



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA**



**RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO Y MODELACIÓN
NUMÉRICA DE INUNDACIÓN HOLOCENA ASOCIADA
AL ROMPIMIENTO DE BARRERA NATURAL EN EL
COMPLEJO VOLCÁNICO LAGUNA DEL MAULE.
REGIÓN DEL MAULE, CHILE.**

Memoria para optar al Título de Geóloga

Belén Alejandra Arratia Orellana

Profesor Patrocinante: Dr. José Luis Palma Lizana

Profesores Comisión: Dr. Osvaldo Patricio González Maurel

Dr. Jorge Andrés Quezada Flory

Concepción, 2024

Para Aurora

ÍNDICE

	Página
RESUMEN.....	0
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO	1
1.2. OBJETIVOS	6
1.2.1. Objetivo General	6
1.2.2. Objetivos Específicos	6
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS	6
1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO	8
1.4.1. Etapa de Gabinete I	8
1.4.2. Etapa de terreno.....	8
1.4.3. Etapa de Gabinete II.....	10
1.5. CLIMA, FLORA Y FAUNA	11
1.6. TRABAJOS ANTERIORES.....	15
1.7. AGRADECIMIENTOS	17
2. MARCO GEOLÓGICO.....	18
2.1. GENERALIDADES.....	18
2.2. GEOMORFOLOGÍA LOCAL.....	18
2.2.1. Laguna del Maule (LdM)	19
2.2.2. Volcanes	20
2.2.3. Valle del Río Maule	23
2.3. BASAMENTO DEL VALLE DEL RÍO MAULE	25
2.3.1. Sistema sedimentario Cretácico	25
2.3.2. Sistema Paleógeno – Neógeno	29
2.3.3. Rocas Intrusivas	32
2.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	32
3. MARCO TEÓRICO.....	36
3.1. ALUVIONES VOLCÁNICOS O LAHARES	36
3.1.1. Génesis de un lahar	37
3.1.2. Transporte de flujos laháricos	39
3.1.3. Tipos de lahares.....	41
3.1.3.1. Flujos de detritos	41

3.1.3.2. Flujos hiperconcentrados.....	42
3.1.3.3. Flujo de inundación o corriente de fango.....	43
3.1.4. Depósitos laháricos	43
3.2. MODELACIÓN NUMÉRICA DE LAHARES.....	44
3.2.1. Base física.....	46
3.2.2. Base estadística.....	49
3.2.3. LAHARZ.....	52
3.2.3.1 LAHARZ_py.....	53
4. RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO.....	55
4.1. VOLCANISMO NEÓGENO - CUATERNARIO.....	55
4.1.1. Formación Campanario (Tigh).....	55
4.1.2. Ignimbrita del Estero Aguirre (Tiga).....	57
4.1.3. Ignimbrita del Cajón Constanza (igcc).....	57
4.1.4. Basalto Salto del Maule (msm).....	60
4.1.5. Cuesta Los Cóndores (avm – alc – meb).....	62
4.1.6. Basalto El Candado (bec).....	65
4.1.7. Depósitos no consolidados.....	67
4.2. VOLCANISMO POST GLACIAL.....	69
4.2.1. Complejo Volcánico Laguna del Maule (CVLdM).....	70
4.2.1.1. Riolitas de la presa del Maule (rep – rdop).....	72
4.2.1.2. Riolita Los Espejos (rle).....	75
4.3. ROCAS INTRUSIVAS CRETÁICAS.....	78
4.3.1. Plutón El Indio.....	78
4.4. REPRESAMIENTO Y VACIADO DE LAGUNA DEL MAULE.....	79
5. MODELACIÓN NUMÉRICA CON LAHARZ_py.....	82
5.1. RED DE DRENAJE.....	83
5.2. DETERMINACIÓN DE H/L Y SU RELACIÓN CON EL PELIGRO PROXIMAL.....	84
5.2.1. Peligro Proximal.....	86
5.3. CALIBRACIÓN DE LAS CONSTANTES C Y c.....	88
5.4. CÁLCULO DEL VOLUMEN (Km ³).....	92
5.5. CASO DE ESTUDIO: LA GRAN INUNDACIÓN EN LAGUNA DEL MAULE.....	93
6. DISCUSIONES.....	97
6.1. RESTRICCIONES DE LAHARZ.....	97

6.1.1. Restricciones en los datos de entrada (<i>inputs</i>).....	97
6.1.2. Restricciones en los cálculos matemáticos.....	98
6.1.3. Restricciones en el modelo de salida.....	98
6.2. AUSENCIA DE DEPÓSITO ACORDE CON LA DIMENSIÓN DE LA INUNDACIÓN	100
7. CONCLUSIONES	102
8. REFERENCIAS	104
ANEXO. DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA DE MUESTRAS RECOLECTADAS EN TERRENO. .	116

Índice de Figuras

Página

Figura 1.1: Mapa de productos volcánicos de composición ácida.	2
Figura 1.2: Nivel de paleo-costa.	4
Figura 1.3: Mapa de ubicación del área de estudio.	7
Figura 1.4: Mapa de puntos recorridos en terreno.....	9
Figura 1.5: Mapa de zonas climáticas.	12
Figura 1.6: Flora y fauna encontrada en terreno.	14
Figura 2.1: Mapa de los volcanes en las cercanías del área de estudio.	21
Figura 2.2: Terrazas escalonadas en el curso superior del Río Maule.	24
Figura 2.3: Cuadro cronoestratigráfico del CVLdM.	26
Figura 2.4: Mapa de la geometría estructural de la Laguna del Maule.	34
Figura 2.5: Modelo conceptual en 3 dimensiones.	35
Figura 3.1: Esquema hidrográfico de la generación de un lahar.	38
Figura 3.2: Diagrama del lahar de South Fork en 1980.	40
Figura 3.3: El diagrama muestra la relación geométrica entre H y L	46
Figura 3.4: Gráficos de dispersión de datos.	51
Figura 4.1: Formación Campanario (Tigh) en corte de carretera.	55
Figura 4.2: Fotografía de la Formación Campanario (Tigh).	56
Figura 4.3: Mirador Monjes Blancos.	58
Figura 4.4: Muela del Diablo.	59
Figura 4.5: Clastos de pómez.	60
Figura 4.6: Cascada invertida del Maule.....	61
Figura 4.7: Plateau escalonado de la unidad Basalto del Maule (msm).	62
Figura 4.8: Confluencia de los ríos Maule y Campanario.....	64
Figura 4.9: Unidad avm pervasivamente columnar.....	65
Figura 4.10: Bloques de la unidad Basalto el Candado (bec).....	66
Figura 4.11: Edificio volcánico de unidad Basalto El Candado (bec).	67
Figura 4.12: Secuencia de depósitos no consolidados.	68
Figura 4.13: Contacto entre unidad rep y unidad rle.	73
Figura 4.14: Muestra M2P1D1.....	74
Figura 4.15: Muestra M1P2D1.....	75
Figura 4.16: Unidad rle con un fuerte bandeamiento.	76

Figura 4.17: Muestras de la unidad Riolita Loma de Los Espejos (rle).....	77
Figura 4.18: Unidad Plutón El Indio (Kgi).....	78
Figura 4.19: Muestra de la unidad Plutón El Indio (Kgi).....	79
Figura 4.20: Fotografía actual de las unidades rle, bec y rdno.....	80
Figura 5.1: Captura de pantalla al iniciar una simulación.....	83
Figura 5.2: Comparación de la red de drenaje.....	85
Figura 5.3: Perfiles topográficos hasta la confluencia de ríos Maule y Campanario.....	87
Figura 5.4: Peligro proximal desde colada Los Espejos.....	89
Figura 5.5: Peligro proximal desde cono de Basalto El Candado.....	90
Figura 5.6: Mapa topográfico con simulación original de LAHARZ.....	95
Figura 5.7: Mapa topográfico con calibración de LAHARZ.....	96
Figura 6.1: Simulación con LAHARZ.....	99
Figura 6.2: Estrato de grano fino y color negro sobre gravas fluviales.....	101

Índice de Tablas

Página

Tabla 5.1: Variaciones realizadas a LAHARZ en otros estudios.....	91
Tabla 5.2: Resultados del área y volumen calculados.....	93

RESUMEN

El Complejo Volcánico Laguna del Maule posee una historia eruptiva dominada por grandes erupciones, cuyos productos son predominantemente explosivos y efusivos de composición intermedia a ácida: coladas de lava, conos, domos y flujos piroclásticos bordean la laguna mostrando un intenso pasado volcánico. A causa de este agudo volcanismo la zona sufrió un fenómeno interesante de estudiar. Hace aproximadamente 19 ka un lóbulo lateral de la colada riolítica Los Espejos (rle) se derramó sobre el desagüe del lago y sobre el cono basáltico El Candado (bec) bloqueando por completo su salida. La altura de la columna de agua se elevó unos 200 m por sobre el nivel actual del lago hasta que la represa colapsó y se liberaron $\sim 16 \times 10^9 \text{ m}^3$ de agua sobre el valle del Río Maule, dejando tras de sí una marcada línea elevada de paleo costa alrededor de toda la laguna, que hace evidente el represamiento y posterior vaciamiento de agua.

Para estudiar este suceso se utilizó la herramienta de modelación numérica semi – empírica LAHARZ (Schilling, 1998), desarrollada para delimitar áreas con potencial de inundación por un lahar. Esta simula una zona de peligro de inundación para un volumen dado sobre una red de drenaje. La herramienta se basa en el método empírico y estadístico de Iverson y otros (1998) donde se determinó que existe una relación entre el volumen de un flujo y su sección transversal ($A = CV^{2/3}$) y entre este mismo volumen y la sección planimétrica ($B = cV^{2/3}$). Para la utilización del modelo se obtuvo un modelo digital de elevación (DEM) del satélite ALOS PALSAR de resolución 12,5 m y un volumen calculado de agua y detritos de $19 \times 10^9 \text{ m}^3$. Además, se realizó un reconocimiento geológico por el cauce fluvial maulino hasta su confluencia con el Río La Plata, a unos 20 Km aguas abajo, con la finalidad de definir las unidades que rellenan el valle y encontrar algún depósito que diera registro de tal evento catalogado por diversos autores como catastrófico. Los resultados de la modelación concuerdan con que un lahar con un volumen tan elevado inundaría todo el cauce del río Maule hasta su desembocadura en el Océano Pacífico a unos 200 km de distancia de la Laguna del Maule. Sin embargo, la búsqueda de un depósito acorde con la magnitud de inundación no fue fructífera en el campo recorrido. Sólo un flujo aterrazado de tipo hiperconcentrado y de poco espesor, compuesto de arena fina de escoria y obsidiana, fue reconocido y atribuido a facies de inundación lateral de desborde de canal por un aumento en el caudal del Río Maule. Este estudio propone que la utilización de LAHARZ para estos casos es significativa y útil en la determinación de mapas de peligros pero sólo como una guía cuando los datos de terreno son escasos y que es indispensable la comparación con datos de terreno que sustenten las simulaciones. Se plantea además que el vaciado del lago no ocurrió de manera súbita y en un solo pulso, sino de manera pausada y continua en un período de tiempo acotado del orden de días o meses.

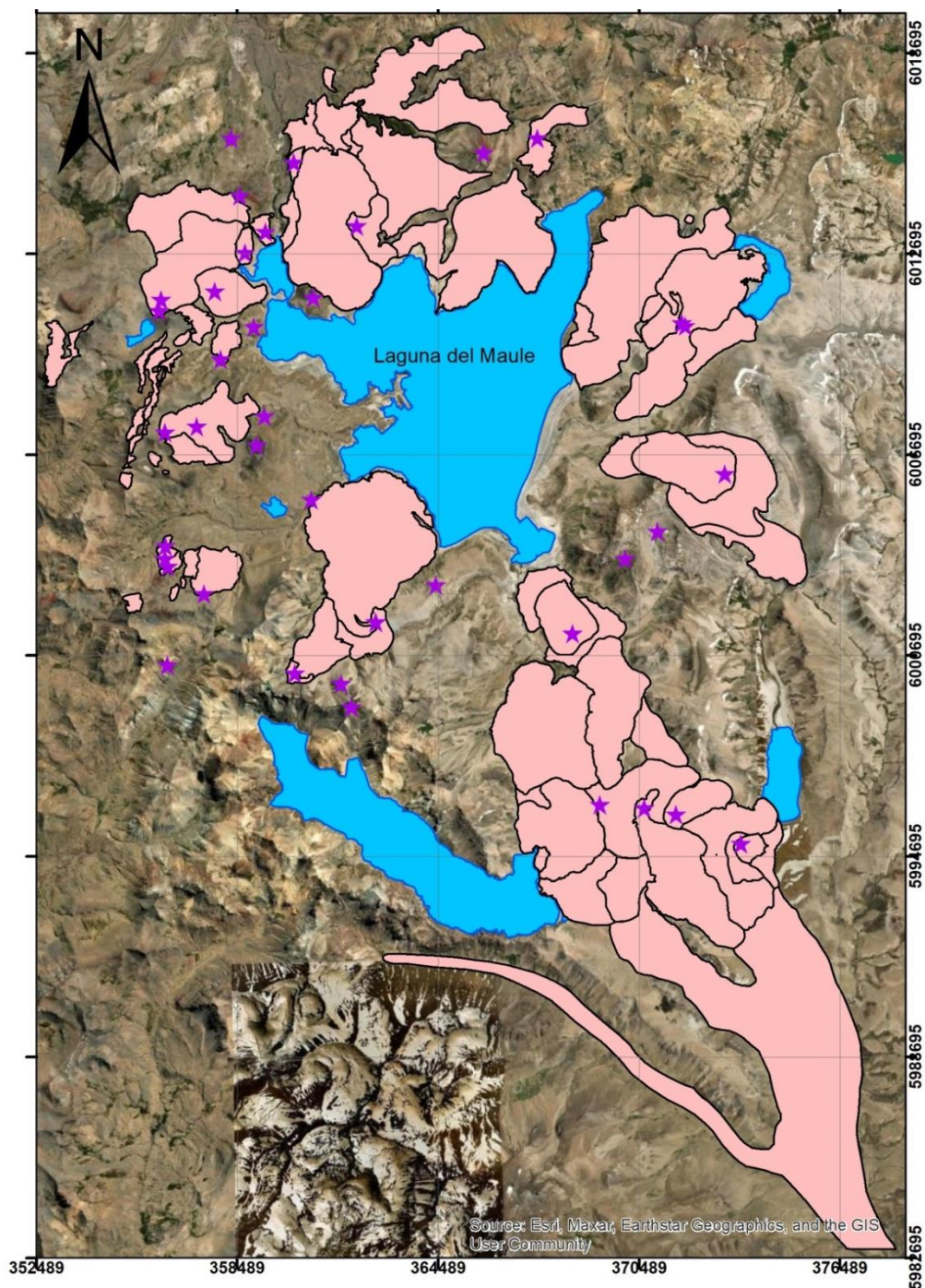
1. INTRODUCCIÓN

1.1. FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

La actividad volcánica y sus productos son un fenómeno natural con el que nuestro país ha tenido que aprender a convivir desde sus inicios. Esto hace que un conocimiento detallado que permita el entendimiento de ésta se vuelva fundamental a la hora de manejar correctamente el peligro y el riesgo asociado a la permanencia de comunidades en las cercanías de edificios volcánicos. De acuerdo a esto, los Andes chilenos proveen un laboratorio natural para el estudio del volcanismo y su peligrosidad en un contexto colisional de placas de tipo oceánica-continental (Stern y otros, 2007).

El Complejo Volcánico Laguna del Maule es un campo volcánico que circunda al lago del mismo nombre ubicado en las cercanías de la frontera entre Chile y Argentina en la alta cordillera. Destaca a lo largo de la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes del Sur debido al gran volumen ($\sim 350 \text{ km}^3$) de magma expulsado durante el Pleistoceno Superior y Holoceno (Figura 1.1), cuya composición principalmente riodacítica y riolítica es poco recurrente en Los Andes y que ha sido emitido a través de ~ 130 centros de emisión (o *vents*) en los últimos 1,5 Ma. La actividad volcánica de este complejo se caracteriza por conos, domos y coladas de lava que rodean la laguna formando una especie de anillo silíceo en la cuenca cuyo origen es independiente en el tiempo, pero comparten un abanico composicional muy limitado, lo que supone la existencia de una cámara magmática bajo la Laguna del Maule.

Por otro lado, esta actividad volcánica ocurre en una posición desplazada hacia el E con respecto al arco volcánico actual, representado en esta zona por los volcanes Descabezado Grande, Cerro Azul – Quizapu y Planchón – Peteroa, y es considerado más bien como un “magmatismo posterior” o de “*rear arc*”; aun así, geoquímicamente, los productos volcánicos de CVLdM no difieren mayormente de las riolitas típicas de arco en márgenes continentales, y representarían la fracción más diferenciada de un gran reservorio de magma de larga vida y rico en SiO_2 (Hildreth y otros, 2010). Esta cámara magmática ha sido detectada a través de singularidades geofísicas estudiada por diversos grupos académicos internacionales: anomalías negativas de gravedad permiten inferir que estaría emplazada a unos 5 Km de profundidad abarcando un volumen de 30 Km^3 (Miller y otros, 2016); estudios geodésicos de Interferometría Satelital de Radar (InSAR)



Leyenda

- Cuerpos de agua
- Volcanismo post glacial ácido
- ★ Centro eruptivo

0 1.5 3 6 9 12 Km

Figura 1.1: Mapa de productos volcánicos de composición ácida. Referido a riolacitas, riolitas y pómez. Modificado de Hildreth y otros (2010); Andersen y otros (2017).

y de Posicionamiento Global Satelital (GPS) revelan un importante alzamiento de ~1,5 m en el sector desde el año 2007 a una tasa variable de entre ~20-30 cm/año (Fournier y otros, 2010; Feigl y otros, 2014), de este modo se ha capturado un período de crecimiento en curso de un potencial reservorio de magma considerable en la corteza superior (Singer y otros, 2018); además se ha detectado elevada sismicidad causada por enjambres sísmicos, reportada por el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS; REAV, 2014-2015-2020-2021) en el sector SW del CVLdM, cercana al Sistema de fallas Troncoso. Todo esto refleja y reafirma que este complejo volcánico a pesar de que no registra erupciones históricas (últimos 500 años) está lejos de estar “extinto” y su potencial eruptivo de tipo explosivo es elevado, lo que mantiene activo el nivel de alerta amarillo de acuerdo a SERNAGEOMIN.

Pero la historia eruptiva del CVLdM tiene más de un evento desastroso a su haber. Hace aproximadamente 19 ka, un lóbulo lateral de la erupción de la colada riolítica denominada “Los Espejos” (**rle**) obstruyó la salida del lago hacia el Río Maule (Andersen y otros, 2017), al envolver parcialmente a un edificio basáltico más antiguo (~60 ka) definida como “Basalto El Candado” (**bec**) (Hildreth y otros, 2010); este bloqueo elevó el nivel de agua unos 200 m por sobre el nivel actual generando un “nivel elevado” o “*high strandline*” que rodea el lago (Figura 1.2). Se han encontrado además depósitos de playa tamaño grava y arena cuyos clastos de pómez y escoria se encuentran redondeados, y depósitos de lago ricos en ceniza y diatomeas, que permiten interpretar este nivel como una paleo-costa de la Laguna del Maule. Investigaciones recientes han datado la superficie de exposición de esta paleo-costa mediante la medición del isótopo radiactivo ^{36}Cl y han determinado que este evento tiene una edad aproximada de ~9 ka (Singer y otros, 2018). La existencia de un solo nivel 200 m por encima rodeando la laguna actual permite inferir que su drenado hacia el Río Maule fue probablemente abrupto y en un solo evento donde ~15 Km³ de agua fueron vertidas río abajo (Hildreth y otros, 2010).

En adición a este gran volumen de agua que afectó el cauce del Río Maule, es posible reconocer depósitos ignimbríticos tanto en las cercanías de la laguna como a través de los valles circundantes. Ellos indican la ocurrencia de grandes erupciones volcánicas de tipo plinianas que han generado Corrientes de Densidad Piroclástica (CDP) capaces de rellenar el valle del Río Maule y descender por él a velocidades de cientos de kilómetros por hora, abarcando extensas



Figura 1.2: Nivel de paleo-costa. En flechas amarillas se muestra este nivel generado a partir del represamiento entre basalto El Candado (bec) y un lóbulo lateral de riolita Los Espejos (rle). Al mirar al horizonte desde la ruta CH-115 es posible observar este nivel que destaca y que además es continuo al prestar atención en toda la extensión de la cuenca de la Laguna del Maule.

áreas y destruyendo todo a su paso. En una futura erupción, estos flujos podrían afectar los asentamientos rurales y turísticos como El Médano y La Mina, los Baños Campanario, el Salto del Maule o el mirador de Los Monjes Blancos; el complejo aduanero y las instalaciones hidroeléctricas presentes en la zona.

Y aunque el CVLdM hoy se encuentra bien monitoreado, los eventos pasados como la gran inundación han sido poco analizados. Y ya que se encuentra poca información respecto de este suceso se vuelve necesario realizar tanto un mapeo geológico como una simulación de cómo pudo haber sido este fenómeno. Si bien existen varias herramientas de modelación de flujos laháricos o de inundación como FLO 2D, RAMMS o MSF, todos ellos requieren de abundantes datos y parámetros de entrada para funcionar.

Sin embargo, LAHARZ es una herramienta de uso gratuito, rápida, objetiva y eficaz, que sólo requiere un Modelo de Elevación Digital y un volumen específico, y que puede brindar un primer acercamiento al comportamiento de este evento. De esta manera, se propone en el presente estudio modelar mediante la herramienta GIS “LAHARZ_py” (Schilling y otros, 2014) la inundación holocena ocurrida en el Río Maule con la finalidad de determinar su alcance máximo probable, entender cómo ocurrió este proceso y de qué manera afectaría a la población que actualmente reside en el área circundante a LdM. De allí surge además la necesidad de continuar la vigilancia del CVLdM y de conocer mejor su historia geológica, lo cual permitirá extrapolar su comportamiento futuro; es esta problemática la que motiva el proyecto.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

Caracterizar la inundación por rompimiento de barrera natural en el Complejo Volcánico Laguna del Maule mediante el muestreo geológico y la simulación numérica con la herramienta GIS “Laharz_py”.

1.2.2. Objetivos Específicos

1. Identificar y caracterizar petrográficamente depósitos volcano-clásticos relacionados con el proceso de inundación a lo largo del valle del Río Maule.
2. Reconocer las unidades litológicas que rellenan el valle del Río Maule y ordenar cronoestratigráficamente la historia geológica que lo afectó.
3. Estimar volumen (m^3) de inundación perdido en Laguna del Maule a causa de rompimiento de barrera natural.
4. Modelar numéricamente la trayectoria y el volumen (m^3) del flujo volcano-clástico de inundación en Laguna del Maule para evaluar su alcance respecto a la geología en terreno.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

El Complejo volcánico Laguna del Maule (CVLdM) está ubicado a unos 120 km de la comuna de San Clemente, en la Región del Maule, Provincia de Talca, Chile, y a unos 15 km del Paso Fronterizo Pehuenche en el límite con Argentina; el área de estudio se delimita entre las coordenadas geográficas 35°40' y 36°10' Latitud Sur y los 70°49' y 70°26' Longitud Oeste y las coordenadas UTM 6.031.007 – 5.995.007 m Norte y 346.107 – 376.9107 m Este, Huso 19 H, Datum WGS84 (Figura 1.3). Para acceder a ésta es necesario tomar la ruta CH-115 desde la ciudad de Talca y recorrer 152 km hasta el Complejo Aduanero Pehuenche en el límite Chile-Argentina. La ruta en su totalidad se encuentra asfaltada y en buenas condiciones, sin embargo en épocas invernales la nieve dificulta el paso y por tanto campañas de terreno en estos meses no son convenientes.

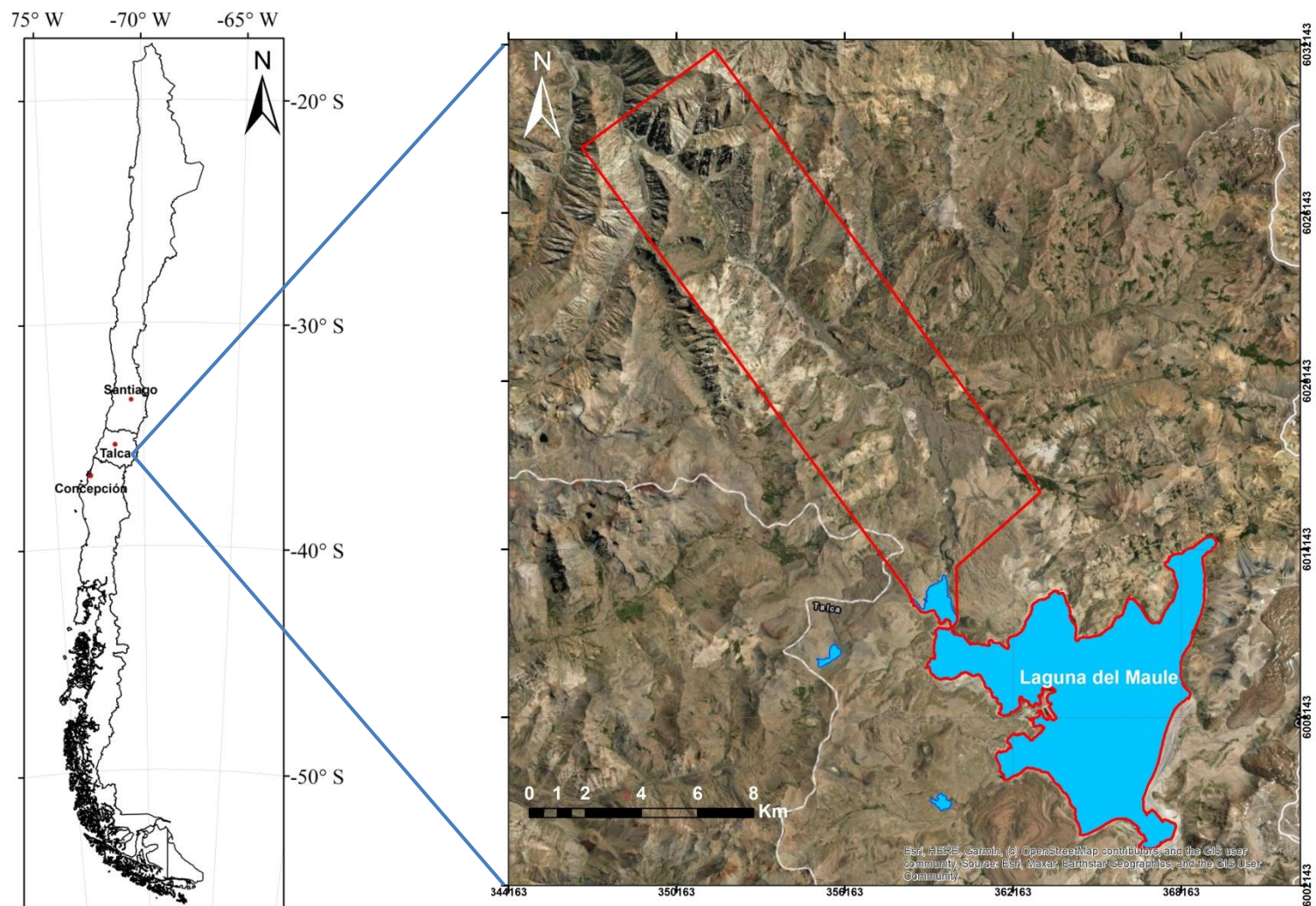


Figura 1.3: Mapa de ubicación del área de estudio. En líneas azules un acercamiento desde el mapa de Chile. En líneas rojas se delimita la zona del proyecto; la línea blanca continua marca la frontera con Argentina y la línea blanca discontinua muestra los límites provinciales.

1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO

1.4.1. Etapa de Gabinete I

- Recopilación de recursos bibliográficos sobre la geología local disponibles en el Boletín N° 63 (2010) de Sernageomin, diversas publicaciones de divulgación científica y Memorias de Título, además de recursos digitales indispensables para la modelación: mapa geológico e imágenes satelitales, y modelo de elevación digital (DEM) de licencia gratuita con buena resolución.
- Análisis del área mediante el uso de Google Earth para detectar puntos de interés y que sirvan como guía en el mapeo y muestreo geológico.
- Compilación de materiales necesarios para el trabajo en terreno: navegador GPS, brújula tipo Brunton, martillo geológico Eastwing, libreta, palas, bolsas de muestra, rotuladores.

1.4.2. Etapa de terreno

- Campaña de campo para reconocer y ubicar afloramientos óptimos para la correcta descripción de los depósitos volcánicos. Se realizó durante los años 2017 y 2018 en un período de 7 días, y el año 2023 durante 2 días, en los meses estivales (febrero, marzo y mayo, enero) y cuando las condiciones climáticas así lo permitieron (Figura 1.4). La jornada diaria se extendió en función de este último factor además de la puesta de sol y el relieve a mapear en un período aproximado entre las 9 am y las 18 pm.
- Confección de columnas estratigráficas esquemáticas que contribuyan a definir las unidades de basamento y volcánicas, su distribución espacial y sus relaciones de contacto.
- Muestreo geológico de rocas para posterior descripción desde el punto de vista petrográfico, que contribuyan a definir las unidades volcanoclásticas, su distribución espacial y relaciones de contacto, a fin de diferenciar eventos volcánicos post-glaciales que han afectado al Río Maule.

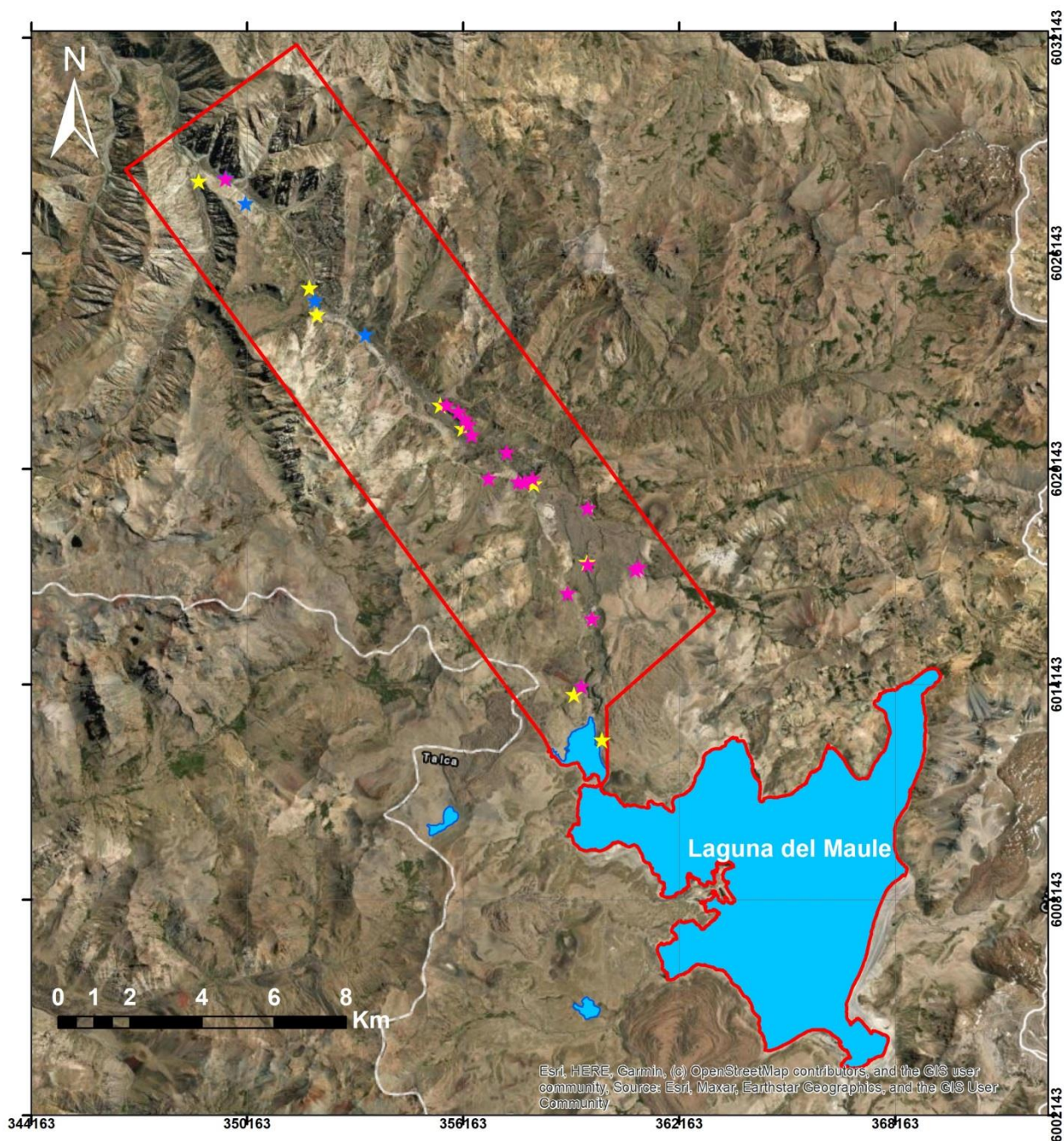


Figura 1.4: Mapa de puntos recorridos en terreno. Mapa de puntos recorridos en terreno. Las estrellas de colores indican los puntos exactos visitados en el campo. En color fucsia las campañas del año 2017, en azul el 2018 y en amarillo el 2023.

1.4.3. Etapa de Gabinete II

Objetivo 1 y 2:

- Ordenamiento de los datos de terreno para optimizar el trabajo de reconocimiento geológico.
- Descripción de muestras macroscópicamente mediante el uso de lupa de mano y lupa binocular.
- Correlación de unidades litológicas presentes en el río Maule con lo descrito en la bibliografía.
- Elaboración de capítulo que describa geológicamente las unidades con su respectiva distribución, litología, edad y correlaciones.

Objetivo 3:

- Utilización de las herramientas que nos entrega el Sistema de Información Geográfico (SIG), ArcGIS 10.5 en este caso, para generar paquetes de datos que permitan la estimación de volumen (shapefiles, RASTER, TIN, entre otros).
- Creación de mapa de curvas de nivel a través del modelo de elevación digital.
- Generación de red irregular de triángulos (TIN) a partir del mapa de curvas de nivel
- Determinar curva de nivel asociado al nivel máximo del lago represado y calcular su volumen al transformar este elemento lineal a un elemento poligonal e intersectándolo con la red TIN.
- Calcular a través de la herramienta *Polygon Volume* del *ArcToolbox* el volumen asociado a la cota máxima de represamiento que representa la cantidad de agua perdida en la inundación.

Objetivo 4:

- Determinación apropiada de los parámetros de entrada (*inputs*) necesarios para la correcta utilización de la herramienta LAHARZ_py, esto es, Volumen (m³), valor de H/L y modelo de elevación digital con una resolución óptima.
- Preparación de las imágenes DEM obtenidas a través del satélite ALOS PALSAR, esto es, unir y ajustar a la medida necesaria para ser utilizadas con LAHARZ_py.
- Modelación numérica mediante el uso de ArcGIS 10.5 y la herramienta LAHARZ_py evaluando el caso catastrófico de inundación en LdM.

1.5. CLIMA, FLORA Y FAUNA

El clima en el territorio chileno es controlado por diversos factores como lo son: el relieve, la altitud, latitud y la influencia marítima que interviene directamente en las condiciones de temperatura, humedad, precipitaciones, vientos, entre otros. Para esta zona geográfica, entre los 35° y 36° de latitud Sur, la clasificación climática de Köppen de 1948 está definida como “tipo C” o templado cálido y con lluvias estacionales de invierno, donde predomina la estación fresca y no muy fría (INE, 2017). En las cercanías de la Laguna del Maule es habitual una precipitación nival invernal, que acumula nieve entre abril y diciembre con *peaks* de almacenamiento durante julio, agosto y septiembre; es esta fuente hídrica la que permite el desarrollo del sistema fluvial en la zona durante los meses cálidos (Figura 1.5). De acuerdo a la estación meteorológica Lo Aguirre ubicada en el área de estudio, las temperaturas medias fluctúan entre los 22°C y -9°C, régimen térmico típico de un clima templado cálido con estación seca prolongada (Ruiz, 2010). “También suelen registrarse, durante los meses de verano, vientos locales que descienden de la cordillera; tal es el caso del Puelche, viento sumamente caliente y sofocante, originado por una zona de bajas presiones que se instala al otro lado de la Cordillera de los Andes y ocasionalmente puede invadir el territorio occidental. Se hace notar que la zona de estudio se ve afectada temporalmente, en la época estival, por fenómenos meteorológicos especiales: desarrollo ocasional de tempestades eléctricas de cierta intensidad, acompañadas de fuertes granizadas que de pronto se traducen en violentos aguaceros de escasa duración. Este fenómeno está asociado corrientemente a la formación de densos *cúmulus-nimbus*” (González y Vergara, 1962).

En este sector de la cordillera la vegetación predominante corresponde a la Estepa Alto-Andina del Maule, cuyo desarrollo se encuentra predominantemente afectado por el relieve y la altitud (Figura 1.6). Los tres tipos biológicos fundamentales corresponden a: plantas pulvinadas o “en cojín”; las gramíneas cespitosas y “pastos duros” (coirones), y arbustos bajos de bajo follaje (Gajardo, 1994). Dentro de estas especies vegetales destacan la hierba blanca o *Chuquiraga oppositifolia* y el retamo de la cordillera o *Diostea juncea* que ocupan aproximadamente un 70% de la cobertura del sector. En zonas rocosas y secas las especies dominantes son el pingo-pingo (*Ephedra andina*), el coirón (*Festuca scabriuscula*) o la ñañaña de las montañas (*Rhodophiala montana*), mientras que asociados a cursos de agua y vegas predominan las ciperáceas como la

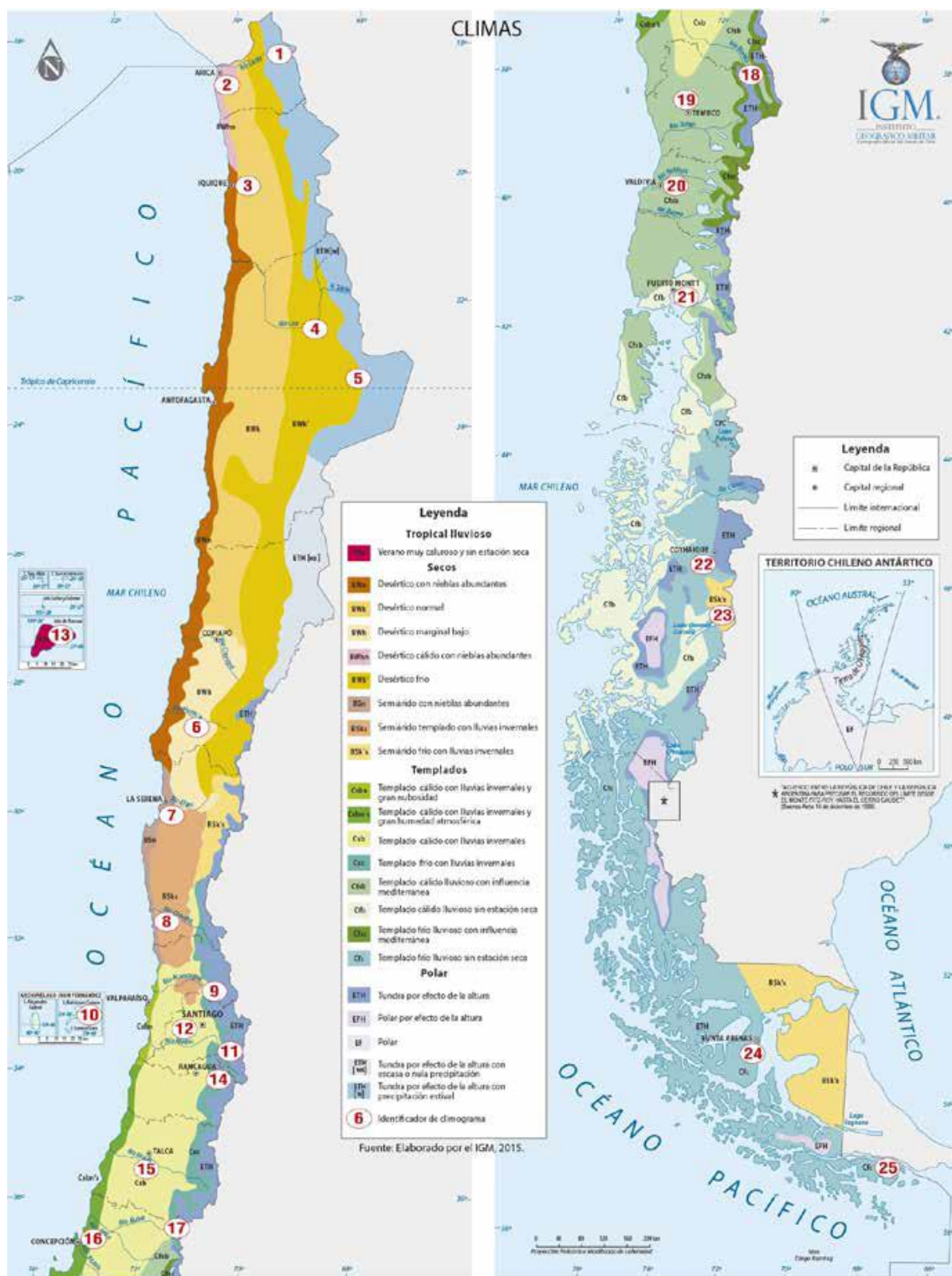


Figura 1.5: Mapa de zonas climáticas. Tomado del Instituto Geográfico Militar (IGM), 2017.

cortadera de Gay (*Carex gayana*) o hierbas como la quiaca (*Calandrinia affinis*). (INGENDESA, 2007).

