



# UNIVERSIDAD DE CHILE

Facultad De Arquitectura y Urbanismo

Escuela De Geografía

Carrera de Geografía

## CAMBIOS DE LOS GLACIARES DEL VOLCÁN HUDSON (45°54'S, 72°58'O) EN RESPUESTA A SU ERUPCIÓN DE OCTUBRE DEL 2011.

Memoria para optar al título de Geógrafo.

Autor: Camilo Esteban Muñoz Zapata.

Profesor guía: Sergio Andrés Rivera Ibáñez.

Santiago de Chile

2020

# Índice.

AGRADECIMIENTOS .....	4
RESUMEN. ....	1
<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>2</b>
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA. ....	2
1.2 ÁREA DE ESTUDIO. ....	4
1.3 GEOLOGÍA DEL VOLCÁN HUDSON. ....	5
1.4 ACTIVIDAD ERUPTIVA HISTÓRICA. ....	8
1.5 OBJETIVOS.....	11
1.5.1 <i>Objetivo general.</i> ....	11
1.5.2 <i>Objetivos específicos.</i> .....	11
1.6 HIPÓTESIS. ....	11
<b>2. MARCO TEÓRICO.....</b>	<b>12</b>
2.1 DEFINICIÓN DE GLACIAR.....	12
2.2 VOLCANES.....	12
2.2.1 <i>Definición.</i> ....	12
2.2.2 <i>Tipos de erupciones volcánicas.</i> .....	12
2.3 INTERACCIONES ENTRE VOLCANES Y GLACIARES. ....	14
2.3.1 <i>El concepto de glaciovolcanismo.</i> .....	14
2.3.2 <i>Tipos de glaciovolcanismo.</i> .....	15
2.3.3 <i>Glaciovolcanismo y sus efectos sobre los glaciares.</i> ....	15
2.3.4 <i>Efectos en el glaciar por aumento del flujo de calor geotermal.</i> .....	17
2.3.5 <i>Desarrollo de domos de lava subglaciares.</i> .....	18
2.3.6 <i>Erupciones subglaciares.</i> .....	19
2.3.7 <i>El modelo clásico de erupciones subglaciares.</i> .....	21
2.3.8 <i>El modelo de Höskuldsson y Sparks (1997).</i> ....	23
2.3.9 <i>El modelo de Wilson y Head (2002).</i> .....	24
2.3.10 <i>El modelo de Tuffen (2007).</i> ....	25
<b>3. MARCO METODOLÓGICO. ....</b>	<b>26</b>
3.1 MATERIALES. ....	26
3.1.1 <i>Sensores remotos.</i> .....	26
3.1.2 <i>Modelos digitales de elevación.</i> .....	26

MDE SRTM v3 ( <i>Shuttle Radar Topography Mission</i> ).....	29
MDE LIDAR CAMS 2011 y 2012.....	30
3.1.3 <i>Imágenes satelitales</i> .....	31
3.2 MÉTODOS.....	32
3.2.1 <i>Ajustes de MDE</i> .....	32
3.2.2 <i>Cambios de elevación</i> .....	34
3.2.3 <i>Errores de los MDE y de sus diferencias</i> .....	35
3.2.4 <i>Estimaciones de volumen</i> .....	37
3.2.5 <i>Cambios en la superficie de los glaciares</i> .....	37
<b>4. RESULTADOS.....</b>	<b>39</b>
4.1 ANÁLISIS DE LOS GLACIARES DEL VOLCÁN HUDSON POR AÑO.....	39
4.1.1 <i>Año 2000</i> .....	39
4.1.2 <i>Año 2005</i> .....	41
4.1.3 <i>Año 2011</i> .....	43
4.1.4 <i>Año 2012</i> .....	47
4.2 COMPARACIONES EN ROCA.....	51
4.3 CAMBIOS 2000-2011.....	52
4.3.1 <i>Cambios en la superficie de los glaciares</i> .....	52
4.3.2 <i>Cambios de elevación 2011-2000</i> .....	54
4.4 CAMBIOS 2011-2012.....	58
4.4.1 <i>Cambios en la superficie de los glaciares</i> .....	58
4.4.2 <i>Cambios de elevación 2011-2012</i> .....	60
4.5 CAMBIOS 2012-2000.....	65
4.5.1 <i>Cambios en la superficie de los glaciares</i> .....	65
4.5.2 <i>Cambios de elevación 2012-2000</i> .....	67
<b>5. DISCUSIÓN Y ANÁLISIS.....</b>	<b>72</b>
5.1 CAMBIOS EN LA SUPERFICIE DEL HIELO.....	72
5.2 COMPARACIÓN DE VARIACIONES DE ALTITUD ENTRE PERIODOS.....	75
<b>6. CONCLUSIONES.....</b>	<b>78</b>
<b>7. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>80</b>
<b>8. ANEXO.....</b>	<b>90</b>

