

UNIVERSIDAD DE CHILE.

FACULTAD DE ARQUITECTURA Y URBANISMO.

ESCUELA DE GEOGRAFÍA.

Amenazas naturales por interacciones glacio-volcánicas en el Volcán Villarrica

Memoria para optar al título de Geógrafo.

Autor:

Fernando Jesús Gimeno Molina

Profesor Guía:

Andrés Rivera

Santiago, Chile.

2014

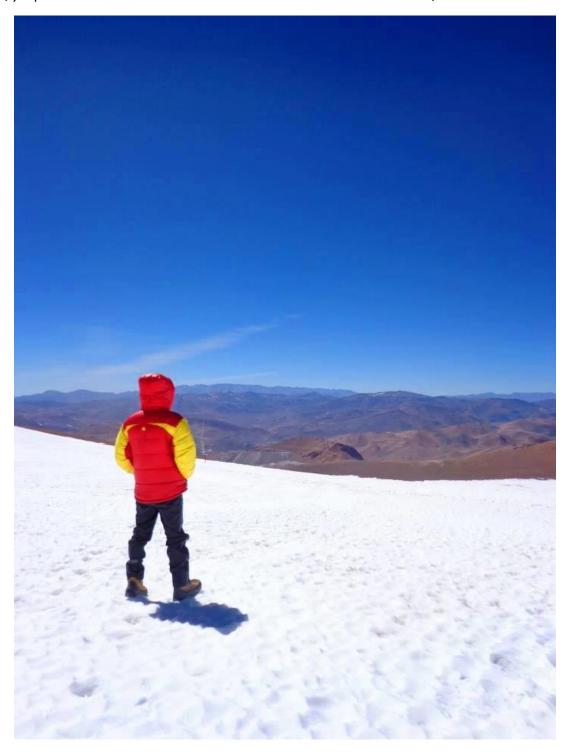
Agradecimientos

Cuantas personas a las que nombrar y que difícilmente se podrían incluir en unos cuantos párrafos. Quisiera partir por dar gracias a mi Profesor Guía, Andrés Rivera, por los años de paciencia y ayuda con este trabajo. A Jorge Clavero, que participó en la corrección de esta memoria. A mi amigo, Dennys Caro y las horas de discusiones intensas que me ayudaron a esclarecer muchos conceptos relacionados con mi tesis. Mis amigos y compañeros del CECs, que de cierta forma colaboraron para sacar esta investigación adelante, en especial a Sebastián Cisternas, Thomas Loriaux, Jonathan Oberreuter y Marcos Peña. A mis compañeros de casa Camilo Muñoz y Roberto Silva. A mis amigos geógrafos, Yessenia León, Patricia Casanova, Natalia Sánchez, Rodrigo Kappes y Julio Covarrubia que me ayudaron, no tanto los dos últimos, con la estética, presentación y redacción, entre otras cosas. Agradecer a la polola, amigos y compañeros que tuve dentro de la generación de geografía 2007, su compañerismo y simpatía hicieron que los 4 años de carrera fueran mucho más placenteros y entretenidos.

Este trabajo va dedicado a mis amigos Christopher y Chelo, los mejores devotos a la religión de la amistad. A mis maravillosos hermanos, Fernanda, Tati, Cristóbal y mi siempre pequeña Camila, y sus hijos hermosos, Agustín, Constanza, Amparo, Lautaro, Pedro y Manuel, junto con sus familias. A mi Abuela y mis tíos Arturo y Pedro; tío me viste comenzar y de seguro te hubiera encantado verme ahora, terminando. A los mejores padres de la vida, Fernando y Tita, sin ustedes no estaría acá y no sería ni la cuarta parte de la persona que me considero ser. A ti vieja que miras desde algún lugar los pasos de tus hijos por este mundo terrenal.

Esta investigación se enmarca dentro del proyecto FONDECYT N°1090387 "Ice-capped active volcanoes in Southern Chile: Glacier impacts of geothermal activity and eruptive events. Support to decision making and adaptative process".

Alguna vez Aristóteles dijo "Considero más valiente al que conquista sus deseos que al que conquista a sus enemigos, ya que la victoria más dura es la victoria sobre uno mismo". En mi caso, él tenía toda la razón.



Resumen

Se estudió la masa de hielo sobre el Volcán Villarrica, considerado uno de los más activos de Sudamérica, buscando caracterizar su condición actual y sus variaciones a lo largo de las últimas décadas. Para conocer los cambios temporales del glaciar, se identificó su extensión desde 1961 hasta el año 2011 por medio del uso de sensores remotos. Además, se midieron los cambios de elevación en la superficie glaciar, comparando distintos modelos de elevación desde 1961 hasta el año 2012. Los resultados se utilizaron para poder modelar lahares que pudieran causar daños a las poblaciones cercanas al volcán.

El análisis de los resultados, mostró una disminución del área glaciar de 11,5 km² y una tasa de cambio elevación superficial de 0,91 m a⁻¹, desde la década de 1960 al presente; coincidente con los patrones globales de retroceso glaciar. Se estima un volumen total de la masa de hielo sobre el volcán de unos 1,17 km³ equivalentes en agua. Se modelaron lahares que establecieron áreas de inundación y sectores probables a ser inundados, que afectarían principalmente a las ciudades de Pucón y Coñaripe. Los lahares modelados cubren un área máxima de 700 km², estimando que cerca de 7.000 personas se verían directamente afectadas.

Palabras Claves: Interacción Glacio-Volcánica, Lahar, Amenazas Glacio-Volcánicas, Modelación de lahares

Índice

1.	INTRODUCCIÓN10	
2.	PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA13	
3.	ÁREA DE ESTUDIO16	
	 3.1 EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN VILLARRICA. 3.2 GEOLOGÍA VOLCÁN VILLARRICA. 3.3 CONDICIONES DE LA CAPA DE HIELO SOBRE EL VOLCÁN VILLARRICA. 3.4 POBLACIÓN. 3.4.1 Pucón. 3.4.2 Villarrica. 3.4.3 Panguipulli. 	17 18 20 21 21 21
4.	MARCO TEÓRICO22	
	 4.1 La Criósfera. 4.1.1 Glaciar. 4.1.2 Nieve, Neviza, Hielo. 4.1.3 Zonas de un Glaciar. 4.1.4 Clasificación Térmica. 4.2 Volcanes. 4.2.1 Volcán y erupciones. 4.2.2 Tipos de erupciones volcánicas. 4.2.3 Subducción en los Andes y volcanismo en Chile. 4.3 INTERACCIÓN GLACIO-VOLCÁNICA. 4.4 RIESGOS Y AMENAZAS VOLCÁNICAS. 4.4.1 Amenaza Glacio-Volcánica. 4.4.2 Tipos de Lahares. 	22 24 24 25 26 27 28 30 31 33 34 36 37
5.	OBJETIVO GENERAL39	
	5.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.	39
6.	HIPOTESIS39	
7.	 MARCO METODOLÓGICO	40 40 46 46
8	MÉTODOS47	
	 8.1 SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA Y SOFTWARES. 8.1.1 Script LAHARZ 8.1.2 Modelo MSF. 8.2 VARIACIONES GLACIARES. 8.2.1 Variaciones de Área. 8.2.2 Variaciones verticales. 8.3 ESPESOR DE LA MASA DE HIELO Y VOLUMEN EQUIVALENTE EN AGUA. 8.4 CÁLOULO VELLIMENTO DE NIEVE 	47 47 51 52 53 53
	8.4 CÁLCULO VOLUMEN DE NIEVE. 8.5 MODELACIÓN DE LAHARES.	54 54

AHAR.	ESTIMACION DE ERROR DE LOS MODELOS DIGITALES DE ELEVACION Y LOS MODELOS DE INUNDACION	N POR UN 56
3.7	POBLACIÓN Y ESTRUCTURA AFECTADA	58
RES	ULTADOS59	
).1	VARIACIONES DE ÁREA.	59
.2		60
	·	61
	•	64
	•	67
	•	70
.3	MAPEO DE CUENCAS GLACIARES EN EL VOLCÁN VILLARRICA Y LA ESTIMACIÓN DE SU VOLUMEN.	72
	Guident Guiden Guide Gui	72
	, ,	74
		76
-		76
· · · · -		88
		89
-		91
		95
9.4.6	Población directamente afectada mediante el modelo LAHARZ.	97
DISC	USIÓN Y CONCLUSIÓN102	
0.1 Dis	SCUSIÓN.	102
10.1.	1 Cambios en la masa de hielo del volcán Villarrica	102
10.1.	3 Modelos laháricos	103
10.1.	4 Limitación de los modelos	103
10.1.	5 Volúmenes simulados	104
10.1.	6 De la población afectada.	107
0.2	Conclusión.	109
ANE	XOS111	
BIBL	IOGRAFÍA112	
	AHAR. 3.7 RESI 9.2.1 9.2.2 9.2.3 9.2.4 9.3 9.3.1 9.3.2 0.4 9.4.5 9.4.6 DISO 0.1 DIS 10.1. 10.1. 10.1. 10.1. 10.1. 10.1. 10.1.	RESULTADOS

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. VOLCÁN VILLARRICA	
Figura 2. Geología Volcán Villarrica	
FIGURA 3. DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA DE LOS GLACIARES EN SUDAMÉRICA	
FIGURA 4. ZONAS DE UN GLACIAR.	
FIGURA 5. ESQUEMA DE LOS PROCESOS EN LOS BORDES DE PLACAS TECTÓNICAS Y SUS EFECTOS EN EL VOLCANISMO.	
FIGURA 6. LAS 4 ETAPAS QUE INVOLUCRAN LA FORMACIÓN DE UN SISTEMA VOLCÁNICO	
FIGURA 7. ESQUEMA DE MOVIMIENTO TECTÓNICO EN EL MARGEN CHILENO	
FIGURA 8. MAPA DE DISTRIBUCIÓN DEL VOLCANISMO GLOBAL	
FIGURA 9. DIFERENCIAS DTM Y DSM	
FIGURA 10. SECCIÓN TRANSVERSAL Y PLANIMETRÍA DEFINIDAS PARA UN LAHAR.	
FIGURA 11. CAMBIOS DE ÁREA GLACIAR, DESDE 1976 A 2011 EN EL VOLCÁN VILLARRICA	
FIGURA 12. PERFIL DEL GLACIAR PICHILLANCAHUE	61
FIGURA 13. DIFERENCIAS ALTITUDINALES ENTRE EL MODELO CAMS Y EL DEM SRTM, ENTRE LOS AÑOS 2000 Y 201	
FIGURA 14. GRÁFICO DE DISPERSIÓN ENTRE EL LA ORIENTACIÓN DEL TERRENO Y LAS DIFERENCIAS MEDIDAS ENTRE EL	
MODELO CAMS Y EL DEM IGM	
FIGURA 15. GRÁFICO DE DISPERSIÓN DE LOS CAMBIOS DE ELEVACIÓN GLACIAR EN EL VOLCÁN VILLARRICA ENTRE LOS	
AÑOS 2012 Y 1961, Y LA ELEVACIÓN DEL GLACIAR DEL MODELO CAMS	
FIGURA 16. GRÁFICO DE DISPERSIÓN MEDIDO EN EL GLACIAR ENTRE LA EXPOSICIÓN DE LAS LADERA Y LAS DIFERENCIA	
DE ELEVACIÓN.	
FIGURA 17. GRÁFICO DE DISPERSIÓN DE LOS CAMBIOS DE ELEVACIÓN GLACIAR EN EL VOLCÁN VILLARRICA ENTRE LOS	
AÑOS 2012 Y 2000 Y LA ELEVACIÓN DEL GLACIAR DEL MODELO CAMS	
FIGURA 18. PENDIENTE EN EL VOLCÁN VILLARRICA.	
FIGURA 19. GRÁFICO DE DISPERSIÓN DE LOS CAMBIOS DE ELEVACIÓN GLACIAR SOBRE EL VOLCÁN VILLARRICA ENTRE I	LOS
AÑOS 2012 Y 2000 Y LA PENDIENTE DEL GLACIAR.	66
FIGURA 20. DIFERENCIAS ALTITUDINALES ENTRE CAMS Y SRTM, ENTRE LOS AÑOS 2012 Y 2000	67
FIGURA 21. GRÁFICO DE DISPERSIÓN ENTRE LAS DIFERENCIAS DE ELEVACIÓN Y LA EXPOSICIÓN A LAS LADERAS	
FIGURA 22. DISPERSIÓN DE LOS CAMBIOS DE ELEVACIÓN DEL GLACIAR SOBRE EL FLANCO ESTE DEL VOLCÁN VILLARRIO	CA
DE LOS MODELOS CAMS Y DEM AIRSAR Y LA ELEVACIÓN DEL GLACIAR MODELO CAMS	68
FIGURA 23. GRÁFICO DE DISPERSIÓN DE LOS CAMBIOS DE ELEVACIÓN GLACIAR SOBRE EL VOLCÁN VILLARRICA ENTRE I	LOS
AÑOS 2012 Y 2004 Y LA PENDIENTE DEL GLACIAR.	69
FIGURA 24. DIFERENCIAS ALTITUDINALES ENTRE CAMS Y AIRSAR, ENTRE LOS AÑOS 2012 Y 2004	70
FIGURA 25. DIFERENCIAS ALTITUDINALES ENTRE CAMS Y DATOS GPS, ENTRE LOS AÑOS 2012 Y 2005	
FIGURA 26. DISPERSIÓN DE LOS CAMBIOS DE ELEVACIÓN DEL GLACIAR SOBRE EL FLANCO ESTE DEL VOLCÁN VILLARRIO	CA
DE LOS MODELOS CAMS Y DATOS GPS, AÑOS 2012 Y 2005, Y LA ELEVACIÓN DEL GLACIAR DEL MODELO CAMS	72
FIGURA 27. CUENCAS GLACIALES EN EL VOLCÁN VILLARRICA	73
FIGURA 28. ESPESORES DE HIELO OBTENIDOS DESDE LA MISIÓN RADAR CECS DEL AÑO 2012	74
FIGURA 29. IDW DE LOS DATOS RADAR EN EL VOLCÁN VILLARRICA	75
FIGURA 30. DIFERENCIAS DE ELEVACIÓN ENTRE EL DEM CAMS Y EL DEM A PARTIR DE LAS CURVAS DE NIVEL IGM DE	
1961	
FIGURA 31. GRÁFICO DE DISPERSIÓN DE LOS DE LAS DIFERENCIAS DE ELEVACIÓN ENTRE EL DEM CAMS Y EL DEM A	
PARTIR DE LAS CURVAS DE NIVEL IGM EN SECTORES DE ROCA Y LA PENDIENTE.	
FIGURA 32. GRÁFICO DE DISPERSIÓN DE LAS DIFERENCIAS DE ELEVACIÓN ENTRE EL DEM CAMS Y EL DEM A PARTIR	
LAS CURVAS DE NIVEL IGM EN SECTORES ESTABLES DE TERRENO Y LA EXPOSICIÓN A LAS LADERAS	
FIGURA 33. DIFERENCIAS DE ELEVACIÓN ENTRE EL DEM CAMS Y EL DEM ASTER GDEM.	79
FIGURA 34. GRÁFICO DE DISPERSIÓN DE LOS DE LAS DIFERENCIAS DE ELEVACIÓN ENTRE EL DEM CAMS Y EL DEM	
ASTER GDEM EN SECTORES ESTABLES DE TERRENO Y LA PENDIENTE.	80
FIGURA 35. GRÁFICO DE DISPERSIÓN DE LAS DIFERENCIAS DE ELEVACIÓN ENTRE EL DEM CAMS Y EL DEM ASTER	
GDEM, EN SECTORES ESTABLES DE TERRENOY LA EXPOSICIÓN A LAS LADERAS	
FIGURA 36. DIFERENCIAS DE ELEVACIÓN ENTRE EL DEM CAMS Y EL DEM SRTM	81

FIGURA 37. GRÁFICO DE DISPERSIÓN DE LOS DE LAS DIFERENCIAS DE ELEVACIÓN ENTRE EL DEM CAMS Y EL DE	
SRTM, EN SECTORES ESTABLES DE TERRENO Y LA PENDIENTE	82
FIGURA 38. GRÁFICO DE DISPERSIÓN DE LAS DIFERENCIAS DE ELEVACIÓN ENTRE EL DEM CAMS Y EL DEM SRI	
SECTORES ESTABLES DE TERRENO Y LA EXPOSICIÓN A LAS LADERAS	
FIGURA 39. PERFILES TRANSVERSALES EN EL VOLCÁN VILLARRICA	
FIGURA 40. PERFIL TRANSVERSAL DE LOS DEMS IGM, SRTM, ASTER GDEM Y CAMS, EN EL PERFIL 1 ZANJÓ	
FIGURA 41. PERFIL TRANSVERSAL DE LOS DEMS IGM, SRTM, ASTER GDEM Y CAMS, EN EL PERFIL 2 ZANJÓ	N SECO
FIGURA 42. PERFIL TRANSVERSAL DE LOS DEMS IGM, SRTM, ASTER GDEM Y CAMS, EN EL PERFIL 3 ZANJÓ	N SECO
FIGURA 43. PERFIL TRANSVERSAL DE LOS DEMS IGM, SRTM, ASTER GDEM Y CAMS, EN EL PERFIL 1 RÍO DI	
FIGURA 44. PERFIL TRANSVERSAL DE LOS DEMS IGM, SRTM, ASTER GDEM Y CAMS, EN EL PERFIL 2 RÍO DI	iuco87
FIGURA 45. PERFIL TRANSVERSAL DE LOS DEMS IGM, SRTM, ASTER GDEM Y CAMS, EN EL PERFIL 3 RÍO DI	IUCO87
FIGURA 46. PERFIL TRANSVERSAL DE LOS DEMS IGM, SRTM, ASTER GDEM Y CAMS, EN EL PERFIL 1 ESTER CHAILLUPÉN	
FIGURA 47. LAHARES SIMULADOS A PARTIR DEL DEM ASTER GDEM CON EL MODELO LAHARZ, EN EL VOLCÁN	
VILLARRICA	
FIGURA 48. LAHARES SIMULADOS A PARTIR DEL DEM SRTM CON EL MODELO LAHARZ, EN EL VOLCÁN VILLARE	
FIGURA 49. MODELO MSF PARA LA CUENCA DEL RÍO PEDREGOSO-TURBIO, SIMULADO CON EL DEM SRTM	
FIGURA 50. MODELO MSF PARA LA CUENCA DEL RÍO PEDREGOSO-TURBIO, SIMULADO CON EL DEM ASTER GE	
FIGURA 51. MODELO MSF PARA LA CUENCA DEL RÍO DIUCO, SIMULADO CON EL DEM ASTER GDEM	
FIGURA 52. MODELO MSF PARA LA CUENCA DEL RÍO DIUCO, SIMULADO CON EL DEM ASTER GDEM	
FIGURA 53. MODELOS LAHÁRICOS, A PARTIR DE LAHARZ COMPARADOS CON EL MAPA DE PELIGROS VOLCÁNICO	OS DEL
VOLCÁN VILLARRICA DE MORENO (2000)	
FIGURA 54. MODELOS LAHÁRICOS, A PARTIR DE MSF COMPARADOS CON EL MAPA DE PELIGROS VOLCÁNICOS DE	∃L
VOLCÁN VILLARRICA DE MORENO (2000)	97
FIGURA 55. LAHARES SIMULADOS, A PARTIR DEL DEM ASTER GDEM CON EL MODELO LAHARZ EN EL RÍO	0.0
PEDREGOSO-TURBIO	
FIGURA 56. LAHARES SIMULADOS A PARTIR DEL DEM SRTM CON EL MODELO LAHARZ EN EL RÍO PEDREGOSO	
Figure 57 Lawrence and Allanda	
FIGURA 57. LAHARES SIMULADOS A PARTIR DEL DEM ASTER GDEM CON EL MODELO LAHARZ EN EL RÍO DIUCO	
Índice de Tablas	
TABLA 1. DESCRIPCIÓN GENERAL DEL MAPA GEOLÓGICO.	20
Tabla 2. Población comunal Censo 2002 y Proyección de Población 2012	
TABLA 3. DENSIDAD DEL ESTADO DE LA PRECIPITACIÓN SÓLIDA	
TABLA 4. DISTINTAS CARACTERÍSTICAS DE LOS SISTEMAS Y BANDAS PRESENTES EN EL SENSOR ASTER	
TABLA 5. CARACTERÍSTICAS DE LOS SISTEMAS Y BANDAS PRESENTES EN EL SENSOR ASTER	
TABLA 6. DATOS USADOS PARA LA CALIBRACIÓN DEL SOFTWARE LAHARZ	
TABLA 7. VARIACIONES DEL ÁREA CUBIERTA POR HIELO ENTRE LOS AÑOS 1961 Y 2011A	
Tabla 8. Variaciones verticales entre 1961 y 2012.	
TABLA 9. CUENCAS GLACIARES Y SU SUPERFICIE.	
TABLA 10. VOLUMEN Y ÁREA CUENCA VOLCÁN VILLARRICA Y SUS EQUIVALENTES EN AGUA	
TABLA 11. VOLÚMENES DE POSIBLES LAHARES UTILIZADOS EN LA MODELACIÓN (M3)	89

Índice de Ecuaciones

ECUACIÓN 1Y ECUACIÓN 2.	48
ECUACIÓN 3 Y ECUACIÓN 4	48
ECUACIÓN 5	52
ECUACIÓN 6	54
ECUACIÓN 4 Y ECUACIÓN 7	55
ECUACIÓN 8	56
ECUACIÓN 9	56
ECUACIÓN 10	57
ECUACIÓN 11	57
ECUACIÓN 12	57

1. INTRODUCCIÓN

Los Glaciares son importantes para las actividades humanas en muchas regiones del planeta, porque su derretimiento genera agua que puede ser usada para la producción de electricidad por medio de centrales hidroeléctricas o el consumo humano o la irrigación agrícola; la exploración de los glaciares es también un importante factor para algunas actividades económicas locales, como parte de la actividad turística (Orlemans et al., 1998).

El cambio climático global ha tenido consecuencias en la criósfera, donde la mayoría de los glaciares y casquetes de hielo en el mundo han experimentado una pérdida considerable de masa. Entre los años 1960 y 1989, la masa de hielo pérdida a nivel mundial fue de 136 ±57 Gt a⁻¹ (equivalente a 0,37 ± 0,16 mm a⁻¹ de aumento en el nivel del mar) y entre 1990 y 2004, de 280 ± 79 Gt a⁻¹ (equivalente a 0,77 ± 0,22 mm a⁻¹ de aumento del nivel del mar) (Bates et al., 2008).

No obstante, cada glaciar tiene tiempos de respuesta distintos frente a las variaciones climáticas; dependiendo de varios factores como: la topografía subglacial, la pendiente media, la presencia de morrenas, entre otros (Francou, 2007). Un factor de importancia en la dinámica glaciar, en especial en glaciares sobre o cercanos a centros volcánicos, es la actividad volcánica y eruptiva (Rivera et al., 2006).

Entre los potenciales efecto en glaciares, producto de la actividad volcánica, destacan el rápido derretimiento de la nieve y el hielo durante erupciones o la generación de avalanchas debido a temblores de origen volcánico, la abrasión superficial producto de los flujos de lava y el derretimiento basal a través de la actividad hidrotermal (Thouret et al., 2007). Otros procesos que también afectan negativamente la masa de un glaciar son, los flujos piroclásticos, avalanchas de material incandescente y depósitos de cenizas (Gudmundsson et al., 2004).

En glaciares como los del Volcán Popocatépetl en México, se ha observado un aceleramiento en el retroceso glacial producto de la actividad volcánica, llegando prácticamente a desaparecer en el año 2000 después de un gran evento eruptivo (Delgado et al., 2007). Los glaciares sobre volcanes, pueden llegar a experimentar un 25% de pérdida de su masa debido a la actividad geotermal (Salamantin et al., 2000)

Los efectos de la interacción glaciar volcán no solo conllevan un aceleramiento de las condiciones de derretimiento de un glaciar, sino que pueden desencadenar procesos mucho más peligrosos para las persona, como por ejemplo, avalanchas y lahares que podrían llegar a causar grandes catástrofes.

En nuestro país se han estudiado las interacciones glacio-volcánicas en los casos de los volcanes Hudson, Villarrica, Mocho-Choshuenco, y el Complejo Volcánico Nevados de Chillan, entre otros. Donde cada uno posee una masa de hielo asociada.

El Volcán Mocho-Choshuenco no ha presentado actividad eruptiva desde 1864, aunque genera microsismicidad (SERNAGEOMIN, 2014a). Los glaciares sobre el volcán, no parecen verse afectados por la posible actividad termal actual (Casassa et al., 2007).

En el caso del Volcán Hudson, tras la erupción de 1991, considerada la segunda más violenta ocurrida en Chile durante el siglo XX, se observaron grandes transformaciones en sus glaciares, generándose lahares que descendieron por los valles Huemules y Cupquelán (Naranjo et al., 1993). En la erupción de 1971, también se perdió casi la totalidad del hielo sobre la caldera del volcán (González-Ferrán, 1995).

En el Volcán Michimahuida, el Glaciar Amarillo ha experimentado un avance desde el año 2007 hasta el año 2009. Esta tendencia es contraria a la registrada en todo el resto de los glaciares del volcán, los cuales han tenido un retroceso sostenido desde 1961. La erupción del Volcán Chaitén, ubicado a solo 15 km del Volcán Michimahuida, generó una gran cantidad de material volcánico que posteriormente se depositó sobre el Glaciar Amarillo, generando una capa de ceniza de alrededor de 10 a 20 cm (Alfano et al., 2011). Esto redujo el albedo superficial (Rivera et al., 2012), lo que podría explicar en cierta medida el avance del Glaciar Amarillo por dicho periodo de tiempo.

La relación, entre la actividad volcánica y los glaciares, puede llegar a manifestarse por medio de la ocurrencia de fenómenos catastróficos y potencialmente desastrosos como lahares y jökulhlaup (Hauser, 1993). Ejemplo de esto, son los lahares del Nevado del Ruiz en Colombia, donde fallecieron más de 20.000 personas en la ciudad de Armero (Robert, 2007); o los lahares de 1877 de la última gran erupción del Cotopaxi en Ecuador, donde un caudal de 40.000 m³/s produjo una inundación que se extendió hasta 200 km de distancia desde el cráter (Robert, 2007); o los caudales de 53.000 m³/s, en un lapso de 17 horas, que se registraron en el año 1996 durante la violenta erupción del Volcán Gjálp en Islandia, la que desencadenó un jökulhlaup del Glaciar Skeioarársandur (Björnsson, 2002; Magilligan et al., 2002).



Fotografía 1. Volcán Villarrica desde Río Pedregoso. Agosto de 2013. Fotografía: Fernando Gimeno.

2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Chile presenta el 3,8% de la superficie de los glaciares en el mundo, teniendo la mayor cantidad de superficie cubierta por hielo en Sudamérica, aproximadamente 21.000 km² distribuidos desde el altiplano hasta el extremo austral (DGA, 2009), (sin considerar el territorio chileno Antártico). Los Glaciares en los Andes del sur (17° a 55° de latitud sur) han experimentado un acelerado proceso de retroceso durante las últimas décadas, en respuesta principalmente a la disminución de las precipitaciones y al aumento de las temperaturas atmosféricas (Rivera et al., 2002).

Considerando que en Chile hay un número considerable de glaciares sobre conos volcánicos activos cercanos a poblados y ciudades, es importante analizar los posibles escenarios catastróficos que puede traer la interacción glacio-volcánica.

El derretimiento repentino de la nieve y el hielo sobre un volcán, puede provocar aludes de material poco consolidado, denominándose como lahar.

Los glaciares y la nieve estacional tienen un rol crítico en la formación de un lahar durante una erupción volcánica. El Volcán Villarrica tiene un registro histórico documentado de lahares que frecuentemente han producido daños a la población (Petit-Breuilh y Lobato, 1994; Gonzáles-Ferrán, 1994; Naranjo y Moreno, 2004)

En este sentido, es importante estudiar el caso del Volcán Villarrica (39,42° S/ 71,93° W, 2.847 msnm) ubicado en la zona volcánica del sur (Southern Volcanic Zone (SVZ), considerado uno de los volcanes más activos de Sudamérica (Lara, 2004). Este volcán está parcialmente cubierto por un glaciar que en el año 2005 tenía una extensión de 30,3 km² y está principalmente emplazado hacia los flancos sur y este del volcán. La principal masa de hielo, el glaciar Pichillancahue-Turbio, se presenta parcialmente cubierto por capas de ceniza y sedimentos volcánicos (Rivera et al., 2006). A unos pocos kilómetros del macizo volcánico se ubican las ciudades de Villarrica (39°16′43″S; 72°13′33″O), Pucón (39°16′S; 71°58′O), Licán Ray (39°29′20.43″S; 72°9′18.22″O) y Coñaripe (39°34′18.57″S; 72°0′23.34″O), junto con dos caminos internacionales que bordean sus faldas.

El volcán ha presentado entre 1558 y 1985, más de 60 erupciones importantes (Petit-Breuilh, 1994). Estudios recientes demuestran el efecto de la actividad volcánica sobre su masa de hielo. Por ejemplo, los efectos que tienen las capas de ceniza y gases eyectados permanentemente desde el cráter y que son depositados sobre el manto nivoso, observándose mayores tasas de fusión (Rivera et al., 2008). A pesar de lo último, dependiendo de la conductividad térmica de la ceniza y el espesor de los depósitos, es posible que estas puedan aumentar el derretimiento de la nieve y el hielo sobre las primeras etapas de una erupción, pero cuando la capa de los depósitos es lo suficientemente gruesa, con un espesor cercano a 1 cm, esta podría tender a reducir la superficie que se fusiona, debido al aislamiento del hielo y la nieve a la radiación solar, (Brock et al., 2007; Brook et al., 2011).

Otro ejemplo es el ocurrido durante la erupción de 1971, cuando los flujos de lava provenientes del cráter, que tuvieron temperaturas entre los 1.100 y los 1.250 °C, llegaron a fusionar parte de la nieve y el hielo sobre el volcán, generando numerosos lahares, los que afectaron a la población e infraestructura cercanas (González-Ferrán, 1994).

Modernos y antiguos flujos laháricos han afectado e inundado los principales sistemas fluviales que drenan desde el Volcán Villarrica. Las erupciones efusivas en el Villarrica, han generado lahares que tuvieron consecuencias dañinas para la población alrededor del Villarrica (Naranjo y Moreno, 2004). Entre los registros documentados de los eventos eruptivos, sólo los de 1908 (octubre-diciembre, con lavas y flujos laháricos hacia el norte), 1948-1949 (desde octubre a febrero, con un gran evento histórico que produjo flujos de lava y de lahares en diferentes direcciones), 1963 (marzo-mayo) 1964-1971, han provocado la muerte de más de 100 personas (Lara, 2004), además de un desconocido número de desaparecidos y severos daños a la infraestructura pública y privada.

Los efectos producto de los lahares generados en el Villarrica han despertado el interés de algunos investigadores. Cabe destacar lo realizado por Castruccio et al., (2010), donde se contrastaron lahares producidos en tiempos históricos en el Volcán Villarrica, específicamente para el Río Voipir y el Estero Chaillupén (Figura 1). Analizando la granulometría de los depósitos, determinaron que la mayor cantidad de sedimentos se producían aguas abajo de los sistemas hídricos. Los lahares ocurridos en la erupción de 1971, que descendieron por los valles del río Pedregoso-Turbio, alcanzaron un volumen total estimado de 20x10⁶m³ (Marangunic, 1974), aunque también hay estimaciones de mayores volúmenes para el mismo evento lahárico, 40x10⁶ m³ (Naranjo y Moreno, 2004).

Moreno (2000) elaboró un mapa con los peligros volcánicos presentes en el Volcán Villarrica (Anexo1), estableciendo como los principales peligros en futuras erupciones, aquellos originados por desplazamientos de lava, la caída de piroclastos y el paso de lahares, acompañados de la crecida de ríos y esteros (Moreno, 2000). Estos últimos descenderían principalmente por los cauces de los valles de los ríos Pedregoso-Turbio, Zanjón Seco-Carmelito, Correntoso, Molco-Huichatio, Voipir, Chaillupén y Seco-Llancahue.

Sin embargo, estas aproximaciones están basadas principalmente en los depósitos laháricos históricos y no en las condiciones glaciológicas actuales del Volcán Villarrica. Por tanto, con el objetivo de estudiar las posibles interacciones glacio-volcánicas y sus potenciales amenazas para la población, este trabajo determinará entre otros factores, el volumen actual de la masa de hielo existente en el Volcán Villarrica, su división por cuencas hidrológicas, estableciendo los equivalentes en agua que pueden llegar a producirse en el caso de un erupción. Además, se determinará el área que pueda ser afectada por un lahar, precisando la cantidad de población potencialmente amenazada.

Estos datos permitirán mejorar la información sobre las condiciones actuales de la masa de hielo. Lo que ayudará en las estimaciones y el establecimiento del alcance de los posibles modelos laháricos que se puedan aplicar. Pudiendo, contribuir en la toma de decisiones de las autoridades pertinentes generadoras de los planes de emergencia ante eventuales catástrofes y de una planificación más adecuada, en cuanto al uso del suelo y la localización de la población cercana al Volcán Villarrica.



Fotografía 2. Consecuencias del Lahar de 1971 sobre el poblado de Coñaripe. Fuente: Villarrica datos (www.villarricadatos.cl).

3. ÁREA DE ESTUDIO

El Volcán Villarrica es uno de los volcanes más activos en Sudamérica. Cubre un área cercana a 400 km², posee una altitud de 2.847 metros sobre el nivel medio del mar. En la cima se encuentra un cráter de 200 metros de diámetro con una profundidad de 100 a 150 metros. En este sector es posible observar un lago de lava de 30 a 40 m de diámetro con permanentes oscilaciones verticales. Presenta una actividad volcánica de tipo estromboliano con característica basáltica y una fumarola permanente (González-Ferrán, 1994).