Los animales que se encuentran en el área de estudio corresponden a anfibios, reptiles, mamíferos y abundantes especies de aves (Figura 1.5). De ellos destacan el sapo espinoso o “*Bufo spinulosus*”, variedades de lagartijas o “*Liolaemus burgeri, monticola y schroederi*” y matuastos o “*Phymaturus flagellifer*”; rodadores como la laucha de pelo largo o “*Abrothrix longipilis*” y el zorro culpeo o “*Lycalopex culpaeus*”. Además de representantes de la fauna nativa de Chile como el Cóndor chileno (*Vultur gryphus*) o la bandurria (*Theristicus melanopis*), y otros como el aguilucho chico (*Buteo albigula*), el piuquén (*Chloephaga*), la gaviota andina (*Larus serranus*) y la garza cuca (*Ardea cocoi*).

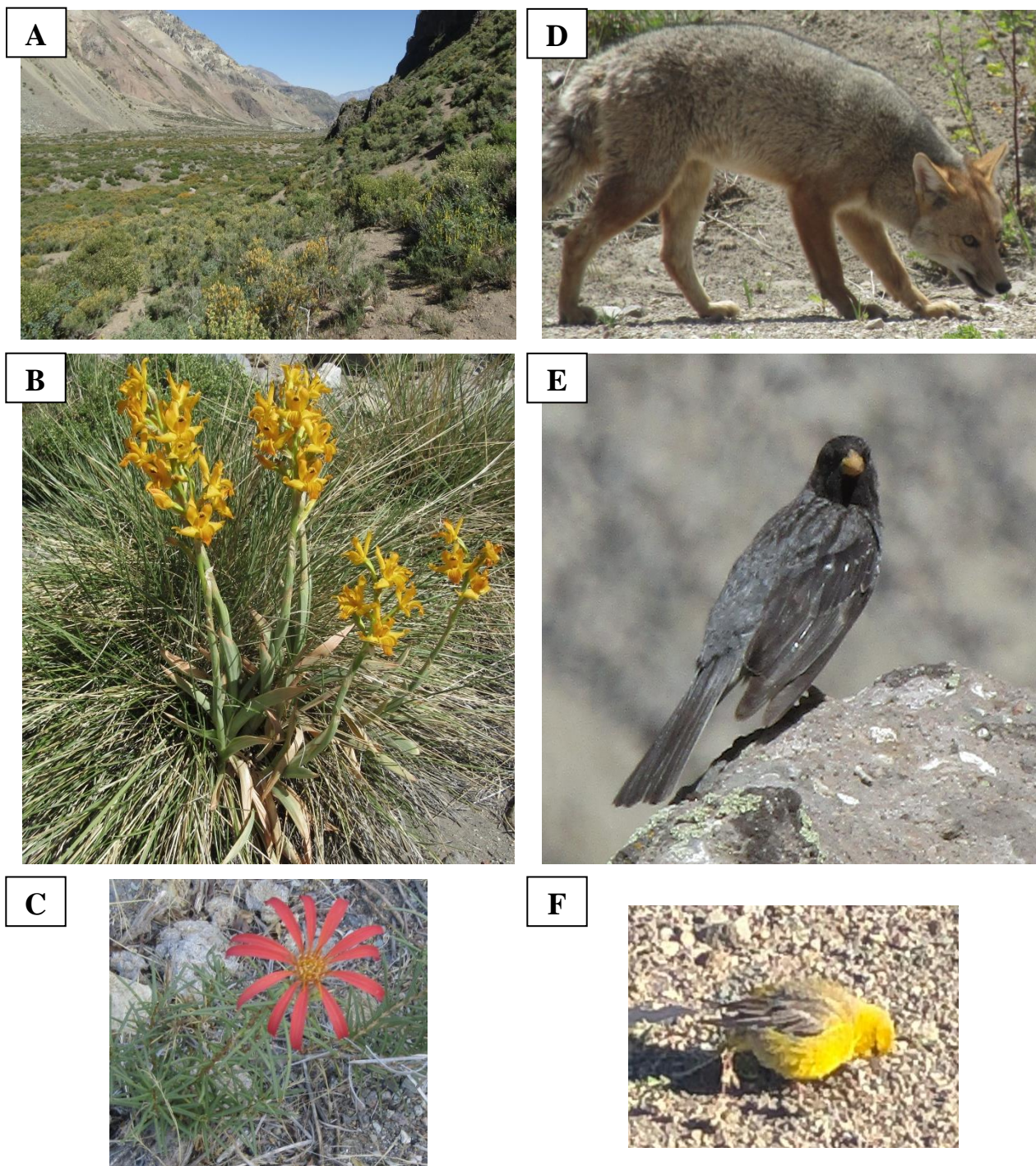


Figura 1.6: Flora y fauna encontrada en terreno. A) Vista hacia el W que muestra la abundancia de matorrales bajos en ribera N del Río Maule. B) Orquídea chilena del tipo *Chloraea alpina*. C) Clavel de campo o *Mutisia subulata*. D) *Lycalopex culpaeus* más conocido como zorro culpeo. E) Yal común o *Rhopospina fruticeti*. F) Chirihue Dorado o *Sicalis auriventis*.

1.6. TRABAJOS ANTERIORES

La zona cordillerana maulina en donde se ubica la Laguna del Maule no fue estudiada en detalle hasta los años 50 como parte de un extenso estudio realizado por Brügger quien buscaba establecer la geología fundamental de Chile. Éste pudo constatar en terreno la importancia hidrográfica del Río Maule que tiene sus inicios en la Cordillera Principal y logra recorrer longitudinalmente hasta su desembocadura en el Océano Pacífico en la comuna de Constitución, erodando y modelando el Valle Central a esta latitud. Ya en las cercanías de la Laguna del Maule, Brügger constató la existencia de volcanismo moderno en forma de coladas de lava sin centros eruptivos o edificios volcánicos asociados, los cuáles años más tarde fueron estudiados con mayor detalle por González y Vergara (1962). La realización del primer plano fotogeológico junto con la definición y una descripción petrográfica de las unidades volcánicas circundantes a la laguna, aportaron mucho al reconocimiento geológico del área en cuestión. En la misma línea los primeros análisis geocronológicos realizados por Vergara y Munizaga (1974) y Drake (1976) permitieron reconocer diferencias notorias de edad entre el volcanismo de la Cordillera de la Costa, cuyas dataciones en K/Ar arrojaron valores miocenos versus las del Cordón Andino en el Este, que sitúan al CVLdM en el Pleistoceno. Posteriormente y con el avance de la geoquímica, fue posible realizar modelos petrogenéticos y magmagenéticos del complejo como los de Munizaga y Mantovani (1976) y Munizaga (1978), López y Munizaga (1983), Frey y otros (1984) o Hildreth y Moorbath (1988), y cómo esto se relaciona con el desarrollo cortical andino en un contexto tectónico de subducción.

En un gran esfuerzo por entregar información tanto a la comunidad científica como a las entidades gubernamentales, Muñoz y Niemeyer (1984) realizan la Carta Geológica Hoja Laguna del Maule a escala 1:250.000 donde plasman en detalle las unidades de roca mesozoicas y cenozoicas, sus características geológicas y el potencial económico de la región. Durante estos años, Velozo (1988) realiza un estudio geomorfológico del área.

Los primeros antecedentes geológicos que abarquen el Río Maule fueron aportados por la Dirección General de Aguas entregando antecedentes hidrogeológicos de la cuenca maulina. En el año 2007, ENDESA presentó un estudio de impacto ambiental respecto del potencial hidroeléctrico del cauce hídrico.

Más tarde, en un trabajo internacional de años, SERNAGEOMIN publica en el año 2010 el Boletín N° 60, dedicado completamente al Complejo Volcánico Laguna del Maule donde se define la historia eruptiva cuaternaria de este particular campo volcánico. De aquí en adelante, todos los estudios han contribuido en el estudio de la historia eruptiva desde el Pleistoceno que permitió el desarrollo actual del CVLdM. Destacan los numerosos artículos dedicados a comprender las anomalías geofísicas que han sido detectadas por diversas técnicas. Hace varias décadas el sector ha sido monitoreado a través de Interferometría de Radar (InSAR), Posicionamiento Satelital Global (GPS) y estaciones sísmicas, lo que permitió detectar un alzamiento único en el mundo de 20 cm/año en el último centro eruptivo conocido (Fournier y otros, 2010; LéMevel y otros, 2013; Feigl y otros, 2014; LéMevel y otros 2015; Cardona y otros, 2015 y Cardona y otros, 2018). Esta deformación a nivel cortical ha sido atribuida a inyección de magma por Singer y otros (2014), Miller y otros (2016) y LéMevel y otros (2016) sustentado en mediciones magnetotelúricas (MT) y cambios de gravedad. En la misma línea de investigación, Andersen y otros (2017), Andersen y otros (2018) y Singer y otros (2018) se han aventurado a proponer la existencia de un reservorio magmático bajo la Laguna del Maule que permanece activa desde el Holoceno y ha sido reforzado por la comunidad científica recientemente por nuevos datos provenientes de la continua vigilancia geofísica existente.

1.7. AGRADECIMIENTOS

En este largo período de tiempo que ha transcurrido desde que egresé de la Universidad de Concepción hasta la culminación de este trabajo quisiera dar un especial agradecimiento a mi profesor patrocinante José Luis Palma, quien pacientemente me entregó valiosas opiniones y correcciones, y sin juzgarme dirigió este trabajo a su término. Por supuesto este trabajo no habría sido posible sin la ayuda generosa de los profesionales de SERNAGEOMIN Álvaro Amigo y Virginia Toloza, quienes siempre aportaron desinteresadamente con sus conocimientos y experiencia. De manera especial y afectuosa agradezco a Rayen Gho quien fuera mi guía en terreno y que junto a Claudio Vergara me dieron una cálida estadía en la Dirección Regional de Talca y fuera de ella. Espero en el fondo de mi corazón la vida una nuevamente nuestros caminos y me permita disfrutar de su afectuosa compañía.

Por otro lado, pero no menos importante agradezco a cada profesor y asistentes de la educación del Departamento de Geología de la Universidad de Concepción quienes aportaron cada uno a mi formación como Geóloga y me entregaron las herramientas para desarrollarme como profesional de las Ciencias de la Tierra. Un especial agradecimiento al profesor Dr. Oscar Figueroa, quien fue el primero en creer en mí, por entregarme su confianza y mostrarme el área de la geología que más disfruto. Y qué sería de la etapa universitaria sin los valiosos colegas y amigos que se adquieren con los años, quienes han visto mi largo caminar y siempre han sabido que podía lograrlo, muchas veces más que yo misma. Gracias infinitas a Carolina Peña, Yasna Contreras, Amapola Albornoz, Roy Fernández, Constanza Jorquera, Paulina Henry y Camila Soto.

También quiero agradecer a mi esposo Eduardo, por creer siempre en mí y brindarme su apoyo incondicional a pesar de las vicisitudes que tuvo este proceso. A mis padres que han soñado esto incluso más que yo. A Andrea Puccio y Alejandra Parada que fueron mis pilares terapéuticos y en quienes me sostuve para no rendirme: gracias por nunca soltarme, por aconsejarme cariñosamente y por mostrarme firmemente cuando estaba perdiendo nuevamente el foco. Y gracias a todo aquél que de alguna forma me ayudó y me aportó a terminar este trabajo y culminar un ciclo de vida, ya sea facilitándome artículos, llevándome hasta la hermosa Laguna del Maule, compartiendo un almuerzo o una amena conversación. Por último, agradezco a mi hija Aurora, destello de vida que existió en mi vientre por aproximadamente 8 semanas durante la realización de este trabajo y que hoy me acompaña desde el cielo. Serás siempre la luz que guíe mi camino hasta que un día nos volvamos a reencontrar; honraré tu vida con la mía.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. GENERALIDADES

El Complejo Volcánico Laguna del Maule es un conjunto de productos volcánicos desarrollados durante el Holoceno y que circundan al lago de nombre homónimo ubicado en la Cordillera de Los Andes a los 36°S y 70°30'E muy cercano a la frontera con Argentina. Destaca por el gran volumen de magma riolítico emitido en forma de erupciones explosivas y efusivas, esto es, ~40 km³ (Singer y otros, 2018), pues dicha composición y magnitud es poco usual en Los Andes, lo que sugiere un comportamiento y origen magmático que difiere del arco volcánico cuaternario o cuyo inicio volcánico pudo estar afectado por: heterogeneidades en la corteza; su desarrollo más hacia el Este que el arco volcánico actual y por ende mayor distancia de la fosa; una rápida diferenciación en su cámara magmática, entre otros. Es posible reconocer además rocas holocenas cuya composición van desde el basalto a la andesita basáltica (53%-57% en peso de SiO₂), pasando por dacitas hasta llegar a riolitas con hasta 71-77% en peso de SiO₂. Esta manifestación completa de una serie volcánica, composicionalmente hablando, es más bien raro en la ZVS y no está claro si corresponde a un magmatismo bimodal o a una cristalización fraccionada de larga data (López y Munizaga, 1983; Frey y otros, 1984; Singer y otros, 2018).

Por otro lado, su historia eruptiva no ha estado exenta de eventos catastróficos que convierten al CVLdM hoy en día en un punto de estudio local e internacional tanto por su actividad pasada como por el presente que indica que lejos de ser un volcanismo extinto, aún tiene potencial para manifestar al exterior su dinámica interna. Y a pesar de estar bien estudiada y monitoreada, existe un peligro que no ha sido evaluado con anterioridad: el desencadenamiento de flujos laháricos o de inundación a través del valle del Río Maule, importante torrente que nace en la alta cordillera y ve su desembocadura en el Océano Pacífico, pudiendo afectar en su recorrido pequeños asentamientos rurales y turísticos o infraestructura crítica como la aduana chilena y la Central Hidroeléctrica Los Cipreses.

2.2. GEOMORFOLOGÍA LOCAL

La morfología actual del área adyacente a la Laguna del Maule es el resultado de una evolución del relieve a causa de antiguos procesos tectónicos, volcánicos y glaciales, como asimismo de procesos actuales esencialmente de orden climático (Veloza, 1988). El valle del Río Maule y la laguna que le da su origen, junto a la actividad volcánica que construye el arco volcánico

cuaternario, son los rasgos morfológicos predominantes de la zona y moldean la estructura del macizo andino en la porción de territorio en estudio.

Los accidentes geográficos preservados por esta serie volcánica muestran que el relieve topográfico similar al presente ha prevalecido desde su formación. Las incisiones de los ríos en terrenos volcánicos jóvenes, del orden de 1-2m/1000 años aproximadamente, ha producido un complejo registro tanto volcánico como morfológico (Drake, 1976).

A menudo es fácil observar niveles aterrazados de sedimentos fluviales o glaciofluviales que han sepultado el lecho original del valle, originando en cambio extensas planicies que alcanzan su mayor desarrollo aguas arriba y en las nacientes del río donde los sedimentos de las terrazas se alternan con efusiones basálticas. De esta manera es posible observar el desarrollo de un valle insecuente en el plateau formado por las rocas provenientes del Cerro San Pedro que rellenan buena parte del valle en su tramo superior y que no responden a controles estructurales, ni de pendientes o litología previa (González y Vergara, 1962).

Así como la actividad volcánica ha sido capaz de modificar el sistema fluvial, el último retiro de los glaciares entre los 23 y 19 mil años atrás (Singer y otros, 2018) afectó en gran medida el basamento en las quebradas, laderas, valles y mesetas que allí se encuentran. De esta manera, se describen de manera particular los agentes modeladores del paisaje: la Laguna del Maule, los volcanes cuaternarios y el Río Maule.

2.2.1. Laguna del Maule (LdM)

La Laguna del Maule es un cuerpo de agua ubicado en la Región del Maule (36°04'S y 70°30'O) y a una altitud aproximada de 2200 m s.n.m. Su superficie es de ~47 Km² y está emplazada en un sector deprimido de la Cordillera de Los Andes, casi en el límite con Argentina (Veloza, 1988) y a metros de la aduana chilena conocida como “Paso Pehuenche” a 152 km de la ciudad de Talca. Esta laguna actualmente se encuentra represada de forma artificial y constituye el punto de partida del gran complejo hidrográfico denominado Cuenca del Río Maule.

Un origen del lago indica que podría haberse formado a partir de la gran depresión dejada por la erupción de la “riolita Pliniana del Maule” (~14-16 ka), la de mayor volumen identificada en todo el CVLdM y que no presenta evidencias de un desarrollo subacuático (Fierstein, en prep.). A partir de aquel evento, el agua habría rellenado la caldera dejada para formar lo que conocemos

como Laguna del Maule. Sin embargo, ésta fue embalsada posteriormente (~11ka) por coladas de lava que elevaron aproximadamente ~200 m el nivel actual del lago (Hildreth y otros., 2010). A su vez, morfológicamente es posible observar en la actualidad que la Laguna del Maule posee una especie de anillo volcánico que la rodea con diversas muestras de un pasado eruptivo: comunes son las coladas de bloques y cordadas de fases efusivas, además de conos, domos y depósitos cineríticos de fases explosivas.

Actualmente, la Laguna del Maule es utilizada como embalse para riego y generación de electricidad en la Central Hidroeléctrica Los Cipreses, propiedad de ENDESA. Posee una capacidad máxima de 1420 millones de m³, sin embargo, mantiene un importante déficit en su volumen por efecto climático (DGA, 2023). La construcción del embalse se llevó a cabo entre 1946 y 1958 y tuvo por objeto aumentar la capacidad de almacenamiento de la laguna natural y para regular el riego del río Maule, aumentando la superficie regada y potenciando la producción de energía eléctrica. En total, el proyecto riega 37.250 Ha nuevas y mejoran 162.750 Ha (Sandoval, 2003).

2.2.2. Volcanes

En el área circundante a la estudiada, se ubican importantes estructuras volcánicas que han sido la fuente de la actividad y productos en el arco volcánico actual. Son ellos los que coronan el relieve cuaternario ya sea en forma de grandes macizos que alcanzan casi los 4000 m.s.n.m. o como domos, conos parásitos y cráteres, cuya dinámica interna y externa junto a la posterior erosión glacial han modelado el paisaje perpetuando la superficie actual. Se describen a continuación los volcanes principales en la región (Fig. 2.1).

- a) **Complejo volcánico Planchón-Peteroa (35°14'S 70°34'O)**. Este macizo volcánico se erige a 4000 m s.n.m.; su base cubre unos 130 km² y sus centros eruptivos se suceden por 6 km a lo largo de una fractura de rumbo N14°E. El conjunto se levanta sobre el extremo norte de los relictos colapsados de las Calderas del Colorado. Las erupciones históricas vienen desde el volcán Peteroa y datan de 1660, las cuales han sido violentas y generadoras de avalanchas, lahares y el colapso del edificio volcánico. Su última

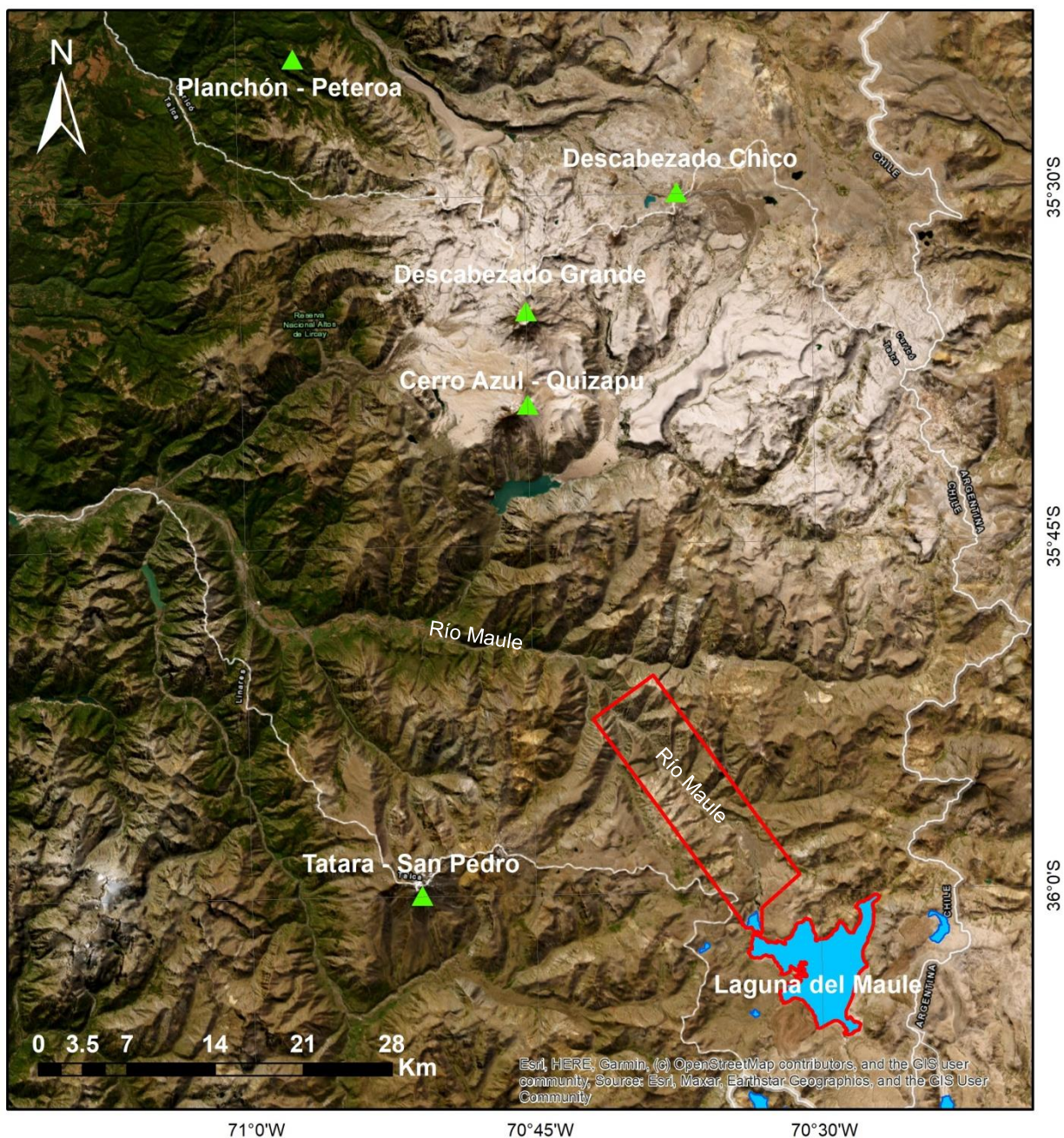


Figura 2.1: Mapa de los volcanes en las cercanías del área de estudio. Se observa una orientación aproximadamente N-S de los centros eruptivos del arco volcánico actual y claramente desplazado hacia el E se encuentra en Complejo Volcánico Laguna del Maule. La línea blanca continua marca frontera con Argentina y la discontinua el límite provincial Talca – Linares. En triángulos rojos se muestran los volcanes y en línea roja se delimita el área de estudio.

actividad registrada es en el año 1991 con una erupción en el lago-cráter dejado en 1937, con abundante eyección de tefra y generación de lahares (González-Ferrán, 1995).

- b) **Volcán Descabezado grande (35°35'S 70°45'O)**. Corresponde a un estrato-volcán de cima achatada con un cráter central de 1.5 km de diámetro, relleno con hielo. Este volcán está activo desde hace al menos unos 300 mil años y sus productos volcánicos corresponden principalmente a lavas, tefras y aglutinados de composición andesítica a riodacítica, que han alcanzado hasta 7 km de longitud. El único registro histórico data de 1932, después de la gran erupción de su vecino volcán Quizapu en abril de ese año. Durante esta erupción, en junio de 1932, se abre en su ladera norte el cráter “Respiradero” de ~900 m de diámetro, generando una columna de ceniza de varios kilómetros de altura y caída de piroclastos. Numerosas explosiones habrían continuado hasta fines de 1932. En su estado actual, el volcán Descabezado Grande no tiene actividad eruptiva, salvo pequeñas fumarolas en el cráter lateral “Respiradero” reportadas en 2009 y actividad hidrotermal en la parte baja de sus laderas (Sernageomin online, 2023).
- c) El volcán **Descabezado chico (35°30'S 70°37'O)** es un centro eruptivo múltiple, con un nido de 13 cráteres abiertos dentro de un área de aproximadamente 6 km² y asociados a flujos de lava andesítico-basálticas y andesítico-dacíticas que han escurrido radialmente. Su edad se estima Holoceno-Reciente considerando que flujos que han escurrido hacia el noreste, se apoyan sobre lavas dacíticas datadas en $0,14 \pm 0,01$ Ma (K/Ar) (González-Ferrán, 1995).
- d) **Cerro azul-Quizapu (35°39'S 70°45'O)**. El volcán Quizapu es un centro eruptivo adventicio localizado en la vertiente norte del volcán Cerro Azul. Su cráter de unos 700 m de diámetro en el borde superior y unos 300 m en su conducto interior representa una profunda chimenea de eyección pliniana. Las lavas dacíticas, aglomerados, flujos de piroclastos y depósitos de tefra reflejan su historia y características de su violenta actividad eruptiva ocurrida desde su apertura en 1846. En 1932 se inicia la erupción pliniana más importante ocurrida históricamente en Los Andes. Más del 95% de la tefra eyectada es de composición dacítica y pómez riodacítica. Esta erupción causó un impacto catastrófico al medio ambiente, inutilizando hasta hoy miles de hectáreas cubiertas por el

material caído principalmente en las provincias de Talca, Curicó y la Pampa Argentina. El Cerro Azul es un estrato-cono pleistoceno compuesto por flujos de lavas andesítico-basálticas y en menor proporción flujos dacíticos y riódacíticos, los cuales han sido afectados débilmente por erosión glacial. Lavas basálticas tardías fueron datadas por Drake en 0,34 Ma (K/Ar). El cráter central tiene unos 0,5 km de diámetro y se encuentra abierto hacia el norte-noreste y relleno con los piroclastos riódacíticos provenientes de la erupción del volcán Quizapu en 1932 (González-Ferrán, 1995).

- e) El **Complejo volcánico Tatara- San Pedro (36°00'S 70°51'O)**, corresponde a un gran estrato volcán constituido principalmente por lavas andesítico-basálticas, los cuales habrían tenido una extensión original mayor que 200 km² y su espesor en las cercanías del volcán alcanzaron unos 2000 m. Las lavas andesíticas del cono Holoceno del volcán San Pedro se encuentran recubriendo las lavas del centro eruptivo Tatara. En el sector oriental del San Pedro se produjo un colapso acompañado de una erupción dacítica en el Holoceno superior. La edad para el Complejo Tatara se estima pleistocena y las lavas del San Pedro tendrían una edad Holoceno-Reciente (González-Ferrán, 1995).

2.2.3. Valle del Río Maule

El río Maule, que encuentra en la Laguna del Maule sus nacientes, a 2180 m de altura, conforma un valle principal, que en su trayectoria hasta su desembocadura en el Océano Pacífico, unos 200 Km hacia el Oeste en la comuna de Constitución (provincia de Talca), recibe el aporte de numerosos e importantes sistemas de afluentes, entre los cuales cuentan el río Claro; el río Cipreses que desagua en la Laguna de la Invernada; el río Melado que nace en la laguna del Dial y recibe las aguas del Troncoso; el río Campanario; el río Puelche y el río La Plata dentro del ámbito cordillerano (Velozo, 1988; González y Vergara, 1962).

El río Maule drena todas las aguas recibidas por la faja de territorio comprendido entre los paralelos 35°05' y 36°30'. Presenta 21.690 km² de cuenca hidrográfica y es uno de los cauces más importantes del país. Tiene un régimen nivoso y de breve llena, con crecidas primaverales muy poco perdurables; los caudales descienden rápidamente durante los meses de estío, llegando su mínimo a registrarse en el último mes de verano o en el primero de otoño. El

desencadenamiento de la estación lluviosa origina un leve aumento en el caudal durante los meses de invierno (González y Vergara, 1962).

El curso superior del río Maule se observa cubierto por lavas andesítico-basálticas que conforman terrazas escalonadas, con el mejor desarrollo en la ribera oriental del río (Fig. 2.2); justo al inicio de la laguna del Maule, las terrazas mencionadas quedan sepultadas por una colada vitrofídica (Los espejos, **rle**) que cierra dicho lago por el norte (González y Vergara, 1962). Estas lavas corresponden a una secuencia de al menos 14 flujos laminares basálticos (52-53% en peso de SiO_2) que se extiende por unos 12,5 km considerando su centro de emisión ubicado bajo la Loma Los Espejos, en el borde norte de la Caldera Laguna del Maule. Estos flujos presentan un ancho variable entre 2,5 km en su zona de emisión, a 0,7 km en su frente aguas abajo (González-Ferrán, 1995).

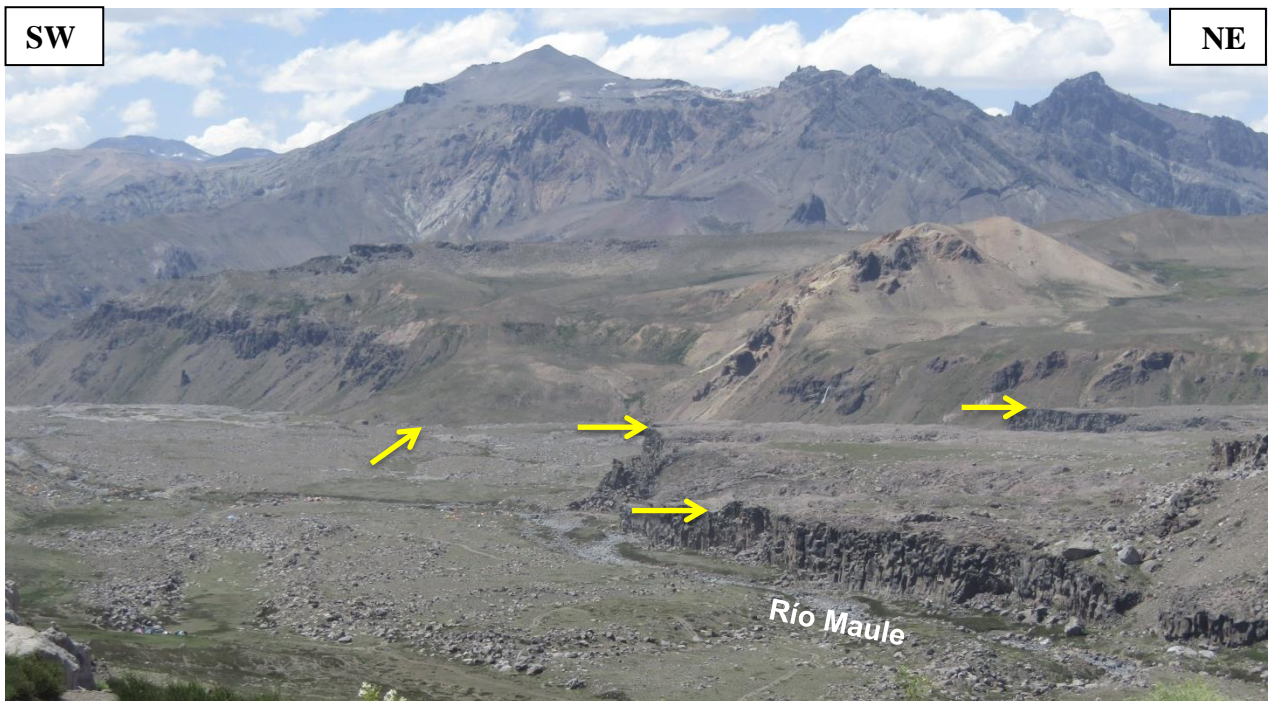


Figura 2.2: Terrazas escalonadas en el curso superior del Río Maule. Se aprecian al menos 4 niveles distintos de lavas, señalados con flechas amarillas, y el Río Maule se abre paso entre ellas.

2.3. BASAMENTO DEL VALLE DEL RÍO MAULE

Tanto el Basamento metamórfico como el Batolito Andino de edades paleozoicas no tienen representantes que afloren en el área de estudio. Las rocas más antiguas que se pueden reconocer unos Km más al Oeste por la ruta 115 pertenecen a sistemas sedimentarios de la cuenca cretácica que alcanzó un desarrollo importante al Norte, en el sector del Río Teno, pero que difícilmente se logra identificar en el curso superior del Río Maule. A partir de la bibliografía existente se describe a continuación las rocas sobre las cuales el cauce se ha desarrollado pero que desafortunadamente no alcanzan el sector analizado (Fig. 2.3).

2.3.1. Sistema sedimentario Cretácico

a) Formación Baños del Flaco

Se denomina así a la secuencia de estratos marinos fosilíferos compuesta principalmente por calizas, calizas arenosas, margas, areniscas calcáreas y lutitas calcáreas grises cuyo mejor desarrollo se encuentra en el área de los Baños del Flaco, ubicados en el valle del Río Tinguiririca, en la región de O'Higgins (Klohn, 1960). Geográficamente, es una unidad estratigráfica muy continua que aflora entre los 32° y 36°S en la Cordillera de los Andes de Chile Central, cerca del límite con la República Argentina (Covacevich y otros, 1976).

Espacialmente se dispone de forma concordante sobre la Formación Río Damas (Kimmeridgiano), complejo de sedimentos clásticos continentales con intercalación de volcanitas efusivas y piroclásticas, y en menor medida sedimentos químicos. Sobre ella se ubican de la misma manera las arcillas y areniscas rojas terrígenas de la Formación Colimapu (Hauteriviano-Coniaciano). Hacia el norte, se le encuentra bien desplegada hasta el valle del Río Maipo en la Región Metropolitana. En la provincia de Curicó, Región del Maule, y la provincia de Colchagua, Región de O'Higgins tiene sus mejores localidades con abundante fauna y afloramientos que permiten una descripción en detalle. En el valle del Río Maitenes, la Formación Baños del Flaco se expone representada por una gruesa serie de sedimentos marinos fosilíferos, compuesta por calizas y margas, con intercalación de areniscas calcáreas con estratificación cruzada y de capas conglomerádicas. El conjunto de estos estratos se dispone concordantemente sobre brechas y conglomerados con clastos volcánicos de la Formación Río Damas con una disposición en general N-S y buzando 30° al O; mientras se avanza al Norte la

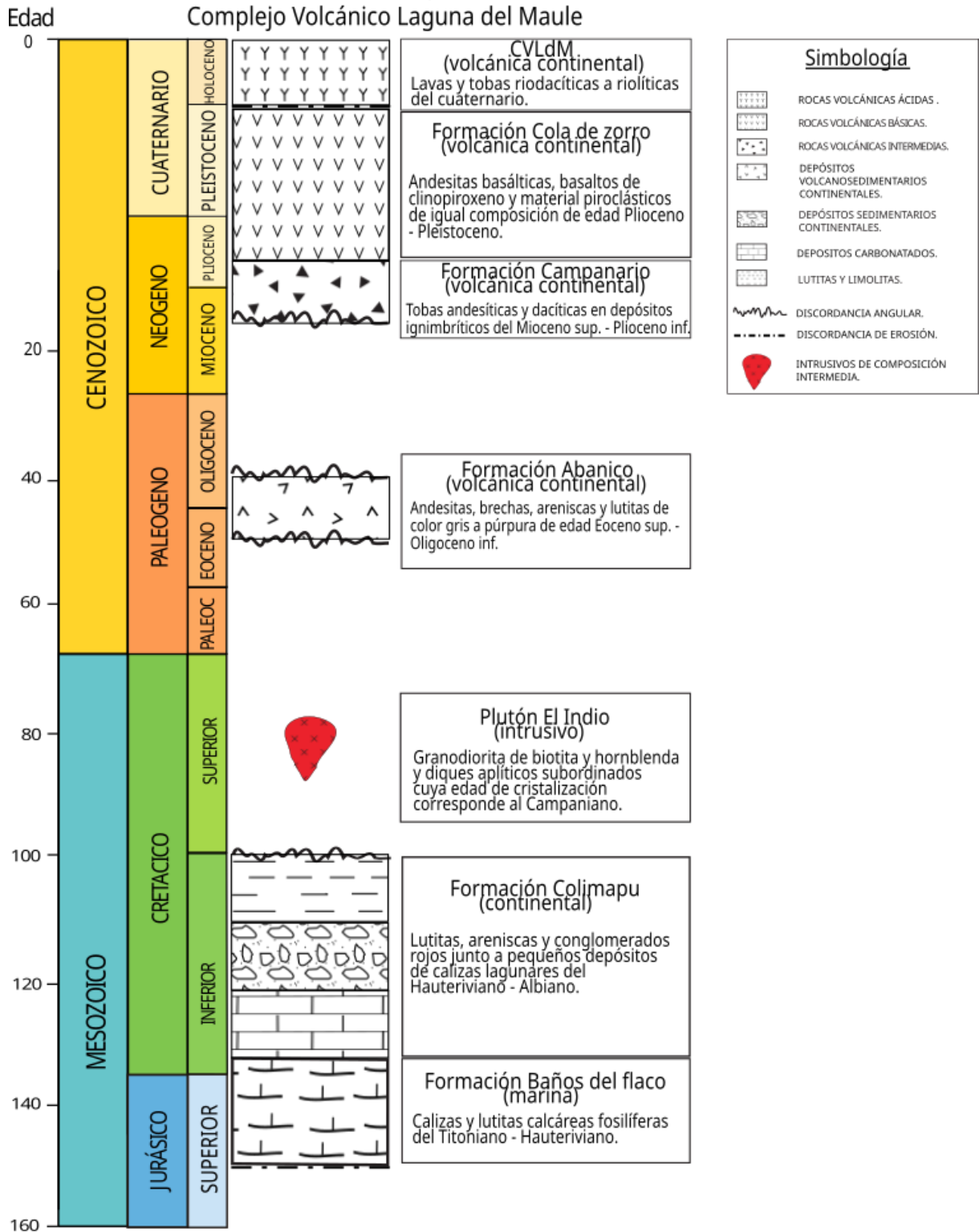


Figura 2.3: Cuadro cronoestratigráfico del CVLdM. En la imagen se muestran las unidades que afloran próximas al área de estudio en orden cronológico de depositación y/o intrusión.

inclinación de los estratos aumenta entre los 50° y 75°O. Así mismo los estudios de Klohn (1960), indican que al incluir todas las secciones parciales en donde aflora esta formación se obtiene un espesor entre los 700 a 1000 m, mientras que González y Vergara (1962) indican un espesor de 400 a 800 m en el sector del Río Teno y el Río Maule respectivamente; por otro lado, Salazar (2015) reporta un espesor de 536 m en las inmediaciones del Río Maitenes.

