



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE ARQUITECTURA Y URBANISMO
ESCUELA DE POSTGRADO

**INTERACCIONES GLACIOVOLCÁNICAS: AMENAZAS DE
LAHARES ASOCIADOS A LOS GLACIARES DEL VOLCÁN
TUPUNGATITO.**

**Tesis para optar al grado de Magíster en Geografía Mención Recursos
Territoriales.**

Autor:

David Farías Barahona

Profesor Guía:

Francisco Ferrando Acuña
Universidad de Chile

Santiago, Chile
2016

Agradecimientos.

Agradezco a Dios por todo!....

Quisiera agradecer al profesor Dr. Francisco Ferrando por su colaboración en la orientación del proyecto, así como también en las constructivas sugerencias. Agradecer también al Dr. Gino Casassa por los datos de radar terrestre, sugerencias e interpretación de datos. Agradezco también al Volcanólogo Dr. Jorge Clavero por su tiempo y por resolver siempre amablemente mis dudas.

Agradezco también a los profesores del Departamento de Geografía de la U. de Chile, de quienes pude adquirir invaluable conocimientos y experiencias, especialmente al profesor José Araya-Vergara, Dr. Francisco Ferrando, Dr. Andrés Rivera. También agradecer a los amigos y colegas con cuales también puede aprender del fabuloso mundo de los glaciares, especialmente a Marius Schaefer, Thomas Loriaux, Jorge Huenante a quien agradezco su ayuda y conocimiento en los métodos geofísicos en el estudio de glaciares, Felipe Napoleoni, Fernando Gimeno por su amabilidad en la implementación del software, Dennys Caro, Claudio Bravo quien siempre gentilmente me proporcionaba información actualizada en el estudio de glaciares, Pablo Iribarren. También al Dr. Francisco Gutiérrez por proporcionarme información del área de estudios, agradezco al Dr. Pablo Sarricolea por su gestión como coordinador del Magister en Geografía.

También agradecer al grupo de Glaciología de la Dirección General de Aguas, en la facilitación de datos.

Finalmente, esto va dedicado a mi Julia y familias... FIL413.

RESUMEN

En el presente trabajo se determinan y analizan las características glaciológicas y su relación con el volcanismo en el volcán Tupungatito ($33,4^{\circ}$ S – $69,8^{\circ}$ W; 5682 m snm), ubicado en la región metropolitana a unos ~80 km de la ciudad de Santiago. Como antecedente preliminar se trataría de un estratovolcán. Los datos obtenidos de radar permitirían identificar que se trata de una caldera con dos cuencas glaciares, cuyas lenguas glaciares se conocen como el glaciar Tupungatito y glaciar Azufre, dicha caldera evidencia estructuras morfológicas constructivas volcánicas generadas post-colapso.

El Volcán Tupungatito tiene un área glaciar total de $16,95 \text{ km}^2$. Se analizaron las variaciones recientes que han experimentado ambos glaciares desde 1956 al 2014, los análisis son realizados mediante fotografías aéreas HYCON e imágenes satelitales Landast TM, ETM+, OLI y ASTER. Se determinó que el glaciar Azufre presenta una tasa de retroceso de $44,31 \text{ m/año}$ y el glaciar Tupungatito $5,17 \text{ m/año}$, adicionalmente se analizaron los cambios de elevación entre la topografía IGM y mediciones GPS geodésico en la caldera volcánica en los años 1956 y 2011, indicando una tasa de adelgazamiento de $19,1 \pm 5 \text{ m}$. En los análisis se identifica en la zona de ablación del glaciar Tupungatito una avalancha volcánica/detrítica presente desde la década del 70 que correspondería más bien a los movimientos gravitacionales producto de la meteorización física que a la actividad volcánica reciente. Por lo tanto, las tendencias encontradas en los análisis realizados, corresponderían al aumento de la T° a nivel planetario en respuesta al cambio climático, ya que no existe una correlación entre las erupciones y las características glaciológicas determinadas. Sin embargo, de acuerdo a lo impredecible de las magnitudes de las erupciones volcánicas y la amenaza que significa un volumen de hielo de este orden en una ciudad tan poblada como Santiago. Ante la ausencia de estudios geológicos previos que indiquen lahares antiguos se experimentan cuatro escenarios de flujos laháricos como consecuencia de una posible gran erupción. Dos escenarios como punto de inicio de erupción en el glaciar Azufre y dos escenarios como punto de inicio de erupción en el glaciar Tupungatito, los cuales fueron estimados con IEV <5 y modelados con el software LAHARZ. El escenario N°1 y 3 indica como resultado un área de inundación de $153,54$ y $140,66 \text{ km}^2$ y fue estimado con volumen eq. agua inicial de $0,54 \text{ km}^3$. El escenario N°2 y 4 indican como resultado un área de inundación de $39,55$ y $37,08 \text{ km}^2$ y fue estimado con volumen eq. agua inicial de $0,056 \text{ km}^3$. Los escenarios N°1 y 3 son que se evalúan como mayor amenaza para la región Metropolitana ya que podrían afectar la zona sur del gran Santiago.

Índice de Contenidos

1. Introducción	1
2. Planteamiento del problema	3
3. Antecedentes	4
3.1. Área de estudios	4
3.1.1. Antecedentes preliminares Volcán Tupungatito.	5
3.1.2. Antecedentes cuenca Colorado: Evento Parraguirre	8
3.2. Volcanismo	12
3.2.1. Contexto volcánico general	12
3.2.1.1. Volcanismo en la zona volcánica sur (SVZ 33°S-46°S)	13
3.2.1.2. Zona volcánica sur norte (33°,3° S – 34,4° S)	13
3.2.2. Tipos erupciones volcánicas	14
3.2.2.1. Erupciones hidrovulcánicas	16
3.2.2.2. Índice volcánico de explosividad (VEI)	18
3.3. Glaciología	19
3.3.1. Contexto general	19
3.3.2. Sistema glaciar	22
3.3.3. Nieve, hielo y su transformación	23
3.3.3.1. Clasificación térmica de los glaciares	25
3.3.3.2. Clasificación zonal glaciar	26
3.3.4. Dinámica glaciar	27
3.4. Interacciones glaciovolcánicas	31
3.4.1. Modelos de las interacciones de hielo-volcán	32
3.4.2. Efectos de los cambios de espesores de hielo por la actividad volcánica	33
3.4.3. Efectos de la actividad volcánica en la capas de hielo y glaciares	34
3.5. Amenazas glaciovolcánicas: Lahares	35

3.5.1.	Definición de Lahar	35
3.5.2.	Casos de eventos Laháricos en Chile	37
3.5.2.1.	Volcán Planchón-Peteroa-Azufre lahares y avalanchas volcanicas	37
3.5.2.2.	Lahares volcán Villarrica	39
3.5.2.3.	Lahares volcán Calbuco	42
3.5.2.4.	Lahares volcán Chaitén	44
3.5.2.5.	Lahares Volcán Hudson	45
4.	Hipótesis y objetivos	47
4.1.	Hipótesis	47
4.2.	Objetivo General	48
4.3.	Objetivos específicos	48
5.	Materiales y metodología	49
5.1.	Materiales	49
5.1.1.	Modelos de elevación (DEM)	49
5.1.1.1.	ASTERGDEM	49
5.1.1.2.	SRTM	50
5.1.1.3.	IGM	51
5.1.2.	Softwares	52
5.1.2.1.	ArcGis 10	52
5.1.2.2.	ENVI 4.7	52
5.1.2.3.	MATLAB	52
5.1.2.4.	REFLEXW	52
5.1.3.	Imágenes Satelitales	53
5.1.3.1.	ASTER	53

5.1.3.2.	Landsat MSS, ETM, ETM+, OILS	53
5.1.3.3.	MODIS	53
5.1.4.	Modelos numéricos	55
5.1.4.1.	LAHARZ	55
5.2.	Metodología	57
5.2.1.	Sensores remotos	59
5.2.2.	Espesores de hielo	61
5.2.2.1.	Funcionamiento GPR	61
5.2.2.1.1.	GPR Terrestre	64
5.2.2.1.2.	GPR Aéreo	65
5.2.3.	Estimación de volumen de hielo	67
5.2.4.	Topografía superficial	68
5.2.5.	Balance de masa	69
5.2.5.1.	Balance de masa geodésico	69
5.2.6.	Modelación de lahares	70
5.2.7.	Determinación de otros elementos disponibles para eventuales lahares.	70
6.	Resultados	71
6.1.	Caracterización glaciológica	71
6.1.1.	Área glaciár	71
6.1.2.	Línea de equilibrio glaciares Tupungatito y Azufre	72
6.1.3.	Cobertura detrítica	73
6.1.4.	Cambios frontales y avalancha volcánicas recientes	74
6.1.5.	Cambios de elevación	78
6.1.6.	Balance de masa geodésico	78

6	6.2. Volumen de hielo volcán Tupungatito	80
	6.2.1. Radar terrestre	81
	6.2.2. Radar Aéreo	81
	6.3. Caracterización Volcánica	87
	6.4. Modelación de flujos laháricos mediante Laharz	90
	6.4.1. Escenario N°1	92
	6.4.2. Escenario N°2	93
	6.4.3. Escenario N°3	93
	6.4.4. Escenario N°4	94
	6.4.5. Limitaciones software Laharz	94
	6.5. Estimación de otras fuentes hídricas	96
	6.5.1. Cobertura nival	96
	6.5.2. Caudales de los afluentes	99
7.	Discusión	103
	7.1. Caracterización glaciar Tupungatito	103
	7.2. Modelación Lahares	105
8.	Conclusiones	109
9.	Referencias	111

Índice de Tablas

Tabla N°1	Índice volcánico de explosividad	19
Tabla N°2	Parámetros glaciológicos	72
Tabla N°3	Análisis de cruces entre datos medidos con radar aéreo y radar terrestre medidos en la caldera del volcán Tupungatito (Datos comparados por Geostudios).	84
Tabla N°4	Cálculo de los volúmenes por cada microcuenca	89

Índice de figuras

Figura N°1	Área de estudios (Imagen satelital ASTER Sept. 2009)	4
Figura N°2	Fotografía Caldera Volcán Tupungatito. Febrero 2011	7
Figura N°3	Área de impacto generado por la avalancha de roca generado por el colapso de la zona superior del Estero Parraguirre.	9
Figura N°4	Condiciones meteorológicas asociada a la avalancha de rocas del Estero Parraguirre en 1987. Este evento tuvo lugar durante el segundo periodo más lluvioso entre 1977-2010. Los datos han sido extrapolados de la estación el Yeso.	10
Figura N°5	Esquema de la ruptura e inicio de la avalancha de rocas de la zona alta del estero Parraguirre.	11
Figura N°6	Daños provocados en Río Colorado por la avalancha de rocas en el estero Parraguirre	11
Figura N°7	División zonal volcánica	14
Figura N°8	Clasificación de tipos de erupción volcánicas	15
Figura N°9	Clasificación de Seligman (1936) densidades de materiales presentes en el glaciar.	25
Figura N°10	Zonas de un glaciar de acuerdo a clasificación de Benson	27
Figura N°11	Diagrama flujo del hielo	29
Figura N°12	Flujos laháricos cuenca del río Teno. (a) interpretación MacPhil. 1973; (b) interpretación Tormey 2010.	39
Figura N°13	Mapa geológico volcán Villarrica	41

Figura N°14	Flujos laháricos volcán Villarrica	41
Figura N°15	Flujos laharicos, volcán Calbuco	43
Figura N°16	Fotografía de Lara (2009), y NASA	45
Figura N°17	Vista área Volcán Hudson	49
Figura N°18	Modelo semiempírico, sección transversal (A), Planimetría (B), L/H describe la razón de la distancia de la zona de peligro	56
Figura N°19	Tabla con los flujos de volúmenes laháricos con los cuales el modelo LAHARZ se diseñó.	58
Figura N°20	(a) Esquema de los radares terrestres, (DGA, 2008). (b) mediciones de radar 2011	63
Figura N°21	Ubicación de los perfiles levantados con GPR, año 2011.	64
Figura N°22	Sistema de radar aéreo UMAIR de 50 hz (Carlina I)	66
Figura N°23	Base geodésica instalada en el volcán Tupungatito.	68
Figura N°24	Cobertura detrítica de los glaciares estudiados	73
Figura N°25	Fluctuaciones glaciar Azufre, (a) variaciones recientes, (b) frente 1955, (c) frente 1986, (d) frente 2010.	75
Figura N°26	Fluctuaciones glaciar Tupungatito, (a) variaciones recientes, (b) frente 1955, (c) frente 1986, (d) frente 2010.	76
Figura N°27	Avalancha de volcánicas/detrítica ocasionada por las erupciones y actividad volcánica, glaciar Tupungatito.	77
Figura N°28	Topografía superficial IGM, transecta medida con GPS año 2011.	79
Figura N°29	Radargrama migrado	80
Figura N°30	Radargrama interpretado	80
Figura N°31	Líneas de vuelo y perfiles obtenidos mediante radar aéreo	81
Figura N°32	Radargrama e interpretación perfil P1-P1´.	82
Figura N°33	Radargrama e interpretación perfil P2-P2´.	82
Figura N°34	Radargrama e interpretación perfil P3-P3´.	82
Figura N°35	Perfil topográfico superficial y subglaciar de espesores volcán Tupungatito P1-P1´.	83
Figura N°36	Perfil topográfico superficial y subglaciar de espesores volcán Tupungatito P2-P2´.	83
Figura N°37	Perfil topográfico superficial y subglaciar de espesores volcán Tupungatito P3-P3´.	83

Figura N°38	Comparación entre los volúmenes de hielo de calderas volcánicas determinados con radar aéreo y ecuación Chen & Ohmura (1990).	86
Figura N°39	Interpolación de los datos de espesor	86
Figura N°40	Perfil Tupungatito P2-P2' e interpretación	87
Figura N°41	Microcuencas subglaciares	89
Figura N°42	Perfil longitudinal glaciar Tupungatito, escenarios N°1 y N°2	90
Figura N°43	Perfil longitudinal glaciar Tupungatito, escenarios N°3 y N°4	91
Figura N°44	Área de inundación lahárica escenario N° 1	92
Figura N°45	Área de inundación lahárica escenario N° 2	93
Figura N°46	Área de inundación lahárica escenario N° 3	94
Figura N°47	Área de inundación lahárica escenario N° 4	95
Figura N°48	Cobertura nival determinada mediante imágenes MODIS	97
Figura N°49	Cobertura nival disponible en un eventual Lahar, escenarios N°1 y N°2	98
Figura N°50	Cobertura nival disponible en un eventual Lahar, escenarios N°3 y N°4	98
Figura N°51	Ubicación de las estaciones fluviométricas DGA, cuenca del Colorado	99
Figura N°52	Caudal medio mensual comprendido entre 2001-2014, estación fluviométrica Río Colorado antes junta Río Maipo	100
Figura N°53	Caudal medio mensual comprendido entre 2001-2014, estación fluviométrica Río Colorado antes junta Olivares	101
Figura N°54	Caudal medio mensual comprendido entre 2001-2014, estación fluviométrica Río Olivares antes junta Río Colorado	101
Figura N°55	Modelación de flujos laháricos, escenario N°1.	102
Figura N°56	Modelación de flujos laháricos, escenario N°3.	102



1. Introducción

Estudios recientes indican que gran parte de los glaciares están retrocediendo en todo el mundo (Kaltenborn et al., 2010; Haeberli, 2004; Dyurgerov y Meier 1997a; Vaughan et al., 2013). La importancia del estudio de los glaciares no solo radica desde el punto de vista hídrico al considerar su rol como reservorios de agua dulce y por lo tanto la mantención de los caudales en periodos de baja precipitación, su efecto en el ascenso del nivel del mar, sino también como potenciales amenazas en diversas formas de peligros asociados, incluyendo el volcanismo.

Los glaciares presentes en sistemas volcánicos activos son agentes que inducen importantes efectos en la geomorfología local, donde se incluye los procesos erosivos de los edificios volcánicos, inestabilidad gravitacional de los mismos hasta la generación de lahares.

Desde 1532 más de 25.000 personas han muerto como consecuencia de las más de 600 erupciones registradas por los volcanes andinos. Potencialmente la cantidad de víctimas podría ser mucho mayor pues más de 20 millones de personas viven a menos de 100 km de distancia de un volcán activo en los Andes, principalmente en los valles interandinos de Colombia, Ecuador y la depresión Centro-Sur de Chile (Stern et al., 2004).

Los lahares son amenazas que pueden traer devastadoras consecuencias. Por ejemplo, la catástrofe provocada por la erupción del volcán Nevado del Ruiz en Colombia el 13 de noviembre de 1985 provocó la muerte de alrededor de 22.000 personas (Voight 1990, Parra y Cepeda 1990), debido a la interacción de piroclastos



con nieve y hielo liberando entre 30 y 50 millones de m³ de material (Thouret et al., 2007).

En la región Metropolitana de Santiago, el Volcán Tupungatito constituye uno de los tres mayores complejos volcánicos en la parte norte de la zona volcánica sur, junto al San José – Marmolejo y Maipo, todos ubicados en la cabecera del río Maipo (Stern et al., 2004). En la caldera del volcán Tupungatito se ha desarrollado una extensa masa de hielo con características de caldera, cuyas lenguas glaciares descargan todas hacia el oeste aportando su caudal al sistema hidrográfico de los ríos Colorado y posteriormente al río Maipo (González-Ferrán 1995).

Este centro volcánico corresponde a una caldera compuesta, de edad Pleistocena-reciente con una caldera de unos 5 km de diámetro casi enteramente cubierta por hielo. Al noroeste de ella existen algunos cráteres activos generados en el Holoceno reciente (González-Ferrán 1995), producto de lo cual existe una zona desprovista de hielo. En el sector, desde hace por lo menos 1 siglo se registra actividad fumarólica continua, con marcado olor a ácido sulfuroso (Risopatrón, 1924; González-Ferrán, 1987), lo que corrobora el estado activo del complejo.

Las características estructurales, composición de los magmas (andesítico-basáltico) y el comportamiento de la actividad histórica de este centro eruptivo indican que podría ser considerado como de baja peligrosidad en cuanto a las magnitudes que pueden alcanzar sus erupciones. Sin embargo, por las características morfológicas de su emplazamiento y cubierta de hielo, constituye un centro eruptivo de alto riesgo (González-Ferrán 1995), debido a que desagua en el río Maipo y a que éste



atraviesa territorios pertenecientes a varias comunas del sector de la Región Metropolitana, donde habitan más de 6 millones de personas (Stern et al., 2004).

2. Planteamiento del problema

En la parte Norte de la Zona Volcánica Sur (NZVS lat. 33,3°-34,4° S) de Chile existen diversos volcanes activos que alojan un número importante de glaciares. Ejemplo de ello son el Nevado Piuquenes, Marmolejo, Tupungato, Tupungatito, Cerro Alto, San José, Maipo. Estos últimos registran una alta actividad eruptiva histórica y reciente (Stern et al., 2004).

En este contexto regional, diversos emplazamientos humanos andinos, así como la ciudad de Santiago en sus comunas del sector sur, se encuentran expuestas a los efectos de potenciales lahares que según su magnitud las podrían alcanzar e impactar destructivamente.

Los lahares son algunos de los peligros volcánicos más graves y de largo alcance (Huggel et al., 2007), las amenazas asociadas al impacto negativo de la actividad volcánica sobre los glaciares van desde rápidas fusiones durante una erupción, a la generación de avalanchas de nieve y hielo (Rivera, 2009; Thouret et al., 2007), hasta la erosión y degradación derivada del efecto del paso de los flujos de lava.

Adicionalmente, durante fenómenos gravitacionales, como avalanchas de rocas y flujos de detritos con gran liberación de energía, se puede incorporar nieve y hielo al flujo y derretirse rápidamente, adicionando un caudal extraordinario, aunque no necesariamente relacionado con la actividad eruptiva (Huggel et al., 2007; Naranjo et al., 1999; Casassa y Marangunic, 1987). Este fenómeno de movimiento en masa es



lo que en Chile se denomina localmente como “rodado”, es decir, una avalancha (nieve) mezclada con detritos en el proceso (Ferrando. com. oral.).

3. Antecedentes

3.1. Área de estudio

El Volcán Tupungatito se ubica en el área alto- andina de la Región Metropolitana, a unos 80 km en línea recta al este de la ciudad de Santiago. En sus faldeos se encuentran las nacientes del río Colorado, afluente principal del río Maipo. Constituye parte de la divisoria continental de las aguas, donde la altura de las montañas limítrofes con Argentina supera los 5600 m sn. m (Fig. N° 1).

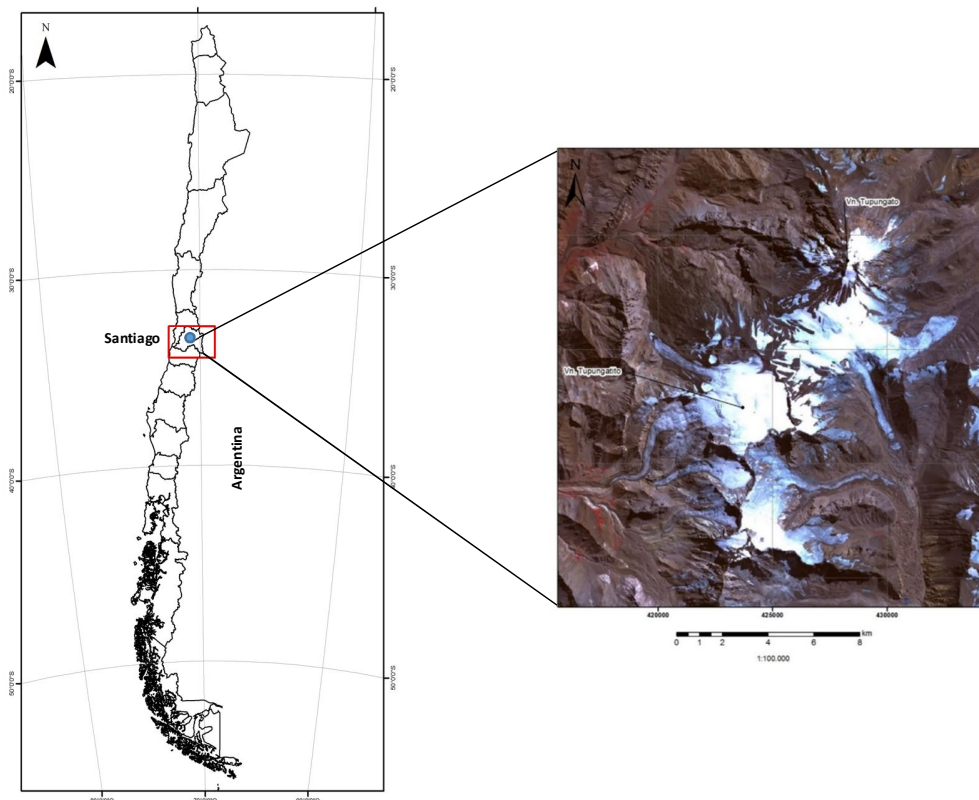


Fig. N°1. Área de estudios (imagen satelital ASTER Sept. 2009).



3.1.1 Antecedentes preliminares volcán Tupungatito

El volcán Tupungatito ($33,4^{\circ}$ S – $69,8^{\circ}$ W; 5682 m snm) es un estratovolcán compuesto, de edad pleistocena superior – holocena ($<64 \pm 19$ ka; Silva Parejas et al., en edición), emplazado en la frontera de Chile con Argentina, este complejo se encuentra a unos ~80 km de la ciudad de Santiago. Está construido sobre un basamento de sedimentos marinos y terrestres del Mesozoico, mediana a fuertemente plegados, y sobre parte de los productos eruptivos del volcán Tupungato, de edad pleistocena (SERNAGEOMIN, en edición).

El volcán Tupungatito se caracteriza por una constante actividad fumarólica y la presencia de tres lagos de cráter en su cumbre, denotando una alta intensidad de gases en sus burbujas (Gonzalez-Ferrán, 1995). Este volcán se edificó principalmente mediante actividad efusiva, generando predominantes flujos de lava andesítica, acompañados por remociones en masa y avalanchas de detritos, indicando una inestabilidad general del edificio volcánico. Existen siete cráteres en la cumbre, un cono piroclástico de ancho de 4 km y una caldera de 5 km de ancho, con un volumen estimado de 6 km^3 que se abre hacia el oeste (Fig. 1b; Hildreth y Moorbath, 1988; González-Ferrán, 1995; Moreno y Naranjo, 1991, Benavente et al., 2013).

Hacia fines del Pleistoceno (ca. 27 ka; Silva Parejas et al., en edición), su actividad cambió a un estilo mixto efusivo – explosivo, generando lavas andesíticas acompañadas de flujos de escorias, cuyos alcances máximos fueron de 19 y 12 km, respectivamente, afectando principalmente los cauces de los esteros Tupungato,



Tupungatito, Azufre y Museo, además del cauce del río Colorado (Sernageomin, en edición).

La base del edificio volcánico está a 4700 m snm. Sobre este se encuentra una estructura erosionada con un volumen estimado de 10 km³ y consta de lavas dacíticas y flujos piroclásticos líticos litológicamente similares a los del volcán Tupungato (7 km al N-O) (Hildreth y Moorbath, 1988; Benavente et al., 2013).

El volcán Tupungatito es uno de los más activos de la ZVS, tiene un registro de actividad eruptiva histórica que varía entre 19 eventos desde 1829 a 1987 (González-Ferrán, 1995) y 25 eventos desde 1646 (Petit-Breuilh, 2004). Estos eventos incluyen reactivaciones menores e incrementos de actividad fumarólica y habrían sido de baja explosividad, caracterizados por explosiones y columnas pequeñas de gas y tefra (González-Ferrán, 1995; Petit-Breuilh, 2004). Su última erupción con depósito reconocible ocurrió en 1958-1961, con la emisión de una colada de lava de 1.85 km de longitud y caída de ceniza en Argentina. La última reactivación menor ocurrió en 1986 con una débil columna de tefra negra que cubrió un reducido sector del glaciar principal (Casertano, 1963 a,b; González-Ferrán, 1995; Petit-Breuilh, 2004). Las erupciones históricas se caracterizaron por un Índice de Explosividad Volcánica (IEV)<2 y se produjo en la parte noroeste de la caldera, donde se formaron ocho cráteres activos (Gonzalez-Ferrán, 1995).



Fig. N°2. Fotografía de la caldera del volcán Tupungatito. Febrero 2011 (Foto Gino Casassa).

Los ocho cráteres se encuentran bien preservados, donde se ha concentrado la actividad eruptiva histórica y la actividad fumarólica actual, los cuales se localizan en el extremo norte de una depresión semi-circular de 4 km de diámetro abierta al noroeste. Esta estructura ha sido interpretada como un anfiteatro de deslizamiento (Moreno et al., 1988) o como una caldera volcánica compuesta (González-Ferrán, 1995).

Benavente (2013) determinó que en que la actualidad hay cuatro cráteres de la cumbre con orientación NS donde existe una actividad fumarólica permanente. Además existen tres lagos de cráter, siendo el lago color turquesa el más septentrional donde predomina una burbujeo vigoroso debido a la alta cantidad de gases (cráter formado por la erupción de 1961). Fumarolas también fueron



reconocidas al este y oeste de los bordes del cráter central (Benavente et al., 2013) que fue producido por la erupción explosiva de 1964 (Gonzalez-Ferrán, 1995). Las tres últimas erupciones registradas en los años 1980, 1986 y 1987, se registran como actividad netamente freática, generando un tercer y cuarto cráter (Moreno y Naranjo 1991; González- Ferrán, 1995).

La caldera del volcán Tupungatito está cubierta de glaciares que están por sobre los 5300 m snm. Las aguas fusionadas del glaciar son vertidas hacia los ríos Colorado y Maipo (Stern. et al., 2007).

3.1.2. Antecedentes cuenca del Colorado: evento Parraguirre avalancha de rocas y flujo detrítico

Sin duda unos de los eventos de movimientos en masa más recordados en Chile, fue el que tuvo lugar en el estero Parraguirre en noviembre de 1987 (Fig. N°3). Se revisa este evento de modo de contar con antecedentes que nos permitan caracterizar los riesgos y la susceptibilidad que presenta el área de estudio a cualquier tipo de flujos.

El 29 de noviembre de 1987 en el sector de estero Parraguirre-río Colorado-río Maipo se generó una avalancha de material no cohesionado que causó la muerte de 43 vidas y daños en infraestructura por millones de dólares (Gonzalez-Ferrán, 1995). Estudios indican que la fase inicial habría correspondido a una “avalancha de rocas” que al impactar con el piso del valle del Estero Parraguirre, habría removido un importante volumen de depósitos glaciofluviales (Montserrat, 2005).

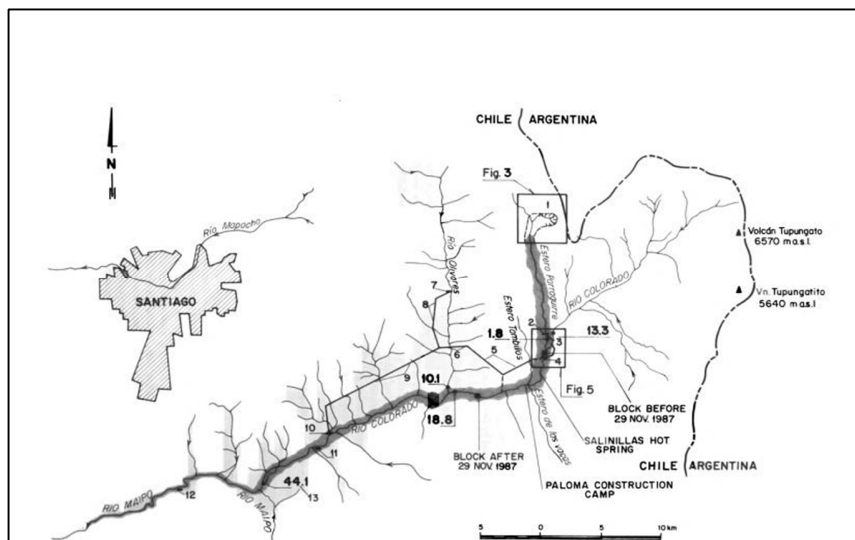


Fig.Nº3. Área de impacto generado por la avalancha de roca generado por el colapso de la zona superior del Estero Parraguire. (Figura extraída de Hauser, 2014).

Los estudios iniciales realizados por Gonzalez-Ferrán (1987), atribuye el derrumbe inicial a un deshielo regional de verano y la inestabilidad del área como resultado del terremoto de 1985. Estudios posteriores de Velasco (1988), Gonzalez-Ferrán (1988), Eisenberg & Pardo (1988), Peña & Klohn (1988), Valenzuela & Varela (1991), Hausser (1993), generan aproximaciones a los posibles causantes de los movimientos en masa (Hausser, 2002). Casassa y Marangunic (1993) enfocaron su investigación en rol que tendría la nieve y el hielo en la transformación de la avalancha de rocas en un flujo detrítico. Las condiciones de permafrost discontinuo, un periodo excepcional de caída de nieve y altas temperaturas generaron el colapso (Casassa et. al 1993, Fig. N°4 Iribarren et al. 2014). Aunque inicialmente Gonzalez-Ferrán (1995) determinó que la actividad sísmica del volcán Tupungatito fue el desencadenante de la avalancha de rocas que incorporó inicialmente un volumen de $1,2 \times 10^6 \text{ m}^3$ de hielo, $1,5 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material coluvial no cohesionado y un volumen de nieve en todo el sector del Estero Parraguire de $11 \times 10^6 \text{ m}^3$, Eisenberg y Pardo



(1988) establecieron que no ocurrió ningún terremoto o temblor responsable de gatillar el evento, aunque sí hubo un registro sísmico provocado por la caída de rocas.

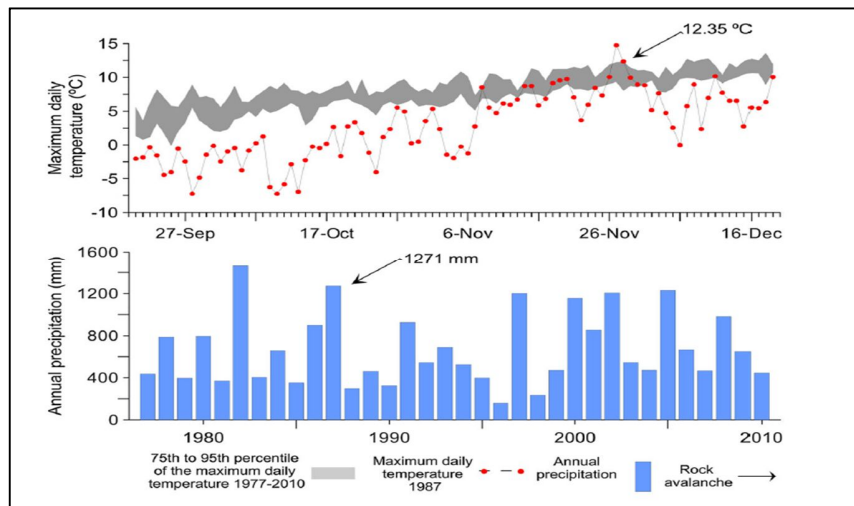


Fig. N°4. Condiciones meteorológicas asociada a la avalancha de rocas del estero Parraguire en 1987. Este evento tuvo lugar durante el segundo periodo más lluvioso entre 1977-2010. Los datos han sido extrapolados de la estación El Yeso (figura extraída de Iribarren et. al. 2014).

Hausser (2002) indicó que el desprendimiento en la cabecera de la cuenca de alrededor de 1000 m de desnivel tuvo un volumen estimado de $6 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Fig. N°5). Después de llegar al fondo del valle se extendió a través de la punta de un glaciar de escombros (glaciar rocoso o glaciar de rocas). La condición de saturación natural de los depósitos que formaba el valle junto con la rápida fusión de la nieve y el hielo acumulado (Casassa y Marangunic, 1993), transformó la avalancha de rocas en un enorme flujo de detritos en la parte superior del estero. El flujo se amortiguó notoriamente en el río Maipo luego de recorrer cerca de 57 km y descender una distancia vertical de 3400 m, aunque pudo ser registrado como un aumento de flujo en la desembocadura del río Maipo en el Océano Pacífico (Casassa y Marangunic, 1993). Los frentes de ondas desarrollados por el flujo alcanzaron alturas estimadas



de entre 20 y 30 m y velocidades de hasta 60 km/hr (Gonzalez-Ferrán, 1995). Los materiales de este aluvión habrían alcanzado un volumen total estimado de 20×10^6 m³ (Hauser, 2000; Hauser, 2002; Montserrat, 2005).