## **Agradecimientos.**

Este trabajo está dedicado a mis padres, a mis hermanos, a mi familia completa por el apoyo incondicional que me brindaron desde pequeño, durante todos mis años de estudios.

Además, quisiera agradecer a mi Profesor guía y patrocinador, Andrés Rivera por sus enseñanzas y consejos en los 8 años de trabajo con él y por darme la oportunidad de conocer el mundo de la glaciología. También agradezco al Centro de Estudios Científicos por cobijarme como uno de sus integrantes y permitirme hacer uso de datos valiosos como los utilizados en este trabajo; a mis compañeros de trabajo de quienes siempre obtuve consejos y ayuda en todo momento y me alentaron a seguir con este proceso.

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*".

*Si he podido ver más allá es porque me encaramé a hombros de gigantes.*

*(Isaac Newton).*

## Resumen.

El Volcán Hudson es considerado como uno de los más activos de Chile. Su última erupción catalogada como subglaciar, tuvo lugar el 25 de octubre de 2011, cuando los glaciares ubicados dentro de la caldera volcánica fueron directamente afectados. En este estudio se han analizado los efectos de dicha erupción en la topografía superficial del hielo, para lo cual se analizaron modelos digitales de elevación (MDE) de los años 2000, 2011 y 2012, lo que permitió determinar los cambios de altitud para el periodo pre-eruptivo (2000-2011) versus los cambios que se produjeron en el periodo posterior a la erupción (2011-2012). Contrastando estos datos con imágenes satelitales adquiridas antes y después de la erupción se han relacionado los cambios de elevación con las interacciones glaciovolcánicas que los generaron.

Se determinó que para el periodo 2000-2011 la superficie de hielo sufrió un adelgazamiento promedio de  $-2,7 \pm 0,56 \text{ m a}^{-1}$ , con valores máximos de  $-8 \pm 0,56 \text{ m a}^{-1}$  en sectores ubicados en la lengua terminal del glaciar Huemules. Para el periodo 2011-2012 la variación promedio de altitud de la superficie se estimó en  $0,8 \pm 0,3 \text{ m}$ . Sin embargo, algunas zonas de la superficie de hielo del volcán experimentaron pérdidas de altitud de  $-27,3 \pm 0,3 \text{ m}$ , lo que evidencia los efectos directos y focalizados de la erupción acaecida en este periodo.

En ambos periodos analizados las pérdidas máximas se concentraron en aquellos lugares de la caldera donde hubo actividad volcánica bajo la superficie del glaciar. La zona que experimentó engrosamiento sin embargo, lo hizo por la depositación de las tefras eyectadas durante la erupción. No obstante lo anterior, algunos sectores que fueron cubiertos por cenizas volcánicas experimentaron además variaciones positivas de altura que pueden haber estado relacionadas con la actividad volcánica subglaciar. Entre los años 2000 y 2012, tasa de variación fue de  $-1,9 \pm 0,56 \text{ m a}^{-1}$ .