Ahora bien, la secuencia se alterna entre bancos de conglomerados y capas de calizas que representan movimientos oscilatorios de una transgresión marina sobre estratos continentales (Klohn, 1960). Así, la transgresión marina del Titoniano se apoya tanto en superficies andesíticas en una superficie de abrasión previa, como sobre un verdadero pavimento rocoso formado en el techo de los conglomerados de la Formación Río Damas. Por lo tanto, la Formación Baños del Flaco se habría depositado durante una ingresión marina desarrollada desde el Sur hacia el Norte, de manera lenta y gradual, asociada al crecimiento de arrecifes o barreras de corales y algas calcáreas en un área litoral somera. El clima de depositación debió ser cálido, con una temperatura promedio del mar por sobre los 18°C (Covacevich y otros, 1976). Así mismo, la abundante fauna presente en las capas fosilíferas es principalmente cefalópodos, gastrópodos, bivalvos y cnidarios, que permiten datar la Formación Baños del Flaco en el Titoniano Superior al Hauteriviano (Klohn, 1960), colocando a la Formación Baños del Flaco como la depositación representativa del límite Jurásico-Cretácico en Chile central (Salazar, 2015).

Finalmente, respecto de esta unidad de roca podemos señalar que es correlacionable con diversas secuencias marinas representativas de una transgresión del mar en los Andes Centrales de Chile durante el Jurásico superior y el Cretácico temprano, como lo son las formaciones San José o Lo Valdés (Klohn, 1960; González y Vergara, 1962; Salazar, 2015).

b) Formación Colimapu

Ha sido definida por Klohn (1960) como un conjunto sedimentario de origen terrestre de amplia distribución incluso más al Norte de los 33°S, con un buen desarrollo en la cuenca del Río Maipo. El autor ha dividido la formación en tres miembros en el área de la quebrada Colimapu, tributaria del Río Blanco y éste a su vez del Maipo, donde se encuentra mejor expuesta. En el sector del Río Teno, región del Maule, afloran el miembro inferior y medio como un conjunto de sedimentos clásticos continentales constituidos principalmente por lutitas, areniscas tobáceas

rojas en la parte inferior; areniscas finas a gruesas que alternan con pequeñas capas de calizas estériles, areniscas oolíticas y conglomerados con algunos lentes de calizas lagunares grises, e intercalaciones de tobas grises violáceas en la parte media y superior. En general, la serie se presenta bien estratificada en capas de mediano espesor, cuya base se encuentra fuertemente plegada. Espacialmente, se dispone concordantemente sobre las sedimentitas marinas de la Formación Baños del Flaco e infrayace de la misma manera bajo las brechas y tobas de queratófiros (traquitas sódicas) de la denominada Formación Plan de los Yeuques (González y Vergara, 1962). En cuanto a su espesor, González y Vergara (1962) señalan un máximo de 600 m para ambos miembros superior y medio en el valle del Río Teno; mientras que Klohn (1960) indica 3000m para la secuencia hasta su parte más alta.

Esta formación representaría la última depositación previa a la primera fase del Ciclo Andino de deformación en régimen compresivo conocida como la Orogenia Peruana (Charrier y otros, 2014), pues en su localidad tipo en la Quebrada Colimapu, se la identifica conformando un gran sinclinal que la resguarda de la erosión y sobre ella en clara discordancia angular se disponen los estratos de la Formación Coya – Machalí. Su origen subaéreo se determina por la presencia de grietas de desecación encontradas en algunos niveles en los afloramientos a los 33°S. Debido a que no se encontraron fósiles en el interior de esta formación, su edad queda restringida a las capas superior e inferior que la limitan (Klohn, 1960), de esta manera su edad máxima corresponde a la edad mínima de la Formación Baños del Flaco, que correspondería al Hauteriviano; y su límite superior queda limitado de acuerdo a más de un evento geológico relevante. En primer lugar, tenemos el inicio de la fase compresiva del Ciclo Andino representado por la discordancia orogénica con la Formación Coya – Machalí, que Charrier y otros (2014) sitúa en el inicio del Cretácico Superior; de esta manera la edad quedaría comprendida entre el Hauteriviano – Albiano. Ahora bien, en las cercanías del área de estudio la formación subyacente a Colimapu es en realidad la Formación Abanico (Astaburuaga, 2014), unidad asignada ampliamente al cenozoico, lo que confirma una discontinuidad en la depositación y la dificultad de determinar su edad mínima.

Esta secuencia estaría representando una sedimentación detrítica en condiciones oxidantes que le han otorgado su color rojizo característico (González y Vergara, 1962) y es posible correlacionarla en primer lugar con las Formaciones Diamante y Huitrín en la República

Argentina (Klohn, 1960; Astaburuaga, 2014) y en segundo lugar en nuestro país con las Formaciones Veta Negra y Las Chilcas en la Cordillera de la Costa de Chile Central, y con la parte alta de la Formación Bandurrias en la provincia de Atacama (Klohn, 1960), o con la Formación Cristo Redentor definida por Aguirre (1960) en el valle del Río Aconcagua (Astaburuaga, 2014).

2.3.2. Sistema Paleógeno – Neógeno

a) Formación Abanico

Esta formación fue definida por Aguirre (1960) quien la describe como una secuencia de vulcanitas y sedimentitas clásticas terrígenas de colores gris pardo a púrpura rojo grisáceo. Su localidad tipo se encuentra en el cerro de nombre homónimo ubicado en la cordillera inmediatamente al E de la ciudad de Santiago. En las cercanías al área de estudio los afloramientos se exponen de buena manera en los valles de los ríos Teno, Claro, Melado, Colorado y del Maule hacia el Oeste; y hasta la localidad de La Mina por el Este (Astaburuaga, 2014). En el valle del Río Maule se reconoce fácilmente por su litología y tonalidades características (González y Vergara 1962), que corresponden principalmente a rocas volcánicas y volcanoclásticas tales como andesitas, brechas y conglomerados volcánicos, areniscas, areniscas de grano finos y lutitas de baja potencia (Astaburuaga, 2014). De acuerdo a lo estudiado anteriormente, los autores coinciden en que existe una discordancia angular entre las secuencias bajo y sobre la Formación Abanico. En el área del Río Maule se le reconoce sobreyaciendo a la Formación Colimapu, mientras que en la zona del Río Teno lo hace sobre la Formación Corona del Fraile y en el sector de los Andes Centrales lo hace incluso sobre la Formación Baños del Flaco. Hacia el techo ocurre una situación similar: en los valles del Maule y el Longaví infrayace a la Formación Cola de zorro en una evidente angularidad diferente, mientras que hacia el Norte lo hace bajo la Formación Farellones en las mismas condiciones de oblicuidad. Se reporta, además, la fuerte alteración que presentan los estratos, además de deformación y falta de niveles guías que permitan estudiar su lateralidad de manera continua (Aguirre, 1960; González y Vergara, 1962; Astaburuaga, 2014).

El espesor total que Aguirre (1960) reconoce para la Formación Abanico en sus secciones descritas alcanza un valor cercano a los 3600 m, sin embargo, destaca la falta de continuidad en algunas zonas por lo que el valor total podría alcanzar valores mayores. Ha sido indicado también

que no se han encontrado fósiles en los estratos dentro de la región estudiada, quedando así su posición cronológica desconocida. Una edad mínima para la sucesión se pudo establecer mediante la datación del plutón El Melado que intruye a la secuencia que arrojó un valor de 62 Ma., situándola al menos en el Paleógeno temprano (Drake, 1976).

Si consideramos secuencias similares que puedan correlacionarse a esta formación, el autor determina que la Formación Coya-Machalí descrita por Klohn en 1960 es su continuación meridional de los estratos que componen la Formación Abanico y por tanto son directamente homologables entre ellas. Con esta consideración y estudios que incluyen dataciones y recopilaciones fósiles en el sector Termas del Flaco sobre la Formación Coya-Machalí, se ha obtenido una edad radiométrica $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que la sitúa en el Eoceno superior – Oligoceno inferior (Charrier y otros, 1996; Flynn y otros, 2003).

El ambiente de depositación de estos estratos parece tener lugar durante un período de intensa actividad volcánica debido a la abundante acumulación de lavas y piroclastos, conjuntamente a una sedimentación continental de bajo régimen de acuerdo a las intercalaciones con rocas detríticas finas.

b) Formación Campanario

Esta formación ha sido incorporada y definida por Drake (1976), quien la describe como un paquete volcánico de gran extensión, compuesta principalmente por tobas andesíticas y dacíticas, en secuencias brechosas e ignimbríticas; subordinadamente también se encuentran flujos andesíticos. El Río Maule ha denudado y erosionado el terreno permitiendo la exposición de ~ 1000 m de espesor de esta secuencia. Espacialmente se ubica en inconformidad sobre la granodiorita del plutón El Indio (Drake, 1976) y en discordancia angular encima de las formaciones Curamallín y Trapa-Trapa. La secuencia infrayace además en “pseudoconformidad” a los estratos de la Formación Cola de Zorro, manteniendo una actitud tectónica subhorizontal (Muñoz y Niemeyer, 1984), hacia el Sur fuera del sector en análisis. Dentro del área de estudio, se la ubica en el curso superior del valle del Maule y hacia el Noroeste siguiendo la ruta CH-115 por aproximadamente 5 km desde el complejo fronterizo.

Gracias a dataciones radiométricas K – Ar es posible constreñir su edad al Mioceno medio– Mioceno superior (Drake, 1976), sin embargo, Muñoz y Niemeyer (1984) bajo la misma técnica

calculan su edad como Mioceno superior – Plioceno inferior. De acuerdo a la literatura, no existe mayor información respecto a una posible correlación con otra unidad de similar edad o litología.

c) Formación Cola de Zorro:

Esta unidad fue definida por González y Vergara (1962) como un conjunto de volcanitas de carácter andesítico-basáltico de gran extensión areal y actitud tectónica horizontal a sub-horizontal. En general, la Formación Cola de Zorro culmina en la superficie de erosión actual por lo que su techo queda usualmente indefinido. En la región del río Maule se le ubica en discordancia angular sobre las formaciones Baños del Flaco y posiblemente Río Damas. Litológicamente se integra de andesitas basálticas, basaltos de clinopiroxenos y material piroclástico de igual composición.

El espesor máximo corresponde al perfil en la Quebrada Cola de Zorro, considerada la localidad tipo de la unidad, con un valor cercano a los 800 m. Pero según lo expresado anteriormente respecto a su techo, su potencia podría ser mayor.

La edad para estos estratos volcánicos carentes de fósiles fue atribuida al Plioceno – Pleistoceno mediante correlaciones litoestratigráficas y antecedentes estructurales como lo es la tectónica de bloques sin plegamiento que afecta a la unidad (González y Vergara, 1962). Nuevamente, la técnica radiométrica por excelencia para rocas volcánicas: la datación K – Ar, permitió confirmar la edad de esta formación como Plioceno superior – Pleistoceno (Vergara y Munizaga, 1974; Drake, 1976; Muñoz y Niemeyer, 1984). De acuerdo a lo anterior, es posible correlacionar estas rocas con complejos volcánicos más al sur como la serie de Pino Hachado (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Las lavas que constituyen esta formación fueron eruptadas en condiciones continentales, sobre un relieve accidentado y altos topográficos que controlaron su distribución, generando una nivelación del tipo meseta que fueron preservadas por la erosión glacial y/o rellenaron valles glaciales o fluviales ya generados en rocas más antiguas (Muñoz y Niemeyer, 1984).

2.3.3. Rocas Intrusivas

➤ Plutón El Indio

Este macizo corresponde a un cuerpo intrusivo de unos 100 Km² de extensión, que se ubica en las cercanías de la confluencia entre el Río Maule y el Río Puelche; es disectado además por el Río La Plata. Su litología corresponde a granodiorita de biotita y hornblenda con diques aplíticos subordinados. Su margen oriental corresponde a una inconformidad con los estratos del sistema sedimentario del jurásico y cretácico como lo son la Formación Río damas, Baños del Flaco y Colimapu. Hacia el Este, se encuentra con la Formación Campanario en un contacto tectónico presumible como resultado del plegamiento regional durante el Mioceno tardío (Drake, 1976).

La edad de estas rocas fue determinada por Drake (1976) mediante datación radiométrica asignándolo al Eoceno medio (41,3 Ma); por otro lado, y usando el mismo método, Nelson (1999) estima una edad cretácica superior (79,4 Ma) aseverando que es muy probable que las muestras obtenidas por Drake (1976) estuvieran contaminadas por alteración y por ello sus cálculos hechos en roca fresca aportan una datación de mayor certeza.

2.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La tectónica del margen continental andino chileno está controlada por la convergencia oblicua de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana que desencadena un campo de estrés transpresional activo desde el Cretácico superior hasta el presente. Los episodios menores de extensión y compresión desde entonces en el área del proyecto han generado estilos de deformación complejos y variables (Hickson, 2011).

Las rocas más antiguas que se encuentran en el área circundante han sido intensamente afectadas por períodos de deformación y fallamiento, lo que se refleja en la historia geológica como discordancias angulares y de erosión o movimiento de bloques. Muñoz y Niemeyer (1984) atribuye las discordancias angulares (y los plegamientos) a períodos de tectónica compresivas pre-pliocénicas y las fallas de tipo normal a períodos distensivos que han provocado la reactivación de sistemas más antiguos. En términos generales describe la existencia de 3 discordancias angulares: episodios compresivos a finales del Triásico, Cretácico Superior y la más joven previa a la depositación de las formaciones Campanario y Cola de Zorro, es decir,

durante el Mioceno medio a superior. Las fallas que observó son generalmente de gran ángulo, con orientación NNE, N – S y E – O, con desplazamiento normal.

De esta manera se puede definir una tectónica pre-Plioceno donde las rocas registran los efectos de una deformación compresional; y una tectónica del Plioceno – Pleistoceno superior evidenciada en forma de fallas, diques, y lineamientos, comunes en los Andes del Maule y que llegan hasta controlar la dinámica de los ríos presentes en la zona (Hickson, 2011).

Desde entonces, la deformación moderna ha tenido un carácter reológico frágil (o discontinua) permitiendo la generación de rupturas en las rocas. La falla más relevante de la zona corresponde a la Falla Troncoso a lo largo del cajón del mismo nombre; se extiende desde la Laguna del Dial hasta el SO de la Laguna del Maule, por más de 30 km, y afecta a diversas unidades, provocando intenso fracturamiento y cataclasis de las rocas, como ocurre con el “stock” del Cajón Troncoso (Muñoz y Niemeyer, 1984). Estructuralmente tiene una orientación N45°E con una cinemática dextral y desplazamiento normal (Rojas, 2019).

En síntesis, los estudios propuestos por diferentes autores sugieren que en CVLdM predominan las estructuras dextrales – extensionales (Figura 2.4) tanto en el sector norte del lago en la zona de Potrero Norte con rumbo sub paralelo a la Falla Troncoso como en el SO de la laguna y en las cercanías del alzamiento magmático que se registra en el área (Keranen, 2016). Se determina además la existencia de un modelo geométrico de fallas SC (transcurrencia dextral y sinistral) y un desarrollo incipiente de una cuenca de *pull – apart* (Figura 2.5) en el centro del lago (Kohler, 2017; Cardona, 2018) lo que estaría asociado a procesos de subsidencia, extensión cortical, alto flujo de fluidos y volcanismo (Cardona y otros, 2018).

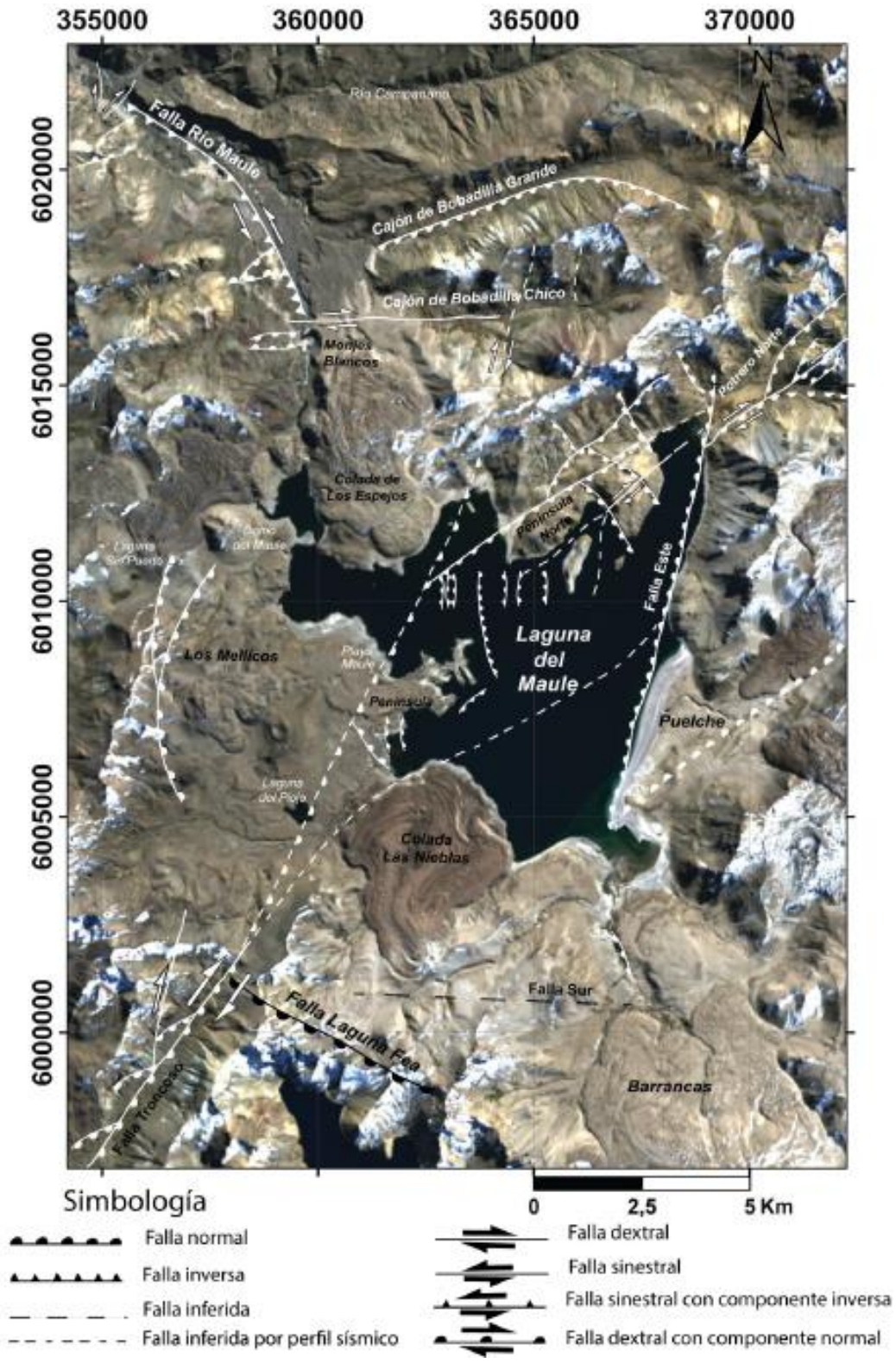


Figura 2.4: Mapa de la geometría estructural de la Laguna del Maule. Tomado de Köhler (2016). Notar que, de acuerdo a esta imagen, el Río Maule estaría controlado estructuralmente.

Si consideramos la relación tectónica – volcanismo, más estudiada al S de los 37°S, es sugerente considerar que la inyección de magma basáltico o poco diferenciado se desarrolla en estructuras transpresional y orientación NE-SO como resultado de la combinación de una rotación dextral tipo “*strike-slip*” (como la Falla Troncoso). Así mismo, las emisiones riolíticas recientes estarían controladas por estructuras trasntensivas de orientación NO-SE lo que permitiría un prolongado tiempo de residencia en la corteza y por tanto magmas más maduros y/o diferenciados (López – Escobar y otros, 1995; Cembrano y Moreno, 1994).

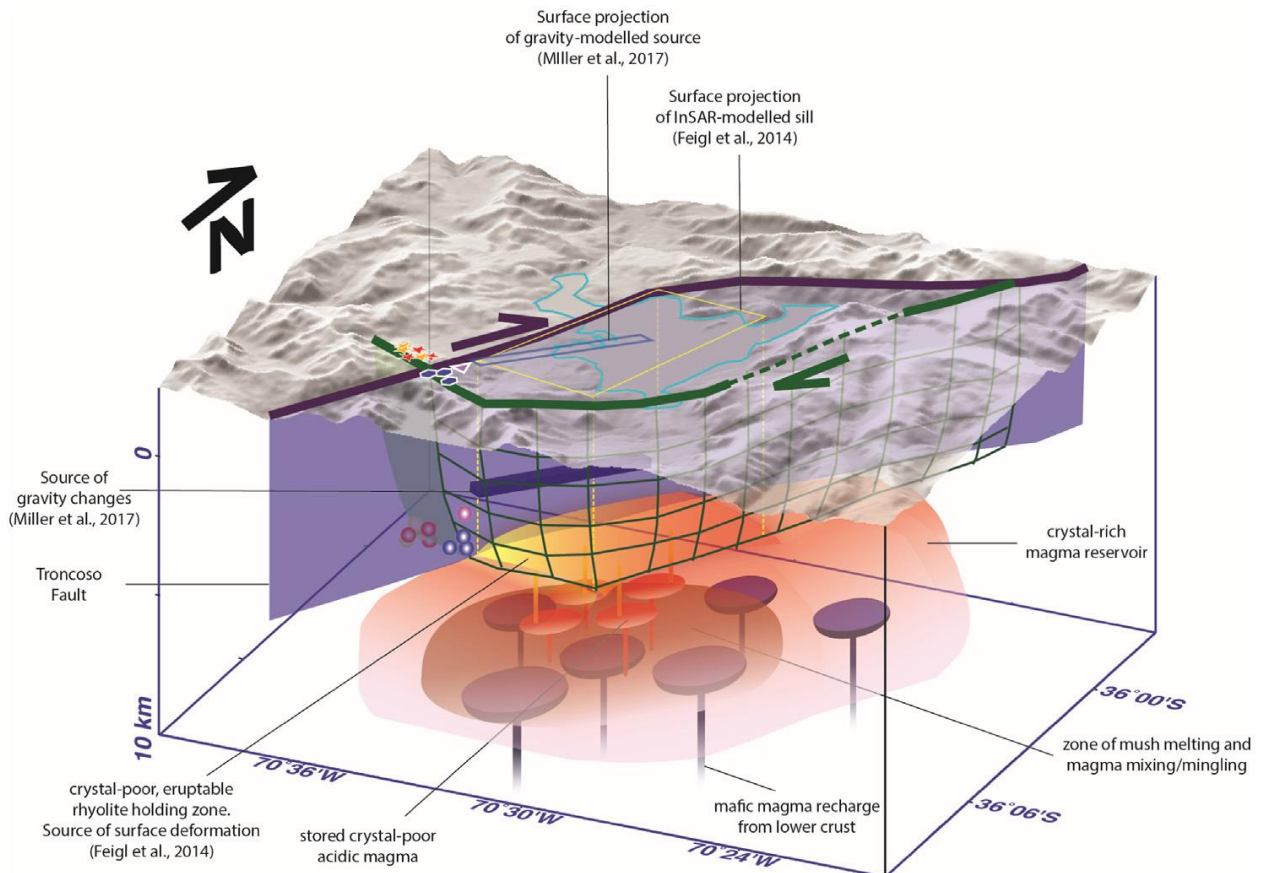


Figura 2.5: Modelo conceptual en 3 dimensiones. Explica la relación entre la estructura cortical y el sistema magmático debajo del Complejo Volcánico Laguna del Maule como una cuenca de pull apart. Tomado de Cardona y otros (2018).

3. MARCO TEÓRICO

3.1. ALUVIONES VOLCÁNICOS O LAHARES

La palabra “lahar” es un término de origen indonesio comúnmente usado para definir la mezcla de rocas, detritos y agua que fluye rápidamente a consecuencia de la gravedad desde las laderas de un volcán. Un lahar puede variar sus características con el tiempo y la distancia flujo abajo. Puede comprender uno o más tipos de flujos, entre ellos se incluyen los flujos de detritos, los flujos hiperconcentrados o transicionales y corrientes de fango o flujos de inundación. La transición entre los tipos de flujo es comúnmente definida de acuerdo a la fracción de sólidos presente; sin embargo, las transiciones son gradacionales y dependientes de otros factores como lo son la distribución por tamaño de grano, el tipo de arcillas, la agitación de las partículas y la energía del flujo (Vallance, 2000; Vallance e Iverson, 2015).

Los flujos gatillados por erupciones pueden contener grandes volúmenes de agua movilizada por derretimiento de nieve/hielo a causa de una erupción, descarga de lagos en los cráteres, o licuefacción de material saturado en agua de avalanchas de detritos. El sedimento está disponible como material piroclástico o autoclástico no consolidado, principalmente de tamaño arena a grava fina, lo que es más grueso que lo que se encuentra en las empinadas laderas de un volcán. De esta manera, resultan flujos que generalmente poseen características de flujo de detritos o flujos hiperconcentrados (Smith y Lowe, 1991).

Los lahares han sido tradicionalmente considerados como flujos de detritos volcánicos y sus depósitos, sin embargo, estos fenómenos de flujo incluyen un rango considerablemente más amplio que sólo aquello. Como tal, un lahar puede incluir uno o más procesos de flujo discretos. La definición inicial enfatiza que los eventos volcano-hidrológicos son complejos, y abarcan una variedad reológica de tipos de flujos y sus transformaciones. La complejidad de los lahares yace en la ocurrencia habitual de la evolución en los flujos, especialmente el aumento de volumen o una posible dilución. De esta manera, los lahares pueden ser gatillados por una variedad de procesos, incluyendo flujos piroclásticos o avalanchas de detritos. Y en algunos casos, es posible inferir los mecanismos detonantes, así como la extensión de dilución o de incorporación de material, a partir del estudio de sus depósitos (Smith y Lowe, 1991).

3.1.1. Génesis de un lahar

De acuerdo a Vallance e Iverson (2015), los lahares pueden ser primarios (sin-eruptivos) o secundarios (post-eruptivos o no relacionados a una erupción). La génesis de un lahar requiere de:

- 1) Una adecuada fuente de agua.
- 2) Abundantes detritos no consolidados. Típicamente considera depósitos piroclásticos, sedimentos glaciales, coluvios y suelo.
- 3) Pendientes empinadas, comúnmente $> 25^\circ$, y un relieve considerable en el origen del lahar.
- 4) Un mecanismo detonante.

Una fuente de agua puede ser: agua intersticial o hidrotermal, debido a la rápida fusión de nieve y hielo, agua glacialmente atrapada, agua contenida en cráteres o lagos, o la corriente de agua por caída de lluvia. El agua que se encuentra en la trayectoria de un lahar ya sea fluvial o de lagos, o almacenada dentro de sedimentos de llanura de inundación pueden también influenciar la dinámica corriente abajo.

Este estudio está enfocado en aquellos lahares que son inducidos por una repentina liberación de agua, como los que ocurren por la fusión de nieve y hielo, inundaciones o fuertes lluvias. El agua moviéndose a través de sedimentos comúnmente sueltos en los flancos de los volcanes fácilmente incorpora estos detritos y pueden rápidamente formar un lahar. Este proceso de incorporación de sedimentos es crítico para todos los lahares que comienzan con liberaciones repentinas de agua (Figura 3.1). Estos aluviones volcánicos pueden ocurrir principalmente de 4 formas:

- 1) Avalanchas de roca caliente, flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas se mezclan rápidamente con hielo y nieve fundidos. Tales flujos calientes pueden llegar por completo o casi a descansar, generando derretimiento de agua que luego escurre, coalesce y eroda el flujo piroclástico para formar un lahar rico en agua. Aquellos pueden continuar moviéndose a través del hielo o la nieve, incorporándolos continuamente para producir lahares que a menudo incluyen grandes mezclas de nieve, hielo y aguanieve. Así como estos continúan flujo abajo, los lahares pueden seguir incorporando detritos volcánicos,

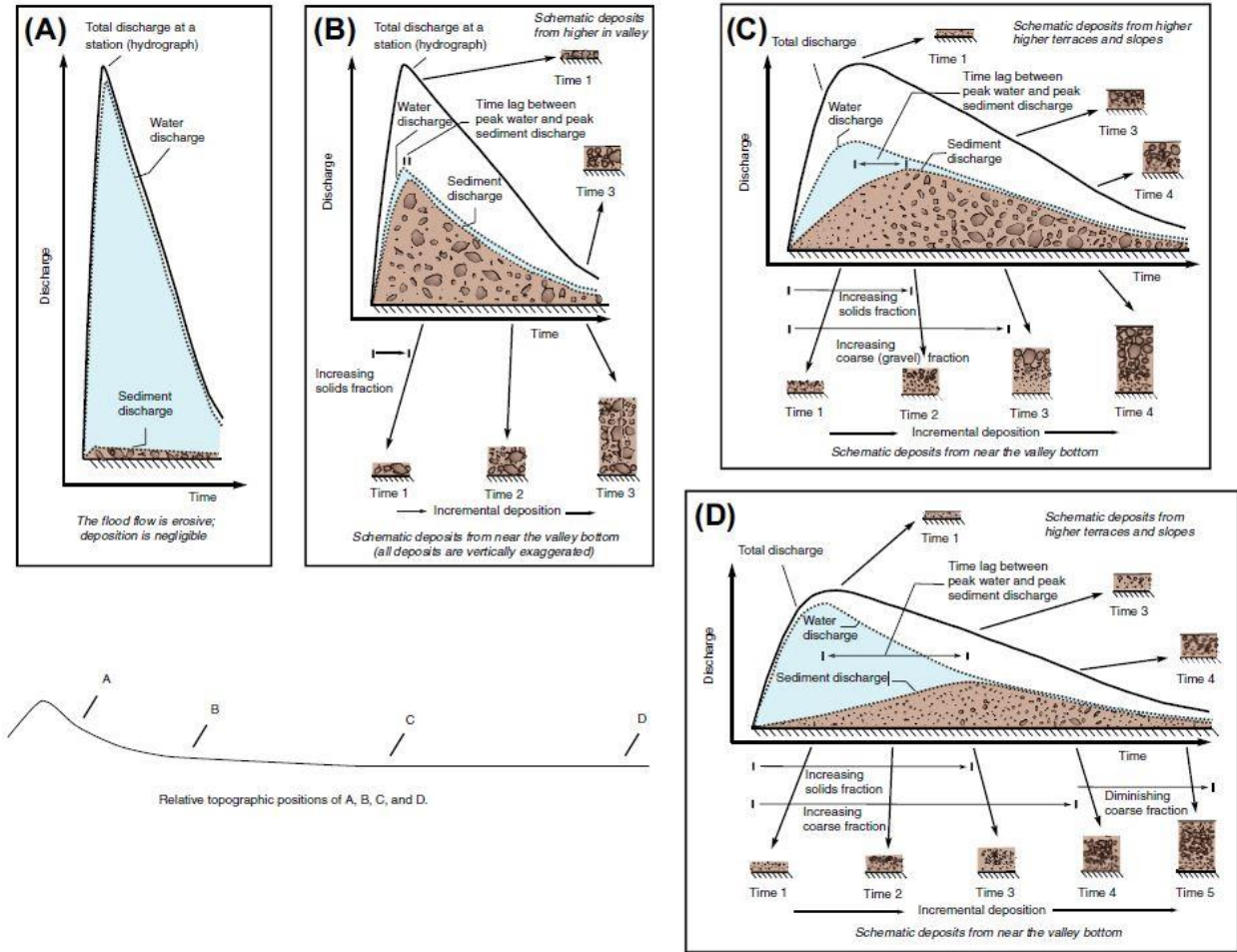


Figura 3.1: Esquema hidrográfico de la generación de un lahar. La imagen muestra cómo los lahares comienzan con una inundación de agua y son gatillados, además de cómo se comportan a medida que son sometidos a un proceso de dilución aguas abajo. (A) Flujo de inundación; (B) Flujo de detritos; (C) Flujo transicional; (D) Flujo hiperconcentrado. Tomado de Vallance e Iverson (2015).

derrubios glaciales, aluvios y coluvios y así dentro de unos pocos a varias decenas de kilómetros se convierten en flujos de detritos ricos en sólidos. Los lahares de este tipo son considerados como primarios.

- 2) Las erupciones volcánicas pueden desplazar grandes volúmenes de agua contenida en lagos o en el cráter que origina lahares que van corriente abajo. Los lagos al interior de cráteres o calderas y lagos represados por material volcánico también pueden colapsar meses o años después de la erupción. Estos rompimientos tardíos ocurren cuando el nivel

del agua aumenta gradualmente y entonces súbitamente rebasan o inciden a través de las frágiles represas de sedimentos.

- 3) Las erupciones subglaciales pueden formar lagos glaciales que eventualmente colapsan cuando una sección de la capa de hielo se vuelve boyante o está fuertemente fracturada y por lo tanto libera el agua atrapada. A una escala menor las inundaciones por pérdida de agua glacial también ocurren durante períodos de ablación glacial y comúnmente derivan en lahares. Las grandes erupciones que causan esta explosión de agua causan inundaciones ricas en sedimentos llamadas *jokulhlaups*.
- 4) Los lahares que resultan de intensas lluvias a menudo ocurren después de erupciones que dejan abundantes depósitos sueltos provenientes de flujos piroclásticos o depósitos de caída. Los lahares de este tipo son comúnmente pequeños pero abundantes durante períodos lluviosos. El tamaño y la frecuencia de los lahares inducidos por lluvias puede aumentar en los meses o años posteriores a una erupción piroclástica primaria, y luego decrece exponencialmente debido a que las redes de drenaje y la vegetación se reestablecen así mismos (como el Monte Pinatubo luego de su erupción piroclástica de 1991). Debido a que es poco común que las laderas de volcanes activos sean ricas en sedimentos arcillosos y resistentes a la erosión, los lahares producidos por una súbita liberación de agua son generalmente pobres en arcillas llegando a contener menos del 5% de ellas del peso en seco.

3.1.2. Transporte de flujos lahéricos

Los lahares no son flujos estáticos que permanecen invariables en el tiempo, por el contrario, son sometidos a intensos procesos de modificación que cambian hasta su composición en cuanto a la proporción de sólidos presentes y por tanto su comportamiento reológico desde su inicio en la base de un volcán hasta su detención al depositar todo su contenido sólido. Los lahares han sido tradicionalmente definidos como flujos de detritos volcánicos y sus depósitos que pueden alcanzar velocidades hasta 65 Km/h y pueden alcanzar decenas o incluso cientos de kilómetros río abajo (Schilling, 2014), sin embargo, incluyen un amplio rango de fenómenos de flujo. En sus inicios los lahares causan erosión al socavar y remover el fondo de pendientes empinadas o terrazas escarpadas. Esta erosión es mayor a través de canales empinados cuando el flujo logra alcanzar los sedimentos clásticos sueltos en el fondo y es más débil cuando la roca subyacente es más resistente o de pendiente más moderada. Independiente de cómo sea la entrada de los flujos

en los valles fluviales, las inundaciones ricas en sedimentos y agua, como un flujo hiperconcentrado, será más erosivo que un flujo con abundantes detritos (Vallance e Iverson 2015).

En este sentido, se considera que los eventos volcánico-hidrológicos son complejos, englobando una variedad de tipos de flujos y transformándose a medida que recorren los cauces fluviales al incorporar o perder detritos y agua. De esta manera, un flujo comienza diluido y rápidamente adquiere una gran descarga de material suelto, así puede encausarse a través de los valles fluviales y evolucionar hacia un flujo de detritos. Este flujo viaja por los cauces y queda sujeto a dilución debido al ingreso de agua que ocurre en el frente del flujo, dando como resultado una progresiva transformación hacia flujos hiperconcentrados o diluidos (Smith and Lowe, 1991) (Figura 3.2).

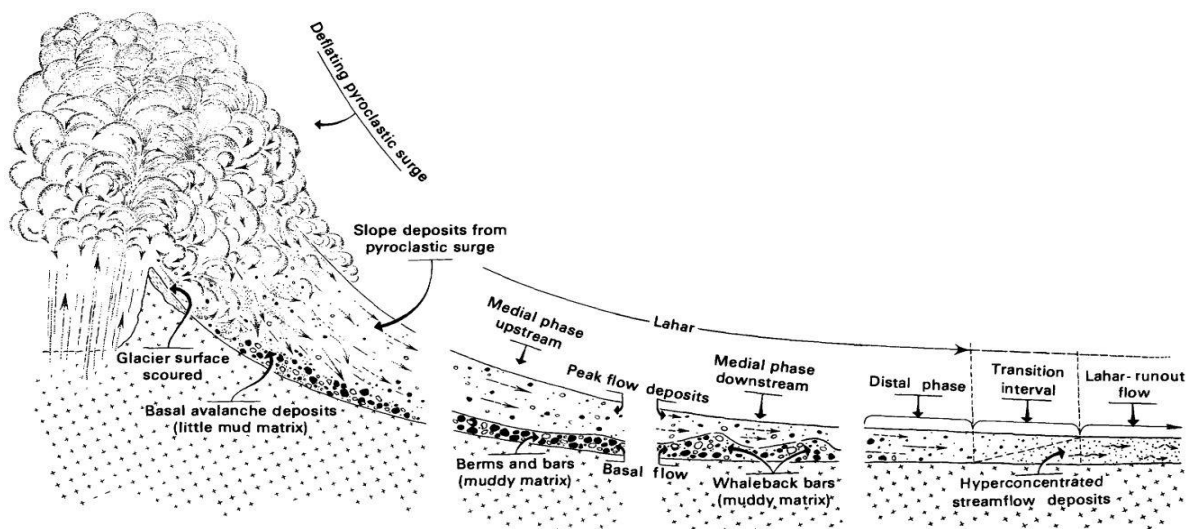


Figura 3.2: Diagrama del lahar de South Fork en 1980. Representa la transformación de un lahar a partir de un flujo piroclástico. Además, se puede observar cómo inicia con facies de avalancha, luego transicionales para terminar en un flujo hiperconcentrado. Tomado de Scott (1988).