El macizo del Villarrica se ubica entre los lagos Villarrica, por el norte, y Calafquén, por el oeste, cubriendo parte de las comunas de Pucón y Panguipulli (Figura 1). Gran parte de su macizo se encuentra bajo la categoría de parque nacional Villarrica. Alrededor de los pies del volcán están localizadas las ciudades de Pucón, Licán Ray y Coñaripe, además de algunos pueblos con un menor número de habitantes. Cerca de las faldas del volcán atraviesan las rutas CH-199 y CH-201, dos caminos que conectan con los pasos fronterizos de Mamuil Malal y Carirriñe.

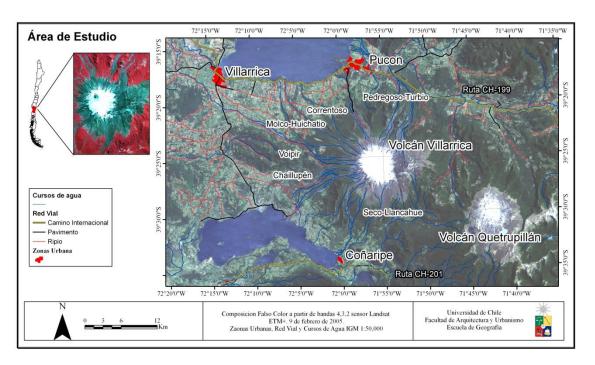
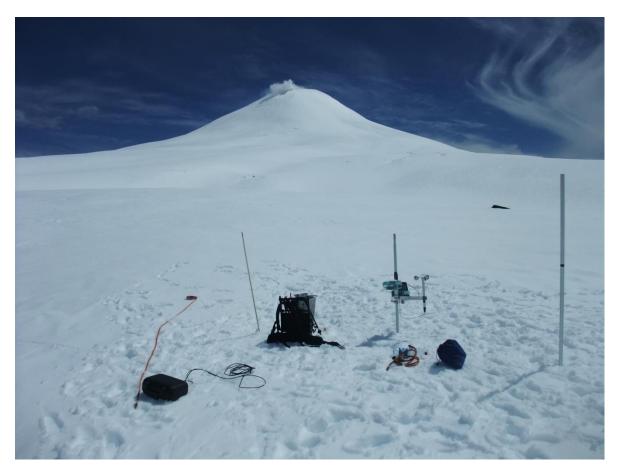


Figura 1. Volcán Villarrica. Elaborada a Partir de composición LandSat ETM+, bandas 4 3 2, 9 de febrero de 2005 junto con datos cartográficos IGM. Fuente: Elaboración Propia.



Fotografía 3. Volcán Villarrica desde el flanco este sobre el glaciar Pichillancahue. Instalación meteorológica GASS, 14 de marzo de 2013 CECS. Fotografía: Thomas Loriaux.

3.1 Evolución del Volcán Villarrica.

El Volcán Villarrica es un complejo volcánico que cubre un área de más de 700 km², con un volumen de 250 km³ (Moreno, 1993). El rango de edad del Volcán Villarrica va desde el pleistoceno medio al presente, con una última erupción en el año 2000 (Clavero y Moreno, 2004).

La evolución del Volcán Villarrica comenzó en el Pleistoceno Medio con la aparición de un gran estratocono, principalmente formado por lavas andesítico-basálticas y depósitos piroclásticos (Villarrica Unidad 1). Este gran edificio colapsó parcialmente, hace unos 100 ka, anterior a la Glaciación Llanquihue, debido al derrumbe de la caldera principal (caldera 1). Este colapso estuvo probablemente asociado con la generación de una serie de flujos piroclásticos, que han sido preservados sobre la parte baja del flanco occidental del volcán. Después del primer colapso (Cercano a los 95 ka), una serie de domos dacíticos y diques fueron emplazados a través de la fractura anular de la estructura de la caldera, que puede ser observada sobre el borde oriental (Figura 2). Entre 95 ka y 14 ka (durante la última glaciación de los andes del sur, glaciación Llanquihue), una serie de flujos de lavas subglaciales fueron generadas, los cuales se mantienen preservados sobre los flancos sur y este del

volcán (Villarrica Unidad 1); sin embargo aún no existe claridad, dentro de la comunidad científica, si estas paleo-lavas formaron un edificio dentro de la depresión de la caldera (Clavero y Moreno, 2004).

Poco después de la retirada del hielo desde la parte baja del edificio volcánico, una serie de erupciones explosivas generaron la ignimbrita-andesítico basáltica Licán (13.800 AP). Esta gran erupción explosiva generó una segunda caldera (Caldera 2) sobre la más antigua, marcando el principio de la actividad eruptiva posglacial del volcán.

Entre 14 ka a 3,7 ka, una serie de erupciones explosivas y efusivas, de producción principalmente andesítica, formaron un nuevo estratocono sobre el noroeste al borde de las calderas 1 y 2 (Villarrica Unidad 2). Este nuevo estratocono colapsó parcialmente (3,7 ka) por el gran volumen de una erupción explosiva, lo que generó la ignimbrita Pucón. Posteriormente al colapso de este último edificio volcánico, un nuevo cono comenzó a crecer dentro de la depresión de la caldera 3 por medio de una erupción estromboliana explosiva.

Subsecuentes erupciones, tanto explosivas como efusivas, han ido formando el estratocono actual.

3.2 Geología Volcán Villarrica.

El área del Volcán Villarrica está compuesta principalmente por roca ígnea, secuencias volcanoclásticas, unidades plutónicas y unas escasas rocas metamórficas y sedimentarias, con un rango de edad entre el Paleozoico tardío al Plioceno (Figura 2). A lo largo de la orilla del Lago Calafquén existen pequeños remanentes de roca metamórfica perteneciente a la secuencia Trafún, la cual corresponde a una seria de roca pelítica metamorfoseada de grano medio, donde la roca sedimentaria característica tiende a no ser completamente re-modificada. Las rocas metamórficas están en parte emparejadas con la base metamórfica desarrollada sobre el prisma acrecional del Paleozoico, la secuencia Trafún es discordantemente superpuesta por rocas de la formación Panguipulli (Clavero y Moreno, 2004), la cual corresponde a una sucesión de conglomerados de granos gruesos, areniscas y mantos de pizarras del período triásico.

Más secuencias de estratificación del antiguo volcán pertenecen a los Estratos de Tracalhue, un equivalente local a la Formación Cura-mallín (Oligoceno-Mioceno: Suarez y Emparan, 1997) o a la Formación Curarrehue (Cretácico temprano; Lara y Moreno, 2004), que se encuentran alrededor de todo el macizo. Estas constan de tobas, brechas y lavas, introducidas principalmente en el alto Mioceno (Munizaga et al., 1988). Se encuentra también una joven secuencia de lavas ligeramente dobladas, brechas y tobas fuera del área vecina de la Península de Pucón (estratos de la Península de Pucón, Plioceno-Mioceno tardío; Moreno, 1993). Hacia el oeste, noreste y noroeste del volcán, pilas gruesas de rocas volcánicas estratificadas (Estratos de Huincacara) están sumergidas suavemente hacia el oeste con una disposición sub-horizontal, comprendiendo conglomerados volcánicos, brechas, lavas y tobas de composición basáltica o andesítica, equivalente a la Formación Malleco del Plioceno Tardío o Bajo Pleistoceno (4-0.7 Ma; Suárez y Emparán 1997; Lara et al., 2001)

Todas las unidades geológicas están parcialmente enterradas por depósitos glaciales relacionados con la penúltima (hacia el oeste) y, principalmente, la última glaciación del Pleistoceno, Santa María y Llanquihue respectivamente (Mercer, 1977). Los depósitos de la Glaciación Llanquihue se extienden sobre el noroeste y suroeste de los flancos del volcán, formando varias morrenas que rodean las costas de los lagos Villarrica y Calafquén.

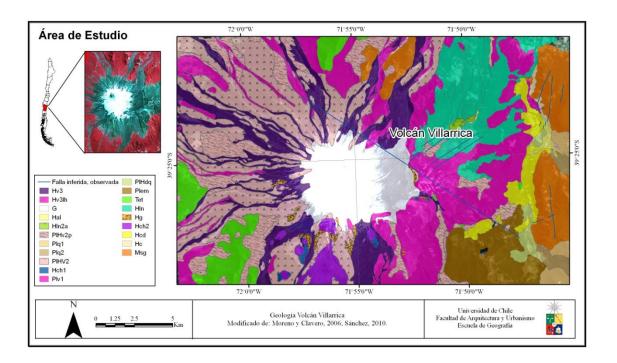


Figura 2. Geología Volcán Villarrica. Fuente: Modificado de Moreno y Clavero, 2006 (ver detalles de formaciones en Tabla 1).

Código	Significado	Edad
PIHV2	Unidad Villarrica 2. Flujos	Pleistoceno Superior-Holoceno
	piroclásticos y lavas.	
PIHV2p	Unidad Villarrica 2. Lavas.	Pleistoceno Superior-Holoceno
Plv1	Unidad Villarrica 1.	Pleistoceno Medio a Superior
PIHdq	Flujos piroclásticos Volcán Quetrupillán.	Pleistoceno Superior-Holoceno
Plem	Volcán Cordillera El Mocho.	Pleistoceno Medio
Tet	Secuencia Trelcahue. Lavas Andesíticas, brechas y tobas. En menor medida Cuerpos hipabisales andesíticos.	Posiblemente Terciario Superior
Hv3	Unidad Villarrica 3.	<3.700 AP
Hv3lh	Unidad Villarrica 3. Flujos Piroclásticos.	<3.700 AP
HIn	Subgrupo Los Nevados. Conos piroclásticos y lavas andesítico-basálticas.	Holoceno: >2.600 AP
Hg	Depósitos Glaciales Recientes.	Holoceno Tardío
Hch	Centro Parasito Chaillupén. Conos piroclásticos y lavas andesítico-basálticas.	Holoceno
Hcd	Depósitos sedimentarios. Aluviales y gravitacionales. Terrazas aluviales y laháricas.	Holoceno
Hc	Depósitos Coluviales	Holoceno
Msg	Tonalitas y Granodioritas, intrusiones hipabisales de origen andesítico.	Mioceno Superior
G	Glaciar	

Tabla 1. Descripción general del mapa geológico.

3.3 Condiciones de la capa de hielo sobre el Volcán Villarrica.

Sobre gran parte del Volcán Villarrica se encuentra una capa de hielo, que entre los años1961 y 2012 redujo 2,1 km² de su área (Rivera et al., 2012). Con una línea de equilibrio cercana a los 2.000 msnm (Rivera et al., 2006), hacia los flancos sur y este del volcán, el Glaciar Pichillancahue-Turbio posee una extensión de 17,3 km², el cual se encontraría sobre una antigua caldera volcánica (Moreno, 1993; Clavero y Moreno, 2004). Este glaciar está parcialmente cubierto por una capa de ceniza, compuesta mayormente de material piroclástico de composición andesítico-basáltica, entre <1 mm - >1 m de espesor, la cual puede tener efectos sobre el albedo (Brock et al., 2007), que posteriormente son transportados hacia la superficie por el flujo del hielo (Rivera et al., 2006).

Durante las últimas décadas se ha constatado cambios en el área glaciar debido a un constante retroceso documentado desde 1961; el Glaciar Pichillancahue-Turbio perdió cerca del 13% de su área entre 1976 y 2005 (Rivera et al., 2006).

3.4 Población.

Administrativamente el macizo volcánico del Villarrica se emplaza en tres comunas; Villarrica, Pucón y Panguipulli, las dos primeras pertenecientes a la Región de la Araucanía y la última a la Región de Los Ríos (Tabla 2).

3.4.1 Pucón.

La comuna de Pucón pertenece a la provincia de Cautín, región IX de la Araucanía. El año 2002 poseía una población total de 21.107 personas con 13.837 habitantes viviendo en zonas urbanas, lo que corresponde al 65% de su población, (INE, 2002). El Instituto Nacional de Estadística (INE) proyecta para el año 2012 que la comuna crezca demográficamente a 33.335 habitantes. Es importante considerar la gran cantidad de población flotante de la comuna, tanto en época invernal como estival, la que el 2011 alcanzó 235.229 personas en el año.

3.4.2 Villarrica.

La comuna de Villarrica se ubica en la provincia de Cautín, región IX de la Araucanía. En el año 2002 poseía una población de 45.531 habitantes (INE, 2002) de la cual 30.859 personas vivían en zonas urbanas. Las proyecciones del INE estiman una población de 50.518 personas para el año 2012. Villarrica es una comuna con vocación turística, recibiendo más de 145.496 turistas al año.

3.4.3 Panguipulli.

La comuna de Panguipulli es parte de la Provincia de Valdivia; para el año 2002 la comuna poseía una población de unos 33.273 habitantes. El Instituto Nacional de Estadística proyecta una población de unos 35.185 habitantes en el año 2012. Al igual que las comunas anteriores, Panguipulli presenta un gran flujo turístico, promediando 58.453 visitantes al año.

Territorio	Año 2002	Año 2012	Variación (%)
Comuna de Villarrica	45.531	59.518	30,70
Comuna de Pucón	21.107	33.335	57,90
Comuna de Panguipulli	33.273	35.185	5,80

Tabla 2. Población comunal Censo 2002 y Proyección de Población 2012. Fuente: Instituto Nacional de Estadísticas (INE).

4. MARCO TEÓRICO

4.1 La Criósfera.

La definición más amplia de criósfera, considera a toda el agua en estado sólido que podemos encontrar en el planeta (Bamber y Payne, 2004). Esta capa juega un importante rol en el equilibrio ecosistémico global (Bailey, 1996), así como también en el equilibrio isostático y tectónico del planeta (Slater et al., 1998). Esta se compone del hielo en las nubes, la cobertura nival, los lagos y ríos congelados estacionalmente, las plataformas de hielo, el hielo marino, los témpanos de hielo, los suelos congelados y los glaciares continentales. Estando sujeta de forma sensible a los cambios y variaciones del sistema climático (Barry, 2006).

La criósfera cubre una superficie que llega al 10% del total de la Tierra y se estima que acumula 33 millones de km³ de agua. Los cálculos de la actual superficie global de los glaciares continentales, sin contar la Antártica y Groenlandia, es de 730.000 km² y se encuentra distribuida en aproximadamente 170.000 glaciares (IPCC, 2013).

En Sudamérica la superficie total de glaciares es de 29.361,2 km² (IPCC, 2013) (Figura 3). En los trópicos la superficie cubierta por glaciares se distribuye de la siguiente manera: 1,8 km² en Venezuela, 87 km² en Colombia, 90 km² en Ecuador, 1.780 km² en Perú y 534 km² en Bolivia, con un subtotal de 2.493 km². En Chile y Argentina, el área aproximada cubierta por glaciares es de 27.000 km² (IPCC, 2013), con más del 85% del total localizado en la Patagonia y Tierra del Fuego. En Chile, la superficie total cubierta por glaciares es cercana a 21.000 km² (DGA, 2009).

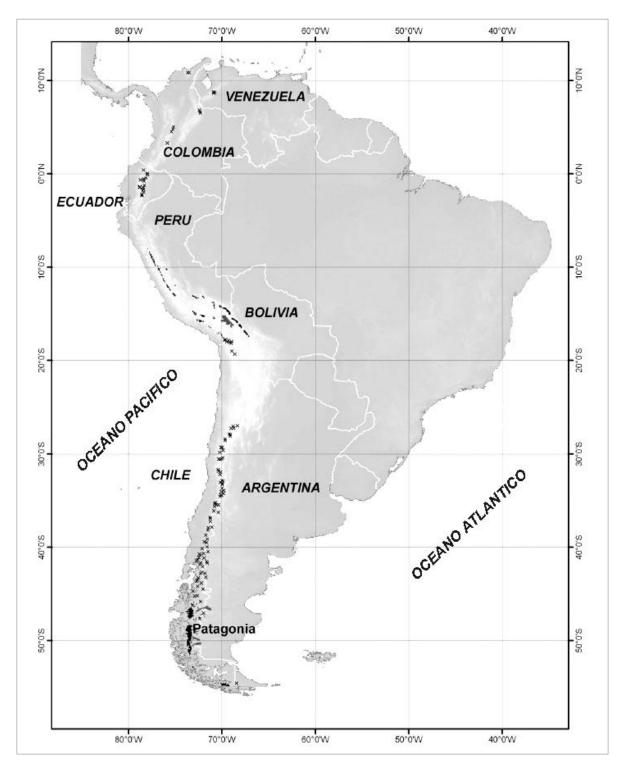


Figura 3. Distribución geográfica de los glaciares en Sudamérica. Las áreas más oscuras, representan las zonas con glaciares. Fuente: Casassa et al., (2007).

4.1.1 Glaciar.

Una de las definiciones más aceptadas, es la de Lliboutry (1956), quién define Glaciar como: "toda masa de hielo perenne, formada por acumulación de nieve, independiente de sus dimensiones y formas. Este fluye lentamente por deformación, deslizamiento basal y deslizamiento de sedimentos subglaciales". Esta definición no dista mucho de la utilizada por Cogley (2005) quien dice que "un glaciar es una masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo (producto de la deformación de su estructura interna y por el deslizamiento en su base), delimitado por los elementos topográficos que lo rodean, como las laderas de un valle o las cumbres adyacentes". Para las políticas chilenas respecto al tema un glaciar se define como "masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo (por deformación de su estructura interna y deslizamiento en su base), encerrado por los elementos topográficos que lo rodean, como las laderas de un valle o las cumbres adyacentes; la topografía del lecho de roca es el factor que ejerce mayor influencia en la dinámica glaciar y en la pendiente de su superficie. Un glaciar subsiste merced a la acumulación de nieve a gran altura, que se compensa con la fusión de hielo a baja altura o la descarga en el mar" (IPCC, 2001).

La acumulación de nieve es el primer paso para la formación de un glaciar, proceso largo y complejo. El tiempo que demora el paso de la nieve a hielo va a depender principalmente de la temperatura. La formación de hielo es mucho más rápida en glaciares de zonas templadas que de zonas frías. De ese modo existen diferentes mecanismos de transformación, dependiendo de la región del planeta en que se emplace el glaciar. Incluso dentro de su misma masa existen diferencias en los procesos de transformación de la nieve (Paterson, 1994).

4.1.2 Nieve, Neviza, Hielo.

La nieve es la precipitación en forma de cristales de hielo y que no ha tenido muchos cambios desde que precipitó (Singh, 2011; Paterson, 1994). El paso intermedio entre la nieve y el hielo se conoce como neviza. Esta se define como la nieve compacta que se ha mantenido por más de un verano en zonas templadas y en zonas polares a la nieve algo más densa que subyace bajo la nieve fresca, en cualquier de los dos caso ha sufrido algún procesos de metamorfismo (Paterson, 1994; Obard et al., 2011). El paso de neviza a hielo es más claro, este ocurre cuando los intersticios entre los granos que conforman la neviza son completamente rellenados (Paterson, 1994). Esto sucede bajo una densidad de 830 k/m³ (Tabla 3). En el hielo glaciar el aire solo se puede encontrar en forma de burbujas.

Estado	Densidad kg/m ³
Nieve recién caída	50-70
Nieve nueva húmeda	100-300
Nieve asentada	200-300
Neviza	350-830
Hielo Glaciar	830-917

Tabla 3. Densidad del estado de la precipitación sólida. Basado en Paterson (1994).

4.1.3 Zonas de un Glaciar.

Alhmann (en Paterson, 1994) propone una clasificación geofísica de los glaciares de acuerdo a la temperatura del hielo y el área de la superficie derretida. Esta condición puede variar dependiendo del sector del glaciar que se esté observando, por lo que a su vez se pueden encontrar diferentes zonas dentro de un mismo glaciar (Benson, 1961 y Müller 1962; en Paterson, 1994). El límite de las diferentes áreas dentro de la masa de hielo no es constante y puede variar, dependiendo de las condiciones meteorológicas de una año a otro.

Básicamente podemos separar un glaciar en dos áreas. La zona de acumulación, en donde existe acumulación de masa en el sistema, esta se encuentra por sobre la línea de equilibrio la cual separa la zona de acumulación de la zona de ablación. La última corresponde a la zona donde el glaciar pierde masa, los output, por fusión, sublimación, caída de bloques de hielo, etc. Sin embargo Paterson (1994) identifica 5 zonas en un glaciar desde su cabecera hasta el frente del glaciar (Figura 4):

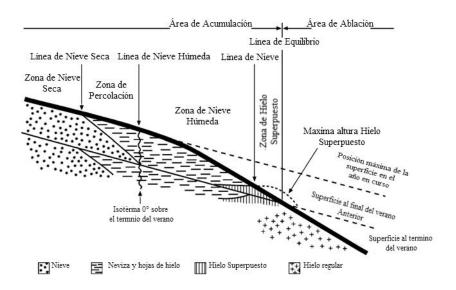


Figura 4. Zonas de un glaciar. Modificado de Paterson (19944).

- **Zona de nieve seca:** donde no ocurre fusión de nieve incluso en el verano. La línea de nieve seca marca el límite de esta área con la siguiente.
- Zona de percolación: aquí puede ocurrir fusión de nieve en parte de la superficie. El agua puede percolar unos metros bajo la capa de hielo, antes de llegar a congelarse. Se pueden encontrar láminas de hielo por este proceso.

- Zona de nieve húmeda: en esta zona, al término del verano, toda la nieve que se acumuló a lo largo de la temporada estuvo expuesta a más de 0°C. Algo de agua por fusión percoló hacia las capas más profundas, donde se encuentra con capas de hielo de años anteriores.
- Zona de superposición de hielo: al disminuir la elevación, mucha más agua por fusión es producida, lo que hace que la capa de hielo aparezca en la superficie como una masa continua. El límite de esta zona coincidiría con la línea de equilibrio, siendo este el límite entre el área de acumulación y el área de ablación.
- **Zona de ablación:** es el área posterior a la línea de equilibrio. Es aquí donde el glaciar pierde masa al finalizar una temporada.

4.1.4 Clasificación Térmica.

Existen varias formas de clasificar un glaciar, ya sea por su morfología, temperatura o dinámica. Cuando diferenciamos a un glaciar de acuerdo a la temperatura de la masa de hielo se habla de clasificación térmica. En este sentido los glaciares se pueden clasificar en tres tipos según su temperatura: glaciares temperados, glaciares fríos y glaciares politermales.

El termino Glaciar Temperado originalmente deriva de la clasificación geográfica de glaciar, junto con tropical, polar, marítimo, etc. En la actualidad este término hace referencia a los glaciares cuya temperatura basal, se encuentra cercano al punto de fusión, implicando la presencia de agua.

En este tipo de glaciares, la mayor pérdida de masa será a través de la fusión del hielo. El agua por fusión puede moverse a través del cuerpo del glaciar, por grietas y moulins, congelándose mínimamente, llegando a la base del glaciar en contacto con el sustrato rocoso. La presencia de agua en la base del glaciar junto a la gran presión que ejerce el peso de este, puede facilitar el deslizamiento a través de su lecho. Un glaciar temperado sufre deslizamientos y deformaciones a una velocidad cercana al doble que la alcanzada por un glaciar frío, en donde su sustrato se mantiene congelado y el flujo es netamente por deformación (Fountain, 2011).

Por su parte los Glaciares Fríos son aquellos que poseen una temperatura basal muy por debajo del punto de fusión. Al contrario de los Glaciares Temperados, los Fríos no se deslizan por la superficie del lecho basal, si no que se adhieren al material subglacial.

Los Glaciares Politermales son aquellos que tienen un régimen basal termal mixto. Con temperaturas internas que están cercanas a los 0° C, donde el hielo es derretido y calentado debido a la presión; y hielo frío muy por debajo de los 0° C alrededor de los márgenes del glaciar, donde está en contacto con la superficie.

Para el caso del presente trabajo, se analizarán los glaciares temperados, debido a que la masa de hielo que se encuentra sobre el Volcán Villarrica ha sido clasificada de esta forma por Rivera *et al.*, (2006).

4.2 Volcanes.

Para entender la actividad volcánica, es importante comprender el funcionamiento de la estructura interna de la tierra. Este es el único planeta del sistema solar que posee una estructura rígida en su exterior, y que se destruye y regenera continuamente a causa de los efectos de la tectónica de placas, donde el volcanismo juega un importante rol (Sigurdsson, 1999).

Los principales mecanismos de transferencia de masa entre el interior de la tierra y la superficie son la convección y la subducción. La tierra se encuentra dividida en capas, desde la corteza, pasando por el manto, el núcleo externo y por último el núcleo interno. La litósfera comprende la corteza terrestre y una frágil porción del manto superior. Inmediatamente por debajo de la litósfera, se encuentra la astenósfera que es la parte superior del manto, donde básicamente se reciclan los materiales de la corteza.

Existen divisiones de esta capa superior terrestre, parte corteza y parte manto, que se denominan placas tectónicas. Estas están en contacto unas con otras, existiendo tres principales tipos de fronteras: divergentes, convergentes y transformantes. Las dos primeras están directamente relacionadas con el volcanismo ya que es aquí donde ocurren los principales procesos volcánicos (Perfit y Davidson, 1999) (Figura 5).

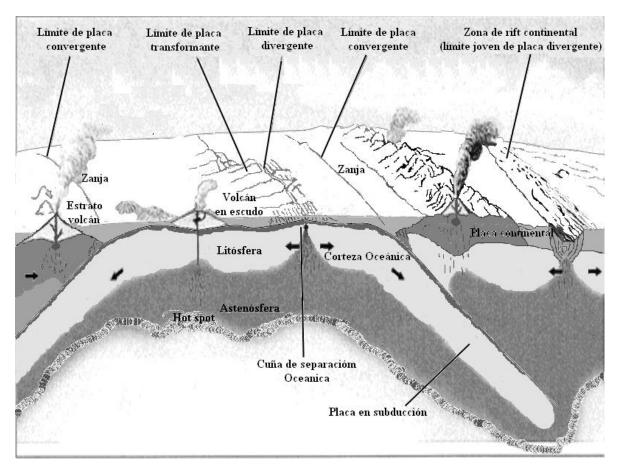


Figura 5. Esquema de los procesos en los bordes de placas tectónicas y sus efectos en el volcanismo. Fuente: Modificado de Partiff y Davidson (1999).

En los límites convergentes, la subducción producto de los movimientos contrapuestos de las placas, puede generar una cuña de material astenosférico, que llega a producir la formación de cadenas volcánicas (González-Ferrán, 1995). En el caso de fronteras de placas divergentes; en la ruptura creada por la distensión de la placa, se genera una depresión que provoca una fusión de material litosférico transformándolo en magma, dicho magma se inyecta a través de fisuras verticales hacia la superficie.

También existen los denominados puntos calientes, originados por sectores del manto que traspasan la litósfera, en puntos donde la corteza es más débil (Sigurdsson, 1999).

4.2.1 Volcán y erupciones.

Un volcán, es una estructura que sirve como conducto para expeler material fundido y gases provenientes de los reservorios del magma (Romero, 2011). Una erupción volcánica es la culminación de los procesos que ocurren en la parte superior del manto (Partiff y Wilson, 2007).

Partiff y Wilson, (2007) consideran que hay cuatro etapas de una erupción: 1 la formación del magma; 2 el movimiento del magma desde la zona de origen; 3 el almacenamiento del magma en profundidad; 4 y el momento cuando el magma se mueve en dirección a la superficie y ocurre la erupción (Figura 6).

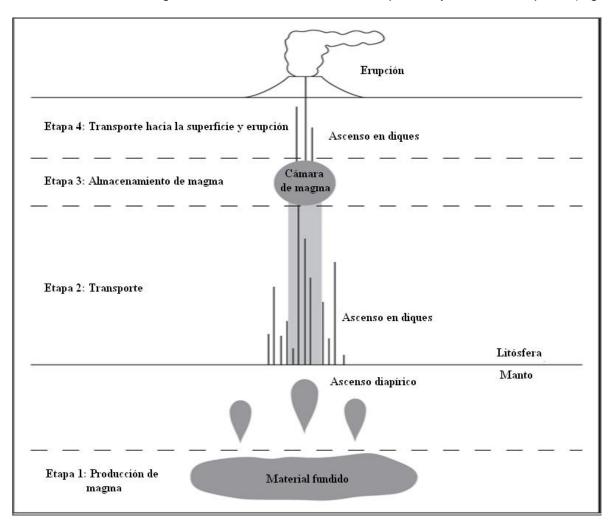


Figura 6. Las 4 etapas que involucran la formación de un sistema volcánico. Fuente: Modificado de Partiff y Wilson (2007).

En las profundidades del Manto, el magma que se encuentra bajo presión, asciende, lo cual crea cámaras magmáticas dentro de la corteza. Aquí es donde las grietas de la corteza proporcionan una salida para la presión, provocando una erupción, donde diversos materiales son lanzados a la superficie o incluso a la atmósfera. Es en este proceso de liberación de presión, denominada erupción, donde los fenómenos volcanológicos se vuelven una amenaza y un peligro potencial para las personas y la sociedad (Romero, 2011). Existen básicamente dos tipos de erupción; las efusivas, caracterizadas por la salida suave de lava (magma en contacto con la superficie) y de material fluido, gran emisión de gases y formación de campos de lava; y por otro lado las explosivas, que tienden a liberar los

materiales hacia la superficie de forma violenta, con fracturas de roca y gran cantidad de cenizas (Romero, 2011).

4.2.2 Tipos de erupciones volcánicas.

González-Ferrán (1994) describe cuatro tipos de erupciones volcánicas:

- Explosión Plinianas: es una explosión violenta asociada a la rápida y continua eyección de tefra hacia la atmósfera, la que puede alcanzar varios kilómetros de altura en un periodo de pocos minutos, formando un hongo que se expande por varios kilómetros de diámetro. Ejemplo de este tipo de explosión son la erupción del Volcán Quizapú de 1932 y la fase explosiva del Volcán Lascar en 1993.
- Explosión Vulcaniana: en volcanes con zonas de subducción calco-alcalinas, al iniciarse una erupción posterior a un periodo de inactividad, las primeras explosiones deben fragmentan y arrojan una gran cantidad de roca para destapar la chimenea o los conductos volcánicos. Arrojan chorros de piroclastos a mediana altura con escaso material magmático, constituyéndose principalmente de bloques de roca correspondientes al tapón que obstruía el cráter. Estas erupciones son comunes en los volcanes de la zona centro sur de Chile (González- Ferrán, 1994).
- Explosión Estromboliana: es una erupción que se caracteriza por ser una sucesión de pequeñas explosiones en un tiempo de pocos minutos acompañada por breves derrames de lava. Son erupciones intermedias, de composición andesítico-basáltico a basáltico.
- Erupción Surtseyana: erupciones submarinas en aguas someras no superiores a 500 metros de profundidad. Este caso se puede ver en depósitos del Volcán Rano-Raraku en Isla de Pascua, Isla San Félix en el Archipiélago de Juan Fernández e isla decepción en antártica.

Además Partiff y Wilson (2007) hace mención a otros tipos de erupción como:

- **Erupción Efusiva:** es una erupción en donde la lava fluye cómo líquido coherente desde un orificio de ventilación. En la etapa final de una erupción explosiva es común que lava viscosa supere el orificio de ventilación, formando un domo de lava
- **Erupción Hawaiana:** adquiere su nombre por ser un tipo de erupción que se observa regularmente en las islas hawaianas. Estas se caracterizan por tener fuentes de lava que pueden ser eyectadas a grandes velocidades desde agujeros de ventilación. Al depositarse la lava, se forman coágulos que pueden llegar a fluir y recorrer varias decenas de kilómetros.
- Erupción de Inundación Basáltica: la última erupción de este tipo ocurrió hace más de 20 millones de años atrás, pero existen depósitos que evidencian erupciones como esta en varias partes del mundo. Estas erupciones generan enormes cantidades de lava basáltica. Los flujos pueden llegar a cubrir hasta 10⁶ km³.
- Erupción de Formación Ignimbritas: son reconocibles por depósitos de ignimbrita y formaciones ignimbritas, producidas por una gran escala de flujos piroclásticos densos.

- Erupción Hidro-magmática: son erupciones que involucran la interacción entre el magma o la lava con el agua externa, en este sentido las erupciones Surtseyanas estarían dentro de esta clasificación. Agrega flujos de lava submarinos y erupciones explosivas bajo el agua. En esta categoría también forma parte las erupciones subglaciales.
 - 4.2.3 Subducción en los Andes y volcanismo en Chile.

A lo largo del margen chileno, en la zona de convergencia entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana el ángulo de subducción de la placa oceánica (Nazca) es en gran parte oblicuo; esto provoca una mayor actividad orogénica, principalmente en dos secciones de falla, la zona de Falla de Atacama (AFZ) y la Falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ) (Hoffman-Rothe et al., 2006) (Figura 7).

Esta oblicuidad permite la aparición de cuñas astenosféricas que conforman los arcos volcánicos de la zona central (CVZ), los arcos volcánicos de la zona sur (SVZ), y la zona volcánica austral. Entre la CVZ y la SVZ existe un cambio en el ángulo de subducción donde este es menor respecto al eje horizontal. Como consecuencia de lo último no existe una cuña de la astenósfera, produciéndose una discontinuidad en la actividad volcánica en los últimos 6 millones de años (Hoffman-Rothe et al., 2006).

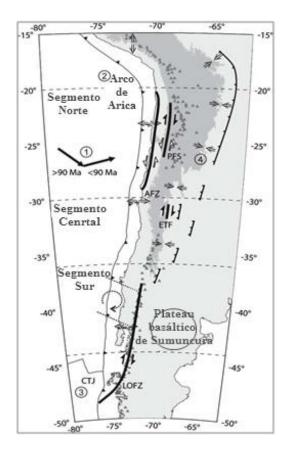


Figura 7. Esquema de movimiento tectónico en el margen Chileno. Los números en círculo refieren a las mayores contracciones por el movimiento. Las partes sombreadas indican elevaciones por sobre los 2000 msnm. Las flechas claras indican la dirección de la convergencia y las líneas más oscuras indican las fallas presentes. Los triángulos son los volcanes del Holoceno. CTJ: triple conjunción; LOFZ: zona de Falla Liquiñe-Ofqui; AFZ: Zona de Falla de Atacama; PFS: Sistema de falla pre-cordillerano; ETF: Falla el Tigre. Fuente: Modificado de Hoffman-Rothe et al., (2006).