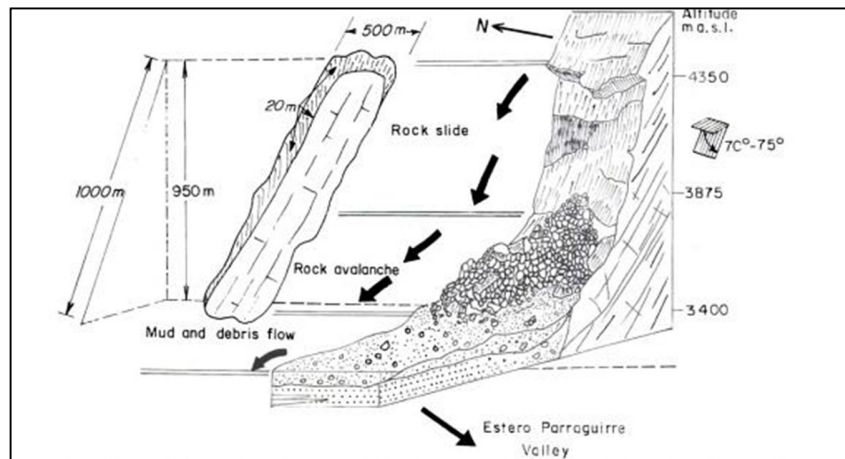


Fig. N°5. Esquema de la ruptura e inicio de la avalancha de rocas de la zona alta del estero Parraguirre (Figura extraída de Hauser 2014).

De los daños ocasionados, los principales fueron el deceso de alrededor de 43 personas (Gonzalez-Ferrán, 1995), en su mayoría trabajadores de la construcción de la Central los Maitenes, destruyendo también gran parte de las instalaciones, así como también la inutilización de la central Maitenes y la suspensión temporal de la construcción de la central Alfalfal (Fig. N°6).

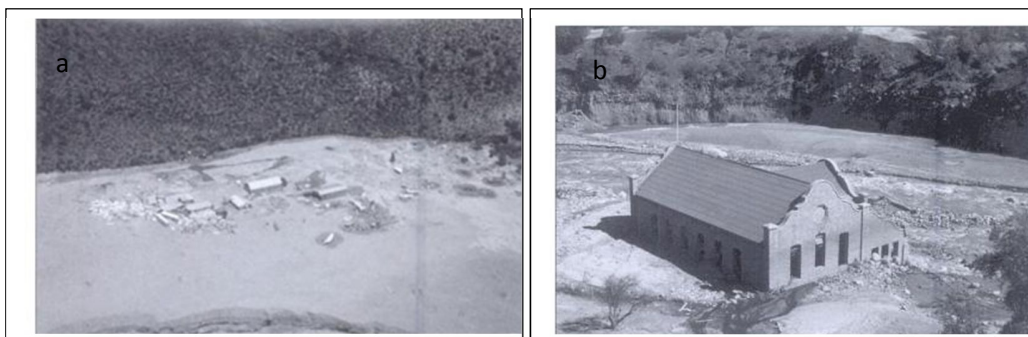


Fig. N°6. Daños provocados en río Colorado por la avalancha de rocas en el estero Parraguirre. (A) Campamento devastado por la avalancha, (B) Central hidroeléctrica los Maitenes.



3.2. Volcanismo

3.2.1. Contexto volcánico general

En el arco andino existen más de 200 volcanes de edad Pleistoceno-Holoceno a lo largo del oeste de Sudamérica (Stern et al., 2007). El volcanismo en los Andes de Chile es producido por la subducción de las placas de Nazca y Antártica por debajo de la placa continental (Barazangi y Isacks, 1976; Cande y Leslie 1986, 1987). Más de 100 de los 200 volcanes de edad Pleistoceno-Holoceno en América del Sur, se encuentran en los Andes Chilenos (Stern, et al., 2007).

Los volcanes son una estructura fundamental en la conformación del territorio chileno (Gonzalez-Ferrán, 1995), y también del moldeamiento y configuración de su paisaje. La cadena volcánica chilena consiste en tres alineaciones volcánicas distintas (Fig. N°7), estas se caracterizan por tener un ángulo de subducción relativamente fuerte ($>25^\circ$): Zona Volcánica Central (CVZ; $17,5-27^\circ$ S), Zona Volcánica Sur (ZVS, $33-46^\circ$ S) y Zona Volcánica Austral (AVZ; $49 - 55^\circ$ S) (Barazangi y Isacks, 1976).

Desde el plioceno al presente el cinturón volcánico comprendió entre 33° y 34° de latitud S, ubicado en el extremo norte de la zona volcánica del sur (ZVS) de los Andes, se enangostó hasta formar una sola cadena volcánica a medida que el frente volcánico migraba 35 km hacia el este y el límite que separaba la zona volcánica inactiva al norte de la ZVS se movía 25 km hacia el sur (Stern, 1989).



3.2.1.1. Volcanismo en la Zona Volcánica Sur (SVZ 33° - 46°S)

Los volcanes de la Zona Volcánica Sur (SVZ) son los que registran históricamente mayor actividad volcánica (Stern et al. 2004). Geográficamente la Zona Volcánica Sur (SVZ) está limitada por el norte de la dorsal de la isla Juan Fernández y en el sur por el Golfo de Penas. La SVZ incluye más de 70 estratovolcanes de edad Pleistoceno-Holoceno.

En base a los diferentes estudios realizados y controles tectónicos que afectan a la distribución de los centros volcánicos, así como las consideraciones petrológicas y geoquímicas, los volcanes del Pleistoceno y Holoceno de la SVZ se dividen en cuatro provincias principales o segmentos (Fig. N° 7; Tormey et al. 1991a; López-Escobar et al. 1995a, Stern, 2004; Stern et al., 2007). Estos son los del Norte (NSVZ; 33,3-34,4 ° S), de Transición (TSVZ; 34,4-37 ° S), Centro (CSVZ; 37-42 ° S) y el Sur (SSVZ; 42-46 ° S).

3.2.1.2. Zona Volcánica Sur Norte (33.3° - 34.4 °S)

La Zona Volcánica Sur Norte (NSVZ), está compuesta por 8 estratovolcanes y por una caldera gigante en la actual Laguna del Diamante, alineados en una tendencia N-S a lo largo de las divisorias de aguas de los límites Chile-Argentina (Stern et al., 2007).

Las alturas de los volcanes en la NSVZ están sobre los <2000 m (por encima de su base) y las elevaciones basales disminuyen la altura de norte a sur. Así el volcán Tupungato (6570 m snm), el volcán más septentrional y el más alto de ZVS, tiene su



base sobre los estratos mesozoicos a 4600 m snm, mientras que el volcán Maipo (5290 m snm) es el más austral del NSVZ.

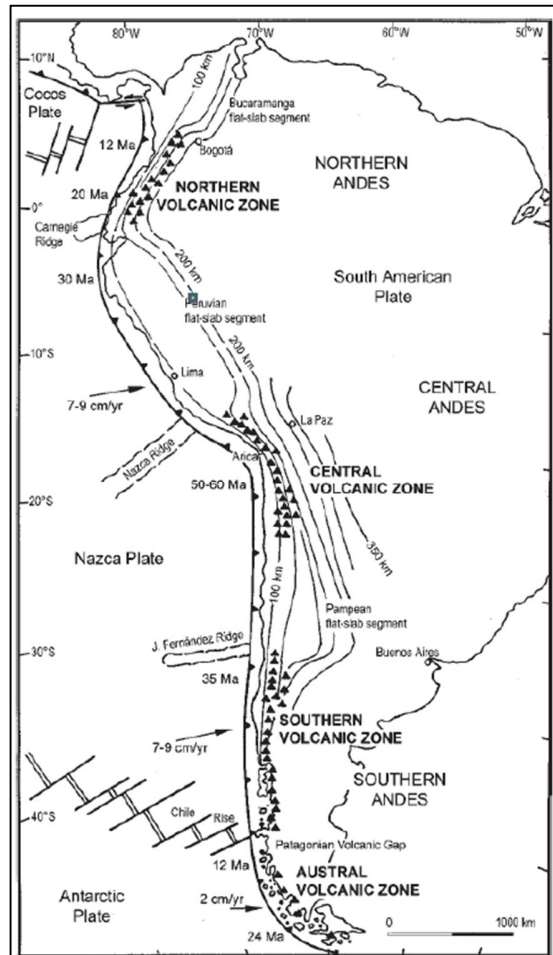


Fig. N°7. División zonal volcánica (Stem 2004).

3.2.2. Tipos de erupción volcánica

Los factores determinantes para determinar un tipo de erupción son la composición del magma, su temperatura y la cantidad de gases disueltos. Estos factores afectan en menor o mayor grado a la movilidad y viscosidad del magma (Tarbuck y Lutgens, 1999). Holmes (1944) propuso una clasificación basada en los grados de violencia de



las erupciones históricas, sin embargo los factores pueden presentar gran variabilidad temporal, pasando de un tipo de erupción a otra (Fig. N°8).

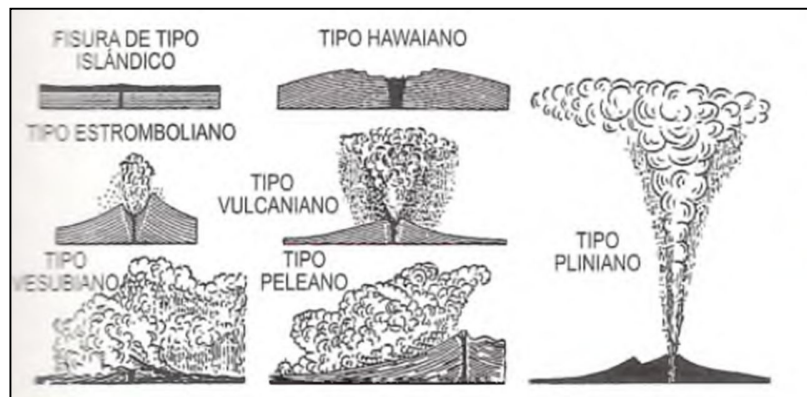


Fig. N°8. Clasificación de tipos de erupción volcánicas (Holmes 1944).

Erupciones más características en Chile:

1. Erupciones Estrambolianas: Su denominación proviene del volcán de la isla Estrómboli (Sicilia, Italia). La actividad suele ser intermitente y de corta duración. La lava es viscosa y es expulsada en poca cantidad. Las explosiones piroclásticas son moderadas, alcanzando solo algunos metros. Este tipo erupciones se caracteriza por erupciones intermedias de composición andesítico-basáltico a basalto (Gonzalez-Ferrán, 1995).

2. Erupciones Vulcanianas: Su denominación se debe al volcán de isla Vulcano, situado en las islas Lipari (Sicilia, Italia). Se caracteriza por una actividad explosiva más importante que la estromboliana. La emisión de las columnas de erupción de piroclastos y gases suele ser violenta y pueden elevarse 10 a 20 km. Las erupciones son intermitentes con largos periodos de reposo. Normalmente, en los volcanes de las zonas de subducción calcoalcalinas, cuando se inicia una erupción de este tipo



después de un largo periodo de tranquilidad, las primeras explosiones suelen fragmentar y arrojar fuera un gran volumen de rocas para limpiar las chimeneas o conductos (González-Ferrán, 1995).

3. Erupciones Peleanas: Su denominación procede del Monte Pellée (Islas de la Martinica). La erupción del 7 de mayo de 1902 sigue siendo famosa y fue descrita con gran detalle por el petrólogo francés Lacroix (1904). Dicha erupción explosiva lanzó ladera abajo una *nube ardiente* que en dos o tres minutos arrasó por completo la ciudad de St. Pierre.

4. Erupciones Plinianas: Su nombre proviene de Plinio el Joven, son las erupciones más violentas de todas las actividades volcánicas. Se caracterizan por una columna de ceniza de gran altura que puede alcanzar los 45 km y caer en forma de lluvia, con flujos de piroclastos de gran tamaño. Al final de la erupción emiten lavas, las cenizas se pueden depositar a cientos de km del volcán, mientras que el polvo más fino puede ser movilizad por las corrientes estratosféricas. González-Ferrán (1994) destacó la erupción del volcán Quizapu en Chile de 1932 como Pliniana y la más explosiva registrada en Chile.

3.2.2.1. Erupciones hidrovulcánicas

Existen otros tipos de erupciones llamadas hidrovulcánicas (Surtseyanas), que se producen cuando el material incandescente se pone en contacto con el agua, dentro de las que se destacan las erupciones freatomagmática y las subglaciares.



3.2.2.1.1. Erupciones Freatomagmáticas: Son erupciones que surgen de la interacción agua–magma, se producen por la contracción térmica del magma cuando entra en contacto con el agua. Cuando un conducto o chimenea interaccionan el magma con los gases existentes en el nivel freático se producen violentas explosiones que desprenden vapor y roca fragmentada.

3.2.2.1.2. Erupciones subglaciares: Son el resultado de erupciones volcánicas bajo glaciares o capas de hielo producto del surgimiento de magma hasta la base del hielo (Tuffen, 2011), ya sea en una fuente puntual o una fisura (Wilson y Head, 2002; Tuffen, 2007), En general, las erupciones debajo de las masas de hielo comienzan con el afloramiento en superficie de lavas de almohada (pillow lavas), que dan forma a interacciones cada vez más explosivas entre el magma y el agua de deshielo. Como el edificio crece, hacia la superficie del hielo disminuye la presión de confinamiento (Smellie, 2000). Esta fase de la actividad genera hialoclastita (*brecha de origen volcánico rica en vidrio volcánico que se forma en erupciones bajo agua o hielo*). Si la erupción es constante puede perforar la superficie de hielo y terminar con el derrame de los flujos de lava subaerial, lo que se denomina una erupción tuya-building (Tuffen, 2011).

Las observaciones de la erupción Gjálp de 1996, que se produjo a una profundidad de entre 450-650 m en Vatnajökull, (Islandia), ha permitido avanzar en gran medida en la comprensión de erupciones por debajo de las capas de hielo (Guðmundsson et al, 1997, Smellie, 2000). Una de las observaciones clave es la rapidez con la que se



produce la fusión (Ej.: Islandia; se produjo el derretimiento de una capa > 450 m de hielo en tan sólo 36 horas, (Tuffen, 2011).

3.2.2.1.2.1. Jökulhlaup: Dentro de las erupciones subglaciares están las que se conocen como de tipo Jökulhlaup, término Islandés utilizado para describir inundaciones provocadas por las erupciones volcánicas subglaciares (Thorarinsson, 1939). El término Jökulhlaup fue utilizado como sinónimo de cualquier inundación o catástrofe vinculada a la descarga de agua desde un lago de origen glaciar. No obstante, en la actualidad este término volvió a su sentido original de inundación debido a erupción subglaciares como consecuencias de las interacciones glaciovolcánicas. En Islandia este tipo de fenómenos ha provocado un número importante de víctimas y daño en la infraestructura (Björnsson, 1992).

3.2.2.2. Índice de explosividad volcánica (IEV)

Newhall y Stephen (1982), realizaron una compilación del volcanismo histórico desde el siglo XVI (1510) hasta el siglo XX (1980) con la finalidad de obtener las características de los eventos eruptivos y establecer indicadores que permitan estimar magnitudes en eventuales erupciones. Dicha recopilación permitió establecer el índice de explosividad volcánica (IEV) (Tabla N°1).



VEI	Descripción	Volumen Eyecciones	Clasificación	Descripción Cualitativa	Altura Columna (km)	Frecuencia	CAVV máxima explosiva
0	No-explosivos	<10.000 m ³	Hawaiano	Efusivo	<100 m	constante	Flujo de lavas
1	Pequeña	> 10.000 m ³	Hawai /estromboliana	Suave	100-1000 m	diario	Freática/nube ardiente
2	Moderada	> 1.000.000 m ³	Estromboliana /vulcaniano	Explosivo	1.5 km	semanal	Freática/nube ardiente
3	Moderada - Largo	> 10 millones de m ³	Vulcaniano /Pelean	Catastrófico	3.15 km	pocos meses	Explosiva o nube ardiente
4	Largo	> 0,1 km ³	Pelean / Plinian	Cataclísmico	10-25 km	≥ 1 año	Explosiva o nube ardiente
5	Muy largo	> 1 km ³	Plinian	Paroxysmic	20-35 km	≥ 10 años	Explosiva o nube ardiente
6	Muy largo	> 10 km ³	Plinian / Ultra-Plinian	Colosal	> 30 km	≥ 100 años	Explosiva o nube ardiente
7	Muy largo	> 100 km ³	Ultra-Plinian	Mega-colosal	> 40 km	≥ 1.000 años	Explosiva o nube ardiente
8	Muy largo	> 1.000 km ³	Supervolcanic	Apocalíptico	> 50 km	≥ 10.000 años	Explosiva o Nube ardiente

Tabla N°1. Índice volcánico de explosividad.

Debido a que este indicador se basó en la actividad volcánica registrada hasta 1980, importantes erupciones posteriores en Chile y el mundo no están registradas en dicha tabla. Entre las más significativas previas a 1980 en Chile podemos destacar la erupción del volcán Quizapu 1932 (IEV 5), Hudson 1971 (IEV 3-4), Villarrica 1971 (IEV 3-4), Calbuco 1960 (IEV 3-4). Posteriores a 1980 destacan las erupciones de los volcanes Villarrica (1984), Lonquimay (1988-1989), Hudson (1991) (IEV 4-5), Chaitén 2008 (IEV 5), Puyehue (2011), Copahue (2012-2013), etc.

3.3. Glaciología

3.3.1. Contexto general

Los glaciares son importantes características geomorfológicas e hidrológicas de alta montaña (Barsch, 1996) y fundamentales en los ecosistemas de montaña. Las



investigaciones realizadas, permiten señalar que los glaciares no son solo excelentes indicadores del cambio climático (Haeberli, 1998; García et al., 2006; Zemp et al., 2006; Casassa et al., 2007; Racoviteanu et al., 2008), sino también importantes agentes del ciclo hidrológico, ya sea como reservorios de agua o en su rol de regulador de caudales (Fleming et al., 2003; Casassa et al., 2009).

Existen diversas definiciones de glaciares. Lliboutry (1956) establece que un glaciar es toda masa de hielo perenne, formadas por acumulación de nieve, cualquiera que sea sus dimensiones y sus formas. Los glaciares pueden presentar flujo por deformación, deslizamiento basal y/o deslizamiento de sedimentos subglaciales.

El IPCC (2013) define como glaciar a una masa de hielo en la superficie terrestre, que fluye pendiente abajo (por deformación interna y por deslizamiento en la base), y restringida por la topografía del entorno (por ejemplo las laderas de un valle o las cumbres que lo rodean); la topografía del lecho es la mayor influencia en la dinámica y pendiente de la superficie de un glaciar. El glaciar se mantiene por la acumulación de nieve en las cotas altas, balanceada por la fusión a cotas bajas o por la descarga al mar.

La definición de glaciar de UNESCO/IASH (1970), es similar a la realizada por IPCC, agregando que la superficie mínima de un glaciar, para efecto de inventario, debe ser de una hectárea, aun reconociendo que pueden existir glaciares de menor tamaño, aunque esto es implícito, ya que el texto no lo indica literalmente.

También es similar a la definición del GTOS aquella del IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, Working Group I) del 2001 que define a un glaciar): “Una



masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo por gravedad (debido a una deformación interna y/o deslizamiento en la base) y restringido por la topografía, por ejemplo ladera de valle o cumbres de su entorno; la topografía del lecho es la mayor influencia en la dinámica y pendiente de la superficie del glaciar. Un glaciar se mantiene por acumulación de nieve en sus cotas altas, balanceada por fusión a cotas más bajas o por descarga al mar (o a lagos, agregado por el autor)”.

En el año 2009 la Dirección General de Aguas presenta la “Estrategia Nacional de Glaciares”, definiendo glaciar como: “Como toda superficie de hielo y nieve permanente generada sobre el suelo que sea visible por períodos de al menos 2 años y de un área igual o superior a 0.01 km² (una hectárea)”. Esto incluye además los glaciares rocosos que se definen como cualquier superficie de roca con evidencia de flujo viscoso, producto de un alto contenido de hielo actual o pasado en el subsuelo.

Los glaciares se pueden diferenciar por sus temperaturas (glaciar frío, temperado o politermal) así como su morfología. Dentro de la morfología se pueden encontrar una gran diversidad de formas. Las formas de glaciares descubiertos circunscritos al área de estudio están definidas en las normas del World Glacier Monitoring Service (WGMS) y la “Estrategia Nacional de Glaciares” (DGA, 2009), dentro de ellos podemos destacar:

- Glaciares de valle (valley glaciers). Se caracterizan por tener una o más zonas de acumulación, ubicadas en subcuencas o circos, las cuales confluyen en un



valle, más largo que ancho, el cual permite el flujo de hielo aguas abajo. No posee lóbulo de derrame y su frente queda circunscrito al valle (DGA, 2009).

- Glaciares de montaña (mountain glaciers). Definidos como glaciares localizados en las partes altas de la cordillera, con formas variables, y donde la evacuación de hielo desde las zonas de acumulación (más anchas que largas), ocurre a través de una lengua glacial pequeña (en comparación con un glaciar de valle). Su zona de acumulación es bien definida. (Müller et al., 1977).
- Glaciaretos (niche, wall-sided, glacierets, ice aprons o cliff glaciers). Esta categoría corresponde a las más pequeñas masas de hielo, sin existir una definición exacta de sus dimensiones. Estos pueden encontrarse en laderas de montañas, depresiones, sectores en sombras, sectores receptores de avalanchas de nieve, etc. Estas masas de hielo pequeñas (menores a 25 ha), pueden no evidenciar flujo y pueden deberse a nieve que perdura por al menos dos años consecutivos, pero que es prácticamente inactiva. En años muy secos estas masas tienden a desaparecer, cubrirse de materiales o reducirse significativamente (DGA, 2009).

3.3.2. Sistema glaciar

Un glaciar es un sistema abierto de flujo de hielo. El agua entra en el sistema como precipitación sólida, que se transforma en hielo por compactación y recristalización. El hielo a continuación fluye a través del sistema, bajo la presión de su propio peso, y



sale del sistema por ablación, incluyendo sublimación y fusión, y desprendimiento de témpanos a cuerpos de agua si los hubiere en el frente o en los márgenes.

El balance de masa corresponde a la ganancia o pérdida de nieve o hielo. Por ganancia se entiende la acumulación de material, siendo la más relevante la precipitación sólida, avalanchas y la acción eólica en un segundo plano. Al proceso de pérdida de masa de un glaciar se le conoce como ablación, que puede ser por fusión o sublimación del hielo, influenciada por la radiación solar, temperatura, cobertura detrítica, etc. (Sharp, 1988). Un glaciar también puede perder masa por desprendimientos de témpanos en el mar o en lagos.

Por lo tanto el glaciar está configurado por dos zonas, la zona de acumulación que es la porción donde, a nivel anual, la alimentación es mayor que la fusión o sublimación, es decir se gana masa, y la zona de ablación donde el glaciar no tiene alimentación a nivel anual, es decir pierde masa. La transición entre la zona de acumulación y la zona de ablación se conoce como Línea de Equilibrio (Benn & Evans, 1998), que corresponde a la línea de nieves al final del periodo de ablación. La altura de esta línea se denomina altitud de la línea de equilibrio (Equilibrium Line Altitude, ELA) (Bakke & Nesje, 2010) en donde el balance neto anual es cero (Cogley et al., 2011; Müller, 1962).

3.3.3. Nieve, hielo y su transformación

La nieve se forma a partir de cristales de hielo en la atmósfera por la condensación del vapor de agua o el congelamiento de las gotas de agua (Domine, 2010). El término nieve esta usualmente restringido a material que no ha cambiado mucho



desde que cayó (Paterson, 1981). Existe un estado intermedio definido como neviza (*firn*), que se constituye por granos agrupados, con burbujas de aire y con una densidad entre 400-830 kg/m³. Debido a este amplio rango de densidad no existe una clara delimitación o una diferenciación entre nieve y neviza (Cuffey y Paterson, 2010), por lo tanto la no clara transición refleja el carácter continuo de la transformación de la nieve. El hielo se define como como cristales de agua sólida, con densidades superiores a 830 kg/m³. La diferenciación o la transición de neviza (*firn*) a hielo es clara, la neviza se convierte en hielo cuando todos los espacios entre granos están sellados, proceso conocido como cerrado de poros (*pore close-off*).

La transformación de nieve a hielo es un proceso complejo que depende básicamente de la temperatura local. En los glaciares ubicados en regiones templadas, la nieve tiene una transformación mucho más rápida que los glaciares ubicados en la regiones de climas fríos, debido a que en las regiones templadas alternan procesos de descongelamiento y recongelamiento de la nieve húmeda (Paterson, 1981). Cuffey y Paterson (2010) describen que en la transformación de nieve a hielo no existe un único mecanismo, sino diferentes mecanismos en diferentes zonas del glaciar. Seligman (1936), estableció una clasificación de diferentes densidades de materiales presentes en el glaciar (Fig. N°9).



Nieve seca nueva	50-70
Nieve húmeda	100-200
Nieve consolidada	200-300
Nieve de deriva	350-400
Neviza	400-830
Nieve saturada y neviza	700-800
Hielo	830-910

Fig. N°9. Clasificación de Seligman (1936) de densidades de materiales presentes en el glaciar.

3.3.3.1. Clasificación térmica de los glaciares

La temperatura constituye el elemento detonante de los procesos de transformación de la nieve y hielo, contribuyendo en el dominio del desarrollo de los cristales de nieve. Ahlmann (1935) propuso una clasificación de acuerdo a la temperatura del hielo y la cantidad de fusión superficial, con las siguientes tres categorías: glaciares fríos, glaciares temperados y glaciares politermales.

1. **Glaciares fríos:** Tienen una temperatura por debajo del punto de fusión. La transición nieve a hielo es lenta, debido a que la ablación es casi nula.
2. **Glaciares temperados:** Tienen temperatura igual al punto de fusión, por lo tanto cualquier aumento en la temperatura aumenta la fusión. Estos glaciares son los que tienen mayor predominancia en Chile. Al estar la temperatura tan cercana al punto de fusión, tienen una mayor susceptibilidad al cambio de temperatura, es decir, posibles alteraciones, incluso pequeñas pueden provocar grandes cambios en su fusión y movimiento.



3. **Glaciares politermales:** tienen una temperatura en algunos sectores del glaciar ,por debajo del punto de fusión y en otros puntos, como la base de las zonas frontales, están al punto de fusión.

3.3.3.2 Clasificación zonal de los glaciares:

De acuerdo a lo planteado por Benson (1961) y Müller (1962), es difícil generar una clasificación general a los glaciares por toda la dinámica local. Por los tanto determinaron una subdivisión altitudinal (Fig. N°10).

Zona de acumulación:

1. **Zona nieve seca:** No existe fusión incluso en verano, la línea de nieve seca marca la transición.
2. **Zona de percolación:** se produce un poco de fusión superficial, existe infiltración a una cierta distancia de la nieve y recongelamiento. El congelamiento de cierta cantidad de agua libera calor latente para elevar la temperatura de la nieve. La transición la marca la línea de nieve húmeda.
3. **Zona de nieve húmeda:** Toda la nieve depositada desde el final del verano anterior se ha calentado a 0°C. La transición es la línea de nieve.
4. **Zona de hielo superimpuesto:** la fusión superficial produce infiltración de agua que a su vez se recongela en profundidad, formando una masa continua de hielo, llamada hielo superimpuesto. El límite inferior de la zona de hielo superimpuesto se conoce como línea de equilibrio. Por encima de esta línea el glaciar tiene una ganancia neta de masa.



Zona de ablación:

1. Zona de pérdida de masa neta, hielo siempre expuesto hacia el final de la temporada de ablación.

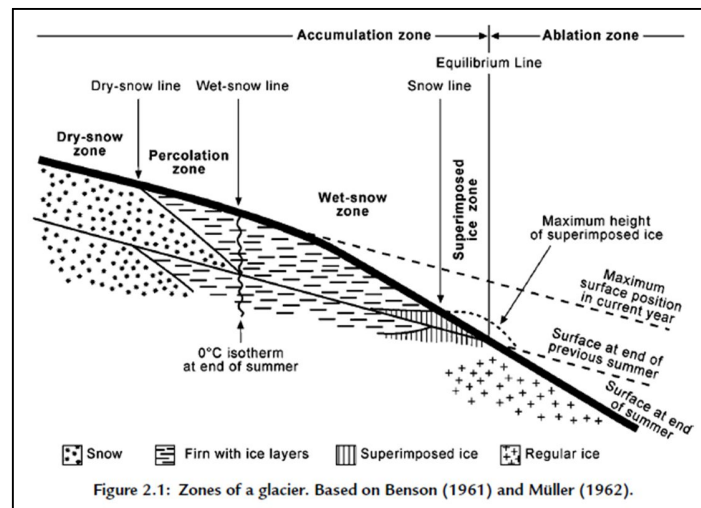


Fig. N°10. Zonas de un glaciar de acuerdo a clasificación de Benson (1961) y Müller (1962). Según Cuffey y Paterson (2010).

3.3.4. Dinámica Glaciar

Los glaciares son grandes masas de hielo que fluyen por gravedad y una de las características fundamentales de los glaciares y casquetes de hielo es su habilidad de moverse (Benn y Evans, 1998). El glaciar fluye como resultado de las diferentes fuerzas y tensiones propias del glaciar, así como de la topografía de su lecho y de sus costados, y la naturaleza de su lecho. La nieve y el hielo son transferidos desde la zona de acumulación a la zona de ablación por este mismo flujo. El flujo de un glaciar es la respuesta a una variedad de procesos como lo es la deformación interna del hielo, deslizamiento basal y deformación basal de sedimentos (Sharp, 1988; Bennett y Glasser, 1996; Benn y Evans, 1998).



Las fuerzas y tensiones ejercidas por el propio glaciar son los forzantes en el análisis del flujo de hielo. El concepto de la tensión basal de cizalle fue descrito por Benn y Evans (1998) donde la tensión de cizalle responde al estrés con que los materiales se deforman, que se mueven uno sobre otro a lo largo de un número de planos de falla. Este mecanismo es el más común que actúa para mover una masa de hielo pendiente abajo. La tensión de cizalle en la base del glaciar depende del espesor del hielo y la pendiente superficial (Bennett y Glasser, 1996; Benn y Evans, 1998). La tensión de cizalle basal se incrementa con el aumento de espesor de hielo (h) (Benn y Evans, 1998). Es decir, mientras mayor sea la profundidad mayor será la tensión. La tensión de cizalle basal opera de forma paralela al flujo de hielo. La fuerza es debido al peso (W) del hielo sobre la base. En un modelo de flujo plástico, el glaciar comenzará a fluir por deformación interna y eventualmente también deslizamiento basal (Ackerly, 1989, Bennett & Glasser, 1996), cuando el valor de tensión de cizalle basal supera un umbral máximo de tensión debido al espesor de hielo o la pendiente superficial del hielo.

El mecanismo de deformación interna del hielo opera bajo la premisa de que el hielo se deforma bajo su propio peso para aliviar su tensión interna y la velocidad de deformación es cero o bien alcanza el valor de velocidad de deslizamiento basal en caso de deslizarse sobre su base y alcanza su máximo en la parte superior (Van der Veen, 1999). En la práctica, el hielo no es un material plástico perfecto, y comienza a deformarse con esfuerzos muy pequeños. Se trata de un flujo por reptación (creep) que resulta de la aplicación de un esfuerzo durante largo tiempo (Fig. N°11).

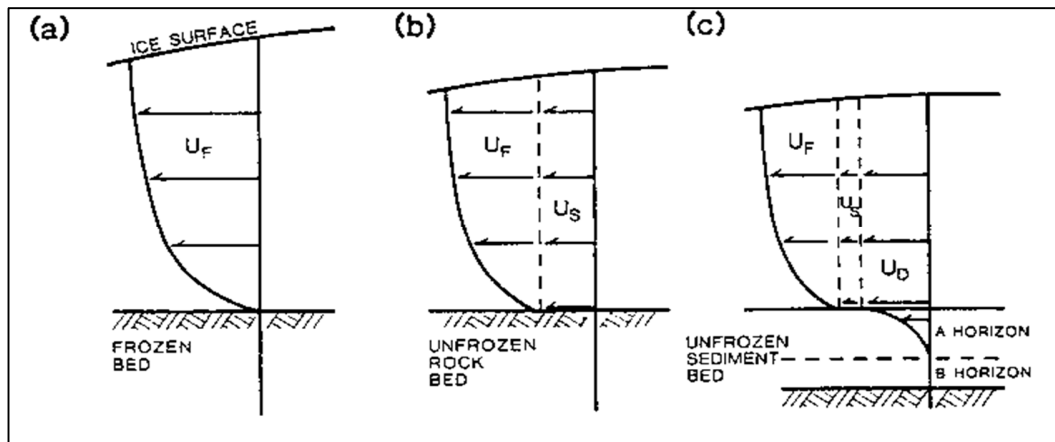


Fig. N°11. Diagrama flujo del hielo. (Bennett y Glasser 1996).

Como la nieve se convierte en neviza y en hielo, los cristales constitutivos se alteran bajo el peso del material, ya que está enterrado, y está sujeta a la influencia de la gravedad. Las tensiones resultantes hacen que el hielo en profundidad se deforme de manera más plástica. La deformación es mayor cerca del lecho rocoso y los márgenes del glaciar, por lo que un modelo de flujo típico muestra un rápido aumento inicial hacia el centro. Tal perfil de velocidad es una forma parabólica. Del mismo modo, hay un rápido aumento en la velocidad en los primeros varios metros por encima del lecho rocoso del glaciar, y luego la velocidad del flujo aumenta sólo ligeramente por encima de esta zona basal.

El flujo glaciar tiene un mayor efecto sobre la naturaleza del hielo. En las capas superiores de un glaciar, a profundidades que normalmente no exceden 30 metros, los glaciares se comportan de manera frágil, más elásticamente, generándose grietas superficiales, creando una de las características más peligrosas de los glaciares, que son fracturas abiertas.



El deslizamiento basal es otro componente del flujo del glaciar, donde la masa de hielo se desliza sobre lecho rocoso o sobre sedimentos (Weertman, 1957; Hambrey y Allen, 2004). Ocurre sólo en glaciares donde el sustrato se encuentra en el punto de fusión por presión y por ende existe agua (Paterson, 1981). Este deslizamiento depende en gran medida de la resistencia que el fondo rocoso ejerza sobre el hielo. Los factores más importantes que controlan la resistencia son a) la adhesión debido al congelamiento del hielo con el fondo, b) la rugosidad del fondo rocoso (roughness), c) la cantidad y distribución del agua en el fondo, y d) la cantidad de material rocoso (detritos) que haya en el fondo rocoso. La resistencia debida a la rugosidad se denomina resistencia de forma (form drag) y la debida a la fricción de la roca con la roca se denomina resistencia de fricción (Benn y Evans, 1998). Debido al deslizamiento basal grandes cantidades de agua de deshielo producido en verano reducen la fricción entre el glaciar y su lecho rocoso, lo que resulta en el flujo más rápido, y pueden representar hasta un 90% de su movimiento en general. El deslizamiento basal ocurre sobre lecho de roca irregular que a menudo genera cuevas donde se han podido observar la amplia gama de procesos de erosión y sedimentación.

Las velocidades de deslizamiento están relacionadas con la cantidad de agua de fusión disponible. Un glaciar temperado se mueve más rápido en verano que en invierno, y más rápido de día que durante la noche. Velocidades excepcionales también pueden ser inducidas por las fuertes lluvias. En los glaciares fríos el deslizamiento basal sólo puede ocurrir cuando el hielo es suficiente como para que su base aumente la temperatura hasta el punto de fusión por el calor geotérmico.



