
- Bono, L. (2014). *Modelación de los lahares del Volcán Villarrica en el sector de Pucón, Región de la Araucanía*. Universidad de Chile.
- Bouchut, F., & Westdickenberg, M. (2004). Gravity driven shallow water models for arbitrary topography. *Communications in Mathematical Sciences*, 2(3), 359–389. <https://doi.org/10.4310/CMS.2004.v2.n3.a2>
- Caballero, L., & Capra, L. (2014). The use of FLO2D numerical code in lahar hazard evaluation at Popocatepetl volcano: a 2001 lahar scenario. *Natural Hazards and Earth System Science*, 14(12), 3345–3355. <https://doi.org/10.5194/nhess-14-3345-2014>
- Cannon, S., Gartner, J., G. Rupert, M., A. Michael, J., H. Rea, A., & Parrett, C. (2010). *Predicting the probability and volume of postwildfire debris flows in the intermountain western United States. Geological Society of America Bulletin - GEOL SOC AMER BULL* (Vol. 122). <https://doi.org/10.1130/B26459.1>
- Cao, Z., Pender, G., & Carling, P. (2006). Shallow water hydrodynamic models for hyperconcentrated sediment-laden floods over erodible bed. *Advances in Water Resources*, 29(4), 546–557. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.06.011>
- Cao, Z., Pender, G., Wallis, S., & Carling, P. (2004). Computational Dam-Break Hydraulics over Erodible Sediment Bed. *Journal of Hydraulic Engineering*, 130(7), 689–703. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2004\)130:7\(689\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2004)130:7(689))
- Capra, L., Norini, G., GropPELLI, G., Macías, J. L., & Arce, J. L. (2008). Volcanic hazard zonation of the Nevado de Toluca volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(4), 469–484. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.04.016>
- Casertano, L. (1963a). *Actividad del volcán Villarrica en el curso de este siglo. II parte y final*.
- Casertano, L. (1963b). *Actividad del volcán Villarrica en el curso de este siglo*.

- Casertano, L. (1963c). General characteristics of active andean volcanoes and a Summary of their activities during recent centuries. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53(6), 1415–1433.
- Cassasa, G., Acuña, C., Zamora, R., Schliermann, E., & Rivera, A. (2004). Ice thickness and glacier retreat at Villarrica Volcano. In L. Lara & J. Clavero (Eds.), *Villarrica volcano (39.5° S), Southern Andes, Chile* (pp. 53–60). Santiago: Boletín 61, Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Castro-Orgaz, O., Hutter, K., Giraldez, J. V., & Hager, W. H. (2015). Nonhydrostatic granular flow over 3-D terrain: New Boussinesq-type gravity waves? *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120(1), 1–28. <https://doi.org/10.1002/2014JF003279>
- Castruccio, A. (2005). *Lahares generados por la erupción de 1971, en el flanco occidental del volcán Villarrica, Andes del Sur (39,5°S)*. Universidad de Chile.
- Castruccio, A., & Clavero, J. (2006). Nuevos antecedentes sobre los lahares generados por la erupción de 1971, en el flanco occidental del volcán Villarrica (39, 5°S). In *Congreso Geológico Chileno, No. 11* (pp. 427–430). Antofagasta.
- Castruccio, A., & Clavero, J. (2015). Lahar simulation at active volcanoes of the Southern Andes: implications for hazard assessment. *Natural Hazards*, 77(2), 693–716. <https://doi.org/10.1007/s11069-015-1617-x>
- Castruccio, A., Clavero, J., & Rivera, A. (2010). Comparative study of lahars generated by the 1961 and 1971 eruptions of Calbuco and Villarrica volcanoes, Southern Andes of Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 190(3), 297–311. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.12.005>
- Cembrano, J., Hervé, F., & Lavenu, A. (1996). The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259, 55–66.
- Charbonnier, S. J., Connor, C. B., Connor, L. J., Sheridan, M. F., Oliva Hernández, J. P., & Richardson, J. A. (2017). Modeling the October 2005 lahars at Panabaj (Guatemala). *Bulletin of Volcanology*, 80(1), 4. <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1169-x>
- Clavero, J., & Moreno, H. (2004). Evolution of Villarrica volcano. In L. Lara & J. Clavero (Eds.), *Villarrica volcano (39.5°S), Southern Andes, Chile* (pp. 17–27).
- Córdoba, G., Villarosa, G., Sheridan, M. F., Viramonte, J. G., Beigt, D., & Salmuni, G. (2015). Secondary lahar hazard assessment for Villa la Angostura, Argentina, using Two-Phase-Titan modelling code during 2011 Cordón Caulle eruption. *Natural Hazards and Earth System Science*, 15(4), 757–766. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-757-2015>

- Cronin, S., Neall, V., Lecointre, J., & Palmer, A. (1999). Dynamic interactions between lahars and stream flow: A case study from Ruapehu volcano, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, *111*, 28–38.
- D V Franco, R., C Thouret, J., Delaite, G., Westen, C. J., Sheridan, M., Siebe, C., ... Stinton, A. (2010). *Mapping and assessing volcanic and flood hazards and risks, with emphasis on lahars, in Arequipa, Peru. Special Paper of the Geological Society of America* (Vol. 464).
- Daag, A. (2003). *Modelling the Erosion of Pyroclastic Flow Deposits and the Occurrences of Lahars at Mt. Pinatubo, Philippines*. Utrecht University.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C., & Varela, R. (1991). El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, *46*(3–4), 223–234.
- 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>
- ESRI. (n.d.). Derivar características de escorrentía—Ayuda | ArcGIS Desktop. Retrieved June 12, 2018, from <https://pro.arcgis.com/es/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/deriving-runoff-characteristics.htm>
- Flores, E. (1951). Noticias sobre el volcán Villarrica. Erupción de 1948. *Informaciones Geográficas*, *1*(34), 59–62.
- Flores, F. (2014). *Análisis cuantitativo del riesgo de inundación por lahares en el volcán Villarrica: Métodos integrados de peligro y vulnerabilidad para la ciudad de Pucón, Centro Sur de Chile*. Universidad de Chile.
- Flores, F. (2015). Dynamics of 2015 Villarrica and Calbuco lahar flows. In *Congreso Geológico Chileno, No. 14*. La Serena.
- Franzese, J. (1995). El complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile*, *22*(2), 193–202.
- Fuentealba, G., Rizzo, P., Moreno, H., Acevedo, P., & Gardeweg, M. (1985). *La erupción del volcán Villarrica* (Ediciones). Ediciones Universidad de la Frontera.
- Gartner, J., Cannon, S., Santi, P., & G. Dewolfe, V. (2008). *Empirical models to predict the volumes of debris flows generated by recently burned basins in the Western US. Geomorphology* (Vol. 96). <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.033>