La SVZ está limitada en el norte por Ridge de Juan Fernández sobre la fosa Chile-Perú y en el extremo Sur por el Golfo de Penas, en el plateau oroclinal patagónico.

La convergencia entre la Placa de Nazca y la placa sudamericana frente la SVZ es oblicua con un ángulo de 20°a 30° y una velocidad de convergencia entre 7 y 9 cm/año. La edad de la Placa de Nazca decrece desde la fosa Chileno-Peruana con 45 millones de años hasta el presente, en el extremo sur al finalizar el SVZ. El ángulo de subducción es de 20°, en el norte del SVZ, y de > 25°, en el sur.

La SVZ está compuesta por una faja continua de 70 estrato-volcanes, del Pleistoceno y el Holoceno, grandes campos volcánicos, al menos 9 complejos de calderas y cientos de centros eruptivos menores (Stern et al., 2007) formando una cadena de 1.400 kilómetros de largo que se extiende entre los 33,3° S y 46° S.

Históricamente la SVZ ha tenido una actividad bastante intensa, con aproximadamente una erupción al año. Los volcanes Villarrica y Llaima son parte de esta cadena, encontrándose dentro de los más activos de todo el arco Andino con 80 erupciones desde 1558 (Simkin y Siebert, 1994; Petit-Breuilh, 1994; Petit-Breuilh y Lobato, 1994; Naranjo y Moreno, 2004; en Stern et al., 2007).

4.3 Interacción Glacio-Volcánica.

Sistemas Volcánicos con glaciares se pueden encontrar en muchas regiones del planeta (Figura 8). Esta interacción glacio-volcánica se produce de dos maneras:

A gran escala, donde los periodos glaciales tienen efectos en los sistemas volcánicos. Las fluctuaciones constantes de las masas de hielo ocurridas durante el Holoceno fueron capaces de afectar el equilibrio isostático (Sauber et al., 2000; Ivins y James, 2004) induciendo a la reactivación de fallas tectónicas y detonando intensos periodos de volcanismo a escala global, concluyendo con un nuevo equilibrio isostático (Sigvaldason et al., 1992; Slater et al., 1998). En el hemisferio norte, durante el milenio siguiente a la última glaciación, el relajo isostático habría provocado grandes procesos de volcanismo explosivo (Zielinski et al., 1994).

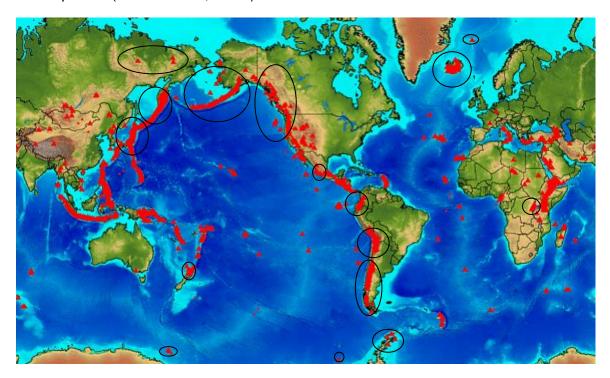


Figura 8. Mapa de distribución del volcanismo global mostrando en círculos las zonas con ocurrencia de interacción entre glaciares y volcanes activos. Fuente: Global Volcanism Network (2000).

A una menor escala, los glaciares sobre complejos volcánicos pueden sufrir variaciones en su dinámica producto de los procesos volcánicos.

En los volcanes donde existe actividad recurrente, además de la pérdida de área glaciar por la destrucción que causa una erupción, la temperatura geotermal es un factor a considerar. Se estima que un glaciar sobre la cima de un volcán puede llegar a reducir un 25 %de su masa, producto de la actividad geotermal. Ejemplos de ello se pueden encontrar en volcanes de zonas tropicales como el Popocatépetl y el Kilimanjaro, donde el acelerado retroceso de los glaciares se explicaría por la actividad geotermal, además de los efectos del cambio climático global (Kaser et al., 2004; Delgado, 1997; Palacios y De Marcos, 1998).

Sobre el Volcán Villarrica, en el área cercana al cráter se observan mayores tasas de fusión de la nieve y el hielo debido a la depositación de tefra (Rivera et al., 2008). Las cenizas y detritos, dependiendo del espesor y su conductividad térmica, durante los inicios de una erupción, es posible que aceleren los procesos de fusión del hielo y la nieve. Reid y Brock (2010) establecen que una capa de 10 cm de profundidad, actúa como aislante del hielo ante la radiación solar, lo que puede contribuir al aumento de masa en un glaciar (Adhikary et al., 2002; Rivera et al., 2006).

Las erupciones en volcanes con cubiertas de glaciares, pueden tener las consecuencias más serias para la población. Estas ya sean eruptivas o efusivas, dependiendo del grosor de la cobertura glaciar, el tipo de erupción, duración de la erupción y las tasas de emisión de magma, involucran una gran producción de montos de agua debido al derretimiento repentino del hielo (Partiff y Wilson, 2007). Un ejemplo de la energía desatada en estos procesos, es lo ocurrido en Islandia en 1996, donde la capa de hielo Vatjökull sufrió grandes cambios producto de la actividad de dos centros volcánicos subglaciales, Gimsvötn y Bár∂arbunga (Partiff y Wilson, 2007). Las primeras evidencias fueron una depresión de 2 kilómetros de ancho y entre 200 y 300 metros de profundidad. Posteriormente la fisura llego a medir cerca de 9 km de largo, con una profundidad cercana a los 600 m. Además se formaron pequeñas lagunas de 50 m de profundidad. Los grandes montos de agua generados, produjeron un jökulhaups, que tuvo un máximo caudal aproximado de 45.000 m³s-¹, transportando bloques y sedimentos del orden de las 10⁸ toneladas, afectando una área de unos 750 km². Además perdió alrededor de un 4km³ de glaciar (Partiff y Wilson, 2007; Björnsson, 2002; Magilligan et al., 2002).

4.4 Riesgos y Amenazas Volcánicas.

El riesgo natural se entiende como las potenciales pérdidas que pueden llegar a afectar a un grupo de personas debido a la acción conjunta entre la amenaza y la vulnerabilidad (Cardona, 2003). El riesgo significaría un cambio en el medio ambiente que ocupa una comunidad determinada, y que es vulnerable a ese fenómeno. En definitiva el riesgo natural es entendido como la acción conjunta entre la amenaza natural y la vulnerabilidad social (ONEMI, 1997).

La vulnerabilidad por su parte es un factor incierto, la que determinaría que tanto más o menos un grupo social se ve afectado por un evento natural, estando relacionada con el nivel de vida de la población (Robert, 2007). Nivel socioeconómico, grupos específicos de población como cantidad de

niños o ancianos, nivel educacional son criterios comúnmente utilizados para determinar la vulnerabilidad de la población.

Las amenazas naturales se entienden como la probabilidad de ocurrencia de un evento de origen natural que puede causar daños a la infraestructura y población. Las amenazas del orden geológico, son los peligros potenciales que pueden causar los procesos naturales que ocurren al interior de la tierra y que se replican en la superficie, entre estas amenazas podemos encontrar las amenazas sísmicas y las volcánicas como las de mayor impacto (Romero, 2011). Estos fenómenos naturales están relacionados directamente con la tectónica de placas, tanto en zonas donde las placas divergen o convergen. En el caso de los volcanes se producen distintos tipos de actividad, dependiendo del tipo de límite de placa en que se encuentren. Se estima que durante los últimos doscientos años, más de 98.000 personas murieron alrededor del mundo por los efectos de la actividad volcánica (Wisner et al., 2007). Gran parte de estas situaciones catastróficas tuvieron su origen en la interacción volcánica con los glaciares, hielos y nieve. Un ejemplo de esto es la erupción del Nevado del Ruiz, donde la fusión de las capas de hielo y nieve provocaron un lahar que destruyó la ciudad de Armero, pereciendo más de 25.000 personas (Robert, 2007).

Dentro de las amenazas que pueden ser generados por un volcán existen:

- la caída de cenizas, siendo este el material más fino y más fácilmente transportable puede afectar de diversas maneras a una gran extensión de población.
- avalanchas y remociones volcánicas, que principalmente se producen por el colapso repentino
 o gradual de alguna parte de la estructura del volcán, alcanzando grandes velocidades y
 pudiendo sepultar grandes superficies de terreno.
- flujos de piroclastos, corrientes de gases, cenizas rocas y escombros a grandes temperaturas (100°-600° C), que fluyen desde la pared del volcán pendiente abajo a grandes velocidades (10-200 m/s), y se producen por el colapso de la estructura eruptiva.
- Iluvias ácidas, se producen cuando el dióxido de azufre que se libera desde el volcán se mezcla con la humedad del aire, formando ácido sulfúrico que posteriormente puede precipitar afectando estructuras humanas, seres vivos y el suelo.
- sismos, que se producen al comienzo y durante la actividad volcánica, en general, menores en magnitud a los producidos por las fallas tectónicas.
- ondas expansivas, resultado de las explosiones volcánicas, que empujan el aire y generan una onda de choque que a veces puede ser bastante fuerte causando daños en infraestructura y personas.
- explosiones laterales, en vez de que la energía sea liberada de forma vertical a través del cráter es expulsada por algunos de los flancos del volcán, pueden generar los mismos efectos que una explosión normal.

4.4.1 Amenaza Glacio-Volcánica.

Cuando una erupción ocurre bajo un glaciar, una serie de eventos pueden llegar a ocurrir, tales como: la masa de hielo podría llegar a obstruir una posible explosión volcánica, formándose grietas a lo largo de la base del glaciar que entra en contacto con el magma; la fusión del hielo supra-yacente produce agua, enfriando el magma superficialmente, lo que produce la fragmentación de la superficie del magma, generando partículas vítreas. Además, se puede desencadenar un proceso conocido como fuel-coolant, en donde la transferencia de calor entre un fluido caliente a un fluido congelado resulta en la conversión rápida de energía calórica a energía cinética, produciendo una explosión (Partiff y Wilson, 2007).

El magma podría llegar a derretir completamente la capa de hielo produciendo una erupción hidromagmática explosiva, pero el principal peligro en estos eventos es la acumulación de grandes volúmenes de agua que pueden eventualmente escapar por fuera del glaciar generando un flujo de agua de forma repentina y violenta (Partiff y Wilson 2007). Los procesos se denominan Lahares.

Estos son flujos de material volcánico mezclado con agua, nieve o hielo. Este término se origina en Indonesia para describir los aludes que provenían de los volcanes de la isla después de eventos de mucha precipitación liquida. Thouret (1989) precisa la definición como: "flujo bifásico de escombros y de agua, diferente que los flujos fluviátiles, derramándose de un volcán a gran velocidad".

En volcanes de los trópicos húmedos, al caer lluvias de gran intensidad sobre los depósitos de origen volcánico, se crea un fluido lodoso que puede llegar a descender por las pendientes del volcán acarreando consigo bloques volcánicos y otros materiales, lo que es conocido como un lahar frío (Conde, 2000)

En regiones donde los sistemas volcánicos están asociados a glaciares, los fenómenos laháricos se producen al fusionarse capas de hielo y nieve por el intenso calor que produce la actividad volcánica, mezclándose además con material volcánico. Esto conlleva una crecida de los ríos, que ven aumentado su caudal por el deshielo repentino, y un aumento de sus temperaturas. Un lahar puede movilizar volúmenes de agua importantes, junto con materiales volcánicos lubricados por la ceniza. Su peligrosidad se distingue por las distancias alcanzadas y los volúmenes de agua y escombros movilizados (Partiff y Wilson, 2007).

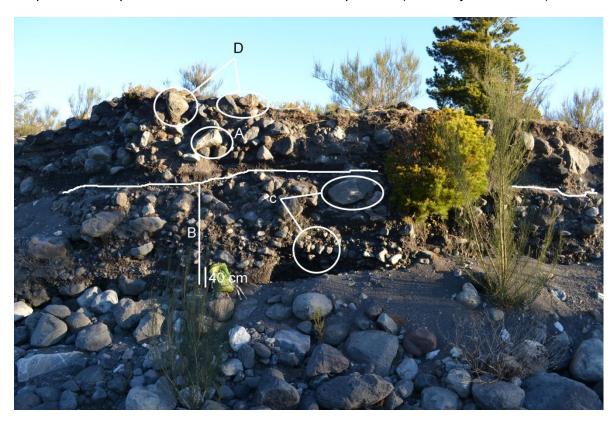
Los lahares producidos en algunos volcanes del sur de Chile son parte de los mayores peligros para la población. En los últimos 100 años múltiples volcanes con masas de hielo sobre ellos han registrado este tipo de fenómenos. Sobre el Volcán Villarrica la erupción de 1971 fue la última que produjo lahares de importancia que afectaron a la población (Naranjo y Moreno, 2004). En 1973, debido al proceso eruptivo del Complejo Volcánico Nevados de Chillán, que creó el Volcán Arrau, se generaron múltiples lahares que descendieron por sus flancos. En 1861, durante otro proceso eruptivo en Nevados de Chillán, se calcula que el derretimiento repentino del hielo y la nieve, más el material sólido que transportaba el flujo del deshielo, generaron un volumen de 9.2x10⁶ m³ (Naranjo y Lara, 2004). En la erupción del Volcán Hudson en 1991, múltiples lahares bajaron por los valles de los ríos Huemules y Cupquelán, aunque los principales problemas para la población se debieron a la dispersión de las cenizas volcánicas por grandes zonas de Argentina y Chile (Naranjo et al., 1993).

4.4.2 Tipos de Lahares.

Dentro de las distintas clasificaciones que se pueden otorgar a los lahares, destaca la reológica, que consiste básicamente en diferenciar los flujos laháricos en dos tipos: flujos de detritos y flujos hiperconcentrados, los que pueden identificarse gracias a la observación en terreno y a la viscosidad del flujo (Pierson y Scott, 1985).

- Flujo Acuoso: estos son las condiciones normales de un río, cauce o afluente. En este caso la
 cantidad de materiales sólidos que comprenden el volumen total del flujo no supera el 20% de
 este y un 40% de la masa total. Los mecanismos de transporte de los sólidos se producen por
 suspensión en el flujo y por la carga del fondo.
- Flujo de Detritos: corresponden a una mezcla saturada de detritos y agua, con sedimentos mal seleccionados, con un rango que varía desde partículas de arcillas hasta bloques. Presentan características de flujos no newtonianos (no tiene una viscosidad constante). Usualmente corresponden a flujos laminares, con velocidades similares a las de los flujos acuosos (Pierson et al., 1996). Las partículas tienen grandes dificultades para segregarse por tamaño o transportarse en suspensión, debido a que la mezcla de agua y sedimentos se mueven como una masa por la elevada concentración de sedimentos. Los sólidos corresponden a un 66 % del volumen total del fluido y entre un 50 a 75 % de su masa, dependiendo de la distribución del tamaño de los granos. La densidad se encuentra entre los rangos de 1,8 a 2,3 g/cm³ (Pierson et al., 1996). El depósito de estos flujos debería presentar una estructura sin estratificaciones, con una mala selección de los materiales, una alta consolidación y una gradación inversa.
- Flujo Hiperconcentrado: su densidad es menor a un flujo de detritos, poseen sedimentos en suspensión en el agua, con una baja concentración de sedimentos gruesos. Aunque son más viscosos y densos que un flujo acuoso, la turbulencia es apaciguada por la alta viscosidad de los flujos (Pierson y Scott, 1985). La concentración de los sólidos varía entre un 20 a 66 % del volumen total, dependiendo de la distribución del tamaño del grano. La mezcla hiperconcentrada de sedimentos y agua posee una baja resistencia elástica, en donde las

grabas no son transportadas en suspensión. Sus depósitos poseen una textura gruesa de arenas a grava fina de mala selección, con estratificación horizontal, ausencia de estratificación cruzada y con algunos lentes de gravas o clastos. Estas características indican una depositación rápidamente acrecional desde la suspensión (Pierson y Scott, 1985).



Fotografía 4. Depósitos de un posible flujo de detritos de lahares en el Río Pedregoso. La facies presenta características de un flujo de detritos pudiendo encontrar: A clastos angulosos; B mala selección; C posible gradación inversa; D bloques flotantes. Fotografía: Fernando Gimeno.

5. OBJETIVO GENERAL

Determinar las amenazas potenciales de origen glaciar, producto de la interacción glacio-volcánica en el volcán Villarrica de los Andes del sur de Chile.

5.1 Objetivos específicos.

- Determinar los cambios glaciares a lo largo de las últimas décadas.
- Estimar el volumen equivalente en agua de los glaciares presentes en el volcán Villarrica.
- Determinar las principales cuencas en las que se pueda dividir el glaciar.
- Determinar zonas de exposición ante las amenazas naturales glacio-volcánicas, cuantificando la población potencialmente afectada, a través de modelaciones teóricas de las amenazas.
- Aportar elementos para la elaboración de planes de manejo ante un eventual escenario de eruptivo para las poblaciones cercanas al volcán.

6. HIPOTESIS

Las amenazas de origen glaciar en el Volcán Villarrica están relacionadas con los volúmenes equivalentes en agua almacenados en el cono, de sus cuencas asociadas y de la cantidad de personas que eventualmente pueden ser afectadas por un proceso eruptivo que interactúe y derrita el hielo y nieve que allí existe.

7. MARCO METODOLÓGICO

7.1 Materiales.

7.1.1 Percepción remota y Modelos Digitales de Elevación (DEMs).

Percepción remota se define como la adquisición de datos de un objeto sin la necesidad de establecer un contacto físico con este. Adquiriendo información por la detección y medición de los cambios que puede presentar el objeto y su entorno (Elachi y Van Zyl, 2006), a través de sensores montados sobre plataformas aéreas o espaciales, que pueden captar señales por radiación electromagnética, como por ejemplo la luz visible, la radiación infrarroja, ultravioleta y microondas (Rees, 2001).

Los sensores remotos nos permiten obtener datos detallados sobre la Tierra y su medio ambiente, a una escala global. Estos instrumentos montados sobre satélites en órbita proporcionan información de los patrones globales de la dinámica de las nubes, la cubierta vegetal, las estructuras morfológicas superficiales y del océano. La capacidad de cobertura espacial y temporal de las imágenes adquiridas por sensores remotos permite el monitoreo constante de los fenómenos terrestres dentro de un corto período de tiempo por lo que se puede obtener información casi en tiempo real, convirtiéndose en una de las grandes ventajas de la percepción remota. Esto junto a la posibilidad de recabar información en lugares de difícil acceso, más el costo asociado a las mediciones de terreno, dan valor a estas técnicas dentro del ámbito de la investigación (Elachi y Van Zyl, 2006). En cuanto a los glaciares y las masas de hielo, empleando sensores remotos se pueden realizar estudios de su distribución y comportamiento dinámico (Rees, 2001).

En este caso, por medio de imágenes satelitales se obtiene información de la capa de hielo sin entrar en contacto directo con el área de estudio, pudiendo extraer datos de zonas de difícil acceso y abaratando parte de los costos operativos. El uso específico de esta herramienta en esta memoria de investigación se enfoca en conocer el área cubierta por la masa de hielo sobre el volcán, así como también para establecer las variaciones de la superficie a lo largo de las 3 últimas décadas.

• Imágenes Sensor ASTER: ASTER (Advanced Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer), es un sensor producido por un trabajo conjunto entre la NASA y el Ministerio de Comercio, Economía e Industria de Japón (METI). Transportado por el satélite Terra, es parte de la misión EOS (Earth Observation System). El sensor está compuesto por tres subsistemas, VNIR, SWIR (el cual dejo de funcionar en 2008) Y TIR; el primero cuenta con 3 bandas en las regiones espectrales del visible e infrarrojo cercano, con una resolución espacial de 15 metros; SWIR en tanto, se compone de 6 bandas en la región del infrarrojo de onda corta y una resolución espacial de 30 metros y TIR posee 5 bandas en el infrarrojo termal con una resolución de 90 metros (Abrams et al., 1999) (Tabla 4).

ASTER incorpora además un sensor en la región espectral del visible e infrarrojo cercano llamada 3b (back Nadir), que repite la captura de una imagen en la banda 3 vertical (3N) pero

en un ángulo diferente, permitiendo realizar modelos digitales de terreno (DEM) por pares estereoscópicos.

ASTER tiene los siguientes productos:

AST_L1A: son datos crudos, dentro del archivo HDF (Hierarchical Data Format). Se incluyen, pero no se aplican los coeficientes radiométricos, geométricos y las tablas de corrección del paralaje del SWIR. Posee una serie de datos suplementarios, como la fecha y hora de la captura de la imagen y del procesamiento de la misma, etc. Este producto es utilizado por la ERSDAC para la generación de DEMs.

AST_L1B: a diferencia del producto AST_L1A, este tiene los coeficientes de calibración radiométrica y geométrica aplicados a la imagen. Los datos se encuentran orientados al Norte de la trayectoria del satélite. El error de paralaje que afecta al SWIR es corregido y se incorpora el atributo Scene Center, que da las coordenadas centrales de la escena.

AST_OTH: estas imágenes están procesadas tanto radiométrica como geométricamente, además de estar geo referenciadas.

AST_08: son productos que a partir de las imágenes AST_L1A y AST_L1B, permiten obtener la temperatura cinética superficial terrestre.

AST14DEM, modelo digital de elevación generado a partir de las bandas 3N (nadir) y 3B, que pueden tener una precisión relativa de 10 m y una absoluta de 7 m. Además la resolución horizontal llega hasta los 30 m.

Subsistema	N° Banda	Rango Espectral	Resolución
		(μm)	Espacial (m)
	1	0,52-0,60	
VNIR	2	0,63-0,69	15
	3N	0,78-0,86	
	3B	0,78-0,86	
	4	1,60-1,70	
	5	2,145-2,185	
SWIR (dejo de	6	2,185-2,225	30
funcionar el	7	2,235-2,285	
2008)	8	2,295-2,365	
	9	2,360-2,430	
	10	8,125-8,475	
	11	8,475-8,825	
TIR	12	8,925-9,275	90
	13	10,25-10,95	
	14	10,95-11,65	

Tabla 4. Distintas características de los sistemas y bandas presentes en el sensor ASTER. Modificado Abrams et al.,(1999).

 LandSat: los satélites de la familia LandSat comenzaron sus operaciones a mediados de la década de los 70, teniendo en un principio una resolución temporal de 18 días. El primer sensor de esta plataforma era el MSS (Multispectral Scanner), que escaneaba una franja de terreno de 185 Km, con una resolución espacial de 80 m.

En 1982 con el lanzamiento del satélite LandSat 4, se incorpora el sensor Thematic Mapper (TM). El sensor TM cubre 7 bandas, las 3 primeras del espectro visible, la 4 y la 5 en el infrarrojo cercano, la sexta termal y la banda 7 en el infrarrojo medio. El tamaño del pixel es de 30 metros salvo en la banda 6 que alcanza los 120 m.

Para 1984 se presenta el quinto satélite LandSat, que funciona hasta la actualidad, en donde se incorporan los mismos sensores que su predecesor. Con este satélite se terminan las operaciones con el sensor MSS.

Después de un fallido intento de puesta en órbita del satélite LandSat 6, en 1999 se lanza el LandSat 7, el cual solo incorpora un nuevo sensor llamado Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+). A este sensor se le agrega 1 banda (Tabla 5) con respecto a su predecesor, la Banda 8 pancromática con un tamaño de pixel de 15 m. Además, se mejora la resolución espacial de la banda termal, desde un tamaño de pixel de 120m a 60 m. Este satélite funciona hasta el presente, aunque desde junio de 2003 la falla SLC (scanner line corrector) ha significado la captura de imágenes con vacíos y redundancia de datos.

El 30 de Mayo de 2013 comenzó oficialmente a operar el satélite LandSat 8, que incorpora dos sensores nuevos OLI (Operational Land Imager) y TIRS (Thermal Infrared Sensor), además de contar con una resolución radiométrica de 12 bits.

N° de Banda	Rango espectral (µm)	Resolución espacial (m)
1	0,45-0,51	30
2	0,5-0,6	30
3	0,63-0,69	30
4	0,75-0,9	30
5	1,55-1,75	30
6	10,4-12,5	60
7	2,09-2,35	30
8	0,52-0,9	15

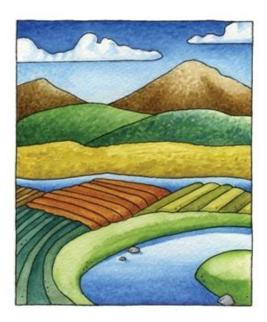
Tabla 5. Características bandas sensores programa LandSat.

El Modelo Digital de Elevación MDE o DEM (Digital Elevation Model) es una estructura numérica de datos raster que representa la distribución espacial de la altitud de la superficie de un terreno en una imagen.

Un terreno real puede ser descrito de forma general por una función bi-variable continua de z=f(x, y) en donde z es la altitud del terreno en el punto de coordenadas (x, y) y f una función que relaciona la variable con su localización geográfica. En un modelo digital de elevación se aplica la función anterior sobre un dominio espacial concreto D. Por lo que un DEM puede describirse como DEM= (D, f) (Jacobsen, 2003).

En la práctica, la función no puede ser continua, sino que se resuelve por intervalos discretos, por lo que el modelo está compuesto de un número finito de elementos. Donde los valores x e y suelen corresponder a las abscisas y ordenadas en un sistema de coordenadas plano, como un sistema de proyección geográfica.

Cabe destacar que existen dos tipos de DEMs: de terreno (Digital Terrain Model) y de superficie (Digital Surface Model). El primero retrata el relieve, es decir, las diferencias altimétricas del terreno representado en la imagen, en tanto que el segundo retrata la altitud de la superficie del terreno es decir, incluye los elementos dispuestos sobre éste, tales como vegetación o infraestructura urbana (Figura 12) (Aronoff, 2005). El primero es de gran utilidad para derivar información topográfica de un área dada: relieve, exposición, pendiente. El segundo es útil cuando se desea conocer la altimetría de los elementos tridimensionales de la superficie de esa área.



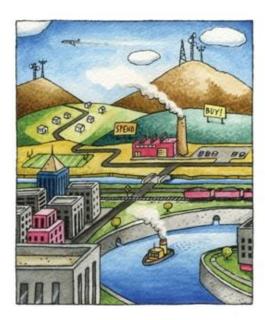


Figura 9. Diferencia DTM (izquierda) y DSM (derecha). Fuente: Aronoff, 2005.

En este caso se cuenta con valores de elevación del terreno, utilizados para medir variaciones en diferentes series temporales o como input para trabajar con los modelos de las posibles amenazas.

• SRTM: durante el mes de febrero del año 2000, el transbordador espacial Endeavour fue puesto en órbita a 233 km de la superficie, para llevar a cabo la misión Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) cuyo objetivo consistió en mapear la topografía del globo terrestre entre los 60° N y 57° S. cubriendo aproximadamente un 80% la superficie del planeta (Rabus et al., 2003; Farr et al., 2007). Esta obtuvo datos de elevación, generando la más completa base de datos topográficos y de mayor resolución a la fecha. SRTM consiste en un sistema radar especialmente modificado que operó durante unos 11 días. Se trató de un proyecto

internacional encabezado por la National Geoespacial-intelligence Agency (NGA) y la National Aeronautic and Space Administration (NASA).

El resultado de la misión correspondió a un modelo digital de elevación de escala global construido mediante el proceso denominado interferometría radar de apertura sintética, o INSAR o IFSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar), utilizando en forma combinada las bandas C y X, de 5,6 y 3,1 de longitud de onda respectivamente (Brown et al., 2005; Bhang et al., 2007).

La resolución espacial del modelo digital de elevación SRTM, originalmente corresponde a 1 arco de segundo (~30 m). Estos datos denominados SRTM1 fueron remuestreados para su distribución al público, con una resolución final de 3 arcos de segundo (~90 m), conociéndose con el término SRTM3. Los datos de elevación se encuentran referidos al sistema datum WGS84 y al modelo geoidal EGM96 (Falorni et al., 2005; Kääb, 2005)

- AIRSAR: en marzo de 2004 un trabajo del Jet Propultion Laboratory (JPL) de la NASA, en colaboración con el Centro de Estudios Científicos (CECs),permitió obtener información de la elevación superficial de algunos volcanes en el sur de Chile, mediante la utilización de un radar de apertura sintética, montado sobre una plataforma aérea, Airborne Synthetic Aperture Radar (AIRSAR), generó un DEM de alta precisión con una resolución espacial de 10 m (Rivera et al., 2006) y el cual cubrió gran parte del Volcán Villarrica y su glaciar.
- CAMS: el 13 de febrero del año 2012 en una misión del CECs, con un sistema LIDAR montado sobre una aeronave se sobrevoló gran parte del volcán y algunos depósitos laháricos de erupciones pasadas, con el fin de obtener datos detallados de elevación. A partir de los resultados de este trabajo se elaboró un DEM con una resolución de 5 m y un error vertical cercano a 1 m.

El principal componente del Sistema de Mapeo Aerotransportado de CECs (CAMS, CECs Aerotransporting Mapping System) es un láser RIEGL LMS-Q240-60 con una longitud de onda de 904 nm y un ángulo de visión de 60°, el cual puede medir a una distancia máxima de unos 500 m, sobre el nivel del terreno y tener una precisión vertical de unos 20 cm. Para georeferenciar las mediciones el sistema cuenta con una Unidad de Medición Inercial (IMU), IMAR iNAV-FMS AIRSURV, y un receptor GPS de frecuencia dual Javad Legacy, con una antena JNS AvAnt. El láser es complementado por una cámara óptica digital reflex Canon EOS5D.

Para el Volcán Villarrica el sistema fue montado sobre un avión Piper PA-30 Comanche. Una estación GPS de referencia operó en el aeródromo de Maquehue, Temuco (38°45'00"S 72°40'00"O), con el fin de comparar los datos obtenidos con las mediciones GPS del vuelo, asegurando de ese modo, una línea base durante el alineamiento con el IMU.

Una calibración de las mediciones se llevó a cabo inmediatamente después del vuelo, estas incluyeron dos sobrevuelos alrededor del aeródromo de Maquehue para determinar la excentricidad entre los diferentes instrumentos; la cual varía con cada nueva instalación.

El primer paso para el post-proceso de los datos, consistió en un análisis combinado de los datos GPS y las mediciones del IMU, a fin de reconstruir la trayectoria de las mediciones. Esta es usada para transformar las mediciones laser en coordenadas geográficas WGS-84,

considerando la posición de la plataforma. El resultado es una nube de puntos, la cual es filtrada para generar un set de datos finales caracterizados por 0,5 puntos por metro cuadrado y un error, tanto horizontal como vertical, de unos 0,5 m. Posteriormente estos puntos son rasterizados por agregación para formar un DEM.

- ASTER GDEM: como se mencionó anteriormente el sensor ASTER cuenta con dos bandas idénticas en el infrarrojo cercano (subsistema VNIR), pero adquiridas en distinto ángulo de observación. Este par de imágenes permite generar estereoscopía y con ello el paralaje requerido para generar un DEM (Tommasso y Rubinstein, 2007).
 - ASTER GDEM es un DEM global realizado con 1,5 millones de escenas ASTER, con 1,3 millones de escenas individuales basadas en archivos DEM ASTER. El proceso depura las anomalías residuales y el ruido causado por múltiples factores, creando un DEM más detallado y confiable que los producidos por una sola escena. El trabajo final resulta en un modelo que cubre entre latitud 83°N hasta los 83° S comprendiendo 22.600 cuadros de 1° por 1°, con una resolución espacial aproximada de 30 metros. Se estima que la precisión vertical del DEM es de unos 20 m y de unos 30 m en el aspecto horizontal.
- Instituto Geográfico Militar (IGM): el 12 de Diciembre de 1961 el Servicio Aerofotogramétrico dela Fuerza Aérea de Chile (SAF), como parte de una serie de vuelos con el fin de recabar información a lo largo de todo Chile, fotografió el volcán y sus alrededores: Estos trabajos fotogramétricos, tuvieron como finalidad realizar la primera cartografía del país 1:50.000 y de la cual se extrajeron las curvas de nivel. Un problema con estos datos es que no cubren la parte superior del cono del Volcán Villarrica por el efecto de la nieve sobre las fotografías de la época. imposibilitando la realización de pares estereoscópicos.
- Datos Sistema de Posicionamiento Global (GPS): los GPS Geodésicos se basan en el seguimiento de las señales emitidas por satélite, tanto en la frecuencia L1 como L2. Con una fase portadora de algunos milímetros de precisión. Se aumenta la capacidad de obtener puntos precisos, determinando la posición de los satélites que captura el GPS. También la corrección atmosférica y la eliminación del ruido producido por la interacción con la física terrestre, ayudan a aumentar la precisión de estos instrumentos (King, 2011).
 - En el año 2005 se utilizó un GPS para recoger datos de parte de la topografía superficial de la cubierta hielo sobre el Volcán Villarrica. En este caso las mediciones fueron recogidas en modo diferencial, usando receptores y antenas del tipo JNS Lexon GD con MarAnt GD (Rivera et al., 2006). Una estación GPS montada sobre roca, se usó como referencia. Los datos captados fueron posteriormente procesados, estimando una precisión vertical de 20 cm (Rivera et al., 2006).
- Radar: mediante el uso de un sistema radar aerotransportado se midió el espesor de una porción de la cubierta de hielo sobre el Volcán Villarrica, en una misión CECs del año 2012 (Rivera et al., 2014).
 - Estos datos fueron obtenidos por un sistema que transmite un impulso de 3,2 kV, con una frecuencia central de 20 MHz y una frecuencia del pulso de repetición de unos 3 MHz. El receptor opera con un espectro de 20 MHz de ancho de banda con un ruido bajo amplificado de

20 dB, promediando 256 trazas y una muestra de frecuencia de 400 MSPS. Una densidad de 8.192 14-bit de muestras por traza y un rango de tiempo de 20 μs.