Las interacciones glaciovolcánicas detectadas demuestran la necesidad de un monitoreo sistemático de alto detalle, que debe incluir por ejemplo la generación de MDEs con tecnología láser, que permitan una mejor estimación de los impactos de la actividad volcánica en el hielo, previendo la potencial generación de flujos rápidos tipo laháricos que pueden constituir un peligro para la población e infraestructura.

# 1. Introducción.

## 1.1 Planteamiento del problema.

Las interacciones glaciovolcánicas (Edwards y Gudmundsson, 2015) han sido extensamente descritas en la mayor parte de las regiones volcánicas del planeta donde existen coberturas de hielo permanente (glaciares) o agua en estado sólido temporal (nieve). Una de las regiones donde se han llevado a cabo muchos estudios es Islandia, donde se han documentado y estudiado erupciones subglaciares como la del volcán *Eyjafjallajökull* del año 2010 que tuvo importantes consecuencias en sus glaciares, por la generación de fisuras, grietas, cráteres, y canales (Magnússon et al., 2012).

En los Andes de América del Sur las interacciones glaciovolcánicas también son fenómenos frecuentes, llegando a constituir un importante peligro para la población como se demostró por ejemplo con la erupción del volcán Nevado del Ruíz (Colombia) en 1985, que dejó miles de fallecidos debido a los lahares generados por la fusión de los glaciares ocurridos durante dicha erupción (Thouret et al., 2007).

En Chile, desde los 33° a los 46° S la gran mayoría de los volcanes activos están cubiertos parcialmente por hielo, muchos de esos volcanes han tenido eventos eruptivos recientes con dramáticas consecuencias para la población por lo que las interacciones glaciovolcánicas son un tema de alta relevancia para el país (Rivera y Bown, 2013). Por ejemplo, durante la erupción de volcán Hudson del año 1991 (Naranjo et al., 1993), se estimó que fue expulsado un volumen de 2,7 km<sup>3</sup> equivalentes en roca, lo que provocó un fuerte derretimiento del hielo allí existente generándose grandes volúmenes de agua de fusión que fueron descargados en flujos violentos del tipo lahárico (Kratzmann et al., 2009).

El último evento eruptivo del volcán Hudson ocurrido en octubre 25 de 2011, expulsó tefras que se depositaron sobre el hielo, las que fueron generadas por 3 cráteres que emergieron en medio del glaciar, lo que provocó derretimiento del hielo cuyas aguas generaron lahares que descendieron por el río Huemules y Sorpresa (Romero, 2012).

En este contexto, esta memoria se focalizará en el volcán Hudson, ubicado en la región de Aysén (**Figura 1**), uno de los más activos de los Andes del Sur con una de las erupciones más intensas (VEI 5) del siglo XX (Delgado et al., 2014). Este volcán está cubierto por glaciares cuyo volumen se estiman en 2,5 km<sup>3</sup> (Amigo, 2013). Estos glaciares se han visto afectados por eventos eruptivos históricos como el de agosto de 1991, que se cataloga como el segundo más intenso de Chile (González-Ferrán, 1995). Durante esa

erupción se abrió un cráter de 1 km de ancho dentro de la caldera cubierta por hielo; se observaron flujos de lava bajando sobre el glaciar Huemules de 50-300 m de ancho y se estima que se derritieron 15 km<sup>2</sup> de hielo, lo que equivale a un volumen de 0,75 km<sup>3</sup> de hielo (0,6 km<sup>3</sup> eq.a.) (Amigo, 2013), generando un lahar que bajó por el valle Huemules y desembocando en el mar a 45 km del volcán. Esta erupción dejó 5 personas muertas y afectó a más del 80% de las cabezas de ganado existentes a la fecha en Chile como consecuencia de la pluma de cenizas volcánica y tefras expulsadas (4,3 km<sup>3</sup>) (Ministerio del Interior, 1996). Las tefras eyectadas cubrieron más de 150.000 km<sup>2</sup> en Chile y Argentina, lo que provocó grandes daños al medio ambiente y a la economía de ambos países (T. Wilson et al., 2011).