En consecuencia, la movilización es un proceso por el que un flujo de detritos se desarrolla desde una masa de sedimentos, rocas y una carga de agua aparentemente rígida e inicialmente estática. Para que comience el transporte se requiere un colapso en esta mezcla, suficiente agua que sature los sedimentos y una cantidad suficiente de energía potencial que se convierta en energía cinética

que modifique el estilo de movimiento desde un deslizamiento hacia una deformación más amplia que pueda reconocerse como flujo. Estos tres requerimientos deben ser cumplidos prácticamente de manera simultánea (Iverson, 1997).

3.1.3. Tipos de lahares

La caracterización reológica de un flujo lahárico es generalmente en base al estudio de los depósitos resultantes. En contraste con los flujos de detritos no volcanogénicos, aquéllos que sí son originados en volcanes son comúnmente pobres en arcilla, además poseen una carga y descarga sólida mucho mayor. En la mayoría de los casos, la cohesión contribuye poco a al sustento de los sedimentos. Por otro lado, los flujos hiperconcentrados, que son transicionales entre un flujo de detritos y flujos más diluidos, han sido ampliamente definidos en base a la concentración de sedimentos, sus propiedades reológicas y características deposicionales (Smith y Lowe, 1991). De esta manera, y debido a los variados factores que pueden contribuir para modificar un lahar, es que a continuación se detalla una clasificación que reúne la contribución de diversos autores.

3.1.3.1. Flujos de detritos

Se considera una mezcla de detritos saturados en agua que se desliza pendiente abajo por influencia de la gravedad, en donde la fracción sólida y la fracción líquida son aproximadamente iguales volumétricamente y en que ambas fases se mueven flujo abajo prácticamente al unísono (Vallance e Iverson, 2015), y determinan su comportamiento distintivo. De las características que los distinguen de por ejemplo un flujo hiperconcentrado más rico en agua, destaca la uniformidad de la mezcla sólida y líquida en un perfil vertical. Por otro lado, como máximo contienen un 50 – 60% en volumen de sedimentos, aunque esta concentración en detritos no es tajante ya que su comportamiento depende de factores como la distribución del tamaño de sedimento o el grado de agitación (Vallance, 2000). Los flujos de detritos se consideran flujos de sedimentos y fluidos que son capaces de mostrar fuerza o resistencia al esfuerzo. Esta fuerza es generalmente inferida en relación a una matriz cohesiva rica en arcillas (Smith y Lowe, 1991). Respecto a la cantidad de arcilla presente, los flujos de detritos se pueden dividir en cohesivos y no-cohesivos. Aquellos depósitos de grandes lahares que se han transformado directamente de una avalancha de detritos contienen una cantidad relativamente grande de arcilla, esto es, $> 3 - 5\%$, son llamados cohesivos. Los flujos de detritos cohesivos permanecen de esta manera en facies distales y en su depositación sin transformarse en otro tipo de flujo. Por otro lado, si el contenido arcilloso es < 3

– 5 %, son clasificados como no cohesivos, y tienden a transformarse primero en flujos hiperconcentrados y en facies distales derivan en un torrente fluvial normal, donde el contenido de sedimento es menor al 20% en volumen. Este tipo de flujos son los más comunes a la hora de extenderse más allá de la base de un volcán (Scott y Vallance, 1995).

Las fuerzas que gobiernan la continuidad o la inercia de estos flujos radican en más de un mecanismo. Es importante mencionar que la mayoría de los flujos de detritos son turbulentos (Enos, 1977 en Lowe, 1979), esto en primer lugar permite una interacción entre las partículas de tipo colisional y friccional, o una difusión en los clastos que aporta una presión dispersiva al flujo y le entrega la capacidad de soporte para los sedimentos y que estos logren vencer la tendencia a descender que ejerce la gravedad sobre ellos. En segundo lugar, la turbulencia del flujo genera un “ascenso” de las partículas que se sustenta en la ya mencionada presión de dispersión, pero además en la presión de poros y la flotabilidad de los granos (Lowe, 1979). Un tercer factor que contribuye es la viscosidad del flujo que representa la resistencia de este a la deformación en su base (Iverson, 1997).

3.1.3.2. Flujos hiperconcentrados

Como ya se ha indicado, un lahar es un flujo dinámico y que se transforma a medida que avanza por un cauce. De allí que exista un tipo transicional entre un flujo de detritos y un torrente fluvial. Un flujo hiperconcentrado lleva grandes cargas de sedimentos y a diferencia del tipo anterior los clastos más gruesos tienden a separarse verticalmente de la mezcla entre la fase líquida y la fase sólida fina (Vallance e Iverson, 2015). Estos flujos también son manejados por la gravedad y poseen un contenido de agua intermedio entre un flujo de detritos y una corriente de fango. Su comportamiento es distinto debido a que existe una variación en la carga de la fracción sólida y permite diferenciarlos de un flujo de detritos, de esta manera poseen características fluviales y aun así transportar una gran carga de sedimentos (Vallance, 2000).

Los flujos hiperconcentrados fueron definidos por Beverage y Culbertson (1964) como aquellos con concentraciones de sedimentos entre 40 – 80% en peso, equivalente a 20 – 60% en volumen. Se les considera además como una mezcla de agua y sedimentos que posee un límite elástico medible pero que sigue fluyendo como un líquido. A pesar de que son muy similares a una corriente de fango en terreno, una diferencia notable es su marcada moderación de la turbulencia (Pierson y Costa, 1987). Las fuerzas inerciales que soportan estos flujos corresponden a una

combinación entre la flotabilidad, la dispersión de granos y la turbulencia moderada (Smith y Lowe, 1991).

3.1.3.3. Flujo de inundación o corriente de fango

Corresponde a un tipo de flujo en donde los sedimentos finos se mueven en suspensión hidrodinámica y los sedimentos gruesos lo hacen a través del flujo como carga de fondo. Algunas inundaciones y corrientes de fango en volcanes están genéticamente relacionadas a eventos laháricos, pero muchos no lo están (Vallance e Iverson, 2015). Las inundaciones y las corrientes de fango tienen menores concentraciones de sedimentos que los flujos hiperconcentrados y esencialmente transportan las partículas como un curso fluvial, pero con una fracción fina en suspensión y una fracción gruesa a lo largo del fondo. Aunque muchos utilizan el término lahar indistintamente si es de inundación, hiperconcentrado o detrítico, y para sus depósitos, es mejor restringir los términos de acuerdo a los procesos que los desarrollan (Vallance, 2000).

Una definición ampliamente aceptada es la que indica a las corrientes de fango como los flujos con depósitos que contengan al menos un 50% de arena, limo y arcilla e incluso se hace énfasis en el contenido de arcilla, por ejemplo, como mínimo un 25% (Friedman y Sanders, 1978 en Scott, 1988). En términos sencillos, estos flujos difieren de los flujos de detritos ya que tienen suficientes limos y arcillas para dar al depósito una apariencia fangosa (Scott, 1988; Janda, 1991).

El mecanismo de soporte para estos casos no está relacionado con la presión dispersiva por la colisión de granos, más bien corresponde a la cohesividad y flotabilidad de la matriz rica en agua y sedimentos finos (Lowe, 1982).

3.1.4. Depósitos laháricos

El tamaño de un lahar, su origen y el ambiente depositacional determina las facies que forma. Por ejemplo, los depósitos de un lahar rico en arcilla suelen provenir desde una avalancha volcánica. Estos depósitos tienden a ser masivos, extremadamente mal seleccionados y usualmente con gradación normal. Un flujo de fango tiene facies proximales y distales de estratificación cruzada junto con abundantes megaclastos. Por otro lado, los depósitos de un lahar con escasa arcilla tienden a generar facies de flujo de detritos, luego inundación en zonas planares, facies de canal, transición a flujo hiperconcentrado y luego un cauce fluvial (Vallance e Iverson, 2015). Es por ello que se detalla a continuación las características de los depósitos laháricos de acuerdo al tipo de aluvión volcánico.

Los depósitos de un flujo de detritos son masivos, extremadamente compactos y muy mal seleccionados. La distribución del tamaño de grano es comúnmente bimodal, y la gradación puede ser normal o inversa; en algunos casos poseen gradación inversa cercana a la base y gradación normal hacia el techo del depósito. Las partículas que los componen son comúnmente heterogéneas en litología, angulares a sub-angulares e incluso redondeadas. Si existen partículas de baja densidad como pómez, estas suelen ubicarse hacia el techo. Estas sucesiones comúnmente poseen vesículas en la matriz como resultado del atrapamiento de burbujas de aire. Otro constituyente usual corresponde a fragmentos de madera o la forma dejada por ellos y carbón (Vallance e Iverson, 2015).

Los depósitos de flujos hiperconcentrados tienen características intermedias entre un flujo de detritos y un depósito aluvial, de esta manera su selección es intermedia al igual que el tamaño de grano de sus partículas. Pueden ser sucesiones masivas, pero también pueden tener una estratificación muy leve definida por delgadas capas horizontales o estratificación cruzada de muy bajo ángulo entre capas de sedimentos finos y gruesos. El rango del tamaño de las partículas incluye arena – limo y gravas aisladas. Las facies de canal comúnmente son bimodales y clastosoportadas con detritos gruesos rodeados de una matriz granulada de arena y limo. Las secuencias hiperconcentradas pueden variar en espesor desde pocos centímetros a varios metros (Vallance e Iverson, 2015).

Los depósitos de inundación o corrientes de fango se registran como secuencias de poco espesor, compactos, de gradación normal, que pueden presentar estructuras sedimentarias como estratificación cruzada; pueden también tener un aspecto de un flujo hiperconcentrado de arena (Pierson y otros, 1990). Incluyen abundantes guijarros y fragmentos rodados suspendidos en una matriz rica en arcilla, limo y arena. Suelen presentarse también como una capa basal sin estructuras de depósitos tamaño grava cubiertos de una sucesión masiva matriz soportada (Lowe, 1982).

3.2. MODELACIÓN NUMÉRICA DE LAHARES

Los lahares son procesos naturales que se convierten en un peligro cuando afectan a las personas y la propiedad. Estos flujos son un peligro en muchos volcanes de la Tierra como el Villarrica en Chile, el Nevados del Ruiz en Colombia, el Pinatubo en Filipinas o el Monte Santa Helena en Estados Unidos, entre muchos otros, tomando miles de vidas a su paso. Los mapas de peligros

volcánicos representan la estimación de las áreas potencialmente peligrosas por lahares y otros procesos volcánicos, y pueden ayudar a mitigar el impacto en la sociedad y la infraestructura si son usados para la planificación territorial o para responder frente a un evento (Schilling, 2014). Para facilitar la creación de mapas de peligros, Iverson y otros (1998) desarrollaron un método empírico y estadístico basado en el pronóstico para predecir la inundación e inicio de un lahar que es rápido, reproducible y objetivo. Los principios centrales de este método son los mismos que han sido usados por los geólogos con anterioridad, usando el conocimiento de los depósitos de lahares antiguos para delimitar las zonas de peligro: 1) la inundación dejada por un lahar provee una base para predecir la inundación de futuros lahares; 2) los peligros distales de un lahar están confinados a valles que inician en los flancos de un volcán; 3) el volumen de un lahar en gran parte controla la extensión de una inundación cauce abajo; 4) los lahares voluminosos son menos frecuentes que los lahares pequeños; 5) no es posible predecir el tamaño del siguiente lahar que descenderá por una red drenaje determinada (Iverson y otros, 1998).

Aunque los lahares evolucionan en tamaño y composición a medida que avanzan río abajo, una suposición clave de Iverson y otros (1998) es que la descarga máxima de un lahar produce una inundación máxima en el área de la sección transversal de un valle, un volumen de interés principal para delinear las zonas de peligro en vez del depósito de lahar que usualmente es mucho menor que el área de la sección transversal.

El método proviene del análisis a escala de la ruta dejada por lahares genéricos y el análisis estadístico de 27 huellas dejadas por lahares documentados en nueve volcanes. Estos análisis juntos dan origen a ecuaciones semi-empíricas que predicen el área transversal de un valle inundado (A) y el área planimétrica (B) como una función del volumen (V) (Figura 3.3).

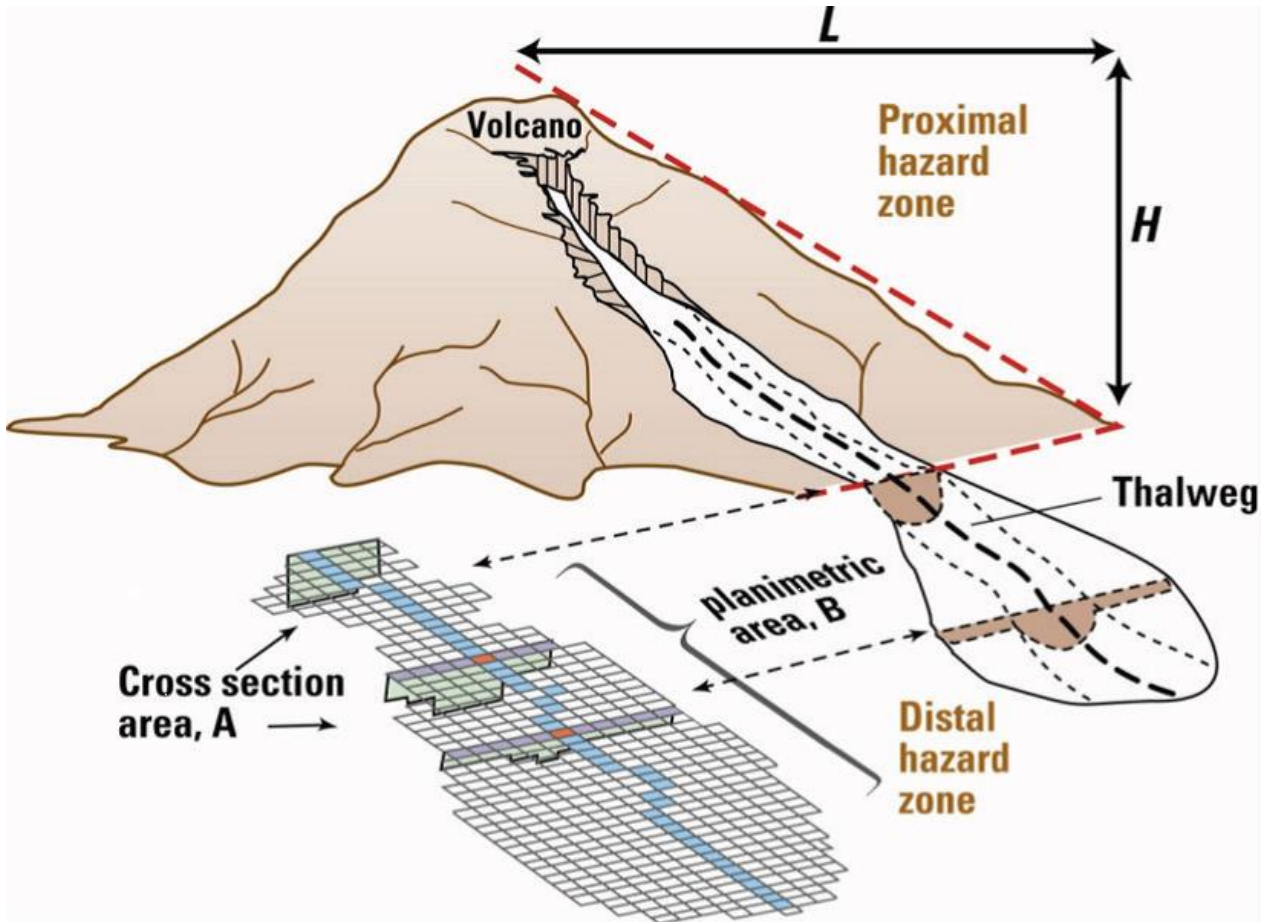


Figura 3.3: El diagrama muestra la relación geométrica entre H y L . Describe la extensión de la zona de peligro proximal y la sección transversal A junto con la sección planimétrica B , que describen la prolongación de la zona de peligro distal por la inundación de un lahar. Tomado de Schilling (2014).

3.2.1. Base física

Iverson y otros (1998) se enfocaron en lahares de carácter súbito que usualmente evolucionan desde avalanchas de roca o hielo, de flujos piroclásticos o de inundaciones por colapsos de lagos que alcanzan su máxima carga en los flancos de un volcán o en su cumbre. Asumieron que la fuente de estos lahares repentinos se encuentra dentro de una zona de peligro proximal definida por la intersección de un cono de energía con la superficie topográfica de un volcán. El vértice de este cono de energía es la cumbre del volcán mismo y la pendiente está determinada por su altura H y el radio L de este cono, punto a partir del cual un lahar comenzaría su desarrollo como tal (Figura 3.3).

Para analizar la sección transversal de inundación de un valle (A), es decir, los límites laterales del flujo consideraron un lahar que se mueve corriente abajo como un bloque de masa y densidad constante, que evoluciona y se traslada como una ola. Si la masa es constante, es decir, se conserva, el volumen también lo hace y es posible expresarlo como:

$$V = \int_T Q(t)dt = KQ_{max} T \quad (1)$$

Donde, V es el volumen total del lahar; $Q(t)$ es el caudal en la sección transversal del valle por el que el lahar recorre; Q_{max} es el caudal máximo; t es el tiempo y T es el tiempo total requerido para que el lahar atraviese la sección transversal; K es un parámetro adimensional relacionado con la forma del flujo, de esta manera $0 < K < 1$, pero usualmente $K \sim 1/2$ en flujos de detritos cuya forma es semejante a un triángulo.

Para delimitar las zonas de peligro es necesario conocer la inundación máxima que se produce en cada instante a lo largo de un lahar y si se asume que el caudal máximo del lahar logra inundar por completo el área de la sección transversal, entonces podemos relacionar:

$$Q_{max} = A_{max} U \quad (2)$$

En este caso, U representa la velocidad promedio del lahar para la sección transversal de un cauce. Un concepto clave es que $U \sim \sqrt{gR}$ para flujos líquidos estables o inestables en canales abiertos, donde g es la aceleración de gravedad y R es el radio hidráulico de la sección transversal inundada en un valle. Además, los autores se limitaron al análisis de lahares en regiones distales donde la pendiente de los valles rara vez superan los 10° y en estos casos es apropiada esta aproximación. Al combinar este concepto con la ecuación (2) se obtiene caudal máximo adimensional.

$$Q_{max}^* = \frac{Q_{max}}{A_{max} \sqrt{gR}} \quad (3)$$

En este caso, la contraparte de la velocidad \sqrt{gR} es la longitud $\sqrt{A_{max}}$ y el cociente entre ambos origina la duración adimensional del lahar:

$$T^* = \frac{T}{\sqrt{A_{max}} / \sqrt{gR}} \quad (4)$$

Como se desea relacionar A_{max} y el volumen del lahar (V), se pueden combinar las ecuaciones (3) y (4) y en la ecuación (1) y al reducir términos redundantes se puede obtener una versión sin unidad de medida de la ecuación conservando la masa,

$$V^* = \frac{V}{A_{max}^{3/2}} = KQ_{max}^*T^* \quad (5)$$

Al simplificar esta notación por $C = (KQ_{max}^*T^*)^{-2/3}$, la ecuación (5) puede ser expresada como,

$$A = CV^{2/3} \quad (6)$$

donde A_{max} se ha escrito de manera simplemente como A . Y si se asume que C es constante, lo que en términos generales es asumir que la forma del lahar permanece constante, entonces $A \propto V^{2/3}$. Mediante análisis estadísticos la hipótesis de que C es aproximadamente constante permite calibrar su valor. Con esta calibración, la ecuación (6) da sentido a calcular las áreas de la sección transversal o el límite lateral de la inundación en valles cuya forma es conocida.

Para evaluar el área planimétrica (B) y por consecuencia el final de la inundación corriente abajo, se necesita una ecuación adicional ya que la ecuación (6) establece que los lahares viajan eternamente. La relación entre el volumen de un lahar y el área planimétrica de inundación asume que el volumen que recorre el área de peligro proximal (V) coincide con el volumen depositado corriente abajo. Esto es una suposición simplista ya que un lahar puede incorporar o mermar su contenido tanto de sedimentos como agua y de este modo modificar su volumen gradualmente durante su trayectoria. Sin embargo, la mayoría de los lahares aumentan su volumen principalmente cuando atraviesan terrenos proximales empinados y no dejan depósitos voluminosos hasta que descienden a los valles distales. De esta manera, como una aproximación razonable y un requisito para los análisis de estos autores, se considera el volumen distal de un lahar como constante. Se asume, además, que el volumen distal V de un lahar es igual al volumen de su depósito. De esta manera,

$$V = \int_B h d\beta = \bar{h}B \quad (7)$$

en donde, β indica los elementos planimétricos infinitesimales del patrón distal del lahar, B corresponde al área planimétrica total de esta huella, y h es el espesor del depósito dejado por el lahar medido perpendicular a la superficie. El valor promedio de h en el área B es \bar{h} , pero la ecuación (7) no incluye la posibilidad de $h = 0$, es decir, que no haya depositación, en algún punto del patrón distal del lahar.

La ecuación (7) puede ser simplificada a $\bar{h} \propto B^{1/2}$ si esta aplicara para patrones de lahares de tamaños y formas diversas. Si todos los lahares fueran geoméricamente similares, esto es, que tengan idéntica forma y solamente variaran su tamaño, $\bar{h} \propto B^{1/2}$ podría aplicarse exactamente así. En cambio, incluso si el patrón de un lahar difiere significativamente en su forma planimétrica, la proporcionalidad anterior puede considerarse válida si \bar{h}/\sqrt{B} permanece relativamente constante. Usualmente $\bar{h}/\sqrt{B} \ll 1$ ya que la huella de un lahar y su depósito son predominantemente tabulares. Si se asigna la notación $\varepsilon = \bar{h}/\sqrt{B}$ y se establece que ε es una constante muy pequeña, se puede sustituir $\bar{h} = \varepsilon/\sqrt{B}$ en la ecuación (7) para reescribir la como $V = \varepsilon B^{3/2}$ o como

$$B = cV^{2/3} \quad (8)$$

En este caso, $c = \varepsilon^{-2/3}$ y corresponde a una constante hipotética para la que $c \gg 1$. Finalmente, la ecuación (8) es la expresión deseada que relaciona el volumen del lahar y el área planimétrica de inundación, pero su validez y la constancia de c debieron ser calibradas también con datos estadísticos.

3.2.2. Base estadística

Para calcular y ajustar las ecuaciones (6) y (8), Iverson y otros (1998) analizaron la tendencia de los datos en inundaciones por lahares. Este análisis requiere determinar si las áreas de inundación A y B son proporcionales a $V^{2/3}$, como las ecuaciones lo predicen. Es decir, es necesaria una determinación estadística que mejor se adecúe a los valores de los coeficientes de proporcionalidad c y C .

Los autores decidieron linealizar las ecuaciones mediante una transformación logarítmica previo al testeo y calibración estadístico. Esta transformación es adecuada ya que se espera que la desviación de los datos originados de una tendencia hipotética, escalen con el tamaño de los

datos, o sea, se espera que la magnitud del error estándar de las ecuaciones aumente por un factor de 10 si el volumen del lahar incrementa en el mismo valor. Al aplicar el logaritmo en la ecuación (6) se obtiene,

$$\log A = \log C + \frac{2}{3} \log V \quad (9)$$

Para esta nueva ecuación se tiene que $\frac{2}{3}$ es la pendiente y el término $\log C$ es el punto donde A intercepta la recta (el valor de $\log A$ donde $\log V = 0$) en un gráfico \log/\log de A como función de V . De igual manera, la ecuación (8) transformada a logaritmo se expresa como,

$$\log B = \log c + \frac{2}{3} \log V \quad (10)$$

En esta ecuación $\frac{2}{3}$ también representa la pendiente y el término $\log c$ es el que interseca la recta en un gráfico \log/\log de B versus V . Estas dos últimas ecuaciones pueden considerarse hipótesis nulas y rechazarse si los datos muestran que la relación entre $\log A$ (o $\log B$) y $\log V$ no es lineal o la pendiente varía significativamente de $\frac{2}{3}$.

Al graficar los datos de los 9 volcanes estudiados (Figura 3.4) se representa la dispersión de los datos y los mínimos cuadrados que mejor se ajustan a la regresión lineal de $\log A$ como función de $\log V$, y de $\log B$ como función de $\log V$. Alrededor de cada regresión lineal hay dos *sets* de curvas con un 95% de intervalo de confianza. En otras palabras, existe una fuerte evidencia estadística a favor de que los modelos de regresión lineal poseen una dependencia de $\log A$ y $\log B$ sobre $\log V$.

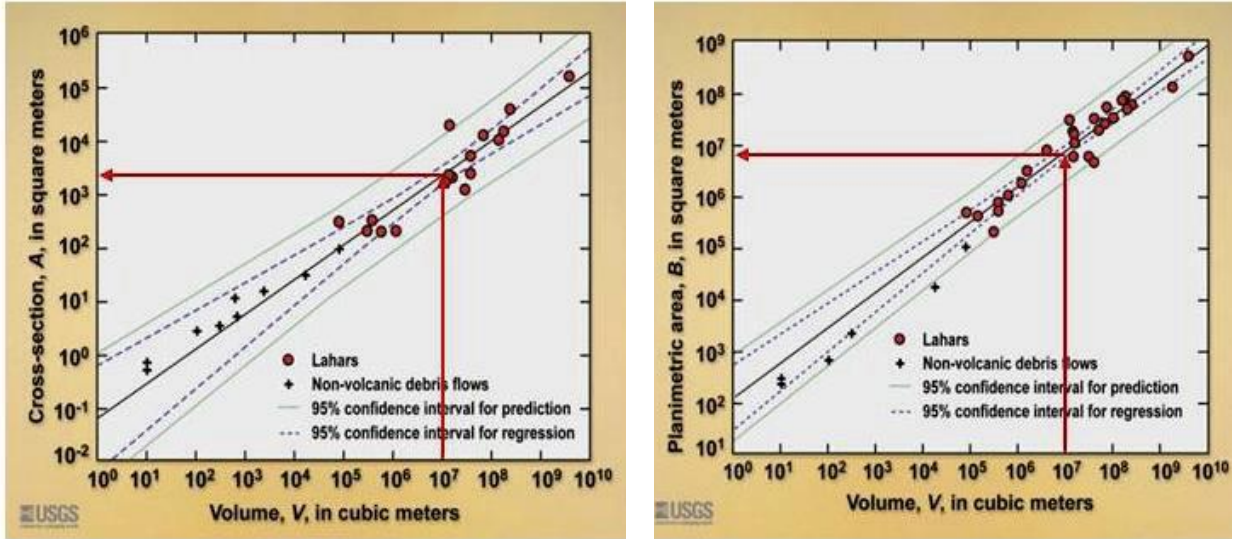


Figura 3.4: Gráficos de dispersión de datos. A) Corresponde a la sección transversal del valle inundado A como función del volumen del lahar V . Se muestran la mejor regresión lineal log-log; los intervalos de confianza de la regresión al 95% en línea discontinua y la predicción en línea punteada. B) Corresponde al área planimétrica inundada B como función del volumen del lahar V . Se muestran la mejor regresión lineal log-log; los intervalos de confianza de la regresión al 95% en línea discontinua y la predicción en línea punteada. Tomado de Schilling (2014).

Entonces, si la hipótesis no es nula, supone que la dependencia real de $\log A$ y $\log B$ sobre $\log V$ puede ser representada por líneas con pendientes de $2/3$, como lo muestran las ecuaciones (9) y (10). Es decir, la diferencia entre los modelos de regresión lineal que mejor se ajustan y los modelos lineales con pendientes específicamente de $2/3$ es leve, ya que estas caen bien dentro del intervalo de confianza de 95%.

De acuerdo a los resultados de esta base estadística que se ha resumido, los autores adoptaron el modelo predictivo de la pendiente $2/3$ para la sección transversal y el área planimétrica de inundación por lahares como:

$$A = 0.05V^{2/3} \quad (11)$$

$$B = 200V^{2/3} \quad (12)$$

3.2.3. LAHARZ

LAHARZ (Schilling, 1998) es un *software* creado para calcular una zona de peligro proximal y automatizar las ecuaciones que gobiernan el programa para funcionar dentro de un Sistema de Información Geográfica (GIS en inglés) sobre tres dimensiones topográficas que permitan estimar zonas de peligro distal. Recurre a un modelo numérico y semi-empírico para combinar un análisis dimensional y estadístico que delimite posibles zonas de inundación por un flujo de tipo lahar. Las ecuaciones predictivas ya calibradas, (11) y (12), proveen información base para calcular y trazar los límites de inundación en un mapa topográfico (Iverson y otros, 1998).

Así, se incorporó la ecuación (11) en un GIS de manera que calcule el área transversal de inundación (A), identifique el área planimétrica constituida por las sucesivas secciones transversales que existen corriente abajo, sume el área planimétrica acumulada y la compare con el área planimétrica total de inundación (B) definida por la ecuación (12). Al conjunto de programas que desarrollan estas tareas se le denominó LAHARZ (Schilling, 1998) y permite construir un agregado dentro de otro de las zonas con peligro de inundación en cada valle que se considere, con una zona por cada volumen de lahar (V) que el usuario especifique (Iverson y otros, 1998).

LAHARZ es una herramienta escrita en *ArcInfo Macro Language* (AML) y funciona dentro del programa Cuadrícula basado en celdas de *ArcInfo*, y fue designado para delimitar áreas con potencial de inundación por un lahar, dando como resultado una zona de peligro de inundación por lahar para un volumen dado sobre una red de drenaje. Comúnmente, el área planimétrica de la zona peligro por inundación de un lahar aumenta en anchura y extensión, así como el volumen del lahar aumenta. Estas zonas de peligro pueden ser incorporadas junto a otro tipo de información de riesgo volcánico en un GIS, como una zona de peligro proximal, por ejemplo, o infraestructura, hidrología, número de habitantes o el relieve de la zona y de esta manera generar un mapa de zonas de peligros capaces de mostrar la proximidad y la intersección entre las zonas potencialmente peligrosas con la población y sus construcciones (Schilling, 1998).

La topografía digital es el recurso más importante para que LAHARZ funcione, por lo tanto, es necesario contar con un adecuado Modelo de Elevación Digital (o DEM en inglés), es decir, una

formación de celdas regulares donde cada celda almacene un valor de elevación y que al combinarse en tres dimensiones topográficas formen una porción de la Tierra. El DEM requiere que las coordenadas X, Y, Z tengan como unidad de medida el metro y una extensión mínima que incluya el edificio volcánico y la red de drenaje de los cauces principales. Además, aunque la resolución del DEM (el tamaño de cada celda) pueda variar, es importante que sea razonable para los cálculos; generalmente un rango aceptable está entre 1 y 30 m de resolución. Ahora, mientras más pequeña sea la celda en un DEM, y por tanto represente con mayor precisión la topografía, más tardarán los cálculos para la potencial inundación a través de un valle. Por último, es necesario que el usuario esté familiarizado con las características del terreno ya que es posible que un DEM represente de manera errónea la topografía, como crear elevaciones en lo que en realidad es una zona deprimida naturalmente (Schilling, 2014).

Los datos de entrada necesarios para el modelo son los siguientes:

- 1) Un DEM de la topografía con la resolución apropiada.
- 2) Un volumen especificado del lahar en m^3 .
- 3) Un valor expreso de H/L .

Con el parámetro H/L LAHARZ crea un cono de energía que se intersecta con la superficie topográfica y el límite de la *zona de peligro proximal* donde el programa localiza la celda inicial donde la red de drenaje intersecta este límite (Iverson y otros, 1998). La línea de intersección define una zona alrededor del edificio volcánico que suele ser la de mayor peligro dependiendo del tamaño y tipo de evento proximal. LAHARZ asume que la inundación por un lahar comienza en este límite de peligro proximal (Figura 3.3) y continúa corriente abajo, distalmente del volcán (Schilling, 2014).

3.2.3.1 LAHARZ_py

Laharz_py está escrito en el lenguaje de programación PythonTM y funciona dentro de ArcGIS (versión 10 en adelante) como un set de herramientas agrupadas en el “*toolbox*” de ArcMap. Estas siete herramientas son:

- 1) *Create Surface Hydrology Rasters*: crea un set de datos rasterizados suplementarios para los cálculos.

- 2) *Generate New Stream Network*: crea una red de drenaje rasterizada usando una densidad de la corriente definida por el usuario.
- 3) *Hazard Zone Proximal*: crea una zona de peligro proximal
- 4) *Lahar Distal Zones*: crea las áreas potenciales de inundación a partir del volumen entregado por el usuario.
- 5) *Lahar Distal zones with Conf Levels*: crea las áreas potenciales de inundación a partir del volumen entregado por el usuario y dos áreas de inundación adicionales que muestran el rango de posibles resultados de acuerdo al nivel de confianza seleccionada por el usuario.
- 6) *Merge Rasters by Volume*: combina las áreas a de drenajes separados derivados de un solo volumen.
- 7) *Raster to Shapefile*: convierte rasters a un set de datos vectoriales.

Las primeras tres herramientas preparan los datos iniciales, las dos siguientes usan las ecuaciones empíricas basadas en estadística para predecir las áreas de inundación potenciales por futuros lahares, y las últimas dos convierten los datos a diferentes formas. LAHARZ_py está rediseñado para ser más eficiente por lo que es capaz de rastrear las celdas para múltiples secciones transversales para uno o más volúmenes de manera simultánea a diferencia de la versión anterior (Schilling, 2014).

4. RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO

4.1. VOLCANISMO NEÓGENO - CUATERNARIO

4.1.1. Formación Campanario (Tigh)

El volcanismo más antiguo que se puede encontrar en el cauce del Río Maule corresponde a las volcánicas ácidas de la Formación Campanario definida por Drake (1976). Corresponde a una secuencia volcánica poco compactada y ampliamente distribuida en el área de estudio, sobre todo en las laderas del cauce del río Maule. Hildreth y otros (2010) define esta unidad como Ignimbrita del Cajón Huemul e indica que posee más de 1 Km de espesor en una franja NNW de unos 5 a 7 Km de ancho y al menos 23 Km de longitud, desde el Cajón Aguirre al N del Río Puelche.

En el sector de estudio se le encuentra como grandes paquetes de ceniza, especialmente en la ribera S del Río Maule, siguiendo la ruta CH-152 por aproximadamente 12 Km hasta su abrupto contacto por inconformidad sobre la unidad Plutón el Indio (**Kgi**) en las cercanías de la desembocadura del Río de la Plata en el Río Maule. Especialmente en la mayoría de los afloramientos se le observa sub-horizontal (Figura 4.1).



Figura 4.1: Formación Campanario (Tigh) en corte de carretera. Se observa como esta unidad se dispone sub horizontalmente.

Volcanológicamente corresponde a una secuencia ignimbrítica riolacítica a riolita de tonos pardos a pardo claro, de fábrica matriz soportada, con mala selección, con clastos centimétricos a métricos polimícticos y principalmente angulosos, y matriz esencialmente de ceniza. Litológicamente se le clasifica como una toba lítica. En los sectores donde se encuentra expuesta es posible identificar la estructura sedimentaria laminación paralela (Figura 4.2). Su potencia máxima encontrada es poco más de 1000 m medido a través de Google Earth, sin embargo, su base no es reconocible en terreno y hacia techo se encuentra la superficie de erosión actual.



Figura 4.2: Fotografía de la Formación Campanario (Tigh). Es posible observar laminación paralela en esta unidad.

La edad de esta formación se asigna gracias a las dataciones radiométricas realizadas a la Formación Campanario: Drake (1976) en K- Ar reporta un valor de $12,9 \pm 0,7$ Ma posicionándola en el Mioceno medio, mientras que Muñoz y Niemeyer (1984) bajo la misma técnica calculan su edad como Mioceno superior – Plioceno inferior.

4.1.2. Ignimbrita del Estero Aguirre (Tiga)

Esta unidad corresponde a un extenso depósito ignimbítico de color blanco y composición riolítica cuya mayor exposición se encuentra en el Mirador Monjes Blancos (Figura 4.3 A y B) en ambas riberas del Río Maule donde se pueden observar las típicas columnas de roca suavizadas y puntiagudas que se generan por la erosión eólica en secuencias volcánicas de este tipo (Figura 4.3 A). Se le ubica como un solo paquete bien consolidado, pero sin llegar al soldamiento, el cual se encuentra basculado hacia el SW y seccionado por la erosión fluvial del Río Maule. Esta unidad se haya en contacto en una discordancia angular (Figura 4.3 B) bajo la unidad Basalto Salto del Maule (**msm**) y es intruída por una unidad de lava riolítica completamente alterada a arcillas. Se obtuvo una muestra gris blanquecino desde el mirador antes mencionado, M1P3D1 (Anexo1), que se clasifica texturalmente como una lapillita tobácea, matriz soportada y buena selección, de densidad y compactación media, y con bajo grado de alteración. Composicionalmente corresponde a una toba vítrea de biotita cuyos cristales miden $< 1\text{mm} - 0,2\text{ mm}$, además de abundantes cristales de plagioclasa no mayores a 3 mm y cuarzo $< 1\text{ mm}$. Los Líticos son escasos, pero de mayor tamaño (0,5 cm – 2,5 cm) y de composición andesítica.

En el sector del mirador se puede observar una potencia de hasta 100 m donde su base corresponde al lecho del Río Maule y su techo queda definido por la unidad Basalto del Maule (**msm**). La edad de Ignimbrita del Estero Aguirre se puede definir mediante las unidades que la constriñen, esto es, por un lado, la Riolita del Estero Aguirre está datada en 3,7 Ma – 2,7 Ma (Hildreth y otros, 2010) lo que la sitúa en el Plioceno superior; por el otro, el Basalto del Maule (**msm**) está considerada por Hildreth y otros (2010) como Pleistoceno superior. De esta manera, es posible darle una edad relativa a la unidad Ignimbrita del Estero Aguirre entre Plioceno superior – Pleistoceno superior.