La deformación basal de sedimentos (gliding), se aplica en las capas de sedimentos no consolidados del lecho rocoso. Se trata de una mezcla de partículas de todos los tamaños a partir de arcilla hasta terrenos pedregosos rígidos (pero ahora se aplica a nivel internacional a los depósitos liberados directamente de hielo del glaciar) (Hambrey y Allen, 2004). Cuando se satura con agua, este sedimento se deforma más fácilmente que el hielo basal, y el movimiento glaciar es generado por la tensión de cizalle sobre los sedimentos, esto es debido a la transferencia de la tensión del glaciar al lecho rocoso (Bennett & Glasser, 1996).

3.4. Interacciones glaciovolcánicas

Las evidencias científicas indican que el estado actual de los glaciares se ha visto en líneas generales influenciado de manera negativa por el clima, sin embargo los volcanes que presentan glaciares en sus edificios también suelen generar efectos adversos sobre ellos, ya sea por el irradiación del calor o por actividad extrusiva (Tuffen 2011). En este último sentido las interacciones entre las erupciones volcánicas y el hielo - nieve estacional cubren un amplio espectro de procesos registrándose erupciones, pudiendo ocurrir bajo las capas de hielo a cientos de metros de espesor, como la fusión superficial de los pequeños cuerpos de hielo o nieve en la cima de los volcanes producto del depósito de material incandescente (piroclásticos o flujos de lava) (Major y Newhall, 1989; Smellie, 2000; Tuffen 2011). Una característica común de todas las interacciones es la transferencia de calor a partir del magma hacia el hielo o nieve, lo que conduce a la producción de agua de deshielo. La presencia de hielo y la actividad volcánica se afectan mutuamente, lo que se hace



evidente en cómo los cambios en el espesor del hielo a largo plazo, así como en ciertos procesos hidrovulcánicos derivados de la interacción.

Existen diversos estudios que indican la relación glaciar-volcán y como inciden los periodos fríos en el equilibrio isostático (Ivins & James, 2004), generando periodos de alta actividad volcánica por activación de placas tectónicas. En Chile no hay mediciones de alzamiento de la corteza por pérdida de hielo en volcanes, por lo tanto en Chile no se puede indicar la influencia sobre la actividad volcánica, sin embargo estudios en la Patagonia de Chile han registrado un alza de la corteza de hasta aproximadamente 3.9 cm por año, por pérdida reciente de masa glaciar (Dietrich et. al., 2010).

3.4.1. Modelos de las interacciones de hielo - volcán

Recientemente varios aspectos de los complejos procesos que se producen durante las interacciones hielo y la actividad volcánica han sido modelados matemáticamente, hecho guiado por las observaciones de erupciones recientes y los registros geológicos de erupciones pasadas (Tuffen 2011). Modelos se construyen a partir de los cálculos de los volúmenes y de los cambios de presión durante las erupciones subglaciales (Hoskuldsson y Sparks, 1997), la propagación de los diques y capas intrusivas en las capas de hielo (Wilson y Head, 2002), la tasa de transferencia de calor del magma en hielo durante las erupciones (Guðmundsson, 2004), y la interacción entre la fusión y la deformación de hielo (Tuffen, 2007). Sin embargo, muchas incertidumbres importantes permanecen, incluyendo si las erupciones pueden fracturar las capas de hielo o si hay un levantamiento a partir de



la base glaciaria, y qué factores controlan la explosividad de las erupciones bajo el hielo (Tuffen, 2011).

3.4.2. Efectos de los cambios de espesores de hielo por la actividad volcánica.

Maclennan et. al. (2002), detectó que las variaciones de espesor en la zona volcánica norte de Islandia pueden afectar la cantidad de magma que genera una erupción, y de forma inversa cómo la fusión rápida y abrupta de la capa de hielo de cientos de metros de espesor durante la última desglaciación (11 ka) aumentó la tasa de actividad volcánica en un 30%. Esto es porque la fusión del hielo lleva a una rápida descompresión del manto, mejorando en gran medida la fusión y la producción de magma. La descompresión también puede abrir grietas o fracturas en la corteza, lo que crea vías de escape para que el magma pueda subir a la superficie (Tuffen, 2011).

En una escala de tiempo más corta, la capa de hielo de Vatnajökull en Islandia sufrió un adelgazamiento de decenas de metros durante el siglo XX, lo que ha significado el aumento de la producción de magma en más de 1 km^3 (Pagli y Sigmundsson, 2008), aunque este aumento es modesto en comparación con la aceleración durante la última desglaciación. En un plazo de tiempo aún más corto, de horas a días, el drenaje de decenas de metros de agua de deshielo de la caldera Grímsvötn durante un evento jökulhlaups puede desencadenar erupciones menores, mostrando que algunos sistemas volcánicos son muy sensibles a los cambios de presión moderados en la base del hielo (Tuffen, 2011).



Los cambios en la actividad eruptiva, debido a las fluctuaciones de espesor de la capa de hielo no se limitan a Islandia. Este efecto también es conocido por acelerar las tasas de actividad volcánica del cuaternario en otras zonas volcánicas, incluyendo el oeste de EE.UU., Francia y Alemania (Tuffen, 2011).

3.4.3. Efectos de la actividad volcánica en las capas de hielo y glaciares

Tuffen (2011), indica que el balance de masa de los glaciares y capas de hielo están fuertemente influenciadas por la fusión basal debido al calor geotérmico (Bell, 2008; fusión basal). Por ejemplo los volcanes subglaciales en regiones con flujos de calor geotérmicos excepcionalmente altos pueden tener un impacto significativo sobre el balance de masa local. La alta fusión basal en zonas volcánicas coincide con la presencia de rocas volcánicas poco consolidadas, fomentando por lo tanto deslizamiento basal y potencialmente, la formación de corrientes de hielo (Blankenship et al., 1993; Tuffen, 2011).

Una erupción volcánica (estratovolcán) puede afectar a una capa de hielo o glaciares de tres maneras principales (Tuffen, 2011):

1. Produciendo agua de deshielo que inunda el sistema de drenaje subglacial, propiciando fenómenos de “surge” (surgimiento glaciar) (Björnsson, 1998).
2. La fusión y fractura en el sitio de la erupción puede cambiar drásticamente la topografía de la superficie de hielo (Guðmundsson et al., 1997).



3. La depositación de ceniza volcánica sobre hielo, o el avance de coladas de lava sobre el hielo, produce aumento de fusión afectando las tasas de ablación (Wilson y Head, 2009).

3.5. Amenazas glaciovolcánicas: lahares

3.5.1. Definición de lahar

Como lahar se entiende a un flujo gravitacional compuesto por agua y sedimentos, que se desplazan por las laderas de un volcán (Vallance, 2000). En términos de proceso es considerado un tipo de movimiento en masa, ya que se refiere a la movilización de material “lento o rápido” (Hauser, 1993), donde el agua es determinante a la hora de desencadenar estos procesos. Los flujos lahéricos son materiales no cohesionados y saturados de agua cuya velocidad de escurrimiento está relacionada con la pendiente, el tipo de material y la rugosidad de la superficie por donde los flujos transitan. El termino lahar hacer referencia al evento y no a la plasticidad del flujo (reología), tampoco al tipo de depósito, esto debido a la mutación que experimentan los flujos en el transcurso de un evento eruptivo, pasando de un flujo hiperconcentrado a un flujo detrítico y nuevamente a un flujo hiperconcentrado (Pierson y Scott, 1985).

Al término “lahar”, se le atribuye un origen indonesio, y fue probablemente utilizado por primera vez por Escher en 1922; una de las primeras definiciones del término “lahar” fue proporcionada por Van Bemmelen (1949) la cual hasta el día de hoy es una de las definiciones más aceptadas, definiéndola como: “Un flujo de barro conteniendo detritos y bloques angulares de origen mayoritariamente volcánico”. Por



otro lado, Stiefel en 1965 propuso el término “lahar glaciovolcánico” para designar aquellos lahares que obtienen su agua como resultado de la fusión de nieves y glaciares, producto de la energía térmica desarrollada durante las erupciones. Por lo tanto, la magnitud y potencia de los lahares está relacionada con los procesos de iniciación y la variabilidad de éstos en el tiempo.

Fairchild (1987), determinó que el potencial destructivo depende del inicio del lahar; los cambios que se producen en la medida del avance ladera abajo; el contenido de agua y granulometría del flujo, así como su volumen, duración y caudal máximo.

Hauser (1993), consideró y determinó que el término lahar adquiere la connotación de flujo hiperconcentrado, vinculado a procesos de origen volcánico, cuyo comportamiento, energía, velocidad y producto difiere sustancialmente de cualquier otro tipo de flujos. Efectivamente este tipo de movimiento en masa se diferencia a este respecto de un flujo de detritos, de un flujo de barro o procesos de soliflucción.

Con respecto a la realidad en Chile, la mayoría de los flujos lahéricos ocurridos en nuestro vasto territorio se relacionan con los ciclos eruptivos de una serie de volcanes con importante actividad histórica: El complejo volcánico Planchón-Peteroa – Azufre en la región del Maule, los volcanes Llaima, Villarica, en la región de la Araucanía, Calbuco en la región De Los Lagos. La altitud que estas montañas volcánicas poseen y en otros casos su latitud genera las condiciones ideales para la presencia de glaciares de caldera así como también de calota o casquete (ice caps),



por lo tanto, la presencia de nieve-hielo en un volcán conforma un sistema dinámico favorable al desarrollo de flujos laháricos.

La considerable energía calórica liberada en las fases iniciales de cada ciclo eruptivo es suficiente para provocar la fusión del hielo y/o de casquetes (Hauser, 1993). Los cuantiosos volúmenes de agua generados proporcionan el medio para activar el flujo desde la cima. Éstos viajan rápidamente por la red de canales o el sistema de drenaje (quebradas). En su desplazamiento ladera abajo adquieren paulatinamente mayor volumen al incorporar material fragmentario suelto. Los grandes volúmenes asociados y la imprevisibilidad temporal hacen de los lahares un claro riesgo respecto de la seguridad del hombre y sus actividades (Hauser, 1993).

3.5.2. Casos de eventos laháricos en Chile:

3.5.2.1 Volcán Planchón – Peteroa – Azufre (lahares de Teno)

El complejo volcánico Planchón – Peteroa - Azufre se ubica en la región del Maule ($35^{\circ}15' S / 70^{\circ}35' W / 3600 - 4200$ m snm), perteneciente a la comuna de Romeral. Está cubierto por glaciares denominados del tipo calota (ice caps), (DGA, 2009), con un total de $20,04 \text{ km}^2$ (Farías, 2010). El complejo volcánico corresponde a un macizo que cubre aproximadamente 130 km^2 (González Ferrán, 1994) en una zona de transición volcánica del sur, donde el espesor de la corteza terrestre según los datos de gravedad se reduce de 55 km en los $33^{\circ} S$ a 35 km en los $37^{\circ} S$ (Tormey 1989) (Fig. N°12). El volcán Azufre es la unidad más antigua del complejo volcánico



(González Ferrán, 1994). Está formado por una sucesión de lavas y piroclastos erosionados (Naranjo et al., 1999) y es un estratovolcán poligénico bimodal basáltico y andesito-dacítico (Tormey, 1989). El volcán Planchón es un centro eruptivo emplazado a 6 km al noreste del volcán Azufre, está constituido principalmente por rocas basálticas, andesítico-basálticas y flujos laháricos (González-Ferrán, 1995; Naranjo et al., 2002). El volcán Peteroa cuyo cono está compuesto principalmente por piroclastos andesíticos, presenta 6 centros eruptivos (Naranjo et al., 1999). El registro histórico de erupciones data desde 1660, año en que se registró una erupción central descrita por Guillaume de L'Isle. En 1751 hubo también una erupción central, la que aparece descrita por el padre Bernardo Honestadt, quien en crónicas relata y describe al complejo volcánico en actividad. En 1762 la erupción produjo lluvia de tefras, lahares y avalanchas de detritos (González – Ferrán, 1995).

En febrero de 1837, entre 1889-1894, entre 1959-1960 y en 1967 también se registraron importantes erupciones en su mayoría del tipo explosiones freáticas (Gonzalez- Ferrán, 1995; González- Ferrán y Vergara 1962).

Las erupciones de 1991 y 1998 fueron principalmente freatomagmáticas debido a la infiltración del agua proveniente de los glaciares ubicados en las cumbres (Tormey, 2010; Naranjo et al., 1999) y es probable que el ciclo eruptivo que comenzó el 12 de septiembre 2010 se deba a la misma condición. Sin embargo durante el Pleistoceno Tardío se registró uno de los flujos laháricos más grandes de Chile, aunque MacPhail (1973) la describe como lahar y Tormey (2010) la describe como una avalancha



volcánica. Este evento se estima que ocurrió entre los 11.000 BP (MacPhail 1973) y 12.000 BP (Hauser, 1990). Independiente de la definición este fenómeno produjo el colapso del volcán Planchón. Este flujo realizó un recorrido de aproximadamente 95 km (Tormey, 1989; Tormey, 2010; Naranjo et al., 1999), cuyo material fue transportado por la cuenca del río Teno y río Claro desembocando en el valle central con un volumen total de 10 km^3 y una cobertura de 370 km^2 (MacPhail, 1973; Davidson, 1974). MacPhail (1973), estima un total transportado de 8.89 km^3 .

En septiembre del 2010, el complejo volcánico comienza un nuevo ciclo eruptivo presumiblemente freatomagmático (F. Gutiérrez y D. Tormey, comunicación verbal).

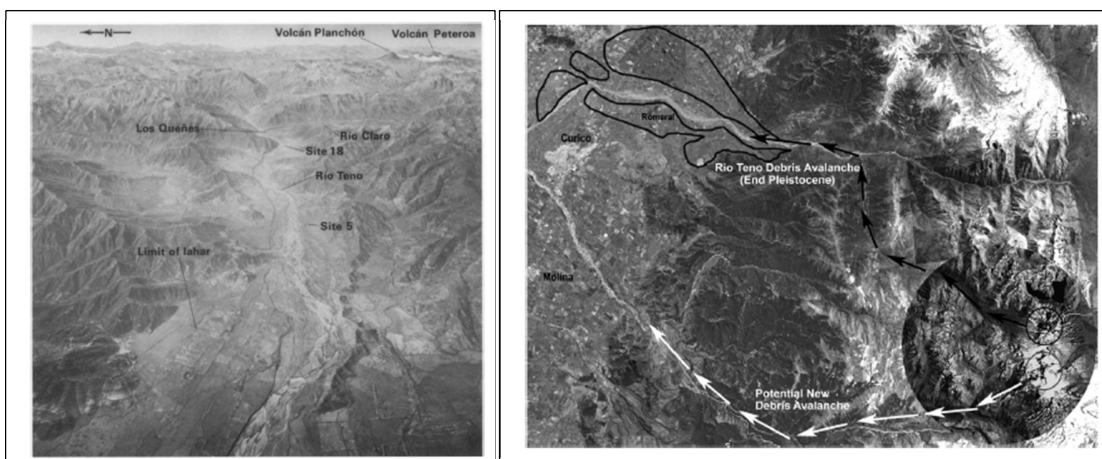


Fig. N°12. Flujos laháricos cuenca del río Teno. (a) interpretación MacPhil, 1973; (b) interpretación Tormey, 2010.

3.5.2.2 Lahares volcán Villarrica

El volcán Villarrica ($39^{\circ}25' \text{ S} / 71^{\circ} 56' \text{ W} / 2800 \text{ m snm}$) es considerado como uno de los más activos de Chile, registrando al menos 59 erupciones desde 1558 (Petit-Breuilh y Lobato, 1994). Posee una cubierta total de hielo de $30,3 \text{ km}^2$ registrada en el año 2005 (Rivera et. al., 2006) y ha experimentado una tasa máxima de reducción



anual de hielo de $0,090 \pm 0,034 \text{ km}^2$ entre 1976 y 2005 (Napoleoni, 2012). El espesor promedio calculado mediante mediciones de radar aéreo es de 45 m (DGA, 2014). Estudios geológicos determinaron que la zona que rodea al edificio volcánico está compuesta principalmente por flujos de lava, ignimbritas, depósitos de lahares y depósitos fluviales (Fig. N°13) (Clavero, 1996).

La historia eruptiva del volcán Villarrica es una de las que se conservan mayores registros en Chile. La mayoría de las erupciones registradas son estrombolianas y han producido principalmente flujos de lava y caída de tefra. Posee más de 49 registros de erupciones en tiempos históricos (Petit-Breuilh, 1996; Petit-Breuilh y Lobato, 1994; Moreno, 1993; Simkin y Siebert, 1994; González- Ferrán, 1995; Clavero y Moreno, 2004; Napoleoni, 2012). Los eventos eruptivos más importantes en tiempos recientes ocurrieron durante los años 1948–49, 1963–64, 1971–72 y 1984 (Stern et al., 2007). Durante el postglacial (ca. 14,000 AP) se han generado aproximadamente 16 flujos piroclásticos con volúmenes entre $2 \times 10^8 \text{ m}^3$ y $2 \times 10^{10} \text{ m}^3$ durante las erupciones explosivas (Clavero y Moreno, 1994; Moreno et al., 1994; Clavero, 1996; Moreno, 2000).

Las evidencias revelan que el volcán Villarrica posee una fuerte regulación estacional; de 31 erupciones bien documentadas, 23 ocurrieron entre primavera y verano, y 8 en Diciembre (Clavero y Moreno, 2004). Por esto, Lara (2004a) señala que, cuando las condiciones dentro de la cámara magmática son adecuadas, la mayor parte de las erupciones del siglo XX podrían haber sido gatilladas por el



sobrepeso litoestático de la nieve estacional, cargando y descargando el cono, y el subsecuente influjo de agua hacia el sistema hidrotermal que ocurre durante el período de fusión de nieve estacional (Napoleoni, 2012).

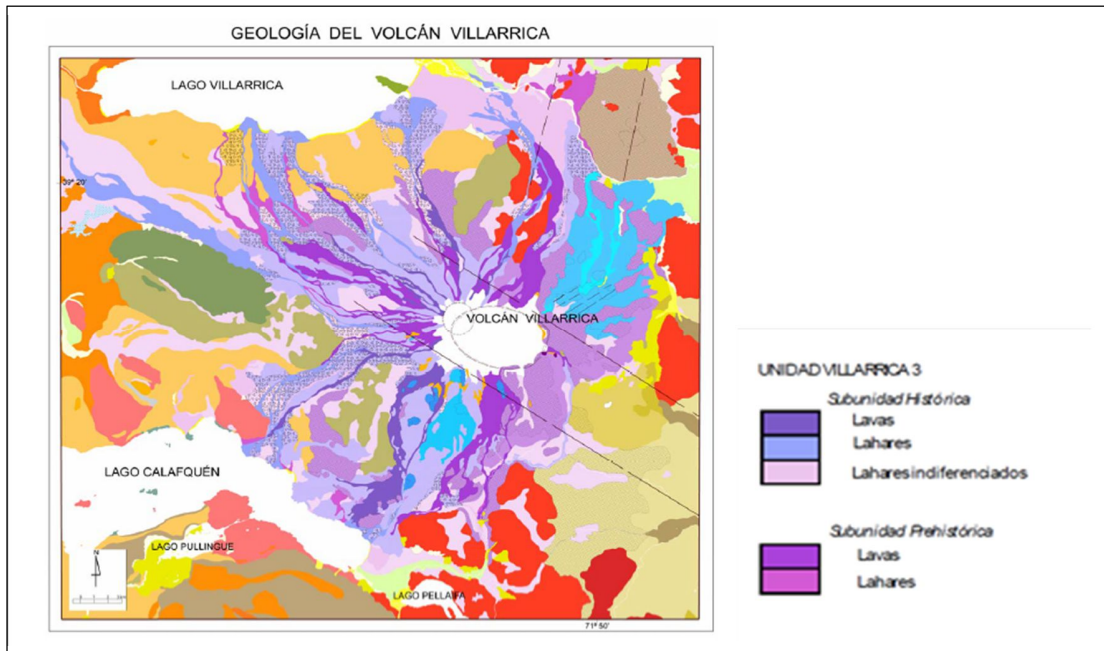


Fig. N°13. Mapa geológico volcán Villarrica, Clavero et .al, modificado por Catruccio, 2008.

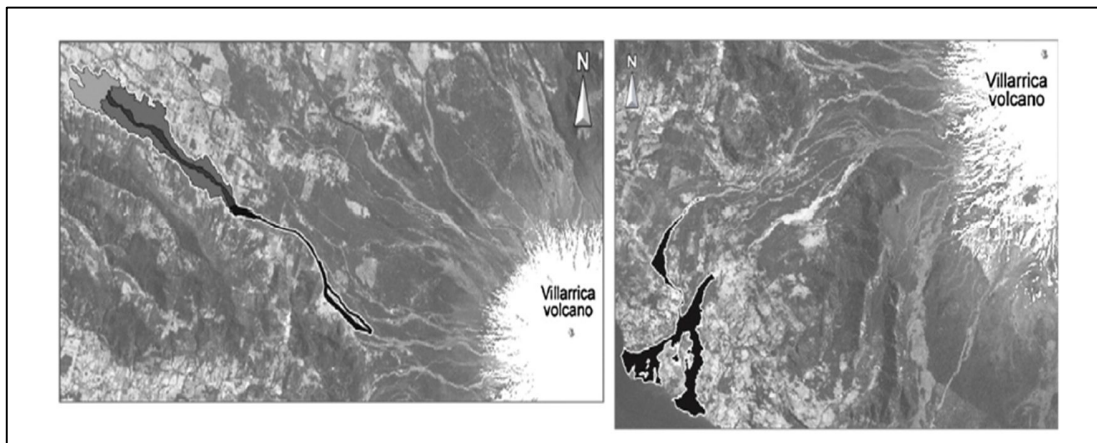


Fig. N°14. Flujos lahéricos volcán Villarrica, modelados por Catruccio, 2010.



Estudios recientes realizados sobre los flujos laháricos del volcán Villarrica en 1971 indican que éstos se generaron debido al súbito derretimiento de hielo y nieve producido por las altas tasas de emisión de lava. El agua, al escurrir por las laderas del volcán, erosionó e incorporó sedimento, convirtiéndose en un flujo con características intermedias entre flujo de detritos e hiperconcentrado, con un alto grado de turbulencia (Castruccio, 2008; Castruccio et al., 2010). Castruccio (2008), estimó que el volumen mínimo de los lahares generados en 1971 fue de entre 17 y $25 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Fig. N°14). En cuanto a los daños generados por los lahares, éstos causaron decenas de muertes durante el siglo XX y cuantiosos daños materiales (Clavero y Moreno, 2004). Ello implica un evidente riesgo para las ciudades y pueblos circundantes, ya que históricamente los flujos han tendido a ocupar el cauce de esteros y/o quebradas preexistentes que irradian desde el cráter de volcán (Hauser, 1993).

Finalmente, la caída de tefra durante las erupciones estrombolianas características de las últimas actividades de este volcán, suelen afectar a las áreas locales principalmente hacia el este, dependiendo de las condiciones atmosféricas prevalecientes en el momento de la erupción (Clavero y Moreno, 2004; Castruccio et al., 2010; Napoleoni 2012).

3.5.2.3. Lahares volcán Calbuco

El volcán Calbuco ($41^{\circ}20' \text{ S} / 72^{\circ}20' \text{ W} / 2000 \text{ m}$) es un joven estratovolcán compuesto (López-Escobar et al., 1992), que inició su actividad eruptiva en el



pleistoceno (Lopez-Escobar et al., 1992; González-Ferrán, 1995). Los productos cubren un área de aproximadamente 150 km² (Lahsen et al., 1985). El volcán Calbuco contiene glaciares denominados del tipo calota (ice caps), con una cobertura total de 1,48 km² (DGA, 2015). El registro histórico eruptivo del volcán Calbuco indica al menos 12 ciclos eruptivos (Siebert, y Simkin, 2002; González-Ferrán, 1995). Estas erupciones han sido predominantemente explosivas a lo largo de su evolución postglacial, basándose en su registro geológico, estudios vulcanológicos detallados y erupciones históricas (Petit-Breuilh, 1997, 1999 y sus referencias; Petit-Breuilh y Moreno, 1991; Moreno, 2004). Dentro de las erupciones más recordadas está la del año 1961 (IEV 3-4) donde los lahares fluyeron por el río Tepu alcanzando un volumen estimado de $4,7 \times 10^6 \text{ m}^3$. Éstos se generaron debido a la dilución que experimentaron los flujos de bloques y ceniza formados debido al colapso del domo activo o el colapso de los frentes de las coladas de lava (Castruccio, 2008; Castruccio et al., 2010) (Fig. N°15).

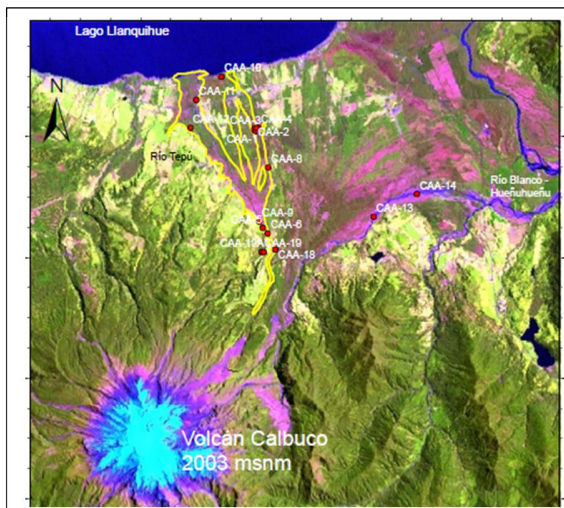


Fig. N°15. Flujos lahéricos, volcán Calbuco. Modelado por Castruccio et al., 2010.



3.5.2.4. Lahares volcán Chaitén

Es un estratovolcán (42°50' S / 72°40' W/ 1000 m snm) de cráter caldérico y antecedentes de explosiones freatomagmáticas. Posee forma elipsoidal de 2.5 por 4 km, abierto hacia el sureste, dentro del cual se ha inyectado un domo riolítico, su edad es holoceno postglacial (Gonzalez-Ferrán, 1995). El Chaitén era percibido como un volcán inactivo, aunque Naranjo y Stern (2004) estiman que este realizó una erupción en el Holoceno Temprano alrededor de 9.400 BP.

Durante año 2008 el volcán Chaitén (IEV 5) entró en una fase eruptiva nunca antes registrada. Específicamente, el 8 mayo comenzó una erupción con una manifestación de columnas de cenizas hacia la estratósfera, seguida de lava que caía desde el domo y un penacho de ceniza a baja altitud (Lara, 2009). Las altas precipitaciones ocasionaron que las cenizas precipitaran aumentando el volumen de los flujos.

La mezcla de cenizas, lluvia, y el material disponible genero una importante movilización de flujos detríticos e hiperconcentrados. Se estima entre $3-8 \times 10^6 \text{ m}^3$ los sedimentos movilizados por la lluvia a la sección principal del río Chaitén, los depósitos de lahares estarían estimados entre $2 \text{ y } 5 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Pierson et al., 2013). Debido a la gran cantidad de material removido, la mayor parte de la ciudad de Chaitén fue sepultada bajo los sedimentos generados por el volcán (Fig. N°16).



Fig. N°16. Fotografía de Lara (2009), y NASA (Sedimentos presentes en las costas de Chaitén).

Desde el punto de vista de la amenaza, la respuesta inicial de sedimentación a la erupción del volcán Chaitén 2008-2009 en el norte de la Patagonia (Chile) es un ejemplo de la sensibilidad de los paisajes a la perturbación volcánica, y demuestra que la lluvia provocó lahares e inundaciones cargadas de sedimentos. Estos son los peligros que pueden poner en riesgo rápidamente a las comunidades más vulnerables aguas abajo (Pierson et al., 2013). Esta erupción no solo afectó el propio volcán Chaitén, sino probablemente modificó el flujo de los glaciares del volcán Michinmahuida (15 km al SE). Rivera et al. (2012) indicó que un par de meses antes de la erupción y posterior a la erupción del volcán Chaitén, se evidenció un aumento en la velocidad superficial del glaciar Amarillo, Volcán Michinmahuida, de aproximadamente $243 \text{ m} \pm 49 \text{ m}$ entre noviembre del año 2007 y septiembre de 2009.

3.5.2.5. Lahares volcán Hudson

El volcán Hudson ($45^{\circ}5' \text{ S} / 72^{\circ} 56' \text{ W} / 1300 \text{ m snm}$) es un estratovolcán con una caldera de 10 km de diámetro (Gutiérrez, 2005). El volcán Hudson fue descubierto



por Fuenzalida (1970) y descrito por primera vez por Fuenzalida y Espinoza (1973). Lo definieron como un aparato volcánico de caldera volcánica de carácter básico y actividad reciente. Los glaciares que cubren la caldera volcánica tienen un total de 135,25 km² (DGA, 2015) destacándose el glaciar Huemules que cubre la caldera con 89,94 km² (Fig. N°17).

La historia eruptiva del volcán Hudson es bastante reciente. Se han establecido al menos 12 erupciones explosivas Holocenas (Naranjo y Stern, 1998), de las cuales se destacan dos erupciones hace 3.600 años A.P. y 6.400 años A.P. (Naranjo y Stern, 1998 y Stern, 1991b). Stern (1991b) describió la erupción de hace 6.400 años A.P. como del tipo freatomagmática, la cual habría provocado el colapso de la caldera. Haberle y Lumley (1998) han estimado que la frecuencia de los eventos eruptivos mayores es de 3.800 años y la de erupciones menores de cada 225 años.

En cuanto a las erupciones recientes destacan las del año 1971 y la de 1991. En 1971 se describe una erupción subpliniana de gran violencia (VEI=3-4), que comenzó el 12 de agosto (Tobar, 1992; Fuenzalida, 1976; Cevo, 1978). Durante esta erupción se generó un lahar a lo largo de valle de Huemules, la que provocó la muerte de al menos 5 personas (Naranjo et al., 1993). Fuenzalida (1976) estimó la pérdida de casi el 80% del hielo presente en la caldera (Best, 1992). Durante 1973 también se registra un lahar que afectó el curso del río Huemules, sin haberse detectado actividad eruptiva (Naranjo et al., 1993; González – Ferrán 1994).



La erupción de 1991 (IEV 4-5) ha sido considerada el segundo evento más violento en Chile durante el siglo XX (el mayor corresponde al volcán Quizapu, 1932) (Naranjo et al., 1993; Dorion, 1991). Se generaron dos pulsos laháricos (Naranjo et al., 1993), generados por la rápida fusión del glaciar al interior de caldera (Branney y Gilbert, 1995). Los flujos en su recorrido habrían alcanzado los 40 km (Naranjo et al., 1993). Del estudio de Naranjo et al., (1993) se infiere que el volumen estimado del lahar fue de 40 a 45 x 10⁶ km³.



Fig. N°17. Vista aérea volcán Hudson, flecha indica glaciar huemules, recorrdio de flujos laháricos. (Gutierrez, 2005)

4. Hipótesis y objetivos

4.1 Hipótesis

Actualmente los glaciares ubicados en volcanes activos no solo constituyen un importante reservorio hídrico para nuestro país, sino también una importante fuente de amenaza, principalmente por los lahares que pueden afectar los asentamientos humanos ubicados en sus alrededores.



El volcán Tupungatito, debido a los importantes glaciares que contiene en su caldera y en su entorno, junto con la constante actividad volcánica de orden secundario actual e histórica, constituye un serio riesgo para la comuna de San José de Maipo y también para la ciudad de Santiago en general. Una posible erupción y colapso del volcán Tupungatito traería devastadoras consecuencias debido a las fuertes pendientes del sector y los grandes volúmenes de agua de fusión que se generarían ante una eventual erupción, lo cual provocaría flujos detríticos y lahares que avanzarían valle abajo por decenas de kilómetros de distancia.

4.2. Objetivo General:

Determinar la potencialidad de generación de lahares por la interacción entre la actividad volcánica y los glaciares de la caldera del volcán Tupungatito, y la susceptibilidad y nivel de amenaza las localidades aledañas frente a estos procesos glaciovulcánicos.

4.3. Objetivos específicos:

- Caracterización del volcán Tupungatito.
- Caracterizar físicamente los glaciares y su comportamiento en los periodos eruptivos históricos.
- Estimar los volúmenes de hielo y su equivalente en agua.
- Establecer los corredores, la dirección y el posible alcance de eventuales flujos laháricos.
- Generar cartografía con las potenciales zonas de riesgo.



5. Metodología

5.1. Materiales.

5.1.1. Modelos de elevación

5.1.1.1. ASTER GDEM

El Modelo Digital de Elevación Global (GDEM) ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) fue desarrollado conjuntamente por la Agencia Nacional de Aeronáutica y Administración del Espacio de los Estados Unidos (NASA) y el Ministerio de Economía, Comercio e Industria (METI) de Japón. Este proyecto fue liderado por METI y la NASA para el Sistema de Sistemas de Observación Global de la Tierra (GEOSS) y está disponible sin costo para su descarga en internet desde el Centro de Percepción Remota de la Tierra de Análisis de Datos (ERSDAC) de Japón y el Centro de Archivos Activos Distribuidos de Procesos de Terreno (LP DAAC) de la NASA y fue publicado el 29 de Junio de 2009. El procesamiento de los datos de ASTER GDEM involucró entre otros, enmascaramiento de nubes para remover píxeles nubosos, eliminación de valores residuales y datos atípicos para finalmente obtener cuadrículas de datos con resolución de 1 x 1 grados (ERSDAC, 2009). Para la obtención de imágenes estereoscópica, ASTER posee una banda espectral cercana al infrarrojo (banda N° 3, VNIR) y telescopios con vista nadir y posterior, proporcionando la cobertura estereográfica a lo largo de la trayectoria del satélite, generando modelos digitales de elevación.

La cobertura de datos de este modelo es entre las latitudes 83° N y 83° S, está compuesta por 22.600 cuadrículas con precisiones de 20 m al 95% de confianza



para datos verticales y de 30 m para los horizontales. Los MDE están en grillas de 1 arco de segundo (30 metros aprox.).

5.1.1.2. SRTM

La misión SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) fue un proyecto conjunto entre la Agencia Nacional de Inteligencia-Geoespacial (NGA) y entre la Administración Nacional de Aeronáutica y Espacio (NASA), de Estados Unidos, el Departamento de Defensa (DOD) y la Agencia Espacial Alemana (DLR). SRTM utiliza la técnica de interferometría de radar. Para obtener las dos escenas radar en el pase simple, el hardware del sistema posee una antena ubicada en la carga útil de la plataforma y la otra ubicada al final de un mástil que se extiende 60 metros desde la nave. Este vuelo se realizó durante 11 días en febrero de 2000 a bordo de la plataforma Space Shuttle Endeavour.