Con el objeto de analizar en detalle los efectos en los glaciares del volcán Hudson de la última erupción de Octubre del 2011, en esta memoria se compararán modelos digitales de terreno pre-post evento eruptivo, para así cuantificar el volumen de hielo derretido y las posibles consecuencias en términos de generación de lahares y flujos rápidos que son considerados la principal causa de muerte asociadas a peligros volcánicos (Auker et al., 2013).

## 1.2 Área de estudio.

El volcán Hudson (45°54'S, 72°58'O) fue reconocido como tal sólo en 1971 cuando fue descrito como una caldera pleistocénica (Fuenzalida Ponce y Espinosa Neupert, 1974). Dicha caldera tiene un diámetro de 10 km (la mayor parte cubierta por hielo) y una altitud máxima de 1905 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.) en la cual existen materiales volcánicos de larga data generados por erupciones mayores que han ocurrido irregularmente (Weller et al., 2014). Este volcán es el más austral de la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes (Gutiérrez et al., 2005), poseyendo una serie de conos y centros eruptivos asociados a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Kilian, 1993).

El complejo del volcán Hudson se ubica en la zona de fiordos y canales patagónicos al norte de Campos de Hielo Norte (CHN), uno de los dos grandes campos de hielo de Patagonia (el otro es el Campo de Hielo Sur) que concentran en conjunto cerca del 60% del área glaciaria de Chile (Rivera et al., 2016). El CHN tiene cerca de 4000 km<sup>2</sup> de superficie divididos en 28 glaciares (Rivera et al., 2007), la mayor parte de estos han experimentado fuertes retrocesos y adelgazamientos en las últimas décadas (Dussaillant et al., 2018; Willis et al., 2012).

El glaciar que cubre la caldera del Hudson fluye hacia el noroeste por el valle del río Huemules (valle que le da el nombre a este glaciar). La caldera cuenta además con 24 glaciares en sus flancos, los que fueron inventariados por la DGA en el marco de la Estrategia Nacional de Glaciares (DGA, 2009).

La caldera del volcán Hudson pertenece administrativamente a tres comunas. Estas son Aysén, Coihaique y Río Ibáñez, siendo las principales actividades económicas existentes en las cercanías del volcán la ganadería, la forestal y el turismo (SGS SIGA, 2018).

Desde el punto de vista climático, el volcán se ubica en la región gobernada por fuertes vientos del oeste prevaletentes a lo largo de todo el año (Lenaerts et al., 2014). Las precipitaciones en la zona son mayormente producidas por masas de aire occidentales, pero fuertemente influenciadas por los Andes Australes, con condiciones ambientales hiperhúmedas a lo largo de la costa del Pacífico donde las precipitaciones anuales pueden llegar a 10.000 mm/año (Garreaud et al., 2013).