4.1.3. Ignimbrita del Cajón Constanza (igcc)

Esta unidad nombrada así por Hildreth y otros (2010), es reconocida como remanentes ignimbíticos reconocibles incluso desde el nivel de la ruta CH-115 a la altura de la Cuesta Los Cóndores contra la vertiente occidental del Río Maule, llegando a la empinada divisoria entre los ríos Maule y Campanario, ~1,5 Km al Este de su confluencia. Por su particular geografía se le

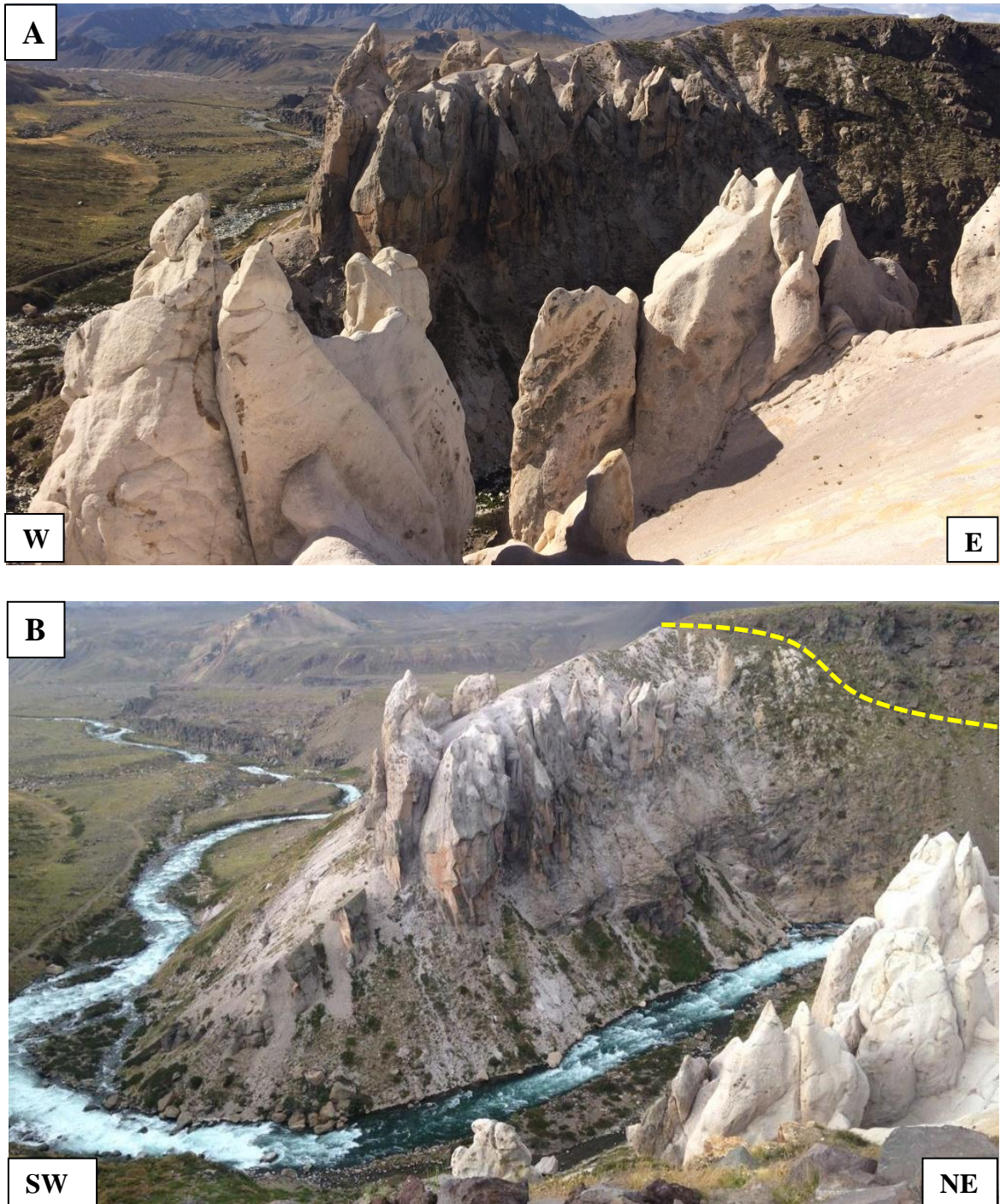


Figura 4.3: Mirador Monjes Blancos. A) Unidad Ignimbrita del Estero Aguirre (Tiga). La erosión del viento forma torres o columnas típicas de unidades cuyo origen es piroclástico. B) Unidades Tiga y msm se encuentran en contacto (línea amarilla discontinua). Nótese la discordancia angular que conforman ambos paquetes volcánicos.

conoce coloquialmente como “La Muela del Diablo” (Figura 4.4) ya que se disponen en torres de entre 10 a 15 m erosionadas por la lluvia y el viento, y se encuentran depositadas por sobre rocas andesíticas de edad Paleógeno – Neógeno y a una altura de ~ 1700 m del actual lecho del Río Maule, lo que podría indicar la topografía de un paleo cañón contra el cual fue depositado en ese momento (Hildreth y otros, 2010).



Figura 4.4: Muela del Diablo. Afloramiento métrico ignimbrítico cuya forma particular en torres está dada por la meteorización del viento. Fotografía tomada desde la ribera Norte del Río Maule.

Cabe hacer notar que la mayoría de los afloramientos tiene una capa endurecida por interperismo que los cubre y que se descascara en copos. En el afloramiento se extrajo una muestra, M1P2D2 (Anexo1), la cual puede ser clasificada texturalmente como una lapillita tobácea. En cuanto a su composición se le clasifica como una toba vítrea de plagioclasa, matriz soportada, con mala selección, de color pardo rosáceo, no soldada y débilmente compactada, de aspecto detrítico, bajo grado de alteración y sin estructuras primarias. Las tobas contienen cristales dispersos de plagioclasa y abundantes lapilli de pómez donde la mayoría son de 0,5 – 3 cm longitudinalmente. Es posible reconocer dos clases de pómez (Figura 4.5 A y B), algo escasas pero visibles a ojo descubierto; una es de color negro a gris oscuro, fibrosa y de 1 – 2,5 cm transversalmente; la otra

es de color gris pardo, también fibrosa y de 0,5 – 3 cm transversalmente. Se observan además clastos de obsidiana negra, vítrea y en general < 1 cm. La matriz de ceniza corresponde mayoritariamente a polvo fino vítreo de tonalidad parda rosácea.

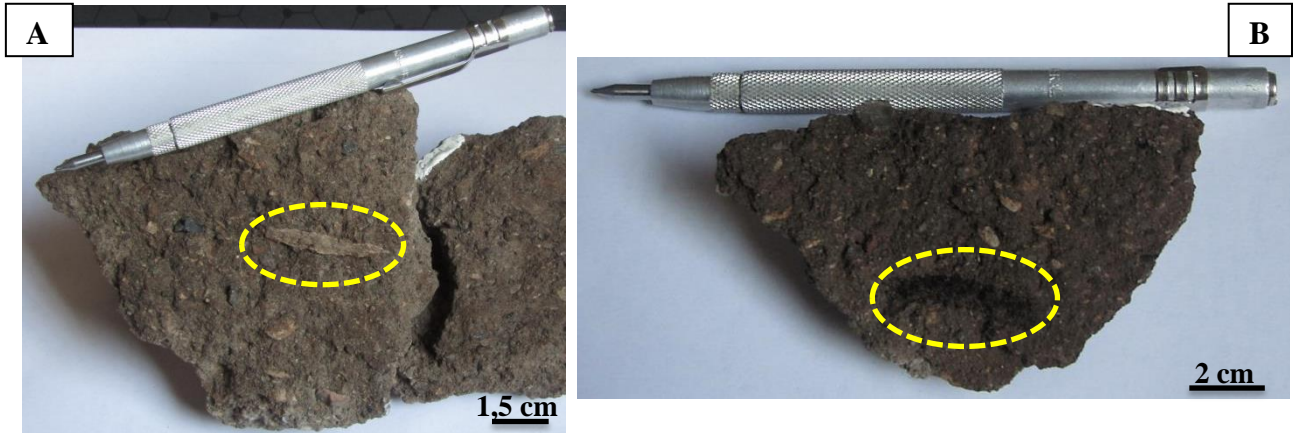


Figura 4.5: Clastos de pómez. A) Pómez de color gris pardo y de textura fibrosa B) Pómez de color negro a gris oscuro, también fibrosa y algo más pequeña que la anterior. Fotografías tomadas a la muestra M1P2D2.

Para determinar la edad de esta unidad se recurre a la datación en plagioclasas, con el método de K – Ar realizado por Hildreth y otros (2010), quienes obtuvieron un valor de 336 ± 20 ka.

4.1.4. Basalto Salto del Maule (msm)

El Basalto del Salto del Maule (msm) es un importante set de lavas de plateau que están rellenando el valle del Río Maule extendiéndose por unos 5 Km a través del río por debajo de la colada riolítica de la Loma de los Espejos (unidad **rle**) hasta el gran escarpe erodado del salto turística denominado “Cascada Invertida del Maule” (Figura 4.6).

Este complejo de lavas máficas se encuentra afectado por glaciares y se dispone en mesetas escalonadas de varios flujos de lava cuya superficie se encuentra estriada, deslavada y desgarrada quedando una serie de cornisas y bloques pulidos (Figura 4.7), como en el sector de origen del Río Maule que corresponde a una costra lavada y limpiada por la inundación causada por la

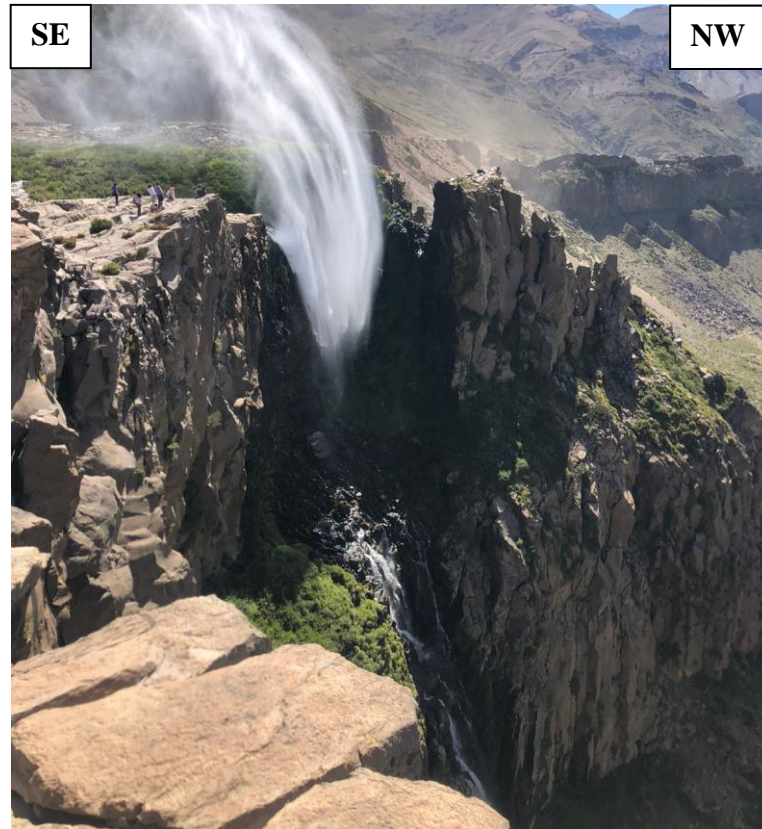


Figura 4.6: Cascada invertida del Maule. Un ramal del Río Maule se encuentra elevado en esta zona por las lavas de la unidad *msm* y cae abruptamente unos 200 m para unirse al cauce principal del río. En la caída, el agua, por acción del viento es devuelta en contra de la gravedad y “regresa” al ramal de donde proviene.

ruptura de la presa que terminó con el período de *highstand* en la Laguna del Maule (Hildreth y otros, 2010). Espacialmente estos numerosos flujos de lava se disponen sobre la Ignimbrita del Estero Aguirre (Figura 4.3 b) e infrayacen a la unidad **rl**.

En el sector del Salto del Maule se obtuvo una muestra de lava, M1P4D1 (Anexo 1), la cual contiene fenocristales zonados de plagioclasa (10%) y olivino (5%), y se clasifica como basalto de olivino de textura porfídica y vesicular. Cada flujo varía en espesor entre 10 – 15 m para las primeras 6 coladas y entre 1 – 3 para las 8 superiores con un total de 14 lavas aproximadamente estimándose un volumen aproximado de 2,5 Km³ de lavas basálticas, lo cual representa una importante fase eruptiva en el sector (González-Ferrán, 1995). La edad de esta unidad fue

determinada por Drake (1976) mediante la técnica de K/Ar obteniendo un resultado de $0,27 \pm 0,03$ Ma lo que la ubica como Pleistoceno Medio, aunque Hildreth y otros (2010) consideran que es un poco más joven y que pertenece al Pleistoceno superior.



Figura 4.7: Plateau escalonado de la unidad Basalto del Maule (msm). La unidad se encuentra erosionada glacialmente y por el flujo de inundación causado por el colapso de la unidad Basalto El Candado (bec).

4.1.5. Cuesta Los Cóndores (avm – alc – meb)

A unos 500 m de la confluencia de los ríos Maule y Campanario, se encuentra el inicio de un gran acantilado, de unos 1800 m de altura máxima, compuesto por tres flujos distintos y reconocibles de lavas pleistocenas, al que se le denomina coloquialmente como “la nariz del Maule” o “Valle de los Cóndores” por la abundancia de esta ave endémica chilena en el sector. La unidad base de esta secuencia corresponde a la unidad Andesita de Vacas muertas (avm); luego atrapada entre esta última y la lava del techo se encuentra la unidad volcánica Andesita de la Cuesta Los Cóndores a la cual no fue posible acceder por su elevada altura y difícil relieve. Finalmente, este rasgo geomorfológico culmina con la unidad Andesita del Estero Bobadilla (**meb**) del cual se pudo muestrear desde los abundantes rodados que se ubican por sobre la unidad **avm**. A continuación, se detallan las características principales de estos productos volcánicos.

La unidad **Andesita de Vacas Muertas (avm)** incluye dos remanentes separados: uno formando la base del acantilado existente entre los Río Campanario y Maule, justo al Este de su confluencia (Figura 4.8); y un segundo remanente estrepitoso de ~225 m de espesor en la pared Sur del Río Maule ~1 Km al sur de la confluencia. El flujo basal está expuesto en ambos lados del acantilado, tiene 40 – 50 m, sobreyace a rocas andesíticas del Paleógeno – Neógeno, y es pervasivamente columnar (Figura 4.9). Se infiere por ello un emplazamiento en contacto con hielo, probablemente a lo largo y entre glaciares convergentes de los valles del Maule y el Campanario (Hildreth y otros, 2010). En la pared Sur del cañón del Maule, la lava remanente del gran acantilado forma un solo flujo, donde sus 150 m inferiores son sorprendentemente columnares y sus 75 m superiores muestran un amplio y espaciado fracturamiento vertical pero no columnar. La parte inferior fue probablemente emplazada entre el glaciar del Maule y la empinada pared lateral de ignimbritas paleógenas – neógenas, mientras que la parte superior fue supra-glacial (Hildreth y otros, 2010). En el afloramiento de la confluencia de los ríos Maule y Campanario fue posible extraer una muestra, M2P1D2 (Anexo 1), y corresponde a una andesita de olivino y piroxeno de textura porfídica y se encuentra fuertemente alterada. Posee fenocristales de plagioclasa alterados a arcillas, de olivino alterados a óxidos de Fe y de piroxenos sin alterar. Es posible reconocer además enclaves atrapados en el interior de la lava, cuyo origen sea probablemente rocas volcánicas del Paleógeno – Neógeno. Este flujo ha sido datado por Hildreth y otros (2010) y alcanza una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 116 ± 27 ka.

La unidad **Andesita de la Cuesta Los Cóndores (alc)** consiste en tres remanentes glaciados, uno es un borde elevado que corta la ruta CH – 115 a 1760 m de elevación a la altura de la Cuesta Los Cóndores, otra es el flujo intermedio del paquete de 3 lavas que conforman el acantilado de la confluencia de los ríos Maule – Campanario (Figura 4.8), y distalmente una roca aborregada de < 100 m de longitud junto a la carretera ~1 Km WNW de la confluencia (Hildreth y otros, 2010).

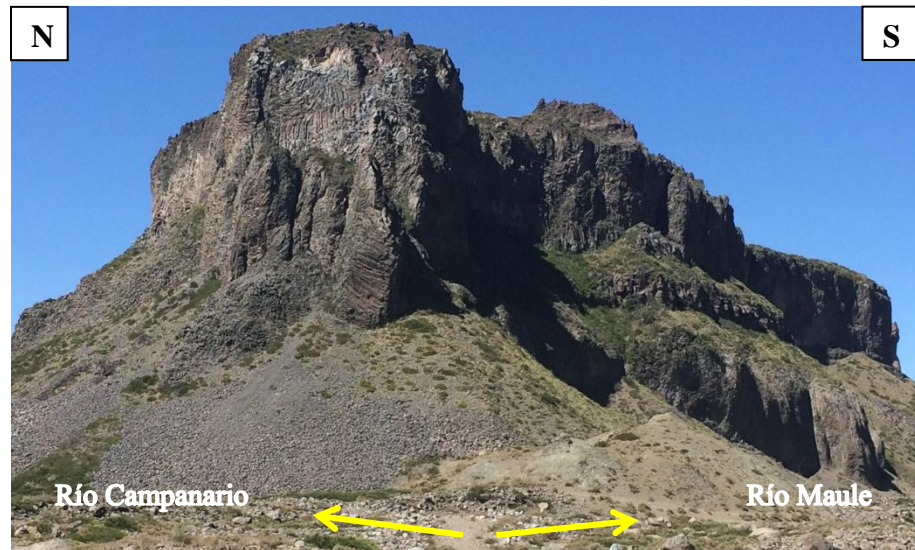


Figura 4.8: Confluencia de los ríos Maule y Campanario. En este sector la lava **avm** es la base de la secuencia que conforma el acantilado que separa ambos cauces fluviales.

En la confluencia, el flujo intermedio es de 10 – 12 m de espesor y se encuentra ampliamente desvitrificado con fracturamiento plano y/o de bloques no columnar, y es atrapado por los flujos de lava columnares, de mayor espesor, **avm** y **meb** (Hildreth y otros, 2010). Ellos contienen 10 – 15% de fenocristales de plagioclasa, el ortopiroxeno es común y se identifican de manera dispersa cúmulos de clinopiroxeno-olivino-plagioclasa, pero también se encuentran unos pocos cristales libres de clinopiroxeno u olivino (Hildreth y otros, 2010). Si bien esta unidad no se encuentra datada, ya que espacialmente se ubica entre las unidades **avm** y **meb** se infiere una edad intermedia entre ambos flujos, algo entre los ~100 y 85 ka que de todas maneras la sitúa en el Pleistoceno inferior.

La unidad **Andesita del Estero Bobadilla (meb)** está preservada como remanentes en áreas separadas: como el flujo superior del paquete de tres en el angosto acantilado que separa los ríos Maule y Campanario justo corriente arriba de su confluencia (Figura 4.11); y un remanente de 200 m de longitud a 1600 – 1650 m de elevación depositado sobre la Ignimbrita del Mioceno (Tiga) en la base de la pared Oeste del valle del Maule, a 800 m al SW de la confluencia. Los afloramientos se encuentran fuertemente erodados y claramente glaciados.



Figura 4.9: Unidad avm pervasivamente columnar. Fotografía tomada a los pies de la “nariz” de la confluencia, en el lado del Río Maule.

El espesor del flujo superior en la confluencia va desde los 50 m hasta cerca de 100 m donde cae sobre los dos flujos bajo el; varios niveles de impresionantes columnas vítreas verticales, inclinadas, y sub-horizontales expuestas en ambas paredes laterales sugieren que el flujo fue emplazado contra el hielo (Hildreth y otros, 2010). En terreno se pudo obtener muestras de rodados, M1P1D2 (Anexo 1), que se encuentran cubriendo a la unidad **avm** en varios puntos; la lava corresponde a andesita de olivino de textura porfídica y levemente vesicular; contienen fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno, además se pueden observar cúmulos de plagioclasa – cuarzo. Se reconoce alteración en las rocas, pero más bien de manera externa y su interior permanece prácticamente sin alterar. Mediante la técnica de datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se obtuvo para estas lavas una edad de $85,6 \pm 8$ ka (Hildreth y otros, 2010).

4.1.6. Basalto El Candado (bec)

El Basalto El Candado (unidad **bec**) forma un cono de escoria y de salpicaduras (*spatter*) erosivamente devastado, de ~ 1,5 Km de ancho en la orilla Oeste del Río Maule, a ~ 1 Km corriente abajo respecto de la presa actual. El edificio es medio cono de 350 m de altura que descansa contra una empinada pared de una ignimbrita soldada en la salida del río (Hildreth y

otros, 2010). Las escorias son preferentemente negras, pero proximalmente son rojo ladrillo y localmente naranja por palagonitización; la mayoría de las capas de escoria son de 0,3 – 2 m de espesor, aunque no están endurecidas o soldadas, pero si en el cráter y a su alrededor se encuentran fuertemente aglutinadas (Hildreth y otros, 2010). El material eyectado es predominantemente lapilli de escoria, aunque algunas capas son ricas en ceniza gruesa y los bloques de escoria son comunes y tan grandes como 30 cm en los flancos (Figura 4.10) y hasta 2 m alrededor del cráter (Hildreth y otros, 2010). Todos los productos juveniles son ricos en fenocristales de plagioclasa (17%) y olivino alterado a óxidos de Fe (3%), así lo presenta la muestra M2P2D1 (Anexo 1) tomada desde el flanco NE del cono volcánico. Una muestra tomada y analizada por Hildreth y otros (2010) entrega una edad plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 62 ± 4 ka.

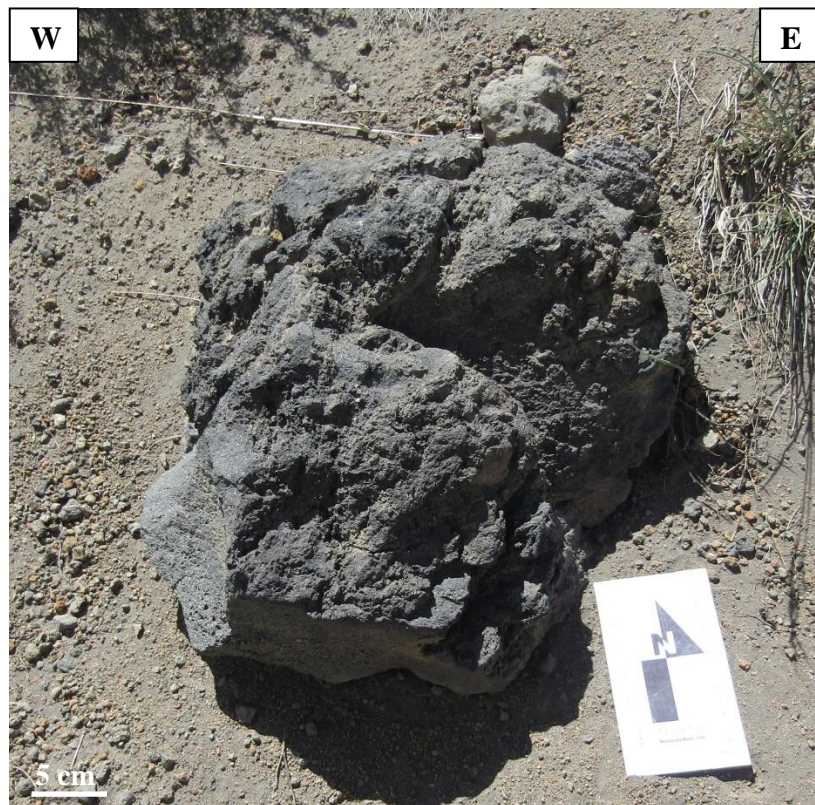


Figura 4.10: Bloques de la unidad Basalto el Candado (bec). Ejemplar encontrado en los flancos del cono que mide aproximadamente 40 cm en su eje longitudinal. Se destaca la rugosidad de la superficie del material eyectado. Fotografía tomada en los restos del flanco colapsado.

Debido a que este edificio volcánico está situado en la salida y origen del río Maule, ha sufrido desde su construcción hace ~ 62 ka un constante socavamiento erosivo lo que ha promovido su colapso y en consecuencia numerosos deslizamientos en masa hacia el Este y NE pendiente abajo, donde la mitad inferior del edificio máfico ahora consiste en material desplazado (Figura 4.11). La inestabilidad de los estratos fragmentados de El Candado contribuyó al rompimiento que catastróficamente drenó el lago de su nivel elevado o *highstand*. La erosión a causa del rompimiento por la inundación sucesivamente promovió el posterior desplome y deslizamiento del edificio de El Candado.

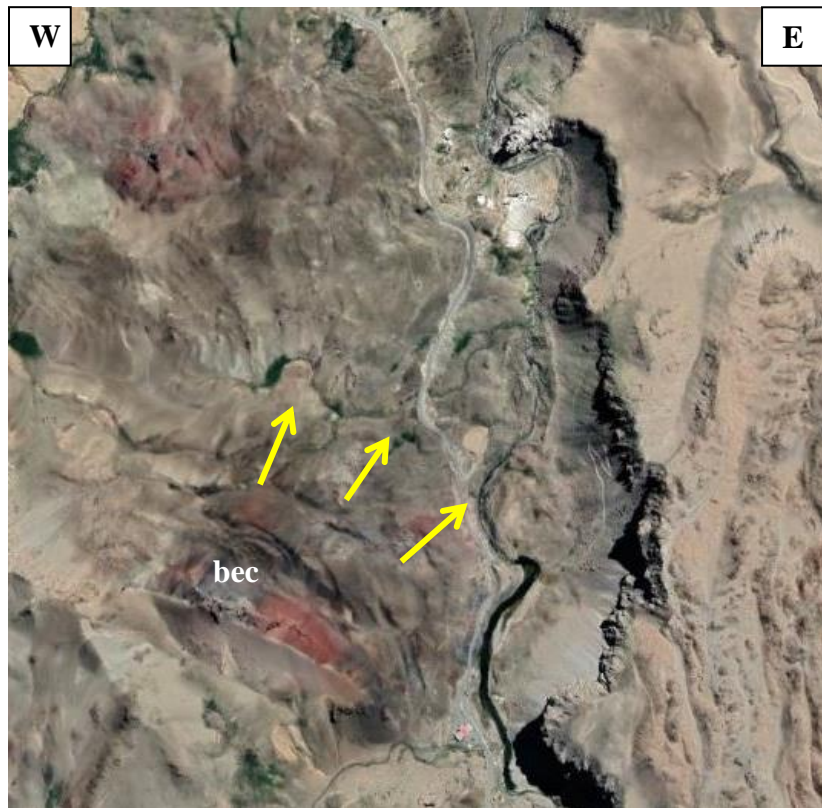


Figura 4.11: Edificio volcánico de unidad Basalto El Candado (bec). Extracto desde Google Earth que muestra cómo la mitad NNW del cono se encuentra completamente desplazada hacia el Norte por un evidente colapso del material (flechas amarillas).

4.1.7. Depósitos no consolidados

Como la unidad más joven que rellena el valle del Río Maule, existe una secuencia dispuesta horizontalmente y en un nivel de terraza fluvial elevada como máximo 10 m y como mínimo 2 m por sobre el lecho del río. Se le encuentra de manera discontinua sólo en la ribera N por

aproximadamente 7 Km a partir de las coordenadas 353456 m E – 6023877 m S, como referencia a ~3 Km de la confluencia de los Ríos Maule y Campanario (Figura 4.12).



Figura 4.12: Secuencia de depósitos no consolidados. Paquete de gravas basales que infrayacen de forma horizontal a niveles de tamaño de grano fino.

Estratigráficamente este paquete fluvio-aluvial se compone de base a techo por:

-Capa de 1 m aproximado de gravas fluviales, polimícticas, matriz soportada de color grisáceo, selección moderada y clastos sub-angulosos. Los componentes de su matriz son tamaño arena gruesa cuyos componentes son sub-redondeados y de composición variada. Su base es irregular y hacia techo se observa un contacto difuso.

-Estrato de 50 cm de gravas aluviales, polimícticas, clasto soportadas, de mala selección y clastos sub-redondeados. Su matriz es de color pardo rojizo y de tamaño arena gruesa sub redondeada. Hacia techo es visible un contacto neto con la capa superior.

-Estrato de 35 cm de color negro cuya base y techo han sido retrabajados. Es una secuencia de grano creciente y con una leve laminación paralela. Tiene buena selección y tamaño de grano ceniza fina a media, sus clastos son redondeados y monomícticos. Se obtuvieron dos muestras, de la matriz fina (RG160218-4B) y de intercalaciones lenticulares de grano medio (RG160218-3B). Al mirarlas bajo lupa binocular es posible reconocer una mezcla composicional de obsidiana (60%), escoria alterada a óxidos de Fe (25%) y cristales dispersos de plagioclasa (10%) y olivino (2%) (Anexo 1).

-Capa de espesor variable (desde 5 a 10 cm) de ceniza blanquecina. De base y techo irregulares, es de tamaño de grano ceniza fina y buena selección. Se obtuvo una muestra de este nivel, RG160218-3D (Anexo 1), y composicionalmente es rica en cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita, y ceniza ácida (a la vista de lupa binocular).

-Estrato de 30 cm de suelo que representa la superficie de erosión actual.

4.2. VOLCANISMO POST GLACIAL

En muchas partes del mundo (incluyendo el distrito de lagos chilenos a sólo 400 Km de la zona de estudio), el Último Máximo Glacial tuvo lugar entre los 21 – 18 ka y a latitudes medias muchas montañas de glaciares re – avanzaron o permanecieron en posición de avance por varios miles de años después de eso (Hildreth y otros, 2010). Sin embargo, en la cuenca de la Laguna del Maule a los 36°S, los glaciares se retiraron desde la base del suelo a los ~25 ka (Singer y otros, 2000). Unidades de andesitas glaciadas en la costa de la laguna a 2 Km al Sur de la salida del lago alcanzan una edad plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $26,6\pm 0,8$ ka. Pero tres lavas no glaciadas, todas al nivel del lago, logran edades plateau ligeramente más jóvenes: la andesita de unidad Península Oeste da $24,6\pm 2,2$ ka; la unidad riodacítica del Arroyo de la calle da $21,1\pm 0,9$ ka; y la unidad Los Espejos, la colada que represó la salida del lago, da $23,3\pm 0,4$ ka (Hildreth y otros, 2010); esto permite sustentar que el retiro glacial a esta latitud y en este sector de la Cordillera de Los Andes los glaciares comenzaron su retiro unos miles de años antes que en el resto del margen andino, entre los 25 – 23 ka y se marca además un cambio en el volcanismo que se centra rodeando la laguna y al mismo tiempo con el nivel de agua subiendo. De esta manera existen dos momentos respecto de la desglaciación en la zona: un antes y un después, por lo que parece conveniente destacar los eventos como pre y post glacial. Las unidades que se describen a continuación son aquéllas posteriores al deshielo y que han afectado directamente el curso y la dinámica de la

Laguna y el Río Maule. Cabe destacar que los últimos estudios señalan que por un lado la edad de la unidad **rle** es algo más joven ($19,0 \pm 0,7$ ka, Andersen y otros 2017) y que el período post – glacial se inicia a los 17 ka (Fierstein, en prep.).

4.2.1. Complejo Volcánico Laguna del Maule (CVLdM)

El campo volcánico completo fue mapeado en los años 90 (Hildreth y otros, 2010), incluyendo estratoconos máficos, conos monogenéticos, volcanes escudo, domos y lavas. Además de numerosas riolitas erupcionadas esporádicamente hace unos 2.5 Ma, incluyendo una caldera del Pleistoceno inferior (900 ka). Pero la característica más destacable es el anillo de muchas lavas riolíticas y riodacíticas post-glaciales que rodea la cuenca del lago de Laguna del Maule. Además, ya había sido detectado el notable alzamiento de 30 cm al año cerca de las lavas más jóvenes de LdM lo que aumentó la preocupación aún más. Una forma de evaluar qué podría hacer un volcán en el futuro es examinar su comportamiento pasado usando relaciones de campo, mapeo y dataciones (basadas en Argón) de flujos de lava. Sin embargo, debido a que hay poco traslape entre las lavas jóvenes y porque los métodos de datación basados en Argón en lavas vítreas son poco confiables no se ha podido compilar una historia eruptiva usando las lavas alrededor del lago. De esta manera en 2011 se realizó un esfuerzo transfronterizo para establecer la historia postglacial eruptiva de la LdM a través de la observación de los depósitos de ceniza, también llamados “tefra”, en Argentina y correlacionándolos con sus fuentes volcánicas en Chile. Se ocupó además dataciones de radio carbono en suelos por encima y por debajo de las unidades, esto debido a que las edades de ^{14}C no sólo soportan a la estratigrafía, sino que además muestran que algunos de estos complejos de vents permanecieron activos por períodos cortos, desde años hasta décadas (Fierstein, en prep.).

La evolución del CVLdM en el período post – glacial está limitada por dos erupciones cuyos productos fueron riolíticos: la más antigua de 15 ka, una erupción pliniana, la mayor de todas, con depósitos de ignimbrita; y la colada **Las Nieblas** en la orilla SO, un conjunto de coladas de bloque, conos pumíceos y pequeños flujos piroclásticos, los depósitos más jóvenes de las riolitas post-glaciales de unos 1,8 ka (Fierstein en prep.). La erupción pliniana es conocida como la “**riolita pliniana de Laguna del Maule o riolita del Maule (rdm)**”, cuyo mayor desarrollo es observable hacia el SE en territorio argentino. Esta catástrofe volcánica permitió el vaciado de la cámara magmática subyacente y la erupción habría sido lo suficientemente intensa para arrastrar

consigo magmas máficos profundos, de esta manera fue por mucho la más explosiva, la más voluminosa erupción post – glacial y además la más silíceo (76 – 77% en peso de SiO_2) (Fierstein en prep.). Su espesor cerca del conducto volcánico supera los 8 m y a unos ~30 Km se encuentran afloramientos de unos 5 m de potencia. Aunque es una erupción de inmenso tamaño, no había sido previamente reconocida en parte porque su conducto está bajo el lago y no tiene lavas expuestas asociadas. El volumen de piroclastos estimado usando un mapa de isópacas de eje de distribución E – SE es de unos 20 Km^3 . De los aspectos que distinguen a este gran evento están los depósitos de caída de pómez blancos, la textura “espumosa” del vidrio en la base de la secuencia hasta esferas de vidrio intactas son comunes. Los clastos de pómez son reticulados, fibrosos y alargados. Destaca además un tipo de clastos único de esta erupción, clastos máficos densos con forma de coliflor de basaltos de olivino (53% en peso de SiO_2) y andesitas de hornblenda (hasta 60% en peso de SiO_2). Junto a la riolita fueron eruptadas pómez vesiculares andesíticas ricas en hornblenda y granitos ricos en biotita. Los clastos graníticos son especialmente interesantes porque no existen afloramientos de granitos en toda la cuenca de LdM, por lo que pareciera que fueran partes del sistema magmático cristalizando bajo el CVLdM y esta fue la única erupción que trajo estos componentes a la superficie (Fierstein, en prep.).

En la esquina SE de la cuenca del lago se ubica el centro volcánico post – glacial más longevo de todos los que bordean la Laguna del Maule: el **Complejo Volcánico Barrancas**. Posee un edificio Oeste y otro Este, además de múltiples conductos que hicieron erupción episódicamente hace 14,5 ka y 6 ka atrás. El evento más grande vino del cono Oeste hace 11,5 ka cuando un suceso inicialmente efusivo dio paso a uno explosivo, obstaculizando los domos ya formados y emplazando una ignimbrita que relleno aquel valle. Casi todos los productos de Barrancas son riolíticos, entre ~73 – ~76% en peso de SiO_2 , excepto por la ignimbrita que llena el valle proveniente del cono Oeste, el más antiguo de Barrancas, el cual presenta un rango composicional más amplio, que incluye componentes riodacíticos con menos de 72% en peso de sílice. A pesar de las diferencias composicionales, todas las pómez son afaníticas. Estos marcados grupos composicionales del cono Este más joven, representan pequeños paquetes de magmas erupcionados a lo largo de varios miles de años. En cambio el flujo piroclástico que rellena el valle desde el cono Oeste, el más antiguo, cubre un rango composicional más amplio que todos los productos de cono Este combinados, pero fueron probablemente erupcionados en orden de días. La gran erupción pliniana hizo erupción en el orden de días u horas. El Complejo Volcánico

Barrancas es ejemplar en cuanto a peligros volcánicos. Es un complejo de larga vida, con múltiples conductos, que ha erupcionado en múltiples fases con muchas erupciones explosivas que incluyen depósitos de caída bien dispersos como también flujos piroclásticos calientes que llenaron los valles circundantes (Fierstein, en prep.).

Cari Launa y **Divisoria** en el lado Este de la cuenca de la Laguna del Maule también son similares centros volcánicos de varios conductos y varias fases que erupcionaron más o menos al mismo tiempo uno del otro a 4,5 Km de distancia entre ellos. Aunque no tan duraderos como el Complejo Barrancas, y con solo dos conductos cada uno, ambos erupcionaron dos eventos explosivo – efusivos hace 7,8 ka y 3,5 ka atrás. Las erupciones de varias fases son comunes en los centros silíceos de la Laguna del Maule. Incluso el centro volcánico más reciente Las Nieblas, activo aproximadamente por una década o algo más, tuvo varias fases explosivas y dos fases efusivas (Fierstein, en prep.).

En la cuenca de la Laguna del Maule, además de las riolitas y riodacitas, hay 14 conductos post-glaciales máficos a andesíticos de 53 a 63% en peso de SiO_2 y uno dacítico de 66%, pero los magmas máficos fueron erupcionados junto con varias de las riodacitas también, pero vistos comúnmente como enclaves máficos enfriados en varias unidades riodacíticas, y en algunos casos, parcialmente mezclados como las pómez del complejo Sin Puerto al NO. El **Complejo Volcánico Sin Puerto** no es el único en producir pómez moteadas, pero es una de las varias ubicaciones de la cuenca de la Laguna del Maule donde significativos paquetes de magma silíceo y máfico fueron erupcionados desde un conducto común y cercanos en el tiempo (Fierstein, en prep.).

4.2.1.1. Riolitas de la presa del Maule (**rep** – **rdop**)

La **Riolita de la Presa de Laguna del Maule (rep)**, forma una empinada pared al Este de la garganta y corriente abajo desde la presa que aprisionó el lago. Corresponde a un acantilado escarpado de unos ~150 m de relieve de una colada de lava riolítica de bloques, que va desde la orilla del lago cerca de la presa por ~1,5 Km hacia el Norte, y es envuelto por la colada postglacial de la unidad **rlc**. Espacialmente esta riolita es superpuesta en un contacto difuso por la colada rica en sílice **rlc** (Figura 4.13).



Figura 4.13: Contacto entre unidad rep y unidad rle. Notar que el contacto entre ambas unidades no es neto (línea amarilla punteada). El Oeste, de fondo se observa la unidad bec y la presa “faltante”, además de la represa actual.

Justo al Este de la presa, un contacto cortado divide la unidad en una pieza inferior y una pared principal del acantilado, pero las dos subunidades son composicional y petrográficamente idénticas (Hildreth y otros, 2010). Petrográficamente se describió la muestra M2P1D1 (Anexo 1) y contiene 5% de fenocristales de plagioclasa, 5% de biotita y 20% de cuarzo, clasificándose como riolita de biotita. Además, presenta bandeamiento o foliación de flujo de color rosáceo oscuro y textura porfídica (Figura 4.14). En un intento por datar plagioclasa de la unidad **rep** en sí, se obtuvo una edad plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 38 ± 29 ka (Hildreth y otros, 2010).



Figura 4.14: Muestra M2P1D1. Se aprecia el bandeamiento de flujo en tonalidades rosáceas y los fenocristales de biotita.

La **Riodacita occidental de la Presa Laguna del Maule** (unidad **rdop**) consiste en un par de domos de lava litológica y composicionalmente idénticos (Hildreth y otros, 2010). El domo estudiado en terreno alcanza unos ~100 m de altura y ~500 m de ancho, y levemente elongado en dirección N – S, debido a la erosión glacial concentrada en la base de la salida del río (Hildreth y otros, 2010). Se le ubica colindando al Oeste con su par riodacítico, al Norte con el Basalto el Candado y al Este con la salida del Río Maule. Se obtuvo una muestra en el campo, M1P2D1 (Anexo 2), la cual presenta ~15% de cuarzo, ~10% de fenocristales de plagioclasa, así como ~7% de biotita y un escaso 3% de anfíbola. Contiene además enclaves de rocas máficas (posiblemente andesita) que podría indicar alguna mezcla de magma en la extrusión (Figura 4.15). Un intento por datar el domo Este, falló en alcanzar Ar radiogénico medible, pero se le considera Pleistoceno superior (Hildreth y otros, 2010).