- Gaytán, D., Clavero, J., & Rivera, A. (2005). Actividad eruptiva explosiva del volcán Villarrica, Andes del Sur (39,5°S), durante la Glaciación Llanquihue. In *Congreso Geológico Argentino, No. 16*. La Plata.
- Gho, R., Sruoga, P., Amigo, A., Fierstein, J., Elissondo, M., Kaufman, J., ... Calderón, R. (2019). Peligros del complejo volcánico Laguna del Maule. Región del Maule, Chile y Provincias de Neuquén y Mendoza, Argentina. Servicio Nacional de Geología y Minería y Servicio Geológico Minero Argentino.
- González, O. (1972). Distribución del volcanismo activo de Chile y la reciente erupción del volcán Villarrica. *Revista Terra Australis*, 191–207.
- Govier, G., Shook, C., & Lilge, E. (1957). The rheological properties of water suspensions of finely subdivided magnetite, galena and ferrosilicon. *Trans Can IMM*, 60, 147–154.
- Gray, J. M. N. T., Wieland, M., & Hutter, K. (1999). Gravity-driven free surface flow of granular avalanches over complex basal topography. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 455(1985), 1841–1874. <https://doi.org/10.1098/rspa.1999.0383>
- Hickey-Vargas, R., Moreno, H., López, L., & Frey, F. (1989). Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica Lanín volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103(3), 361–386.
- Iverson, R. (1997). The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35, 245–296.
- Iverson, R M, Schilling, S. P., & Wallance, J. W. (1998). Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geological Society of America Bulletin*, 110, 972–984.
- Iverson, Richard M, & George, D. L. (2014). A depth-averaged debris-flow model that includes the effects of evolving dilatancy. I. Physical basis. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Science*, 470(2170). Retrieved from <http://rspa.royalsocietypublishing.org/content/470/2170/20130819.abstract>
- Iverson, Richard M, & Ouyang, C. (2015). Entrainment of bed material by Earth-surface mass flows: Review and reformulation of depth-integrated theory. *Reviews of Geophysics*, 53(1), 27–58. <https://doi.org/10.1002/2013RG000447>
- Johnson, J. B., & Palma, J. L. (2015). Lahar infrasound associated with Volcán Villarrica's 3 March 2015 eruption. *Geophysical Research Letters*, 42(15), 6324–6331. <https://doi.org/10.1002/2015GL065024>
- Jorquera, C., Roríguez, I., Bertin, L., & Flores, F. (2019). Peligros del Volcán Guallatiri, Región de Arica y Parinacota. Santiago, Chile: Servicio Nacional de Geología y

Minería.

- Julien, P., & Lan, Y. (1991). Rheology of Hyperconcentrations. *Journal of Hydraulic Engineering*, *117*, 346–353.
- Keller, W. (1985). *Erupción del volcán Villarrica. 19 de Noviembre de 1984 al 03 de Marzo de 1985*.
- Lara, L. (2004). Villarrica-Lanín Chain: tectonic constraints for volcanism in a transversal alignment. In L. Lara & J. Clavero (Eds.), *Villarrica volcano (39.5° S), Southern Andes, Chile* (pp. 13–16). Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, No. 61.
- Lavenu, A., & Cembrano, J. (1999). Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, *21*(12), 1669–1691.
- López, L., Cembrano, J., & Moreno, H. (1995). Geochemistry and tectonics of the southern Andes basaltic Quaternary volcanism. *Revista Geológica de Chile*, *22*(2), 219–234.
- Lowe, D. (1979). Sediment gravity flows—Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In L. Doyle & O. Pilkey (Eds.), *Geology of continental slopes: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* (Vol. 27, pp. 75–82).
- Lowe, D. (1982). Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, *52*, 279–297.
- Luca, I., Hutter, K., Kuo, C. Y., & Tai, Y. C. (2009). Two-layer models for shallow avalanche flows over arbitrary variable topography. *International Journal of Advances in Engineering Sciences and Applied Mathematics*, *1*(2–3), 99–121. <https://doi.org/10.1007/s12572-010-0006-7>
- Major, J. (1997). Depositional processes in large-scale debris-flow experiments. *Journal of Geology*, *105*, 345–366.
- Mandujano, F., Rodríguez, J. C., Reyes, S., & Medina, P. (2015). La erupción del volcán Chaitén: Voyerismo, desconfianza, academia y estado. Consecuencias urbanas y sociales en la comunidad. *Universum*, *30*(2), 153–177.
- Manville, V., Major, J. J., & Fagents, S. A. (2013). Modeling lahar behavior and hazards. In R. M. C. Lopes, S. A. Fagents, & T. K. P. Gregg (Eds.), *Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism* (pp. 300–330). Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/DOI:>

10.1017/CBO9781139021562.014

- Marangunic, C. (1974). The lahar provoked by the eruption of the Villarrica Volcano on December of 1971. In *International Symposium on Volcanology, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior* (p. 48).
- Mariño, J., Cabrera, M., & Cueva, K. (2016). *Evaluación de peligros volcánicos del centro poblado Comunal Los OLivos Chiguata-Arequipa*. Lima, Perú.
- Martínez, C., Miralles-Wilhelm, F., & García-Martínez, R. (2011). Quasithree dimensional two-phase debris flow model accounting for boulder transport. *Italian Journal Engineering Geological Environment*, 3, 457–466.
- Ministerio de Obras Públicas - Dirección de General de Aguas. (n.d.). Retrieved July 29, 2020, from <https://dga.mop.gob.cl/estudiospublicaciones/mapoteca/Paginas/default.aspx>
- Moreno, H. (1993). *Volcán Villarrica: Geología y evaluación del riesgo, regiones IX-X, 39°25'S*. Santiago.
- Moreno, H. (2000). Mapa de Peligros del Volcán Villarrica. Regiones de la Araucanía y de Los Lagos. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Moreno, H., & Clavero, J. (2006). *Geología del volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de los Lagos*. Santiago.
- Moreno, H., Clavero, J., & Lara, L. (1994). Actividad explosiva Postglacial del volcán Villarrica, Andes del Sur (39° 25'S). In *Congreso Geológico Chileno, No. 7* (pp. 329–333). Concepción.
- Moreno, H., López, L., & Cembrano, J. (1994). The Villarrica-Lanín volcanic Chain: A review and probable significance in the Southern Andes, 39.4°S. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7* (pp. 339–341). Concepción.
- Muñoz-Salinas, E., Manea, V. C., Palacios, D., & Castillo-Rodriguez, M. (2007). Estimation of lahar flow velocity on Popocatepetl volcano (Mexico). *Geomorphology*, 92(1–2), 91–99. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.011>
- Muñoz-Salinas, E., Renschler, C. S., & Palacios, D. (2009). A GIS-based method to determine the volume of lahars: Popocatepetl volcano, Mexico. *Geomorphology*, 111(1), 61–69. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.028>
- Naranjo, J. A., & Moreno, H. (2004). Laharic debris-flows from Villarrica Volcano. In L. Lara & J. Clavero (Eds.), *Villarrica volcano (39.5 S), Southern Andes, Chile* (pp. 28–38). Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, No. 61.
- Oramas-Dorta, D., Toyos, G., Oppenheimer, C., T. Pareschi, M., Sulpizio, R., &