La plataforma alcanzó una altura de 233 km con una inclinación de 57° y adquirió datos desde latitudes 60° N y 56° S, vale decir cerca del 80% de la superficie terrestre. La grilla del MDE es de 1 arco segundo (30 m aprox.) para la banda X y 3 arco segundos (90 m aprox.) para la banda C. Se obtuvieron los siguientes errores estadísticos al 95% de confianza (Farr et al., 2007):

- Error absoluto de elevación lineal vertical menor a 16 m y 10 m en error relativo.
- Error absoluto de geolocalización circular menor a 20 m y 15 m en error relativo.
- Error de altura relativo de la banda X menor a 6 m.



Cabe consignar que para Sudamérica el error absoluto de elevación (al 90% de significancia) es de 6,2 m (Farr et al., 2007).

Lamentablemente la misión topográfica B, no fue capaz de capturar datos bajo las cubiertas de vegetación por lo tanto solo se obtuvieron mediciones de elevación de la parte superior de las copas de los árboles.

Se utilizaron dos radares de apertura sintética, un sistema de banda C (longitud de onda de 5,6 cm; C-RADAR) y un sistema de banda-X (longitud de onda de 3,1 cm; X-RADAR). El Laboratorio de Propulsión Jet (JPL) de la NASA fue el responsable del proyectos. Por otro lado, la agencia espacial alemana DLR fue responsable del módulo de espacio de la Banda-X, X-RADAR. El objetivo operacional de C-RADAR era generar coberturas de mapas continuos de acuerdo a lo solicitado por los objetivos de la misión. X-RADAR produjo largas franjas de datos discretos de 50 km de ancho. Estas franjas ofrecieron una cobertura casi continua en altas latitudes (Farr et al., 2007).

5.1.1.3. DEM IGM (Instituto Geográfico Militar)

Se utilizaron las cartas historicas (IGM) de Chile escala 1:50.000 a partir de vuelo HYCON 1955-1956 con puntos de control del año 1965 (ed. 94). Esta cartas fueron realizada mediante técnica de fotogrametría convencional a partir de puntos de control en terreno. Todo el sistema de proyección es UTM, WGS84, cota ortometrica es decir referida al nivel medio del mar. El DEM se contruyo con las curvas de nivel y el pixel es de 50 m que es la separación entre curvas de nivel de la cartografía.



5.1.2. Softwares

5.1.2.1. ARCGIS 10

ArcGIS 10: Es un software desarrollado por la empresa ESRI (Environmental Systems Research Institute). Este sistema de información geográfico (GIS) es un conjunto de herramientas que permite procesar y ordenar información vectorial y raster. Se utilizó para el ordenamiento de la información, representación de los resultados en cartografía oficial, también en el software en el soporte para el software LAHARZ.

5.1.2.2. ENVI 4.7

ENVI (ENvironment for Visualizing Images): Es un software desarrollado por la empresa Exelis visual information solution, que permite analizar y procesar imágenes satelitales. Este programa nos permitió obtener mediante los algoritmos apropiados la cobertura nival y el análisis de las variaciones recientes.

5.1.2.3. MATLAB

Matlab (Matrix Laboratory): Es un software desarrollado por la empresa MathWorks, que permite manipular información numérica, integrar funciones y diseñar algoritmos. También permite integrar otros tipos de lenguajes computacionales, como Java, Python, etc. Este software permitió aplicar el script LAHARZ desarrollado por la Universidad de Michigan.

5.1.2.4. REFLEXW

Es un software diseñado para la importación, procesamiento e interpretación de datos obtenidos con radar (Sandmeier, 2004).



5.1.3 Imágenes Satelitales

5.1.3.1 ASTER

El satélite Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) es un sensor multispectral a bordo del satélite Terra, el cual fue puesto en órbita en Diciembre de 1999. Los sensores de ASTER están diseñados para obtener y generar mapas detallados de temperaturas, reflectancia y elevación de la superficie terrestre.

La configuración técnica del sensor ASTER se compone de tres sensores de diferentes longitudes de onda: visible e infrarrojo cercano (visible and near infrared, VNIR); infrarrojo onda corta (short wave infrared, SWIR) e infrarrojo termal (Thermal infrared, TIR). En la región espectral del visible e infra-rojo cercano (VNIR) la resolución espacial en este sensor es de 15 metros. El sensor SWIR en la región espectral del infra-rojo de onda corta tiene 6 bandas. La resolución espacial de este sensor es de 30 metros mientras que el sensor infra-rojo térmico (thermal infrared, TIR) tiene una resolución espacial de 90 metros. El sensor SWIR durante el año presentó problemas por lo que este ya no puede ser utilizado (<http://asterweb.jpl.nasa.gov/>).

5.1.3.2. Landsat MSS, ETM, ETM+, OILS

El programa Landsat fue iniciado en 1972 con el satélite ERTS (Earth Resources Technology Satellite). El ERTS-1 fue posteriormente rebautizado como Landsat, renombrándose así también el satélite ERTS-1, como Landsat 1. El satélite estaba compuesto por una cámara de video y un sistema de escáner multispectral (MSS),



el cual adquiriría imágenes a una resolución de 79 m. En 1975 fue lanzado el satélite Landsat 2, manteniendo la misma configuración anterior, mientras que el Landsat 3, lanzado en 1978, adicionó una banda térmica con una resolución espacial de 40 m.

Una segunda generación de satélites Landsat se inició en la década de 1980 con la puesta en órbita del nuevo sensor denominado Thematic Mapper (TM), el cual mejoró la resolución espacial a 30 m con la finalidad de generar cartografía de alta resolución. En 1982 y 1984, fueron lanzados los satélites Landsat 4 y Landsat 5, mientras que para el Landsat 6 falló la colectora de datos en 1995.

La tercera generación de satélites Landsat fue puesta en órbita el 15 de abril de 1999, con el satélite Landsat 7m Enhanced Thematic Mapper (ETM+), el cual conservó aspectos similares del sensor TM además de una banda pancromática de alta resolución espacial de 15 m. El Landsat TM así como Landsat ETM+ tienen una frecuencia de 16 días para capturar la misma zona geográfica.

El año 2013 fue lanzado un nuevo satélite denominado Landsat 8 el cual cuenta con dos sensores el OLI (Operational Land Imager) y TIRS (Thermal Infrared Sensor). Las propiedades de resolución son las mismas que los sensores anteriores (<http://landsat.usgs.gov/>).

5.1.3.3. MODIS

El sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) es un instrumento que está incorporado en el satélite EOS Terra y EOS Aqua. Están en operación el Terra desde 1998 y el Aqua desde 2002. MODIS es un sensor que tiene 36 bandas espectrales y una órbita de 705 km. El Terra cruza de norte a sur y el



Aqua de sur a norte. Tiene una resolución espacial de 250 m con las bandas 1 y 2, 500 m en las bandas de la 3 a la 7 y 1000 m en las bandas de 8 a la 36. Cubren la superficie de la tierra en un 1 o 2 días (<http://modis.gsfc.nasa.gov/about/>).

5.1.4. Modelos numéricos

5.1.4.1. LAHARZ

LAHARZ es un programa computacional (código), que funciona como un sistema de información geográfico (GIS) creado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) (Schilling, 1998). LAHARZ parte del modelo semiempírico que realiza delineaciones de zonas de inundaciones y zonas de peligro de lahares basado en lo propuesto por Iverson et al. (1998). Utiliza como inputs un modelo digital de elevación (DEM), volumen inicial y punto de inicio. El modelo ha sido ampliamente utilizado y se han realizado diversas pruebas (Schilling et al., 2001; Hubbard et al., 2007; Muñoz-Salinas et al. 2009; Castruccio et al., 2010). Este método semiempírico se basa en los resultados estadísticos tomando como referencia la geometría de 27 lahares en 9 volcanes, los que permitieron predecir matemáticamente los alcances de un evento lahático en diversas ecuaciones. De acuerdo a las ecuaciones del modelo desarrollado se logró predecir de manera rápida y precisa secciones de inundación en función de los volúmenes laháticos considerados (Iverson et. al. 1998) (Fig. N°19).

El método consiste en determinar el área de inundación transversal (A) y planimétrico (B) generados por el flujo lahático en función del volumen de éste, a



través de una serie de ecuaciones en que se asume una masa y densidad constante y por lo tanto un volumen constante (Iverson et al., 1998).

De lo propuesto por Iverson et. al. (1998) se desprenden las siguientes ecuaciones:

(1) $A = CV^{2/3}$ (V = volumen del lahar; C = constante adimensional)

(2) $B = cV^{2/3}$ (c = constante adimensional; v = volumen del lahar).

Las constantes C y c son determinadas de las mediciones realizadas en terreno a depósitos y experimentos de flujos de volumen pequeños (Fig. N°18). Finalmente las ecuaciones quedan expresadas de la siguiente manera:

(3) $A = 0,05^{2/3}$ (Siendo 0,05 el valor de “ C ”)

(4) $B = 200^{2/3}$ (Siendo 200 el valor de “ c ”)

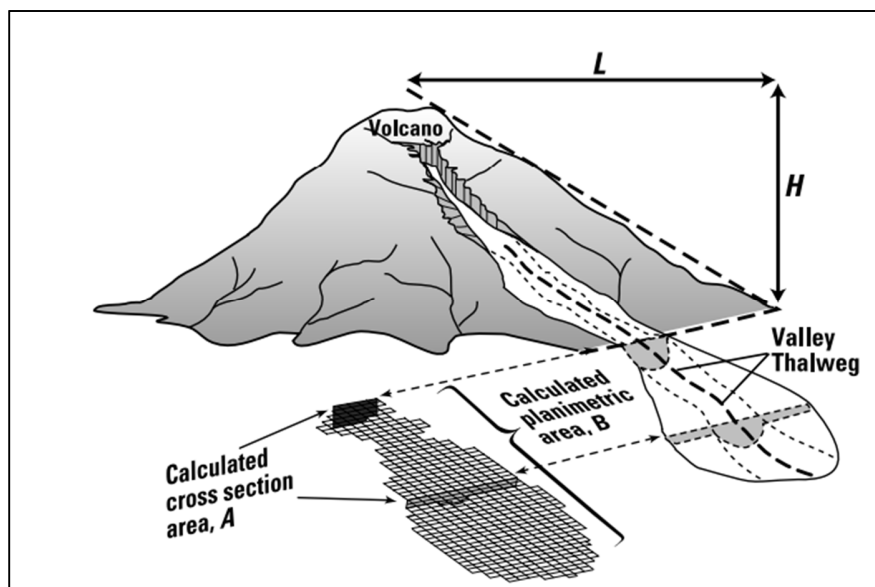


Fig. N°18. Modelo semiempírico, sección transversal (A), planimetría (B), L/H describe la razón de la distancia de la zona de peligro (Iverson et. al. 1998).



A partir de las ecuaciones (3) y (4) se puede predecir e indicar las áreas de inundación de diferentes volúmenes.

Dentro de las alternativas de LAHARZ existe un script en Matlab, el cual usa un algoritmo equivalente al utilizado por LAHARZ, el cual fue desarrollado por la Michigan Tech University en 2010.

Cabe hacer notar que el modelo LAHARZ no toma en cuenta las condiciones de rugosidad del terreno por donde fluye el lahar.

5.2. Metodología

De acuerdo a los antecedentes bibliográficos de evaluación y modelación de flujo laháricos, se propone el siguiente secuencia operativa.

El modelo de flujo laháricos requiere de los siguientes analisis:

1. Estimación de volúmenes de agua disponibles (espesores de hielo, cobertura nival, agua proveniente de otros afluentes o tributarios) y el porcentaje de agua movilizad.
2. Determinación del tipo de erupción en diferentes escenarios, correlacionados con la historia eruptiva del volcán Tupungatito.
3. Determinación de sólidos u otros materiales locales (detritos, morrenas, depósitos aluviales, coluviales).



TABLE 1. BASIC DATA RANKED IN ORDER OF FLOW VOLUME

Name of event	Location and date	Data source	Flow volume, V (m ³)	Inundated cross section Area, A (m ²)	Inundated planimetric area, B (m ²)
Osoeola	Mount Rainier, United States, 5000 B.P.	Vallance and Scott, 1997	4.0 × 10 ⁸	1.5 × 10 ⁵	5.5 × 10 ⁸
Teteltzingo	Citlatépetl, Mexico, 18000 B.P.	Carrasco-Núñez et al., 1994	1.8 × 10 ⁹	N.D.	1.4 × 10 ⁸
Electron	Mount Rainier, United States, 530–550 B.P.	Crandell, 1971	2.5 × 10 ⁸	3.7 × 10 ⁴	6 × 10 ⁷
Round Pass	Mount Rainier, United States, 2700 B.P.	Crandell, 1971	2 × 10 ⁸	N.D.	5 × 10 ⁷
Dead Man Flat	Mount Rainier, United States, 1100 B.P.	K. Scott et al., 1995; J.W. Vallance, unpublished data	1.8 × 10 ⁸	1.4 × 10 ⁴	9.0 × 10 ⁷
National	Mount Rainier, United States, 500–1800 B.P.	K. Scott et al., 1995; J.W. Vallance, unpublished data	1.5 × 10 ⁸	1.0 × 10 ⁴	7.8 × 10 ⁷
Paradise	Mount Rainier, United States, 4500–5000 B.P.	Crandell, 1971	1 × 10 ⁸	N.D.	3.4 × 10 ⁷
Zigzag	Mount Hood, United States, 1700 B.P.	J. W. Vallance, unpublished data	7.3 × 10 ⁷	1.2 × 10 ⁴	5.5 × 10 ⁷
Trout Lake	Mount Adams, United States, 5000 B.P.	Vallance, 1998	6.6 × 10 ⁷	N.D.	2.7 × 10 ⁷
Middle Fork Nooksack	Mount Baker, United States, 6000 B.P.	Hyde and Crandell, 1978	5 × 10 ⁷	N.D.	2 × 10 ⁷
Kautz Creek	Mount Rainier, United States, 1947	Crandell, 1971; Scott and Vallance, 1995	4 × 10 ⁷	5000	4.5 × 10 ⁶
Azufrado	Nevado del Ruiz, Columbia, 1985	Fritz et al., 1986; Pierson et al., 1990	4 × 10 ⁷	2300	3.4 × 10 ⁷
Molinos Nereidas (Chinchina)	Nevado del Ruiz, Columbia, 1985	Fritz et al., 1986; Pierson et al., 1990	3 × 10 ⁷	1100	6.0 × 10 ⁶
Gual	Nevado del Ruiz, Columbia, 1985	Fritz et al., 1986; Pierson et al., 1990	1.6 × 10 ⁷	2000	1.1 × 10 ⁷
Salt Creek	Mount Adams, United States, 200 B.P.	Vallance, 1998	1.5 × 10 ⁷	N.D.	1.6 × 10 ⁷
Tahoma	Mount Rainier, United States, 400–500 B.P.	Scott et al., 1995	1.5 × 10 ⁷	1.9 × 10 ⁴	6.0 × 10 ⁶
Pine Creek + Muddy River	Mount St. Helens, United States, 1980	Pierson, 1985	1.4 × 10 ⁷	2100	1.8 × 10 ⁷
South Fork Toutie	Mount St. Helens, United States, 1980	Janda et al., 1981; Fairchild and Wigmosta, 1983	1.2 × 10 ⁷	1500	3 × 10 ⁷
Whitney Creek	Mount Shasta, United States, 1935	Osterkamp et al., 1986	4 × 10 ⁶	N.D.	8 × 10 ⁶
Bolun Creek	Mount Shasta, United States, 1897	Osterkamp et al., 1986	1.5 × 10 ⁶	N.D.	3 × 10 ⁶
Mabinit Eruption Lahars	Mayon, Philippines, 1984	Rodolfo, 1989	1.2 × 10 ⁶	200	1.8 × 10 ⁶
Tahoma Creek	Mount Rainier, United States, 1988	Walder and Driedger, 1994; J.S. Walder, unpublished data	6 × 10 ⁵	190	1 × 10 ⁶
Blue Lake	Mount St. Helens, United States, 1980	Major, 1984; Major and Voight, 1986	3.8 × 10 ⁵	320	7.5 × 10 ⁵
Butte Canyon	Mount St. Helens, United States, 1980	Major, 1984; Major and Voight, 1986	3.8 × 10 ⁵	300	5.0 × 10 ⁵
Mabinit Typhoon Saling	Mayon, Philippines, 1985	Rodolfo, 1989; Rodolfo et al., 1989	3 × 10 ⁵	200	2 × 10 ⁵
Middle	Mount St. Helens, United States, 1980	Major, 1984; Major and Voight, 1986	1.4 × 10 ⁵	N.D.	4.0 × 10 ⁵
Potalie Creek	Mount Hood, United States, 1980	Gallino and Pierson, 1984; T.C. Pierson, unpublished data	8 × 10 ⁴	300	4.7 × 10 ⁵
West Dodson	Columbia Gorge, Oregon, United States, 1996	R. M. Iverson, unpublished data	8 × 10 ⁴	90	1 × 10 ⁵
Mayflower Gulch	Tenmile Range, Colorado, United States, 1961	Curry, 1966	1.7 × 10 ⁴	30	1.6 × 10 ⁴
Oddstad	Pacific, California, United States, 1982	Howard et al., 1988	2300	15	N.D.
Big Bend	Pacific, California, United States, 1982	Howard et al., 1988	660	5	N.D.
Yosemite	Pacific, California, United States, 1982	Howard et al., 1988	610	11	N.D.
B1	Nigel Pass, Canada, recent	Owens, 1972	300	3.3	2000
N32	Nigel Pass, Canada, recent	Owens, 1972	100	2.7	600
N2	Nigel Pass, Canada, recent	Owens, 1972	10	0.7	200
USGS flume experiments	30 experiments, 1993–1996	Major, 1996; Iverson, 1997	10	0.4–0.6	200–300

Note: N.D. = no data; USGS = U.S. Geological Survey

Fig. N°19. Tabla con los flujos de volúmenes laháricos con los cuales el modelo LAHARZ se diseñó (Iverson et. al. 1998)



5.2.1. Sensores Remotos

Mediante sensores remotos multitemporales (imágenes satelitales ASTER y LANDSAT, fotografías aéreas) se evalúan los cambios históricos de los glaciares volcán Tupungatito y su morfología en general, permitiendo la caracterización glaciológica y su entorno.

La técnica mediante sensores remotos ha sido ampliamente utilizada (Racoviteanu et al., 2009; Paul et al., 2004; Kääb, 2005). El término sensores remotos (teledetección) se define como la adquisición de información de un objeto sin estar en contacto físico con éste, lo que se logra mediante la detección y medición de los cambios en el tiempo y espacio, de un objeto (Lillesand & Kiefer, 1994). En la práctica la teledetección es una técnica que mediante la utilización de la radiación electromagnética permite obtener información desde plataformas espaciales y aerotransportadas de la superficie de la Tierra (Rees, 2006; Mather, 2004), debido a que la teledetección funciona mediante la detección de energía electromagnética, la que puede ser emitida, transmitida, absorbida y reflejada.

En términos de sensores, en la teledetección se describen dos tipos de sensores, los llamados sensores pasivos y activos. Los sensores activos son aquellos que emiten radiación y analizan las señales de respuesta y por otro lado los sensores pasivos son aquellos que detectan la radiación solar que es reflejada y emitida por la superficie de la tierra. Por lo tanto, debido a que las imágenes satelitales ASTER y LANDSAT constituyen información adquirida mediante sensores pasivos, esta información está expuesta a variables atmosféricas, y es necesario realizar



procedimientos de corrección y calibración para la homogeneización de la imagen. La corrección y calibración se realizó mediante el software comercial ENVI (Environment for Visualizing Images), diseñado para tales procedimientos. Este Software se utilizó para desplegar, calibrar, corregir y componer imágenes satelitales (distintas combinaciones de bandas). Con el software ENVI se realizó un completo análisis espectral y la corrección geométrica de las imágenes satelitales. El análisis de las imágenes satelitales con ENVI permitió también la corrección de los efectos atmosféricos. El tratamiento digital de las imágenes se realizó con módulos y filtros predeterminados del programa, aunque también se trabajó en ND (Niveles Digitales) con relación a bandas espectrales (Paul et al, 2002). Una vez corregidas todas las imágenes satelitales, se realizaron diferentes procesos con los parámetros físicos de la imagen, tales como: calibración radiométrica, correcciones a imágenes satelitales, es decir geométricas y atmosféricas. Finalmente se realizaron composiciones de banda Landsat 5-4-3 y ASTER 3-2-1.

Mediante la utilización de ENVI se realizaron clasificaciones no supervisadas y supervisadas. Para la clasificación no supervisada se utilizó el filtro K-means, método de agrupamiento de datos estadísticos donde las observaciones pertenecen al grupo más cercano a la media. Se realizaron diversas pruebas obteniendo que con 5 clases y 20 iteraciones se logra una buena separación entre detritos y hielo. Sin embargo en los sectores de alta nubosidad fue necesario realizar una clasificación supervisada con el filtro SAM (Spectral Angle Mapper). Este método consiste en elegir áreas de control (mínimo 17) y en función de la reflectancia de las áreas de control se realiza la clasificación, arrojando buenos resultados en el área de estudio.



5.2.2. Espesores de hielo mediante GPR – Radar de Penetración Terrestre (Ground Penetrating Radar)

Se evaluó la estructura interna del hielo mediante radar. El método de radar es ampliamente utilizado para la determinación de espesores y estructura interna del hielo (Plewes and Hubbard, 2001; Zamora et al., 2007; Casassa et al., 2004; Navarro et al., 2009). En enero de 2010 y enero de 2011 la Universidad de Maine, EE.UU. y el CECs de Valdivia efectuaron mediciones mediante un radar de impulso en el sector superior del glaciar de la caldera del volcán Tupungatito. Durante el año 2014 la Dirección General de Aguas (DGA) licitó estudios de espesores mediante radar aéreo en el volcán Tupungatito, que se adjudicó la empresa Geoestudios. En esta tesis se procesaron los datos GPS y radar terrestre mediante el software Reflex y se determina el relieve subglaciar. Adicionalmente se utilizan los datos de espesores obtenidos del estudio DGA (2014), ya que con el radar terrestre solo se realizaron algunos perfiles. Posteriormente se estima el volumen del glaciar y su equivalente en agua.

5.2.2.1. Funcionamiento del GPR

El GPR (Ground Penetrating Radar), cuyo significado en español es “Radar de Penetración Terrestre”, es una técnica ampliamente aceptada en geofísica, que consiste en la transmisión, posterior reflexión en el subsuelo y captura de ondas de radio. El radar se ha desarrollado y utilizado en diferentes disciplinas con la finalidad de conocer la estructura interna de la tierra y diferentes materiales.



Desde el punto de vista histórico el GPR se aplicó principalmente en los estudios geológicos. El uso de ondas de radio para conocer la estructura interna de la Tierra se ha realizado durante décadas, aunque en la década de 1950 se obtuvieron los primeros resultados (El Said, 1956; Waite y Schmidt, 1961). Waite (1961) demostró que con radares aerotransportados se obtenían señales del fondo bastante significativas del fondo de las capas de hielo. Aunque este hecho se descubrió por accidente ya que cuando aviones de Fuerza Aérea de U.S.A. volando sin visibilidad hacia los sitios de emplazamiento en Groenlandia, se encontraron aterrizando en la superficie del glaciar en circunstancias que sus propios radares señalaban algunos miles de metros de altura sobre el suelo. En realidad los radares en los aviones detectaban el suelo rocoso subglacial y no la superficie del glaciar. Este hecho significó hipotetizar que el hielo a ciertas longitudes de onda electromagnéticas es transparente. Estos acontecimientos condujeron a utilizar el radio eco sondaje en diferentes lugares alrededor del mundo. Sin embargo aún no existían principios que permitieran diferenciar o establecer una transición gradual del suelo y la roca. En la actualidad las aplicaciones se han multiplicado y el conocimiento de la base física ha crecido (Annan, 1973). Trabajos como el de Davis y Annan (1989) han permitido la comprensión de las propiedades eléctricas de muchos materiales en diferentes longitudes de onda. Una cronología histórica más completa acerca del radar es detallado por Annan (2002), así como también otras aplicaciones del uso de GPR incluyendo la geología se pueden encontrar en Bristow y Jol (2003), y para hidrogeología en Rubin y Hubbard (2005).



Los principios del GPR proporcionan una herramienta poderosa para la teledetección del subsuelo. Desde la introducción del GPR se ha reportado un gran éxito en el empleo en estudio de glaciares y el permafrost. Los métodos, así como los equipos, han mejorado mucho con el desarrollo de la tecnología (Gruber y Ludwing, 1996). El GPR consiste básicamente en emitir un pulso electromagnético por una antena, el pulso viaja hacia el fondo del glaciar, rebota en las rocas o suelo (interfaces que exhiben contraste de sus propiedades eléctricas) en el interior y en la base del glaciar y asciende hacia la superficie (Casassa y Rivera, 1998), donde lo recibe otra antena. La velocidad de la propagación de la onda en hielo ha sido determinada por diversos estudios, la cual se estima en 0,168 m/s en glaciares temperados (Blindow et al., 2010).

Los radares terrestres consisten en un sistema de arrastre que puede ser una moto de nieve o un equipo de personas (Fig. N°20) caminando sobre el glaciar y arrastrando un transmisor y su antena. Un osciloscopio conectado a un notebook actúa como receptor. Un receptor del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) almacena la trayectoria o recorrido del perfil.

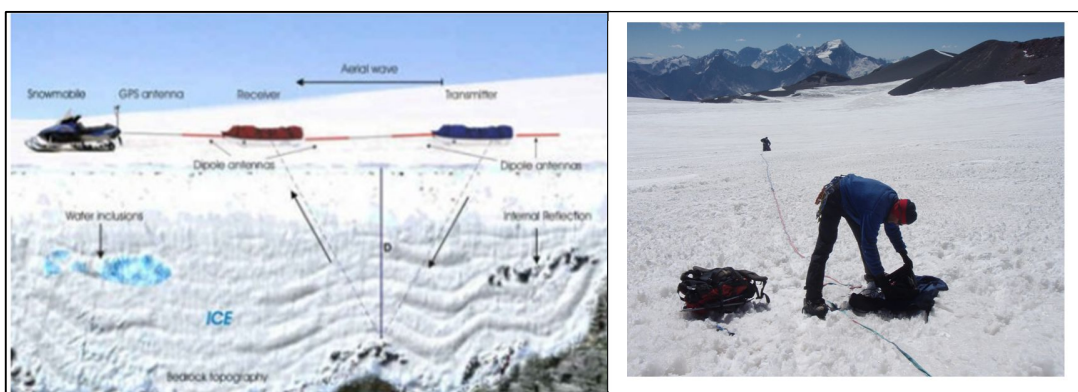


Fig. N°20 . (a) Esquema de un radar terrestre (DGA,-CECs 2008). (b) mediciones de radar en 2011 (Foto Gino Casassa).



5.2.2.1.1. GPR terrestre

Durante la campaña de enero de 2011 se realizaron diversos perfiles mediante radar terrestre en el volcán Tupungatito (Fig. N°21) en la zona superior de la caldera, A-B, C-D, F-K, K-H y I-J. Los trabajos fueron realizados con un transmisor de impulso OSU (The Ohio State University) modelo 5103 y antenas medio dipolo de un largo de 8 m, con una frecuencia central de 10 MHz. El apoyo geodésico fue realizado con GPS diferencial marca JAVAD doble frecuencia, que permitió georreferenciar las trazas medidas con radar.

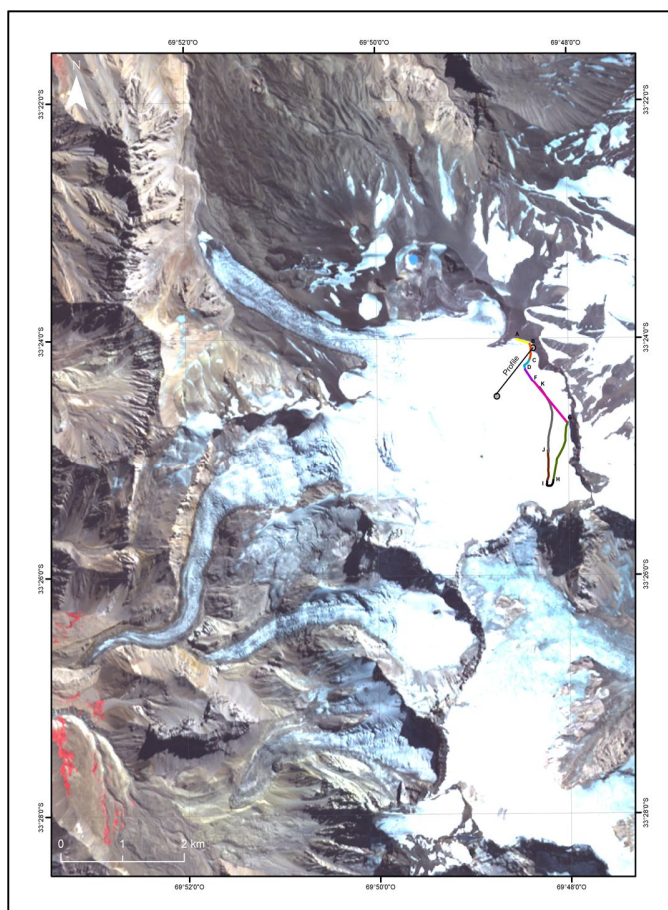


Fig. N°21. Ubicación de los perfiles levantados con GPR, año 2011. Imagen ASTER.



5.2.2.1.2. GPR Aéreo

De acuerdo a los antecedentes obtenidos del estudio licitado por la Dirección General de Aguas (2014) y ejecutado por Geoestudios, el radar aéreo utilizado tiene una frecuencia central de 50 MHz y es una modificación del modelo original BGR-P30, de una frecuencia central de 30 MHz, diseñado por el Dr. Norbert Blindow, y originalmente construido en la Universidad de Münster (UM) (UMAIR-Radar Aéreo Universidad de Münster), Alemania (Blindow, 2009; Blindow et al., 2010; Blindow et al., 2011, DGA, 2014). El diseño de la antena GPR de 50 MHz, de un peso de 150 kg, corresponde al mismo diseño del UMAIR, denominado "Carlina I" (CI), y tiene un receptor modificado con mayor ganancia que permite obtener resultados con menos ruido (DGA, 2014). La antena es del tipo colgante tipo bow-tie, de un tamaño de 2 m x 5 m x 0.5 m (ancho x longitud x altura) que consiste en un marco de acero (Fig. N°22). El transmisor es un interruptor generador de pulsos (MOSFET) que opera a 4 kV con una PRF (Pulse Repetition Frequency) de 6 a 3.5 kHz (Casassa et. al., 2014, DGA, 2014). Un GPS de doble frecuencia se instala en la antena y un láser altimétrico puntual indica la altura de la antena sobre la superficie para efectos de navegación del helicóptero. El receptor posee un digitalizador análogo-digital de 500 MS/s, se instala en la antena y con una conexión de fibra óptica se conecta al computador que almacena los datos, instalado en la cabina del helicóptero. Debido al peso y las precisiones requeridas el vuelo se efectúa normalmente a una velocidad media de 40 nudos (75 km/hr), lo que asegura trazas de radar cada 2 m sobre el terreno (DGA, 2014). La altura de vuelo fue en promedio entre 30-50 m sobre la



superficie del hielo. A partir de ambas mediciones, RADAR terrestre y aéreo, se determinaron los volúmenes totales de hielo en el glaciar Tupungatito (Fig. N°22).



Fig. N°22. Sistema de radar aéreo UMAIR de 50 MHz (Carlina I).



5.2.3. Estimación de volumen de hielo

Los volúmenes totales de hielo se calcularon en función de la ecuación:

$$V = hm * A \quad (1).$$

Donde **V** = es volumen; **hm** = espesor medio; **A** = área del glaciar.

El volumen equivalente en agua fue determinado mediante la ecuación

$$V_{eq. \text{ en agua}} = V_{Hielo} * Densidad \quad (2).$$

Por otro lado Chen & Ohmura (1990) establecieron una relación mas precisa del area-volumen al determinar el espesor medio, la formula se basa en la medición mediante radar de 67 glaciares de valle y montaña de los Alpes. La relacion es:

$$h = 28,5 * S^{0.357} \quad (3).$$

Donde **h** = Espesor medio; **S** = area glaciar; 28,5 y 0,357 coeficientes.

Esta relacion fue utilizada a modo de comparación, ya que los vuelos de radar solo se realizaron en el glaciar Tupungatito lo que equivale a la mitad de la caldera. Se tomarán los datos de radar aéreo obtenidos del mismo proyecto correspondientes al volcán Nevados de Sollipulli el cual presenta un glaciar en su caldera de similares condiciones, que servirá para comparar la ecuación de Chen & Ohmura y el radar aéreo.



5.2.4. Topografía superficial

A partir de las mediciones GPS realizadas en enero 2011, estos datos no solo se utilizaron para georreferenciar las trazas de radar, sino también nos permitió conocer la topografía superficial de la caldera (Fig. N° 23).

El sistema GPS, es ampliamente utilizado en trabajos glaciológicos desde mediados de los años 80 (Hinze and Seeber, 1988; Moller & Ritter, 1988), determinando velocidades del hielo (ej. Hulbe and Whillans, 1994) y detección de cambios en la velocidades en largos periodos (ej. Joughin et al., 2005; King et al., 2007).

En cuanto a las mediciones DGPS (GPS diferencial), en la campaña de enero 2011 se materializó una base a un costado del glaciar Tupungatito, a una altitud de 5750 m snm, la que midió alrededor de 5 h. La base se procesó con el software Grafnav 8.3 con el método PPP (*Precise Point Positioning*), obteniendo un error absoluto de su posición <2 cm. Los puntos medidos en la caldera fueron realizados en la modalidad cinemático con un procesamiento diferencial con la base y las soluciones alcanzaron precisiones horizontales de 10 mm+1 ppm y verticales de 20 mm+1 ppm.



Fig. N°23. Base geodésica instalada en el borde del glaciar del volcán Tupungatito (Foto Gino Casassa).



5.2.5. Balance de masa geodésico

El balance de masa corresponde a la ganancia o pérdida de hielo y nieve a lo largo de un período o año hidrológico y puede ser determinado por el método glaciológico (directo) o bien por el método geodésico. Las mediciones pueden obtenerse in-situ (Hagen et al., 2004) o con técnicas mediante sensores remotos (Bamber y Kwok, 2004). Como balance de masa geodésico se entiende la comparación de las elevaciones de la superficie de los glaciares en dos épocas distintas (Cogley et al., 2010). Estos métodos pueden corresponder a mediciones con altimetría laser (LIDAR), fotogrametría terrestre o aérea y mapeo de glaciares a través de métodos topográficos convencionales como estaciones totales, teodolitos y sistemas GPS.