Figura 4.15: Muestra M1P2D1. Se aprecia, encerrado en amarillo, un enclave máfico insertos en la matriz fundamental, además de los abundantes fenocristales de biotita.

4.2.1.2. Riolita Los Espejos (rle)

La **riolita de la Loma de Los Espejos** (unidad **rle**) es una colada de dos lóbulos bien extendida que estalló al NW del borde final de la cuenca actual de la Laguna del Maule, apresando la paleo – salida del río y causando que el nivel del lago subiera a los 2350 m, como está registrado en el prominente nivel elevado y preservado que rodea la cuenca ~200 m por sobre el lago actual. Los productos volcánicos de esta erupción consisten en un cono de pómez hacia el margen Este del flujo y una colada de bloques viscosa con una superficie áspera y rugosa que se distribuyó unos ~

2,5 Km al NW y ~2,7 Km al SE casi llegando a la costa actual de la laguna. Este flujo invadió el terreno cubriendo a su paso las unidades **rep** y **msm** ya mencionadas. Se destaca las marcas de flujo en la superficie de la colada que se fue arrugando en la dirección en que la lava se movía, de esta manera es posible observar capas de pómez meteorizadas de color pardo y capas de obsidiana negra y vítrea (Figura 4.16), de allí el nombre “los espejos”, ya que el sol sobre esta la hace brillar literalmente como un espejo. El espesor máximo de la lava se calcula en ~ 250m de relieve.

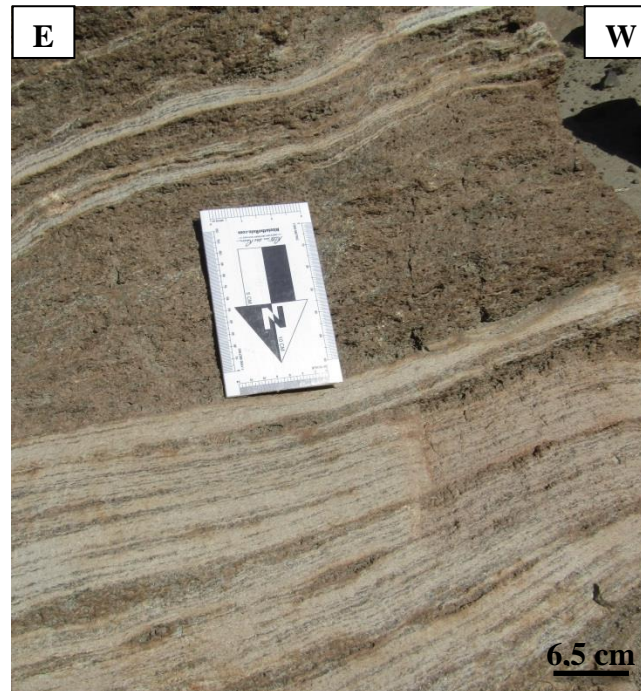


Figura 4.16: Unidad rle con un fuerte bandeamiento. Las capas de color pardo corresponden a pómez y las capas de color negro a obsidiana. La fotografía fue tomada a uno de los abundantes bloques rodados de la unidad y que muestran el ordenamiento interno de la lava a medida que fluía.

Extendido unos 500 a 1500 m hacia el Norte desde debajo de la boca Norte de la colada está una capa de un flujo piroclástico no soldado gris claro, de 10 – 20 m de espesor, masivo, con mala selección, en donde clastos de pómez fuertemente reticulada tan grandes como 30 cm se pueden apreciar (Hildreth y otros, 2010). Aproximadamente a 1Km desde el complejo aduanero chileno hacia el SW por la ruta CH-115, fueron tomadas muestras de pómez y pómez reticulada, de riolita y de obsidiana vítrea. El ejemplar de pómez, M1P1D1 (Anexo 1), posee una textura

completamente vesicular (Figura 4.17 A) y vitroclástica al estar compuesta en su totalidad por ceniza fina silíceosa. La muestra de riolita, M3P1D1(a) (Anexo 1), es una roca de textura porfídica, aspecto vítreo y posee escasamente un ~1% de fenocristales de biotita. Presenta una alteración gris rosácea sólo en el exterior (Figura 4.17 B).

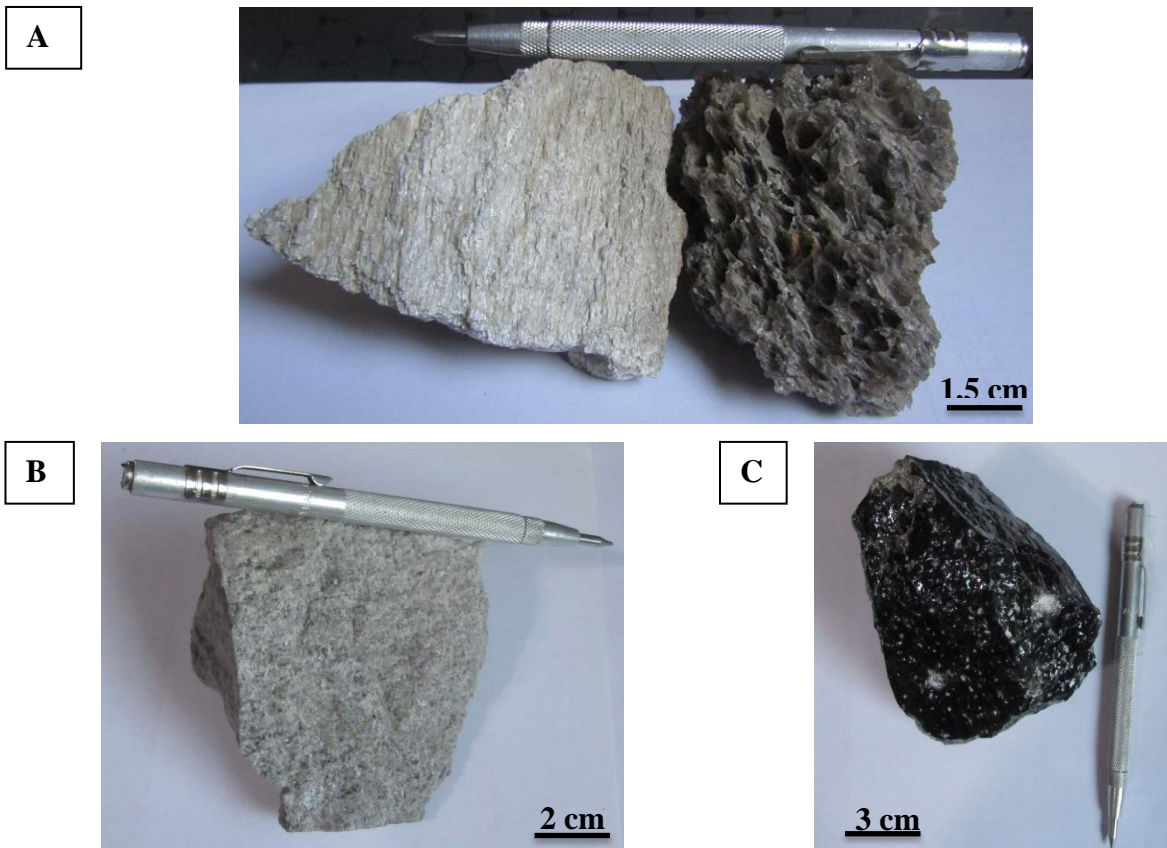


Figura 4.17: Muestras de la unidad Riolita Loma de Los Espejos (rle). A) M1P1D1 correspondiente a una pómez blanca brillante y una pómez reticulada. B) M3P1D1(a) es un ejemplar de riolita. C) M3P1D1(b) coincide con una obsidiana vítrea.

La muestra de obsidiana, M3P1D1(b) (Anexo 1), es de color negro brillante, con textura vítrea y sin muestras de alteración. Posee esferulitas de unos 0,5 cm que indican una desvitrificación de la lava (Figura 4.17 C). Una muestra de obsidiana del borde Oeste del lóbulo más al Sur dio una edad plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $23,3\pm 0,4$ ka, sin embargo, estudios más recientes indican bajo la misma técnica de datación una edad algo más joven $19,0\pm 0,7$ ka (Andersen y otros, 2017).

4.3. ROCAS INTRUSIVAS CRETÁICAS

4.3.1. Plutón El Indio

Este macizo corresponde a un cuerpo intrusivo de unos 100 Km² de extensión y aproximadamente 1500 m de altura, que se ubica en las cercanías de la confluencia entre el Río Maule y el Río Puelche; es disectado además por el Río La Plata y se encuentra fuertemente diaclasado y alterado (Figura 4.18). Su margen oriental corresponde a una inconformidad con los estratos del sistema sedimentario del jurásico y cretácico como lo son la Formación Río damas, Baños del Flaco y Colimapu. Hacia el Este, se encuentra con la Formación Campanario en un contacto tectónico presumible como resultado del plegamiento regional durante el Mioceno tardío (Drake, 1976).

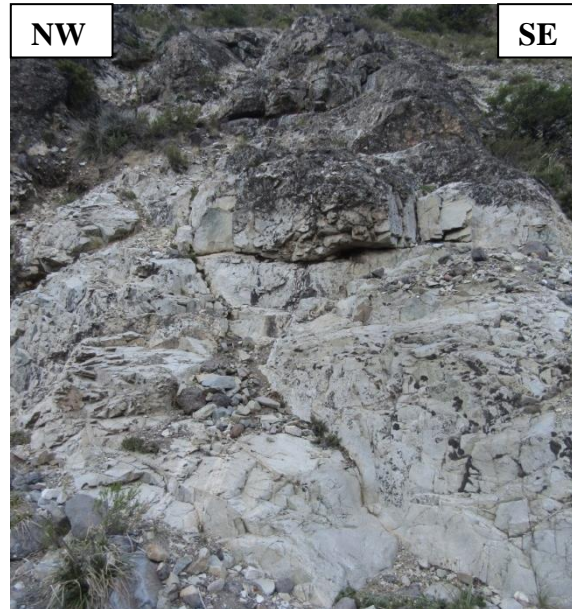


Figura 4.18: Unidad Plutón El Indio (Kgi). En la fotografía tomada en el afloramiento, se aprecia un macizo rocoso con fuerte fracturamiento y alteración.

Su litología corresponde a granodiorita de anfíbola con diques aplíticos subordinados (Figura 4.19). En el campo se obtuvo una muestra, M1P5D2 (Anexo 1), que presenta abundantes cristales de anfíbola (~ 19%) completamente cloritizados por una alteración hidrotermal típica de los minerales Albita-Clorita-Epidota-Sericita. Además, se encuentra intruida por diques rosa pálido

de composición aplítica. La edad de estas rocas fue determinada por Drake (1976) mediante datación radiométrica asignándolo al Eoceno medio (41,3 Ma); por otro lado, y usando el mismo método, Nelson (1999) estima una edad cretácica superior (79,4 Ma) aseverando que es muy probable que las muestras obtenidas por Drake estuvieran contaminadas por alteración y por ello sus cálculos hechos en roca fresca aportan una datación de mayor certeza.

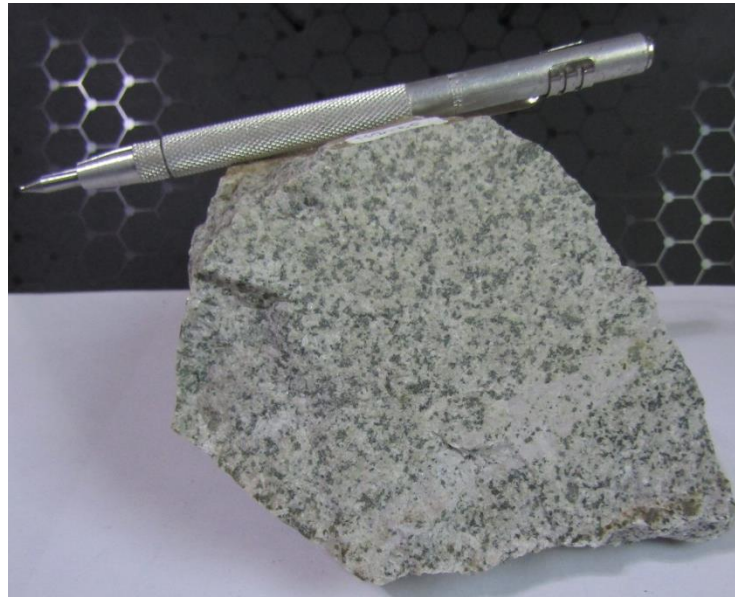


Figura 4.19: Muestra de la unidad Plutón El Indio (Kgi). Notar la fuerte cloritización de la anfíbola y que se encuentra a pequeña escala intruída por un dique de aplita.

4.4. REPRESAMIENTO Y VACIADO DE LAGUNA DEL MAULE

La Laguna del Maule fue represada por el emplazamiento de la colada Los Espejos en un sector muy cercano a la represa antrópica actual (Hildreth y otros, 2010). Este evento está datado en 19 ka (Andersen y otros, 2017) y situado mediante tefro – crono estratigrafía a los 11 ka (Fierstein en prep). De esta manera, la cuenca fue bloqueada por una colada rica en sílice depositada contra el cono basáltico fragmental, El Candado (62±4 ka) entre la base de la presa moderna hasta un punto aproximadamente 1,2 Km hacia el Norte, de tal manera que el bloqueo natural reside un poco más lejos corriente debajo de la salida del río Maule al día de hoy, cerca de las coordenadas UTM 359600 N / 6014150 E, a unos 800 m al Norte de la actual aduana de control migratorio (Figura 4.20). En este punto, un lóbulo lateral de la colada Los Espejos se derramó hacia la pared

de la salida del lago a través de un vacío entre el acantilado formado por las unidades **rep** y **rdno**, y se depositó contra del edificio más grande del Basalto El Candado (**bec**) (Hildreth y otros, 2010).



Figura 4.20: Fotografía actual de las unidades rle, bec y rdno. Es evidente que al día de hoy hay parte de las unidades que faltan para cerrar la cuenca elevada de la Laguna del Maule.

Independiente de la diferencia de edad, todos los autores coinciden producto de esta erupción se formó un paleo – lago que alcanzó su nivel máximo ~ 200 m hasta aproximadamente los 2350 ± 20 m de elevación por sobre el nivel actual de la laguna a unos 2165 de altura y que fue elevado unos 15 m luego de la construcción de una represa (Hildreth y otros, 2010). Este consenso se debe a la presencia de una marcada terraza que rodea la cuenca de la Laguna del Maule a los ~ 2350 m en toda su extensión cortando a las unidades más antiguas que precedieron a la erupción de Los Espejos, como el domo riolítico Cerro Negro de 450 ka (Fierstein, en prep.), y que ha sido interrumpido por unidades más jóvenes post – glaciales como las lavas silíceas de la colada Las Nieblas, de la colada Noroeste, de una colada proveniente del edificio de Cari Launa, y de tres desde el Cerro Barrancas (Figura 1.2).

Por otro lado, existen bancos y depósitos de playa elevados que van marcando el nivel de una paleo – línea de costa. En estos depósitos es común encontrar bermas de arena y grava con clastos redondeados de pómez y escoria; se han encontrado además depósitos de lago ricos en

ceniza lago ricos en ceniza y diatomeas, típicamente de 1 a 5 m de espesor, que están ampliamente preservadas entre la paleo – línea y la playa actual del lago (Hildreth y otros, 2010). El hecho de que la paleo – línea recorra toda la cuenca a 2350 m indica que el hielo glacial no estuvo involucrado en represar la salida, como sí lo hace la singularidad que representa este nivel elevado y marcado (ya que las represas glaciales típicamente liberan sucesivas inundaciones explosivas, y por lo tanto dejan numerosos niveles marcados). Por lo anterior, es posible inferir un rápido llenado y un drenado abrupto. Pero la duración de este nivel elevado es desconocida, debido a que la marca afectó tanto unidades de basamento como lavas vesiculares y depósitos superficiales y, por lo tanto, una duración de por lo menos siglos parece apropiada. Existe una diatomita blanca, prácticamente pura y laminada (o varvada) que se acumuló con un espesor de 2,6 m justo sobre el bloqueo (donde el lago nunca se extendió excepto durante su máximo nivel) y podría representar desde 520 a 2600 años a una tasa de sedimentación de 5 mm/año o 1 mm/año, respectivamente (Hildreth y otros, 2010).

Consiguientemente, la represa natural se rompió catastróficamente producto de un colapso del edificio fragmental del Basalto El Candado llevó a una incisión fuera de control, que produjo deslizamientos de ambas paredes del desagüe, y una inundación corriente abajo del Río Maule (Figura 4.20). El nivel del lago de 75 Km² bajó 200 m de una vez y ~15 Km³ de agua fueron vertidas a través de la salida, probablemente en un solo evento. Junto con mucha más masa del Basalto El Candado, el lóbulo de la riolita Espejos que indujo el bloqueo fue arrancado por la explosión, dejando una pared casi vertical de 250 m de largo, y ~150 m de alto, de felsita con foliación de flujo, el único lugar en toda la colada Espejos donde su interior desvitrificado está expuesto (Hildreth y otros, 2010).

Luego de este abrupto rompimiento se generaron modificaciones morfológicas en el paisaje alrededor y a través del desagüe del Río Maule. Los basaltos de valle de la unidad Salto del Maule (**msm**) a unos 2 a 5 Km corriente abajo desde el bloqueo, fueron denudados y deshuesados, dejando superficies pulidas, cataratas residuales y costras acanaladas de poca profundidad (Figura 4.7).

Al llegar el flujo de inundación a la amplia meseta, se depositó un amplio conjunto de barras de bloques radiales, de 3 – 8 m de altura y rico en clastos de 1 a 4 m. Entre los bloques existen abundantes clastos del basalto El Candado (unidad **bec**) y de riolacita (unidad **rdno**) rica en

fenocristales, y varias lavas andesíticas, e ignimbrita de biotita dispersa, andesita verdosa alterada del paleógeno – neógeno, y riolita Espejos pobre en fenocristales (Hildreth y otros, 2010).

En los estudios de Fierstein (en prep.), la tefro – crono estratigrafía indica que el represamiento del lago habría durado desde los ~ 11 ka hasta los ~ 6,7 ka, es decir 4 ka. Esto es conocido ya que existen estratos de tefra intercalados con limo de origen lacustre proveniente del fondo del paleo-lago que están actualmente expuestos en varios puntos alrededor de los bordes de lo que en el presente es el lago. Por otro lado, Andersen y otros (2017) proponen una edad de represamiento desde los $19 \pm 0,7$ ka por datación en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y por dataciones en ^{36}Cl la exposición de la superficie de la terraza elevada entrega una edad de $9,5 \pm 0,1$ ka obteniéndose un período del lago en su máxima altura de ~ 10,6 a 8,9 ka.

5. MODELACIÓN NUMÉRICA CON LAHARZ_py

Una vez conocido el fundamento matemático – estadístico que sustenta los cálculos y simulaciones de la herramienta GIS LaharZ_py que ha sido descrita en el Capítulo 3, es posible

ocupar este recurso para estudiar la inundación por rompimiento de barrera natural en el CVLdM, objetivo principal del presente estudio. Como primer paso es necesario adquirir la aplicación mediante descarga gratuita en el sitio del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) <https://pubs.usgs.gov/of/2014/1073/>, el cual se encuentra como un archivo .zip que contiene una carpeta llamada “laharz_py_example”. En su interior se encuentran los archivos necesarios para utilizar este instrumento GIS que está desarrollado para la interfaz del software *ArcMap* y por tanto es posible ingresarlo como una “tool” en el *Arc Toolbox*.

Una vez conectada la herramienta al *Toolbox* de *ArcGIS* es necesario ingresar un Modelo de Elevación Digital (DEM): para este estudio se utilizaron 12 imágenes provenientes del satélite ALOS PALSAR cuya resolución es de 12,5 m y su obtención es gratuita a través del sitio web <https://search.asf.alaska.edu/#/?dataset=ALOS>. Para una mejor visualización, las imágenes fueron procesadas y adecuadas a la zona de estudio (Figura 5.1).

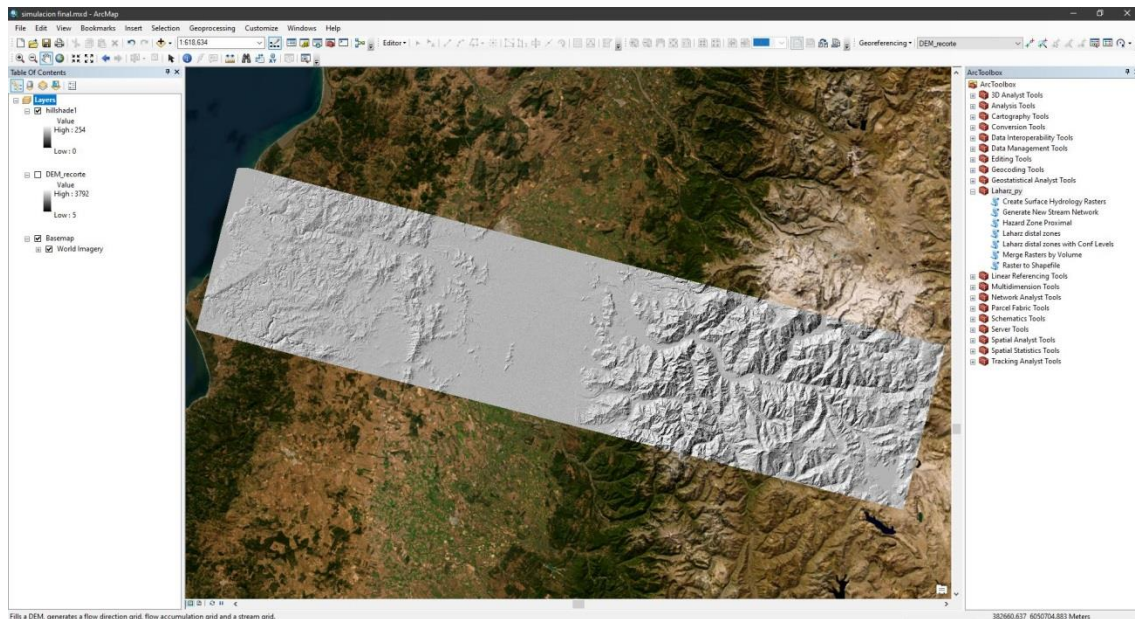


Figura 5.1: Captura de pantalla al iniciar una simulación. Imagen propia tomada a partir del uso de *ArcGIS* 10.5.

5.1. RED DE DRENAJE

La Figura 5.1 muestra los datos iniciales para comenzar cualquier proyecto de simulación en *Laharz_py*: un DEM adecuado para la zona y el programa ingresado al *Toolbox*; la generación de

hillshade o mapa de sombras ayuda a una mejor representación visual de la red de drenaje una vez creada. Al ejecutar la herramienta, esta crea un *raster* de la red de drenaje identificando las celdas donde la acumulación del flujo es mayor o igual al valor de corriente límite (*stream threshold*) dado por el usuario, que corresponde al número máximo de celdas río arriba involucradas en el flujo, para este caso se compararon los valores 500 y 1000 (Figura 5.2); como lo muestra la imagen, a menor número más detalle se obtiene en la red de drenaje, por lo que se utilizó la red de drenaje con valor límite 500. Al crear esta red, se rellenarán depresiones en el DEM (*demfill*) asegurando que el flujo siga su curso por la superficie y se generan además un *raster* de dirección (*demdir*), de acumulación (*demflac*) y de corriente (*demstr*) (Schilling, 2014).

5.2. DETERMINACIÓN DE H/L Y SU RELACIÓN CON EL PELIGRO PROXIMAL

Como ya se mencionó anteriormente en el Capítulo 3, con el parámetro *H/L* LAHARZ crea un cono de energía que se intersecta con la superficie topográfica y el límite de la zona de peligro proximal donde el programa localiza la celda inicial donde la red de drenaje intersecta este límite (Iverson y otros, 1998). La línea de intersección define una zona alrededor del edificio volcánico que suele ser la de mayor peligro dependiendo del tamaño y tipo de evento proximal. LAHARZ asume que la inundación por un lahar comienza en este límite de peligro proximal y continúa corriente abajo, distalmente del volcán (Schilling, 2014).

El inicio de la inundación y la depositación está definida por el límite entre las zonas de peligro proximal y distal basadas en el concepto de “cono de energía” (Malin y Sheridan, 1982). El cono de energía por lo general tiene su vértice en el cráter del volcán, y la pendiente del cono (*H/L*) está determinada por el cociente entre el descenso vertical (*H*) y la distancia horizontal máxima o runout (*L*) (Figura 3.3), y en general existe una relación inversa entre *H/L* y el volumen, es decir, a mayor volumen el valor de *H/L* suele ser menor (Hayashi y Self, 1992).

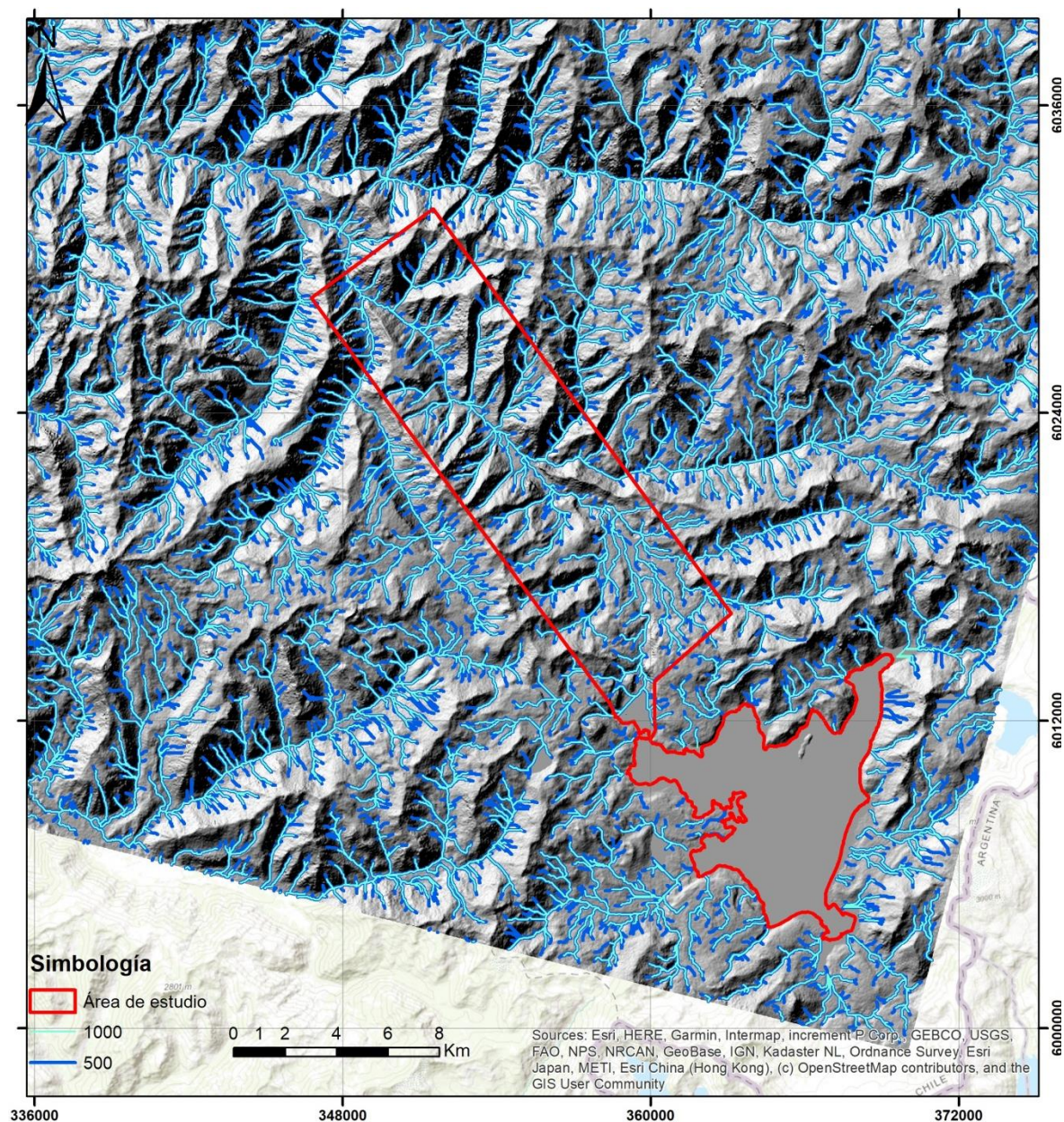


Figura 5.2: Comparación de la red de drenaje. Se utilizó *stream threshold* a 500 (líneas de color azul) y a 1000 (líneas de color celeste) en el área de estudio (en rojo). Si bien no existe gran diferencia entre ambos valores, si hay una mayor continuidad de los cauces en la red 500. Imagen propia tomada a partir del uso de *ArcGIS 10.5*.

Para LAHARZ, el cono de energía indica el origen del lahar, de esta manera es importante considerar la extensión de este para limitar la prolongación de la simulación tanto para flujos piroclásticos como para lahares. Así, el valor de H/L está determinado por la topografía del

volcán teniendo cada uno de ellos su propio cono de energía. (Wan y otros, 2012). Las pendientes del cono, las cuales definen los límites de las *zonas de riesgo proximales*, varían generalmente entre 0,01 y 0,3 dependiendo del tamaño y tipo de evento proximal (Walker y otros, 1995 en Wan y otros, 2012; Huggel y otros, 2008).

De acuerdo a las ecuaciones del modelo LAHARZ, una variación en el punto de inicio solo influirá en el alcance final de los depósitos, sin afectar la geometría del depósito. Por ejemplo: en el cauce del Voipir en el volcán Villarica, con un lahar de un volumen de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ y cambiando 4 km en el punto de partida, se obtuvo que el alcance máximo del lahar aumentó en 1 km sin cambiar la forma del depósito. Si bien el alcance final varía poco en relación a la variación del punto de inicio, este es un factor a considerar en cualquier análisis de peligro que se realice (Castruccio, 2008).

5.2.1. Peligro Proximal

Una vez generado el *script* “*Create Surface Hydrology Rasters*”, es necesario delimitar la zona de peligro proximal al que se hace referencia en el Capítulo 3 (Figura 3.3). Dentro de Laharz_py es necesario determinar el vértice del cono de energía a generar, para lo cual indica tres maneras: usar la máxima elevación del DEM, ingresar las coordenadas manualmente o entregarle al programa un archivo *.txt* con el valor de X e Y del punto que represente este ápice. Para este estudio se consideraron ambos centros volcánicos que dieron origen a la represa, los puntos en el espacio que corresponden al *vent* del cono El Candado (**bec**) y el *vent* de la colada Los Espejos (**rle**) que propició el cierre de la Laguna del Maule.

Si se estuviera considerando un mapa de peligros sería más adecuado considerar las zonas susceptibles de una futura erupción, lo que es esperable que ocurra desde el último lugar en que se tenga registro de actividad, o al menos en sus cercanías. Este punto en el CVLdM es en la colada Las Nieblas (**rln**), al SW de los Espejos cruzando el lago, donde además se reporta un nivel de elevación del terreno a una tasa variable de entre ~20-30 cm/año (Fournier y otros, 2010; Feigl y otros, 2014), es decir, la actividad volcánica del complejo hoy se ubica bajo este punto. Otro punto a considerar es la zona de falla Cajón Troncoso que hasta hoy presenta una elevada sismicidad y podría ser el medio para que magmas asciendan a la superficie (Cardona y otros, 2018).

Para realizar esta parte de la simulación se utilizó un valor de H/L calculado a partir de la realización de dos perfiles topográficos: uno desde el *vent* de Los Espejos (**rle**) hasta la confluencia de los Ríos Maule y Campanario; el otro desde el *vent* de El Candado (**bec**) hasta aproximadamente la misma zona que el perfil anterior. En ambos casos, para una elevación máxima de 2500 m s.n.m., se recorren al menos 25 Km (Figura 5.3) y por tanto se obtiene una pendiente de 0,1. La motivación de ocupar esta forma se desprende por la ausencia de un depósito de inundación en el campo que haya podido ser identificado en ninguna de las 3 campañas de terreno realizadas en el transcurso de esta investigación, por lo que se carece de un valor de distancia horizontal (L) que permita calcular H/L ; por otra parte, en la unión de ambos ríos, el Río Maule cambia de rumbo desde el NW a prácticamente E-W por lo que si fuese afectado por fenómenos de tipo proximales como coladas de lava basálticas (**bec**), este lugar es una inflexión en su posible recorrido. Del mismo modo, si el Río Maule fuera afectado por lavas riolíticas (**rle**) y se redujera el alcance máximo de éstas a unos 10 Km, el valor de H/L cambiaría a 0,25, de tal modo que se considera apropiado utilizar ambas pendientes como válidas para la simulación.

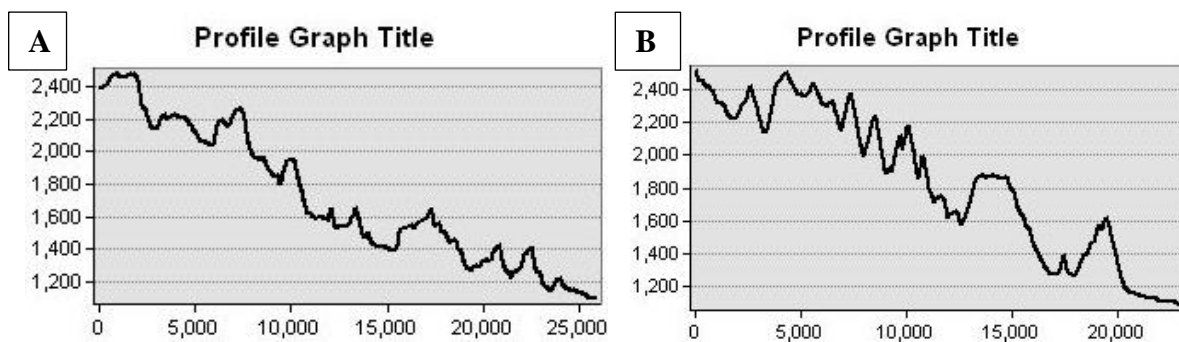


Figura 5.3: Perfiles topográficos hasta la confluencia de ríos Maule y Campanario.

A) Desde *vent* de colada Los Espejos B) Desde *vent* de Basalto El Candado. Captura de pantalla personal.

Los resultados obtenidos usando la herramienta “*Hazard Zone Proximal*” son los que se muestran en las figuras a continuación (Figura 5.4 y 5.5). Cabe hacer notar que en ambos puntos de simulación se utilizaron valores de H/L de 0,1 y 0,25 alcanzando resultados variables en ambos casos tanto en forma como en el área cubierta. Por ejemplo, para el caso del *vent* en Los Espejos

el área aumentó ~ 40% al subir la pendiente de 0,1 a 0,25; mientras que para el *vent* en El Candado el área de afectación proximal disminuyó ~ 99,9% al modificar la pendiente desde 0,1 a 0,25, es decir, a menor pendiente mayor alcance de peligros cercanos. Ahora, este último corresponde a un cono relativamente bien delimitado y que espacialmente se encuentra en “mejor posición” con respecto al Río Maule que el centro eruptivo de Los Espejos, por lo cual es bastante probable que esto exacerbe la simulación y parezca que este último tiene menos influencia sobre el Río Maule que El Candado.

5.3. CALIBRACIÓN DE LAS CONSTANTES C Y c

El uso de LAHARZ se ha masificado por su sencillez matemática y su escasez de datos de entrada para su utilización, de esta manera ha sido posible notar que los resultados entregados por la simulación suelen presentar algunas incongruencias a la realidad de los depósitos dejados por los flujos de detritos o lahares estudiados. Por esta razón es que actualmente el uso de esta herramienta necesita una mejora en los parámetros que controlan las ecuaciones a las que recurre el programa (Capítulo 3) para modelar un evento de manera fiel a sus características como su morfología, movilidad, la pérdida de energía, la incorporación de material o agua, o la variación en la dinámica de este (Oramas Dorta y otros, 2006).

Tanto la modificación sólo de los parámetros C y c como un cambio completo de alguna de las dos ecuaciones (6 y 8) responde a observaciones de terreno de los depósitos dejados por los flujos y sus características físicas o la magnitud del volumen calculado (Castruccio, 2008; Flores, 2014; Bono, 2014; Álvarez, 2020) para contrastar estos criterios con la base estadística del modelo original de Iverson (1998) y en la mayoría ha resultado ser más certera una modificación para cada caso particular. La Tabla 5.1 muestra una recopilación bibliográfica respecto de estudios anteriores que han usado LAHARZ y realizado alguna variación al código interno.

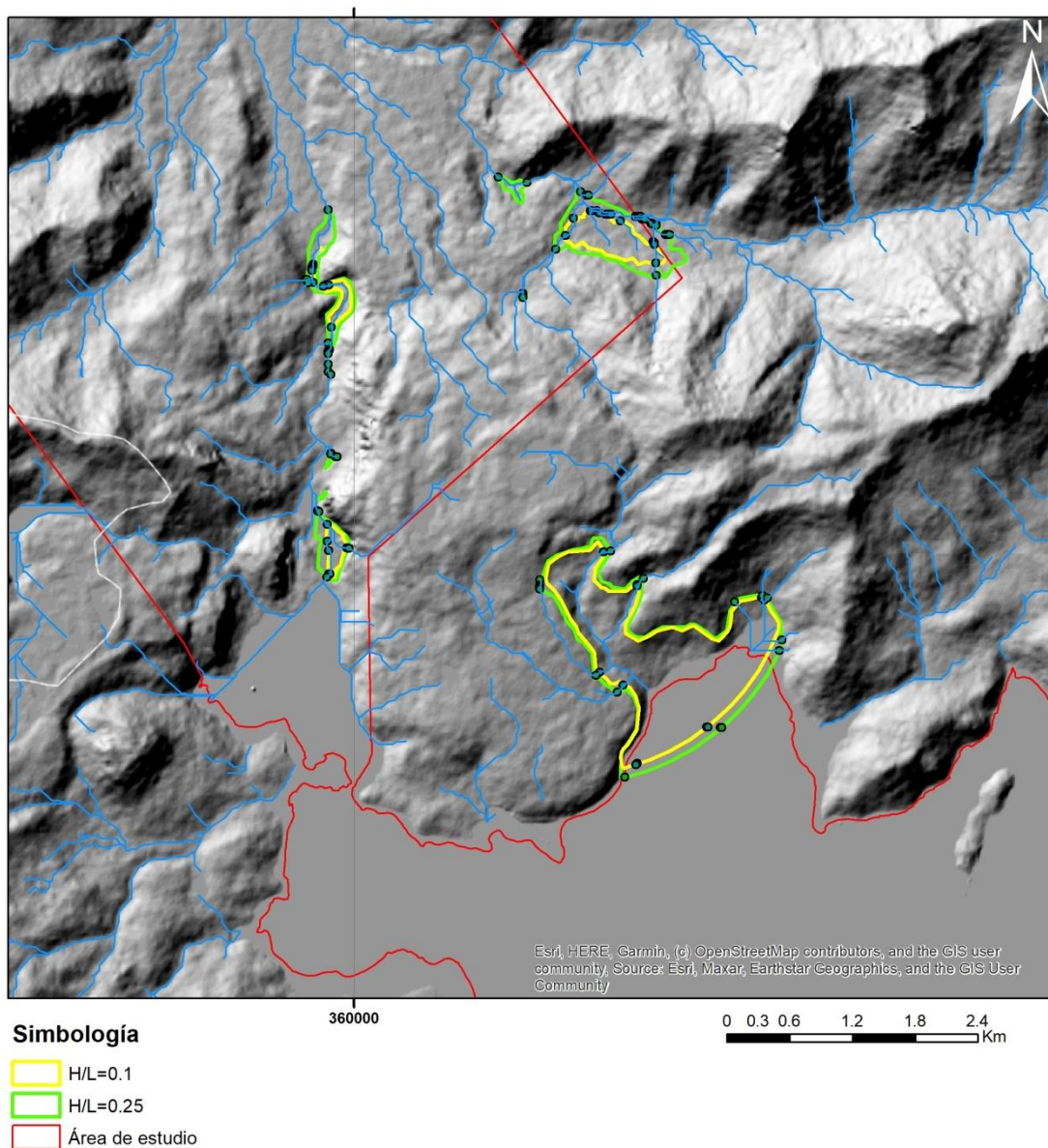


Figura 5.4: Peligro proximal desde colada Los Espejos. Áreas de peligro proximal con sus respectivos puntos de intersección a la red de drenaje (en azul). Notar la baja influencia sobre el Río Maule independiente del valor de H/L utilizado.