La antena corresponde a una estructura de aluminio con una dimensión de 7x5x1 m, pesando cerca de 400 kg. Esta antena cuelga unos 20 m bajo el helicóptero y es conectada a un computador portátil por medio de un cable de fibra óptica. Sobre la antena se instala el transmisor de radar anteriormente descrito.

Se utilizan receptores GPS de frecuencia dual para georreferenciar toda la medición, estableciendo una estación base con una antena MarAnt sobre el aeródromo de Villarrica (39°28'58" S, 72°13'44"O), a unos 9 kilómetros de la cima del volcán, y un segundo receptor instalado sobre la antena del radar. Posteriormente se calculó un error en la trayectoria del vuelo, de unos 5 m. El GPS instalado junto al sistema radar proporciona información sobre la altitud de las mediciones.

El sistema Radar operó a bordo de un helicóptero Ecureuil AS350 B3, que sobrevoló el glaciar a unos 40 metros sobre la superficie. El vuelo fue previamente planificado para cubrir la mayor parte del glaciar.

Debido al peso total de la antena, el helicóptero sólo pudo volar en condiciones meteorológicas estables, tratando de mantener una altura media cercana a los 40 m sobre la capa de hielo ya que una distancia mayor reduce la capacidad de penetración del radar.

Para los cálculos de espesor se empleó una velocidad de propagación de onda en hielo temperado de 0,168 m/ns (Macharet et al., 1993).

Todo el ruido provocado por las oscilaciones del helicóptero, así como la propia dispersión de las ondas, fueron removidas.

- 7.1.2 Carta geológica y mapa de peligros volcánicos.
- Carta Geológica: se utilizó la Carta Geológica del Volcán Villarrica generada por Moreno y
 Clavero (2006) y publicada por el Servicio nacional de Geología y Minería de Chile
 (SERNAGEOMIN) a escala 1:50.000 correspondiente a las regiones de la Araucanía y de Los
 Ríos, con el fin de comparar los resultados modelados con los depósitos de lahares anteriores
 además de caracterizar el área de estudio.
- Mapa de Peligros: Moreno (2000) elaboró un mapa de peligros volcánicos escala 1:75.000para el Volcán Villarrica, el cual es comparado con los modelos realizados (Anexo 1).

7.1.3 Censo 2002.

El XVII Censo Nacional de Población y VI de Vivienda, fue el censo de población que se realizó en Chile el 24 de abril de 2002 y que actualizó los datos registrados en el censo realizado diez años antes, en abril de 1992. Su elaboración estuvo a cargo del (INE).

8 MÉTODOS

8.1 Sistema de Información Geográfica y Softwares.

Los Sistemas de Información Geográfica (SIG) son una integración con orden, de hardware, software, datos geográficos y el personal. Están diseñados para capturar, almacenar, manejar, analizar, modelar y representar en el aspecto amplio de toda la forma de información geográfica que esté referenciada. Se define también como un modelo de una parte de la realidad referido a un sistema de coordenadas terrestre construido para satisfacer necesidades concretas de información.

- **ArcGIS**: se utilizó ArcGIS 9.3.1 para una parte del procesamiento de la imagen y para la representación de los resultados del análisis realizado en las imágenes satelitales.
- **ENVI**: es un programa muy útil para la visualización, análisis, y representación de todo tipo de imágenes digitales. Para el caso de la presente memoria, se utilizó este software con el fin de desplegar, calibrar, corregir y componer imágenes satelitales (distintas combinaciones de bandas). ENVI permite un completo análisis espectral y geométrico de las imágenes satelitales.
- Idrisi: es un software SIG y de percepción remota desarrollado por Clark LAB, en Clark University, para el análisis y la visualización de información geoespacial digital. El programa permite trabajar tanto con datos vectoriales así como con datos Raster, otorgando una herramienta muy útil para el análisis de imágenes satelitales. En este caso fue usado para los análisis geométricos de los distintos DEM.
- Matlab: es un software diseñado para aplicaciones matemáticas, trabaja con un Entorno de Desarrollo Integrado (EDI) con una codificación propia (lenguaje M). Permite manipular información numérica (matrices de datos), representa datos, funciones y permite la aplicación de algoritmos. Este software fue utilizado para procesar datos provenientes de los DEM, así como también la representación de los distintos procesos que se pudieron llevar a cabo. Sin embargo la mayor utilidad que se le dio a este programa, consiste en la utilización de un script codificado del programa LAHARZ.
- **Redatam:** es una software estadístico desarrollado por la CEPAL especialmente diseñado para Latinoamérica para procesar y mapear datos de censos y encuestas para análisis local y regional, muy útil para trabajar los datos del Censo 2002.

8.1.1 Script LAHARZ

LAHARZ es un programa computacional, desarrollado por el Servicio Geológico de Estados Unidos en 1998 (Iverson et al., 1998; Schilling, 1998) que permite delinear zonas de peligro volcánico, asociadas a la posible inundación generada por flujos laháricos a través de un método semi-empírico. Este modelo está implementado en el ambiente ArcGIS y ha sido ampliamente utilizado en diversos volcanes alrededor del mundo (Schilling et al., 2001; Canuti et al., 2002; Stevens et al., 2002; Hubbard et al., 2006, Castruccio., 2008). El método utiliza una combinación de análisis dimensional y estadístico para determinar las áreas de inundación transversal (A) y planimétricas (B) generadas por el flujo lahárico, en función del volumen de éste (Figura 12). A través de una serie de ecuaciones en donde se

asume una masa y densidad constante y, por lo tanto, un volumen constante. Básicamente se llega a las siguientes relaciones (Ecuación 2 y Ecuación 3).

$$A = CV^{2/3}$$

$$B = cV^{2/3}$$
Ecuación 1yEcuación 2.

Donde V es el volumen del lahar, C y c son constantes adimensionales.

Para calcular las constantes adimensionales C y c, se utilizaron los datos de volumen e inundación de 27 lahares en 9 volcanes (Tabla 5) alrededor del mundo, principalmente en EEUU, determinados a partir de depósitos y observaciones de sus lahares más recientes, además de algunos datos que se obtuvieron con flujos de un volumen más pequeño. Las ecuaciones se simplifican (Ecuación 4 y Ecuación 5) de la siguiente manera.

$$A = 0.05 \text{ V}^{2/3}$$

 $B = 200 \text{ V}^{2/3}$

Ecuación 3 y Ecuación 4

Nombre del Evento	Lugar y Fecha	Origen de los Datos	Volumen del Flujo (m³)	Área sección Inundada (m²)	Área Planimétricas inundada (m²)
Osceola	Monte Rainier, EE UU, 5000 a AP.	Vallance y Scott, 1997.	4X10 ⁹	1,5x10 ⁵	5,5x10 ⁸
Teteltzingo	Citlaltepetl, México, 18000 a AP	Carrasco- Núñez et al., 1994.	1,8x10 ⁹	-	1,4x10 ⁸
Electron	Monte Rainier, EE UU, 530-550 a AP.	Crandell, 1971.	2,5x10 ⁸	3,7x10 ⁴	6x10 ⁷
Round Pass	Monte Rainier, EE UU, 2700 a AP.	Crandell, 1971.	2x10 ⁸	-	5x10 ⁷
Dead Man Flat	Monte Rainier, EE UU, 1100 a AP.	Scott et al., 1995.	1,8x10 ⁸	1,4x10 ^{4*}	9x10 ⁷
National	Monte Rainier, EE UU, 500-1800 a AP.	Scott et al., 1995.	1,5x10 ⁸	1x10 ⁴	7,8x10 ⁷

Paradise	Monte Rainier, EE UU, 4000- 5000 a AP.	Crandell, 1x10 ⁸		-	3,4x10 ⁷
Zigzag	Monte Hood, EE UU, 1700 a AP.	Vallance, 7,3x10 ⁷ Datos no publicados.		1,2x10 ⁴	5,5x10 ⁷
Trout Lake	Monte Adams, EE UU, 6000 a AP.	Vallance, 6,6x10 ⁷ 1998.		-	2,7x10 ⁷
Middle Fork Nooksack	Monte Baker, EE UU, 6000 a AP.	Hyde y Crandell, 1978.	5x10 ⁷	5.000	2x10 ⁷
Kautz Creek	Monte Rainier, EE UU, 1947.	Crandell, 1971; Scott y Vallance, 1995.	Crandell, 4x10 ⁷ 1971; Scott y Vallance,		4,5x10 ⁶
Azufrado	Nevado del Ruiz, Colombia, 1985.	Fritz et al., 1986; Pierson et al., 1990.	Fritz et al., 4x10 ⁷ 1986; Pierson		3,4x10 ⁷
Molinos Nereida	Nevado del Ruiz, Colombia, 1985.	Fritz et al., 1986; Pierson et al., 1990.	3x10 ⁷	1.100	6x10 ⁶
Guali	Nevado del Ruiz, Colombia, 1985.	Fritz et al, 1986; Pierson et al., 1990.	1,6x10 ⁷	2.000	1,1x10 ⁷
Salt Creek	Monte Adams, EE UU, 200 a AP.	Vallance, 1998.	1,5x10 ⁷	-	1,6x10 ⁷
Tahoma	Monte Rainier, EE UU, 400-500 a AP.	Scott et al., 1995.	1,5x10 ⁷	1,9x10 ⁴	6x10 ⁶
Pine Creek+Muddy River	Monte Santa Helena, EE UU, 1980.	Pierson, 1985.	1,4x10 ⁷	2100	1,8x10 ⁷
South Fork Toutle	Monte Santa Helena, EE UU, 1980.	Janda et al., 1981; Fairchild and Wigmosta, 1983.	1,2x10 ⁷	1500	3x10′
Whitney Creek	Monte Shasta, EE UU, 1935.	Osterkamp et al., 1986.	4x10 ⁶	-	8x10 ⁶
Bolum Creek	Monte Shasta, EE UU, 1897.	Osterkamp et al., 1986.	1,5x10 ⁶	-	3x10 ⁶
Mabinit	Mayon,	Rodolfo,	1,2x10 ⁶	200	1,8x10 ⁶

	Filipinas, 1984.	1989.			
Tahoma Creek	Monte Rainier, EE UU, 1988.	Walder y Driedger, 1994.	6x10 ⁵	190	1x10 ⁶
Blue Lake	Monte Santa Helena, EE UU, 1980.	Major, 1984; 3,8x10 ⁵ Major y Voight, 1986.		320	7,5x10 ⁵
Butte Canyon	Monte Santa Helena, EE UU, 1980.	Major, 1984; 3,8x10 ⁵ Major y Voight, 1986.		300	5x10 ⁵
Mabinit Typhoon Sanit	Mayon, Filipinas, 1985.	Rodolfo, 1989; Rodolfo et al., 1989.	Rodolfo, 3x10 ⁵ 989; Rodolfo		2x10 ⁵
Middle	Monte Santa Helena, EE UU, 1980.	Major, 1984; Major y Voight, 1986.	Major, 1984; 1,4x10 ⁵ Major y		4x10 ⁵
Polallie Creek	Monte Hood, EE UU, 1980.	Gallino y 8x10 ⁴ Pierson, 1984.		300	4,7x10 ⁵
West Dodson	Columbia George, EE UU, 1996.	Iverson, datos 8x10 ⁴ no publicados.		90	1x10 ⁵
Mayflower Gulch	Tenmile Range, EE UU, 1961.	Curry, 1996. 1,7x10 ⁴		30	1,6x10 ⁴
Oddstad	Pacifica, EE UU, 1982.	Howard et al., 1988.	*		-
Big Bend	Pacifica, EE UU, 1982.	Howard et al., 1988.	Howard et al., 660		-
Yosemite	Pacifica, EE UU, 1982.	Howard et al., 610		11	-
B1	Nigel Pass, Canada.	Owen, 1972.	300	3,3	2000
N32	Nigel Pass, Canada.	Owen, 1972.	Owen, 1972. 100		600
N2	Nigel Pass, Canada.	Owen, 1972.	10	0,7	200
USGS Canal Experimental	30 experimentos 1993-1996	Major, 1996; Iverson 1997.	10	0,4-0,6	200-300

Tabla 6. Datos usados para la calibración del Software LAHARZ. Modificado de Iverson et al., (1998).

Con estas 2 ecuaciones se puede modelar el área de inundación producida por lahares de diferentes volúmenes. El punto en el cauce, a partir del cual el flujo lahárico comienza a inundar, es definido por la intersección de este con el límite de la zona de peligro cercano, definido por el usuario, de acuerdo a la geología e historia eruptiva del volcán, como se aprecia en el ejemplo de la Figura 13 (Iverson et al., 1998; Schilling, 1998).

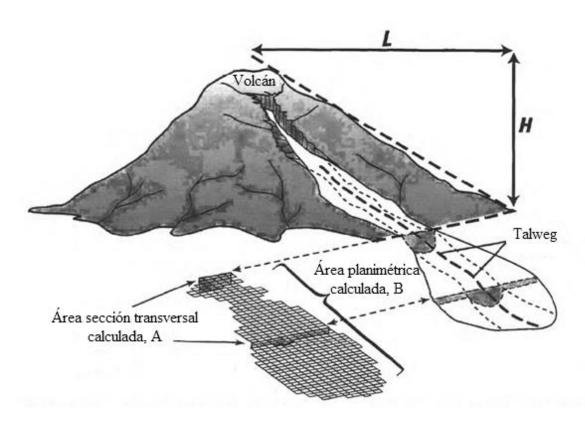


Figura 10. Sección transversal (A) y planimetría (B) definidas para un lahar, que se utilizan en el programa LAHARZ. La razón H/L describe el alcance de la zona de peligro proximal, a partir del cual comienza la depositación en la simulación. Fuente: Modificado de Schilling, (1998).

En este caso por no tener el software original se recurrió a un script de Matlab, el cual usa un algoritmo equivalente al utilizado por el programa LAHARZ, desarrollado por la Michigan Tech University en 2010. Al algoritmo se modificaron ciertos parámetros con el fin de facilitar la modelación según lo recomendado por Castruccio (2008) para la utilización de este programa en volcanes chilenos.

8.1.2 Modelo MSF.

Por su lado el MSF (Modified Single-Flow Direction Model) es un modelo desarrollado por Huggel et al., (2003) para determinar zonas de peligro, ante el flujos de detritos por desbordamiento de lagos glaciales en alta montaña en Suiza. También ha sido aplicado en el Volcán Popocatépetl en México (Huggel et al., 2008) y en Chile por Castruccio, (2008).

El modelo trabaja bajo la plataforma ArcGIS basándose en dos funciones principales: la trayectoria y confinamiento. La trayectoria usa un algoritmo llamado D8 que básicamente consiste en que el flujo tenga como vía, la dirección con mayor pendiente. Para zonas planas, donde el flujo se expande lateralmente, Huggel (2003) agregó una función especial, la cual permite desviarse de la dirección principal de mayor pendiente hasta los 45° en ambos lados. Una vez delimitadas las trayectorias, el programa asigna un valor de probabilidad a los pixeles del DEM, este valor es de acuerdo a la

probabilidad de que este se vea afectado por una inundación. Esto último está descrito en la función Fr, que tiene como principio que: mientras más se desvíe el píxel de la trayectoria de mayor pendiente, mayor es la resistencia. La razón H/Fr, donde H representa la distancia horizontal con respecto al punto de partida del flujo, representa una función probabilística (Ecuación 6), donde cada pixel tiene asignado una probabilidad de ser inundado por un lahar:

$$Pq(i) = H(i) / Fr(i)$$

Ecuación 5

Siendo Pq(i) una función de probabilidad cualitativa (Huggel et al., 2008; Castruccio, 2008).

En cuanto al confinamiento, este está dado por la relación V/L, donde V es la distancia vertical por el cual el flujo desciende y L es la distancia horizontal recorrida. Esta relación debe estar definida por el usuario y debe corresponder al peor escenario, esto es, la máxima extensión de un flujo en la zona estudiada, en relación a la información histórica y empírica que se tenga (Castruccio, 2008).

8.2 Variaciones Glaciares.

8.2.1 Variaciones de Área.

Mediante el uso de imágenes satelitales se pudo establecer variaciones en el área del glaciar, mediante el método de Band Ratio y delimitación manual de los bordes del glaciar (Paul, 2000).

El método Band Ratio consiste en una división de bandas 2/4 y 3/4 para el caso de las imágenes ASTER (Kääb, 2002) y 3/5 y 4/5 para los sensores TM y ETM+ (Paul, 2000). Este proceso se llevó a cabo utilizando el software ENVI 4.7.

Se utilizaron imágenes de los meses estivales, provenientes de las misiones LandSat (1976, 1986, 2001) y del sensor ASTER (2011). Las imágenes de los sensores MSS, TM y ETM+ (LandSat) pasaron por un proceso de corrección radiométrica y georeferenciación.

En el caso de la imagen proveniente del sensor MSS se foto-interpretaron los bordes del glaciar, combinando las bandas 1; 2 y 3, esto último a través del software ENVI 4.7.

En el caso de los glaciares sobre el Volcán Villarrica, el método Band Ratio tuvo que ser complementado con una delimitación manual de los bordes, debido a que gran parte del glaciar está cubierto por ceniza, la que no es posible diferenciar del terreno sin hielo o nieve mediante la combinación de bandas de una imagen satelital.

8.2.2 Variaciones verticales.

Como primera etapa, las curvas de nivel digitalizadas del vuelo IGM de 1961 fueron procesadas mediante un método de triangulación TIN, el cual fue rasterizado para conformar un DEM con una resolución espacial de 90x90 m y un error vertical de 18 m (Rivera et al., 2006).

El segundo paso fue cambiar las superficies de referencia de los modelos IGM, SRTM, AISAR y ASTER GDEM, de la ondulación geoidal del modelo EGM96 al modelo elipsoidal WGS84, manteniendo la referencia del modelo de mayor precisión CAMS.

Posteriormente, se compararon los distintos datos de elevación, excepto ASTER GDEM por ser un DEM compuesto por múltiples escenas entre 2000 y 2010, estimando los cambios de elevación en los años recientes (Kääb 2005; Rivera et al., 2006). Utilizando como base los datos obtenidos por LIDAR, ya que representa más fielmente la elevación de la superficie glaciar, además de ser el más reciente. Estos fueron rasterizados de acuerdo al DEM a comparar. En el caso de los datos obtenidos con GPS de frecuencia dual, también se llevaron a formato raster con un tamaño de pixel 5x5 m.

La diferencia en zonas glaciares entre distintos DEMs, determina cambios de elevación entre los correspondientes tiempos en que se adquirieron los datos. Para minimizar los errores y cambios entre los distintos set de datos, en donde no hay una relación para los cambios de elevación actuales, es posible usar sectores donde el terreno se mantenga estable a través del tiempo, como puntos de roca (Kääb, 2005). En el caso de las mediciones sobre hielo las diferencias entre un DEM y otro pueden ser, a menudo, afectadas producto de la coherencia dinámica de sus partes y de la inercia termal. Por estos motivos Kääb (2005) recomienda realizar filtros para eliminar ciertos residuos y ruidos que puedan tener los DEM individualmente. Puede utilizarse un filtro por promedio, para eliminar valores atípicos individuales, o un filtro gaussiano, que suaviza los resultados sin descuidar los valores individuales. Estos se pueden aplicar, a los datos obtenidos a partir de las diferencias de los modelos de elevación. La eliminación del ruido a través de un proceso de filtrado, ofrece diversas posibilidades para ajustar el filtro a las características de los datos y al propósito del análisis. (Kääb, 2005).

Se utilizó como referencia para el análisis de los cambios de elevación el área cubierta por hielo delimitada para el año 2011. Realizando una máscara en el *DEM* que excluyera todo lo que no correspondiera a superficie con hielo.

8.3 Espesor de la masa de hielo y volumen equivalente en agua.

Mediante los datos obtenidos por RADAR, después de un post-proceso, se generaron valores puntuales de espesor del hielo. Los resultados de las mediciones puntuales se interpolaron para determinar la mayor cantidad de volumen de hielo sobre el volcán, usando el método de ponderación inverso a la distancia (IDW), generando un raster con un tamaño de pixel de 90 m; el perfil del glaciar fue usado en la interpolación, asumiendo que el espesor del hielo en los bordes es de 5 m. En las áreas donde la cobertura de datos de radar es escasa, una máscara de la cobertura del hielo fue usada para evitar la extrapolación fuera del glaciar. El resultado final fue un DEM que cubre cerca del

80 % del área total del hielo sobre el volcán, con un tamaño de pixel de 90 m. El lado oeste del volcán no está cubierto por los datos radar, ni por la interpolación de los datos, por lo que los valores de espesor fueron asignados de acuerdo a la pendiente de las diferentes cuencas.

Para estimar el volumen equivalente en agua almacenado sobre el volcán, el área del píxel fue multiplicada por el valor del espesor de hielo de cada celda del DEM resultante. Para transformar el volumen de hielo a su equivalente en agua (Ecuación 7) se asignó una densidad media de 0,8 gr/cm³ (Rivera et al., 2014) siendo algo menor que la densidad teórica, debido a que se asume la presencia de sedimentos como también de nieve y neviza temporales de menor densidad que el hielo (Rivera et al., 2014).

Eq agua =
$$v * \rho$$

Ecuación 6

Donde \mathbf{v} es el volumen de hielo y $\boldsymbol{\rho}$ la densidad de este.

Para asociar el volumen del volcán con los peligros laháricos, se dividió el glaciar en una serie de cuencas glaciales desde donde el agua pueda escurrir por cada afluente que haya experimentado un lahar en el pasado. Esta división se efectuó en base al criterio de los canales con registros históricos de lahares (Naranjo y Moreno 2004; Castruccio et al., 2010), la superficie del glaciar, así como también, considerando la topografía subglacial (basada en los resultados de los datos de radar).

8.4 Cálculo Volumen de nieve.

Rivera et al., (2014) estimó una precipitación sólida sobre el glaciar Villarrica de 4.930 mm, considerando un gradiente de precipitación regional de 0,2/100 m (la precipitación aumenta 0,2 m por cada 100 m altitud), y una altitud de la línea de equilibrio de 2.000 msnm (Rivera et al., 2006). La precipitación es en forma de nieve, principalmente entre los meses de marzo y septiembre, época en que el balance de masa es normalmente positivo y la isoterma 0 se encuentra a unos 1.750 m snm. Se consideró que la acumulación en el periodo invernal es cercana a los 10 m, lo que permite estimar en unos 0,14 km³, o 140*10⁶ ton, el volumen equivalente en agua de la nieve temporal que cubre el volcán.

8.5 Modelación de Lahares.

Utilizando un script del programa Matlab, basado en el software LAHARZ, se modelaron los lahares correspondiente a cada curso de agua que poseyera un registro histórico de flujos ocurridos en el pasado (Naranjo y Moreno 2004; Castruccio et al., 2010)

Los parámetros que necesita el modelo son 3: un DEM, el volumen del lahar a simular y el punto de partida en que comienza a inundar.

Para determinar el rango de volumen a modelar, se ocupó el equivalente en agua para cada cuenca glaciar. Estas correspondieron a cuencas con evidencia de lahares en el pasado

Como volumen lahárico máximo para la modelación, se utilizó el 100% del volumen equivalente en agua del hielo y nieve por cuenca glaciar. Además se consideró la variable reológica de los lahares, adicionando un 66 % del volumen total de agua desplazada, correspondiendo al transporte máximo de materiales sólidos que puede tener un flujo de detritos. La pérdida total del hielo durante un evento eruptivo es una condición poco probable (Castruccio et al., 2010), sobre todo en las cuencas más grandes. De ese modo se ocupan para la modelación valores desde el 50%, 25% del volumen total de hielo y nieve equivalentes en agua para cada cuenca. A esto se le adicionó desde un 66 % a un 20 % del volumen, considerando el volumen de sólidos que podrían ser arrastrados por el flujo.

En el caso de los ríos Pedregoso-Turbio, se agregó como volumen a modelar, el estimado para la erupción de 1971, de unos 40 x 10⁶m³(Castruccio et al.., 2010; Naranjo y Moreno, 2004). Hay que considerar, sin embargo, que durante una erupción de mayor actividad, como la de 1948, los volúmenes pueden ser mucho mayores, teniendo en cuenta que endicho evento el Lago Villarrica aumento en un metro su nivel vertical (Castruccio, 2008), por lo que la magnitud de los lahares producidos podría estar cerca de los 100 x 10⁶m³. Se utilizaron en la modelación los DEM ASTER GDEM, SRTM y IGM (a partir de las curvas de nivel). El punto de partida del modelo, para este trabajo, se escogió en base al límite del hielo actual y el de los depósitos laháricos (Castruccio, 2008, 2010; Moreno 2000; Naranjo y Moreno, 2004).

Según Castruccio (2008) los parámetros que utiliza el programa LAHARZ sobreestiman el alcance real de los lahares en el caso de los volcanes chilenos, ya que la prueba de los modelos con volúmenes cercanos a los estimados en lahares pasados, sobrepasaban el área de los depósitos identificados en terreno. Para corregir esto último propone cambiar el valor adimensional del cálculo de área que viene por defecto en la ecuación (Ecuación 4 y Ecuación 8). Cambiando este valor, el modelo de un lahar con un volumen similar a las estimaciones realizadas por Naranjo y Moreno (2004) para el Volcán Villarrica, cubre una área similar a la de los depósitos laháricos pasados para un mismo río (Castruccio et al.., 2010).

$$A = 0.05 \text{ V}^{2/3} \rightarrow A = 0.015 \text{ V}^{2/3}$$

Ecuación 4 y Ecuación 7. Modificado valor adimensional.

En cuanto al modelo MSF, el punto de partida fue el mismo que el utilizado para el modelo LAHARZ, y se aplicó sobre las dos cuencas más críticas en cuanto a peligro sobre la población. El uso del modelo desarrollado por Huggel et al.,(2003), para esta tesis, tuvo como fin, determinar zonas de inundación que el modelo LAHARZ pasara por alto. Es importante mencionar que este modelo, principalmente sirve para establecer zonas potenciales a ser inundadas y no fija un área de inundación ante un volumen fijo, como si lo hace LAHARZ. Fundamentalmente el modelo determina que áreas poseen una

mayor probabilidad de un flujo para seguir cierta dirección En toda la modelación se escogió un valor H/L único, el cual determina la extensión del lahar.

Los puntos de partida, al igual que en el caso del modelo LAHARZ, se escogieron basándose en bordes del área glaciar actual, junto con el depósitos de los lahares anteriores (Castruccio et al., 2010).

8.6 Estimación de error de los modelos digitales de elevación y los modelos de inundación por un lahar.

Los errores del DEM IGM están asociados a la elaboración de la cartografía, por la equidistancia de las curvas de nivel y por los métodos de interpolación realizados. Para la cartografía regular 1:50.000, la American Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ASPRS) la clasifica como de primer orden. Falkner (1995) establece que:

$$E_c=c/3$$

Ecuación 8

Donde: E_c es el error máximo permitido para la cartografía categoría I en metros; C es el intervalo de las curvas de nivel en metros.

Para estimar el error vertical a raíz del método de interpolación realizada, se siguió un proceso llamado Jackknife (Lythe et al., 2001). Este consta de realizar dos interpolaciones, uno con la totalidad de las curvas de nivel y otro al cual se le sustrae el 50 % de los datos. Ambos resultados se transforman a modelos raster. Estos posteriormente se restan, multiplicando el resultado con una máscara de las curvas sustraídas al modelo. La desviación estándar es considerada como la variabilidad media en los métodos de interpolación y como el error vertical estimado de la propia interpolación.

El error vertical del DEM generado a partir de la cartografía IGM queda determinado por la ecuación del error medio cuadrático (Rivera et al., 2007) (Ecuación 10).

$$E_{yr} = \sqrt{E_c^2 + T^2}$$

Ecuación 9

Donde: E_{vr} es el error vertical del DEM IGM en metros; E_c es el error de las curvas de nivel; T es el error vertical de la interpolación de las curvas de nivel IGM 1:50.000.

Para los datos SRTM los errores están asociados al movimiento de la antena durante la adquisición de los datos y por la ausencia de datos en zonas de fuerte pendiente y sombras donde el proceso de interferometría no se completó de manera exitosa (Rabus et al., 2003; Falorni et al., 2005; Berthier et al., 2007)

El promedio en errores verticales absolutos para Sudamérica de SRTM es de ± 9 m (Farr et al., 2007). Al sur de los Alpes franceses Berthier et al., (2007) compara los datos de elevación SRTM con datos DEM SPOT5 ajustados a 29 puntos GPS diferenciales, de gradiente limitado de 0.2m/1000m. En contraste los datos SRTM presentaron un gradiente de -9m/1000m entre los 1700 y 3200 msnm. Por lo que el error vertical para SRTM es:

$$E_{srtm} = \sqrt{H^2 + Z^2}$$

Ecuación 10

Donde: E_{srtm} es el error vertical de SRTM; H es el error vertical absoluto promedio para Sudamérica (Farr et al.., 2007); Z es el error vertical al considerar la gradiente de -9m /1000 m (Berthier et al., 2007).

En el caso de Aster GDEM Kääb et al.., (2002) establece un error de ±18 m para sectores de montaña en Los Alpes Suizos y de ±60 m en áreas de alta pendiente. Rivera et al.., (2006) determina los errores verticales para los DEM AIRSAR y el proveniente de los datos GPS, ±6,2 m y ±0,2 m respectivamente.

Los errores verticales de las diferencias entre los distintos DEM se obtiene a partir de ala raíz cuadrada del a suma de los cuadrados o RMS de los errores de cada DEM analizado (Ecuación 12).

$$E_{RMS} = \sqrt{E_{n1}^2 + E_{n2}^2}$$

Ecuación 11

Donde: E_{RMS} es el error cuadrático medio de las diferencias verticales entre dos DEM analizados en metros; E_{n1} es el error vertical de uno de los DEM utilizado para calcular la diferencia vertical entre estos en metros; E_{n2} es el error vertical del otro DEM utilizada para calcular la diferencia respecto al anterior en metros.

Para la modelación de flujos laháricos se determinó, en base a los errores tanto verticales como horizontales de los DEM utilizados, el error final de la modelación ya que se desconocen los errores intrínsecos de cada algoritmo. Para determinar el error de los lahares generados se ocupó la siguiente ecuación (Ecuación 13).

$$E_{\text{modelo}} = \sqrt{(E_v^2 + E_h^2)/n}$$

Ecuación 12

Donde: E_{modelo} es el error del lahar modelado en metros; E_{v} es el error, en metros, vertical del DEM utilizado en el modelo; E_{h} es el error (m) horizontal del DEM utilizado en el modelo; n es el número de datos comparados.

8.7 Población y estructura afectada

Utilizando las manzanas digitalizadas del instituto nacional de estadística (INE) para el CENSO del año 2002 y la información de este mismo, se estimó la población que pudiera verse afectada directamente durante una inundación por un lahar. Sin embargo la información con mejor resolución espacial (a nivel de manzanas), sólo se pudo recabar para la comuna de Pucón y Villarrica, faltando tener datos más detallados de la comuna de Panguipulli, especialmente de la ciudad de Coñaripe.

Esta información espacializada, se cruzó con los modelos simulados, lo que entrega una idea del área de inundación afectada por un lahar. Ayudando, en este sentido, a lo que puede ser la planificación urbana en estas comunas, al establecer zonas de mayor o menor peligro.

Hay que considerar que, debido a la característica turística de las ciudades cercanas al volcán y de la antigüedad de los datos de población utilizados, los daños en cuanto a población, pueden ser mucho mayores. Sin embargo, es preciso decir que, los resultados de la modelación deben considerar la evidencia en terreno, siendo contrastados con depósitos de lahares ocurridos en el pasado.

Para la infraestructura en cuanto a caminos se utilizó la información de las cartas del Instituto Geográfico Militar (IGM) 1:50000.

9 RESULTADOS

9.1 Variaciones de área.

El primer inventario de glaciares realizado en este centro volcánico fue hecho por Rivera (1989), utilizando fotografías aéreas del año 1961 pertenecientes al vuelo OEA, en la que se midieron un total de 39,9 km², de los cuales 23,3 km² correspondían a hielo expuesto y 16,6 a km² a hielo recubierto por ceniza y lapilli.

Las variaciones de área, del glaciar ubicado sobre el Volcán Villarrica, se analizaron con una serie de imágenes satelitales rectificadas y georeferenciadas entre sí, correspondiente a los sensores MSS, TM, ETM+ y ASTER, para los años 1976, 1986, 2001 y 2011 respectivamente.

Tomando como referencia las mediciones de área de Rivera (1989) y mediante el análisis de las imágenes satelitales, fue posible detectar una significativa reducción del área cubierta por hielo durante el período analizado (Tabla 7). El porcentaje de pérdida de área para el período 1961-2011 es de un 29 %, con una tasa anual de reducción de 0,21 km² por año.

En la Tabla 7 se muestra la superficie glaciar en diferentes periodos, entre los años 1961 y 2011, además de establecer las tasas anuales de pérdida y el porcentaje de superficie perdida por cada año analizado. De esta manera en 1976 la superficie cubierta por hielo perdió un 9 % de su área, respecto a 1961, con una diferencia anual negativa de 0.24 km².

Fecha	Superficie km²	Datos	∆km² al año	% de superficie perdida respecto de 1961
12-12-1961	39,9	Rivera et al, 2006	-	0
08-02-1976	36,286	LANDSAT MSS	0,24	9
15-02-1986	35,609	LANDSAT 5 TM	0,17	11
07-02-2001	30,813	LANDSAT ETM	0,23	23
24-02-2007	30,029	Rivera et al, 2006	0,22	25
26-02-2011	28,399	ASTER	0,23	29

Tabla 7. Variaciones del área cubierta por hielo entre los años 1961 y 2011 junto con él % de superficie perdida

Para el periodo entre 1976 y 1987, se observa una disminución de la tasa de cambio anual de 0,17 km² a⁻¹ y una baja en el valor del cambio de área porcentual. Luego de este periodo existe un incremento en las tasas de cambios de anuales y en el cambio porcentual del área.