Se realizó el balance de masa geodésico a partir de los datos obtenidos de las curvas de nivel de la Carta Regular 1:50.000 del IGM (Instituto Geográfico Militar), el modelo digital de elevación SRTM y los resultados obtenidos del procesamiento GPS. Una vez ajustados el GPS, es decir corregidos con el EGM96 (*Earth Gravitational Model 96*). Se procedió a comparar las variaciones altitudinales. Como las mediciones GPS de enero 2011 solo se concentraron en la zona superior de la caldera volcánica, se compararon puntualmente con el SRTM y ASTER GDEM e IGM. El ASTER GDEM y SRTM presentan demasiados ruido, lo que se estima que es debido al método de construcción o la altura del área, y por lo tanto solo se utilizó la información IGM. El glaciar se dividió en función de rangos altitudinales. De las diferencias entre las mediciones GPS y el DEMs IGM (mas antiguo) se asignó a cada rango altitudinal la diferencia de altura determinada (ΔH) entre las dos épocas y



se multiplicó por el área respectiva. La integración de los delta H proporciona el balance geodésico general del área completa.

5.2.6. Modelación de Lahares

Mediante el software LAHARZ se realizó la modelación, la cual se aplicó sobre el DEM SRTM, ya que representa de mejor manera los cauces de los ríos, a diferencia del DEM IGM, este se presenta más suavizado, por lo tanto las pendientes en las zonas encajonadas son poco representativas. Este análisis de calidad ya fue realizado por Castruccio (2008), para el volcán Villarrica, sin embargo al tratarse de Villarrica el comportamiento del DEM IGM es mejor. Con el volumen de hielo determinado mediante los métodos de radar se procedió con la modelación. Se ingresaron diferentes volúmenes de acuerdo a diferentes posibles escenarios.

5.2.7. Determinación de otros materiales que podrían incorporarse al flujo de lahares

Los lahares tienen las características de un flujo y que por lo tanto, fluyen por gravedad, sufren transiciones, es decir, puede comenzar con una densidad y terminar con otra debido a la incorporación de diversos materiales en la zona donde fluye. Dentro de los materiales que se identificaron y que probablemente se podrían incorporar a un eventual lahar se encuentran: detritos en la zona de ablación del glaciar, morrenas y morrenas con núcleo de hielo, glaciares de rocas, una importante cobertura nival y los afluentes de diversas quebradas y ríos, principalmente la de los



ríos Colorado, Olivares y Maipo. Los detritos fueron determinados mediante sensores remotos.

Los caudales de los ríos entre los años 2000 al 2014 fueron calculados a partir de los datos de las estaciones DGA ubicadas en río Colorado antes de junta Olivares, río Olivares antes junta Colorado, y río Maipo antes junta Colorado. Por su parte, la cobertura nival fue determinada mediante el análisis de imágenes satelitales MODIS obteniendo un promedio de los últimos 5 años de la cobertura nival. Debido a que en esta zona no se realizaron sondeos de nieve para determinar profundidades, el volumen total de nieve se extrapoló de las mediciones de densidad de la nieve y profundidad, obtenidas de las mediciones que realiza la Dirección General de Aguas en los glaciares Echaurren Norte, Bello y Yeso de la cuenca del Yeso, lo cuales se encuentran a una latitud y altitud similar.

6. Resultados

6.1. Caracterización glaciológica

6.1.1. Área glaciar

Mediante la técnica de sensores remotos y los resultados preliminares de espesores de hielo, se interpretó que la caldera del volcán Tupungatito se subdivide en dos cuencas glaciares que drenan hacia los glaciares Azufre y Tupungatito (aunque esto ha sido interpretado por en el inventario de glaciares de la DGA, solo con la topografía superficial). De acuerdo a los análisis realizados con sensores remotos se determinó que el área total del cordón montañoso del lado chileno que une el volcán Tupungatito y el Cerro Alto tiene un área glaciada de 26,4 km². El glaciar



Tupungatito es un glaciar de montaña con un área de 7,08 km² al año 2014 y contiene casi el 42% del área de la caldera. En la zona suroeste se ubica el glaciar Azufre, clasificado como glaciar de montaña con un área de 9,87 km² al año 2014 y contiene el 58% del área de la caldera volcánica.

Los parámetros glaciológicos fueron determinados con el modelo digital de elevación SRTM (Tabla N°2).

Nombre Glaciar	Orientación	Altitud Máxima	Altitud Media	Altitud Minima	Pendiente Media (°)
Tupungatito	NO	5676	5348	4235	10
Azufre	SO	5222	4600	3517	16

Tabla N°2: Parámetros glaciológicos de los glaciares considerados en la modelación de lahares.

6.1.2. Línea de Equilibrio de los glaciares Tupungatito y Azufre

La Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA - *Equilibrium Line Altitude*) de los glaciares fue determinada con la imagen satelital Landsat OILS del 12 de febrero 2014 y la topografía superficial mediante los datos del IGM. La ELA del glaciar Tupungatito tenía una altitud de 4800 m snm al final del verano 2013/2014. El área de ablación es de 0,81 km², el área de acumulación es de 6,27 km², y por lo tanto el cociente AAR (*Accumulation Area Ratio*), definido como el cociente entre el área de acumulación y el área total es de 0.86. En tanto en el glaciar Azufre la ELA tiene una altitud de 4400 m snm, el área de ablación es de 1,14 km², el área de acumulación es de 8,73 km² y el AAR es de 0,88.



6.1.3. Cobertura detrítica

Con el software ENVI se realizaron clasificaciones supervisadas y no supervisadas aplicando el filtro K-means y con el algoritmo SAM (Spectral Angle Mapper), sobre la imagen Landsat OILS de 2014, con estos filtros y métodos semiautomáticos se determinó la cobertura detrítica presente en el volcán Tupungatito y la zona englaciada del cordón montañoso. El área con cobertura detrítica para el glaciar Tupungatito es de 0,75 km², Azufre 0,83 km² (Fig. N°24). Sin embargo la cobertura detrítica esta condicionada a los procesos volcánicos, por esto la cobertura tiende a ser variable en el tiempo. Adicionalmente este hecho hace complicado a los filtros discriminar hielo sucio del cubierto por detrito.

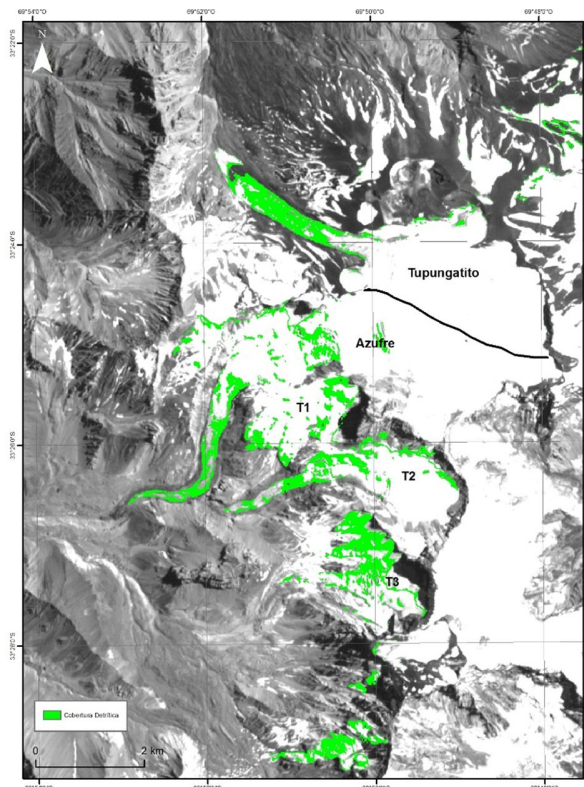


Fig. N°24. Cobertura detrítica de los glaciares estudiados.



6.1.4. Cambios frontales y avalanchas recientes

De acuerdo a los análisis efectuados sobre la fotografía aérea HYCON de 1955-1956, las imágenes satelitales de Landsat TM 1986, ASTER 2010 y Landsat OILS 2014, La zona frontal del glaciar Azufre ha experimentado fuertes retrocesos en los últimos 58 años, el frente en el año 1956 presentaba una importante capa de detritos. Como se observa en la figura N°25 desde 1956 a 2014 el glaciar retrocedió 2570 m durante ese periodo, lo que corresponde aproximadamente a una tasa anual de 44,31 m/año. También se debe consignar que en las fechas intermedias Este retroceso en el glaciar Azufre coincide con el aumento de la actividad volcánica entre 1959-1960 (erupción), 1961, 1964, 1980 y 1986 (última actividad), así como en el incremento de las temperaturas. En el periodo 2010-2014, se evidencia un retroceso frontal de 135 m en el glaciar Azufre, es decir tiene una tasa de retroceso anual de aproximadamente 33,75 m/año. Los antecedentes teledetectados no nos permiten distinguir si el glaciar Azufre continúa con la tendencia general de retroceso observada en los glaciares de los Andes Centrales o si su relación con el volcanismo aumento las tasas de retroceso glaciar.

La zona frontal del glaciar Tupungatito, también ha experimentado retrocesos en los últimos 58 años, pero en una magnitud menor que el glaciar Azufre. Durante el periodo 1956–2014, el glaciar ha retrocedido aproximadamente de 300 m, es decir una tasa anual de 5,17 m/año. Como antecedente en los años intermedios precisamente el periodo 1956-1986 el glaciar tiene una tasa anual de 4,17 m/año y



entre 2010-2014 el frente ha experimentado un aumento en el retroceso frontal de glaciar con una tasa anual de 11,5 m/año en esos 4 años.

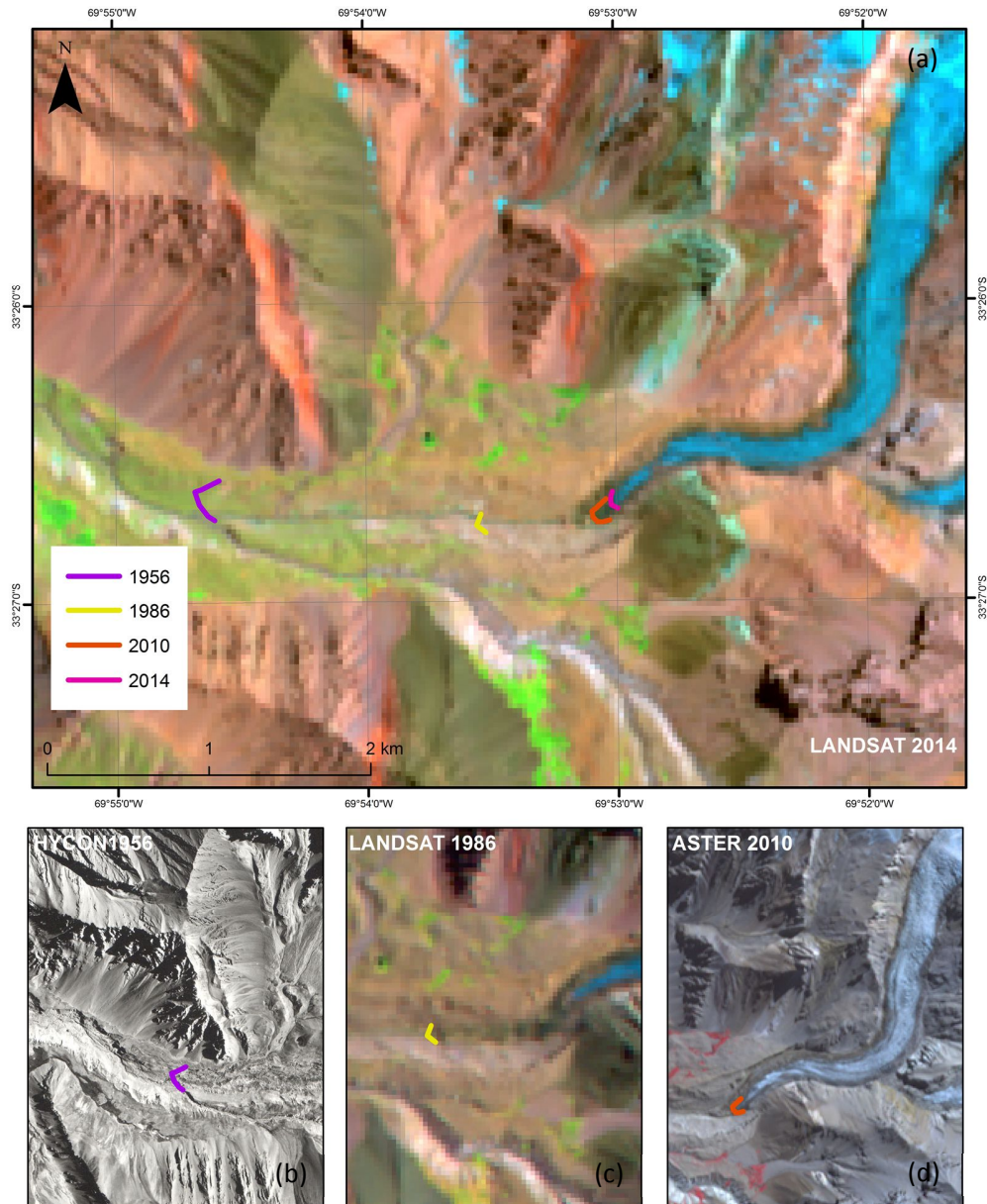


Fig. N°25. Fluctuaciones del glaciar Azufre, (a) variaciones recientes (Composición Landsat 543), (b) frente 1956 fotointerpretado, (c) frente 1986, (d) frente 2010 (Composición ASTER 321).

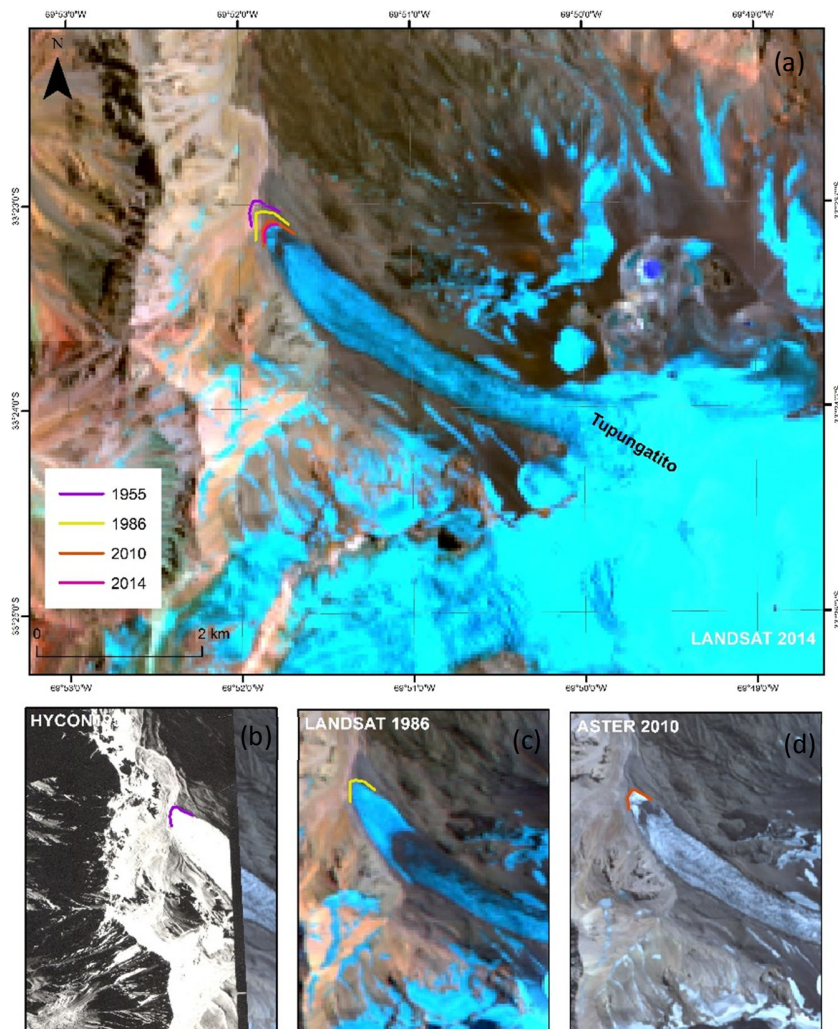


Fig. N°26. Fluctuaciones glaciar Tupungatito, (a) variaciones recientes (Composición Landsat 543), (b) frente 1956, (c) frente 1986, (d) frente 2010(Composición ASTER 321).

En el glaciar Tupungatito se ha identificado que la zona de ablación ha sido cubierta por avalanchas volcánicas o un flujo detrítico. Se revisó una secuencia de imágenes desde 1955-56 (HYCON), 1975, 1985, 1986, 2010 y 2014. Desde 1975 hasta 1986 se identifican avalanchas detríticas, siendo la más prominente o la de mayor envergadura la de 1986 cubriendo un área de $0,45 \text{ km}^2$. No obstante, en el glaciar



Tupungatito ya en el periodo 2010 a 2014 se visualiza que la precipitación nival caída en los años posteriores cubrió dichas avalanchas (Fig. N°27). El origen de esta avalancha o flujo detritica se desconce. Se revisó la secuencia de imagenes pero no se pueden precisar si es por algún colapso de un crater o producto de la meteorización.

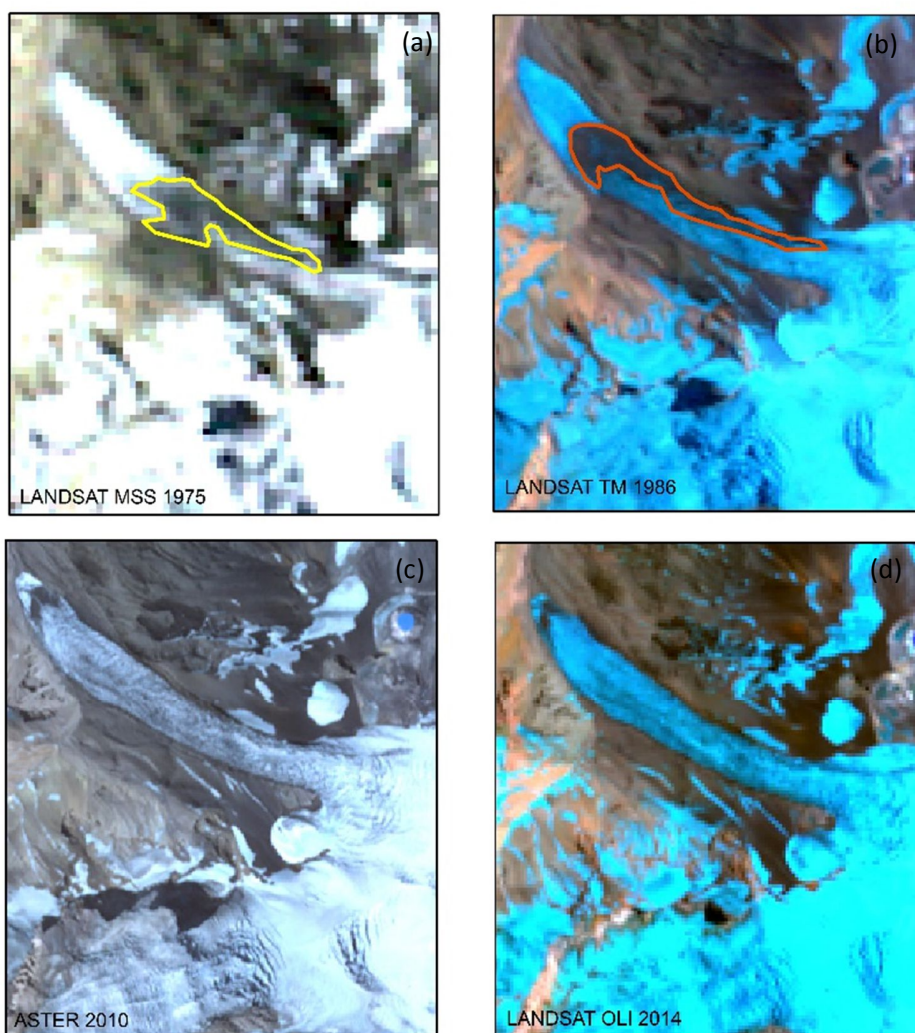


Fig. N°27. Avalanchas detritica del volcán Tupungatito. (a) Imagen satelital Landsat MSS marzo 1975 , (b) Imagen satelital Landsat TM febrero 1986 (Composición Landsat 543), (c) Imagen satelital ASTER marzo 2010, (d) Imagen satelital Landsat OLI enero 2014 (Composición Landsat 543).



6.1.5. Cambios de elevación

El modelo SRTM presenta un comportamiento estable en las zonas planas o de pendientes mas bajas, sin embargo en cotas mayores presentan sobreestimación respecto de los valores GPS 2011. De acuerdo a lo anterior, para obtener los cambios de elevación se utilizó el modelo digital de elevación elaborado a partir de las curvas de nivel obtenidas de la cartografía regular 1:50.000 del IGM historica.

Dicha cartografía es obtenida por la restitución fotogramétrica realizada por el IGM a partir de fotografías aéreas obtenidas con el vuelo fotogramétrico HYCON de 1955-6 y rectificadas con puntos topográficos obtenidos en un levantamiento de 1965, con el DEM generado, se comparan los cambios en la altitud del glaciar. Los datos levantados con el GPS geodésico fueron corregidos con el modelo geoidal EGM96 y las cotas transformadas a valores ortométricos (sobre el nivel del mar), debido a que la cartografía está referida al nivel medio del mar (n.m.m). De acuerdo a los resultados se puede evidenciar que entre el año 1956 y 2011, es decir que en un periodo de 55 años, se produjo un cambio de elevación de -19,1 m, lo que se traduce en 34 cm/año, dichos cambios en las elevaciones se producen sobre los 5500 msnm (Fig. N°28).

6.1.6. Balance de masa geodésico

El balance de masa geodésico se realizó solo en la caldera volcánica, debido a que en esta zona solo se realizaron las mediciones GPS en el año 2011 (Fig. N°28). De acuerdo a las comparaciones realizadas entre 1956 y 2011, el balance de masa



geodésico es de -17,2 m equivalente en agua, durante el periodo con una densidad del hielo de $0,9 \text{ gr/cm}^3$. El volumen total en agua estimado como pérdida para toda la caldera entre 1956 – 2011 (considerando el área de la caldera de $11,95 \text{ km}^2$), es de $0,21 \text{ km}^3$, lo que se traduce en una pérdida de $0,004 \text{ km}^3/\text{año}$ o $4 \times 10^6 \text{ m}^3$.

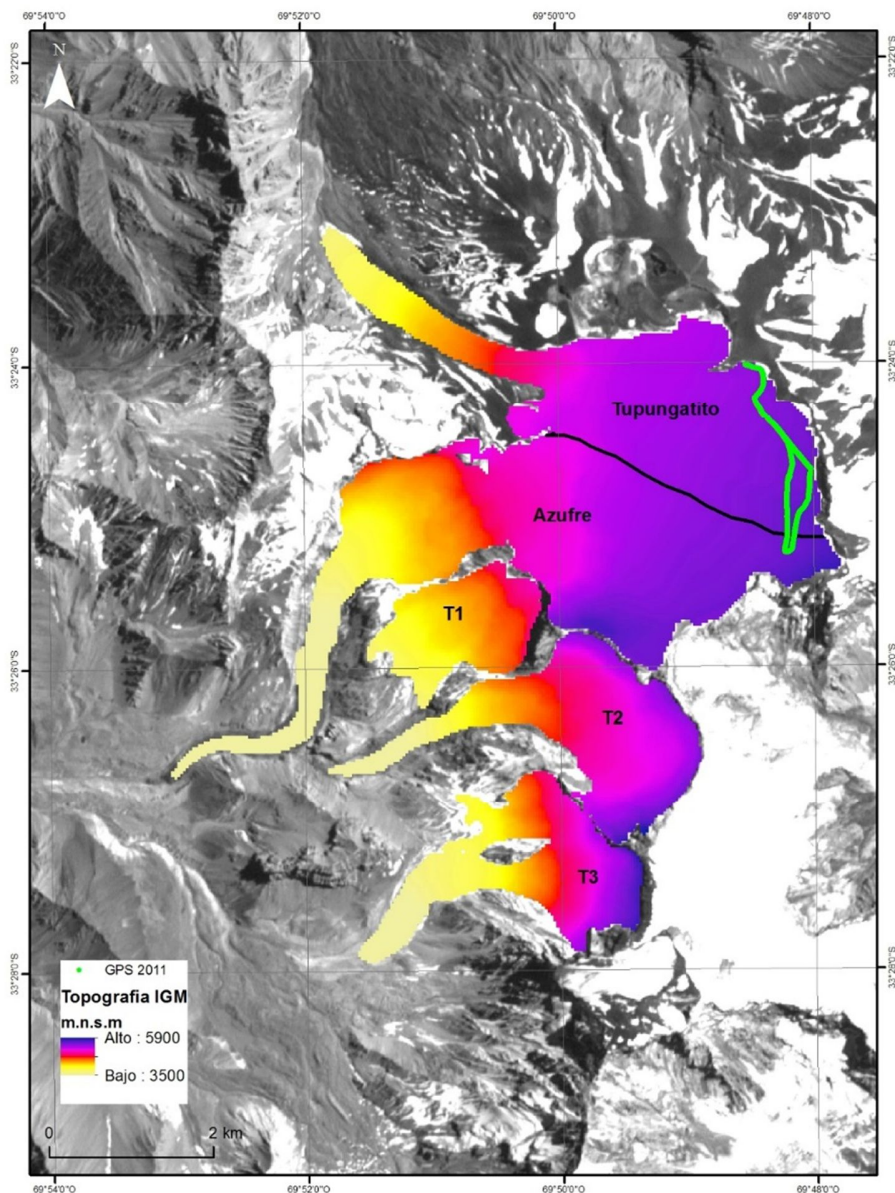


Fig. N°28. Topografía superficial IGM. La línea verde ilustra la transecta medida con GPS en enero 2011. (imagen satelital ASTER 2010)



6.2. Volumen de hielo volcán Tupungatito

6.2.1. Radar terrestre

Mediante el software Reflex y con la guía de procesamiento desarrollado por Blindow (2013), se procesaron los datos capturados en terreno durante la campaña 2011. Una vez corregidos y procesados los datos y aplicados los filtros, fueron migrados, es decir se reconstruye geométrica la distribución de la reflectividad subglaciar. Los datos obteniendo los radargramas finales, interpretando finalmente la reflectancia y el fondo rocoso (Fig. N°29 y 30).

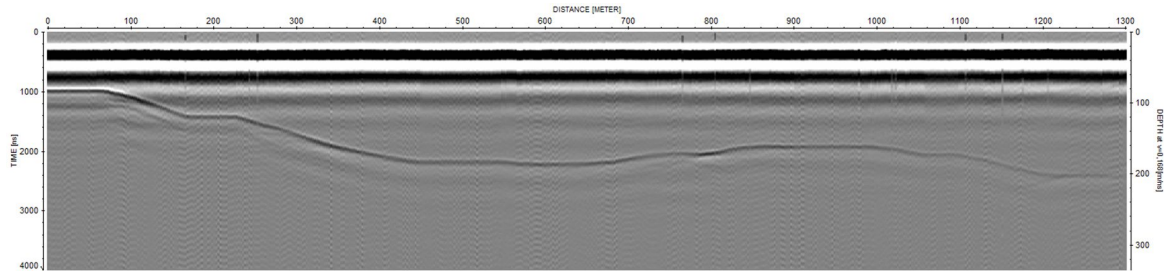


Fig. N°29. Radargrama migrado.

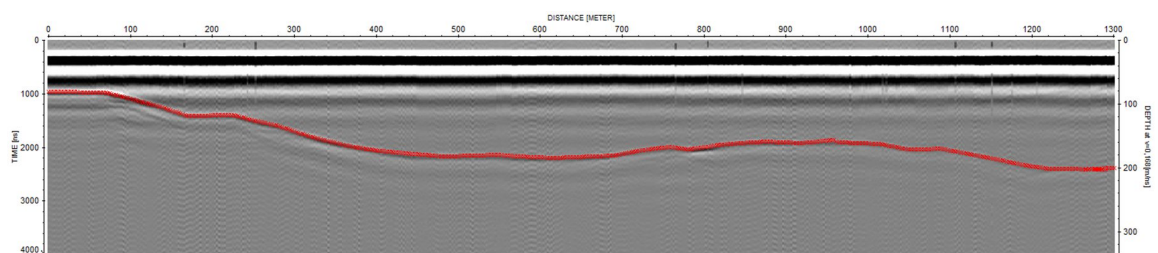


Fig. N°30. Radargrama interpretado. La línea roja corresponde al fondo del glaciar.

De acuerdo a la interpretación (Fig. N°30) del fondo de la caldera del volcán Tupungatito, se obtuvo un espesor máximo de 201 m y un espesor promedio de la transecta efectuada en 2011 de ~156 m. El perfil de la figura N°30, corresponde al perfil K-J de la figura N°21.



6.2.2 Radar aéreo

Los vuelos de radar aéreo realizados en el estudio solicitado por la DGA (2013) y efectuado por Geostudios, solo consideraron el glaciar Azufre, vale decir la mitad de la caldera con 7,07 km² de los 16,95 km² que corresponde la caldera del volcán con sus dos lenguas glaciares. Los vuelos y perfiles generados se observan en la figura N°31.

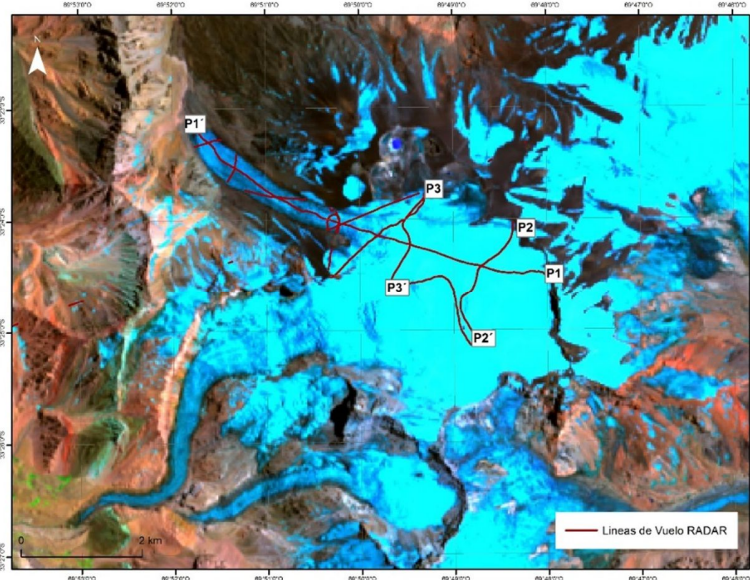


Fig. N°31. Líneas de vuelo y perfiles obtenidos mediante radar aéreo en octubre de 2013, vuelos realizados por la empresa Geostudios Ltda.

Debido a que solo se realizaron vuelos en parte de la caldera, en el área faltante se realizó un análisis de los modelos digitales de elevación, de los cuales el IGM es el que considera menos ruido y menos vacíos de información. Una vez analizadas las alturas del área volada con las del área faltante, los comportamientos de las alturas y pendientes son similares en ambas lenguas glaciares. Por lo tanto en el área de la



caldera sin cobertura de radar se asumió los mismos espesores del área volada con radar aéreo.

En los datos obtenidos con el vuelo de radar aéreo se obtuvieron espesores máximos fue de 300 m y como espesor promedio 117 m. Las figuras N°32 a N°37, extraídas del informe DGA-Geoestudios (2013), indican los perfiles topográficos subglaciares interpretados.

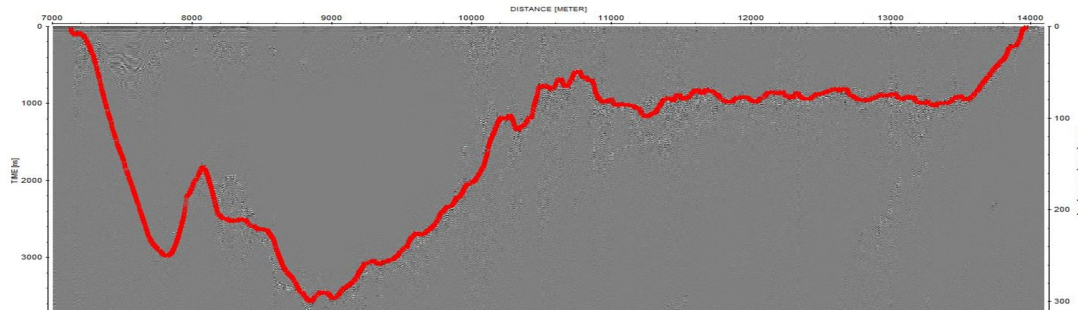


Fig. N°32. Radargrama e interpretación perfil P1-P1'.

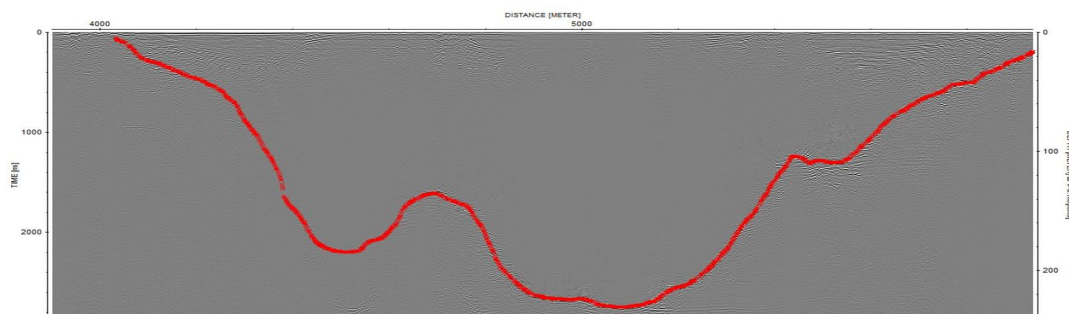


Fig. N°33. Radargrama e interpretación perfil P2-P2'.

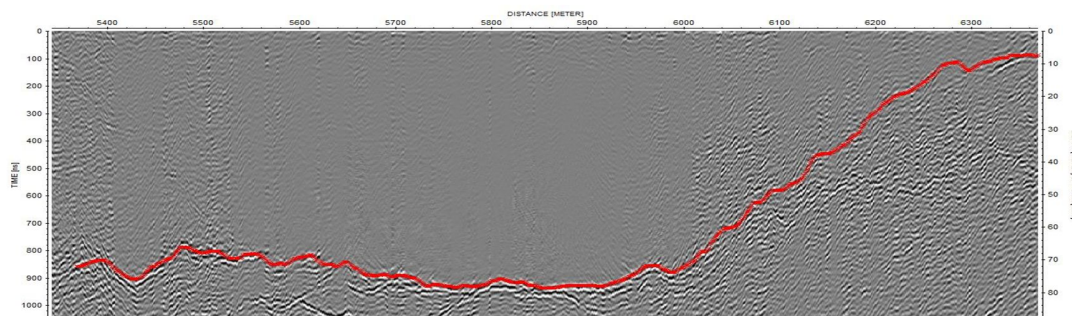


Fig. N°34. Radargrama e interpretación perfil P3-P3'.