- Zanchetta, G. (2007). *Empirical modelling of the May 1998 small debris flows in Sarno (Italy) using LAHARZ*. *Natural Hazards* (Vol. 40). <https://doi.org/10.1007/s11069-006-0035-5>
- Ouyang, C., He, S., & Xu, Q. (2015). MacCormack-TVD Finite Difference Solution for Dam Break Hydraulics over Erodible Sediment Beds. *Journal of Hydraulic Engineering*, 141(5), 06014026. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0000986](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000986)
- Petit-Breuilh, M. (1994). Contribución al conocimiento de la cronología eruptiva histórica del volcán Villarrica (39°25'S), 1558-1985. *Revista Frontera, Universidad de La Frontera*, 13, 71–99.
- Petit-Breuilh, M., & Lobato, J. (1994). Análisis comparativo de la cronología eruptiva histórica de los volcanes Llaima y Villarrica (38°-39° L.S.). In *Congreso Geológico Chileno, No. 7* (pp. 366–370). Concepción.
- Petit-Breuilh, M., & Moreno, H. (1997). La erupción de 1893-1895 del volcán Calbuco (41,3° S) y sus efectos ambientales. In *Actas del VIII Congreso geológico Chileno* (pp. 780–784). Antofagasta.
- Pierson, T., & Scott, K. (1985). Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research*, 21, 1511–1524.
- Pierson, Thomas C, Wood, N. J., & Driedger, C. L. (2014). Reducing risk from lahar hazards: concepts, case studies, and roles for scientists. *Journal of Applied Volcanology*, 3(1), 16. <https://doi.org/10.1186/s13617-014-0016-4>
- Pierson, Tom C, Scott, W. E., Vallance, J. W., & Pringle, P. T. (2009). Eruption-related lahars and sedimentation response downstream of Mount Hood: Field guide to volcanoclastic deposits along the Sandy River, Oregon.
- Pritchard, D., & Hogg, A. J. (2005). On the transport of suspended sediment by a swash event on a plane beach. *Coastal Engineering*, 52(1), 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.08.002>
- Pudasaini Shiva, P. (2012). A general two-phase debris flow model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F3). <https://doi.org/10.1029/2011JF002186>
- Rivera, A., Bown, F., Mella, R., Wendt, J., Acuña, C., Rignot, E., ... Brock, B. (2006). Ice volumetric changes on active volcanoes in Southern Chile. *Annals of Glaciology*, 43, 111–122. Retrieved from <https://doi.org/10.3189/172756406781811970>
- Romero, J., Keller, W., Díaz Alvarado, J., Polacci, M., & Inostroza, M. (2016). *The 3 March 2015 eruption of Villarrica volcano, Southern Andes of Chile: Overview of*

deposits and impacts. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3575.1286>

- Schilling, S. (2014). *Laharz_py—GIS tools for automated mapping of lahar inundation hazard zones: U.S. Geological Survey Open-File Report 2014-1073*. <https://doi.org/https://dx.doi.org/10.3133/ofr20141073>
- Schilling, S. P. (1998). *LAHARZ; GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones. Open-File Report*. Retrieved from <http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr98638>
- Schilling, S., P. Griswold, J., & M. Iverson, R. (2008). *Using LAHARZ to Forecast Inundation from lahars, debris flows, and rock avalanches: Confidence Limits on Prediction. AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Scott, K., & Vallance, J. W. (1995). Debris flow, debris avalanche, and flood hazards at and downstream from Mount Rainier, Washington. *U.S. Geological Survey Hydrologic Investigations Atlas, HA-729*, 9.
- Smith, G. (1986). Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1–10.
- Smith, G., & Lowe, D. (1991). Lahars: Volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow hyperconcentrated flow continuum, in Fisher, R. V., and Smith, G. A., eds., *Sedimentation in volcanic settings. Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication*, 45, 59–70.
- Soto, G. (2012). *Preparación de mapas de peligros volcánicos y restricción de uso de la tierra en el volcán Turrialba*. San José, Costa Rica.
- USGS EROS Archive - Digital Elevation - Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 1 Arc-Second Global. (n.d.). Retrieved July 12, 2020, from https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtm-1-arc?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects
- Vallance, J W. (2000). Lahars. In H. Sigurdsson, B. . Houghton, S. R. McNutt, H. Rhymer, & J. Stix (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 601–616). Academic Press.
- Vallance, James W, & Iverson, R. M. (2015). Lahars and their deposits. In *Encyclopedia of volcanoes* (2nd ed.). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00037-7>
- Viroulet, S., Baker, J. L., Edwards, A. N., Johnson, C. G., Gjaltema, C., Clavel, P., & Gray, J. M. N. T. (2017). Multiple solutions for granular flow over a smooth two-dimensional bump. *Journal of Fluid Mechanics*, 815, 77–116. <https://doi.org/DOI:10.1017/jfm.2017.41>

- Witham, C. (2005). Volcanic disasters and incidents: A new database. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 148(3–4), 191–233.
- Woodhouse, M., Hogg, A., & Phillips, J. C. (n.d.). A shallow-layer model for lahars: formulation and phenomenology. *JGR-Earth Surface*.
- Yoshida, H., & Sugai, T. (2007). *Topographical control of large-scale sediment transport by a river valley during the 24 ka sector collapse of Asama volcano, Japan. Géomorphologie: relief, processus, environnement* (Vol. 3). <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.3702>