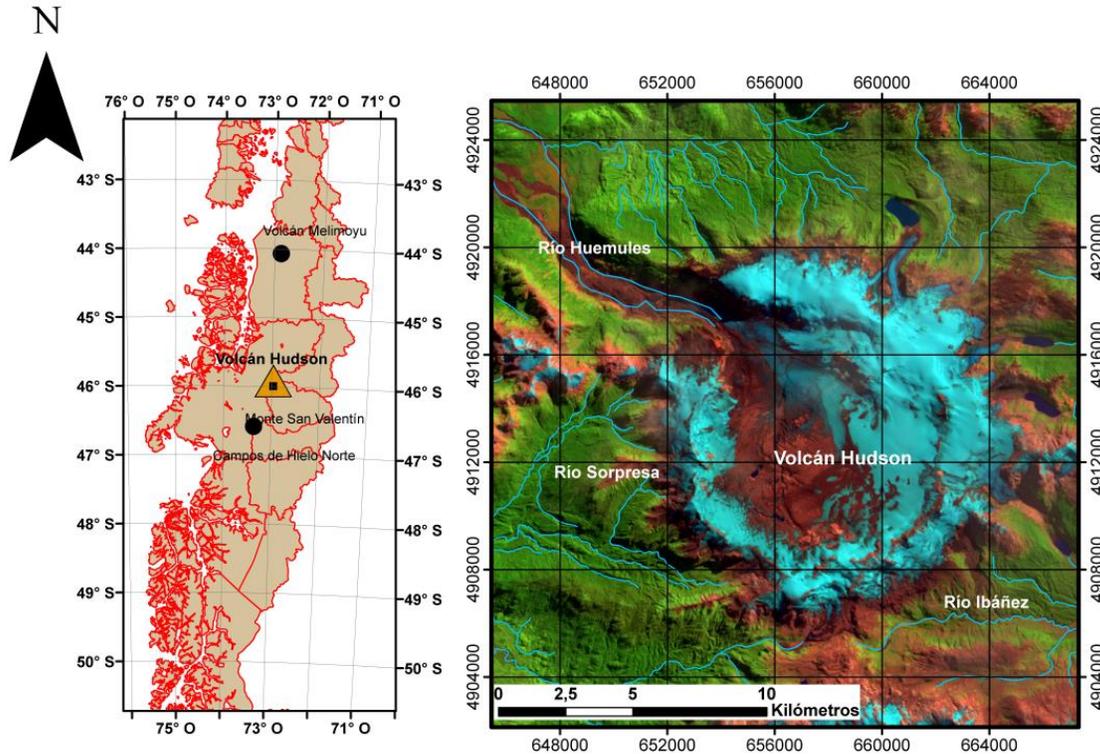


Figura 1: Contexto general de la ubicación del volcán Hudson (Izquierda). Derecha: Imagen Landsat 8 OLI combinación 753 del 26 de marzo de 2015 (Coordenadas UTM, WGS-1984, 18S).

### 1.3 Geología del volcán Hudson.

El volcán Hudson se ubica sobre el Batolito Patagónico (Gutiérrez et al., 2005) y está asociado a la Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO; Bohm et al., 2002; Cembrano & Moreno, 1994; Lopez et al., 1995), cuyo eje principal está ubicado unos 30 km al oeste (Figura 2). La ZFLO es un sistema de fallas de intra arco que se extiende por 1.200 km de longitud (38° y 47° de latitud Sur) y controla parcialmente la distribución y geometría de los principales estratovolcanes de esa parte del país (Cembrano y Lara, 2009; Lara et al, 2008; Melnick et al., 2006).

El volcán Hudson es parte de un conjunto de centros monogenéticos ubicados sobre una falla transversal del tipo de cizalla ligada estructuralmente a la ZFLO (Gutiérrez et al., 2005). Se cataloga como un estratovolcán debido a la múltiple superposición de los materiales expulsado durante sus erupciones.