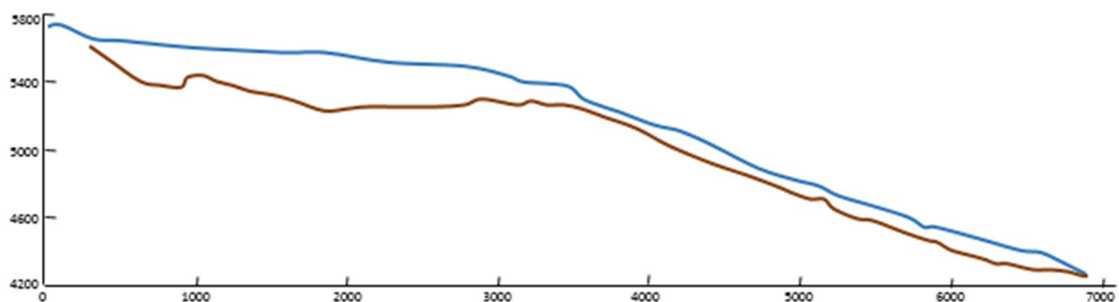


Fig. N°35. Perfil topográfico superficial y subglaciar de espesores volcán Tupungatito P1-P1'

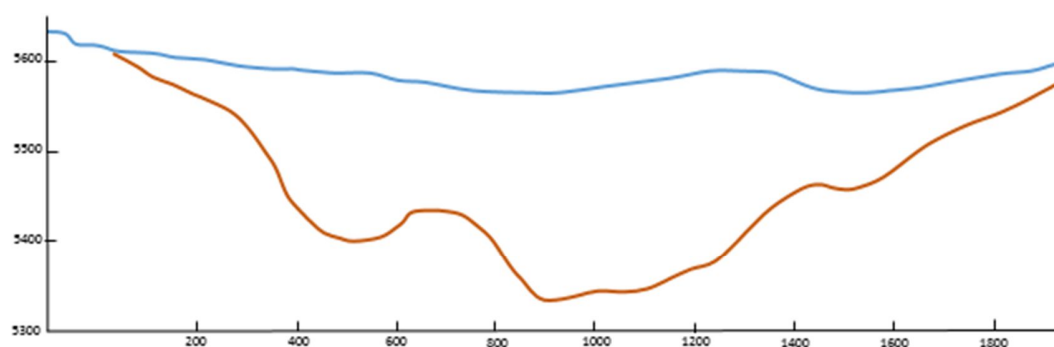


Fig. N°36. Perfil topográfico superficial y subglaciar de espesores volcán Tupungatito P2-P2'

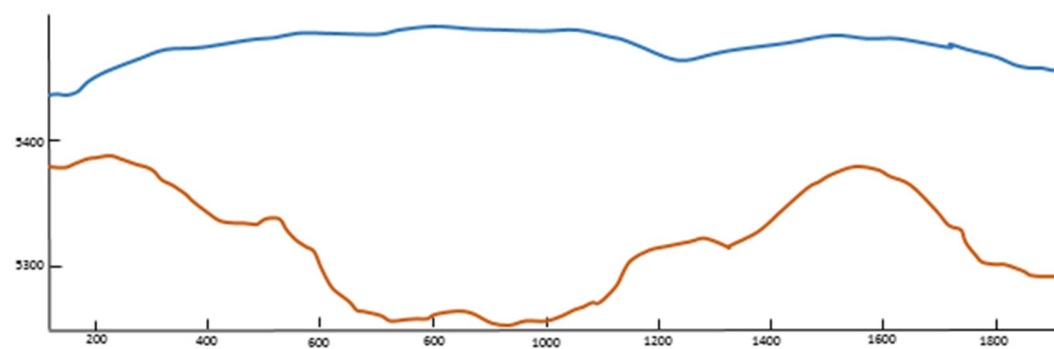


Fig. N°37. Perfil topográfico superficial y subglaciar de espesores volcán Tupungatito P3-P3'



Las mediciones de radar terrestre y aéreo, solo son coincidentes en algunos puntos. Al comparar los resultados de ambas mediciones de radar, existen diferencias puntuales desde 0,1 m hasta ~23,6 m, error atribuible a la interpretación de los datos y a la migración 2D a lo largo de cada perfil (tabla N° 3), que no considera potenciales retornos laterales.

Cruce	Coordenadas UTM radar 1 (m)		Coordenadas UTM radar 2 (m)		Prof. radar 1 (m)	Prof. radar 2 (m)	Dif. de prof. (m)	Dist. entre puntos (m)	Dif. (%)
	Este	Norte	Este	Norte					
TA1	425.252	6.303.177	425.252	6.303.177	182,1	179,5	2,5	0,2	1,4
TA2	424.909	6.303.601	424.909	6.303.601	107,7	107,8	0,1	0,1	0,1
TA3	424.909	6.303.601	424.909	6.303.601	107,7	107,8	0,1	0,1	0,1
TA4	425.252	6.303.177	425.252	6.303.177	182,1	179,5	2,5	0,2	1,4
AA1	424.515	6.303.286	424.515	6.303.287	210,4	210,6	0,2	0,4	0,1
AA2	423.339	6.303.645	423.339	6.303.645	229,7	230,2	0,5	0,6	0,2
AA3	423.572	6.304.418	423.572	6.304.418	169,1	166,1	3,0	0,4	1,8
AA4	423.260	6.304.061	423.259	6.304.061	149,6	152,4	2,8	0,3	1,9
AA5	422.804	6.303.786	422.804	6.303.786	127,4	127,4	0,0	0,3	0,0
AA6	422.164	6.303.987	422.164	6.303.988	55,8	70,9	15,1	0,4	23,9
AA7	421.123	6.304.425	421.123	6.304.425	76,7	77,0	0,3	0,1	0,4
AA8	420.434	6.304.901	420.434	6.304.901	79,4	79,5	0,1	0,3	0,1
AA9	419.998	6.305.321	419.998	6.305.321	82,0	81,8	0,2	0,5	0,2
TT1	425.168	6.303.281	425.169	6.303.281	195,7	172,1	23,6	1,0	12,8
TT2	425.243	6.303.189	425.243	6.303.189	173,9	185,9	12,0	0,4	6,7
TT3	425.593	6.302.765	425.593	6.302.766	114,3	114,3	0,0	0,7	0,0

Tabla N°3. Analisis de cruces entre datos medidos con radar aereo y radar terrestre medidos en la caldera del volcánTupungatito (Datos comparados por Geoestudios).

Una vez interpolados los datos de ambas mediciones se calculó el espesor medio, sin embargo la variación en comparación con el espesor medio obtenido sólo con el radar aéreo no es significativa. De acuerdo a lo anterior, utilizando el espesor medio determinado mediante radar aéreo y asumiendo que la topografía superficial en la parte de caldera que corresponde al glaciar Azufre y su lengua es similar al del glaciar Tupungatito, el volumen total de hielo de la caldera y de ambas lenguas



glaciares del volcán Tupungatito ($16,95 \text{ km}^2$) es de $1,98 \text{ km}^3 \pm 0,2 \text{ km}^3$ 1.984.845.000 m^3 , su equivalente en agua es de $1,79 \text{ km}^3$ o 1.785.888.000 m^3 .

Si utilizamos el espesor medio determinado mediante el radar aéreo solo en la parte de la caldera que corresponde al glaciar Tupungatito ($7,08 \text{ km}^2$) y su lengua tenemos que el volumen de hielo de $0,86 \text{ km}^3 \pm 0,1 \text{ km}^3$, su equivalente en agua es de $0,83 \text{ km}^3 \pm 0,1 \text{ km}^3$. Para la parte de la caldera del glaciar Azufre ($9,87 \text{ km}^2$) mas su lengua, se determinó el espesor medio mediante la ecuación de Chen & Ohmura (1990) (ecuación 3), el volumen resultante es de $0,63 \text{ km}^3 \pm 0,1 \text{ km}^3$, finalmente la suma de ambos volúmenes resulta en un volumen equivalente en agua de $1,35 \text{ km}^3 \pm 0,2 \text{ km}^3$. Mediante este análisis se ha identificado que la ecuación determinada por Chen & Ohmura (1990) para los glaciares que están en calderas volcánicas subestiman el volumen. La figura N°38 realiza una comparación de dos calderas volcánicas como lo son el volcán Nevados de Sollipulli (DGA, 2014) y el volcán Tupungatito entre el método de radar aéreo y la ecuación de Chen & Ohmura (1990), esta comparación arroja importantes diferencias, esto se identifica de mejor manera al comparar el volumen obtenido con el radar aéreo del glaciar Tupungatito ($0,83 \text{ km}^3$ eq. agua) y con la ecuación de Chen & Ohmura (1990) obtenemos que el volumen es de $0,36 \text{ km}^3$ eq. agua, lo que significa una diferencia de $0,46 \text{ km}^3$ eq. agua, es decir subestima en un 44% el dato medido, del valor estimado con Chen & Ohmura. Por lo tanto para efectos de este trabajo consideraremos el espesor medio medido con radar aéreo para todo el volcán Tupungatito, es decir un volumen total de $1,79 \text{ km}^3$ eq. agua.

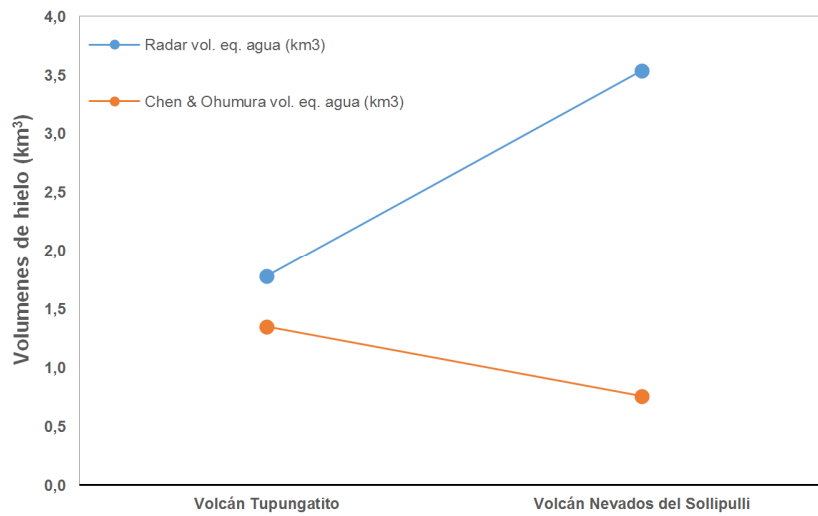


Fig. N° 38. Comparación entre los volúmenes de hielo de calderas volcánicas determinados con radar aéreo y ecuación Chen & Ohmura (1990).

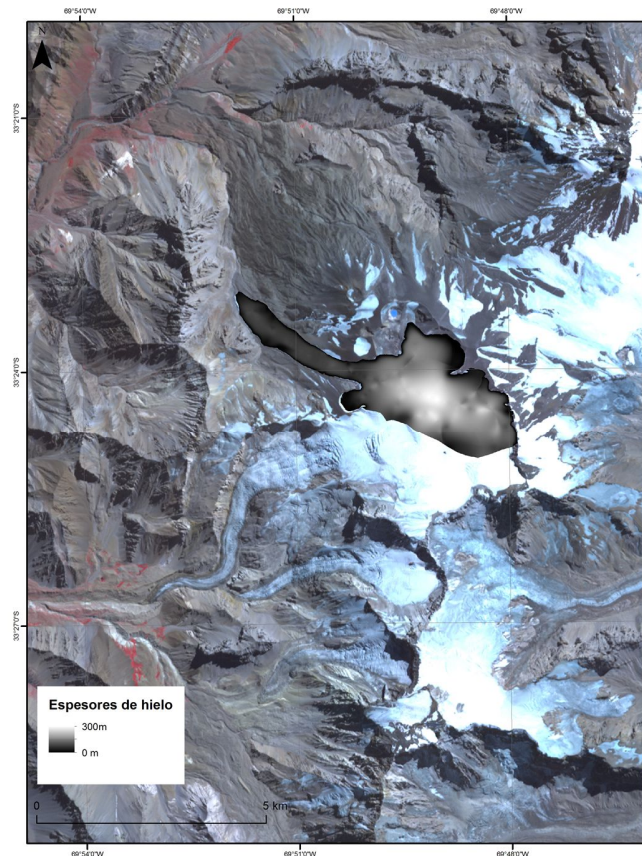


Fig. N°39. Datos de espesor en el glaciar Tupungatito



6.3 Caracterización volcánica

De acuerdo a los perfiles de la topografía subglaciar, a los antecedentes recopilados en terreno, imágenes satelitales y posterior interpretaciones de los espesores de hielo del volcán Tupungatito estamos en presencia de una caldera volcánica y no un estratovolcán. Esta caldera se habría producido por el colapso del edificio, cuya edad no está determinada y escapa a los alcances de este estudio. Sin embargo, dado a la morfología subglaciar que se observa en los perfiles de la topografía subglaciar, esta caldera se encuentra interrumpida lo cual se infiere del perfil P2-P2' (Figs. N°40) por algunos estructuras postcolapso, es decir que es posible que se trate de morfologías volcánicas constructivas, ya que se evidencian pequeños conos y/o domos que podrían estar rellenando parcialmente la depresión de la caldera volcánica, incluso se puede tratar de un edificio volcánico subglaciar. Esto puede ser reforzado de acuerdo a las imágenes satelitales y también la inspección ocular realizada en febrero de 2011, muestra que existe un “nunatak” en el centro del glaciar y que puede representar la expresión superficial del volcán subglaciar post-colapso del volcán Tupungatito (Fig. N°40).

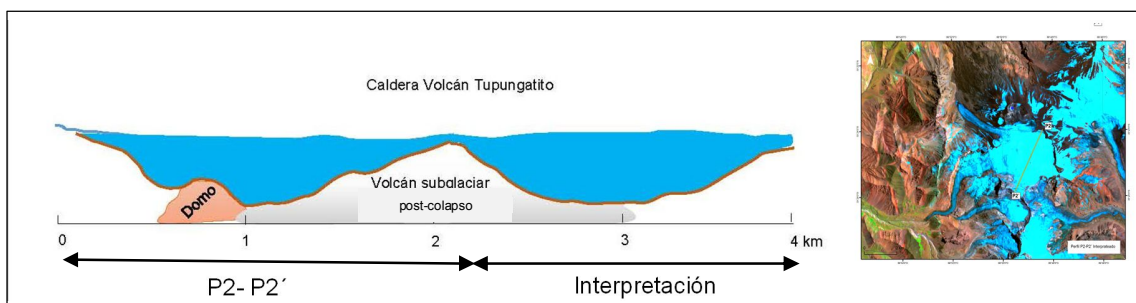


Fig. N°39. Perfil Tupungatito P2-P2' e interpretación.



6.4 Modelación de flujos laháricos mediante Laharz

En cuanto a la modelación de flujos laháricos mediante el software Laharz, se requiere como entrada inicial el volumen del lahar, el DEM, así como el punto inicial del flujo. Se determinaron y experimentan 4 posibles escenarios, determinados de acuerdo a factores como espesores, cuencas subglaciares y pendientes topográficas superficiales, así como también de acuerdo a la caracterización de la caldera derivada de los perfiles topográficos subglaciares. La modelación se realizó dividiendo la caldera en dos, es decir una parte de la caldera hacia el glaciar Tupungatito y otra parte de la caldera hacia el glaciar Azufre, eso es de acuerdo a la división natural que nos entrega la caldera. Debido a la ausencia de datos de espesor en el glaciar Azufre, se asume los mismos espesores que en glaciar Tupungatito. Respecto de los posibles flujos laháricos, ante la ausencia de estudios de detalle que indiquen ocurrencia antigua de este tipo de procesos, sus volúmenes y distancias recorridas, la modelación realizada es netamente experimental.

Para tener una mejor cuantificación de los volúmenes disponibles para los diferentes escenarios, se procedió a hacer una delimitación de cuencas subglaciares. Ésta se realizó con la topografía subglaciar y con la herramientas watershed del software ArcGis 10, aunque debido a la irregularidad de la topografía subglaciar se optó por corregir manualmente las cuencas generadas. Finalmente se determinaron 9 microcuencas subglaciares (Fig. N°41).

Una vez determinadas las microcuencas subglaciares, se calcularon las áreas correspondientes a cada una de ellas. En cada una de las áreas se determinó el



espesor medio medido con radar y los volúmenes de hielo fueron determinados multiplicando el área por el espesor medio. Los volúmenes de hielo son multiplicados por la densidad del hielo según Paterson (1981) la cual corresponde a $0,9 \text{ gr/cm}^3$, los resultados están en la tabla N°4.

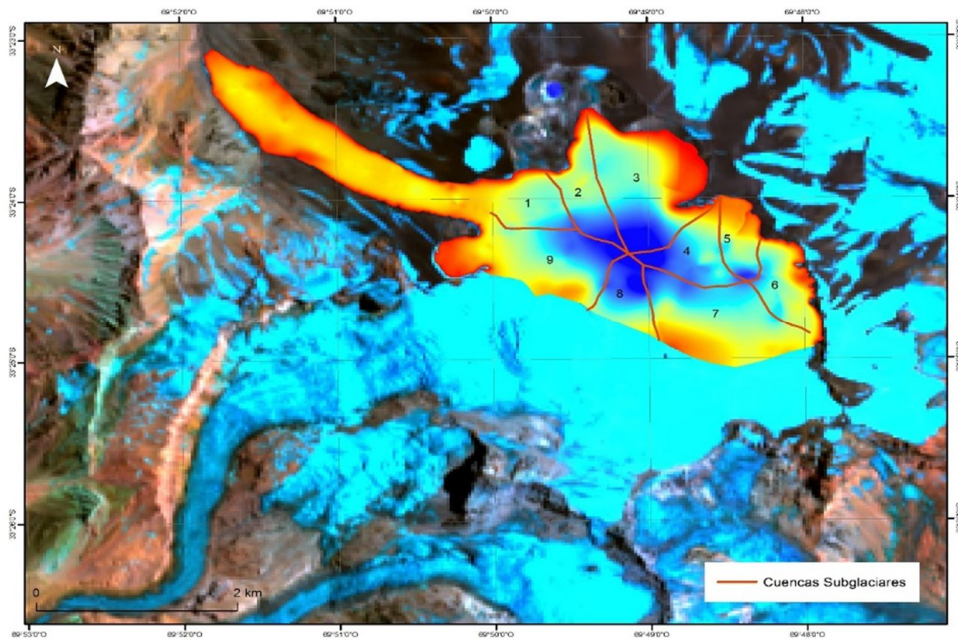


Fig. N°41. Microcuencas subglaciares

Tabla N°4: Cálculo de los volúmenes por cada microcuenca.

Microcuenca	Área (km^2)	Espesor medio (m)	Volumen Hielo (km^3)	Volumen Eq. Agua (km^3)
1	0.43	122	0.052	0.047
2	0.46	165	0.076	0.068
3	1.25	192	0.240	0.216
4	0.46	130	0.060	0.054



5	0.33	100	0.033	0.030
6	0.49	115	0.056	0.051
7	1.16	158	0.183	0.165
8	0.34	198	0.067	0.061
9	1.10	153	0.168	0.151

El volumen total de la lengua glaciar del Tupungatito corresponde a 0,11 km³ y el volumen equivalente en agua es de 0,095 km³.

Los cuatro escenarios modelados se describen a continuación (Fig N°42 y 43):

- Escenario N°1: Erupción en la zona media de la caldera con caída hacia el glaciar Tupungatito, es decir comprometiendo las microcuencas 1, 2, 3, 8 y 9. Adicionalmente se considera el hielo disponible en la lengua del glaciar, es decir, se estima un volumen de 0,60 km³ de hielo y un IEV <5 (Fig. N°42).
- Escenario N°2: Erupción en la zona media de la lengua glaciar, se consideró una tolerancia de 500 m desde el punto de erupción en dirección hacia la caldera volcánica. Es decir con un volumen total 0,062 km³ de hielo y un IEV <5 (Fig. N°42).
- Escenario N°3: Se consideró el mismo volumen del escenario N°1, la diferencia con el escenario N°1 es que el origen de la erupción parte en la zona del glaciar Azufre (Fig. N°43).
- Escenario N°4: Se consideró el mismo volumen del escenario N°2, la diferencia con el escenario N°2 es que el origen de la erupción parte en la zona del glaciar Azufre (Fig. N°43).

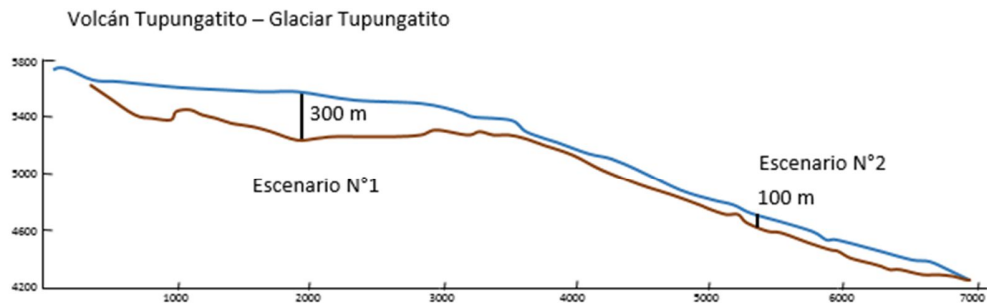


Fig.N° 42. Perfil longitudinal glaciar Tupungatito, escenarios N° 1 y 2

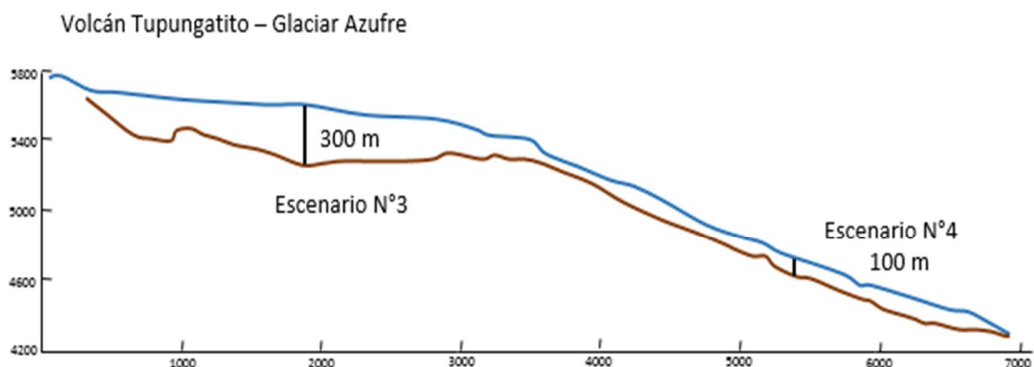


Fig.N° 43. Perfil longitudinal glaciar Tupungatito, escenarios N° 3 y 4

Los 4 escenarios establecidos se modelaron con el software LAHARZ ante una posible erupción del volcán Tupungatito. La modelación se efectuó considerando el cauce del río Colorado, ya que este es el curso normal que siguen los flujos que se descargan en la cuenca superior del Río Colorado. Los lahares fueron estimados desde sus nacientes, es decir desde la lengua del glaciar Tupungatito y desde la lengua del glaciar Azufre.



6.4.1. Escenario N°1

Los lahares calculados en el escenario N°1 corresponden a un volumen equivalente en agua de $0,54 \text{ km}^3$, de acuerdo a los resultados obtenidos, el área que cubriría el lahar de $153,54 \text{ km}^2$. Las zonas o áreas con mayor riesgo de inundación son la zona norte de la comuna de San José de Maipo que incluye a las localidades de La Obra, Las Vertientes, El Canelo, El Manzano, Los Maitenes, El Alfalfal, y parte de las comunas de Puente Alto y Pirque de la zona sur del Gran Santiago. En cuanto a la infraestructura, el posible impacto de un lahar en este escenario afectaría a las centrales hidroeléctricas Los Maitenes y del Alfalfal, la infraestructura vial y daño en viviendas de estos poblados. No obstante, el riesgo más alto lo sufrirían son los habitantes de estas zonas que superarían los 10.000 habitantes (Fig. N°44).

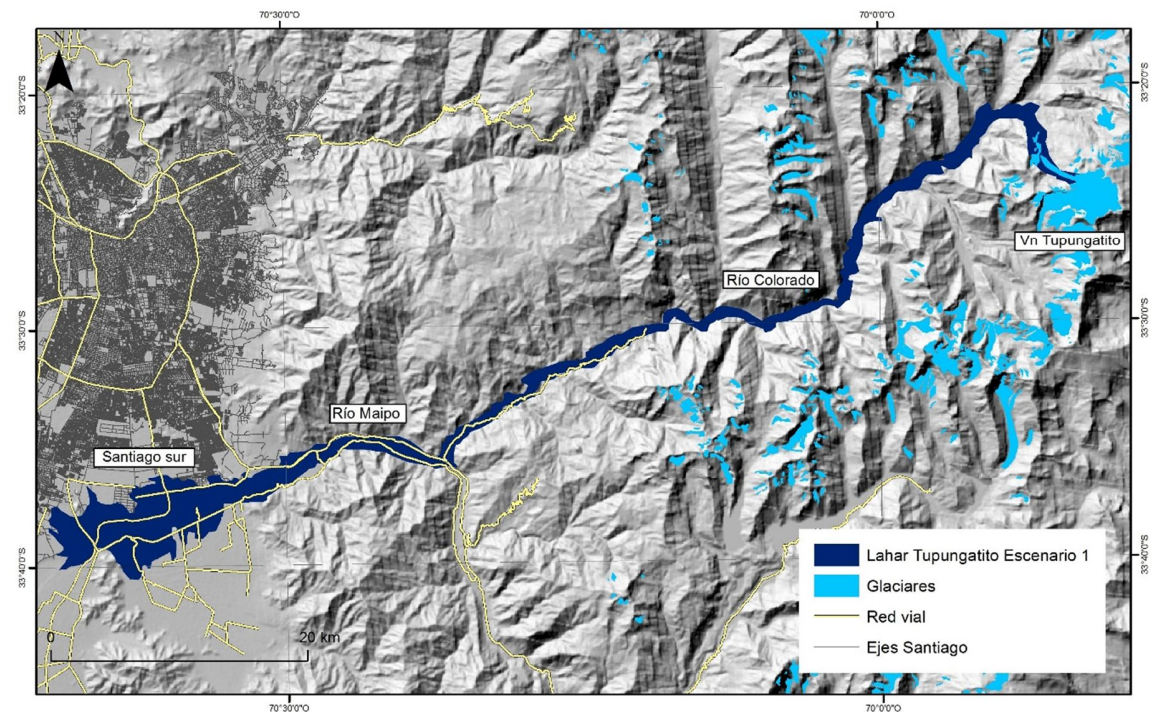


Fig. N°44. Área de inundación lahárica escenario N° 1, de fondo SRTM (modelo digital de elevación) sombreado.



6.4.2. Escenario N°2

Los lahares calculados en el escenario N°2 (Fig. N°45) corresponden a un volumen equivalente en agua de 0,056 km³, de acuerdo a los resultados obtenidos el área que cubriría el lahar es de 39,55 km². Los mayores impactos los sufrirían las centrales hidroeléctricas de Los Maitenes y del Alfalfal, sus instalaciones y campamentos, así como el nuevo proyecto Alto Maipo.

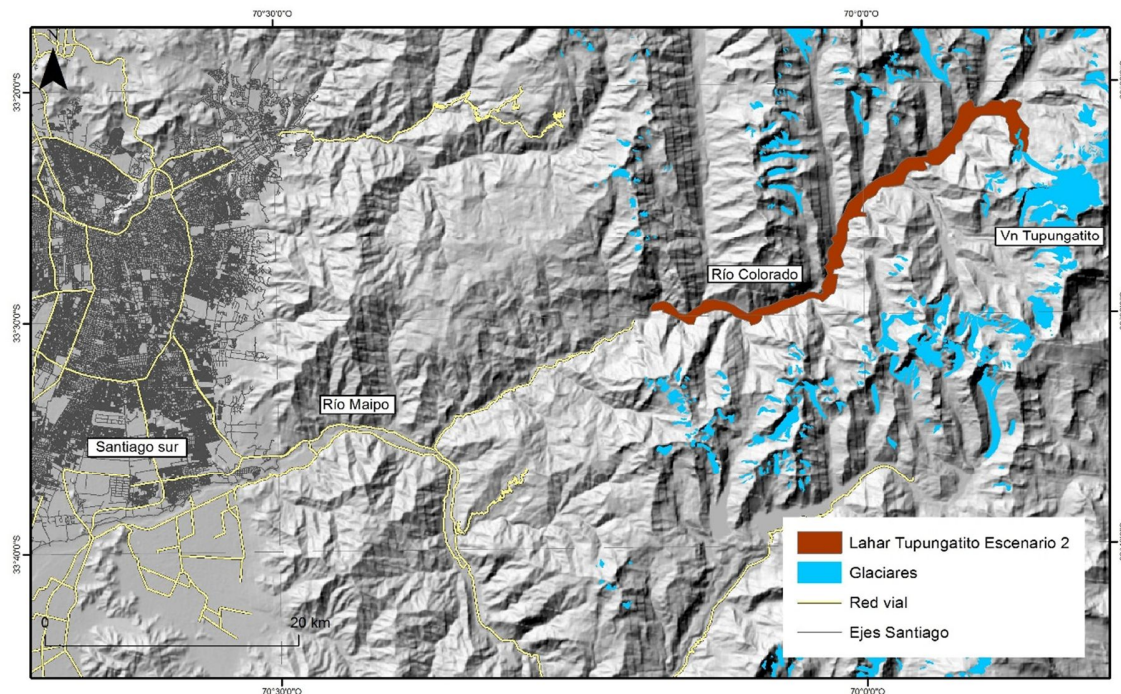


Fig. N°45. Área de inundación lahérica escenario N° 2. de fondo SRTM (modelo digital de elevación) sombreado.

6.4.3. Escenario N°3

Los lahares calculados en el escenario N°3 (Fig. N°46) tienen un comportamiento similar al del escenario N°1. Corresponde a un volumen equivalente en agua de 0,54 km³, y de acuerdo a los resultados obtenidos el área que cubriría el lahar es de 140,66 km². Las zonas o áreas con mayor riesgo de inundación son la zona norte de



la comuna de San José de Maipo, que incluye las localidades de La Obra, Las Vertientes, El Canelo, El Manzano, Los Maitenes, El Alfalfal y parte de las comunas de Puente Alto y Pirque de la zona sur del Gran Santiago.

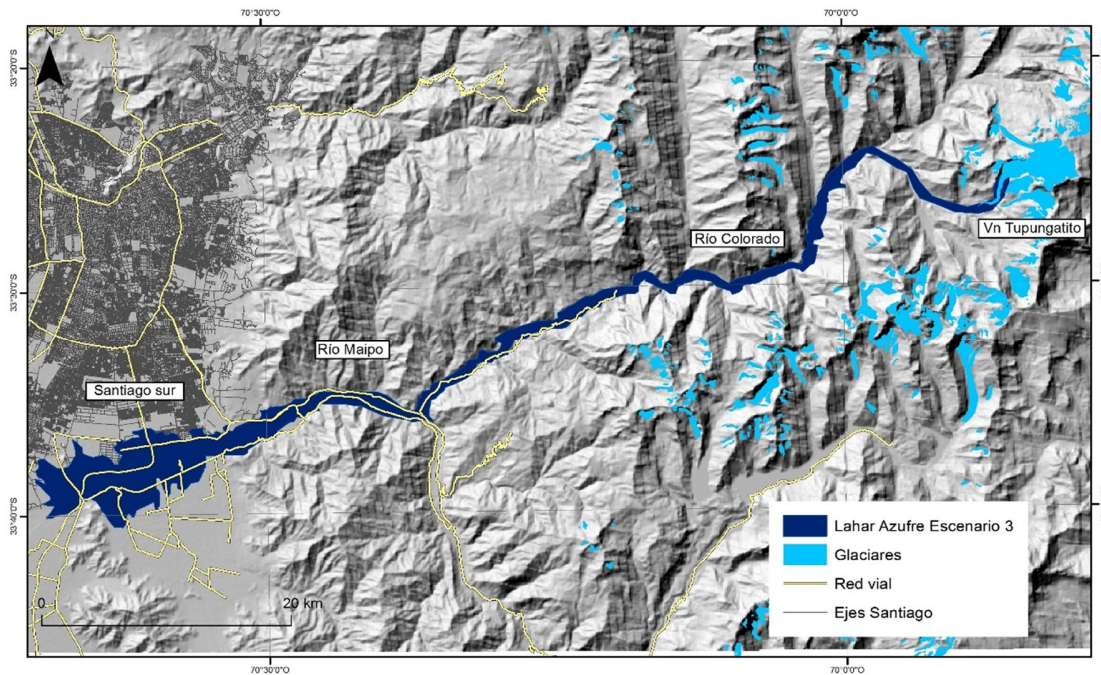


Fig. N°46. Área de inundación lahárica escenario N° 3. De fondo SRTM (modelo digital de elevación) sombreado.

6.4.4. Escenario N°4

Los lahares calculados en el escenario 4 (Fig. N°47) tienen un comportamiento similar al escenario 2. Corresponde a un volumen equivalente en agua de $0,056 \text{ km}^3$, y de acuerdo a los resultados obtenidos el área que cubriría el lahar es de $37,08 \text{ km}^2$. Los mayores impactos los sufrirían las centrales hidroeléctricas de Los Maitenes y del Alfalfal, sus instalaciones y campamentos, así como el proyecto en construcción Alto Maipo.

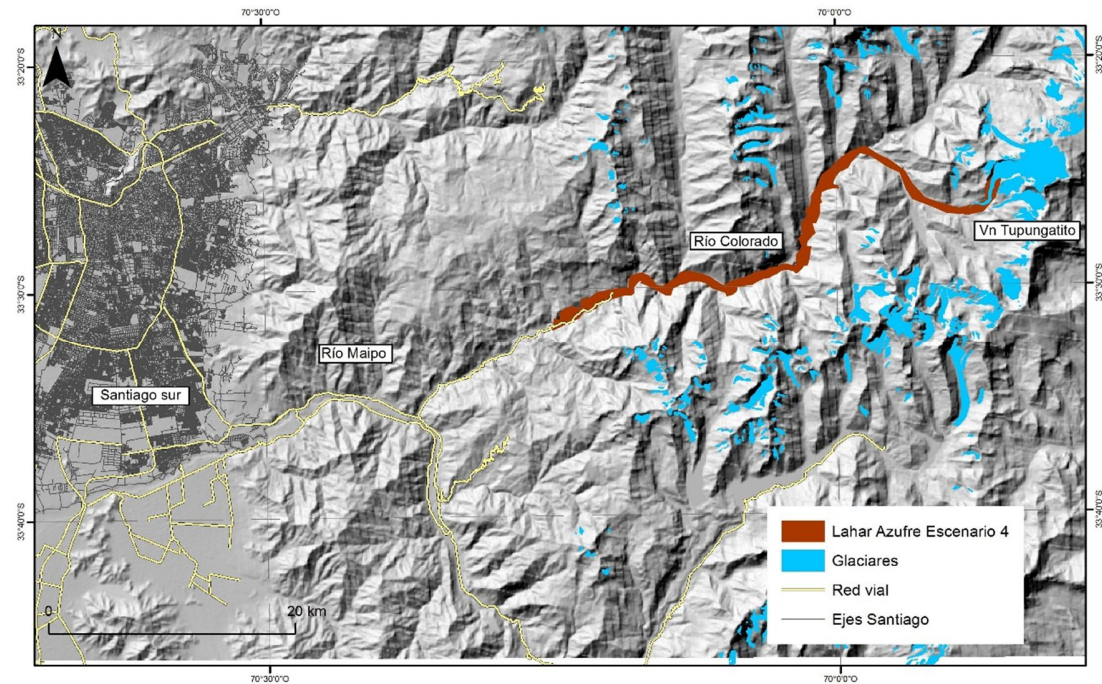


Fig. N°47. Área de inundación lahárica escenario N° 4. De fondo SRTM (modelo digital de elevación) sombreado.