Estos parámetros han de estudiarse cuidadosamente ya que influyen directamente en el resultado final de las simulaciones con LAHARZ, pues implica cambios en la forma y extensión areal de la probabilidad de inundación.

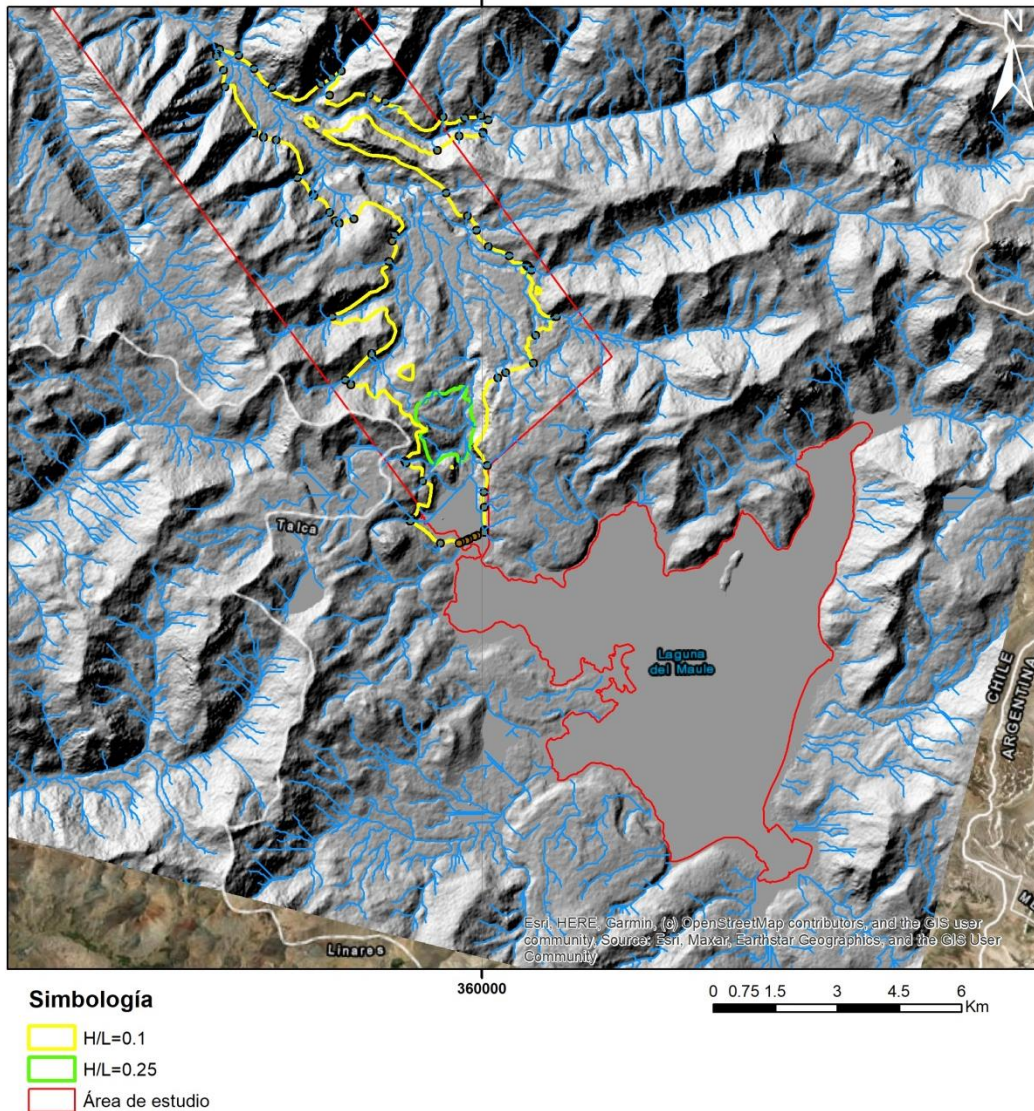


Figura 5.5: Peligro proximal desde cono de Basalto El Candado. Áreas de peligro proximal con sus respectivos puntos de intersección a la red de drenaje (en azul). Notar la gran influencia sobre el Río Maule e incluso hasta el Río Campanario con el valor de $H/L=0,1$.

En este sentido, los límites laterales se ven modificados y por consiguiente su alcance final. En términos generales una modelación con una constante c (o de la sección transversal) pequeña tiende a producir “flujos” más angostos y extensos o más conservadores y viceversa, advirtiéndose que cuando se utiliza el programa original este suele sobreestimar las áreas de

inundación si se las compara con las observadas en terreno (Castruccio, 2008; Bono, 2014; Flores, 2014; Álvarez, 2020).

Zona de estudio	Modificación a LAHARZ	Tipo de evento	Volumen modelado (m ³)	Autor
Sarno (Italia)	$B = 20 x V^{0,79}$ $B = 12 x V^{0,81}$ $B = 831 x V^{0,40}$	Flujo de detritos	$1,6 x 10^4$	Oramas Dorta y otros (2006)
Río Umpqua (Estados Unidos)	$C = 0,2$ y $c = 20$ $C = 0,1$ y $c = 20$	Remociones en masa y Flujo de detritos	$10^5 - 10^{11}$ $10^1 - 10^7$	Griswold e Iverson (2008)
Volcán Merapi (Indonesia)	$C = 0,05$ y $c = 35$	Flujo Piroclástico	$10^5 - 10^7$	Widiwijanti y otros (2009)
Isla Montserrat (Antillas Menores)	$C = 0,1$ y $c = 40$	Flujo Piroclástico	$20 x 10^7$	Widiwijanti y otros (2009)
Montañas Santa Catalina (Estados Unidos)	$C = 0,1$ y $c = 40$	Flujo de detritos	$2 x 10^2 - 2 x 10^4$	Webb y otros (2008); Magirl y otros (2010)
Quebrada de Macul (Chile)	$C = 0,1$ y $c = 320$	Flujo de detritos	$8,4 x 10^5$	Garrido (2012)
Volcán Villarica (Chile)	$C = 0,02$	Flujo de detritos y flujo hiperconcentrado	$5 x 10^6 - 10^7$ $10 - 40 x 10^6$ $10^3 - 10^6$	Castruccio (2008); Bono (2014); Álvarez (2020)
Volcán Calbuco (Chile)	$C = 0,02$	Flujo de detritos	$5 - 50 x 10^6$	Castruccio (2008)
Nevados del Huila (Colombia)	$C = 0,0065$ y $c = 280$	Flujo de detritos a flujo hiperconcentrado	$3 x 10^8 - 10^9$	Worni y otros (2012)
Volcán Villarica (Chile)	$C = 0,015$	Flujo de detritos y flujo hiperconcentrado	$10^6 - 10^8$	Flores (2014)
Nevados del Huila (Colombia)	$C = 0,006$	Flujo de detritos	$10^7 - 10^8 - 10^9$	Cardona y otros (2015)
Volcanes Callaqui, Llaima, Mocho-Choshuenco, Tolhuaca	$C = 0,02$	Flujo hiperconcentrado	$10^3 - 10^7$	Álvarez (2020)

Tabla 5.1: Variaciones realizadas a LAHARZ en otros estudios. La presente tabla muestra una recopilación bibliográfica de las principales modificaciones realizadas al código interno de las ecuaciones que gobiernan LAHARZ con la finalidad de obtener resultados más precisos a la realidad de los eventos modelados.

Por otro lado, es posible que la diferencia en las constantes entre un evento y otro refleje su dinámica interna como el contenido de agua de los flujos así como la distribución del tamaño de grano de las partículas que los componen (Magirl y otros, 2010).

5.4. CÁLCULO DEL VOLUMEN (Km³)

Si se observan las ecuaciones que sustentan el modelo, tanto la sección planimétrica A como la sección transversal B son proporcionales al volumen V, por lo tanto este último es un parámetro de primer orden en la determinación de las áreas de inundación que LAHARZ entrega y su correcta determinación se vuelve fundamental (Flores, 2014).

Para calcular el volumen de agua perdido se pueden usar las distintas herramientas disponibles en *ArcMap* junto con el razonamiento de que la cantidad de agua perdida durante la inundación es aquella que había aproximadamente 200 m más arriba del nivel actual de la Laguna del Maule y que se puede realizar una diferencia entre el “volumen a 200 m” menos el “volumen actual” del lago, es decir, $V_{perdido} = V_{200} - V_0$, donde $V_{perdido}$ corresponde al volumen de inundación, V_0 es el volumen de la laguna en su nivel mínimo post rompimiento de la represa que equivale a la cota 2150 m s.n.m y V_{200} es el volumen al nivel máximo de represamiento que tuvo el lago o *highstand* que equivale a la cota 2350 m s.n.m. Entonces, el volumen buscado es aquél que está entre el nivel mínimo y el *highstand*.

Si consideramos un cilindro de radio r y área de sus caras $A = \pi r^2$ (Figura 5.6), el volumen es equivalente a $V = \pi r^2 x h$. Para un cuerpo de forma el área de la Laguna del Maule, con cara basal el nivel cero y altura máxima 200 m, volumen se puede expresar como,

$$V_{inundación} = \int_0^{200} A_{LdM} \quad (13)$$

Esto expresa las infinitesimales secciones de área que existen desde la cota 2150 hasta la cota 2350 y el resultado de integrar el área de agua que cubre la laguna desde el nivel cero hasta el nivel 200 corresponde al volumen de este cuerpo. Para conocer estas infinitas secciones se puede intersectar una red de curvas de nivel con una red irregular de triángulos o *TIN* que permitirá darle “profundidad” al *highstand* de acuerdo a la topografía existente hasta el nivel cero.

De esta manera se crea un mapa de curvas de nivel y un *TIN* a través del DEM que nos permita aislar la cota objetivo y convertirla desde un elemento lineal a uno poligonal. Y luego mediante la herramienta *Polygon Volume* del *ArcToolbox* se puede calcular el $V_{inundación}$ que representa la cantidad de agua perdida en la inundación. Desde ya se presume es una cantidad de varios órdenes de magnitud, pues se está hablando de una columna de agua de 200 m de altura a la que como mínimo se le debe agregar un 20% en volumen de detritos si se entiende este fenómeno como un flujo compuesto mayoritariamente de líquido y con una cantidad mínima de sedimentos en su interior, es decir del tipo hiperconcentrado.

La tabla 5.2 muestra los resultados obtenidos gracias a las herramientas de *ArcMap*.

Altura (m s.n.m.)	Área calculada (m ²)	Volumen calculado (m ³)
2150	47,06 x 10 ⁶	0
2350	14,56 x 10 ⁷	15,92 x 10 ⁹

Tabla 5.2: Resultados del área y volumen calculados. La presente tabla muestra los valores entregados al usar la herramienta *Polygon Volume* desde *3D Analyst Tools*, a la cota actual y a la cota del *highstand*.

Este $V_{inundación}$ calculado ($\sim 16 \text{ Km}^3$) corresponde solo a la cantidad de agua perdida en la laguna, sin embargo, como ya está mencionado, es necesario agregar un porcentaje mínimo del 20% de detritos al interior del flujo y finalmente el volumen a usar en LAHARZ es $\sim 19 \text{ Km}^3$.

5.5. CASO DE ESTUDIO: LA GRAN INUNDACIÓN EN LAGUNA DEL MAULE

En esta sección se presentan los resultados de la simulación con LAHARZ_py utilizando los parámetros de entrada ya obtenidos en los apartados anteriores. En el caso del volumen se modelan 3 valores: 15 Km³ propuestos por Hildreth y otros (2010) los que son sólo de agua, 16 Km³ del volumen calculado sin detritos y los 19 Km³ calculados con adición de detritos. En el caso de modificación de las ecuaciones (6) y (8) del código interno del programa se propone utilizar dos opciones, primero la versión original del *software* y segundo la variación realizada en el Nevados del Huila como aparece en la tabla 5.1 de Worni y otros (2012), esto debido a la

magnitud de sus volúmenes modelados que están en mayor simetría con los propuestos en este estudio. En el caso del punto de partida desde donde se inició la inundación basado en el sitio del colapso propuesto por Hildreth y otros (2010), que corresponde ~ 0359600 m E 6014150 m S, se modificó a 0359552,90625 m E 6017308,5 m S al ser la coordenada más cercana a la anterior que intersecta la red de drenaje creada en la sección 5.2 del Peligro Proximal.

La figura 5.6 es aquella que muestra la susceptibilidad de inundación utilizando LAHARZ sin modificar el *script* de las ecuaciones internas. En color naranja oscuro se observa el volumen mayor de 19 Km³ llegando casi hasta el océano (a menos de 13 Km) por la ciudad de Constitución hacia la desembocadura del Río Maule, pero ya desde los 15 Km³ se tiene una inundación catastrófica que recorre aproximadamente 200 km desde el sector cordillerano, pasando por el valle central e internándose en la Cordillera de la Costa afectando a su paso ciudades como Talca, San Javier y San Clemente.

Por otra parte, la figura 5.7 muestra la susceptibilidad de inundación utilizando LAHARZ con $C = 0,0065$ y $c = 280$. No obstante, no existe mayor diferencia en los patrones dados por el programa, salvo por ciertas zonas, sobre todo en el valle central, donde hay una disminución lateral en los bordes que no son observables a la escala trabajada.

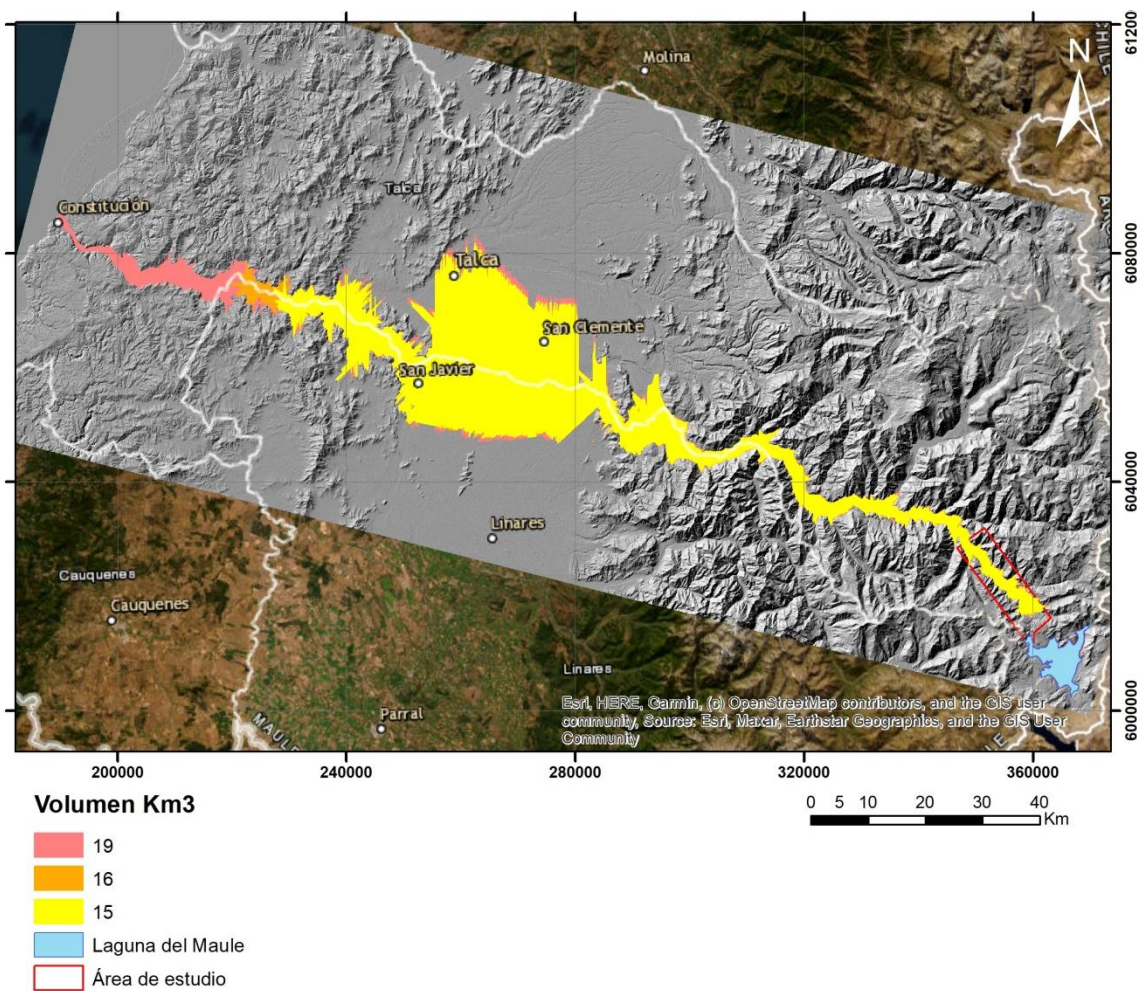


Figura 5.6: Mapa topográfico con simulación original de LAHARZ. Se puede apreciar que los 3 volúmenes siguen una misma trayectoria variando prácticamente sólo su alcance final.

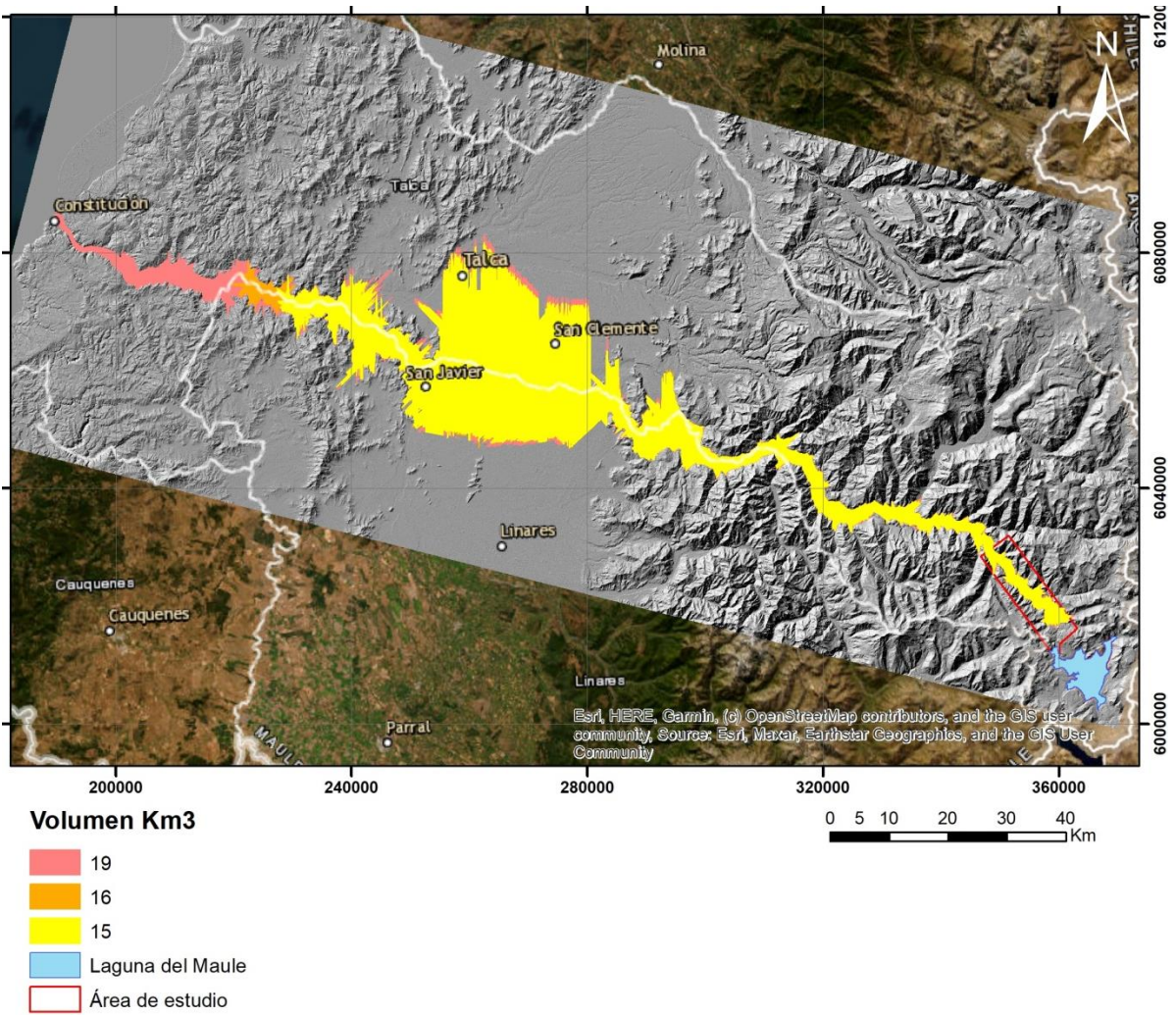


Figura 5.7: Mapa topográfico con calibración de LAHARZ. Se puede comparar con la figura anterior y observar que son prácticamente iguales a pesar de tener constantes diferentes.

6. DISCUSIONES

6.1. RESTRICCIONES DE LAHARZ

Al ser un programa de acceso libre permite que cualquier persona lo pueda ocupar sin restricciones. En la misma línea es un *software* de fácil y rápido uso, pues requiere de pocos elementos de entrada para funcionar y sus cálculos matemáticos son relativamente sencillos de comprender. De esta manera es una herramienta económica y veloz que permite obtener resultados preliminares en muy poco tiempo. Ahora bien, existen ciertas condiciones de borde que el programa incluye a modo de simplificación de sus cálculos lo que puede considerarse como una desventaja.

6.1.1. Restricciones en los datos de entrada (*inputs*)

Dentro de los *inputs* que el usuario le entrega a la simulación, el más relevante es el Modelo de Elevación Digital (DEM) cuya resolución, es decir, el tamaño de cada celda que lo compone, afecta la sensibilidad del resultado que entrega el programa. Por una baja calidad, o gran tamaño de celda, es posible obtener una red de drenaje incorrecta y en consecuencia los flujos no se modelarán correctamente en la topografía y no podrán ser interpretados de manera eficaz en un mapa de peligros por ejemplo (Hubbard y otros, 2007). Esto no significa que se deba ocupar la mejor resolución posible con valores de celda muy pequeños, ya que también se observan problemas del mismo tipo (Muñoz-Salinas y otros, 2009). Respecto a cuál es el tamaño de celda adecuado, depende en primer lugar de la escala de la cartografía, y también de la forma del valle por el cual se quiere modelar el flujo, específicamente del ancho de la zona más estrecha del drenaje, pues celdas de mayor tamaño que este ancho, es decir *DEMs* con bajas resoluciones, no representarán adecuadamente las secciones transversales reales, sobreestimando el ancho de la zona de inundación y produciendo una subestimación del alcance del lahar (Muñoz –Salinas et al., 2009). De esta manera se considera que una resolución apropiada para este modelo está en el rango de 1 a 30 m (Schilling, 1998).

Un segundo dato de entrada de igual relevancia que el DEM es el volumen que se utilice; este valor debe ser estimado fielmente pues determina el alcance final de las modelaciones. LAHARZ considera el volumen constante en los flujos y de una sola vez lo que no tiene tanta cercanía con la realidad, pues los flujos son capaces de incorporar o perder tanto agua como detritos en su

trayectoria (Vallance e Iverson, 2015), y es más bien común que ocurran en pulsos modificando la topografía a su paso más que en una sola ola (Bono, 2014; Castruccio y Clavero, 2015).

El tercer *input* de gran importancia es la designación del usuario del punto de inicio de la simulación. Esto podría contrarrestarse con observaciones de terreno que den indicios desde dónde comenzar el modelo, sin embargo, esto no siempre es posible sobre todo cuando se trabajan flujos antiguos como los holocenos. Lamentablemente esta arbitrariedad es un error intrínseco del modelo al igual que el volumen constante ya que es complejo determinar este punto con certeza lo que genera una incertidumbre (Flores, 2014).

6.1.2. Restricciones en los cálculos matemáticos

Por otro lado, al ser un modelo semi-empírico y no físico, se deja de lado la dinámica de los flujos y por tanto su comportamiento reológico que en la práctica se conoce cómo afecta la cantidad de agua y detritos a la movilidad de un flujo, y no corresponden a cuerpos descendentes estáticos, más bien se transforman en su camino aguas abajo. Estas condiciones de borde son finalmente una manera de simplificar los cálculos matemáticos.

En la misma línea, la determinación de las ecuaciones (6) y (8) que controlan el funcionamiento LAHARZ han sido hechas mediante regresiones lineales en gráficos Log/Log de la sección transversal y la sección planimétrica versus el volumen, donde se escogió el mejor ajuste pero a la pendiente $2/3$. Estas mismas poseen un coeficiente de determinación $r^2 = 0,847$ con desviación estándar $\sigma = 0,344$, y $r^2 = 0,900$ con desviación estándar $\sigma = 0,282$ (Iverson y otros, 1998); donde los rangos de variación de las áreas transversal y planimétrica están dentro de un intervalo de confianza del 95% y puede llegar a haber más de un orden de magnitud de diferencia (Álvarez, 2020).

6.1.3. Restricciones en el modelo de salida

Una vez atravesadas las anteriores fuentes de error queda evaluar el resultado en sí mismo, el que sin importar los factores anteriores entrega una simulación que es poco refinada y rasgada en sus bordes incapacitando la interpretación en aquéllas zonas lo que se puede observar en la figura 6.1. Además suele existir una subestimación de la extensión lateral cuando el programa encuentra terrenos planos o no confinados (Castruccio y Clavero, 2015) (Figura 6.1). Todos estos factores agregan cada uno un error sumatorio al modelo y por tanto debe ser ocupado con precaución.

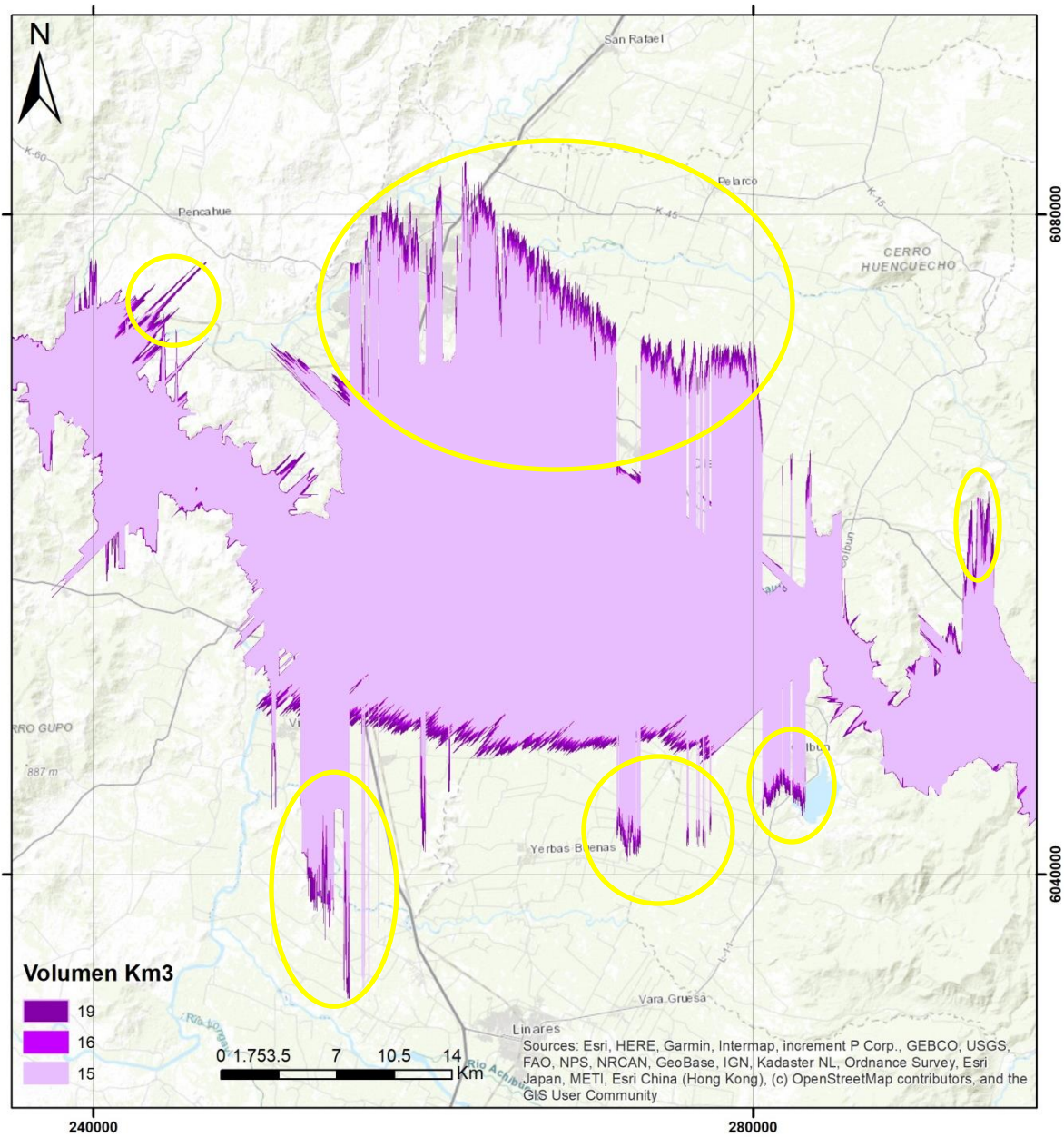


Figura 6.1: Simulación con LAHARZ. Se observa en círculos amarillos los bordes divergentes y rasgados, lo que muestra errores de cálculo al interior del programa para esas celdas en particular.

Una última consideración tiene que ver con las modificaciones que se le hacen al *script* del programa, ya sea cambiando las constantes C y c o la pendiente de $2/3$ de las ecuaciones (6) y (8), esto debido a que afectan directamente la morfología de los resultados del modelo, como su anchura y alcance final. Esto es muy claro en trabajos cuyos volúmenes son varios órdenes de

magnitud menor al utilizado en este estudio y así lo ratifica Castruccio (2008), Bono (2014), Flores (2014), Cardona y otros (2015), Álvarez (2020). En oposición a ello, los resultados presentados en el capítulo anterior muestran que un cambio en los parámetros no representa mayor variación en la simulación final, indicando tal vez que para volúmenes tan grandes, C tiende a ser mucho menor (Tabla 5.1) y deja de influir sobre los demás términos en las ecuaciones que intervienen en el modelo LAHARZ.

6.2. AUSENCIA DE DEPÓSITO ACORDE CON LA DIMENSIÓN DE LA INUNDACIÓN

Cuando se tienen flujos con gran cantidad de agua y/o sedimentos, del orden de decenas a cientos de millones de m³, generalmente es difícil modelarlos con las herramientas actuales. Una buena manera de aumentar la confiabilidad en los resultados de los modelos es testear los flujos simulados con datos de eventos pasados. Sin embargo, las mediciones directas de lahares antiguos son raras y la evidencia de campo es comúnmente la única manera de reconstruir la dimensión y la dinámica de los flujos (Worni y otros, 2012).

Por esto, el modelado de lahares se ha convertido en una importante herramienta para tales evaluaciones, sobre todo cuando el registro geológico de eventos pasados es insuficiente. De esta manera, las simulaciones de los flujos de detritos recae fuertemente en los datos digitales del terreno, lo que a veces puede ser un obstáculo debido a la disponibilidad de Modelos de Elevación Digital (DEM) (Huggel y otros, 2007).

Como ya se dijo, LAHARZ es un modelo rápido, automático y una herramienta objetiva para la evaluación de áreas en peligro por lahares basado en los principios: a) el volumen de un lahar que controla fuertemente la extensión de la inundación corriente abajo; b) los lahares pasados proveen una base para lahares futuros; c) grandes lahares ocurren con menos frecuencia que los pequeños (Huggel y otros, 2007).

En este trabajo se realizaron 3 campañas de terreno a pie y a caballo por ambas riberas del Río Maule llegando a recorrer ~20 Km desde su origen en la Laguna del Maule hasta su confluencia con el Río La Plata. De acuerdo a los resultados obtenidos, se esperaba encontrar grandes depósitos, de espesor en el orden de metros, que tuviesen el aspecto de un flujo hiperconcentrado debido a la cantidad de agua perdida en la Laguna del Maule, y con una mezcla composicional entre el Basalto El Candado y la colada riolítica Los Espejos. Desafortunadamente no fue posible encontrar una secuencia de tal magnitud en ninguno de estos recorridos en terreno.

Ahora bien, sí fue posible identificar un estrato centimétrico que por sus características ya descritas cumple con las demás condiciones (Figura 6.2) y podría estar figurando un proceso de aumento en el caudal del río dejando a su paso un depósito de desborde lateral de canal que se pudo conservar gracias al nivel de terraza fluvial formado con anterioridad. Sin embargo, está lejos de representar un proceso catastrófico de inundación por la pérdida de aproximadamente 200 m de columna de agua de una sola vez.



Figura 6.2: Estrato de grano fino y color negro sobre gravas fluviales. Es posible notar que esta capa se dispone sobre una superficie plana que favorece su desarrollo lateral pero con un espesor muy limitado. Tomado de Gho y otros (2019).

De acuerdo a lo visto anteriormente, la Laguna del Maule fue represada por dos unidades volcánicas de distinta composición y edad lo que conllevó a un considerable aumento en el nivel de agua contenida en ella. Esto se sustenta en la existencia de un paleo nivel o paleo costa identificable alrededor de toda la cuenca; además sobre este nivel existen depósitos de playa que lo van delimitando y entre capas de tefra es posible identificar depósitos lacustres ricos en ceniza entre la paleo costa y la playa actual. De manera que no queda duda de la existencia del represamiento del lago. Del mismo modo, el hecho de que el nivel actual de la laguna esté muy por debajo del paleo nivel indica claramente que toda esa columna de agua fue perdida. Si esto sucedió de una sola vez y de manera catastrófica puede ser puesto en duda ya que las modificaciones morfológicas en el paisaje alrededor y a través del desagüe del Río Maule, sobre todo en la unidad Salto del Maule (**msm**), que muestra la Figura 4.7: superficies denudadas y pulidas o costras acanaladas, son fenómenos atribuibles a otros procesos tales como la erosión glacial que debió sufrir el valle durante la glaciación previa al represamiento y la erosión fluvial del Río Maule.

7. CONCLUSIONES

1) LAHARZ es una herramienta ampliamente utilizada para modelar lahares o flujos de detritos, más no se había utilizado antes para inundaciones por rompimiento de barrera natural. Su uso en este estudio indica que puede ser utilizado en estos casos, sobre todo cuando la información de terreno es insuficiente para el uso de otro tipo de programas como FLO 2D o MSF. Y aunque el método es objetivo y reproducible, en cualquier zona susceptible a ser afectada por lahares o flujos piroclásticos que se modele con LAHARZ debe ser considerada como una guía de aproximación solamente, debido a las imperfecciones del modelo de carácter matemático-estadístico, la disponibilidad de los Modelos de Elevación Digital de resolución adecuada y la determinación apropiada del volumen de futuros colapsos. A pesar de que el comportamiento físico de grandes flujos cargados en agua y sedimentos no pueda ser completamente predecible, la aplicación de programas de simulación existentes puede ser significativa y útil en la determinación de mapas de peligros.

2) La modificación de los coeficientes C y c de las ecuaciones que controlan el comportamiento de LAHARZ es adecuada siempre y cuando se tengan depósitos con qué comparar el alcance y volúmenes de menor envergadura que sí se vean modificados por dichos coeficientes. Esto pues C disminuye con el aumento del volumen perdiendo su efecto en la ecuación de la sección transversal. De esta manera, aunque la herramienta hace su trabajo simulando volúmenes de tal magnitud, no es la más adecuada para ello ya que se pierde la posibilidad de ajustar la modelación y por consiguiente obtener resultados más acordes con la realidad.

3) Los resultados de las simulaciones indican que utilizando los volúmenes calculados se obtiene una inundación catastrófica que alcanza sectores que hoy son ciudades importantes como Talca, San Rafael, San Clemente, Colbún, Villa alegre o San Javier y que al llegar tan cerca de la costa es presumible que termine desembocando en el Océano Pacífico, en este caso por la ciudad de Constitución.

4) El reconocimiento geológico realizado en terreno no se condice con lo esperado e indicado por los resultados debido a la ausencia de un depósito acorde con la dimensión de la inundación modelada, es decir, la pérdida de agua no reúne las condiciones para afirmar que ocurrió en un solo evento ya que no fue capaz de generar un depósito importante como el esperado. Por tanto, es probable que esta haya sido de manera más pausada, capaz de provocar un aumento en el caudal del Río Maule de menor relevancia y dejando a su paso depósitos de poca amplitud. Aun así, la pérdida de agua debió ocurrir de manera continua en cuestión de días o meses de manera que no se generaron sucesivos paleo niveles que indiquen un vaciamiento a pulsos.

8. REFERENCIAS

Aguirre, L. 1961. Geología de los Andes de Chile central: provincia de Aconcagua. Editorial Universitaria, SA. 81 p.

Álvarez, N. 2020. Evaluación del peligro de inundación por lahares en los volcanes Callaqui, Llaima, Lonquimay, Mocho-Choshuenco, Tolhuaca y Villarrica, Chile. Memoria de Título. Universidad de Concepción. Facultad de Ciencias Químicas. Departamento de Ciencias de la Tierra: 229 p.

Andersen, N.; Singer, B.; Jicha, B.; Beard, B.; Johnson, C. y Licciardi, J. 2017. Pleistocene to Holocene Growth of a Large Upper Crustal Rhyolitic Magma Reservoir beneath the Active Laguna del Maule Volcanic Field, Central Chile. *Journal of Petrology* 58 (1): 85-114 p.

Andersen, N.; Singer, B.; Costa, F.; Fournelle, J.; Herrin, J.S. y Fabbro, G.N. 2018. Petrochronologic perspective on rhyolite volcano unrest at Laguna del Maule, Chile. *Earth and Planetary Science Letters* 493: 57-70 p.

Astaburuaga, D. 2014. Evolución estructural del límite mesozoico-cenozoico de la Cordillera principal entre 35° 30'Y 36° S, Región del Maule, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología, 140 p.

Beverage, J. P., y Culbertson, J. K. 1964. Hyperconcentrations of suspended sediment. *Journal of the hydraulics division*, 90(6), 117-128 p.

Bono, L. 2014. Modelación de los lahares del volcán Villarrica en el sector de Pucón, Región de la Araucanía. Memoria de Título. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología, 139 p.

Brüggen, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago. Chile, 374 pp.