ANEXO 1
REPORTE LAHARFLOW ESCENARIO 2015

Model parameters

Domain settings

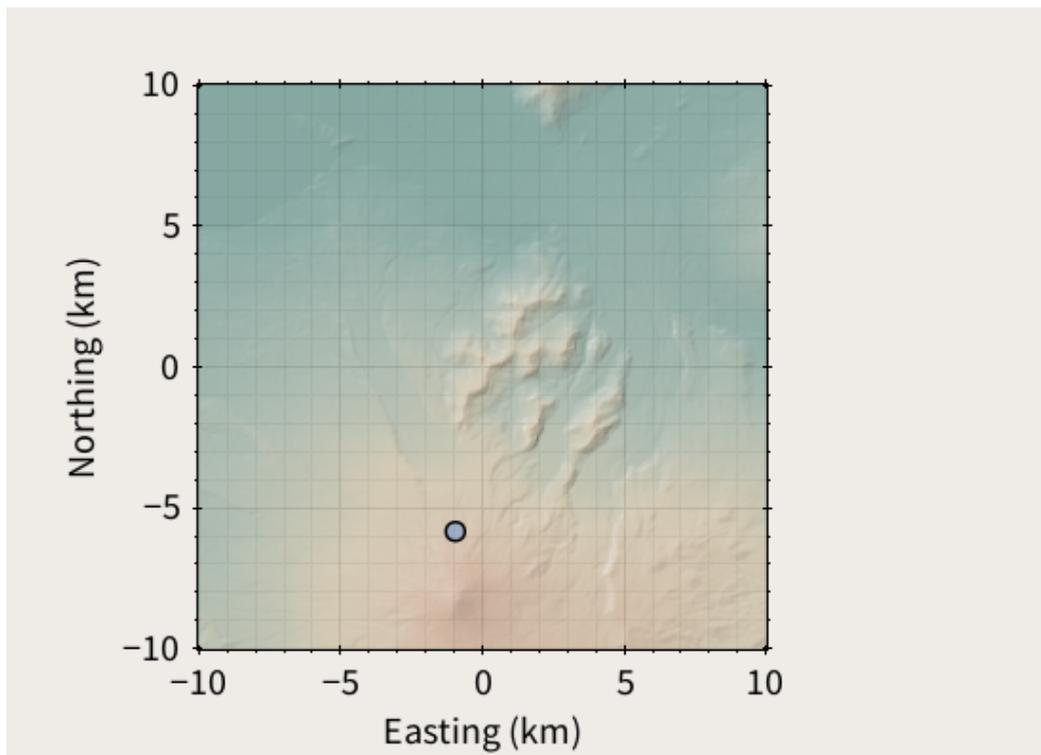
<i>Latitude:</i>	-39.35	<i>x resolution:</i>	30.00 m
<i>Longitude:</i>	-71.93	<i>y resolution:</i>	30.00 m
<i>Domain size in x:</i>	20000 m	<i>Simulation time:</i>	5400 s
<i>Domain size in y:</i>	20000 m		

Source settings

No cap sources

Flux source 1

<i>Latitude:</i>	-39.40												
<i>Longitude:</i>	-71.94												
<i>x position:</i>	-												
<i>y position:</i>	-												
<i>Radius:</i>	50.00 m												
<i>Time series:</i>	<table border="1"> <thead> <tr> <th>time (s)</th> <th>0</th> <th>1200</th> <th>2400</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>flux (m³/s)</td> <td>2000</td> <td>1000</td> <td>0</td> </tr> <tr> <td>concentration</td> <td>0.6000</td> <td>0.2000</td> <td>0</td> </tr> </tbody> </table>	time (s)	0	1200	2400	flux (m ³ /s)	2000	1000	0	concentration	0.6000	0.2000	0
time (s)	0	1200	2400										
flux (m ³ /s)	2000	1000	0										
concentration	0.6000	0.2000	0										