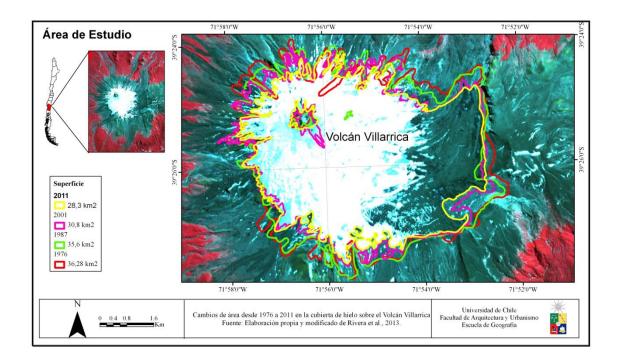


Figura 11. Cambios de área glaciar, desde 1976 a 2011 en el Volcán Villarrica. Fuente: Elaboración Propia.

9.2 Cambios de elevación.

Se analizan los cambios de elevación en la cubierta de hielo sobre el Volcán Villarrica, utilizando los datos IGM del año 1961, SRTM del año 2000, AIRSAR 2004, GPS 2005 y CAMS (CECs Airborne Mapping System). Los datos IGM presentan una importante área sin visión estereoscópica. La comparación entre los DEM comprende un periodo de 49 años, 18.3294 días julianos. En la Tabla 8 podemos ver la fecha de adquisición de cada DEM, la cantidad de días respecto al DEM CAMS, las variaciones verticales por tasa anual, la cantidad de superficie comparada, el RMS combinado y el error vertical por cada set de datos.

Datos	Fecha	Días	∆m a ⁻¹	km ²	RMS combinado	Error Vertical por set de datos (m)
IGM	12-12-1961	18.294	-0,91	2,23	0,42	18
SRTM	16-2-2000	4.349	-1,08	10,26	0,58	13
AIRSAR	20-3-2004	2.824	-0,99	14,68	0,54	6,2
GPS	5-1-2005	2.564	-0,99	0,12	0,029	0,2
CAMS	13-1-2012	-	-	-	-	0,2

Tabla 8. Variaciones verticales entre 1961 y 2012.

Al trazar un perfil a lo largo de la línea de flujo del Glaciar Pichillancahue observamos las diferencias de los distintos datos con respecto a CAMS. En el perfil no se incluyeron los DEM IGM ni GPS debido a la poca cantidad de datos. A lo largo de la trayectoria del modelo CAMS, se pude ver que este se emplaza unos metros más abajo que AIRSAR y SRTM, estos no difieren mucho salvo en la parte inferior del glaciar, este cambio de elevación podría deberse al retroceso glaciar, tanto vertical como horizontal (Rivera et al., 2006; Rivera et al., 2012) (Figura 20).

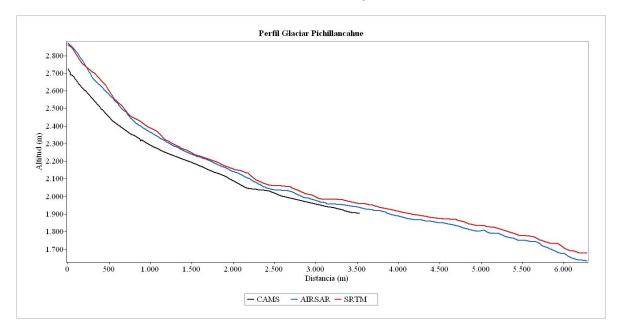


Figura 12. Perfil del Glaciar Pichillancahue de tres DEM diferentes.

9.2.1 Cambios de elevación entre modelo CAMS y DEM IGM.

Como parte del estudio de los cambios de elevación de la masa de hielo ubicada en el Volcán Villarrica se analizaron las diferencias de los DEM: CAMS del año 2012 y otro construido mediante el método de interpolación TIN con las curvas de nivel del IGM derivados del vuelo aerofotogramétrico de 1961, comparando un total de 51 años o 18.294 días julianos.

El error de la cartografía Clase I del Volcán Villarrica con equidistancia de curvas cada 50 m es según Falkner (1995) igual a 50/3=17 m. Sumando al error medio cuadrático RMS introducido por el método de interpolación estimado en ±4 m mediante el método de Jacknifing (Lythe et al., 2001), se determinó un error total vertical aleatorio para el DEM con datos IGM de ±18 m. Finalmente el error vertical aleatorio combinado para el conjunto de datos es de ±18 m.

Debido a la falta de datos IGM en el área actual del glaciar, poca superficie pudo ser comparada con el modelo CAMS, concentrando el análisis en la zona de ablación del Glaciar Pichillancahue-Turbio, justo en el área de hielo cubierto por material volcánico, (Figura 16). En este periodo los valores máximos de adelgazamiento fueron de -114±18 m.

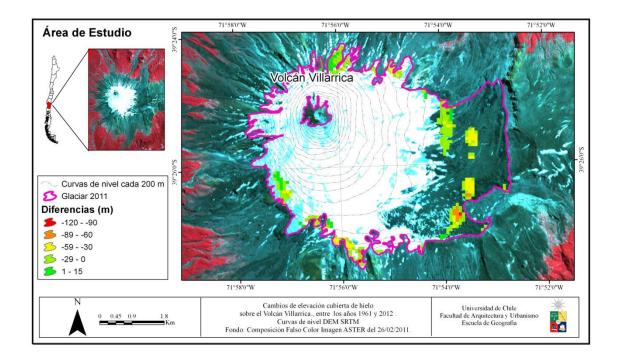


Figura 13. Diferencias altitudinales entre el modelo CAMS y el DEM SRTM, entre los años 2000 y 2012. Los colores cercanos al verde indican una mayor diferencia entre los dos DEMs comparados. Fuente: elaboración propia.

Las diferencias de elevación entre 2012 y 1961 obtenidas de la resta de los modelos de elevación se graficaron en función de la exposición de las laderas (Figura 17), en las cuales no se observa una tendencia clara de los datos, posiblemente producto de la poca disponibilidad de los mismos.

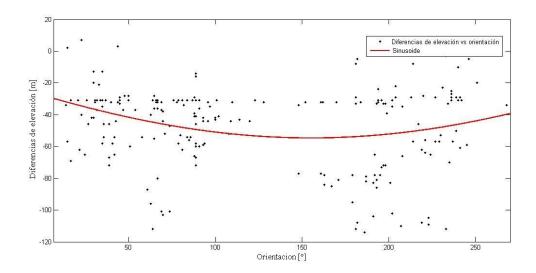


Figura 14. Gráfico de dispersión entre el la orientación del terreno (eje x en grados) y las diferencias medidas entre el modelo CAMS y el DEM IGM (eje y en metros).

El gráfico de la figura 18 muestra la relación entre los cambios de elevación y el desarrollo altitudinal del glaciar. Es posible observar valores por sobre el error vertical combinado y que pueden ser interpretados como señales de adelgazamientos en la zona de ablación del glaciar.

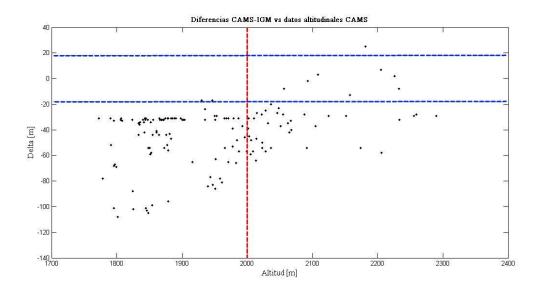


Figura 15. Gráfico de dispersión de los cambios de elevación glaciar en el Volcán Villarrica entre los años 2012 y 1961 (eje y en m), y la elevación del glaciar del modelo CAMS (eje x en m). La línea achurada vertical en rojo indica la posición de la ELA (Rivera et al.., 2006). Las líneas achuradas en azul indican el valor del error vertical de los datos (±18 m).

Sobre los 2000 m los cambios de elevación tienden a ser de menor magnitud, también se presentan algunos valores positivos posiblemente producto del ruido generado al combinar DEMs de distintos orígenes. La tasa de cambio de elevación es de -0,91±0,42 m a⁻¹, siendo la señal de adelgazamiento mayor al error vertical combinado de los datos.

Tomando en cuenta el área examinada entre el modelo CAMS y el DEM IGM de 2,23 km² yun cambio de elevación neto de 46,5±18 m, es posible estimar que el volumen de hielo perdido en este glaciar es de 0,1 km³. Asumiendo una densidad para el hielo de 0.8 g/cm³, el cambio volumétrico experimentado en 51 años, en esta porción, es de 0,08 km³ equivalentes en agua.

9.2.2 Cambio de elevación entre modelo CAMS y DEM SRTM.

El análisis de las diferencias de elevación entre los años 2000 y 2012, DEM SRTM y modelo CAMS, en el Volcán Villarrica comprenden un periodo total de 4.349 días julianos.

Los cambios de elevación de la resta de los modelos de elevación están graficados en función de la exposición de las laderas (Figura 19), en la cual se observa que los valores negativos se concentran mayormente entre los 90° y 150°de exposición.

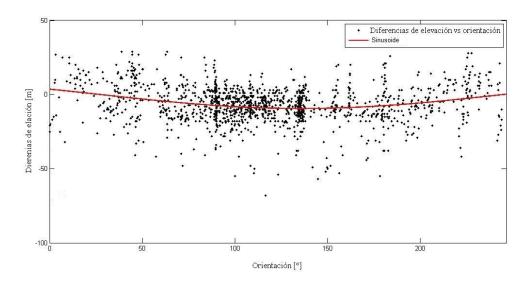


Figura 16. Gráfico de dispersión medido en el glaciar entre la exposición de las ladera (eje x en grados) y las diferencias de elevación (eje y en m).

En el siguiente gráfico de la Figura 20, se expone la relación entre las diferencias de elevación como función del desarrollo altitudinal del glaciar. Se observan valores por sobre el error vertical combinado y que se interpretan como señales de adelgazamiento; en gran parte concentrados en la zona de ablación del glaciar, bajo los 2000 m. A su vez, valores máximos negativos se encuentran por sobre los 2300 m. También se presentan algunos valores positivos por sobre el error vertical combinado en

la zona de ablación del glaciar y principalmente en la zona de acumulación. Entre los 2000 m y los 2400 m, los cambios de elevación tienden a ser de menor magnitud,.

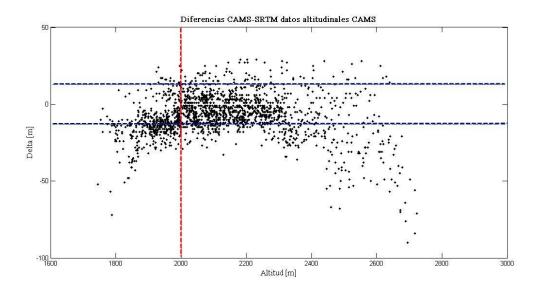


Figura 17. Gráfico de dispersión de los cambios de elevación glaciar en el Volcán Villarrica entre los años 2012 y 2000 (eje y en m), y la elevación del glaciar del modelo CAMS (eje x en m). La línea achurada vertical en rojo, indica la posición de la ELA (Rivera et al.., 2006). Las líneas achuradas en azul indican el valor del error vertical de los datos (±13 m).

Los cambios de elevación se enfocaron en el flanco este del volcán, cubriendo principalmente el Glaciar Pichillancahue-Turbio (Figura 21). El error de los datos es menor que los resultados de la comparación de los datos de elevación, siendo posible la interpretación de estos últimos. La tasa promedio anual de adelgazamiento observado entre los años 2000 y 2012 es de -1,08 m a⁻¹ con un máximo de -5,5 m a⁻¹ los que se encuentran principalmente en los sectores cercanos al cráter del volcán, posiblemente producto de la mayor influencia de la pendiente sobre las diferencias de elevación, hacia la cima del cono volcánico (Kääb, 2005) (Figura 21 y Figura 22); cabe mencionar que la última actividad importante del volcán se produjo en el año 2000 (SERNAGEOMIN, 2014b) lo que podría también influir, a que los mayores cambios de elevación negativos se encuentran cercanos al cráter.

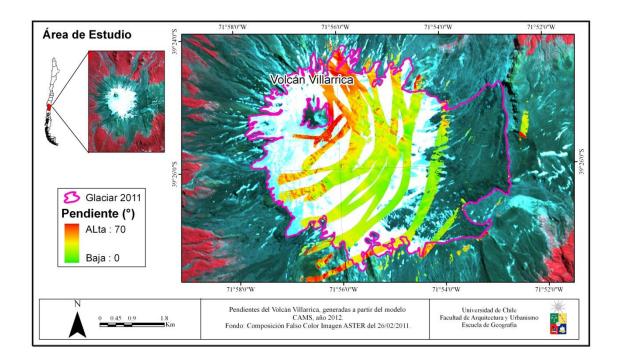


Figura 18. Pendiente en el Volcán Villarrica. Los colores en rojo muestran los valores más altos. Fuente: elaboración propia.

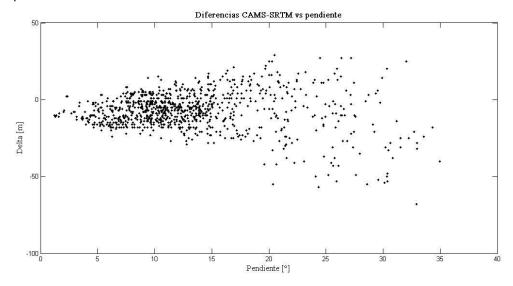


Figura 19. Gráfico de dispersión de los cambios de elevación glaciar sobre el Volcán Villarrica entre los años 2012 y 2000 (eje y en m) y la pendiente del glaciar (eje x en °).

Los resultados de la comparación entre CAMS y SRTM (Figura 23) muestran una diferencia promedio de -12,96 m en el área glacial, con una desviación estándar de 10,57 m, estimando una pérdida de

volumen en el área comparada (10,26 km²), de 0,13 km³. Asumiendo una densidad media 0,8g/cm³, el cambio volumétrico experimentado en esta porción del glaciar para el período 2000-2012, sería de 0,11 km³ equivalentes en agua. En las zonas donde no existe una cubierta de hielo las diferencias entre CAMS y SRTM fueron de 5,2 m con una desviación estándar de 3,7 m, es importante señalar que en este caso los datos que pudieron ser comparados fueron escasos.

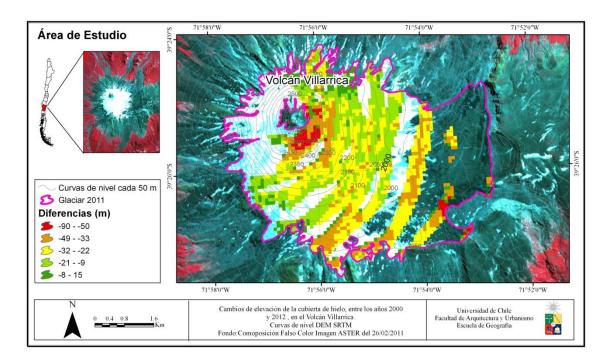


Figura 20. Diferencias altitudinales entre CAMS y SRTM, entre los años 2012 y 2000. Los colores cercanos al rojo indican una mayor diferencia entre los dos DEMs comparados. Fuente: elaboración propia.

El análisis de los cambios de elevación utilizando los datos SRTM, en este caso como la topografía más antigua para la comparación, tendría como consecuencia una sobrestimación de la perdida de volumen de hielo (Berthier et al.., 2007).

9.2.3 Cambios de elevación entre el modelo CAMS y el DEM AIRSAR.

Entre los años 2004 (DEMS AIRSAR) y 2012 (modelo CAMS) el análisis de los cambios de elevación en el glaciar sobre el Volcán Villarrica comprende un periodo total de 2.824 días julianos.

Las diferencias de elevación en función de la exposición de las laderas, muestran una leve dependencia a la orientación, con los valores positivos levemente concentrados entre los 50° y 250° (Figura 24).Para el período analizado, los valores de adelgazamiento máximos son de-39±6,2 m y están localizados principalmente en las laderas de exposición NNE y NEE

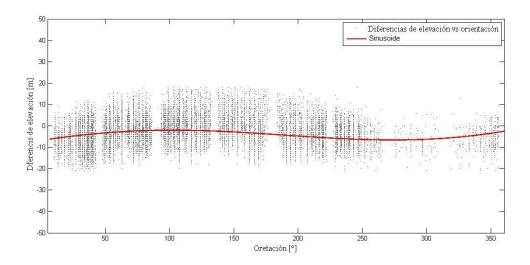


Figura 21. Gráfico de dispersión entre las diferencias de elevación (eje y en m) y la exposición a las laderas (eje x en grados).

El siguiente gráfico (Figura 25) muestra la relación de los cambios de elevación para el periodo analizado, 2004-2012, en función de los valores altitudinales del glaciar. El resultado de las diferencias no muestra una tendencia clara que indique un contraste entre la zona de ablación y la de acumulación, aunque hay valores positivos concentrados mayormente sobre la ELA.

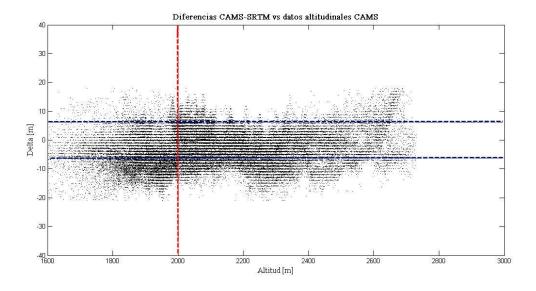


Figura 22. Dispersión de los cambios de elevación del glaciar sobre el flanco este del Volcán Villarrica de los modelos CAMS y DEM AIRSAR (eje y en m), años 2012 y 2004 respectivamente, y la elevación del glaciar (eje x m) modelo CAMS. La línea en color rojo indica la posición de la Línea de equilibrio según Rivera et al.., (2006).

Los datos de cambio de elevación entre 2004 y 2012 cubren, al igual que en las dos comparaciones anteriores, el flanco este del volcán. Para los datos AIRSAR el error vertical es de 6,2 m. El error total vertical aleatorio combinado obtenido para el conjunto de datos es de 6,2 m. Las tasas de cambio de elevación son algo menores al resto de datos analizados, con un promedio de -0.99 ± 0.54 m a $^{-1}$ y un máximo de -4.93 ± 0.54 m a $^{-1}$.

En el gráfico de la Figura 26, se observa que los cambios de elevación son mayores a medida que la pendiente aumenta. Sin embargo, esto último no es totalmente claro a lo largo del desarrollo de la pendiente.

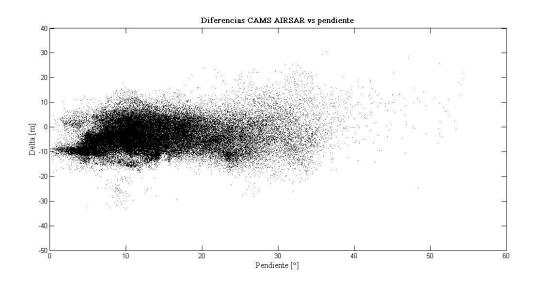


Figura 23.Gráfico de dispersión de los cambios de elevación glaciar sobre el Volcán Villarrica entre los años 2012 y 2004 (eje y en m) y la pendiente del glaciar (eje x en °).

El promedio de las diferencias de elevación, entre CAMS y AIRSAR, para todo el glaciar fue de -7,97±6,2 m y los datos tuvieron una desviación estándar de 3,89 m. Tomando en cuenta que el área analizada es de 14,18 km² y que la disminución promedio es de -7,97±6,2 m, es posible estimar que el volumen de hielo perdido en este periodo es de 1.13 km³. Asumiendo una densidad del hielo de 0,8 g/cm² el cambio volumétrico experimentado en 8 años es de -0,9 km³ equivalentes en agua.

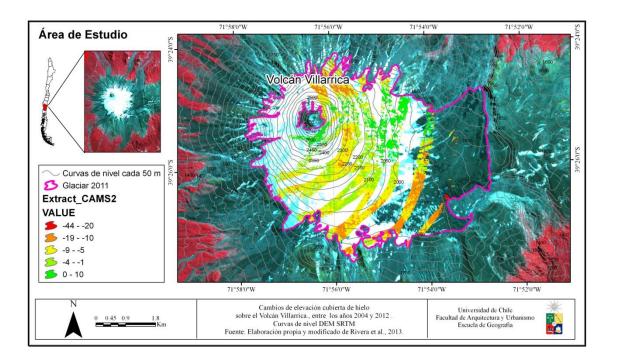


Figura 24. Diferencias altitudinales entre CAMS y AIRSAR, entre los años 2012 y 2004. Los colores cercanos al rojo indican una mayor diferencia entre los dos DEMs comparados. Fuente: elaboración propia.

9.2.4 Cambios de elevación entre el modelo CAMS de 2012 y los datos GPS de 2005.

Como se señaló anteriormente, los cambios de elevación se enfocaron en el flanco este del volcán, cubriendo principalmente el Glaciar Pichillancahue-Turbio. La señal de cambios de elevación presenta valores posibles de interpretar, es decir, mayores al error vertical obtenido de ±0,2 m. Los cambios medidos en la capa de hielo fluctuaron entre -0,48 ±0,029 m a⁻¹ y 1,03 ±0,029 m a⁻¹ (Figura 28).

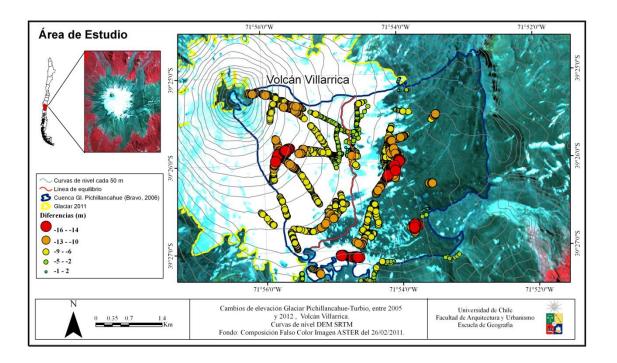


Figura 25. Diferencias altitudinales entre CAMS y datos GPS, entre los años 2012 y 2005. Los colores cercanos al rojo indican una mayor diferencia entre los dos DEMs comparados. Fuente: elaboración propia.

Si hacemos el análisis respecto a la zona de ablación y a la zona de acumulación, ELA a 2000 m, específicamente para la cuenca Glaciar Pichillancahue-Turbio, teóricamente las mayores diferencias deberían encontrarse en el área de ablación (Kääb, 2005).

El periodo 2005-2012 es el que posee menor superficie comparada, 0,12 km², encontrándose un universo reducido de valores a ser contrapuestos. Entre 2005 y 2012 el promedio de los cambios de elevación es menor en la zona de ablación que en la zona de acumulación, aunque las mayores diferencias puntuales se registran bajo la línea de equilibrios (Figura 28). La tasa anual de cambio de elevación es de -0,99 ±0,029 m a⁻¹ con un máximo de -2,4 ±0,029 m a⁻¹. Par la zona de acumulación entre 2005-2012 el promedio de las diferencias es de -7, 06 ±0,2 m, con una tasa anual de cambio de elevación de -1 ±0,029 m a⁻¹. Mientras que en la zona de ablación las diferencias promediaron los -5,48 ±0,2 m y tuvieron una tasa de -0,78 0,029 m a⁻¹. Estos valores son contrarios a lo esperable, en donde los promedios de mayores cambios de elevación se deberían encontrar en la zona de ablación (Rignot et al., 2003; Kääb, 2005). Esto podría explicarse debido a que gran parte del área de ablación se encuentra cubierta por una capa de ceniza y lapilli, esta puede actuar como aislante térmico, reduciendo la radiación directa sobre el glaciar, produciendo una menor ablación (Brock et al., 2007). Sin embargo, si vemos las diferencias de elevación en función de la gradiente altitudinal del glaciar (Figura 18), no se observa un patrón definido, en donde los cambios de elevación sean mayores sobre la ELA, sino más bien que estos son bastantes homogéneos para los sectores analizaos.

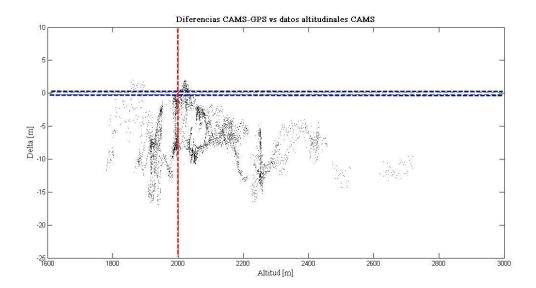


Figura 26. Dispersión de los cambios de elevación del glaciar sobre el flanco este del Volcán Villarrica de los modelos CAMS y datos GPS (eje y en m), años 2012 y 2005 respectivamente, y la elevación del glaciar (eje x m) modelo CAMS. La línea achurada en color rojo indica la posición de la Línea de equilibrio según Rivera et al.., (2006).

Los cambios de elevación entre el modelo CAMS y los datos GPS muestran un promedio de -6,96 ±0,2 m en el glaciar, con una desviación estándar de 3,87 m.

9.3 Mapeo de cuencas glaciares en el Volcán Villarrica y la estimación de su volumen.

9.3.1 Cuencas glaciares.

La Figura 30 nos muestra las 9 cuencas glaciales, identificadas sobre la base de los registros laháricos históricos, topografía superficial y topografía sub superficial. Se incluyen también el talweg de los cursos laháricos identificados por Castruccio (2008) basados en la identificación de depósitos y en registros históricos. Además se observan las cuencas fluviales correspondientes a cada curso de agua. Se asignaron nombres a las cuencas glaciares de acuerdo al principal afluente de descarga. En el caso de la cuenca del río Palguín, ésta no cuenta con un registro histórico de lahares que hayan provocado daños a la población, por lo que su drenaje no se consideró.

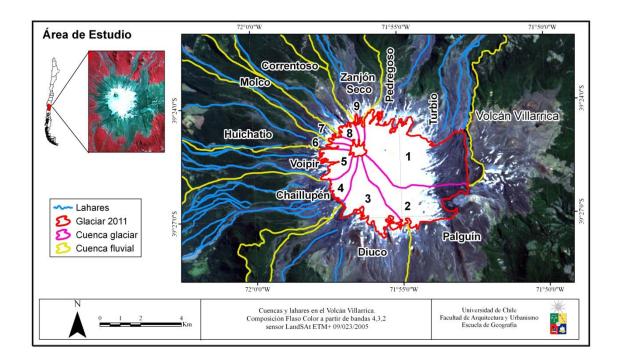


Figura 27. Cuencas glaciales en el Volcán Villarrica. El perfil rojo representa el área actual de la cubierta hielo delimitando las cuencas glaciales con las líneas purpuras. Los límites de las cuencas están representados por el color amarillo, también se aprecian, en azul, los talweg de antiguos lahares. Fuente: Modificado de Rivera et al., (2014).

Las cuencas glaciales de mayor superficie se ubican por los flancos noreste, este, sureste y sur del volcán. Tres glaciares, Pedregoso-Turbio, Palguín, Diuco, cubren más de la mitad del total de la superficie de la masa de hielo sobre el Volcán Villarrica. El glaciar Pedregoso-Turbio es el que cuenta con una mayor superficie representando 44% del total.

Nombre	Superficie (km²)
Pedregoso-Turbio	12,37
Palguín	6,78
Diuco	4,55
Chaillupén	1,32
Voipir	1,73
Huichatio	0,27
Molco	0,33
Correntoso	0,65
Zanjón Seco	0,39

Tabla 9. Cuencas glaciares y su superficie.

9.3.2 Volumen por cuenca glacial.

Con los datos derivados de la misión Radar CECs de 2012 (Figura 31), se determinó el espesor de la masa de hielo sobre el Volcán Villarrica, estos cubren gran parte del glaciar, quedándose una pequeña porción sin datos en el flanco oeste del macizo. Al interpolar y re-interpolar los datos con el método inverso a la distancia (IDW), el resultado fue un archivo raster con valores de espesor para cada pixel, con una resolución de 25x25 m. El espesor varía de 4 m hasta los 186 m.

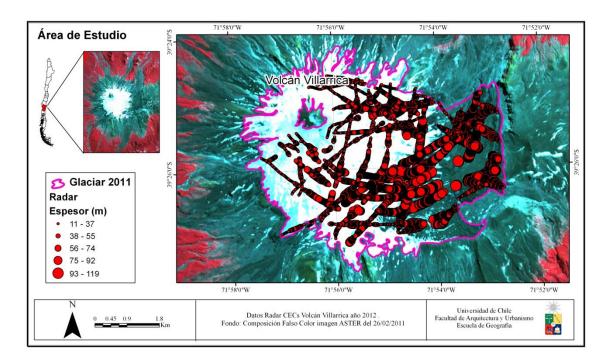


Figura 28. Espesores de hielo obtenidos desde la misión Radar CECs del año 2012, los círculos de mayor tamaño indican un mayor espesor del glaciar. Fuente: elaboración propia.

En la Figura 32 se aprecia el modelo resultante de la interpolación de los datos de radar, donde se observan mayores espesores en los glaciares de Pichillancahue-Turbio y Palguín. Es en este sector se emplaza una antigua caldera volcánica, asociada a la primera etapa del complejo Villarrica (Clavero y Moreno, 2004), Unidad Villarrica I, lo cual podría explicar, junto con la menor pendiente y el grado de la exposición a la radiación, el mayor espesor del glaciar (Casassa et al., 2004). En las áreas con mayores pendientes y más próximas al cono volcánico el espesor glaciar se reduce considerablemente.

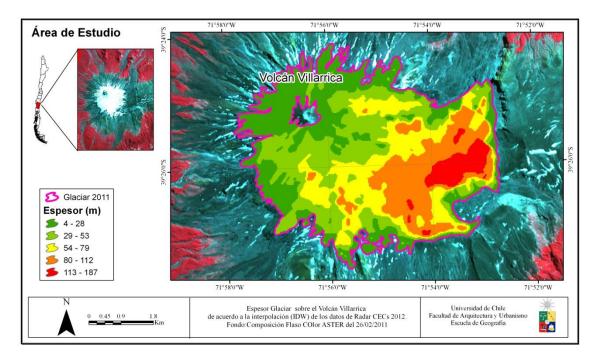


Figura 29. IDW de los datos RADAR Volcán Villarrica, los colores cercanos al rojo indican un mayor espesor del glaciar. Fuente: elaboración propia.

Una vez identificadas las 9 cuencas glaciales, se dividió el modelo del espesor de hielo por cada una de ellas.

El volumen máximo estimado es para la cuenca de Pedregoso-Turbio, desde donde se han generado flujos laháricos en 5 erupciones a lo largo del siglo XX y que han desembocado en el lago Villarrica (Naranjo y Moreno, 2004). También es importante considerar las cuencas del río Diuco, donde los lahares producidos en 1964 tuvieron velocidades de 4,000 a 8,000 m/s y alcanzaron la localidad de Coñaripe causando la muerte de 25 personas. Los volúmenes equivalentes en agua se determinaron sobre la base de una densidad media del hielo de 0.8g/m³, considerando la cantidad de detritos y sedimentos de origen volcánico que se encuentran en el hielo de este glaciar.

Cuenca	Volumen km³	Área km²	Equivalente en Agua km³
Pedregoso-Turbio	0,704	12,37	0,56
Palguín	0,438	6,78	0,35
Diuco	0,191	4,55	0,15
Chaillupén	0,033	1,32	0,026
Voipir	0,037	1,73	0,029
Huichatio	0,004	0,27	0,0029
Molco	0,005	0,33	0,004
Correntoso	0,010	0,65	0,008
Zanjón Seco	0,007	0,39	0,006

Tabla 10. Volumen y área cuenca Volcán Villarrica y sus equivalentes en agua. Fuente: Modificado de Rivera et al., (2014)

9.4 Modelo Lahar.

9.4.1 Análisis de los diferentes DEMs.

Para la modelación de lahares en el Volcán Villarrica se utilizaron tres DEMs diferentes: IGM (90 m de resolución), SRTM (con una resolución de 90 m) y ASTERGDEM (con una resolución de 30 m). Se excluyeron los modelos CAMS y AIRSAR debido a la poca superficie que estos llegan a cubrir. Los DEMs fueron transformados al marco de referencia elipsoidal, para estar en concordancia con el análisis de los cambios de elevación glaciar, anteriormente realizado. Los DEMs se compararon también con datos tomados por CAMS en alguno de los cauces estudiados, por lo que se analizan áreas estables de terreno, para identificar cual es más cercano a los datos de mayor precisión y de ese modo aportar en la estimación del mejor DEM para utilizar en la modelación lahar.

Comparando los DEM IGM y los datos del modelo CAMS se observa que las diferencias tienen una media de +4,3 m, con un máximo de 29 m, un mínimo de -30 m y una desviación estándar de 9.8 m, el error vertical para el conjunto de datos es de ±18 m encontrándose los datos dentro de ese rango. Al observar la dependencia de las diferencias entre ambos DEM con el modelo de pendiente obtenido a través del modelo CAMS, no se establece un patrón claro que sugiera una tendencia de los datos.