6.4.5. Limitaciones del software LAHARZ

Una de las limitaciones más trascendentales que presenta el software LAHARZ es que al modelar los flujos laháricos los simula como un flujo continuo, es decir como un solo pulso y no en varias oleadas como realmente es un flujo de esta magnitud (Pierson et al. 1990, Castruccio 2008). Debido a lo anterior, el software no contempla las modificaciones que se producen como resultado de la acumulación de sedimentos en los cauces generados por las diversas oleadas. Dentro de las limitaciones del Script esta que el resultado debe ser georreferenciado y ajustado al DEM, por lo tanto puede generar errores en la amplitud.



6.5. Estimación de otras fuentes hídricas

De acuerdo a los análisis efectuados existen variadas fuentes hídricas que eventualmente estarían disponibles para formar parte de los flujos laháricos. Dentro de las fuentes disponibles adicionales al agua de fusión de los glaciares, estarían la derivada de la cobertura nival, y los caudales de los ríos y quebradas de las áreas involucradas en una eventual erupción.

6.5.1. Cobertura nival

Mediante sensores remotos fue posible determinar la cobertura nival analizando los últimos 5 años con imágenes satelitales MODIS (Fig. N°48). Se utilizaron estas imágenes debido a la mayor cantidad de bandas. Junto con las imágenes satelitales se utilizó el Modelo Digital de Elevación (DEM) SRTM, permitiendo obtener la distribución tridimensional de la nieve. Mediante clasificación supervisada y una herramienta disponible en el software ENVI (Spectral Angel Mapper) fue posible determinar el área con cobertura nival de la cuenca. El área de una eventual erupción es más acotada, por lo que con la modelación obtenida mediante el LAHARZ en los diferentes escenarios se determinó que la cobertura nival disponible para un eventual lahar en los escenarios 1 y 2 sería de 33,12 km² (Fig. N°49), y de 15,89 km² para los escenarios 3 y 4 (Fig. N°50), las figuras N°49 y 50, indican las zonas con cobertura nival que son potencialmente adheridas a un eventual lahar. Debido a que no existen sondeos de nieve en la zona, se determinó la profundidad y la densidad de la nieve extrapolando mediciones de profundidades de glaciares cercanos al área de estudio, mediciones realizadas por la DGA, específicamente por



la Unidad de Glaciología y Nieves en los glaciares Echaurren, Bello y Yeso, y se consideró un espesor promedio de 4 m de nieve en el invierno 2014 (DGA, reporte terreno 2014). Para la densidad de la nieve se asumió un valor de $0,4 \text{ g/cm}^3$ que fue el promedio del pozo en el glaciar Echaurren durante finales de Septiembre (25 al 30), principios de octubre (01 al 02) de los años 2013 y 2014.

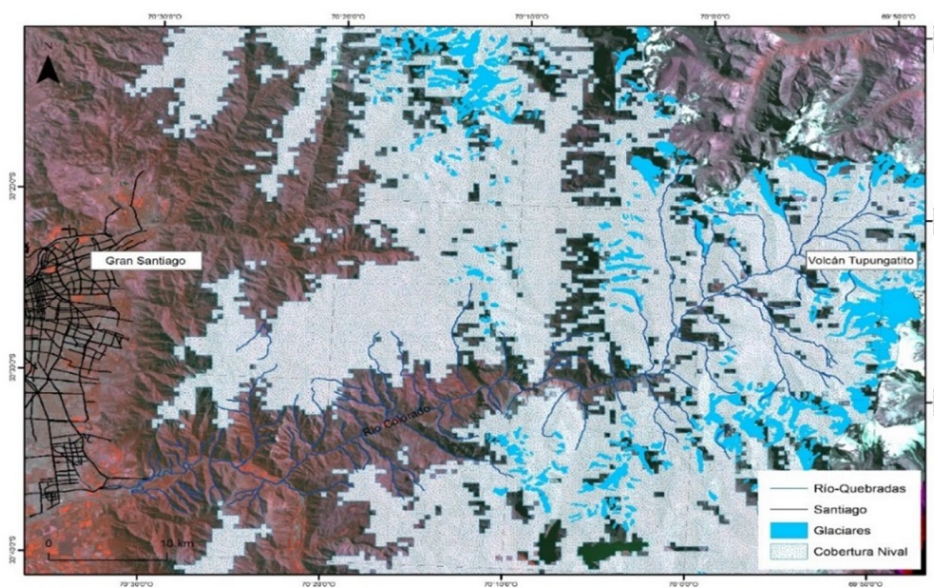


Fig. N°48. Cobertura nival (en blanco) determinada mediante imágenes MODIS. En celeste los glaciares del área según inventario DGA. (Imagen de fondo MODIS Julio 2009)

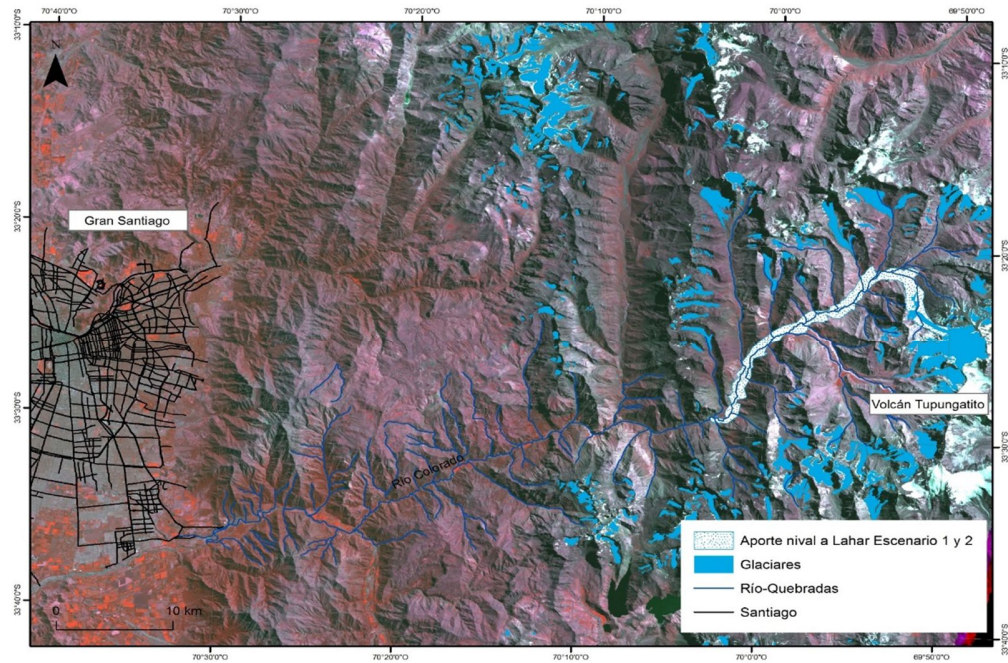


Fig. N°49. Cobertura nival (en blanco) disponible en un eventual Lahar, escenarios N°1 y N°2. En celeste los glaciares del área según inventario DGA. (Imagen de fondo MODIS Julio 2009)

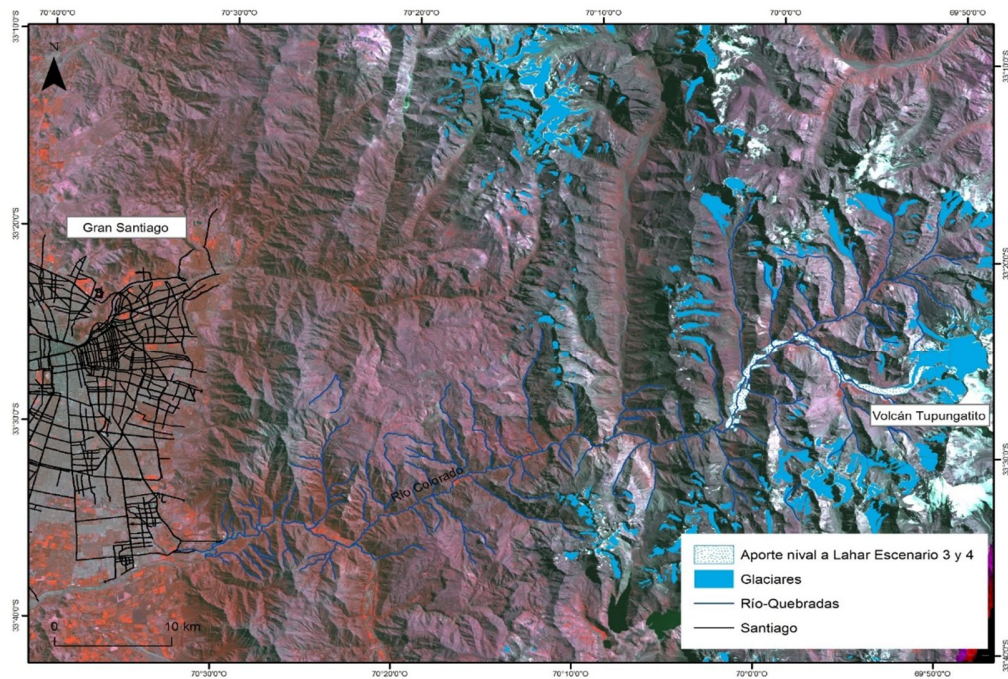


Fig. N°50. Cobertura nival disponible en un eventual Lahar, escenarios N°3 y N°4. En celeste los glaciares del área según inventario DGA. (Imagen de fondo MODIS Julio 2009)



Sin embargo existen otros factores que podrían hacer disminuir la densidad del flujo lahárico, por ejemplo, si el volcán está activo y emite cenizas volcánicas con cierta frecuencia o aumento en la meteorización física de las rocas y por ende de la cobertura detrítica.

Por lo tanto, de las ecuaciones paramétricas (1) y (2) se desprende que el volumen equivalente en agua disponible para un eventual lahar para el escenario N°1 y 2 es de 0.05 km^3 , para el escenario N° 3 y 4 es de 0.03 km^3 .

6.5.2. Caudales de ríos tributarios al río Colorado

La Dirección General de Aguas (DGA) cuenta con una serie de estaciones fluviométricas en el área de estudio, específicamente tres estaciones son de nuestro interés. Río Colorado antes de Junta Río Olivares, Río Olivares antes de junta Río Colorado y río Colorado antes de Junta Río Maipo (Fig. N°51).

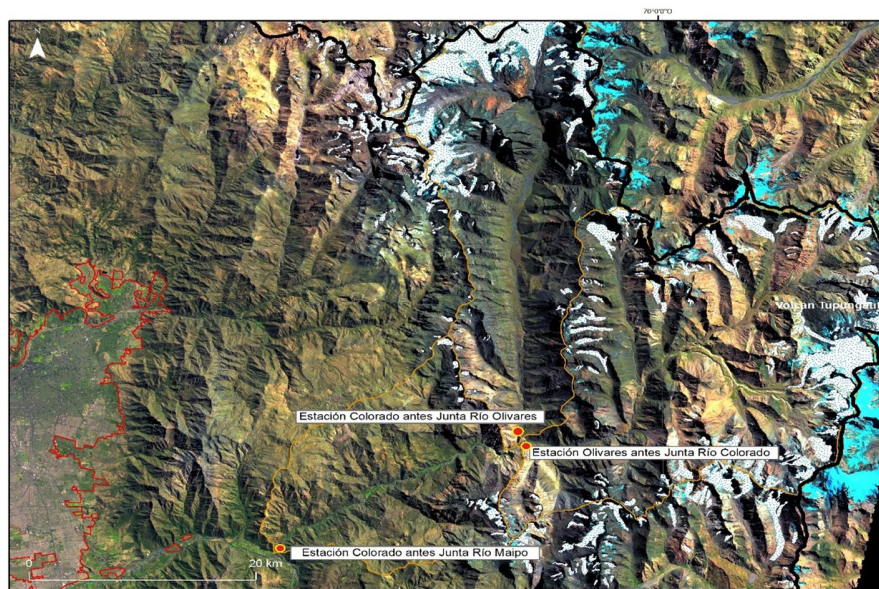


Fig. N°51 Imagen satelital Landsat OLI 2014 con la ubicación de las estaciones fluviométricas DGA, cuenca del río Colorado.



Se analizó la serie de datos disponibles desde el año 2001 al 2014, se construyeron los graficos a partir curvas de descarga de los datos obtenidos desde la página en la DGA. En la eventualidad de alguna erupción del Volcán Tupungatito, los aportes de la escorrentía superficial dependerían de la estacionalidad. Es decir si el evento ocurre a fines de primavera o mediados del verano el aporte hídrico sería mayor, incitando al lahar a modificar su reología, convirtiéndolo de un flujo hiperconcentrado a un flujo similar al de un flujo detrítico más turbulento.

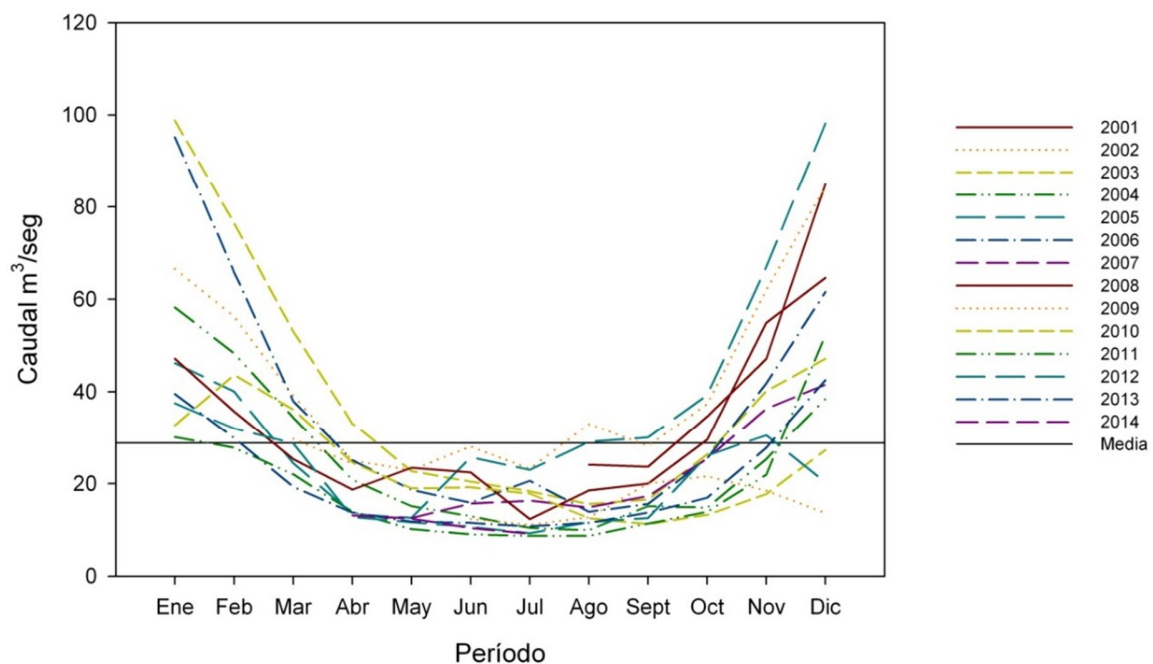


Fig. N°52. Caudal medio mensual comprendido entre 2001-2014, estación fluviométrica Río Colorado antes de junta Río Maipo. La línea horizontal representa la media anual ($28,48 \text{ m}^3/\text{seg}$).

En el caso de que el evento se produjera en el periodo estival el lahar en la zona de la estación del Río Colorado antes junta Olivares sumaría un caudal de $6 \text{ a } 10 \text{ m}^3/\text{seg}$ y en periodo invernal de $2 \text{ a } 3 \text{ m}^3/\text{seg}$ (Fig. N°53). También cabe señalar que la



descarga de la cuenca del Río Olivares también se produce sobre el Río Colorado lo que significa que en el periodo estival el aporte a un eventual lahar sería de 4 a 6 m³/seg y en periodo invernal de 2 a 4 m³/seg (Fig. N°54) más el aporte nival.

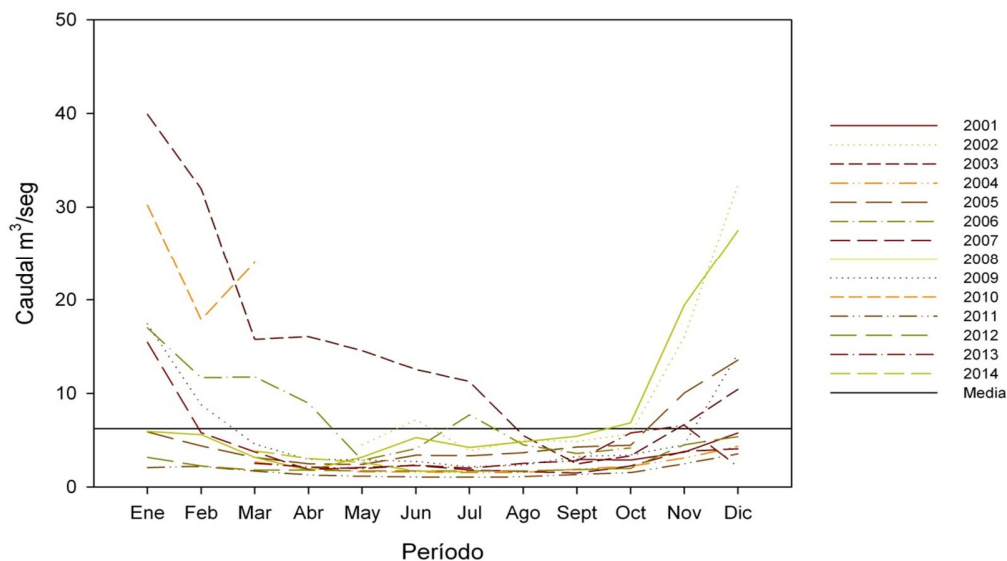


Fig. N°53. Caudal medio mensual comprendido entre 2001-2014, estación fluviométrica Río Colorado antes junta Olivares. La línea horizontal representa la media anual (7,2 m³/seg).

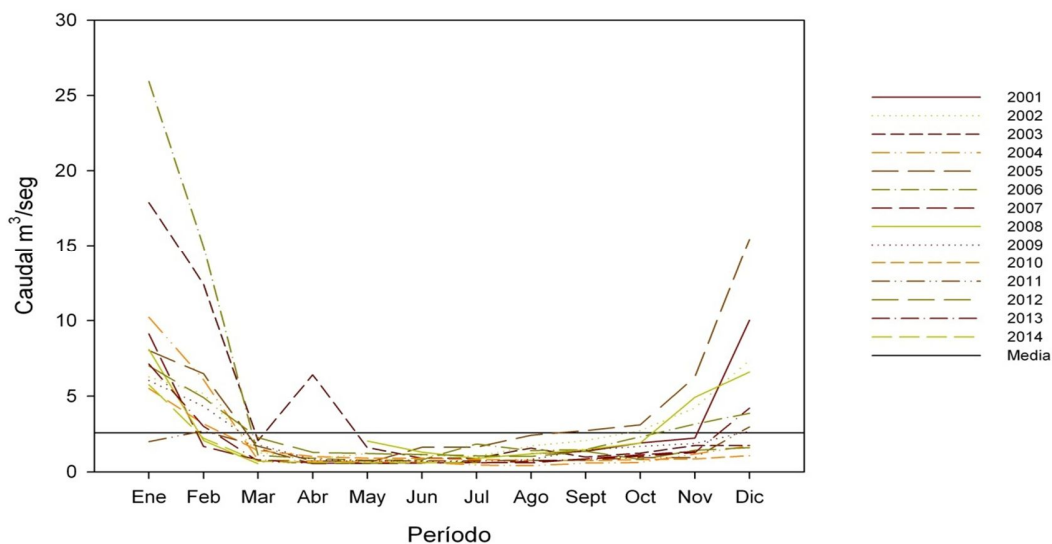


Fig. N°54. Caudal medio mensual comprendido entre 2001-2014, estación fluviométrica Río Olivares antes junta Río Colorado. La línea horizontal representa la media anual (2,58 m³/seg).

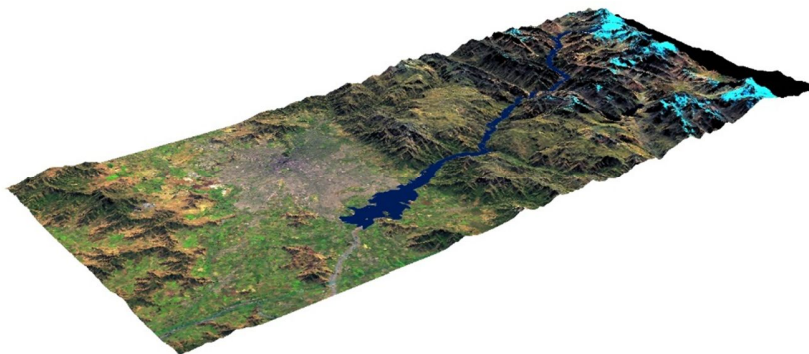


Fig. N°55. Modelación de flujos laháricos, escenario N°1.

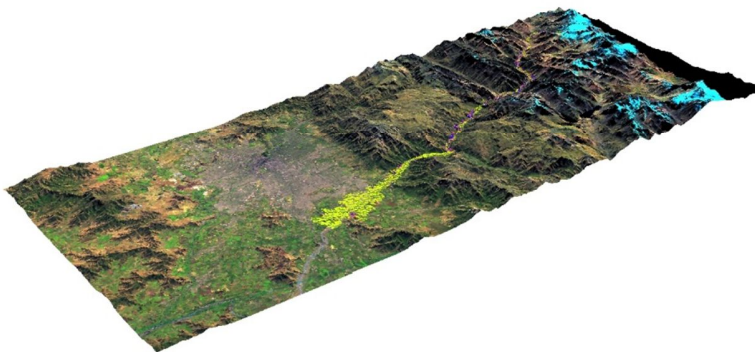


Fig. N°56. Modelación de flujos laháricos, escenario N°3.



7. Discusión

7.1. Caracterización glaciológica y su relación volcánica, volcán Tupungatito

El efecto del cambio climático que presenta el planeta, es particularmente severo en los glaciares de las latitudes medias, principalmente debido a la susceptibilidad de éstos al aumento de la temperatura y la disminución de la precipitación (Oerlemans, 2001). Los adelgazamientos detectados en las elevaciones de la caldera del volcán Tupungatito mayormente son atribuibles a este fenómeno. Estudios realizados por Falvey y Garreud (2009) detectaron un calentamiento de $+0,25^{\circ}$ C entre 1976 y 2006 en la cordillera de Chile central, Santiago también ha experimentado un aumento de temperatura de $+0,5^{\circ}$ C entre 2000-2010 (Vuille et al., 2015). También se ha detectado una disminución en las precipitaciones de Chile central en el periodo posterior al año 2000, que coincide con la fase negativa de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) (Quintana & Aceituno, 2011) que a su vez ha producido una mayor frecuencia de eventos La Niña de escasa precipitación (Escobar et. al. 1998, Masiokas et. al. 2006). No obstante, al comparar los resultados del glaciar Tupungatito con algunos glaciares de la misma latitud y el mismo régimen climático, el escenario es menos desalentador que en el caso por ejemplo del glaciar Echaurren (DGA, 2014) donde el cambio de elevación indica una tasa de adelgazamiento de promedio de $-2,47$ m/año (3700 msnm) entre 2009-2015 y en el glaciar San Francisco (3400 msnm) $-2,27$ m/año entre 2012-2014 (Barcaza. et. al. 2015). Los adelgazamientos menores en el glaciar Tupungatito se pueden atribuir a la mayor altitud que presenta el glaciar Tupungatito en comparación con los glaciares



Echaurren y San Francisco. Las temperaturas atmosféricas son más bajas a esa altitud, lo que permite un grado mayor de preservación del hielo. Sin embargo, en el volcán Tupungatito, debido a la falta de mediciones de balance de masa intermedias al periodo 1956-2011, no se puede inferir que el aumento de temperatura global sea un factor más importante en la disminución de la masa. No obstante, las evidencias del volcanismo sobre los frentes de los glaciares Tupungatito y Azufre no indican que en los periodos eruptivos exista un aumento relevante en la temperatura basal, debido a que las lenguas glaciares mantienen la tendencia del retroceso de los glaciares a nivel mundial. Salvo la caída de avalanchas roca/detríticas en el glaciar Tupungatito, podrían indicar una cierta susceptibilidad. Pero no hay evidencias que sea por el volcanismo, así que no se puede inferir una variable volcánica en la disminución de la masa glaciar. Según los resultados obtenidos indicarían que de acuerdo a las fluctuaciones detectadas en los frentes de los glaciares estarían directamente relacionados con el aumento de la temperatura atmosférica y no actividad geotermal y fumarólica actual (Benavente et. al. 2013). La avalancha detrítica detectadas en las imágenes satelitales de los años 1975, 1986 indican que es coincidente con las fechas eruptivas descritos por Gonzalez- Ferran (1995), sin embargo al revisar los cráteres actuales no se evidencian remanentes de flujo en la dirección de la avalancha, entonces es probable que se deba a la intensa meteorización física que se produce en la interacción hielo-roca o movimientos sísmicos menores.

Según Salamantín et. al. (2000) la pérdida de masa por la actividad geotermal puede alcanzar hasta un 25 % en los glaciares ubicado en volcanes activos, es decir que de



los 0,21 km³ de masa (hielo-nieve) perdidos entre 1956-2011, 0,05 km³ serían por causa del calor geotérmico, sin embargo las evidencias encontradas no indican una relación de la pérdida de masa con el volcanismo.

En cuanto a la delimitación de glaciares en la caldera, la interpretación de los perfiles topográficos subglaciares nos permiten identificar que el glaciar que se encuentra en la caldera del volcán Tupungatito, se subdivide en dos cuencas que drenan una por la lengua glaciar Azufre y otra por la lengua del glaciar Tupungatito, adicionalmente el nunatak identificado en la zona central sería la expresión en superficie de las subcuencas glaciares.

7.2. Modelación de lahares

Debido a la ausencia de estudios previos, ya sea de peligro volcánico o mapas de la geología local, la modelación se basó sobre supuestos y es netamente experimental y no puede ser validada la modelación sin un trabajo de geológico de campo extenso.

De acuerdo a los registros históricos de erupciones, éstas no sobrepasaron el índice de explosividad (IEV) 2, por tanto lo registrado no se trataría de un volcán de alta peligrosidad. Adicionalmente la distancia a centros poblados parecerá ser considerablemente segura, cerca de los 100 km. Sin embargo de los estudios preliminares realizados por Stern et. al (2004) y González-Ferrán (1995) se puede establecer patrones de las potencialidades de un impacto volcánico y sus daños. De los analisis realizados a las características topográficas y fuertes pendientes



derivadas de ella, junto a las características glaciológicas, derivamos un potencial de amenaza importante para la Región Metropolitana, aunque cabe consignar que la actividad actual no indica una relación glaciovolcánica estrecha. Sin embargo se debe considerar la peligrosidad desde el punto de vista de la potencialidad de amenaza.

De acuerdo a la morfología subglaciar que se observa en los perfiles topográficos obtenidos con radar es posible que se trate de morfologías volcánicas constructivas, es decir se evidencian pequeños conos y/o domos que podrían estar rellenando parcialmente la depresión de la caldera volcánica. Esta morfología sería representativa del volcanismo post-colapso del volcán Tupungatito, aunque se carece de un análisis para determinar la edad de este colapso producido en la caldera. En cuanto a este volcán subglaciar se desconoce su actividad, no obstante la actividad geotermal y los fluidos hidrotermales detectados por Benavente et. al. (2013) indican una constante manifestación en superficie de la actividad volcánica.

Los modelos digitales de elevación (DEM) utilizados en la modelación entregan modelaciones algo gruesas, lo que finalmente se traduce en una representación gráfica algo exagerada en las zonas principalmente encajonadas, principalmente esto se puede notar en el sector entre la unión del río Colorado-Maipo y el sector de la obra, esto debido principalmente al tamaño del pixel (90m). Con un DEM de mayor precisión la cuantificación del área involucrada en posibles flujos laháricos sería de mayor exactitud. También para realizar una cuantificación más precisa se debería



contar con batimetrías del cauce del río Colorado que nos permitan conocer la profundidad y la capacidad para transportar altos volúmenes.

De acuerdo a la modelación realizada, los lahares fluirían desde el punto inicial por el cauce del río Colorado. Considerando los análisis hidrológicos realizados en la cuenca, la reología de los lahares sufriría dos importantes incorporaciones de fluidos: nieve disponible (dependiendo de la estacionalidad) o agua desde la descarga de las lenguas glaciares y agua de la confluencia de los ríos Olivares y Colorado. Esta incorporación produciría un cambio de estado en los lahares, convirtiéndose el flujo hiperconcentrado inicial en un flujo de detritos. Las velocidades de estos flujos se vería aumentada en la época estival, debido al aumento de la temperatura y por lo tanto aumento del deshielo.

La densidad de los flujos no se puede determinar, ya que se desconoce el aporte que podrían realizar los materiales coluviales y aluviales presentes en la cuenca. No obstante el material sería considerable.

Los ambientes que predominan en el área eruptiva corresponden al ambiente glaciar y periglaciar. En cuanto al ambiente periglaciar, donde predomina el congelamiento y descongelamiento, la eventualidad de alguna erupción del volcán Tupungatito condicionaría la reología de los lahares, ya que éstos serían transformados de su condición inicial. Esta modificación sería posible principalmente por la estacionalidad del evento, es decir en época invernal o estival donde ocurra el evento eruptivo.

Existe una alta probabilidad que debido a la eventual presencia de permafrost por sobre los 3500 m snm, en la eventualidad de una erupción y dependiendo de la



temperatura de los lahares pueda ocurrir adicionalmente un aumento en la remoción en masa. Esto es altamente probable, debido a los antecedentes de inestabilidad de las laderas frente a una saturación del suelo en esta cuenca. El evento producido en el estero Parraguirre da cuenta de esta situación y la susceptibilidad que existe. Si bien son fenómenos inicialmente diferentes, existe una convergencia en la saturación del suelo y su efecto en grandes volúmenes de flujos hacia aguas abajo.

En cuanto a los posibles impactos, de acuerdo a los análisis realizados, serían importantes, afectando hasta la zona sur de la comuna de Puente Alto. Sin embargo de acuerdo a lo estimado por Stern et. al (2004) y González-Ferran (1995), la posible erupción y generación de lahares en Santiago existe, pero no en la magnitud que ellos plantean, ya que estaría sobreestimada.

Otro tema a considerar es la generación de posibles GLOFs (Glacial Lake Outburst Flood) / IDOLF (Ice Dammed Lake Outburst Flood), que son lagos de origen glaciar que pueden desaparecer subitamente ya que están represados por morrenas o hielo (ej. Himalayas y Patagonia). Si bien el foco de esta investigación no está en esta dirección, cabe señalar que el aumento de la temperatura basal, sin necesariamente haber erupción puede provocar este tipo de lagos subglaciares, intraglaciares o supraglaciares. Es decir, las calderas volcánicas pueden convertirse en verdaderas piscinas y cualquier rompimiento de estas barreras naturales pueden provocar importantes flujos de agua, detritos y finalmente flujos hiperconcentrados.



8. Conclusiones

El área glaciaria determinada mediante sensores remotos presente en la caldera del volcán Tupungatito con sus glaciares Azufre y Tupungatito constituye un área de 16,95 km². El área detrítica que cubre las zonas de ablación fue determinada mediante clasificación de imágenes satelitales en 1,58 km².

Los glaciares analizados en presente trabajo presentan significativas fluctuaciones. El glaciar Azufre un retroceso diversos avances y retrocesos en los últimos 58 años, entre 1956 a 2014 ha experimentado un retroceso en la lengua del glaciar que corresponde a 2570 m, y corresponde a una tasa de retroceso anual de 44,31 m/año, en la foto de marzo de 1956 se logra identificar una cobertura importante de detritos sobre la lengua glaciaria. Este aumento es coincidente con los periodos eruptivos del volcán Tupungatito. Como fecha intermedia entre el año 2010 y 2014 en glaciar Azufre retroceso frontal corresponde a 135 m, lo que se traduce en una tasa anual de retroceso 33,75 m/año.

En cuanto al glaciar Tupungatito presenta la misma tendencia global de retroceso. Entre el año 1956 y el año 2014 retrocedió 300 m, es decir 5,17 m/año. Como dato intermedio los años 2010 y 2014 ha presentado un retroceso a una tasa anual de 11,5 m/año, dato que puede ser marginal debido a la precisión de la imagen Landsat OLI.

Se ha identificado en la lengua del glaciar Tupungatito se han producido avalanchas detríticas las que se depositan sobre el glaciar. Esta condición se verificó durante el periodo 1975-1986 basado en una imagen Landsat TM de 1986. En la actualidad se



visualiza una disminución de la zona cubierta por detritos, que no es atribuible a la actividad volcánica, debido a que los cráteres en las fechas revisadas se preservan de manera normal, lo que hace pensar que se deba a la meteorización física e inestabilidad de las laderas de la caldera.

El glaciar que cubre la caldera del volcán Tupungatito presenta en el periodo 1956 al 2011 relevantes cambios de elevación, con un adelgazamiento de alrededor de 19.1 ± 5 m se registran en ese periodo, sin embargo otros glaciares cercanos monitoreados constantemente por la DGA presentan mayores adelgazamientos. Esto probablemente se debe a la mayor altitud en la que se ubica el glaciar Tupungatito.

Se estima que el glaciar ha perdido un volumen equivalente en agua de $0,21 \text{ km}^3$ desde 1956 al 2011.

De acuerdo a los resultados obtenidos mediante el análisis de los datos de radar se concluye que el volumen total del volcán Tupungatito con sus glaciares Azufre y Tupungatito es de $1,98 \text{ km}^3 \pm 0,2 \text{ km}^3$ o $1.984.845.000 \text{ m}^3$, el equivalente en agua es de $1,79 \text{ km}^3$ o $1.785.888.000 \text{ m}^3$. La precisión de las metodologías empleadas nos proporciona resultados confiables de la disponibilidad de agua almacenada en el volcán, así como también del agua disponible en los ríos tributarios y en la cobertura nival.