Cardona, C.; Tassara, A.; Lara, L.; Thurber, C.; Gil, F. y Morales, S. 2015. Actividad sísmica del Complejo Volcánico Laguna del Maule (Chile). XIV Congreso Geológico Chileno. Actas, 1, 222-225. La Serena. Chile.

Cardona, C.; Tassara, A.; Gil, F.; Lara, L.; Morales, S.; Kohler, P. y Franco, L. 2018. Crustal seismicity associated to rapid surface uplift at Laguna del Maule Volcanic Complex, Southern Volcanic Zone of the Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 353: 83-94 p.

Castruccio, A., y Clavero, J. 2015. Lahar simulation at active volcanoes of the Southern Andes: implications for hazard assessment. *Natural hazards*, N° 77, 693-716 p.

Cembrano, J. y Moreno, H. 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo cuaternario entre los 38°S y 46°S: ¿Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente? VII Congreso Geológico Chile. Actas, 1, 240-244. Concepción. Chile.

Charrier, R.; Ramos, V.; Tapia, F. y Sagripanti, L. 2015. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31° and 37° S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 13-61 p.

Charrier, R.; Wyss, A.; Flynn, J. J.; Swisher III, C.; Norell, M.; Zapatta, F. y Novacek, M. 1996. New evidence for late Mesozoic-early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35°S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(5-6), 393-422 p.

Covacevich, V.; Varela J. y Vergara M. 1976. Estratigrafía y sedimentación de la formación Baños del Flaco al sur del río Tinguiririca, Cordillera de los Andes, Provincia de Curicó, Chile. I Congreso Geológico Chileno. Actas, 1, 191-211. Santiago. Chile.

Dirección General de Aguas de Chile. 2023. Reportes fluviométricos de los caudales medios mensuales.

Drake, R. 1976. Chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes—Latitudes 35 30' to 36 S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 1, N° 3, 265-284 p.

Feigl, K.; Le Mevel, H.; Tabrez Ali, S.; Córdova, L.; Andersen, N.; DeMets, C. y Singer, B. 2014. Rapid uplift in Laguna del Maule volcanic field of the Andean Southern Volcanic Zone (Chile) 2007-2012. *Geophysical Journal International* 196, 885-901 p.

Fierstein, J. En preparación. Laguna del Maule, the world's most postglacially active rhyolitic volcanic field: >60 silicic eruptions in ~15 kyr. United States Geological Survey (USGS) Professional Paper.

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. Memoria de Título. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología, 224 p.

Flynn, J. J.; Wyss, A. R.; Croft, D. A. y Charrier, R. 2003. The Tinguiririca fauna, Chile: Biochronology, paleoecology, biogeography, and a new earliest Oligocene South American land mammal 'age'. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195(3-4), 229-259 p.

Fournier, T.; Pritchard, M.E y Riddick, S.N. 2010. Duration, magnitude and frequency of subaerial volcano deformation events: new results from Latin America using InSAR and a global synthesis. *G³ Geochemistry, Geophysics, Geosystem*. Vol. 11. N°1, 29 p.

Frey, F.A.; Gerlach, D.C.; Hickey, R.L.; López-Escobar, L. y Munizaga, F. 1984. Petrogenesis of the Laguna del Maule volcanic complex, Chile (36°S). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 88 (1-2): 133-149 p.

Gajardo, R. 1994. La Vegetación Natural de Chile. Clasificación y Distribución Geográfica. Editorial Universitaria- CONAF, Santiago. Chile, 165 pp.

Garrido, N. 2012. Determinación de peligro de Flujos de detritos en la Quebrada de Macul, Cuenca de Santiago. Memoria de Título. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología, 105 p.

Gho, R.; Sruoga, P.; Amigo, A.; Fierstein, J.; Elissondo, M.; Kaufman, J.; Toloza, V. y Calderón R. 2019. Peligros del Complejo Volcánico Laguna del Maule. Región del Maule, Chile y Provincias de Mendoza y Neuquén, Argentina. Servicio Nacional de Geología y Minería - Servicio Geológico Minero Argentino. Publicación Geológica Multinacional N°8, 66 p, 1 mapa escala 1:75.000.

González-Ferrán, O. 1995. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar. Santiago, 640 pp.

González, O. y Vergara, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° S. Universidad de Chile, Instituto de Geología. Vol. 24, 116 p.

Griswold, J.P. e Iverson, R.M. 2008. Mobility statistics and automated hazard mapping for debris flows and rock avalanches (ver. 1.1, April 2014): U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2007-5276, 59 p.

Hayashi, J. N., y Self, S. 1992. A comparison of pyroclastic flow and debris avalanche mobility. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B6), 9063-9071 p.

Hickson, C. J.; Ferraris, F.; Rodríguez, C.; Sielfeld, G.; Henriquez, R.; Gislason, T. y Yehia, R. 2011. The Mariposa Geothermal System, Chile. *Geothermal Resources Council Transactions*, 35, 817-825 p.

Hildreth, W. y Moorbath, S. 1988. Crustal contributios to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98(4): 455-489 p.

Hildreth, W.; Godoy, E.; Fierstein, J. y Singer, B.S. 2010. Laguna del Maule Volcanic Field: Eruptive History of a Quaternary basalt-to-rhyolite distributed volcanic field on the Andean rangecrest in central Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 63. Santiago. Chile, 145 p.

Hubbard, B. E.; Sheridan, M. F.; Carrasco-Núñez, G.; Díaz-Castellón, R. y Rodríguez, S. R. 2007. Comparative lahar hazard mapping at Volcan Citlaltépetl, Mexico using SRTM, ASTER and DTED-1 digital topographic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160(1-2), 99-124 p.

Huggel, C.; Schneider, D.; Miranda, P. J.; Granados, H. D. y Kääh, A. 2008. Evaluation of ASTER and SRTM DEM data for lahar modeling: a case study on lahars from Popocatepetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(1-2), 99-110 p.

Ingendesa S.A. 2007. Estudio de Impacto Ambiental Proyecto “Central Hidroeléctrica Los Cóndores”. Endesa, Santiago. Chile, 367 pp.

Instituto Nacional de Estadísticas. 2017. Medio Ambiente, informe anual. Subdirección Técnica. Unidad Estadísticas Medioambientales. Departamento de Comunicaciones e Imagen Corporativa. Santiago. Chile, 206 p.

Iverson, R. M. 1997. The physics of debris flows. *Reviews of geophysics*, 35(3), 245-296 p.

Iverson, R. M.; Schilling, S. P., y Vallance, J. W. 1998. Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geological Society of America Bulletin*, 110(8), 972-984 p.

Keranen, K, M.; Peterson, D. E.; Miller, C. A.; Garibaldi, N.; Tikoff, B. y William-Jones, G. 2016. Magma-tectonic Interaction at Laguna del Maule, Chile. Abstract en American Geophysical Union, Fall Meeting. San Francisco, California. Estados Unidos.

Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile central. Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín N° 8, 95 p.

Köhler, P. 2016. Geología estructural del Complejo Volcánico Laguna del Maule y su control sobre la deformación activa, Región del Maule, Chile. Memoria de Título. Universidad de Concepción. Facultad de Ciencias Químicas. Departamento de Ciencias de la Tierra, 225 p.

Le Mével, H.; Córdova, C.; Ali, S.T.; Feigl, K.; DeMets, C.; Williams-Jones, G.; Tikoff, B. y Singer, B.S. 2013. Unrest within a large rhyolitic magma system at Laguna del Maule Volcanic Field (Chile) from 2007 through 2013: Geodetic measurements and numerical models. *In* American Geophysical Union Fall Meeting, Abstracts 1: p. 2728. San Francisco. Estados Unidos.

Le Mével, H.; Feigl, K.; Córdova, C.; DeMets, C. y Lundgren, P. 2015. Evolution of unrest at Laguna del Maule volcanic field (Chile) from InSAR and GPS measurements, 2003 to 2014. *Geophysical Research Letters* 42 (16): 6590-6598 p.

Lopez-Escobar, L., Cembrano, J., y Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37°- 46°S). *Revista Geológica de Chile* 22(2), 219-234 p.

López-Escobar, L. y Munizaga, F. 1983. Características Geoquímicas y Petrogénesis del Complejo Volcánico Laguna del Maule, Andes del Sur, 36°00'S. *Revista Geológica de Chile*, 19-20 p

Lowe, D. R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *In* *Geology of continental slopes*. Tulsa: SEPM Special publication. Vol. 27, 75-82 p.

Lowe, D. R. 1982. Sediment gravity flows II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of sedimentary research*, 52(1), 279-297 p.

Malin, M. C. y Sheridan, M. F. 1982. Computer-assisted mapping of pyroclastic surges. *Science*, 217(4560), 637-640 p.

Miller, C.; Williams-Jones, G.; Fournier, D. y Witter, J. 2017. 3D gravity inversion and thermodynamic modelling reveal properties of shallow silicic magma reservoir beneath Laguna del Maule, Chile. *Earth and Planetary Science Letters* 459, 14-27 p.

Munizaga, F. 1978. Geología del Complejo Volcánico Laguna del Maule. Memoria de Título. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología, 157 p.

Munizaga, F., y Mantovani, M. 1976. Razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rocas volcánicas pertenecientes al complejo “Laguna del Maule”, Chile Central. I Congreso Geológico Chileno. Actas. Vol. 2, F145-F152 p.

Muñoz, B. y Niemeyer, H. 1984. Hoja Laguna del Maule, Regiones del Maule y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile N° 64: 98 p., 1 mapa escala 1:250.000. Santiago. Chile.

Muñoz-Salinas, E.; Castillo-Rodríguez, M.; Manea, V.; Manea, M. y Palacios, D. 2009. Lahar flow simulations using Laharz program: Application for the Popocatepetl volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182 (1-2): 13-22 p.

Nelson, S. T.; Davidson, J. P.; Heizler, M. T. y Kowallis, B. J. 1999. Tertiary tectonic history of the southern Andes: The subvolcanic sequence to the Tatara–San Pedro volcanic complex, lat 36° S. *Geological Society of America Bulletin*, 111(9), 1387-1404 p.

Rojas, A. 2019. Mineralogía de alteración e hidroquímica del sistema volcánico-hidrotermal Laguna del Maule: implicancias en el riesgo volcánico, alzamiento superficial y recurso geotérmico. Tesis de Magíster en Ciencias y Memoria de Título. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología, 127 p.

Ruiz, C. 2010. Propuesta de planificación ecológica para el sector Laguna del Maule y el corredor Pehuenche en relación a la ruta internacional 115-CH. Comuna de San Clemente, Región del Maule, Chile. Memoria para optar al título de Geógrafo. Universidad de Chile. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Departamento de Geografía, 145 p.

Salazar, C. y Stinnesbeck, W. 2015: Tithonian–Berriasian ammonites from the Baños del Flaco Formation, central Chile, *Journal of Systematic Palaeontology*, 34 p.

Sandoval, J. 2003. El riego en Chile. Gobierno de Chile. Ministerio de Obras Públicas. Dirección de Obras Hidráulicas, 94 p.

Sernageomin online. 2023. Complejo Volcánico Descabezado Grande <https://rnvv.sernageomin.cl/complejo-volcanico-descabezado/>

Schilling, S.P. 1998. LAHARZ, GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones. United States Geological Survey, Open-File Report: 80 p.

Schilling, S.P. 2014. Laharz_py—GIS tools for automated mapping of lahar inundation hazard zones: U.S. Geological Survey Open-File Report 2014-1073, 78 p.

Scott, K.M. 1988. Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system. United States Geological Survey, Professional Paper 1447-A: 74 p.

Scott, K. M. y Vallance, J. W. 1995. Debris flow, debris avalanche and flood hazards at and downstream from Mount Rainier, Washington. U.S. Geological Survey, 12 p.

Singer, B. S.; Andersen, N. L.; Le Mével, H.; Feigl, K. L.; DeMets, C.; Tikoff, B.; Thurber, C.H.; Jicha, B. R., Cardona, C., Córdova, L. y Gil, F. 2014. Dynamics of a large, restless, rhyolitic magma system at Laguna del Maule, Southern Andes, Chile. *GSA Today*. Vol. 24, N° 12: 4-7 p.

Singer, B.; Hildreth, W. y Vincze, Y. 2000. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for early deglaciation of the central Chilean Andes. *Geophysical Research Letters*, 27(11), 1663-1666 p.

Singer, B.S.; Le Mével, H.; Licciardi, J.M.; Córdoba, L.; Tikoff, B.; Garibaldi, N.; Andersen, N.L.; Diefenbach, A. y Feigl, K. 2018. Geomorphic expression of rapid Holocene silicic magma reservoir growth beneath Laguna del Maule, Chile. *Science Advances* 4 (6), 10 p.

Smith, G. y Lowe, D. 1991. Lahars: Volcano-Hydrologic Events and Deposition in the Debris Flow—Hyperconcentrated Flow Continuum. *Sedimentation in Volcanic Settings*. Vol. 45. Society for Sedimentary Geology, 59-70 p.

Stern, C.; Moreno, H.; López-Escobar, L.; Clavero, J.; Lara, L.; Naranjo, J. A.; Parada, M. A. y Skewes, M. A. 2007. Chilean Volcanoes. En: Moreno, T. y Gibbons, W. *The Geology of Chile*. The Geological Society London. 149-178 pp.

Oramas-Dorta, D.; Toyos, G.; Oppenheimer, C.; Pareschi, M. T.; Sulpizio, R. y Zanchetta, G. 2007. Empirical modelling of the May 1998 small debris flows in Sarno (Italy) using LAHARZ. *Natural Hazards*, 40, 381-396 p.

Pierson, T. C.; Costa, J. E. y Vancouver, W. 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Geological Society of America*. Vol. 7, 1-12 p.

Pierson, T. C.; Janda, R. J.; Thouret, J. C. y Borrero, C. A. 1990. Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41(1-4), 17-66 p.

Vallance, J. W. 2000. Lahars. En *The encyclopedia of volcanoes* Academic Press. Primera Edición, 601-616 p.

Vallance, J. W. e Iverson, R. M. 2015. Lahars and their deposits. En *The encyclopedia of volcanoes*. Academic Press. Segunda Edición, 649-664 p.

Velozo, L., 1988. Características Geomorfológicas del área de la Laguna del Maule. VII Región. *Revista de Geografía Norte Grande* N° 15: 7-10 p.

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

Wan, Y.; Xu, J. y Pan, B. 2012. Define the energy cone threshold and extent of Tianchi volcano. *Journal of Earth Science*, 23(5), 768-774 p.

Webb, R., Magirl, C., Griffiths, P. y Boyer, D. 2008. Debris flows and floods in southeastern Arizona from extreme precipitation in July 2006; magnitude, frequency, and sediment delivery. U.S. Geological Survey. Open-File Report 2008-1274, 95 p.

Widiwijayanti C.; Voight B.; Hidayat D. y Schilling S.P. 2009 Objective rapid delineation of areas at risk from block-and-ash pyroclastic flows and surges. *Bull Volcanology* 71, 687–703 p.

Worni R.; Huggel C.; Stoffel M. y Pulgarin, B. 2012. Challenges of modeling current very large lahars at Nevado del Huila, Colombia. *Bull Volcanology* 74, 309–324 p.



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA**



ANEXO

Memoria para optar al Título de Geólogo

Belén Alejandra Arratia Orellana


Profesor Patrocinante: Dr. José Luis Palma Lizana
Profesores Comisión:

Concepción, 2023

Índice de Anexos

ANEXO	Página
1. Descripciones macroscópicas de muestras recolectadas en terreno.....	115

ANEXO. DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA DE MUESTRAS RECOLECTADAS EN TERRENO.

MUESTRA: M1P1D1 (rle)					
					
COORDENADAS	18H 0360026 6012597		LOCALIDAD	Loma Los Espejos	
CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL	Pómez vítrea		CLASIFICACIÓN TEXTURAL	Pómez reticulada	
FÁBRICA	Gransoportada		SELECCIÓN	Buena	
Características Generales					
Aspecto:	Vítreo		Grado de compactación:	Bajo	
Color:	Fresco: blanco brillante		Grado de alteración:	Moderado	
	Alterado: pardo		Estructuras primarias:	Vesículas reticulares	
Densidad:	Baja		Observaciones: Descripción realizada en muestra de mano con lupa de 14x.		
Textura: vitroclástica	Bomba/bloques	0%			
	Lapilli	0%			
	Ceniza	100%			
Composición					
Cristales	0%	Fragmentos líticos	0%	Vidrio	100%
				Vidrio fino	100%

MUESTRA: M2P1D1(rep)



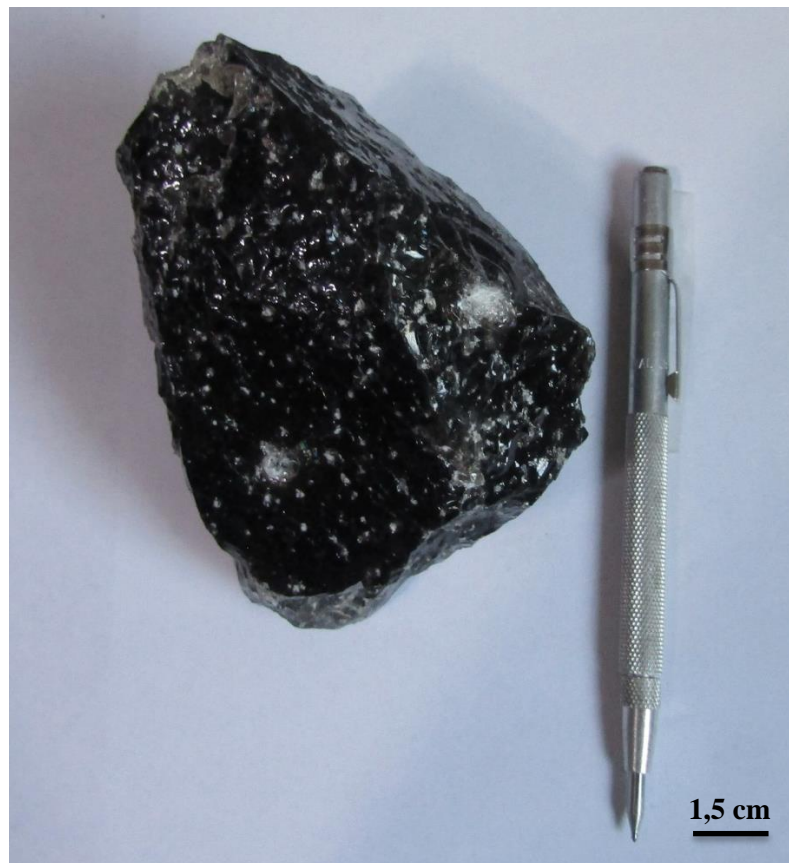
COORDENADAS	18H 0360351 6012486	LOCALIDAD	Ruta CH-115 al Este del Paso Pehuenche	
CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL		Riolita de Biotita		
Características Generales				
Color:	Fresco: gris claro	Grado de alteración:	Alto	
	Alterado: pardo rosáceo	Estructuras primarias:	bandeamiento	
Densidad:	Moderada	Observaciones: Muestra presenta bandeamiento milimétrico de color rosáceo oscuro. Descripción realizada en muestra de mano con lupa de 14x.		
Textura:	Porfídica			
Composición				
Fenocristales	30		Masa fundamental	70
Cristales	%	Forma de los cristales	Componentes	%
Plagioclasa	5	Subhedral		
Biotita	5	Euhedral	Vidrio fino	70
Cuarzo	20	Anhedral		

MUESTRA: M3P1D1(a) (rle)



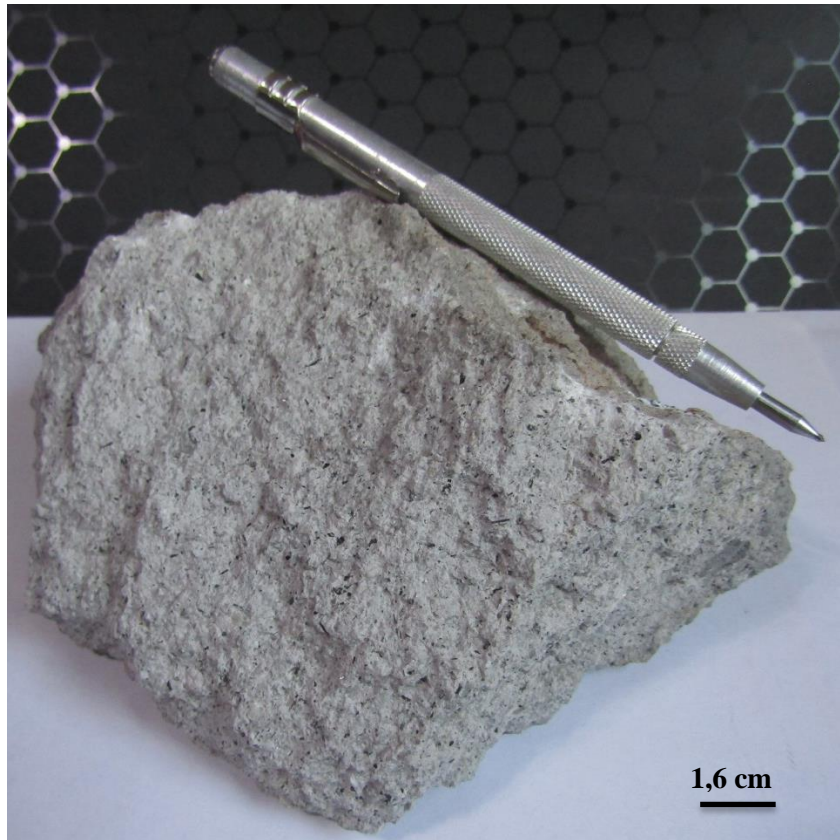
COORDENADAS	18H 0360128 6012609	LOCALIDAD	Loma Los Espejos	
CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL		Riolita		
Características Generales				
Color:	Fresco: gris claro	Grado de alteración:	Moderado	
	Alterado: gris rosáceo	Estructuras primarias:	No	
Densidad:	moderada	Observaciones: Muestra presenta alteración externa e interior se encuentra inalterado. Descripción realizada en muestra de mano con lupa de 14x.		
Textura:	Porfídica; vítrea			
Composición				
Fenocristales	50%		Masa fundamental	50%
Cristales	%	Forma de los cristales	Componentes	%
Cuarzo	49	Anhedral	Vidrio volcánico	50
Biotita	1	Euhedral		

MUESTRA: M3P1D1(b) (rle)



COORDENADAS	18H 0360128 6012609	LOCALIDAD	Loma Los Espejos		
CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL	Obsidiana	CLASIFICACIÓN TEXTURAL	-		
FÁBRICA	-	SELECCIÓN	-		
Características Generales					
Aspecto:	Vítreo		Grado de compactación:	Alto	
Color:	Fresco: negro brillante		Grado de alteración:	Bajo	
	Alterado: negro brillante		Estructuras primarias:	Esferulitas	
Densidad:	Moderada		Observaciones: Muestra presenta desvitrificación esferulítica. Descripción realizada en muestra de mano con lupa de 14x.		
Textura: Vítrea	Bomba/bloques	-			
	Lapilli	-			
	Ceniza	-			
Composición					
Cristales	0%	Fragmentos líticos	0%	Vidrio	100%
				Vidrio amorfo	100%

MUESTRA: M1P2D1 (rdop)



COORDENADAS	18H 0359241 6013858	LOCALIDAD	Aduana Paso Pehuenche	
CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL		Riolita de Biotita		
Características Generales				
Color:	Fresco: gris claro	Grado de alteración:	Moderada	
	Alterado: pardo rosáceo	Estructuras primarias:	No	
Densidad:	Moderada a alta	Observaciones: Muestra presenta enclaves de rocas posiblemente andesíticas. Descripción realizada en muestra de mano con lupa de 14x.		
Textura:	Porfídica			
Composición				
Fenocristales	35%		Masa fundamental	65%
Cristales	%	Forma de los cristales	Componentes	%
Biotita	7	Euhedral	Vidrio fino	63
Anfibola	3	Euhedral	Enclaves máficos	2
Plagioclasa	10	Euhedral a subhedral		
Cuarzo	15	Anhedral		

MUESTRA: M2P2D1 (bec)



COORDENADAS	18H 0359241 6014004	LOCALIDAD	Aduana Paso Pehuenche	
CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL		Basalto		
Características Generales				
Color:	Fresco: gris oscuro	Grado de alteración:	Moderada a alta	
	Alterado: pardo	Estructuras primarias:	No	
Densidad:	Moderada	Observaciones: Muestra presenta cristales de olivino que están alterados a óxidos de Fe. Descripción realizada en muestra de mano con lupa de 14x.		
Textura:	Porfídica			
Composición				
Fenocristales	20%		Masa fundamental	80%
Cristales	%	Forma de los cristales	Componentes	%
Plagioclasa	17	Euhedral a subhedral	Vidrio volcánico	75
Olivino	3	Euhedral	Plagioclasa	5

MUESTRA: M1P3D1 (Tiga)



COORDENADAS	18H 0359740 6015969	LOCALIDAD	Mirador Monjes Blancos
CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL	Toba vítrea de biotita	CLASIFICACIÓN TEXTURAL	Lapillita tobácea
FÁBRICA	Matriz soportada	SELECCIÓN	Buena

Características Generales

Aspecto:	Vítreo	Grado de compactación:	Medio	
Color:	Fresco: gris blanquecino	Grado de alteración:	Bajo	
	Alterado: gris claro a rosáceo	Estructuras primarias:	No	
Densidad:	Moderada	Observaciones: muestra bien compacta y con abundantes cristales. Descripción realizada en muestra de mano con lupa de 14x.		
Textura:	Bombas/bloques			0%
	Lapilli			50%
	Ceniza	50%		

Composición

Cristales	40%	Fragmentos líticos	5%	Vidrio	55%
Plagioclasa	19%	Volcánicos indiferenciados	1%	Vidrio fino	55%
Biotita	5%	Volcánicos andesíticos	4%		
Anfibola	1%				
Cuarzo	10%				
Alteración de arcillas	5%				

MUESTRA: M1P4D1 (msm)



COORDENADAS	18H 0358126 6019723	LOCALIDAD	Salto del Maule	
CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL		Basalto de olivino		
Características Generales				
Color:	Fresco: gris oscuro	Grado de alteración:	Moderada	
	Alterado: pardo rojizo	Estructuras primarias:	No	
Densidad:	Moderada	Observaciones: Se observan pequeñas vesículas. La alteración es sólo externa, en su interior los cristales de plagioclasa y olivino se encuentran en perfectas condiciones. Destaca la zonación de los cristales de plagioclasa visibles aún a ojo descubierto. Descripción realizada en muestra de mano con lupa de 14x.		
Textura:	Porfídica a vesicular			
Composición				
Fenocristales			Masa fundamental	85%
Cristales	%	Forma de los cristales	Componentes	%
Plagioclasa	10	Euhedral	Vidrio volcánico	85
Olivino	5	Euhedral		

MUESTRA: M1P1D2 (meb)



COORDENADAS	18H 0355530 6021922	LOCALIDAD	Acantilado de la confluencia entre los ríos Maule y Campanario.	
CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL		Andesita de olivino		
Características Generales				
Color:	Fresco: gris negruzco	Grado de alteración:	Moderado	
	Alterado: gris pardo	Estructuras primarias:	Cristales en cúmulos	
Densidad:	Moderada a alta	Observaciones: Se observan cúmulos de plagioclasa – cuarzo. Alteración es más bien una costra externa y su interior se encuentra prácticamente sin alterar. Descripción realizada en muestra de mano con lupa de 14x.		
Textura:	Porfídica y levemente vesicular			
Composición				
Fenocristales	25%		Masa fundamental	75%
Cristales	%	Forma de los cristales	Componentes	%
Plagioclasa	18	Euhedral a subhedral	Plagioclasa	25
Olivino	4	Euhedral	Cuarzo	<1
Anfibola	1	Euhedral	Vidrio volcánico	45
Cuarzo	1	Anhedral		

MUESTRA: MIP2D2 (igcc)



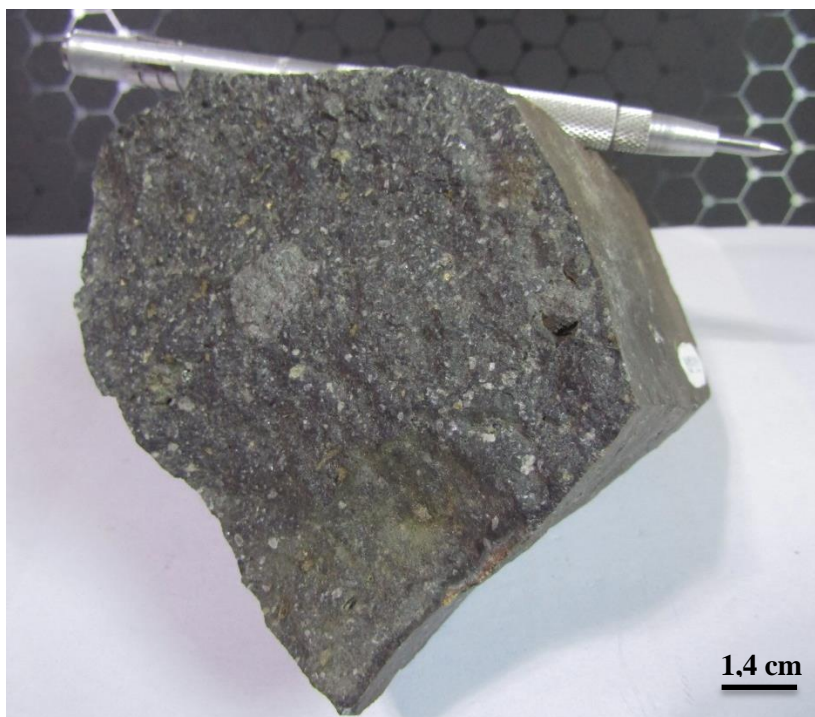
COORDENADAS	18H 0356154 60211272	LOCALIDAD	Muela del Diablo, Río Maule
CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL	Toba vítrea	CLASIFICACIÓN TEXTURAL	Lapillita tobácea
FÁBRICA	Matriz soportada	SELECCIÓN	Mala

Características Generales

Aspecto:	Detrítico		Grado de compactación:	Muy bajo
Color:	Fresco: pardo rosáceo		Grado de alteración:	Bajo
	Alterado: pardo oscuro		Estructuras primarias:	No
Densidad:	Baja		Observaciones: muestra muy disgregable, pero con una costra externa endurecida. Descripción realizada en muestra de mano con lupa de 14x.	
Textura:	Bombas /bloques	0%		
	Lapilli	30%		
	Ceniza	70%		

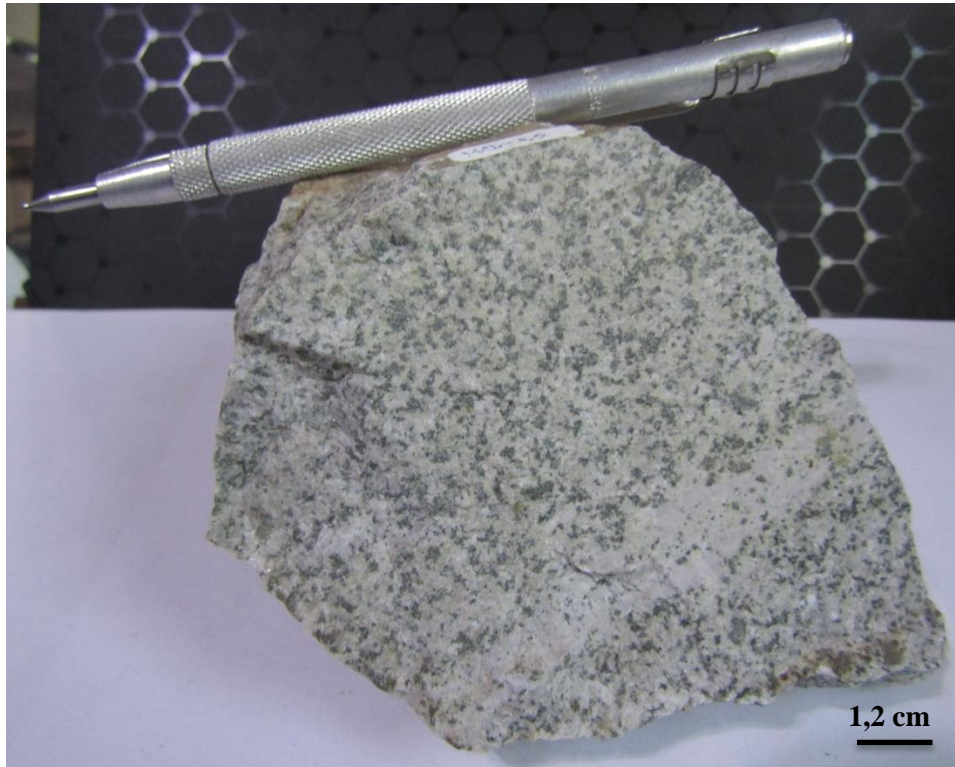
Composición

Cristales	20%	Fragmentos líticos	15%	Vidrio	65%
Plagioclasa	20%	Volcánicos indiferenciados	15%	Líticos de pómez negra	5%
				Líticos de pómez blanca	15%
				Obsidiana	3%
				Vidrio fino	42%

MUESTRA: M2P1D2 (avm)

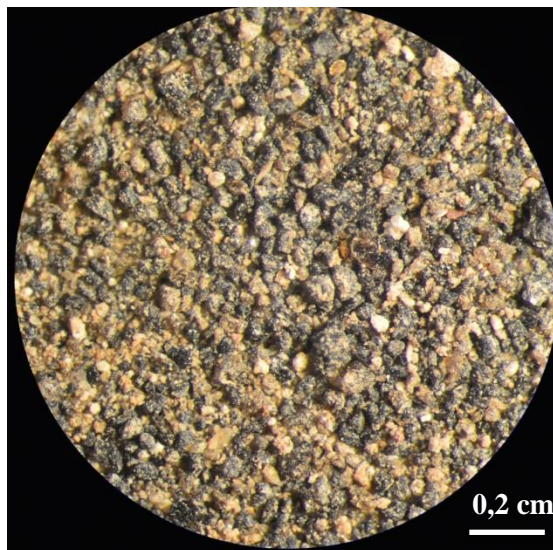
COORDENADAS	18H 0355776 6021687	LOCALIDAD	Acantilado de la confluencia entre los ríos Maule y Campanario	
CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL		Andesita de piroxeno y olivino		
Características Generales				
Color:	Fresco: negro	Grado de alteración:	pervasivo	
	Alterado: pardo	Estructuras primarias:	enclaves	
Densidad:	alta	Observaciones: Roca fuertemente alterada, tanto externamente como en su interior: fenocristales de plagioclasas alterados a arcillas, olivinos alterados a óxidos de Fe. Es posible reconocer enclaves de roca atrapados por la lava. Descripción realizada en muestra de mano con lupa de 14x.		
Textura:	Porfídica			
Composición				
Fenocristales	30%		Masa fundamental	70%
Cristales	%	Forma de los cristales	Componentes	%
Plagioclasa	12	Euhedral	Vidrio volcánico	70
Piroxeno	10	Euhedral		
Olivino	6	Euhedral a subhedral		
Anfíbola	1	Euhedral		
Cuarzo	1	Anhedral		

MUESTRA: M1P5D2 (Kgi)



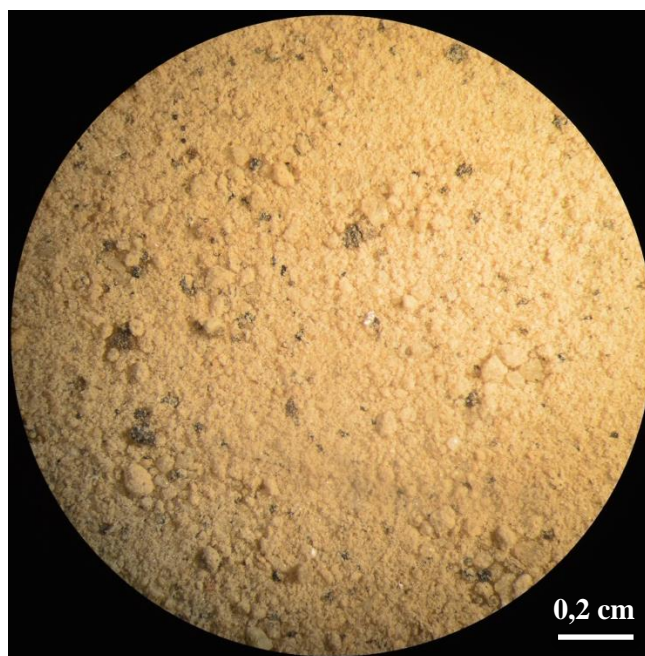
COORDENADAS	18H 0348816 6028156	LOCALIDAD	Río de La Plata
CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL		Granito de anfíbola	
Características Generales			
Color:	Fresco: gris verdoso	Grado de alteración:	Moderada a alta
	Alterado: pardo amarillento	Estructuras primarias:	No
Densidad:	Moderada	Observaciones: Muestra presenta alteración típica Albita-Clorita-Epidota-Sericita. Además se encuentra intruida por diques rosa pálido de composición aplítica. Descripción realizada en muestra de mano con lupa de 14x.	
Textura:	Hipidiomórfica granular		
Composición			
Cristales	%	Forma de los cristales	Alteración
Cuarzo	20	Anhedral	-
Plagioclasa	50	Subhedral	Arcillas
Feldespato Potásico	10	Subhedral	-
Anfíbola	19	Subhedral	Clorita
Epidota	1	Subhedral	-

MUESTRA: RG160218-3B



COORDENADAS	18H 0350121 6027535		LOCALIDAD	Borde N de Río Maule		
CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL			Ceniza de escoria y obsidiana			
Características Generales						
Color:	Fresco: negro grisáceo		Selección:		Buena	
	Alterado: -		Estructuras primarias:		No	
Tamaño de los componentes	Bombas /bloques	0%	Observaciones: escorias son muy rugosas y algunas están moderadamente alteradas a arcillas pardas. Líticos indiferenciados y plagioclasas presentan fuerte alteración a arcillas.			
	Lapilli fina	2%				
	Ceniza	98%				
Composición	%	Tamaño (mm)			Forma	
		Máximo	Mínimo	Moda	Redondez	Esfericidad
Cristales	7					
Plagioclasa	2	2	0,5	1	Subangular	Subdiscoidal
Olivino	5	1	0,5	0,5	Subangular	Esférico
Líticos	3					
Indiferenciados	3	4	0,5	1	Subredondeados	Subdiscoidal
Vidrio	90					
Escoria	40	5	0,5	1	Angular	Subdiscoidal
Obsidiana	50	3	0,5	1	Angular	Subdiscoidal

MUESTRA: RG160218-3D



COORDENADAS	18H 0350121 6027535	LOCALIDAD	Borde N de Río Maule			
CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL		Ceniza				
Características Generales						
Color:	Fresco: blanco amarillento	Selección:			Muy buena	
	Alterado: -	Estructuras primarias:			No	
Tamaño de los componentes	Bombas /bloques	0%		Observaciones: -		
	Lapilli	0%				
	Ceniza	100%				
Composición	%	Tamaño (mm)			Forma	
		Máximo	Mínimo	Moda	Redondez	Esfericidad
Cristales	8					
Plagioclasa	7	1	0,3	0,5	Subredondeado	Discoidal
Biotita	1	0,5	-	0,5	Angular	Prismático
Líticos	5					
Indiferenciados	5	1	0,5	0,5	Subangular	Subdiscoidal
Vidrio	88					
Vidrio fino	88	-	-	-	Subangular	Discoidal