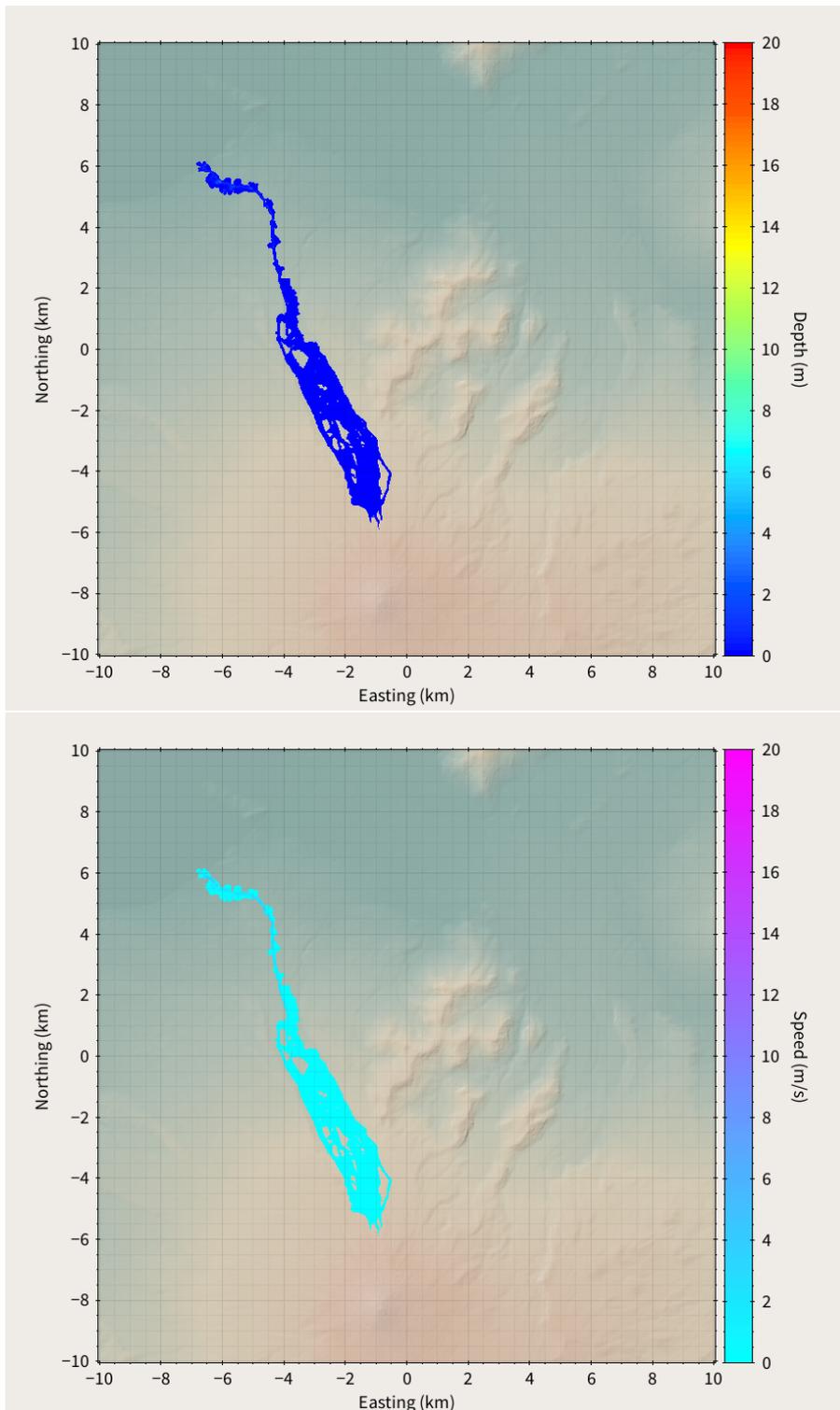
Parameters

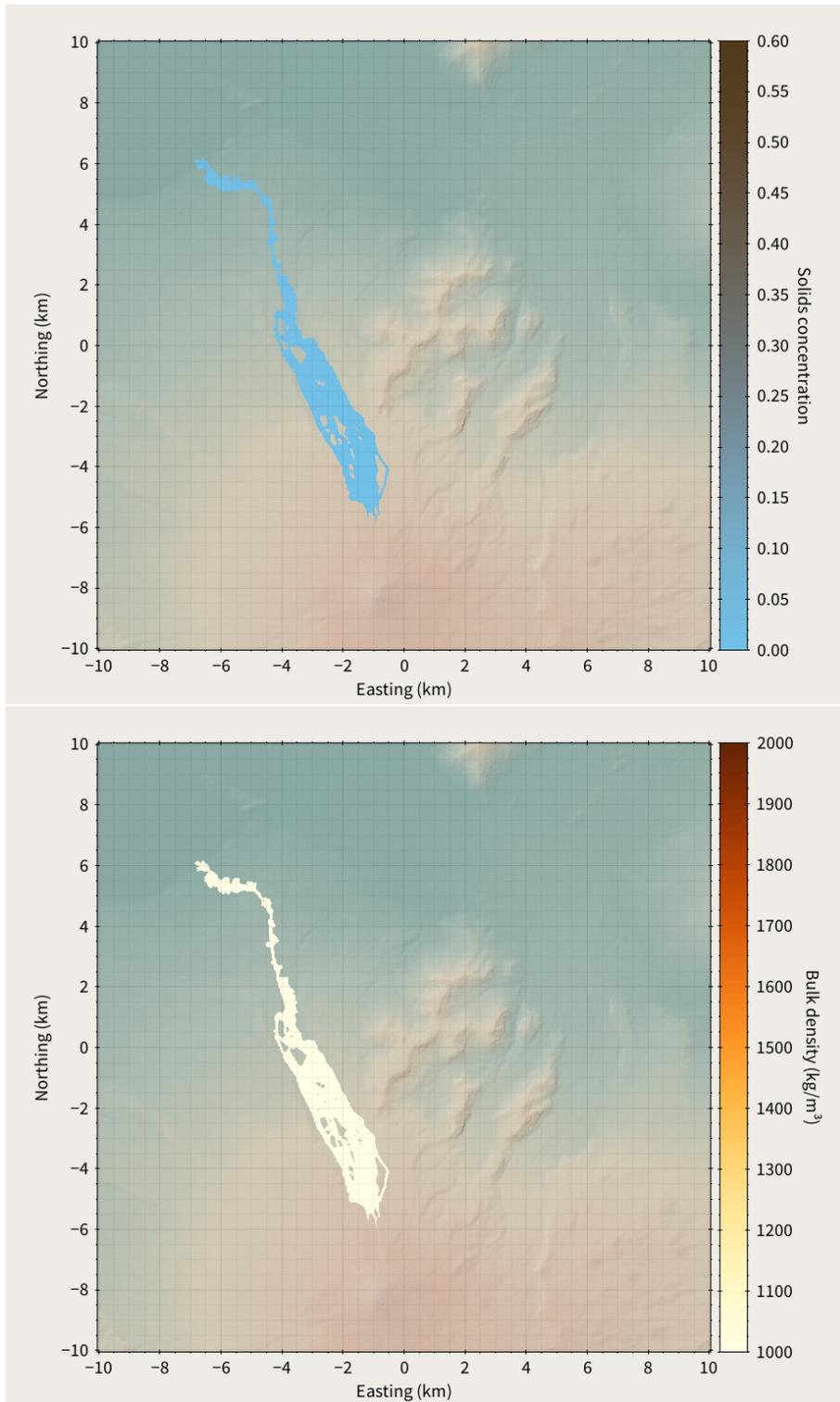
<i>Ch'ezy coefficient:</i>	0.01000	<i>Erosion rate:</i>	0.001000
<i>Granular friction minimum slope:</i>	0.1000	<i>Erosion depth:</i>	1.000 m
<i>Granular friction maximum slope:</i>	0.4000	<i>Bed porosity:</i>	0.3500
<i>Friction switch value:</i>	0.2000	<i>Solid diameter:</i>	0.01000 m
<i>Friction switch rate:</i>	3.000		