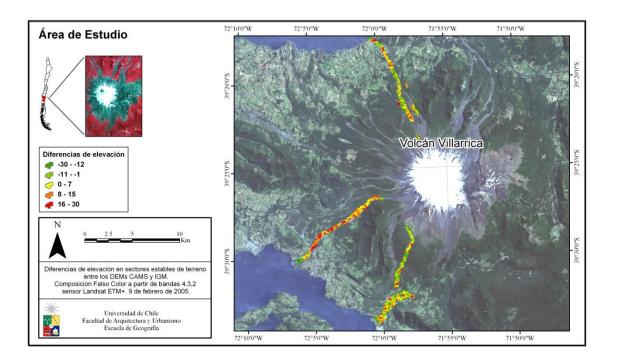


Figura 30.Diferencias de elevación entre el DEM CAMS y el DEM a partir de las curvas de nivel IGM de 1961. Los valores en verde indican mayores diferencias negativas y los colores rojizos mayores diferencias positivas. Fuente: elaboración propia.

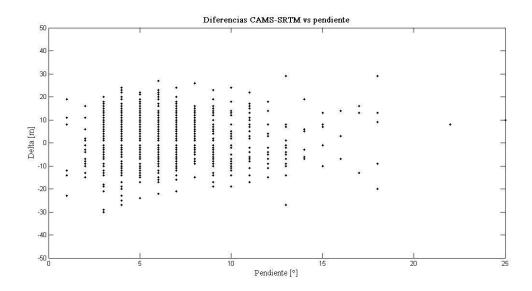


Figura 31.Gráfico de dispersión de los de las diferencias de elevación entre el DEM CAMS y el DEM a partir de las curvas de nivel IGM (eje y en m) en sectores de roca y la pendiente (eje x en °).

El gráfico de la Figura 34 muestra las diferencias entre el DEM a partir de las curvas de nivel IGM y los datos CAMS en función a la orientación del terreno. Las diferencias de elevación tienden a ser positivas y se concentran entre la exposición S y NNO, con algunos valores negativos en las laderas de exposición NE, E y S. La corrección de este sesgo en los DEM es posible (Kääb, 2005), una forma de hacerlo es mediante el uso de una ecuación en función de la función sinusoidal (Rivera et al.., 2005), sin embargo esta no fue realizada en ningún DEM, por encontrarse fuera de los alcances metodológicos de este trabajo.

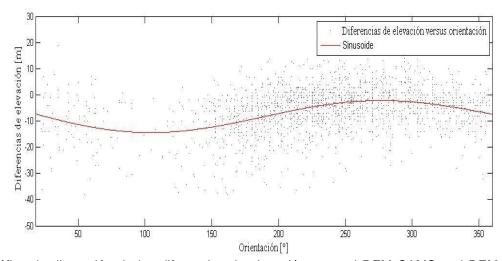


Figura 32.Gráfico de dispersión de las diferencias de elevación entre el DEM CAMS y el DEM a partir de las curvas de nivel IGM (eje y en m) en sectores estables de terreno y la exposición a las laderas (eje x en grados).

El modelo ASTER GDEM, de los tres DEM analizados respecto al DEM CAMS, es el que posee una mayor resolución espacial. Sin embargo los errores verticales que presenta son bastantes significativos (Kääb, 2002; Bolten y Waldhoff, 2010). Estos fueron determinados por Kääb, (2002), en zonas de montaña en los Alpes, donde llegó a errores máximos de hasta 500 m y una precisión con un RMS de ±60 m. Bolten y Waldhoff, (2010) recopilan investigaciones que estiman un error entre los 4 m y 58 m en la precisión vertical de los datos ASTER GDEM. Es importante señalar el problema de los DEMs de origen láser y satelital que suman la copa de los arboles a su superficie, causando errores en zonas boscosas.

En tanto a las diferencias de ASTER GDEM con el modelo CAMS, estas tuvieron un promedio de 1,3 m, con un máximo de 30 m y un mínimo de -40 m, la desviación estándar es de 10 m, mayor que en el análisis entre IGM y CAMS.

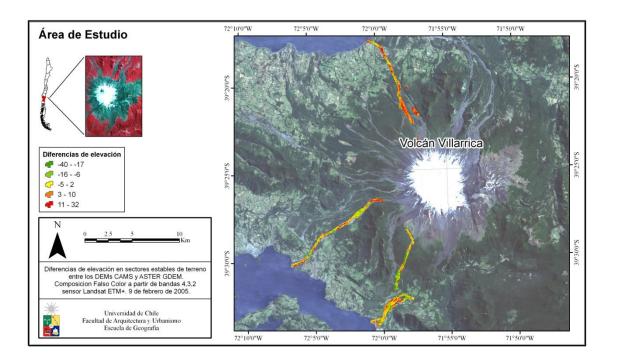


Figura 33.Diferencias de elevación entre el DEM CAMS y el DEM ASTER GDEM. Los valores en verde indican mayores diferencias negativas y los colores rojizos mayores diferencias positivas. Fuente: elaboración propia.

Las diferencias entre ASTER GDEM y CAMS (Figura 35) en función a la pendiente muestran una relación más o menos pareja en donde los deltas no están influenciados de alguna manera por una mayor pendiente, ya que no se producen mayores diferencias a medida que esta última aumenta. En cuanto a la orientación (Figura 36), las diferencias negativas mayores se encuentran preferentemente en las laderas de exposición S, los de tendencia positiva se encuentran en laderas de exposición N.

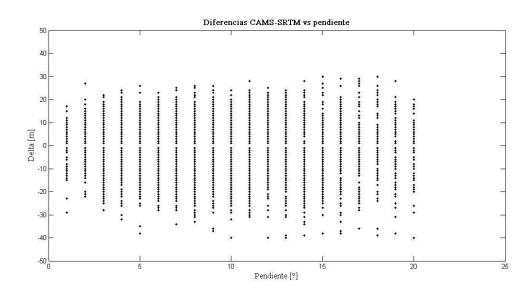


Figura 34.Gráfico de dispersión de los de las diferencias de elevación entre el DEM CAMS y el DEM ASTER GDEM (eje y en m) en sectores estables de terreno y la pendiente (eje x en °).

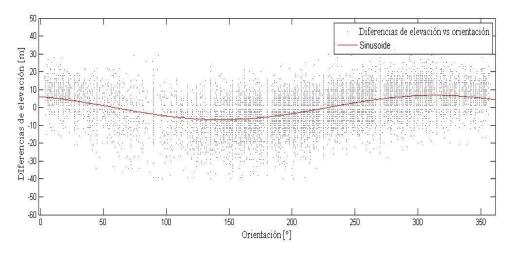


Figura 35.Gráfico de dispersión de las diferencias de elevación entre el DEM CAMS y el DEM ASTER GDEM (eje y en m) en sectores estables de terrenoy la exposición a las laderas (eje x en grados).

Al comparar el DEM SRTM con CAMS las diferencias extremas son menores que en las anteriores comparaciones realizadas. El error vertical de SRTM puede llegar a ser de unos ±13 m. Para este caso las diferencias promedio respecto al DEM CAMS fueron de -4,4 m, el máximo fue de 19,6 m y el mínimo de -29,4 m, las desviación estándar es menor que en las comparaciones anteriores con unos 8 m.

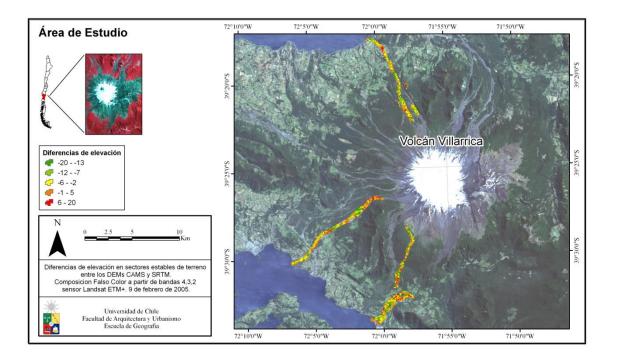


Figura 36.Diferencias de elevación entre el DEM CAMS y el DEM SRTM. Los valores en verde indican mayores diferencias negativas y los colores rojizos mayores diferencias positivas. Fuente: elaboración propia.

Respecto del análisis de las diferencias en función de la pendiente podemos observar que hay cierta dependencia por parte de las primeras (Figura 37). Las diferencias entre ambos DEM aumentan a medida que lo hace la pendiente, presentándose algunos valores positivos.

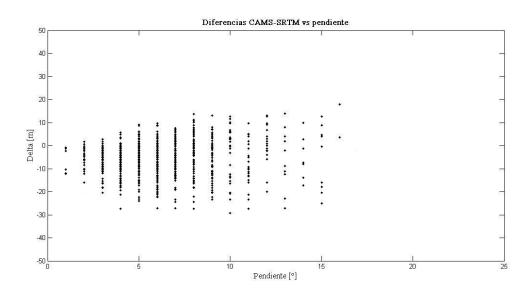


Figura 37.Gráfico de dispersión de los de las diferencias de elevación entre el DEM CAMS y el DEM SRTM (eje y en m) en sectores estables de terreno y la pendiente (eje x en °).

En el gráfico de la Figura 38 se muestran las diferencias entre el DEM SRTM y los datos CAMS en función a la orientación del terreno. Las diferencias de elevación si bien tienden a ser negativas, con un promedio de -4,4 m, los valores cercanos al 0 se concentran entre la exposición S y NNO, con algunos valores negativos máximos en las laderas de exposición NE, E. En cuanto a la amplitud de los datos, esta es menor que el análisis de los dos DEM anteriores, respecto al modelo CAMS.

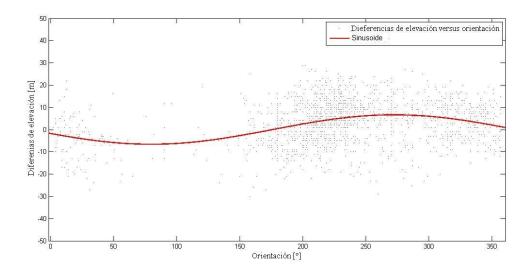


Figura 38.Gráfico de dispersión de las diferencias de elevación entre el DEM CAMS y el DEM SRTM (eje y en m) en sectores estables de terreno y la exposición a las laderas (eje x en grados).

Junto con lo anterior, se trazaron perfiles transversales a la dirección de algunos cursos fluviales (Figura 42), donde se poseen datos CAMS, para los modelos IGM, SRTM, ASTER GDEM y el mismo CAMS como modelo de referencia. Estos perfiles permiten observar diferencias y similitudes en el relieve entre cada DEM.

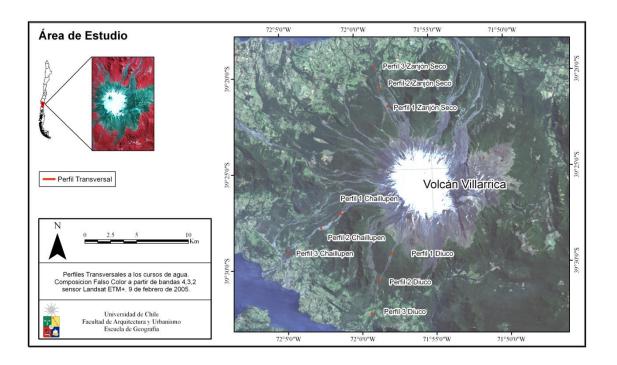


Figura 39. Perfiles Transversales en el Volcán Villarrica. Fuente: Elaboración Propia.

La topografía mostrada en el siguiente perfil (Figura 43) da cuenta de la baja resolución de los DEMs IGM y SRTM. El único relieve claro en este punto, donde el talweg principal es claramente notorio, es el que se puede ver con el perfil transversal del modelo CAMS. El perfil mostrado por el modelo ASTER GDEM no es similar con el mostrado por el DEM CAMS.

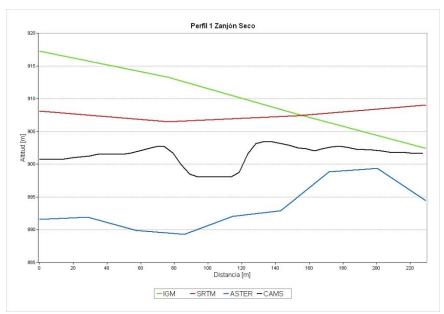


Figura 40. Perfil transversal de los DEMs IGM (verde), SRTM (rojo), ASTER GDEM (azul) y CAMS (negro) en el Perfil 1 Zanjón Seco. Eje y altitud en m, eje x distancia desde donde comienza el perfil en m. Ver ubicación en Figura 39.

En la Figura 44, el Perfil 2 del Estero Zanjón Seco, el talweg del cauce principal es claramente notorio para el modelo CAMS, siendo este bien encajonado. Si bien el perfil del modelo ASTER GDEM muestra, en parte, el talweg asociado, este es bastante suavizado en relación al mostrado por el modelo CAMS. Tanto como para IGM y SRTM los relieves son sumamente suaves.

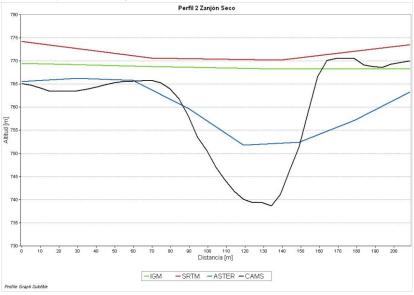


Figura 41. Perfil transversal de los DEMs IGM (verde), SRTM (rojo), ASTER GDEM (azul) y CAMS (negro) en el Perfil 2 Zanjón Seco. Eje y altitud en m, eje x distancia desde donde comienza el perfil en m. Ver ubicación en Figura 39.

El siguiente gráfico (Figura 45) muestra características similares al anterior, donde los perfiles de los DEMs IGM y SRTM son bastante planos, el DEM ASTER GDEM muestra un perfil más cercano al que se puede ver en el modelo CAMS.

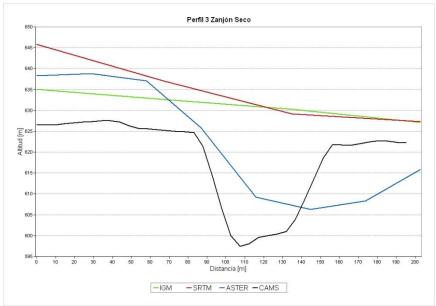


Figura 42.Perfil transversal de los DEMs IGM (verde), SRTM (rojo), ASTER GDEM (azul) y CAMS (negro) en el Perfil 3 Zanjón Seco. Eje y altitud en m, eje x distancia desde donde comienza el perfil en m. Ver ubicación en Figura 39.

En la Figura 46 se grafica el Perfil 1 del Río Diuco para los cuatro DEM. Se observa la notoria diferencia de representación de los rasgos morfológicos entre el DEM CAMS, de mayor resolución, espacial y el resto de los DEM. En el perfil del modelo CAMS se ve el talweg principal del curso de agua, el cual no se aprecia, de manera clara, tanto para los DEMs IGM y SRTM como para el modelo ASTER GDEM. Los DEM IGM y SRTM generan un relieve suavizado producto de la baja resolución de los mismos. El Modelo IGM en este caso, se encuentra algunos metros por debajo del resto de los DEM.

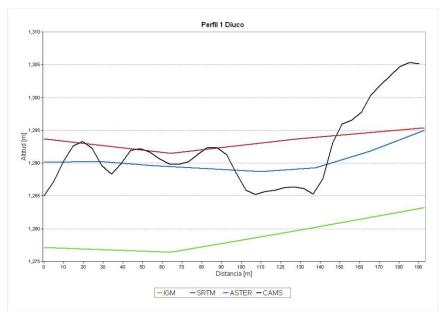


Figura 43. Perfil transversal de los DEMs IGM (verde), SRTM (rojo), ASTER GDEM (azul) y CAMS (negro) en el Perfil 1 Río Diuco. Eje y altitud en m, eje x distancia desde donde comienza el perfil en m. Ver ubicación en Figura 39.

En el gráfico del Perfil 2 del Río Diuco (Figura 47) se observan los distintos relieves para cada DEM. El perfil del DEM CAMS muestra el talweg del río Diuco, el cual también se aprecia en los DEM SRTM y ASTER GDEM, no así el DEM IGM. El talweg en el DEM SRTM, se encuentra algunos metros por arriba del resto de los DEM. En este perfil la mayor similitud con el DEM CAMS, es el relieve del modelo ASTER GDEM.

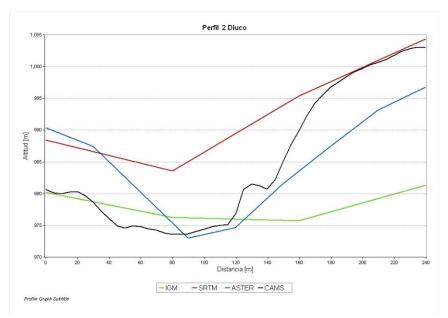


Figura 44.Perfil transversal de los DEMs IGM (verde), SRTM (rojo), ASTER GDEM (azul) y CAMS (negro) en el Perfil 2 Río Diuco. Eje y altitud en m, eje x distancia desde donde comienza el perfil en m. Ver ubicación en Figura 39.

Para el Perfil 3 (Figura 48) el talweg principal no está totalmente representado por los relieves de los DEMs SRTM y ASTER GDEM. En el caso de morfología representada por el DEM IGM, esta está totalmente suavizada y no presenta ningún contraste marcado.

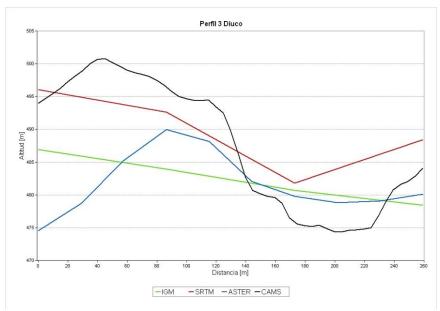


Figura 45. Perfil transversal de los DEMs IGM (verde), SRTM (rojo), ASTER GDEM (azul) y CAMS (negro) en el Perfil 3 Río Diuco. Eje y altitud en m, eje x distancia desde donde comienza el perfil en m. Ver ubicación en Figura 39.

Los perfiles en el estero Chaillupén muestran un relieve similar entre ellos, en donde se dificulta poder observar el talweg principal del curso de agua. Se aprecia que un relieve suavizado de los DEMs IGM y SRTM, sin mostrar rasgos geomorfológicos claros, y un perfil de ASTER GDEM más cercano al perfil del modelo CAMS, pero aun así con algunas diferencias.

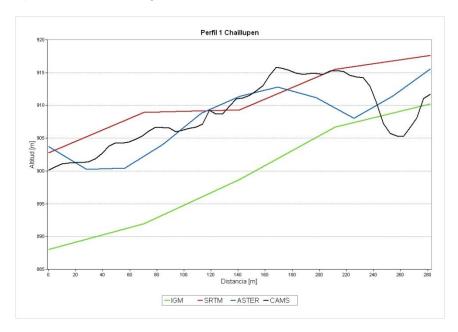


Figura 46.Perfil transversal de los DEMs IGM (verde), SRTM (rojo), ASTER GDEM (azul) y CAMS (negro) en el Perfil 1Estero Chaillupén. Eje y altitud en m, eje x distancia desde donde comienza el perfil en m. Ver ubicación en Figura 39.

Castruccio (2008) estima que el mejor Modelo Digital de Elevación para modelar lahares mediante el uso de LAHARZ y MSF es el modelo a partir de las curvas de nivel del Instituto Geográfico Militar, analizando tres modelos diferentes a una escala y resolución particular (IGM, SRTM y uno a partir de una imagen ASTER). Sin embargo con los parámetros utilizados en esta tesis, no se puede establecer un DEM, entre IGM, SRTM y ASTER GDEM, concluyentemente mejor como input para la modelación de lahares. Si bien los perfiles de ASTER GDEM son de cierta forma similares a los perfiles del modelo de referencia CAMS, presenta mayores errores verticales que SRTM. Entre los tres modelos, IGM fue el que arrojo peores resultados, sin embargo no se descarta por los antecedentes de su utilización en una investigación anterior. La modelación de lahares se realizó con los tres DEMs anteriores y de ese modo compararlos, y establecer cual podría tener resultados más cercanos a la realidad.

9.4.2 Estimación volumen a modelar.

Para estimar el volumen lahárico a modelar se utilizaron los volúmenes equivalentes de agua para cada cuenca glaciar sobre el Volcán Villarrica, junto con el volumen equivalente en agua de nieve acumulada para un año normal, 0,145km³. Este último fue dividido por cada cuenca. Se considera

además el volumen de sólidos que moviliza un lahar(entre el 20% al 66% del volumen total del flujo (Pierson en Jakob y Hungr, 2005) (Tabla 11).

Nombre Cuenca	Volumen Total Hielo Nieve + 66 % de sólidos (Condición 1)	Volumen Total Hielo Nieve + 20 % de sólidos (Condición 2)	25 % Volumen Hielo Nieve + 66 % de sólidos (Condición 3)	25 % Volumen Hielo Nieve + 20 % de sólidos (Condición 4)
Pedregoso- Turbio	997.668.403	721.206.075	249.417.101	180.301.519
Diuco	336.007.912	242.897.286	84.001.978	60.724.322
Chaillupén	45.674.921	33.018.015	11.418.730	8.254.504
Voipir	80.568.424	58.242.234	20.142.106	14.560.558
Huichatio	8.845.103	6.394.050	2.211.275	1.598.512
Molco	14.356.021	10.377.847	3.589.005	2.594.461
Correntoso	25.237.932	18.24.288	6.309.483	4.561.072
Zanjón Seco	14.801.176	10.699.645	3.700.294	2.674.911

Tabla 11. Volúmenes de posibles lahares utilizados en la modelación (m³).

9.4.3 Análisis de sensibilidad para parámetros utilizados con el modelo LAHARZ.

En el caso de la modelación de las zonas de inundación por lahares con el modelo LAHARZ se necesitan tres parámetros para que este sea aplicado: un DEM, volumen del lahar, y el punto de partida en que comienza a inundar.

Para establecer el punto de partida de la inundación de los lahares, se escogieron las zonas en que comienzan a aparecer los posibles depósitos laháricos, basados en fotointerpretación e información publicada en mapas geológicos (Moreno y Clavero 2006).

Una vez ajustados estos parámetros y determinados los montos volumétricos de los posibles lahares, se ejecutó el modelo para todas las cuencas restantes con los tres DEM disponibles. Las simulaciones a partir de los DEMs ASTER GDEM (Figura 47) y SRTM (Figura 48) cubrieron grandes extensiones de terreno afectando, tanto poblados como infraestructura vial. Al utilizar el DEM IGM se produjeron errores en el modelo LAHARZ, no permitiendo obtener resultados buenos o simplemente haciendo imposible la simulación. El área total que cubre el lahar, está determinada por la topografía y por el volumen del flujo.

Se observa que la simulación de los lahares para ambos DEMs, ASTER GDEM y SRTM, es bastante similar, sin muchas discrepancias en los cursos de agua modelados. Sin embargo, podemos ver que los modelos realizados a partir de SRTM son algo más estrechos que los realizados por medio de ASTER GDEM. Otra diferencia importante es en la extensión del lahar por el Río Voipir, el cual tiene

mucho más recorrido con SRTM que con ASTER GDEM, incluso llegando a superar la ruta S-91. Además se pueden ver diferencias en el curso tomado por la simulación para ambos DEMs en el Río Diuco.

Para el resto de las cuencas los resultados son bastantes similares entre el DEM ASTER GDEM y SRTM, mientras que el DEM IGM sigue presentando errores al correr el modelo, no siendo posible modelar con él.

Parte de las limitaciones que tiene el modelo LAHARZ es que simula los flujos laháricos como una sola oleada o pulso y no en varios como ocurre realmente (Castruccio 2008; Pierson et al.., 1990; Naranjo y Moreno, 2004), donde la topografía se podría modificar, producto de la depositación de sedimentos por cada oleada, alterando el curso de los lahares posteriores dentro de un mismo evento eruptivo.

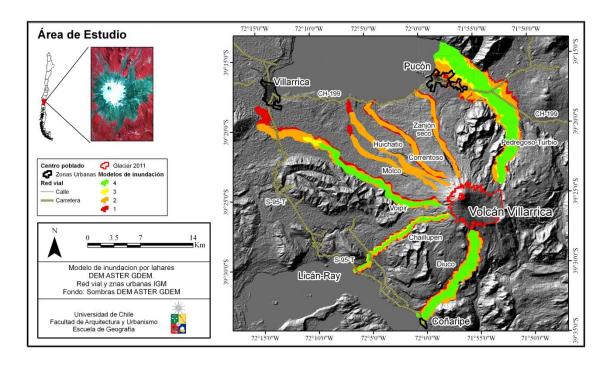


Figura 47.Lahares simulados a partir del DEM ASTER GDEM con el modelo LAHARZ en el Volcán Villarrica. El color en rojo corresponde al lahar simulado con el total del volumen de hielo y nieve, más el 66 % de sólidos de un flujo de detritos (Condición 1); el color en naranjo indica un lahar simulado con el total del volumen de hielo y nieve, más el 20 % de sólidos de un flujo lahárico hiperconcentrado (Condición 2); El color amarillo indica a un lahar simulado con un 25 % del volumen total del hielo y la nieve, más un 66 % de sólidos de un flujo de detritos (Condición 3); el color verde corresponde a la simulación de un lahar con un 20 % del volumen total del hielo y la nieve, más un 20% de sólidos de un flujo hiperconcentrado (Condición 4). Fuente: elaboración propia.

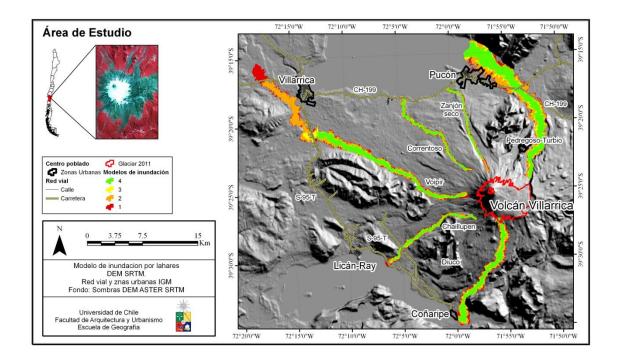


Figura 48. Lahares simulados a partir del DEM SRTM con el modelo LAHARZ en el Volcán Villarrica. El color en rojo corresponde al lahar simulado con el total del volumen de hielo y nieve, más el 66 % de sólidos de un flujo de detritos (Condición 1); el color en naranjo indica un lahar simulado con el total del volumen de hielo y nieve, más el 20 % de sólidos de un flujo lahárico hiperconcentrado (Condición 2); El color amarillo indica a un lahar simulado con un 25 % del volumen total del hielo y la nieve, más un 66 % de sólidos de un flujo de detritos (Condición 3); el color verde corresponde a la simulación de un lahar con un 20 % del volumen total del hielo y la nieve, más un 20% de sólidos de un flujo hiperconcentrado (Condición 4). Fuente: elaboración propia.

9.4.4 Análisis de sensibilidad para parámetros utilizados con el modelo MSF.

El modelo MSF se utilizó en los cauces de los ríos Pedregoso-Turbio y Diuco con los mismos DEMs utilizados en el modelo LAHARZ. En todas las simulaciones se escogió un valor de H/L único, parámetro que determina la extensión que alcanza un lahar, tal que permita a los flujos alcanzar los lagos en que desembocan. Los resultados de este modelo muestra probabilidades relativas y no absolutas, por lo que estos no son concluyentes ni definitorios.

Los resultados obtenidos con este modelo se presentan entre las figuras 49 a 52.La principal variación en los resultados, es la cantidad de cauces afectados. Y si bien los distintos casos aparecen con probabilidades distintas, hay que tomar en cuenta que sólo son relativas y se miden en relación a las zonas simuladas con más alta y baja probabilidad de ser afectadas.

Se observa que para el caso de la cuenca Pedregoso-Turbio los modelos siguen en líneas generales la dirección de inundación del modelo de LAHARZ. El modelo con el DEM SRTM (Figura 49) cubre zonas más amplias que la simulación con el DEM ASTER GDEM (Figura 50), esto se puede explicar

por la sensibilidad del modelo a los cambios de pendiente donde se puede observar que los relieves del modelo SRTM son mucho más suavizados. El modelo con ASTER GDEM, indica menor probabilidad de inundación en áreas donde fluyen de forma natural el río Pedregoso, los cuales son la dirección más lógica por las que un flujo lahárico se desplazaría. Ambas simulaciones muestran que gran parte de la red vial podría verse afectada durante una eventual inundación, infraestructura pública y privada también podría sufrir severos daños, importante mencionar el caso del aeródromo de Pucón ubicado al sureste de la ciudad y por donde existe probabilidad de que un lahar pueda inundar el sector, como ya ha ocurrido en el pasado.

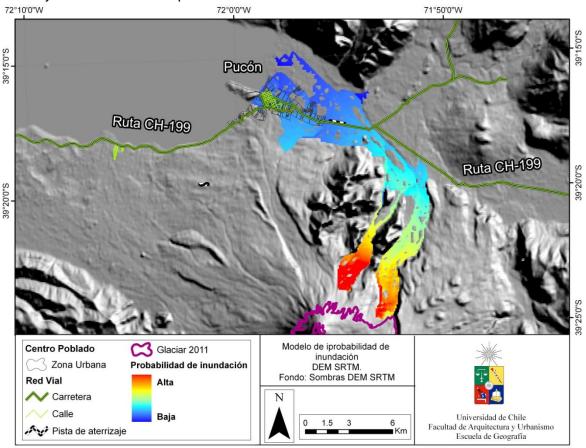


Figura 49. Modelo MSF para la cuenca del Río Pedregoso-Turbio simulado con el DEM SRTM. Los colores en cercanos al rojo indican el área más probable por la que un flujo puede escurrir. Fuente: elaboración propia.

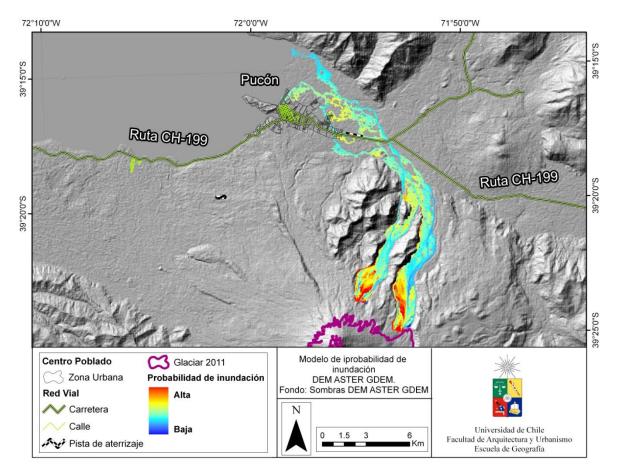


Figura 50. Modelo MSF para la cuenca del Río Pedregoso-Turbio simulado con el DEM ASTER GDEM. Los colores en cercanos al rojo indican el área más probable por la que un flujo puede escurrir. Fuente: elaboración propia.

Para el caso de la cuenca del Río Diuco, el área con una mayor probabilidad a ser inundada según el resultado del modelo es concordante con la dirección de lahares históricos (Castruccio, 2010) (Figura 51 y Figura 52). Se destaca que un posible lahar pueda inundar sectores que están fuera de la zona modelada con el script LAHARZ y que podrían afectar directamente el sector urbano de la ciudad de Coñaripe. Se puede observar que el modelo a partir del DEM SRTM cubre una mayor extensión en la superficie del terreno que el realizado a partir de ASTER GDEM, teniendo la misma posible explicación que los resultados en la cuenca del Río Pedregoso Turbio. El modelo con ASTER GDEM también presenta una zona de inundación que no se considera en la simulación con el DEM SRTM, sin embargo la ocurrencia de un evento así tendría una baja probabilidad según los resultados de la modelación. Ambas simulaciones contemplan una zona de inundación que podría afectar la ruta CH-201.

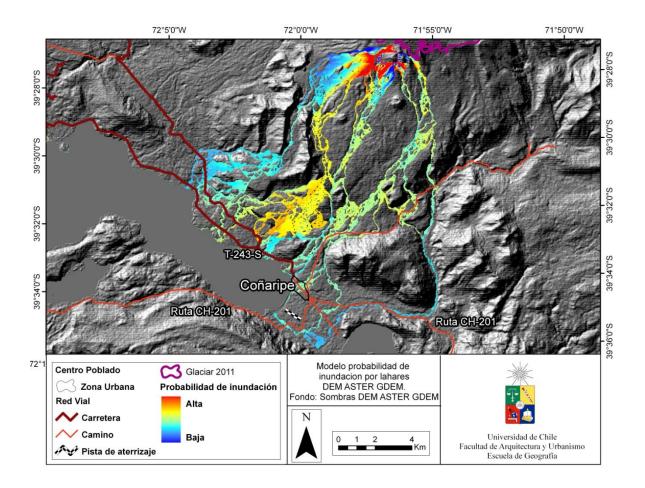


Figura 51. Modelo MSF para la cuenca del Río Diuco, simulado con el DEM ASTER GDEM. Los colores cercanos al rojo, indican el área más probable por la que un flujo puede escurrir. Fuente: elaboración propia.

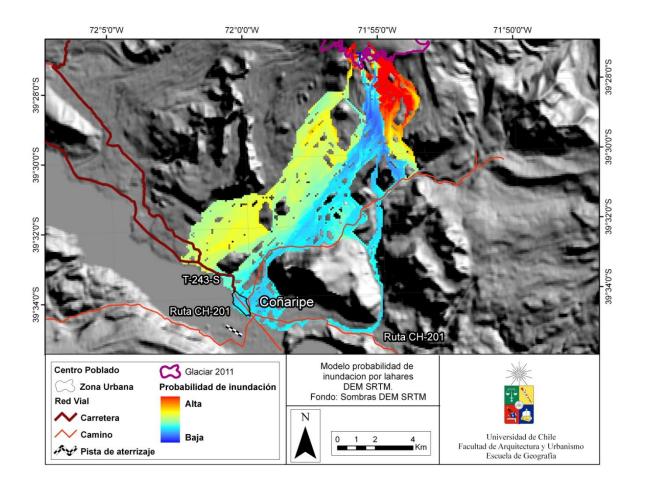


Figura 52. Modelo MSF para la cuenca del Río Diuco, simulado con el DEM ASTER GDEM. Los colores cercanos al rojo, indican el área más probable por la que un flujo puede escurrir. Fuente: elaboración propia.