De acuerdo a los escenarios planteados y los parámetros utilizados, se obtienen volúmenes de lahares de $0,54 \text{ km}^3$ y $0,062 \text{ km}^3$ para eventuales erupciones en los glaciares Azufre y Tupungatito, determinados al delimitar las cuencas subglaciares respectivas. Al modelar con un volumen inicial de $0,54 \text{ km}^3$ en el glaciar Tupungatito



el lahar alcanzaría un área de 153,54 km², y en el glaciar Azufre un área 140,66 km². Ambas modelaciones tendrían un impacto hasta la zona sur de Santiago, es decir incluyendo parte de Puente Alto y Pirque. Al modelar con un volumen inicial de 0,062 km³ en el glaciar Tupungatito el lahar alcanzaría un área de 39,55 km², y para el glaciar Azufre el lahar alcanzaría un área 37,08 km². En ambas modelaciones el impacto sería menor, sin embargo se desconoce el real impacto al sumar otros materiales que puedan incorporarse valle abajo, ya sean materiales coluviales, aluviales o sedimentos disponibles.

El aporte nival a un eventual lahar en el periodo invernal es de 0,05 km³ para el escenario N°1 y 2. Para el escenario N° 3 y 4 es de 0,03 km³.

Otro de los aportes considerables en la evaluación es el aporte del río Olivares al eventual flujo lahárico, que en el periodo estival podría sumar un caudal de entre 4 a 6 m³/s y en el invierno un caudal 2 a 4 m³/s. Es en esta confluencia donde el flujo hiperconcentrado se transformaría a un flujo detrítico más turbulento. Este flujo podría aumentar considerablemente al unirse con el río Maipo.

El modelo numérico LAHARZ puede ser utilizado prontamente para la evaluación de zonas con potencial amenaza de flujos laháricos en áreas volcánicas con pocos estudios preliminares. Sin embargo en la modelación el parámetro crucial en este caso es valor del volumen de hielo, ya que de este parámetro depende la extensión de simulación de las áreas inundadas.



9. Referencias

- Ackerly (1989). Reconstructions of mountain glacier profiles northeastern United States. Geological Society of America Bulletin 101: 561 – 572.
- Ahlmann, H.W., (1935). Contribution to the physics of glaciers. Geographical journal 86(2), 97-113.
- Annan, A.P., (1973). Radio Interferometry Depth Sounding: Part I – Theoretical Discussion, Geophysics, Vol. 38, No. 3, pp. 557-580.
- Annan, A.P., (2002). The history of ground penetrating radar. Subsurface Sensing technologies and Applications, Vol. 3, No. 4, October 2002, pp. 303–320.
- Bakke, J., Nesje, A., (2010). Equilibrium Line Altitude (ELA).
- Bamber, J., Kwok, R., (2003): Measurement Techniques, in Mass Balance of the Cryosphere: Modeling of Contemporary and Future Changes, Eds. J. Bamber and T. Payne, Cambridge University Press.
- Barsch, D. 1996. Rockglaciers. Berlin: Springer.
- Barazangi, M., Isacks, B., (1976) Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology 4:606–692.
- Bell, R. E., 2008. The role of subglacial water in ice-sheet mass balance. Nature Geoscience, 1, 297–304.
- Benavente, O., Tassi, F., Gutierrez, F., Vaselli, O., Aguilera, F., Reich, M., (2013). Origin of fumarolic fluids from Tupungatito Volcano (Central Chile): interplay between magmatic, hydrothermal, and shallow meteoric sources.
- Benn, D. I., and Evans, D. J. A., 1998. Glaciers and Glaciation. London: Edward Arnold.
- Bennett, M. R., and Glasser, N. F., 1996. Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms. Chichester: Wiley. 376 pp.
- Benson, C. S. (1961). Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland Ice Sheet. Folia Geographica Danica, 9, 13–37.
- Best, J.L., (1992), “Sedimentology and event timing of a catastrophic volcanoclastic mass flow, volcán Hudson, Southern Chile”, Bulletin of Volcanology, v.54, p.299-318.



Blankenship, D. D., Bell, R. E., Hodge, S. M., Brozena, J. M., Behrendt, J. C., and Finn, C. A., (1993). Active volcanism beneath the West Antarctic Ice Sheet and implications for ice-sheet stability. *Nature*, 361, 526–529.

Blindow, N. (2009). The University of Muenster Airborne Ice Radar (UMAIR) and first results of temperate and polythermal glaciers. Proceedings of the 5th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR 2009), Granada, Spain, May 27-29 2009, 28-30, 2009.

Blindow, N., S.K. Suckro, M. Rückamp, M. Braun, M. Schindler, B. Breuer, H. Saurer, J. Simoes and M.A. Lange. (2010). Geometry and thermal regime of the King George Island ice cap, Antarctica, from GPR and GPS. *Annals of Glaciology*, 51(55), 103-109.

Blindow, N., C. Salat, V. Gundelach, U. Buschmann and W. Kahnt. (2011). Performance and calibration of the helicopter GPR system BGR-P30. Proceedings of the 6th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR 2011), Aachen, Germany, June 22-24, 2009, 271-275.

Bown, F., Rivera, A., Acuña, C. and Casassa, G. (2007). “Recent glacier mass balance calculations at Volcán Mocho-Choshuenco (40°S), Chilean Lake District”. *Glacier Mass Balance Changes and Meltwater Discharge* (selected papers from sessions at the IAHS Assembly in Foz do Iguaçu, Brazil, 2005). IAHS Publ. 318.

Björnsson, H., 1998. Hydrological characteristic of the drainage system beneath a surging glacier. *Nature*, 395, 771–774.

Bishop, M., Bonk, R., Kamp, U. and Shroder, J. (2001). “Terrain analysis and data modeling for alpine glacier mapping”. *Polar Geography*. 25: 182-201.

Branney, M.J., Gilbert, J.S., 1995, “Ice-melt collapse pits and associated features in the 1991 lahar deposits of the Volcan Hudson, Chile: criteria to distinguish ruction-induced glaciatic melt”, *Bulletin of Volcanology*, v.57, p.293-302.

Casassa, G. and Marangunic, C. (1993). The 1987 Río Colorado Rockslide and Debris Flow, Central Andes, Chile. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, XXX(3), 321-330.

Casassa, G. and Rivera, A. (1998). “Digital radio-echo sounding at Tyndall glacier, Patagonia”. *Anales del Instituto de la Patagonia, Series Ciencias naturales* (Chile). 26: 129-135.

Casassa, G., C. Acuña, R. Zamora, E. Schliermann and A. Rivera (2004). Ice thickness and glacier retreat at Volcano. In: *Villarrica Volcano (39.5°S)*, Southern Andes, Chile, Eds. L. Lara and J. Clavero. SERNAGEOMIN, Boletín 61, 53-60.



Casassa, G., Haeberli, W., Jones, G., Kaser, G., Ribstein, P., Rivera, A. and Schneider, C. (2007). "Current status of Andean glaciers". *Global and Planetary change*. 59: 1-9.

Casassa, G., Lopez, P., Pouyaud, B., Escobar, F., (2009). Detection of changes in glacial run-off in alpine basins: examples from North America, the Alps, central Asia and the Andes. *Hydrological processes*. 23, 31-41.

Casassa, G., J.L. Rodríguez, N. Blindow. 2014b. Airborne GPR on high Andean glaciers - first results from 6000 m altitude. *Proc. 15th Int. Conf. GPR.IEEE CFP14538-ART*, 757-762.

Casertano, L. 1963a. General characteristics of active Andean volcanoes and a summary of their activities during recent centuries. *Bulletin of Seismological Society of America* 53(6): 1415-1433.

Casertano, L. 1963b. Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields (Part XV). *International Volcanic Assembly, UNESCO, Rome, Italy*: 17-18.

Castruccio, A., J. Clavero & A. Rivera (2008). Numerical modelling of lahar inundation areas at Villarrica and Calbuco volcanoes, southern Andes of Chile. In *IAVCEI General Assembly, 18-22 August, Reykavik, Iceland*.

Castruccio, A., Clavero, J. and Rivera, A. (2010). "Comparative study of lahars generated by the 1961 and 1971 eruptions of Calbuco and Villarrica volcanoes, Southern Andes of Chile". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 190: 297-311.

Cande S, Leslie R (1986) Late Cenozoic tectonics of the southern Chile Trench. *J Geophys Res* 91:471-496.

Cande S, Leslie R (1987) Interaction between the Chile Ridge and Chile Trench: geophysical and geothermal evidence. *J Geophys Res* 92:495-520.

Cepeda, A. 1981. *Geología Económica del Distrito Río Blanco – Disputada*. Boletín 36. Instituto de Investigaciones Geológicas.

Cevo, J., 1978. Informe preeliminar sobre la erupción del volcán Hudson Norte o Volcán Huemules. *Coyhaique. Trapananda*, 1, 35-42.

Clavero, J., 1996. Ignimbritas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica. Andes del Sur (39° 25`S). Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología y al título de Geólogo. Universidad de Chile 126 p.



Clavero, J. y Moreno, H., 1994. Ignimbritas Licán y Pucón: Evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur, 39° 25' S. Actas 7° Congreso Geológico Chileno, Concepción, Vol. I, p. 250-254.

Clavero, J., Moreno, H., 2004. Evolution of Villarrica Volcano. En: Lara, L., Clavero, J. (eds.), Villarrica Volcano (39.5°S) Southern Andes, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín No 61, 66 p.

Cogley, J.G. et al. 2011. Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms, IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris.

Cuffey, K.M. and W.S.B. Paterson. (2010). The Physics of Glaciers, Fourth Edition. Elsevier.

Davidson, J., (1974). A Quaternary volcanic mudflow (lahar) down the Claro and Teno valleys from Planchon Volcano. International Symposium on Volcanology, Santiago, pp. 14–15. Abstracts of papers

Dietrich, R., Ivins, E., Casassa, G., Lange, H., Wendt, J. y Fritsche, M. (2009). Rapid crustal uplift in Patagonia due to enhanced ice loss. Elsevier, Earth and Planetary Science Letters 289 (2010) 22–29.

Dozier, J., 1989. Spectral signature of alpine snow cover from Landsat 5 T. Remote Sensing of Environment, 28, 9–22.

Doiron, S.D., Bluth, G.J.S., Schenetzler, C.C, Krueger, A.J., Walter, L.S, (1991), “Major Eruption Reported in Chile”, EOS, v.72, n_37, p.393-394.

Dominé, F., S. Houdier, A.-S. Taillandier, and W.R. Simpson (2010) Acetaldehyde in the Alaskan subarctic snowpack. Atmospheric Chemistry and Physics, 10, 919-929.

Dyrgerov, M., Meier M., (1997a). Mass balance of mountain and subpolar glaciers: A new global assessment for 1961-1990. Arctic, Antarctic and Alpine Research, 29(4), 379-391.

DGA. (2009). Estrategia Nacional de Glaciares. S.I.T. 205, 289 pp.

DGA. (2014). Estimación de volúmenes de hielo mediante sondeos de radar en zonas norte, central y sur. Informe Final, S.I.T. 338, Geoestudios Ltda, Santiago, Chile

DGA. 2015. Inventario Nacional de Glaciares, in press.

El Said, M.A.H., (1956). Geophysical prospection of underground water in the desert by means of electromagnetic interference fringes, Proc. I.R.E., Vol 4, pp. 24-30.



Eisenberg, A., Pardo, M., (1998). Report on seismic activity related to debris flow, estero parraguirre, Central, Chile: Scientific event alert network bulletin, v. 13, no. 10.

Escher, B.G., (1922). On the hot lahar of the valley of ten thousand smokes (Alaska). Proceedings koninklijke akademie van Wetenschappen, Amsterdam, 24, 282-293.

Fairchild, L. H., 1987, The importance of lahar initiation processes, in Costa, J. E., and Wieczorek, G. F., eds., Debris flows/avalanches: Process, recognition, and mitigation: Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, v. 7, p. 51–61.

Farías, D., (2010). Reporte técnico glaciología, Universidad de Chile, inedito.

Farr, T., Paul, A. Rosen, Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, H., Kobrick, M., Paller M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D., (2007). The Shuttle Radar Topography Mission, Rev. Geophys., 45, RG2004.doi:10.1029/2005RG000183.

Fleming SJ, Clarke GKC. 2003. Glacial control of water resource and related environmental responses to climate warming: empirical analysis using historical streamflow data from northwestern Canada. Canadian Water Resources Journal 28: 69–86.

Fuenzalida, R., 1976. The Hudson volcano. In González Ferrán (ed.) Andean and Antarctic Volcanology Problems, Santiago, 78-87.

Fuenzalida, R., Espinoza, W., 1973 “Hallazgo de una Caldera volcánica en la provincia de Aisén”, Revista Geológica de Chile, no1, p.64-66.

García, G., Muñoz, H., Casassa, G., Zamora, R., and Rivera, A. 2006. “Radar Sounding of Temperate Ice in Southern Chile”. En: 11ª Conferencia Internacional sobre Radar Penetrador de Suelo (19-22 Junio, 2006. Columbus Ohio, USA).

Geoestudios. 2011. Estudio de glaciares en área de influencia del distrito los Bronces. Informe Final, Rev. 2011-12-28f.

González Ferrán, O. (1987). Volcanic events, Tupungatito Volcano, central Chile: SEAN Bulletin, 12(12), 2-3.

González-Ferrán, O. (1994). “Volcanes de Chile”. Instituto Geográfico Militar, 1ra Edición, pp. 325-339.

González-Ferrán, O., Vergara (1962). Reconocimiento geológico de la cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° L.S. Universidad de Chile. Inst Geolgia., Publi., 24, 1-119.



Guðmundsson, M. T., Sigmundsson, F., and Björnsson, H., 1997. Ice-volcano interaction of the 1996 Gjálp subglacial eruption, Vatnajökull, Iceland. *Nature*, 389, 954–957.

Guðmundsson, M., F Sigmundsson, H Björnsson, T Högnadóttir (2004). The 1996 eruption at Gjálp, Vatnajökull ice cap, Iceland: efficiency of heat transfer, ice deformation and subglacial water pressure. *Bulletin of Volcanology* 66 (1), 46-65

Gutiérrez E. M., (2008). “Geomorfología”. Pearson educación, S.A., Madrid.

Gutiérrez, F., Gioncada, A., Gonzalez Ferran, O., Lahsen, A., Mazzuoli, R., (2005) The Hudson Volcano and surrounding monogenetic centres (Chilean Patagonia): An example of volcanism associated with ridge–trench collision environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 145 (2005) 207– 233

Gutiérrez F, (2005). Antecedentes geológicos petrogénesis del complejo volcánico Hudson, Región de Aisén. Tesis magister en geología, univerrisad de Chile.

Grueber, S., Ludwing, (1996). Application of GPR in glaciology and permafrost prospecting. Study Paper for the Arctic Studies Programme at the Arctic Centre, Rovaniemi, Finland

Haberli, W., and Beniston, M., 1998. “Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps”. *Ambio*. 27: 258-265.

Haberle, W., and Lumley, 1998. A postglacial eruption history of Hudson volcano, southwestern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 84: 239-256.

Haeberli, W. (2004). Glaciers and ice caps: historical background and strategies of world-wide monitoring. In: *Mass Balance of the Cryosphere*, Eds. Bamber, J.L. and A.J. Payne, Cambridge University Press, Cambridge, pp 559-578.

Hagen, J.O. and Reeh, N. 2004: In situ measurements techniques: land ice. (Ch. 2). In Bamber, J.L. and Payne, A.J., (Eds.), *Mass Balance of the Cryosphere*, Cambridge University Press, 11-42.

Hambrey, M., Alean, J., 2004. *Glaciers*. “2nd edition. Cambridge Ed.

Hauser, A., (1993). Remociones en masa en Chile: Servicio Nacional de Geología y minería boletín, no. 45.

Hauser, A., (2000). Remociones en Masa en Chile. Subdirección Nacional de Geología. Boletín N° 59. SERNAGEOMIN, Chile.



Hauser, A., (2002). Rock avalanche and resulting debris flow in Estero Parraguire and Río Colorado, Región Metropolitana, Chile. Geological Society of America, reviews in Engineering Geology, volume XV 2002.

Hildreth W, Moorbath S (1988) Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. Contrib Mineral Petrol 98:455–489.

Hinze, H., and Seeber, G., 1988. Ice-motion determination by means of satellite positioning systems. Annals of Glaciology, 11, 36–41.

Huggel, C., Schneider, D., Julio, P., Delgado, H., Kääh, A., (2007). 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. En prensa.

Hirano, A., Welch, R. and Lang, H., (2003) "Mapping from ASTER stereo image data: DEM validation and accuracy assessment". Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. 57: 356-370.

Holmes, A. (1944). Principles of Physical Geology. Nelson. Sunbury-on-Thames.

Höskuldsson, A., and Sparks, R. S. J., 1997. Thermodynamics and fluid dynamics of effusive subglacial eruptions. Bulletin of Volcanology, 59, 219–230.

Hubbard, B., Sheridan, M., Carrasco, G., Díaz, R., Rodríguez, S., 2007. Comparative lahar hazard mapping at volcano Citlaltepetl, Mexico using SRTM, ASTER and DTED-1 digital topographic data. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 160 (1-2), 99-124.

Hulbe, C. L., and Whillans, I. M., 1994. Evaluation of strain rates on Ice Stream B, Antarctica, obtained using GPS phase measurements. Annals of Glaciology, 20, 254–262.

Iribarren, P., Mackintosh, A., Norton, P., et al. 2014. Hazardous processes and events from glacier and permafrost areas: lessons from the Chilean and Argentinean Andes. Earth Surf. Process. Land., DOI: 10.1002/esp.3524.

Iverson, R., Schilling, S., Vallance, J., (1998). Objective delineation of lahar-hazard zones downstream from volcanoes: Geological Society of America Bulletin, Vol. 110, p. 972-984.

Ivins, E., James T. (2004). Bedrock response Llanquihue holocene and present day glaciation in southernmost south America. Geophysical Research Letters. 31, L24613.



Joughin, I., Bindschadler, R. A., King, M. A., Voigt, D., Alley, R. B., Anandakrishnan, S., Horgan, H., Peters, L., Winberry, P., Das, S. B., and Catania, G., 2005. Continued deceleration of Whillans Ice Stream, West Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 32, L22501, doi:10.1029/2005GL024319.

Kääb, A., (2005) "Combination of SRTM3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow velocities in the Bhutan Himalaya". *Remote Sensing of Environment*. 94: 463-474.

Kääb, A., (2002), "Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data". *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 57: 39-52.

Kaltenborn, B. P., Nellesmann, C., Vistnes, I. I. (Eds); A. Muhammed, A. Lamadrid, D. Benn, G. Kaser, F. Paul, G. Koboltschnig, G. Casassa, J.M. Reynolds, J.O. Hagen, K. Holmen, K. Steffen, H. Lein, M. Eriksson, N. Shrestha, P.D. Chakrabarti, S.M. Navone, Y. Baisheng (contributors). 2010. High mountain glaciers and climate change – Challenges to human livelihoods and adaptation. United Nations Environment Programme, GRID-Arendal, www.grida.no, ISBN: 978-82-7701-087, Birkeland Trykkeri AS, Norway, 56 p.

King, M. A., Coleman, R., Morgan, P. J., and Hurd, R. S., (2007). Velocity change of the Amery Ice Shelf, East Antarctica, during the period 1968–1999. *Journal of Geophysical Research*, 112, F01013, doi:10.1029/2006JF000609.

Lara, L., 2004. Villarrica-Lanin Cañ: tectonic constrains for volcanism in a transversal alignment. En: Lara, L., Clavero, J. (eds.), *Villarrica Volcano (39.5°S) Southern Andes, Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín No 61.

Lara, L.E.; Amigo, Á.; Moreno, H. (2009). Volcanismo explosivo del volcán Michinmahuida: primeros antecedentes de una ignimbrita postglacial. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 12, CD Rom: S07-15. Santiago.

López, L., Parada, M., Moreno, H., Frey, F., Hickey-Vargas, R., (1992). A contribution to the petrogénesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41°00'-41°30'S): comparative study. *Rev. Geol. de Chile*, Vol. 19, No. 2, p. 211-226.

López, L., Cembrano, J., Moreno, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic quaternary volcanism (37-46°S). *Rev. Geol. de Chile*, Vol. 22, No. 2, p. 219-234.

Lahsen, A., Moreno, H., Varela, J., Munizaga, F., López, L. (1985). Geología y riesgo volcánico del Volcán Calbuco y centros eruptivos menores. Central Canutillar. Depto. de Geología-ENDESA.



Lillesand, T. & Kiefer, R. (1994). Remote Sensing and Image Interpretation. 5th edition. New York, USA. J. Wiley y Sons.

Lliboutry, L. (1956). Nieves y Glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciología. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago, 471 pp.

Napoleoni, F., (2012). Detección radiométrica de anomalías térmicas en el volcán Villarrica”. Memoria para optar al título de geógrafo. Santiago, Chile. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile.

Naranjo, J.A., Moreno, H., Banks, N., 1993, “La erupción del volcán Hudson en 1991 (46° S), Región XI, Aisén, Chile”, Boletín no44, Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, 51p.

Naranjo, J. A., Haller, M, J., (2002). Erupciones holocenas principalmente explosivas del Volcán Planchón, Andes del sur (35°15'S). Revista Geológica de Chile, Vol. 29, No. 1, p. 93-113,

Naranjo, J.A., Stern, Ch.R., 1998, “Holocene explosive Activity of Hudson Volcano, Southern Andes”, Bulletin of Volcanology n_59, p.291-306.

Naranjo, J.A.; Stern, C.R. 2004. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'-45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. Revista Geológica de Chile 31 (2): 225-240.

Naranjo, J.A., Haller, M.J., Ostera, H.A., Pesce, A.H., Sruoga, P. (1999). Geología y peligros del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, Andes del Sur (35°15'S), Región del Maule, Chile-Provincia de Mendoza, Argentina. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, No. 52

Navarro, F.J., Otero, J., Macheret, Y., Vasilenko, E., Lazaparan, J., Ahlstrom, L. and Machio, F. (2009). “Radioglaciological studies on Hurd Peninsula glaciers, Livingston Island. Antarctica”. Annals of Glaciology. 50 (51): 17-24.

MacLennan, J., Jull, M., McKenzie, D. P., Slater, L., and Gronvold, K., 2002. The link between volcanism and deglaciation in Iceland. Geochemistry, Geophysics, Geosystems.

MacPhail, D., (1973). The geomorphology of the Rio Teno Lahar, Central Chile. Geographical Review 63, 517–532.

Major, J. J., and Newhall, C. G., 1989. Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods. Bulletin of Volcanology, 52, 1–27.



Mather, P. (2004). Computer processing of remotely-sensed images: An introduction. 3rd edition. Chichester, UK. J. Wiley y Sons.

Masiokas, M. et al. 2006. Snowpack variations in the central Andes of Arg. and Chile, 1951–2005: large-scale atmospheric influences and implications for water res. in the region. *J. Clim.* 19, 6334–6352.

Montserrat, S., (2005). Estudios experimental de obras de protección contra aluviones. Facultad de ciencias físicas y matemáticas, tesis magister en ciencias de la ingeniera.

Moreno, H., 1993. Volcán Villarrica, Geología y evaluación del riesgo volcánico, Regiones IX y X, 39° 25' S. Proyecto FONDECYT 1247 1991-92.

Moreno H, Fuentealba G. 1994. The May 17-19, 1994 Llaima volcano Eruption, Southern Andes (38° 42' S - 71° 44' W). *Revista Geologica de Chile* 21(1): 167-171.

Moreno, H., 2000. Mapa de peligros del volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de Los Lagos. Servicio Nacional de geología y Minería, Documento de trabajo, N°17, 1 mapa escala 1:75000. Santiago.

Moreno, H., Naranjo, J., 2004. Calbuco volcano historic block-and-ash and pyroclastic flows: increasing threatening on surrounding communities, Southern Andes 41.5°S. Asamblea General IAVCEI, Pucón, Chile (CD).

Moreno, H., Thiele, R. & Varela, J., 1988. Estudio preliminar del riesgo geológico en la Alta Cordillera, proyecto Alfalfa. Chilectra Generación S.A. ejecutado por Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.

Moreno H, Naranjo JA (1991) The southern Andes Volcanoes (33°-41°30' S), Chile. 6th geol Cong Chile, Excur pc-3.

Moller, D., and Ritter, B., 1988. Glacial geodetic contributions to the mass balance and dynamics of ice shelves. *Annals of Glaciology*, 11, 89–94.

Müller, F. (1962). Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, N.W. T., Canada. *Journal of Glaciology*, 4(33), 302–318.

Müller, F., Cafilisch, T. and G. Müller. (1977). Instructions for a compilation and assemblage of data for a World Glacier Inventory. Temporal Technical Secretariat for the World Glacier inventory (TTS/WGI), Zürich, 28



Muñoz-Salinas, E., Castillo-Rodríguez M, Manea V, Manea M, Palacios D. (2009). Lahar flow simulations using LAHARZ program: application for the Popocatepetl volcano, Mexico. *Vulcanology and Geothermal Research* **182**, 1-2: 13-22

Østrem, G. and M. Brugman (1991). Glacier mass-balance measurements: a manual for field and office work, NHRI Science Report.

Pagli, C., and Sigmundsson, F., 2008. Will present day glacier retreat increase volcanic activity? Stress induced by recent glacier retreat and its effect on magmatism at the Vatnajökull ice cap. Iceland. *Geophysical Research Letters*.

Paterson, W. S. (1994). "The Physics of Glaciers". 3ra Edición, Editorial Pergamon.

Parra, E., y Cepeda H. (1990). Volcanic Hazards maps of the Nevado del Ruiz volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42, 117-127.

Paul, F., (2001). Evaluation of different methods for glacier mapping using Landsat TM. *EARSel eProceedings*, 1, 239–245.

Paul, F., Huggel, C. and Käab, A. (2004). "Combining satellite multispectral image data and a digital elevation models for mapping debris-covered glaciers". *Remote Sensing of Environment*. 89: 510-518.

Paul, F. (2011). Automated glacier mapping. *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*.

Peña, H., Klohn, W., (1988). Non-meteorological flood disasters in Chile, in proceeding. Technical conference on the hidrology of disasters, Geneva, world Meteorological Organization, p. 243-258.

Petit-Breuilh, M., Moreno, H., 1997. La erupcion de 1893-1895 del Volcan Calbuco - 41.3°S- y sus efectos ambientales. En: 8° Congreso Geologico Chileno, 8°, Antofagasta, Chile, 13-17 Octubre. *Actas Vol. 1* p. 780-784.

Petit-Breuilh, M., 1999., *Cronología Eruptiva Histórica de los volcanes Osorno y Calbuco, Andes del Sur (41°-41°30S)*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, No. 53, 46 p.

Petit-Breuilh, M. & Lobato, J. (1994). Análisis comparativo de la cronología eruptiva histórica de los volcanes Llaima y Villarrica (38°–39° L.S.). *Actas 7th Congreso Geológico Chileno*, Concepción 1, 366–370.

Petit-Breuilh, M.E. 2004. *La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos (Siglos XVI al XX)*. Servicio de Publicaciones del Exmo. Cabildo Insular de Lanzarote-Casa de los volcanes: 431 p.



Plewes, L. and B. Hubbard (2001). A review of the use of radio-echo sounding in glaciology. *Progress in Physical Geography*, 25(2), 203-236.

Pierson, T., Major, J.J., Amigo, A., Moreno, H., (2013). Acute sedimentation response to rainfall following the explosive phase of the 2008–2009 eruption of Chaitén volcano, Chile

Racoviteanu, A., Williams, M. and Barry, R. 2008b. “Optical remote sensing of glacier characteristics: a review with focus on the Himalaya”. *Sensors*. 8: 3355-3383.

Racoviteanu, A., Paul, F., Raup, B., Khalsa, S. and Armstrong, R.(2009). “Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA”. *Annals of Glaciology*. 50.

Rees, W. G., (2006). *Remote Sensing of Snow and Ice*. Boca Raton, London, New York: Taylor & Francis, p. 312.

Rivera, A., F., Bown, G. Casassa, C. Acuña and J. Clavero (2005). Glacier shrinkage and negative mass balance in the Chilean Lake District (40°S). *Hydrological Sciences Journal*, 50(6), 963-974.

Rivera, A., Bown, F., Mella, R., Wendt, J., Casassa, G., Acuña, C., Rignot, E., Clavero, J. and Brock, B. (2006) “Ice volumetric changes on the active volcanoes in southern Chile.” *Annals of Glaciology*. 43: 111-122.

Rivera, A., Bown, F., Clavero, J. (2009). Ice-capped active volcanoes in Southern Chile: Glacier impacts of geothermal activity and eruptive events. Support to decision making and adaptative process. Fondecyt National Research funding competition regular research competition 2009.

Risopatron, L., (1924). *Diccionario joegráfico de Chile*, impresión universitaria.

Rubin, Y., Hubbard, S. (2005). Stochastic forward and inverse modeling: the “hydrogeophysical Challenge” Chapter 17 in *hydrogeophysics*, Eds.

Sandmeier, K. 2004. *Reflexw manual ver. 3.5*. Karlsruhe, Germany.

Schilling, S., (1998). GIS programs for automated mapping of lahra inundation hazard zones. Report 98-638. USGS.

SCHILLING, S., VALLANCE, J., MATÍAS, O., HOWELL, M. 2001. Lahar hazards at Agua Volcano, Guatemala: U.S. Geological Survey Open-File Report 01-432.



Silva Parejas, C.; Kraus, S.; Bertin, D.; Orozco, G. en edición. Geología del Volcán Tupungatito, Región Metropolitana de Santiago. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, .p, 1 mapa escala 1:25.000. Santiago.

Siebert L, Simkin T., (2002). Volcanoes of the World: An Illustrated Catalog of Holocene Volcanoes and their Eruptions, Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3. Smithsonian Institution: Washington, DC. <http://www.volcano.si.edu/world/>

Sharp, M., 1988. Surging glaciers: geomorphic effects. *Progress in Physical Geography*, 12(4), 533–559.

Smellie, J. L., 2000. Subglacial eruptions. In Sigurðsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H., and Stix, J. (eds.), *Encyclopaedia of Volcanoes*. London: Academic Press, pp. 403–418.

Smellie, J. L., Johnson, J. S., McIntosh, W. C., Esser, R., Guðmundsson, M. G., Hambrey, M. J., and van Wyk de Vries, B., 2008. Sixmillion years of glacial history recorded in the James Ross Island Volcanic Group, Antarctic Peninsula. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 260, 122–14.

Stern, C., (1989). Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Front. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 16, No. 2, p. 145-162.

Stern, C., (2004) Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Rev Geol Chile* 31:161–206

Stern CR, Moreno, H., Lopez-Escobar, L., Clavero, J., Lara, L., Naranjo, J., Parada, M., Skewes, M., (2007). Chilean volcanoes. In: Moreno T, Gibbons W (eds) *The geology of Chile*. Geological Society of London, chap. 5, pp 149–180.

Stiefel, J. (1965). Lahares glaciovolcanicos recientes y depositos comparables del pleistoceno Chileno. *Revista geologica chilena* no 1-I. Santiago, Chile.

Strahler, A. N. 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channels networks. *Hanbook of applied Hydrology*. McGraw Hill. New York, 4-39;4-79.

Tarbuck, E. J., Lutgens, F.K., Tasa, D. (2005) *Ciencias de la Tierra: Una introducción a la geología física*. 8ª edición. Prentice Hall.

Thorarinsson, S. 1939. The ice-dammed lakes of Iceland, with particular reference to their value as indicators of glacier oscillations. *Geografiska Annaler*, 21A, 216-242.

Thouret, J., J. Ramirez C., B. Gilbert-Malengreau, C.A. Vargas, J.L. Naranjo, J. Van de meulebrouck, F. Valla and M. Funk, (2007). Volcano-glacier interactions on



composite cones and lahar generation: the Nevado del Ruiz (Colombia) case study. *Annals of glaciology* 45, 115-127.

Tobar, B., 1972. Hudson activity 12-18 August. 1971. Smithsonian Inst. Cent. For Short-lived Phenomena, 1971. Ann-Rep. Event 80-71, 105-109.

Tormey, D., (1989). Geology and geochemistry of the active Azufre-Planchón-Peteroa volcanic center (35°15'S, southern Andes), implications for cordilleran arc magmatism. Submitted to the department of Earth, Atmospheric, And Planetary Sciences in partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy. Massachusetts Institute of Technology.

Tormey, D., (2010). Managing the effects of accelerated glacial melting on volcanic collapse and debris flows: Planchon–Peteroa Volcano, Southern Andes. *Global and Planetary Change*, 74, 82–90

Tuffen, H., 2007. Models of ice melting and edifice growth during subglacial basaltic eruptions. *Journal of Geophysical Research*, 112.

Tuffen, H., 2011a. Ice-Volcano interactions. In: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* (Eds.) Singh, V.P., Haritashya, U.K. and Singh, P. pp . 625 – 628.

Tuffen, H., 2011b. Subglacial volcanism. In: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* (Eds.) Singh, V.P., Haritashya, U.K. and Singh, P. pp . 1105 – 1106.

Valenzuela, L., Varela, J., (1991). El Alfalfal rock fall and debris flow in Chilean Andes Mountains: Proceeding, Panamerican Conference on soil mechanics and foundation Engineering, Viña del Mar, Chile, v 1, no 9.

Vallance, J., (2000). Lahars. En *Encyclopedia of Volcanoes* Editor en jefe: Haraldur Sigurdsson 1417 p. Academic Press.

Van Bemmelen (1949). *The geology of Indonesia*. The Hague, Govt. Print. Off.; sole agents, Nijhoff.

Van der Veen, C. J., 1999. Crevasses on glaciers. *Polar Geography*, 23, 213–245.

Velasco, L., Hauser, A., Moreno, H., (1988). Fatal debris flow (Chile), 29 november 1987, not related to volcanism: Scientific event alert network bulletin, v. 13, no. 4.

Voight, B., 1990. The 1985 Nevado del Ruiz Volcano catastrophe: Anatomy and retrospectetion. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42, 151-188.

Waite, A.H., Schmidt S, J., (1961). Gross errors in height indication from pulsed radar altimeters operating over thick ice or snow,” *Institute of Radio Engineers, International Convention Record, Part 5*, pp. 38-53, 1961.



Weertman, J., 1957. On the sliding of glaciers. *Journal of Glaciology*, 3 (21), 33–38.

Wilson, L., and Head, J.W., 2002. Heat transfer and melting in subglacial basaltic volcanic eruptions: implications for volcanic deposit morphology and meltwater volumes. In Smellie, J. L., and Chapman, M. G. (eds.), *Ice-volcano interaction on Earth and Mars*. London, Geological Society of London Special Publication 202, pp. 5–26.

Wilson, L., and Head, J.W., (2009). Tephra deposition on glaciers and ice sheets on Mars: Influence on ice survival, debris content and flow behaviour. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.10.003.

Zamora, R., G. Casassa, A. Rivera, F. Ordenes, G. Neira, L. Araya, R. Mella and C. Bunster (2007). Crevasse detection in glaciers of southern Chile and Antarctica by means of ground penetrating radar In: *Glacier Mass Balance Changes and Meltwater Discharge*, Eds. P. Ginot and J.E. Sicart) (Selected papers from sessions at the IAHS Assembly in Foz do Iguaçu, Brazil, 2005). IAHS Publ. 318, 153-162.

Zemp, M., Haberli, W., Hoelzle, M. and Paul, F.,. 2006. Alpine glaciers to disappear within decades?. *Geophysical Research Letters*. 33.