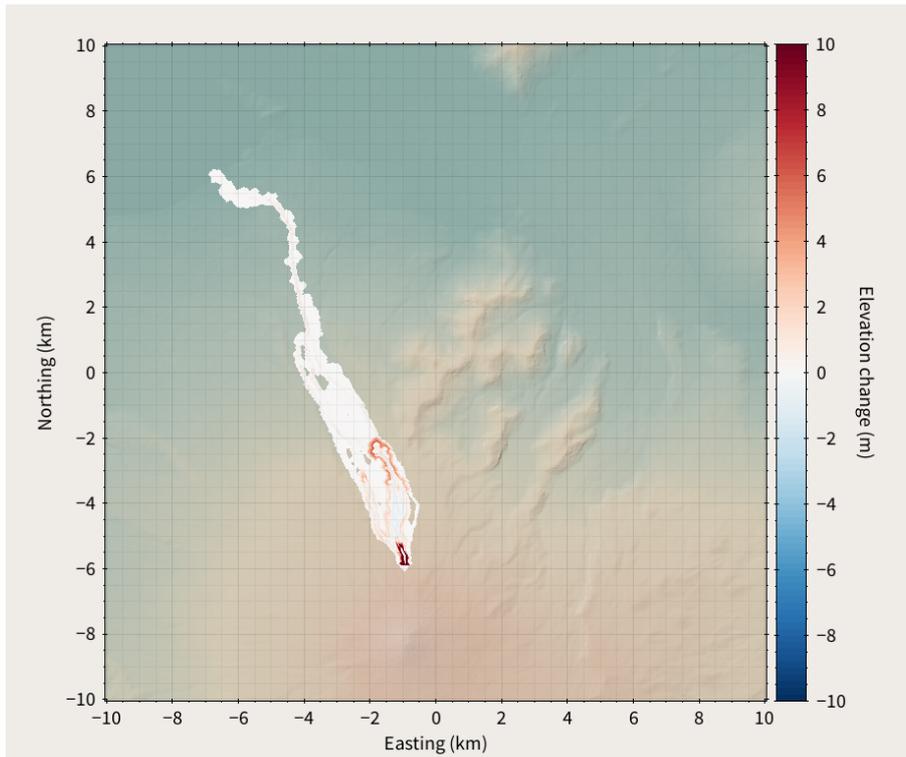
Topography

Using 30m SRTM topography

Model results







ANEXO 2
REPORTE LAHARFLOW ESCENARIO 2

Model parameters

Domain settings

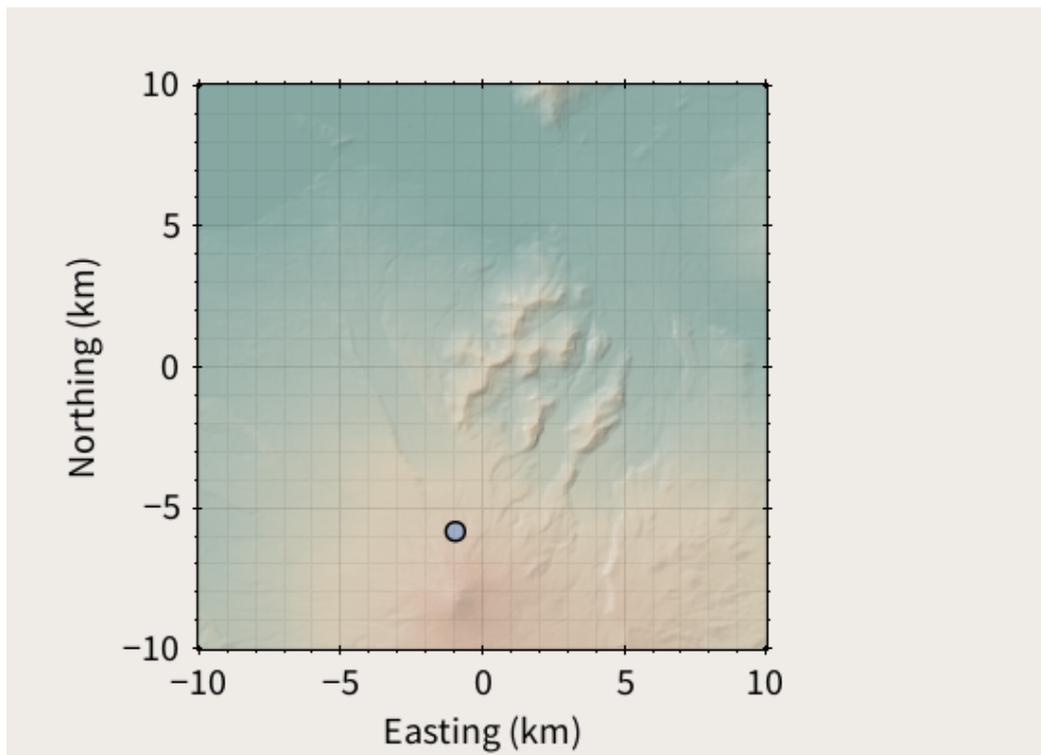
<i>Latitude:</i>	-39.35	<i>x resolution:</i>	30.00 m
<i>Longitude:</i>	-71.93	<i>y resolution:</i>	30.00 m
<i>Domain size in x:</i>	20000 m	<i>Simulation time:</i>	5400 s
<i>Domain size in y:</i>	20000 m		

Source settings

No cap sources

Flux source 1

<i>Latitude:</i>	-39.40												
<i>Longitude:</i>	-71.94												
<i>x position:</i>	-												
<i>y position:</i>	-												
<i>Radius:</i>	50.00 m												
<i>Time series:</i>	<table border="1"> <thead> <tr> <th>time (s)</th> <th>0</th> <th>1200</th> <th>2400</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>flux (m³/s)</td> <td>20000</td> <td>10000</td> <td>0</td> </tr> <tr> <td>concentration</td> <td>0.6000</td> <td>0.2000</td> <td>0</td> </tr> </tbody> </table>	time (s)	0	1200	2400	flux (m ³ /s)	20000	10000	0	concentration	0.6000	0.2000	0
time (s)	0	1200	2400										
flux (m ³ /s)	20000	10000	0										
concentration	0.6000	0.2000	0										