9.4.5 Mapas de peligro y error de los modelos de inundación.

Para ambos modelos (MSF y LAHARZ), el error horizontal asociado o RMS se estableció en ± 67 m para cada pixel.

Al comparar los resultados de las simulaciones con el Mapa de Peligros Volcánicos del Volcán Villarrica publicado por Moreno (2000) podemos ver que los lahares modelados, tanto con SRTM como con ASTER GDEM en el caso de LAHARZ (Figura 53), siguen en líneas generales las zonas de peligro definidas en dicho trabajo. En el mapa de Peligros los tonos rojos representan el peligro de lahares y flujos de lava, basados en el registro de erupciones pasadas, el rojo suave representa sedimentos laháricos y de flujos de lava anteriores al siglo XIX y el rojo oscuro corresponde a depósitos de los últimos dos siglos. Existen algunas diferencias entre la extensión de los depósitos y el área de inundación lahar modelada en este trabajo; esto puede deberse a los diferentes volúmenes de hielo y detritos que pudieran haber sido mayores en el pasado, así como la modificación del terreno por los mismos depósitos. Sin embargo es importante considerar el error posible del propio modelo.

El mapa con los resultados de la simulación con el DEM SRTM y el DEM ASTER GDEM del modelo MSF se muestran en la Figura 54. Estos tienden a corresponder con los depósitos laháricos pasados, mostrando probabilidad de ocurrencia del fenómeno en zonas que no contempla el modelo LAHARZ.

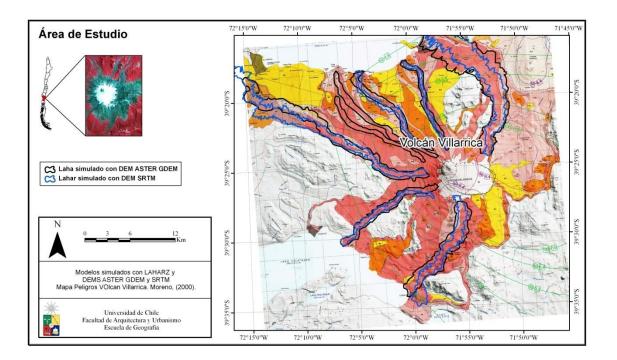


Figura 53. Modelos laháricos a partir de LAHARZ comparados con el Mapa de Peligros Volcánicos del volcán Villarrica de Moreno (2000). Fuente: elaboración propia.

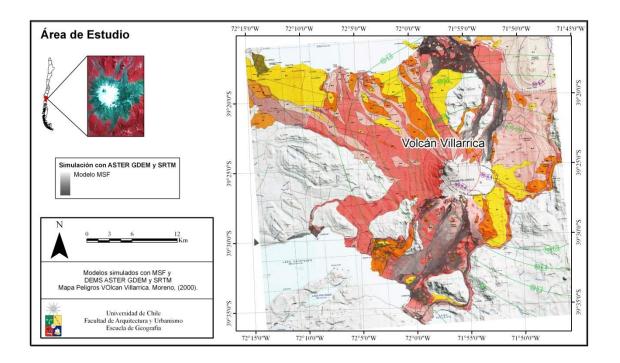


Figura 54. Modelos laháricos a partir de MSF comparados con el Mapa de Peligros Volcánicos del Volcán Villarrica de Moreno (2000). Fuente: elaboración propia.

9.4.6 Población directamente afectada mediante el modelo LAHARZ.

Los resultados del modelo de LAHARZ simulado con SRTM y ASTER GDEM muestran dos cuencas que se verían particularmente más afectadas que el resto. Posiblemente comprometiendo dos centros urbanos de forma directa, Pucón y Coñaripe. Estas cuencas son Pedregoso-Turbio y Diuco.

En el caso de los ríos Pedregoso-Turbio la simulación con el monto máximo de descarga inundó un área de unos 69.8km² con el DEM ASTER GDEM (Figura 55) y de 44.3 km² con el DEM SRTM (Figura 56). Bajo este monto de descarga gran parte de la zona urbana de la ciudad de Pucón se vería afectada, inundando la red vial de la ciudad, el aeropuerto de Pucón y la ruta CH-199, que cruza por la ciudad. Además la población por manzanas inundadas según el Censo de 2002 alcanzaría a más de 5.839 personas con la simulación de lahares con el DEM ASTER GDEM y a 1.331 con el DEM SRTM.

Corriendo el programa bajo un volumen entre los 250 a 180 mil m³, tanto con ASTER GDEM como con SRTM, se observa que la infraestructura urbana de Pucón no se ve afectada. A pesar de esto, fuera de los posibles daños a la red vial comunal, el crecimiento de la ciudad en época estival, además de la población no mapeada, que se encuentra fuera de los sectores urbanos, podría quedar bajo el área inundación. En el caso de considerar un volumen de descarga de 40x10⁶ m³ (Naranjo y Moreno, 2004), no existirían daños dentro del perímetro urbano de Pucón pero sí, en parte de la ruta CH-199.

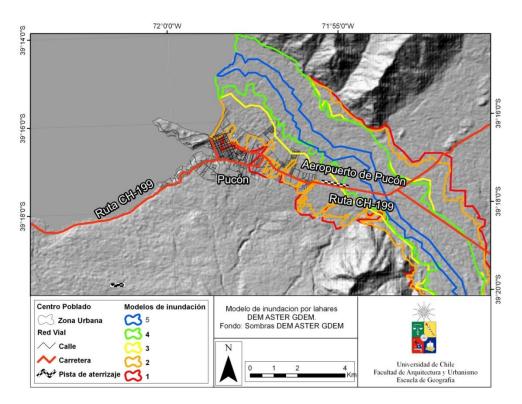


Figura 55. Lahares simulados a partir del DEM ASTER GDEM con el modelo LAHARZ en el Río Pedregoso-Turbio. El color en rojo corresponde al lahar simulado con el total del volumen de hielo y nieve, más el 66 % de sólidos de un flujo de detritos (Condición 1); el color en naranjo indica un lahar simulado con el total del volumen de hielo y nieve, más el 20 % de sólidos de un flujo lahárico hiperconcentrado (Condición 2); El color amarillo indica a un lahar simulado con un 25 % del volumen total del hielo y la nieve, más un 66 % de sólidos de un flujo de detritos (Condición 3); el color verde corresponde a la simulación de un lahar con un 20 % del volumen total del hielo y la nieve, más un 20% de sólidos de un flujo hiperconcentrado (Condición 4); el color azul es el modelo a partir de la estimación de los lahares de 1971 de 40x10⁶ m³(Condición 5) (Naranjo y Moreno, 2004) . Fuente: elaboración propia.

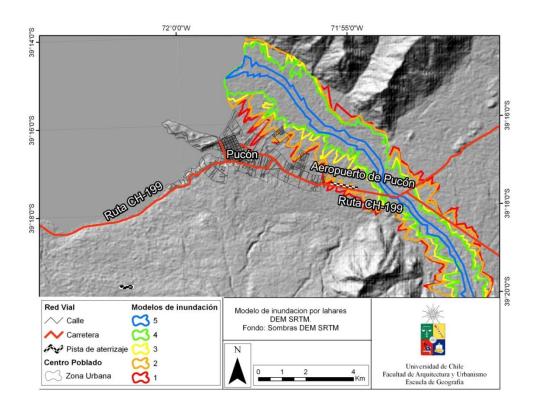


Figura 56. Lahares simulados a partir del DEM SRTM con el modelo LAHARZ en el Río Pedregoso-Turbio. El color en rojo corresponde al lahar simulado con el total del volumen de hielo y nieve, más el 66 % de sólidos de un flujo de detritos (Condición 1); el color en naranjo indica un lahar simulado con el total del volumen de hielo y nieve, más el 20 % de sólidos de un flujo lahárico hiperconcentrado (Condición 2); El color amarillo indica a un lahar simulado con un 25 % del volumen total del hielo y la nieve, más un 66 % de sólidos de un flujo de detritos (Condición 3); el color verde corresponde a la simulación de un lahar con un 20 % del volumen total del hielo y la nieve, más un 20% de sólidos de un flujo hiperconcentrado (Condición 4); el color azul es el modelo a partir de la estimación de los lahares de 1971 de $40x10^6$ m³ (Condición 5) (Naranjo y Moreno, 2004). Fuente: elaboración propia.

Para el Río Diuco, posiblemente producto de lo angosto del valle, al cambiar el porcentaje de volumen no existe una variación considerable entre las áreas de inundación modeladas, afectando de cualquier forma el poblado de Coñaripe. En el caso de la simulación efectuada con ASTER GDEM la ciudades un sector de especial importancia, tomando en cuenta a los posibles lahares como una seria amenaza para la población tanto permanente como turística (Figura 57).

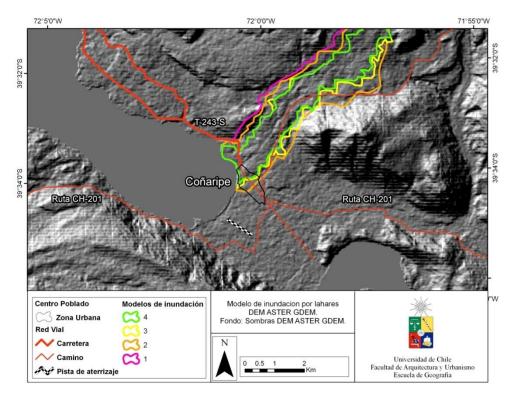


Figura 57. Lahares simulados a partir del DEM ASTER GDEM con el modelo LAHARZ en el Río Diuco. El color violeta corresponde al lahar simulado con el total del volumen de hielo y nieve, más el 66 % de sólidos de un flujo de detritos (Condición 1); el color en naranjo indica un lahar simulado con el total del volumen de hielo y nieve, más el 20 % de sólidos de un flujo lahárico hiperconcentrado (Condición 2); El color amarillo indica a un lahar simulado con un 25 % del volumen total del hielo y la nieve, más un 66 % de sólidos de un flujo de detritos (Condición 3); el color verde corresponde a la simulación de un lahar con un 20 % del volumen total del hielo y la nieve, más un 20% de sólidos de un flujo hiperconcentrado (Condición 4). Fuente: elaboración propia.

La Figura 58 muestra las zonas de inundación bajo el modelo SRTM, se puede apreciar una desviación respecto a la simulación realizada con ASTER GDEM afectando de todas maneras la ciudad de Coñaripe y parte de la ruta CH-201. No se estableció una cantidad de personas expuestas por manzana inundada, pero considerando que gran parte del poblado de Coñaripe se ve expuesto, se establece que la población total del centro urbano, los 1.416 habitantes, se encontrarían en una zona de peligro (Censo, 2002).

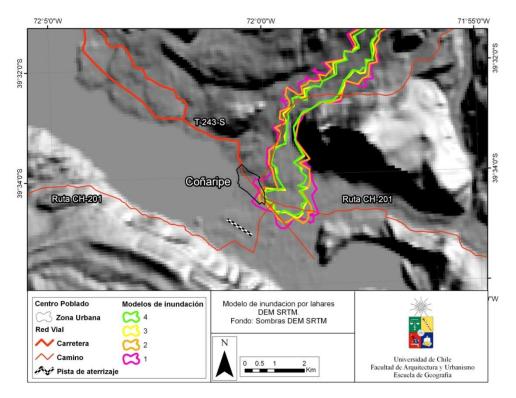


Figura 58. Lahares simulados a partir del DEM SRTM con el modelo LAHARZ en el Río Diuco. El color violeta corresponde al lahar simulado con el total del volumen de hielo y nieve, más el 66 % de sólidos de un flujo de detritos (Condición 1); el color en naranjo indica un lahar simulado con el total del volumen de hielo y nieve, más el 20 % de sólidos de un flujo lahárico hiperconcentrado (Condición 2); El color amarillo indica a un lahar simulado con un 25 % del volumen total del hielo y la nieve, más un 66 % de sólidos de un flujo de detritos (Condición 3); el color verde corresponde a la simulación de un lahar con un 20 % del volumen total del hielo y la nieve, más un 20% de sólidos de un flujo hiperconcentrado (Condición 4). Fuente: elaboración propia.

En el resto de las cuencas estudiadas los montos de descargas no simbolizan una amenaza potencial para poblaciones urbanas cercanas. Sin embargo la red vial se ve inundada por los posibles lahares generados.

10 DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

10.1 Discusión.

10.1.1 Cambios en la masa de hielo del volcán Villarrica

Se establecieron los cambios de área para la masa de hielo sobre el Volcán Villarrica, entre los años 1961 y 2011. Registrándose una porcentaje de pérdida de 29 % del área.

Las señales climáticas observadas en la región en las décadas recientes, indican una reducción en las precipitaciones (Carraco et al., 2008), un ciclo de calentamiento de las temperatura atmosféricas (Falvey y Garreaud, 2009) y una migración hacia mayores altitudes de la línea de nieves (Carrasco et al., 2005). Estas condiciones se han traducido en menores tasas de acumulación de nieve, lo que explica la reducción del área glaciar y el adelgazamiento del hielo (Rivera et al., 2014).

Los glaciares sobre el Volcán Villarrica, no son la excepción a esta tendencia ya que la tasa negativa de cambio de área desde 1961 es similar, o levemente menor, que la mayoría de las reducciones glaciares observadas en los Andes del Sur, incluyendo glaciares sobre volcanes activos y sobre montañas sin actividad volcánica (Rivera y Bown, 2013). La tendencia levemente menor, puede estar relacionada con una gran cobertura de material volcánico sobre parte de la zona de ablación del glaciar. Está cubierta de material volcánico reduce la ablación del hielo, debido a las propiedades aislantes del lapilli, la ceniza y otros materiales de origen volcánicos (Brock et al., 2007).

Los cambios de elevación observados en el glaciar, son concordantes con algunas tasas de cambios de elevación observadas en Patagonia (Rivera et al., 2014). Los cambios de elevación anteriores disponibles en el Volcán Villarrica, muestran tasas similares a las de este trabajo (Rivera et al, 2006).

Los espesores obtenidos en el glaciar del Volcán Villarrica se encuentran entre los 50 y 195 m, sin embargo el espesor medio es bastante menor al estimado en 2005 de 75 ± 4m (Rivera et al., 2006). Esto se puede explicar por, los datos espacialmente más representativos obtenidos en 2012, en donde el estudio radar incluyó las partes más profundas del glaciar y las zonas con mayor pendiente en donde el hielo normalmente suele ser más delgado.

10.1.2 Estimación del Volumen Glaciar

Para 1989, el volumen total de nieve y hielo equivalentes en agua sobre el volcán, fue estimado en 6,4 km³ (Rivera, 1989). Éste fue obtenido, utilizando la función entre el área glaciar (39,9 km² en 1961) y el espesor medio del hielo (200 m) y una densidad media de 0.8 gr/cm³. De la misma manera, un volumen de 6,5 km³ fue estimado por Naranjo y Moreno (2004), basado sobre la profundidad de las grietas. En años recientes, usando datos de espesor más precisos, Rivera et al., (2006) calculó un volumen total de 2,3 km³ equivalentes en agua sobre el volcán en 2005. Utilizando los datos recogidos por la misión Radar CECs del año 2012, el volumen equivalente en agua fue estimado en 1,17 km³.

Desde 1961, los cambios de elevación fueron de -0,91± 0,42 m a⁻¹. Teniendo en cuenta un espesor medio del hielo de 50 m, estimado con los datos radar 2012, el volumen equivalente en agua en 1961

fue de 3,14±0,7 km³, lo cual comparado con los registros más recientes resulta en una pérdida de volumen total equivalente en agua de 63 ± 10%, en los últimos 51 años. Esta reducción del volumen puede ser producto de las altas tasas de adelgazamiento que afectan tanto a las zonas de acumulación como de ablación. La reducción del área, también es un importante factor, especialmente por la lengua principal del glaciar Pichillancahue-Turbio (Rivera et al., 2012) y sobre el flanco norte del volcán, donde en 1974 y 1984 erupciones destruyeron parte del glaciar, haciendo canales en el hielo de 20 a 60 m de profundidad (González-Ferrán, 1995; Naranjo y Moreno, 2004).

10.1.3 Modelos laháricos

Ambos modelos poseen limitaciones que son fundamentales para considerarlos como insumo principal en la generación de planes ante amenazas naturales o zonificación de peligros.

Los resultados de los modelos, tanto de LAHARZ como MSF, parecen ser muy sensibles al modelo digital de elevación utilizado. Como se vio en los resultados, existen variaciones en la distribución lateral y distancia alcanzada por la simulación, esta última pudo variar cerca de 7 km.

La forma en la zona de inundación de las simulaciones realizadas, varió dependiendo del DEM utilizado, ejemplo de esto fue: el valle del Río Diuco, en el sector proximal a la ciudad de Coñaripe. Estas diferencias pueden explicarse por la resolución, tanto vertical como horizontal, de los DEM, lo que influye finalmente en el confinamiento de los lahares simulados. La red de drenaje generada por cada DEM, que controla el recorrido del lahar en los modelos, es otro factor importante para determinar las diferencias de la modelación utilizando DEMs distintos.

Las diferencias altitudinales y la distinta forma de los perfiles transversales de los ríos entre los DEMs, determinan la amplitud de la inundación lateral. Estas se ven afectadas por las distintas resoluciones altitudinales y horizontales de los DEM, sobre todo en los sectores donde el valle se vuelve más ancho y la pendiente baja, como se observa en la simulación por la cuenca del Río Turbio-Pedregoso.

En cuanto al modelo MSF, la simulación con los DEM SRTM y ASTER GDEM genera pequeños vacíos en áreas de inundación. En sectores más bien planos, como en parte del valle del Río Pedregoso-Turbio, se observan las mayores diferencias en los modelos realizados entre los dos DEMs. Con ASTER GDEM, se obtienen como resultado sectores con probabilidad de inundación mucho más estrechos que los resultados a partir de SRTM. En el caso de la cuenca del Río Diuco, se obtienen resultados similares al comparar las simulaciones a partir de los dos DEMs utilizados, sin embargo lo realizado con ASTER GDEM considera drenajes y áreas de inundación que el modelo a partir de SRTM no incluye.

10.1.4 Limitación de los modelos

Ambos modelos poseen limitaciones que son fundamentales para considerarlos como insumo principal en la generación de planes de riesgos naturales o zonificación de peligros.

El modelo LAHARZ simula áreas de inundación de acuerdo a un volumen dado, que permite determinar la extensión de los flujos. Sin embargo, estos no tienen la posibilidad de expandirse a más de un cauce y dependen del trazado de la red de drenaje generada a partir del DEM. Este problema se puede distinguir en las diferencias de la simulación en el Río Diuco.

El modelo MSF tiene la ventaja de simular la capacidad que tienen los flujos laháricos de bifurcarse en varias direcciones, lo que permite modelar de mejor manera el área de inundación. Además, determina el flujo en zonas distales donde existen canales, a diferencia del modelo LAHARZ que marca grandes áreas de inundación alrededor de un curso de agua. La desventaja del MSF radica en que no es capaz de dar una estimación del volumen del flujo, solo simula hasta un valor de pendiente (H/L) definido por el usuario.

Ciertamente otro problema en la simulación con LAHARZ, es determinar los diferentes tiempos en que se produce un lahar y las distintas descargas a lo largo de un ciclo volcánico. El volumen de nieve y hielo derretidos no evacua todo a la vez, si no que se producen varias oleadas dentro de un mismo ciclo eruptivo, incluso dentro de un mismo fenómeno (Castruccio, 2008). Un lahar, a lo largo de su trayectoria, erosiona la superficie y deposita los sedimentos que conlleva, esto modifica el terreno original por el que se desplaza un flujo, lo que puede cambiar la dirección de una posible segunda descarga (Castruccio, 2008). Ejemplo de esto se encuentra en los sedimentos de lahares ocurridos durante el Holoceno en el Volcán Villarrica donde en el estero Chaillupén no siguen la trayectoria original del flujo producto de que durante eventos de gran magnitud, el material sólido tendería a represar parte del canal, desviando el flujo por otra dirección (Naranjo y Moreno, 2004). Simulaciones de este tipo fueron realizadas por Castruccio (2008) a través de la modificación del programa LAHARZ.

Otra limitante de este modelo es la consideración de un volumen constante, sin incluir parámetros para los cambios en el comportamiento y la dinámica del flujo. Se omiten procesos como el bulking (incorporación de agua y sedimentos al flujo) y debulking (pérdidas de agua y depositación de material desde el lahar), fenómenos frecuentes en estos flujos (Vallance, 2000).

La utilización combinada de los modelos, además de un estudio en terreno exhaustivo genera mayores posibilidades de incorporar esta metodología a en la planificación del riesgo y la generación de cartografía de peligros.

10.1.5 Volúmenes simulados

Los volúmenes simulados en LAHARZ fueron establecidos en base a la división en 9 cuencas del volumen total de hielo y nieve equivalentes en agua, estimados sobre el volcán.

Un problema evidente en la modelación, es el propio cálculo del volumen que un evento eruptivo llega a derretir desde una fuente de hielo o nieve. Para el Volcán Redoubt en Alaska, se calculó una pérdida de alrededor del 15 % de la masa de hielo de un total de 4 km³ de la cuenca glacial, durante toda la etapa eruptiva, dividiéndose en tres eventos principales (Waythomas et al., 2009). El lahar más grande produjo un volumen de 10⁹ m³, lo que corresponde a cerca del 4 % de la masa total, con una descarga de 10⁵ m³ s⁻¹ cubriendo un área de 125 km². En este caso, se puede ver lo complejo de modelar en base al porcentaje de hielo y nieve, que puede llegar a ser fusionado durante un evento puntual dentro del proceso eruptivo de un volcán; que generalmente cubre un periodo de tiempo de unas semanas a varios meses. Ya que determinar el porcentaje de nieve y hielo derretido, dependerá de varios factores como la ubicación del glaciar respecto de la caldera del volcán, el área que cubre este sobre el volcán,

el tipo de erupción, la tasa eruptiva, la disponibilidad de material removible en las laderas, las pendientes de los cauces, la morfología de los cauces, etc.

Sobre el Volcán Nevado del Ruiz en 1985 entre un 25% a un 30 % de la masa total de hielo fue afectada, ya sea por fusión, fractura y/o desestabilización (Thouret et al., 1990). Las causas del derretimiento del hielo y nieve se debieron a surgencias de lava y, principalmente, a flujos piroclásticos (Pierson et al., 1990).

Otra de las dificultades a la hora de estimar el volumen a modelar, es la consideración del tipo de erupción. Tomando en cuenta que tenemos erupciones del tipo: Hawaianna, Estromboliana, Vulcaniana y Pliniana, etc; estas tienen distinta magnitudes y distintos procesos volcánicos. En el Mte. Redoubt podemos encontrar flujos piroclásticos que tienden a abarcar grandes extensiones pendiente abajo, moviéndose a gran velocidad y a grandes temperaturas, lo que podría fusionar un gran volumen de agua solida de una sola vez. Para el monte Redoubt, hay que agregar que el domo colapsó parcialmente desplazando mayor cantidad de materiales y volumen de agua por fusión y afectando de gran manera el cuerpo de hielo total (Waythomas et al., 2009). En Mte. Santa Helena, se produjeron lahares posiblemente debido al derretimiento de hielo y nieve tras las avalanchas de roca semi-fundida y el posterior colapso de gran parte del edificio volcánico, llegando a una velocidad de desplazamiento de 45 m/s (Girty, 2009).

El Volcán Villarrica, se caracteriza por presentar, en tiempos históricos, erupciones del tipo estrombolianas, las cuales tienen como fenómenos recurrentes coladas de lava que salen desde el cráter del macizo. Estas se movilizan a una menor velocidad que un flujo piroclástico y cubren un área más acotada en su desplazamiento, por lo que la cantidad de hielo y nieve fusionados podrían ser menores.

Importante es el comportamiento de los distintos fenómenos volcánicos sobre la capa de hielo y nieve. y las diferentes respuestas que tienen. Los flujos piroclásticos en el Volcán Nevado del Ruiz de 1985, produjeron canales en la capa de hielo de unos 2 m de profundidad promedio y de 100 m de ancho (Pierson 1990; Thouret 1990). En este caso los flujos piroclásticos tuvieron gran efecto sobre la capa de nieve y neviza, más que sobre el hielo.

También el propio origen de los materiales desplazados tiene efectos diferentes sobre la fusión, ya que para el caso del volcán anteriormente descrito, los flujos piroclásticos de origen andesítico, alcanzarían mayores temperaturas que la escoria dacítica menos densa, 900-800 ° C versus 400 -500° C (Gourgaud en Thouret, 1990). El caso de los lahares producidos durante la erupción del nevado del Ruiz, el derretimiento de la nieve y neviza fue lo que aportó la mayor fuente de volumen líquido; debido a la poca cohesión y densidad de estas (de 50 a 830 km/m³, Paterson et al., 1994) las grandes temperaturas de los flujos piroclástico derritieron fácilmente los 8 a 7 metros que cubrían el hielo (Thouret, 1990). Thouret (1990) explica que el hielo pudo verse menos afectado por dos razones: las temperaturas alcanzadas por los fenómenos volcánicos no fueron lo suficientemente altas como para derretir gran cantidad de hielo; y además los depósitos formados de forma subsecuente al flujo

piroclástico habrían hecho una especie de capa que cubriría las paredes del canal a través del hielo, otorgando cierta protección de este a las grandes temperaturas.

En el caso del Volcán Villarrica, se han documentado los efectos de los flujos de lava sobre la capa de hielo tras la erupción de 1984-1985. Por el Flanco noroeste del cráter, a través de una fisura producida en 1971, un flujo de lava disectó de 30 m a 40 m de profundidad en el glaciar, con un ancho de 100 m. El volumen producido por la fusión, no tuvo consecuencias sobre la población, además de no movilizarse a una gran velocidad (González-Ferrán, 1994). Cerca de 2 millones de metros cúbicos de lava fueron expulsados desde el cráter a través del canal de hielo. El material se acumuló en el frente, provocando posteriormente un colapso de la estructura de unos 3 km de longitud, formando un puente de hielo de 150 m de largo. En otra fase del ciclo eruptivo 1984-1985 una nueva expulsión de lava produjo un nuevo canal en el hielo, con unos 200 m de longitud y unos 50 m de ancho. Al final de la última fase se estimó que los flujos de lava consecutivos, habían provocado un canal en el glaciar de 1 km de longitud, con un ancho promedio de 80 m y 30-40m de profundidad (González-Ferrán, 1994),

Otro caso interesante, es el que ocurre en las capas de hielo de Islandia. Éstas cubren una serie de fisuras y conos volcánicos con calderas que pueden llegar a tener varios kilómetros de diámetro (Björnsson, 2002). En este caso, el agua por fusión forma lagos subglaciales que podrían vaciarse de forma intempestiva. De esta manera, el porcentaje de volumen y cantidad de m³ a modelar se cierne bajo la incertidumbre de estimar cuanta cantidad de agua por fusión se ha acumulado bajo la capa de hielo, tomando en consideración las posibles filtraciones y descargas menores.

La estimación del volumen como insumo para los modelos laháricos es compleja ya que involucra una gran gama de fenómeno posiblemente inciertos y que tienen que ser considerados con el fin de acercase, de cierto modo, a cálculos más veraces y reales.

En este caso los valores máximos simulados en el programa LAHARZ, corresponden a escenarios de difícil ocurrencia, ya que es poco probable que una erupción típica del Volcán Villarrica llegue a derretir el total de un glaciar. En algunas cuencas, las simulaciones con un volumen menor a 5000 m³ no pudieron ser modeladas.

Con el modelo LAHARZ las áreas inundadas son congruentes con el mapa de peligros, sin embargo estas tienen que estar contrastadas con trabajos en terreno que establezcan el alcance de los depósitos laháricos pasados.

Otro posible vacío en la modelación de los lahares en esta tesis, corresponde a la incapacidad para establecer una reología de lahares adecuada, ya que dentro de un mismo fenómeno lahar, el transporte de sedimentos varía mucho a lo largo de la dirección del flujo (Pierson y Scott, 1985). Reológicamente los flujos laháricos se diferencian en hiperconcentrados y flujos de detritos. Estos teóricamente presentarían entre un 20% a 66 % de sólidos del volumen total del fluido (Pierson, y Costa, 1987). Pero la caracterización de un lahar bajo esta denominación es dificultosa debido a la amplia distribución del tamaño de los granos a lo largo del flujo de sedimentos (Lafarge et al., 2012). Junto con esto, la fuerza dominante en la mezcla de los materiales puede depender fuertemente de la concentración, tal como de las características específicas de la distribución del tamaño de las

partículas (Coussot y Ancey, 1999; Coussot, 2005). Esto último, condiciona a que dentro de un mismo flujo lahárico tengamos flujos hiperconcentrados y flujos de detritos. Castruccio et al., (2010), mediante una análisis de los diferentes depósitos en dos cuencas del Volcán Villarrica, establece que los flujos laháricos en el pasado presentaron ambas características, en donde reconoce tres facies sedimentarias diferentes.

10.1.6 De la población afectada.

Lo complejo del fenómeno, nos entrega complicaciones a la hora de tratar de proyectar escenarios posibles que puedan afectar a una población. No obstante esto último, hay que considerar la vital ayuda que puede proveer un modelo adecuado, considerando el aporte de este, a la hora de desarrollar planes que los posibles entes gubernamentales a cargo del ordenamiento territorial y de los planes de manejo de riesgos naturales, puedan llegar a hacer; en la medida que se pretenda salvaguardar la integridad de una población, así como minimizar las posibles consecuencias de una inundación provocada por un lahar.

Si bien existe un grado de imprecisión en los modelos efectuados, estos son importantes porque dan cuenta de una realidad y esta es que: existe población e infraestructura, junto con todas sus implicaciones económicas y humanas, que puede verse amenazadas durante un eventual lahar.

Utilizando el modelo LAHARZ se estimó una población afectada de 5.839 habitantes con ASTER GDEM y de 1.331 habitantes con SRTM. Estas cifras pueden ser poco reales considerando la incerteza y los errores del modelo llevado a cabo. Además hay que agregar la falta de un catastro actualizado de los habitantes presentes en el sector, considerando los factores de movilidad de población y flujos de estos. Sería adecuado además, complementar con información de expansión urbana o aumento poblacional.

Esta investigación se centra en la población urbana y en parte de la infraestructura asociadas a una posible inundación producto del fenómeno lahar. Las implicancias humanas, como muertes y heridos pueden ser evidentes, solo hace falta observar los registros de lo ocurrido en la ciudad Colombiana de Armero en 1985. Caso emblemático es el de una niña agonizando por días sepultada bajo sedimentos y agua; que fue transmitida vía televisión. Los efectos humanos y en la salud mental son reconocidos después de los desastres naturales, como el aumento de trastornos sicopatológicos a raíz del terremoto y posterior maremoto en Chile el año 2010, sobre todo en las principales zonas afectadas (Cova y Rincón, 2010).

Las pérdidas económicas de infraestructura, tanto privada como pública, no fueron estimadas en esta tesis, tampoco los alcances productivos. Citando nuevamente el caso de Armero y la erupción del Volcán Nevado del Ruiz, esta tuvo fuertes efectos en la producción bovina local por perdidas tanto de cabezas de ganado como de zonas de pastoreo (Orrego, 1988). Otro efecto importante es en la agricultura, ya sea que esta se vea afectada directamente por la inundación o por la concentración acida o básica, dependiendo del tipo de lavas, de los depósitos de sedimentos provenientes del

volcán, arrastrados por el flujo lahárico o de las misma expulsión de tefra y ceniza desde el cráter (Cronin et al., 1998).

Una erupción volcánica y los distintos fenómenos que esta pueda generar, implican una serie de consecuencias no solo a las poblaciones más cercanas a al cono volcánico en actividad, sino que también los fenómenos tienen un impacto a escala regional y muchas veces sobrepasan los límites políticos de los países. En el caso del fenómeno lahar su impacto directo pareciera tener una escala de carácter local, pero las consecuencia indirectas pueden ser muchas, ejemplo de esto es la evacuación de la población de la ciudad de Chaitén a otros centros urbanos y su impacto en los mismos (Tapia, 2008).

En cuanto a las formas y planes concernientes a la posible amenaza que implicarían los fenómenos volcánicos a la población, en Chile podemos encontrar dos tipos: los normativos y los indicativos. Los primeros establecen, básicamente, zonas en las cuales se permite ocupación por parte de la sociedad, a su vez permitiendo la construcción o no de inmuebles. Los segundos no obligan a la población a ocupar el territorio de alguna manera, sino más bien funcionan como una guía en cuanto al uso del mismo. Referente al Volcán Villarrica podemos encontrar el Plan Regulador Urbano de la comuna de Pucón, el cual norma respecto a zonas de riesgo en el sector urbano, no permitiendo construcción de infraestructura habitacional o comercial en ellas. En el caso de los sectores rurales y de Coñaripe, solo se puede encontrar planes y formas de ordenar el territorio, en cuanto a zonas de amenaza, de carácter indicativo. Parte de estos son el Mapa de Peligros Volcánicos de Moreno (2000) para SERNAGEOMIN; los Planes de Desarrollo Comunales de las comunas de Pucón, Villarrica y Panguipulli; el Plan Regulador Intercomunal Villarrica-Pucón, que establece zonas de riesgos para las dos comunas; y prontamente los Planes Regionales de Ordenamiento Territorial para Las regiones de Los Ríos y de La Araucanía, este establecería zonas de riesgo en sectores rurales y aunque sigue siendo de carácter indicativo son considerados dentro del Sistema de Evaluación de Impacto Ambiental para el establecimientos de proyectos en dichas áreas (SUBDERE, 2011).

Ante la contingencia de una eventual erupción y la ocurrencia de lahares por la misma, la Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior (ONEMI), cuenta con un Plan de Emergencia para Riesgos Volcánicos, realizando simulacros, principalmente, en la comuna de Pucón (ONEMI, 2012). Además, al momento de escribir esta memoria, existe un estudio para la Construcción de Riesgos Volcánicos y Geológicos Asociados, para las Comunas de Pucón, Villarrica y Curarrehue en la Región de la Araucanía, en etapa de prefactibilidad, con el fin de que en un futuro se realicen obras de infraestructura que intervengan algunos cauces con el objetivo de mitigar los efectos de un lahar. Es preocupante sin embargo, la falta de planes para la Comuna de Panguipulli, específicamente para el sector de Coñaripe, en donde los lahares de 1971, producidos a causa de la erupción del volcán, generaron los mayores daños (Lara, 2004); además de carencia de normas en cuanto al uso de suelos en el sector rural, esperando que en un futuro estas condiciones cambien.

10.2 Conclusión.

Con la ayuda de diversas técnicas de percepción remota se han podido establecer parte de la condición actual de la capa de hielo sobre el Volcán Villarrica, tanto en su superficie, como las variaciones de elevación y su espesor. Proveyendo de un completo y confiable reporte de la disponibilidad de agua almacenada sobre el macizo volcánico y de cómo se ha visto afectada a través de los últimos años. Junto con esto se establecieron los montos para posibles lahares que se puedan generar en el futuro. Pudiendo hacer modelos laháricos en 9 cuencas alrededor del volcán.

El vuelo LIDAR realizado por el CECs generó un DEM que llego a cubrir cerca del 50 % de todo el glaciar sobre el Volcán Villarrica, con un tamaño de pixel de 5 m y un error vertical de 0,2 m. Por su parte los datos de radar cubrieron un 88% del área del cuerpo de hielo sobre el macizo volcánico, generando un raster con una resolución espacial de 90 m, un espesor máximo de 191 \pm 10 m y un espesor medio estimado en 50 \pm 3 m. Utilizando el conjunto de datos disponibles se estableció un volumen equivalente en agua de 1,17 \pm 0,007 km³ en 2012.

Se estimó que el glaciar sobre el Volcán Villarrica tuvo una disminución de un 29 % de su área entre los años 1961 y 2011, correspondiente a 11,5 km² de superficie, posiblemente a consecuencia de los efectos del Cambio Climático y de la actividad volcánica en décadas recientes. Además se observa una tasa de adelgazamiento anual de 0,91 m a $^{-1}$ entre 1961 y 2012, lo que permite estimar una pérdida del 60% del volumen en los últimos 51 años. En los años recientes, desde 2005, la tasa de adelgazamiento se incrementó a 1 \pm 0,2 m a $^{-1}$.

El volumen de hielo en este estudio es mucho menor que las estimaciones previas. Esto no solo se debe a los cambios observados en el glaciar, sino que también a la falta de precisión de los datos para las antiguas estimaciones.

El Volcán Villarrica es el más activo de la Zona Volcánica de los Andes del Sur de Chile. La interacción glacio-volcánica ha generado lahares con evidentes consecuencias destructivas para la población.

El resultado del volumen total de hielo, fue dividido entre las cuencas principales desde donde se han generado lahares en tiempos históricos, aportando a la evaluación de riesgo glacio-volcánico para la población cercana a lo largo del recorrido de los lahares. Posteriormente se modelaron lahares por el principal curso de agua de cada cuenca.

Las cuencas con mayores amenazas para la población fueron: Pedregoso-Turbio y Diuco. La cuenca del río Pedregoso-Turbio posee un volumen de 0,56 m³ equivalentes en agua de hielo. Diuco presenta un volumen de 0,18 km³ equivalentes en agua. Esta última cuenca experimentó un lahar en 1964 que produjo la muerte de 20 personas en la ciudad de Coñaripe, además de destruirla parcialmente.

Los montos de descarga se ajustaron para establecer el máximo de área de inundación junto con montos de carácter más plausible. Además el modelo tuvo un reajuste de su código original, ya que este no se aproximaría a las condiciones de los volcanes de los Andes del Sur de Chile (Castruccio., 2008).

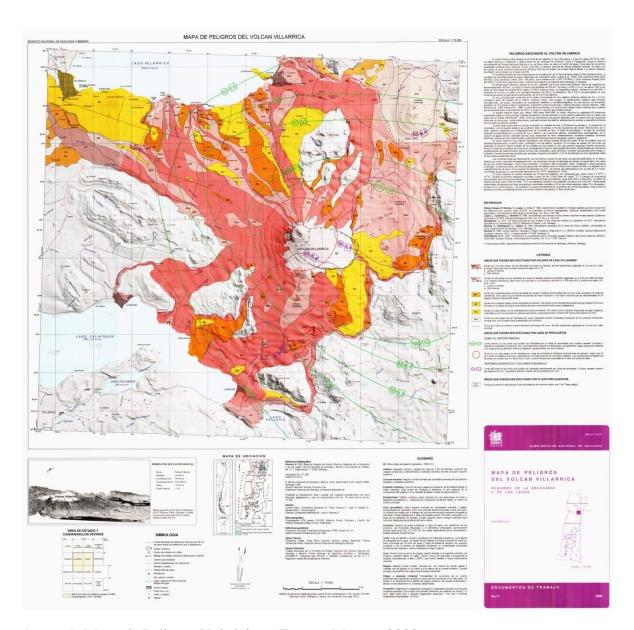
Las ciudades afectadas producto de los lahares simulados, fueron Pucón y Coñaripe. Siendo posible estimar la población directamente afectada por la posible inundación producto de un lahar, para la ciudad de Pucón. Sin embargo estas estimaciones no son suficientemente precisas debido a la incertidumbre y errores de los modelos realizados. Importante mencionar que entre 2002 y 2012 el INE estima un incremento cercano al 58% de la población en la comuna de Pucón, teniendo como consecuencias una densificación de la ciudad y más población en áreas rurales.

No fue posible establecer que alguno de los tres DEMS utilizados en la simulación, fuera más apropiado para correr los modelos LAHARZ y MSF. Ya que cada uno presento problemas y ventajas a la hora de modelar la inundación por un lahar. Y si bien el DEM IGM no se pudo utilizar en este trabajo, no se descarta completamente por la utilización del mismo en trabajos anteriores.

En los resultados, se puede observar que a pesar de las fallas que pueda presentar el modelo, estos se relacionan con lo mostrado por el mapa de peligro (Moreno, 2000).

Los grados de incerteza de estas modelaciones son demasiado altos aún, para poder aventurar conclusiones respecto de áreas de amenazas y planes de ordenamiento. Sin embargo estos modelos pueden ser complementados con estudios más acuciosos que involucren información en terreno, tanto de población como de los propios depósitos laháricos, y de ese modo poder realizar una mayor estimación de los riesgos naturales para la población

11 ANEXOS



Anexo 1. Mapa de Peligros Volcánicos. Fuente: Moreno 2000.

12 BIBLIOGRAFÍA

ARONOFF S., (2005). "Remote sensing for GIS managers". ESRI Press: Redlands, CA. 487.

ABRAMS M., HOK, S. y RAMACHANDRAN B. (1999). "ASTER user handbook, version 2". Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA and EROS Data Center, Sioux Falls, SD. 135.

ADHIKARY S., YAMAGUCHI Y., OGAWUA K., (2002). "Estimation of snow ablation under a dust layer covering a wide range of albedo". Hydrology Process 16 (14): 2853–2865.

ALFANO F., BONADONNA C., VOLENTIK A., CONNOR CH., WATT S, PYLE D., Connor L., (2011). "Tephra stratigraphy and eruptive volume of the May, 2008, Chaiten eruption, Chile". Bulletin of Volcanology, volume 73: 613–30.

BAILEY R. (1996). "Ecosystem Geography". Springer-Verlag.New York, 204.

BAMBER J. y PAYNE A. (2004). "Introduction and background". In: Bamber, J. & Payne, A. (Eds.). "The Mass Balance of the Cryosphere: Observations and Modelling of Contemporary and Future Changes". Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 641.

BARRY R. (2006). "The status of research on glaciers and global glacier recession: a review". Progress in Physical Geography, 30 (3): 285-306.

BATES B., KUNDZWICZ Z., WU S., PALUTIKOF J. (2008). "El Cambio Climático y el Agua". Documento técnico del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, Secretaría del IPCC, Ginebra.

BENNETT M., GLASSE N. (2009). "Glacial Geology". Segunda edición. I. by John Wiley & Sons Ltd. Uk.

BERTHIER E., ARNAUD Y., VINCENT C., RÉMY F., (2007). "Biases of SRTM in highmountainareas: Implications for the monitoring of glacier volume changes". Geophysical Research Letters, 33.

BIRD D., GISLADOTTIR G., DOMINEY-HOWESD D., (2010). "Volcanic risk and tourism in southern Iceland: Implications for hazard, risk and emergency response education and training". Journal of Volcanology and Geothermal Research, 189: 33–48.

BHANG K., SCHWARTZF. and BRAUN A. (2007). "Verification of the vertical error in C-band SRTM DEM using ICESat and Landsat-7, Otter Tail County, MN". Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 45 (1): 36-44.

BJÖRNSSON H. (2002). "Subglacial lakes and Jökulhlaups in Iceland". Global and Planetary Change, 35: 255-271.

BOLTEN A., y WALDHOFF G., (2010). "Error estimation of ASTER GDEM regional applications-comparison to ASTER DEM and ALS elevation models". 3^{er} ISDE Digital Earth Summit. 12-14 Junio, 2010, Nessebar, Bulgaria.

BOWN, F., RIVERA, A., ACUÑA, C., 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: 143-152.

BRAVO C. (2008). "Reconstrucción de sistemas glaciares en el volcán Villarrica, región de los Lagos, Chile". Memoria para optar al título de geógrafo. Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, 151.

BROWN C., SARABANDI K., PIERCE L., (2005). "Validation of the Shuttle Radar Topography Mission Heigth Data". IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 43 (8): 1707-1715.

BROCK B., RIVERA A., CASASSA G., BOWN F., ACUÑA C., (2007). "The surface energy balance of an active ice-covered volcano: Villarrica volcano, Southern Chile". Annals of Glaciology, 45: 104–14.

BROOK M., DEAN J.,KEYS J., (2011). "Response of a mid-latitude cirque glacier to climate over the last two decades: Mangaehuehu glacier, Mt Ruapehu". Earth Surface Processes and Landforms, 36: 1973–80.

BURTCH R., (2002). "LIDAR Principles and Application". Ferris State University, 2002,13.

CANUTI P., CASAGLI N., CATANI F., FALORNI G., (2001). "Modeling of the Guagua Pichincha volcano (Ecuador) lahars". Physics and Chemistry of the Earth. 27 (36): 1587-1599.

CARRASCO J., CASASSA G., QUINTANA J., (2005). "Changes of the 0°C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century". Hydrological Sciences Journal. 50 (6): 933{948.

CARRASCO J., OSORIO R., CASASSA G., (2008) "Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations". Journal of Glaciology. 54(186): 538(550.

CARDONA O., (2003). "Indicadores para la Medición del Riesgo: Fundamentos para un Enfoque Metodológico". Programa (BID/IDEA de Indicadores para la Gestión de Riesgos, Universidad Nacional de Colombia, Manizales.

CASASSA G., ACUÑA C., ZAMORA R., SCHLIERMANN E., y RIVERA A. (2004)."Ice thickness and glacier retreat al Villarrica Volcano". En: Villarrica Volcano (39,5°S), Southern Andes, Chile. Lara, L. y Clavero, J. Sernageomin Boletín 61: 53 – 60.

CASASSA G., HAEBERLI W., JONES G., KASER G., RIBSTEIN P., RIVERA A., y SCHNEIDER C. (2007). "Current status of Andean glaciers". Global and Planetary Change. Global and Planetary Change 59 (1-4): 1-9.

CASTRUCCIO A., CLAVERO J., RIVERA A., (2010). "Comparative study of lahars generated by the 1961 and 1971 eruptions of Calbuco and Villarrica volcanoes, Southern Andes of Chile". Journal of Volcanology and Geothermal Research 190 (2010): 297–311.

CASTRUCCIO A. (2008). "Comparación y modelación numérica de lahares calientes en el Volcán Calbuco (41.3° S) y lahares fríos en el Volcán Villarrica (39.5° S)". Memoria para optar al grado de magister en ciencias, mención geología. Universidad de Chile.

CLAVERO, J. y MORENO H., (2004). Evolution of Villarrica Volcano. In Lara, L.E. and Clavero J. eds. Villarrica Volcano (39.5°S), Southern Andes, Chile. Santiago, Sernageomin, Boletín 61, 17-27.

COGLEY J. (2005). "Mass and Energy Balances of Glaciers and Ice Sheets". Encyclopedia of Hydrological Sciences. Ed. by M. Anderson and J. McDonnell. John Wiley & Sons. 3456.

CONDE M. 2000. "Clasificacion de Lahares, Volcan Santiaguito". FEMID/CEPREDENAC, GTZ, 2000, Guatemala.

COVA F. y RINCÓN P., (2010). "El Terremoto y Tsunami del 27-F y sus efectos en la Salud Mental". Terapia Psicológica 2010, volumen 28, N° 2: 179-185.

COUSSOT P. Y ANCEY C., (1999). "Rheophysical classification of concentrated suspensions and granular pastes". Physical Review, volumen 59 (4).

COUSSOT P., (2005). "Rheometry of pastes suspensions and granular materials". Aplications in Industry and Environment. A John Wiley and sons, Inc., Publication.

CRONIN S., HEDLEY M., NEAL N., SMITH. R. (1998). "Agronomic impact of tephra fallout form the 1995 and 1996 Ruapehu Volcano, New Zeland". Environmental Geology, 21-30.

DELGADO H. (1997). "The Glacier's of Popocatéptl Volcano (Mexico): Changes and Causes". Quaternary International, 43 (44): 53-60.

DELGADO G., H., JULIO, P., HUGGEL, C., ORTEGA, S. and LATORRE, M. A. (2007). "Chronicle of a death foretold: Extinction of the small-size tropical glaciers of Popocatépetl volcano (Mexico)". Global and Planetary Change, 56: 13-22.

DGA, (2009). "Estrategia Nacional de Glaciares". S.I.T. Nº 205. Ministerio de Obras Públicas. Chile. 9-19.

ETZELMÜLLER B. (2000): "On the quantification of surface changes using grid-based digital elevation models (DEMs)". Transactions in GIS, 4(2): 129-143.

Elachi, C. y Van Zyl, J., (2006). "Introduction to the physics and techniques of remote sensing". 2nd edition. New Jersey, USA. J. Wiley y Sons, 559.

FALORNI G., TELES V., VIVONI E., BRAS R. and AMARATUNGA K. (2005). "Analysis and characterization of the vertical accuracy of digital elevation models from the Shuttle Radar Topography Mission". Journal of Geophysical Research, 110 (2).

FALVEY M. y GARREAUD R., (2009). "Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Paci_c and along the west coast of subtropical South America (1979-2006)". Journal of Geophysical Research .114 (D4): 116.

FALKNER, E. (1995). "Aerial mapping. Methods and Applications". CRC Press Inc, USA, 322 pp.

FARR T., ROSEN P., CARO E., CRIPPEN R., DURN R., HENSLEY S., KOBRICK M., PALLER M., RODRIGUEZ E., RODRIGUES L. ROTH D., SEAL S., SHAFFER J., SHIMADA AND JEFFREYU. (2007). "The Shuttle Radar Topography Mission". Review of Geophysics, 45.

FOUNTAIN A., (2011). "Temperature Glaciers en Encyclopedia Snow, Ice and Glaciers".

FRANCOU B.,(2007). "Fluctuaciones de los glaciares durante y desde la Pequeña Era del Hielo (siglos XIX y XX)". EN: "Cambio Climático, Recursos Hídricos y Glaciares: Testigos y víctimas del cambio climático". Editorial Aún Creemos en los Sueños. Una publicación de Le Monde Diplomatique. Actas del seminario internacional Cambio Climático: ¿Cuáles son las consecuencias para nuestro futuro?". Junio, 2007. Santiago, Chile, 53-68.

Global Volcanism Network (GVN). 2000. Bulletin of the Global Volcanism Network Volcanic Activity Reports, 25 (6):10-14.

GONZÁLES-FERRÁN O., (1994). Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago,635.

GUDMUNDSSON M. (2004). "Melting of ice by magma–water interactions during subglacial eruptions as an indicator of heat transfer in subaqueous eruptions. In Explosive Subaqueous Volcanism". Geophysical Monograph 140: 61–72.

HAUSER A., (1993). "Remociones en masa en Chile". Sernageomin Boletín 45. Santiago. 75.

HOFFMAN-ROTHE A., KUKOWSKI N., DRESEN G., ECHTLER H., ONCKEN O., KLOTZ J., SCHEUBER E., KELLENER A., (2006). "Oblique Convergence along the Chilean Margin: Partitioning, Margin-Parallel Faulting and Force Interaction at the Plate Interface". En O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H. Götze, V. Ramos, M Strecker, P. Wigger. The Andes Active Subduccion Orogeny. Berlin, Springer, 125-146.

HUBBARD., SHERIDAN M., CARRASCO G., DÍAZ R., ROFRIGUEZ S., (2006). "Comparative lahar hazard mapping at volcan Citlaltepetl, Mexico using SRTM, ASTER and DTED-1 digital topographic data". Journal of Volcanology and Geothermal Research. 160 (1-2): 99-124.

HUGGEL C., KÄÄB A., HAEBERLI W., KRUMMENACHER B., (2003). "Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps". Natural Hazards and Earth System Sciences, 647-662.

HUGGEL C., SCHNEIDER D., MRANDA P., DELGADO H., KÄÄB A., (2008). "Evaluation of ASTER and SRTM DEMdata for lahar modeling: a case study on lahars from Popocatépetl Volcano, Mexico". Journal of Volcanology and Geothermal Research,170: 86-98.

INE (2002). "XVII Censo Nacional de Población y VI de Vivienda año 2002". Instituto Nacional de Estadística.

IPCC (2001). "The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the ThirdAssesment Report of the Intergovernmental panel on Climate Change". En: Houlton, J,Y. Ding, D. Griggs, M. Noguer, P. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. Johnson(Eds.). Cambridge University press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 881 pp.

IPCC, (2013). "Climate Change 2013: The Physical Basis". Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, Suecia.

IVERSON R.; SCHILLING S.; VALLANCE J. (1998). "Objective delineation of lahar-inundation hazard zones". GSA Bulletins v. 110 nº8, 972-984.

IVINS E. y JAMES T., (2004). "Bedrock response to Llanquihue Holocene and present day glaciation in southernmost South America". Geophysical Research Letters, 31. L24613, doi: 10.1029/2004GL021500.

JACOBSEN K., (2003). "DEM Generation from Satellite Data". En: EARSeL (Hrsg.). Ghent: Millpress, 2003. 273–276.

JAKOB M., y HUNGR O., 2005. "Debris-flow hazards and related phenomena". Springer, Berlin, New York, 170 p.

JISKOOT H., (2011). "Dynamic Glacier". Enciclopedy of Snow, Ice and Glacier. Ed. By V. Singh, p Singh and U. Haritashya. Springer. 1300.

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

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

KASER G., HARDY D., MÖLG T., BRADLEY R. and HYERA T., (2004). "Modern glacier retreat on Kilimanjaro as evidence of climate change: observations and facts". International Journal of Climatology, 24: 329-339.

KING M. (2011). "GPS in Glaciology, Applications". En Encyclopedia Snow, Ice and Glaciers.

KORUP O., CLAGUE J., (2009). "Natural hazards, extreme events, and mountain topography". Quaternary Science Reviews 28: 977–990.

LAFARGE N., CHAMBON G., THOURET J., LAIGLE D., (2012). "Rheological behavior of lahar flow". Geophysical Research, Volumen 14.

LARA L., RODRÍGUEZ C., MORENO H., PEREZde ARCE C., (2001). "Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del Sur (39°-42° S)". Reevista Geológica de Chile, volumen 28: 67-90.

LARA L (2004). "Overview of Villarrica Volcano. En: Lara, L. y Clavero, J. (eds) Villarrica volcano, southern Andes". Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 61: 5- 12.

LARA L. y MORENO H., (2004). "Geología del área Liquñe-Neltume". Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica.

LARA L., (2009). "The 2008 eruption of the Chaitén Volcano, Chile: A preliminary report". Andean Geology, 36. 125-129.

LYTHE M., VAUGHAN D., The Bed Map Consortium, (2001). "Bedmap: a new icethickness and subglacial topographic model of Antarctica". Journal of Geophysical Research 106 (B6): 11335–11351.

LLIBOUTRY L. (1956). "Nieves y Glaciares de Chile". Fundamentos de glaciología. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago. 471.

MACHARET Y, MOSKALEVSKY M, VASILENKO E (1993). "Velocity of radio waves in glaciers as an indicator of their hydrothermal state, structure and regime". Journal of Glaciology, 39(132): 373-384.

MAGILLIGAN F., GOMEZ B., MERTES L., SMITH L., SMITH N., FINNEGAN D., GARVIN J., (2002). "Geomorphic effectiveness, sandur developpement, and the pattern of landscape response during jökulhlaups: Skeioarársandur, southeastern Iceland". Geomorphology, 44: 95-113.

MARANGUNIC C., (1974). "The lahar provoked by the eruption of the Villarrica Volcano on December of 1971". Abstract of Papers, p. 48. International Symposium on Volcanology, IAVCEI, Santiago de Chile.

MATHER P. (2004). "Computer processing of remotely-sensed images: An introduction". 3rd edition. Chichester, UK. J. Wiley y Sons. 350.

MERCER J., (1977). "The last glaciation in Chile: a radiocarbon-dated chronology". Congreso Geológico Chileno, No 1; Actas volumen 1: 56-68.

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., (2000). "Mapa de peligros del volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de Los Lagos". Servicio Nacional de geología y Minería, Documento de trabajo, Nº17, 1 mapa escala 1:75000. Santiago.

MORENO H., y CLAVERO J., (2006). "Mapa geológico del área del volcán Villarrica". Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, Serie Geología Básica, escala 1:50.000.

MUNIZAGA F., HERVÉ F., DRAKE R., PANKHURST R., BROOK M., SNELLING N., (1988). "Geochronology of the lake region of south-central Chile (39°-42° S): Preliminary results". Journal of south American Earth Sciences, Volume 1: 309-316.

NARANJO J. y LARA L., (2004). "August-September 2003 small vulcanian eruption at the Nevados de Chillán Volcanic Complex (36° 50' S), Southern Andes". Revista Geológica de Chile, 31(2): 359-366.

NARANJO J., MORENO H., BANKS N., (1993). "La erupción del volcán Hudson en 1991 (46°S), Región XI, Aisén, Chile". Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín No. 44: 50.

NARANJO J. y MORENO H., (2004). "Laharic debris-flows from 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.

OBARD R., BAKER I., LOMONACO R., (2011). "Firn en Encyclopedia Snow". Ice and Glaciers.

ONEMI, (1997). "Guía práctica para la participación comunitaria en un proceso de microzonificación de riesgos y recursos". Oficina Nacional de Emergencia, Ministerio del Interior.

ONEMI, (2012). "Metodología para la Gestión del Riesgo Volcánico". Oficina Nacional de Emergencia, Ministerio del Interior.

ORLEMANS J., ANDERSIN B., HUBBARD A., (1998). "Modelling the response on glaciers to climate warming". 267-274.

ORREGO A., (1988). "Effect of volcanic eruptions on animal production". Revist ICA, Colombia. FAO.

PALACIOS D. y DE MARCOS J., (1998). "Glacial retreat and its geomorphologic effects on Mexico's active volcanoes, 1994-95". Journal of Glaciology, 44. 63-67 pp.

PATERSON W. (1994). "The Physics of Glaciers". 3ra Edición, Editorial Pergamon. 480.

PARTIFF E., y WILSONL., (2007). "Fundamentals of Physical Volcanology". Blackwell Publishing, Oxford, UK. 218 pp.

PAUL F. (2000). "Evaluation of different methods for glacier mapping using Landsat TM". In: Proceedings of EARTH-SIG-Workshop Land Ice and Snow (16-17 de junio, 2000. Dresden/FRG), 239-245.

PETIT-BREUILH M., (1994). "Contribución al conocimiento de la cronología eruptiva histórica del Volcán Villarrica (39°25' S), 1558-1985". Universidad de la Frontera, Revista Frontera, volumen 13: 71-99.

PETIT-BREUILH M. y LOBATO J., (1994). "Análisis comparativo de la cronología eruptiva histórica de los volcanes Llaima y Villarrica". En Congreso Geológico Chileno, Nº 7, Actas, Vol. 1, p. 366-370. Concepción.

PERFIT M. Y DAVIDSON J., (1999). "Plate Tectonic and Volcanism". En Sigurdsson, H., Houghton, B., Mcnutt, S., Rymer, H. y Stix, J. (Eds). Encyclopaedia of Volcanoes. Academic Press, San Diego. 89–115.

PIERSON T. y SCOTT M., (1985). "Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow". Water Resources Research, v. 21: 1511-1524.

PIERSON T. y COSTA J., (1987). "A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. Debris Flows/Avalanches Process, Recognition and Mitigation". Edited by Jhon Costa and Gerald Wieczorek. Geological Society of America, Reviews in engineering Geology, volume 7.

PIERSON, T., JANDA R., THOURET J., BORRERO C., (1990). "Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars". Journal of Volcanology and Geothermal Research, 41. 17-66 pp.

PIERSON T., DAAG A., DELOS REYES P., REGALADO M., SOLIDUM R., TUBIANOSA B., (1996). "Flow and deposition of posteruption hot lahars on the east side of Mount Pinatubo, July-October, 1991". En C. Newhall, & R. Punongbayan, Fire anf Mud (págs. 921-950). Washignton: University Washington Press.

RABUS B., EINEDER M., ROTH A. and BAMLER R., (2003). "The shuttle radar topography mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar". Photogrammetry & Remote Sensing, 57: 241-262.

REES W. (2001). "Physical principles of remote sensing". 2nd edition. Cambridge, Uk. Cambridge university press. 369pp.

REID T. y BROCK B., (2010). "An energy-balance model for debris-covered glaciers including heat conduction through the debris layer". Journal of Glaciology 56 (199), 903-916.

RIGNOT E., RIVERA A., CASASSA G., (2003). "Contribution of the Patagonia Icefields of South America to Sea Level Rise". Science, 302: 434-436.

RIVERA, A. (1989). Inventario de glaciares entre las cuencas de los ríos Bio-Bio yPetrohué. Su relación con el volcanismo activo: Caso volcán Lonquimay. Memoria de título. Universidad de Chile. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Escuela de Geografía, 199pp.

RIVERA A., ACUÑA C., CASASSA G. and BOWN F., (2002). "Use of remote sensing and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to the sea level rise". Annals of Glaciology, 34: 367-372.

RIVERA, A. (2004). "Mass balance investigations at Glaciar Chico, Southern Patagonialcefield, Chile". Phd Thesis. School of Geographical Sciences. University of Bristol. 303pp.

RIVERA, A., CASASSA G., BAMBER J., KÄÄB A., (2005). "Ice elevation changes of Glacier Chico, southern Patagonia, using ASTER DEMs, aerial photographs and GPSdata". Journal of Glaciology, 51(172): 1-8.

RIVERA A., BOWN F., MELLA R., WENDT J., CASASSA G., ACUÑA C., RIGNOT E., CLAVERO J., BROCK B., (2006). "Ice volumetric changes on active volcanoes in southern Chile". Annals of Glaciology, 43: 111-122.

RIVERA A., BENHAM T., CASASSA G., BAMBER J. and DOWDESWELL J., (2007). "Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile. 2007". Global and Planetary Change, 59 (1-4): 126-137.

RIVERA A., BOWN F., ACUÑA C. and ORDENES F., (2008). "Chilean Glaciers as indicators of climate change". Terra Glacialis, 11: 193-207.

RIVERA A., BOWN F., CARRIÓN D., ZENTENO P., (2012). "Glacier responses to recent volcanic activity in Southern Chile". Environmental Research Letters. 10.

RIVERA A. y BOWN F., (2013). "Recent glacier variations on active ice capped volcanoes in the Southern Volcanic Zone (37°-46°S), Chilean Andes". Journal of South American Earth Sciences. 45: 345-356.

RIVERA A., ZAMORA R., URIBE J., WENDT A., OBERREUTER J., CISTERNAS S., GIMENO F., CLAVERO J.,(2014). "Recent changes in total ice volume on Volcán Villarrica, Southern Chile". Natural Hazard. DOI 10.1007/s11069-014-1306-1.

ROBERT J., (2007). "Vulnerabilidad de la población expuesta a los lahares del volcán Cotopaxi en el Valle de Los Chillos, Quito – Ecuador". Memoria de Master Investigación. Septiembre 2007.

ROMERO J., (2011). "Terremotos, Tsunamies y Erupciones Volcánicas: Los principales peligros geológicos de Chile". Pyroclastic Flow, Journal of Geology. Vol. I, No.2. Edición Especial.

SALAMANTIN A., MURAVYEV Y., SHIRAIWA T., MATSUOKA K., (2000). "Modelling dynamics of glaciers in volcanic crater". Journal of Glaciology, 46: 177-87.

SAUBER J., PLAFKER G., MOLINA B., BRYANT M., (2000). "Crustal deformation associated with glacial fluctuations in the eastern Chugach Mountains, Alaska". Journal of Geophysical Research, 105 (B4): 8055-8077.

SCHILLING S. (1998). "LAHARZ: GIS programs for automated delineation of lahar hazard zones". U.S. Geological Survey Open-file report.

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

SERNAGEOMIN, (2014a). Ficha Volcán Mocho-Choshuenco. Servicio Nacional de Geología y Minería, Ministerio de Minería.

SERNAGEOMIN, (2014b). Ficha Volcán Villarrica. Servicio Nacional de Geología y Minería, Ministerio de Minería.

SIGVALDASON G., ANNERTZ K., NILSSON M., (1992). "Effect of glacier loading/deloading on volcanism: postglacial volcanic production rate of the Dyngjufjöll area, central Iceland". Bulletin of Volcanology, 54: 385-392.

SIGURDSSON H., (1999). "Introduction". En Sigurdsson, H., Houghton, B., Mcnutt, S., Rymer, H. y Stix, J. (Eds). Encyclopaedia of Volcanoes. Academic Press, San Diego. 1–15.

SIMKIN T. y SIEBERT L., (1994). "Volcanes of the world". Third Edition. Smithsonian Institution-Geocience press, Inc. 368.

SINGH A., (2011). Snow; en Encyclopedia snow, ice and glaciers.

SLATER L., JULL M., MCKENZIE D., GRONVÖLD K., (1998). "Deglaciation effects on mantle melting under Iceland: Results from the northern volcanic zone". Earth and Planetary Sciences, 164 (1-2): 151-164.

STERN C. (2004). "Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting". Revista Geológica de Chile 31: 161–208.

STERN C., MORENO H, LOPÉZ-ESCOBAR L (coordinators), CLAVERO J., LARA L., NARANJO J., PARADA M. y SKEWES A. (2007). "Volcanes Chilenos". En Moreno, T. y Gibbons, W. (eds) 2007. The Geology of Chile. The Geological Society, London. 414.

STEVENS N., MANVILLE V., HERON D., (2002). "The sensitivity of a volcanic flow model to digital elevation model accuracy: experiements with digitised map contours and interferometric SAR at

Ruapehu and Taranaki volcanoes, New Zealand". Journal of Volcanology and Geothermal Research, Volume 160, Issues 1-2: 99-124.

SUAREZ M. y EMPARAN C., (1997). "Hoja Cuaracautín, Regiones de la Araucanía y el Biobío". Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No 71: 105.

Subsecretaria de Desarrollo Regional y Administración (SUBDERE), 2011. "Plan de Ordenamiento Territorial: Contenido y Procedimientos". Gobierno de Chile. Primera Edición abril de 2011.

TAPIA R., (2008). "Chaitén, Chile: aprendizaje de un proceso de expulsión, reasentamientos y retorno humano en desarrollo como consecuencia de la erupción volcánica y aluvión del Volcán Chaitén en el año 2008". Centro de Investigación en Vulnerabilidad y Desastres Naturales, 2008.

TOMMASO I. y RUBINSTEIN N., (2007). "Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina". Ore Geology Reviews, volume 32: 275-290.

THOURET J., (1989). "Effect of the November 13, 1985 eruption on the snow pack an ice cap of Nevado del Ruiz volcano, Colombia". Journal of Volcanology and Geothermal Research, 41 (1990): 1771-201.

THOURET, J., RAMÍREZ, J., GIBERT-MALENGREAU, B., VARGAS, C., NARANJO, J., VANDEMEULEBROUCK, J., VALLA, F. y FUNK, M. (2007). "Volcano—glacier interactions on composite cones and lahar generation: Nevado del Ruiz, Colombia, case study". Annals of Glaciology, 45: 115-127.

VALLANCE J., (2000). "Lahars". En H. Sigurdsson, B. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer, & J. Stix, "Encyclopedia of Volcanoes" (602-615). San Diego: Academic Press.

WAYTHOMAS C., PIERSON T., MAJOR J., SCOTT W., (2009). "Voluminous ice-rich and water-rich lahars generated during the 2009 eruption of Redoubt Volcano, Alaska". Journal of Volcanology and Geothermal Research, 259 (2013): 389–413.

WISNER, B., BLAIKIE P., CANNON T., DAVIS I., (2007). "At Risk". Londres & New York, Ed Routledge. 471.

ZENTENO P., (2007). "Variaciones recientes de los glaciares de la zona centro sur de Chile y su relación con los cambios climáticos y el volcanismo". Memoria para optar al título de geógrafo. Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo. 241.

ZIELINSKI P., MAYEWSKI P., MEKEER L., WITHLOW S., TWICKLER M., MORRISSON M., MEESE D., GOW A. and ALLEY B., (1994). "Record of volcanism since 7000 B.C. from the GISP2 Greenland ice core and implications for the volcano-climate system". Science, 264 (5161): 948-952.