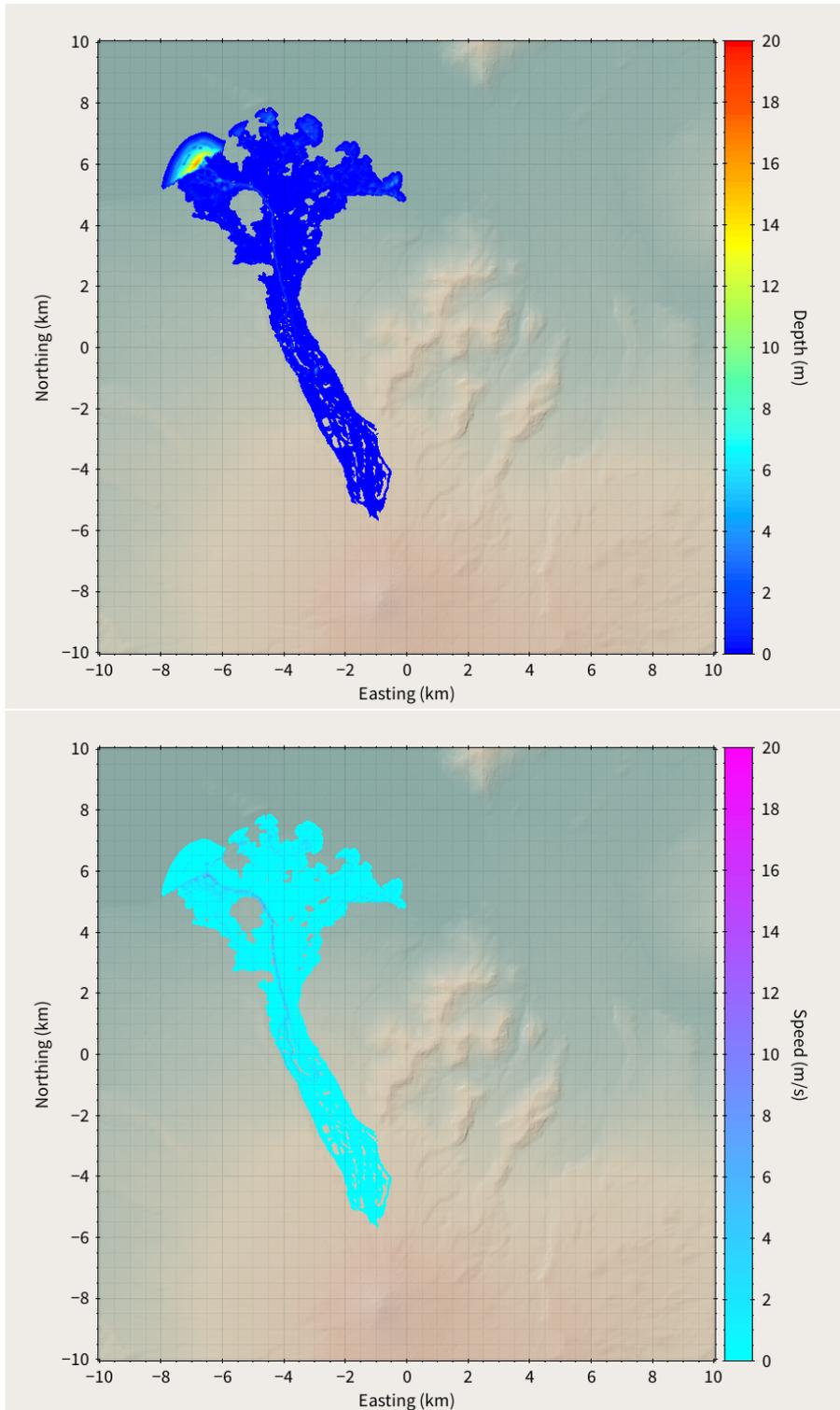
Parameters

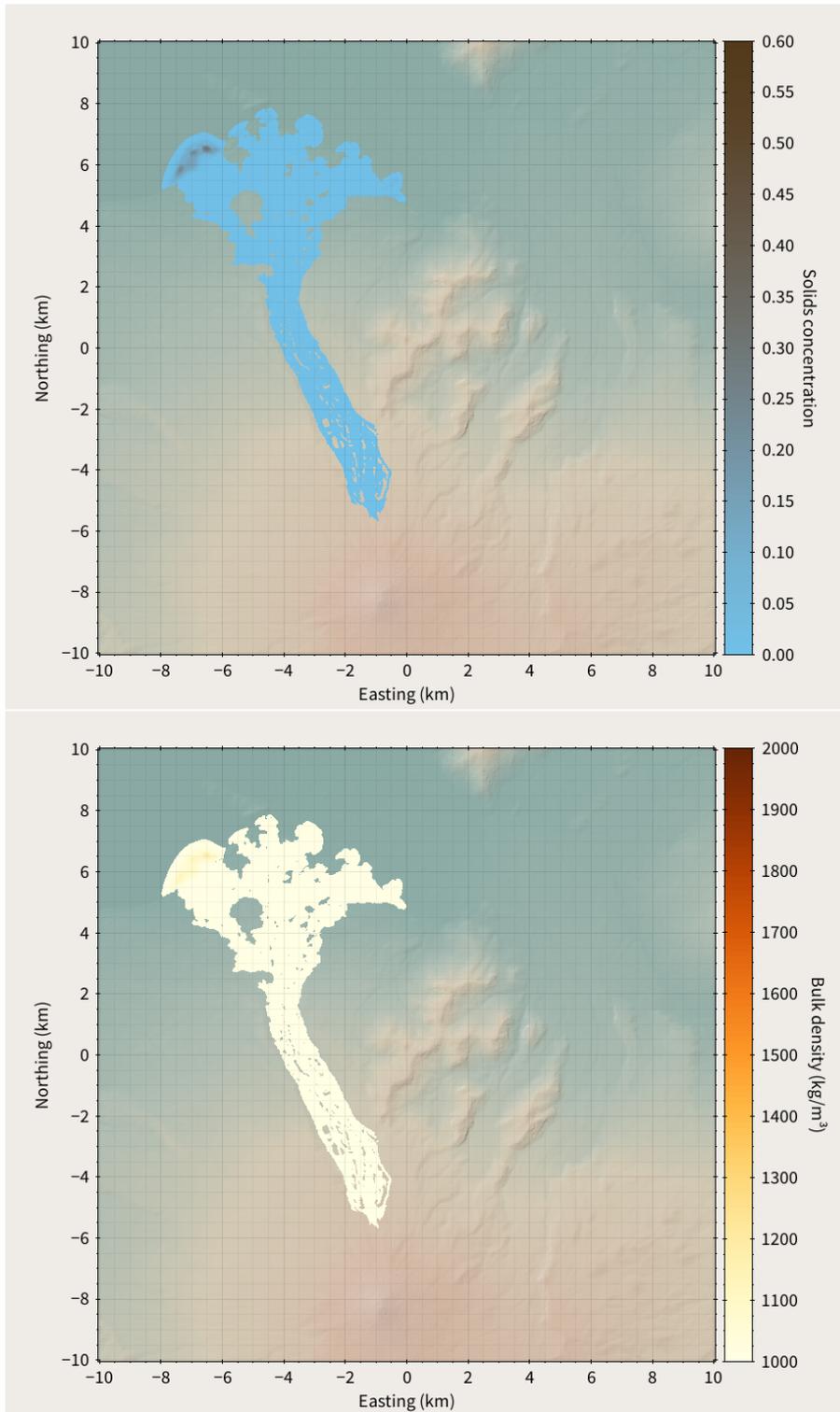
<i>Ch'ezy coefficient:</i>	0.01000	<i>Erosion rate:</i>	0.001000
<i>Granular friction minimum slope:</i>	0.1000	<i>Erosion depth:</i>	1.000 m
<i>Granular friction maximum slope:</i>	0.4000	<i>Bed porosity:</i>	0.3500
<i>Friction switch value:</i>	0.2000	<i>Solid diameter:</i>	0.01000 m
<i>Friction switch rate:</i>	3.000		

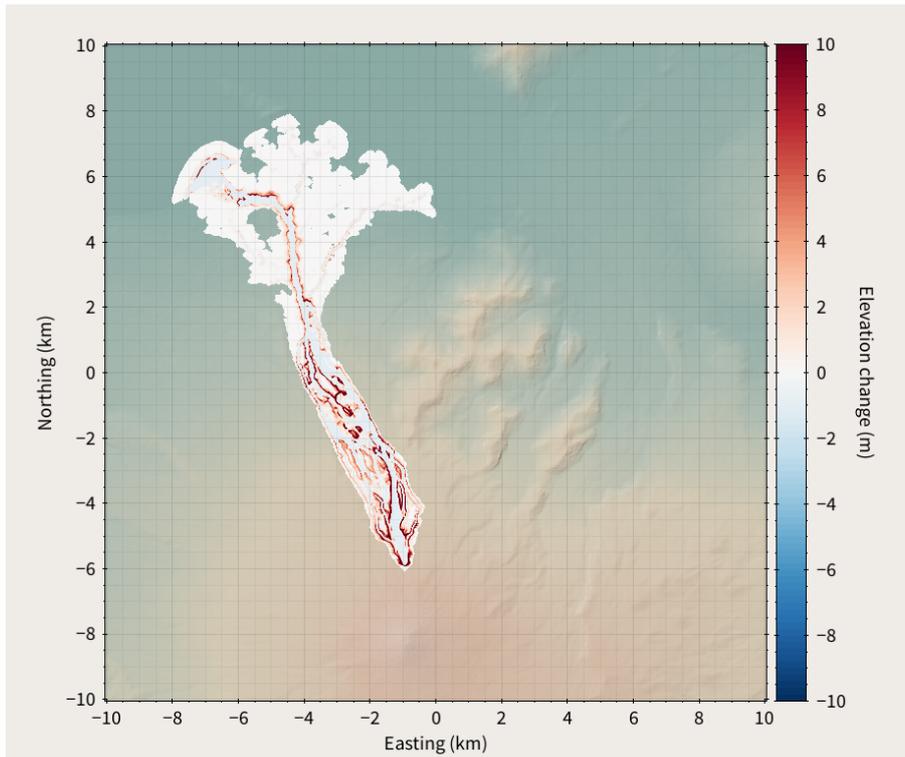
Topography

Using 30m SRTM topography

Model results







ANEXO 3
REPORTE LAHARFLOW ESCENARIO 2 CON DEM

Model parameters

Domain settings

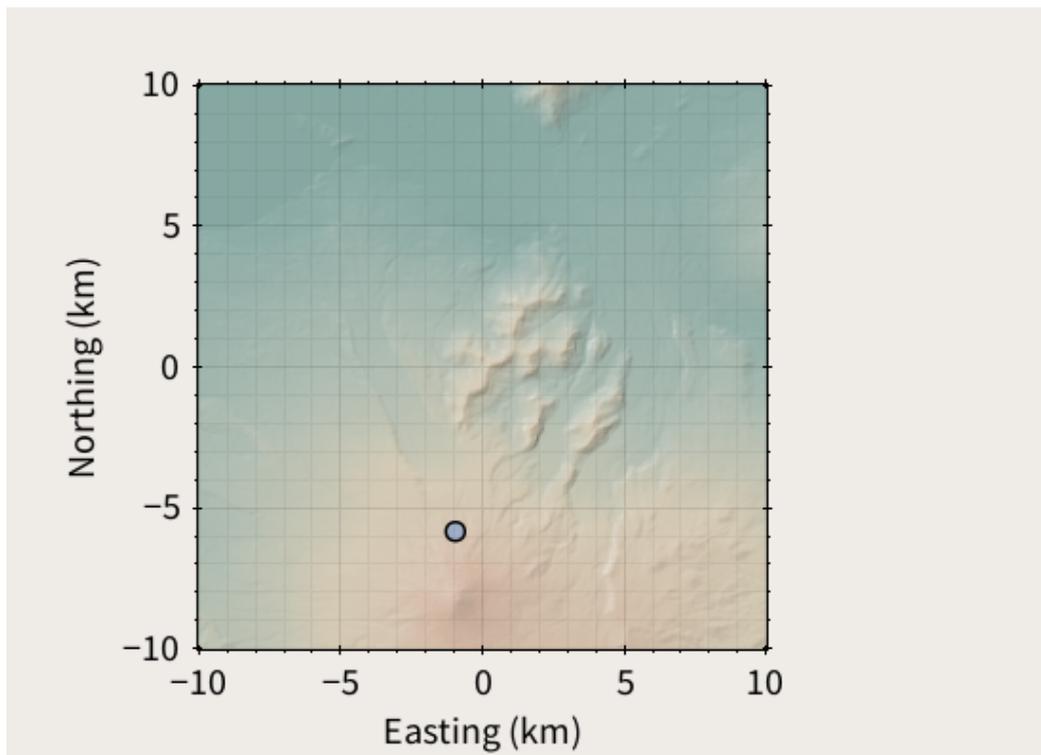
<i>Latitude:</i>	-39.35	<i>x resolution:</i>	30.00 m
<i>Longitude:</i>	-71.93	<i>y resolution:</i>	30.00 m
<i>Domain size in x:</i>	20000 m	<i>Simulation time:</i>	5400 s
<i>Domain size in y:</i>	20000 m		

Source settings

No cap sources

Flux source 1

<i>Latitude:</i>	-39.40												
<i>Longitude:</i>	-71.94												
<i>x position:</i>	-												
<i>y position:</i>	-												
<i>Radius:</i>	50.00 m												
<i>Time series:</i>	<table border="1"> <thead> <tr> <th>time (s)</th> <th>0</th> <th>1200</th> <th>2400</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>flux (m³/s)</td> <td>20000</td> <td>10000</td> <td>0</td> </tr> <tr> <td>concentration</td> <td>0.6000</td> <td>0.2000</td> <td>0</td> </tr> </tbody> </table>	time (s)	0	1200	2400	flux (m ³ /s)	20000	10000	0	concentration	0.6000	0.2000	0
time (s)	0	1200	2400										
flux (m ³ /s)	20000	10000	0										
concentration	0.6000	0.2000	0										



Parameters

<i>Ch'ezy coefficient:</i>	0.01000	<i>Erosion rate:</i>	0.001000
<i>Granular friction minimum slope:</i>	0.1000	<i>Erosion depth:</i>	1.000 m
<i>Granular friction maximum slope:</i>	0.4000	<i>Bed porosity:</i>	0.3500
<i>Friction switch value:</i>	0.2000	<i>Solid diameter:</i>	0.01000 m
<i>Friction switch rate:</i>	3.000		

Topography

Using uploaded topography file DTM_PUCON_45WGS84 .tif uploaded on 2019-11-08 18:06:25

Model results