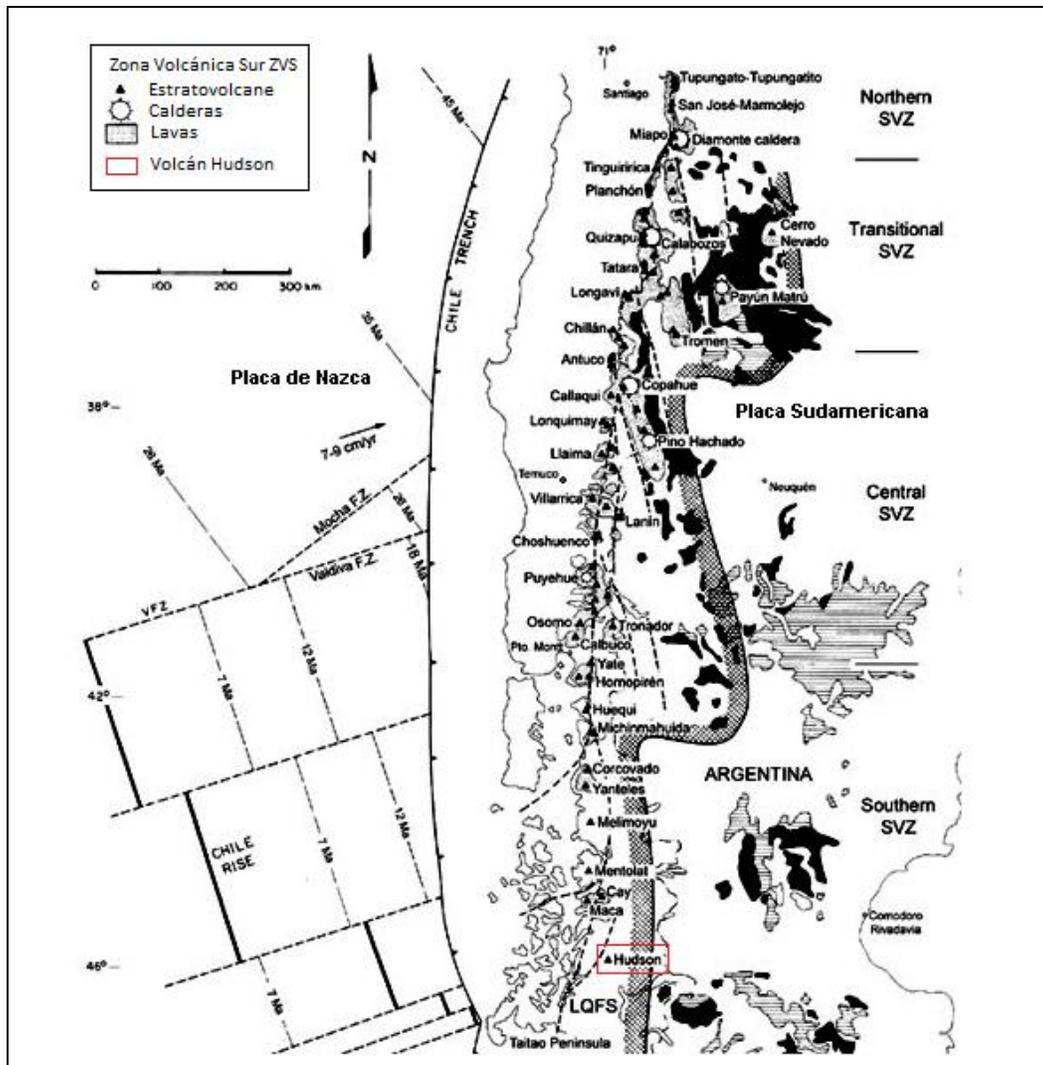


Figura 2: Mapa esquemático de la Zona volcánica de los Andes del Sur SVZ. Adaptado de Naranjo y Stern, 2004.

La caldera del volcán se emplaza sobre una base de roca del pre-cenozoico compuesta principalmente por diorita hornblenda a monzogranitos (Orihashi et al., 2004). Los materiales volcánicos expulsados por el volcán se componen de lavas que van desde los basaltos hasta dacitas, mientras que los conos monogenéticos circundantes al edificio volcánico se caracterizan por estar formados de escoria, lapilli y flujos de lava. Los bordes de la caldera se componen de rocas intrusivas del batolito y sólo en los flancos externos (NE y SE) se observan afloramientos de secuencias volcánicas (Gutiérrez et al., 2005). Los escarpes oradados en el sector norte del volcán muestran flujos de lavas intercalados con capas de ignimbritas de composición basáltica a andesita, junto con intrusiones

dacíticas y flujos de lava. En la vertiente sur se identifican ignimbritas en capas de 20 a 30 cm de espesor (Orihashi et al., 2004).

Los flujos laháricos se ubican principalmente en los flacos norte y sur de la caldera, como se puede observar en la Figura 3. Están constituidos de clastos poligenéticos, generalmente de lavas máficas y de bloques intrusivos menores. La mayoría de los materiales que se ubican fuera del borde de la caldera son gruesos depósitos de lahares, flujos de lavas subordinadas y depósitos piroclásticos.

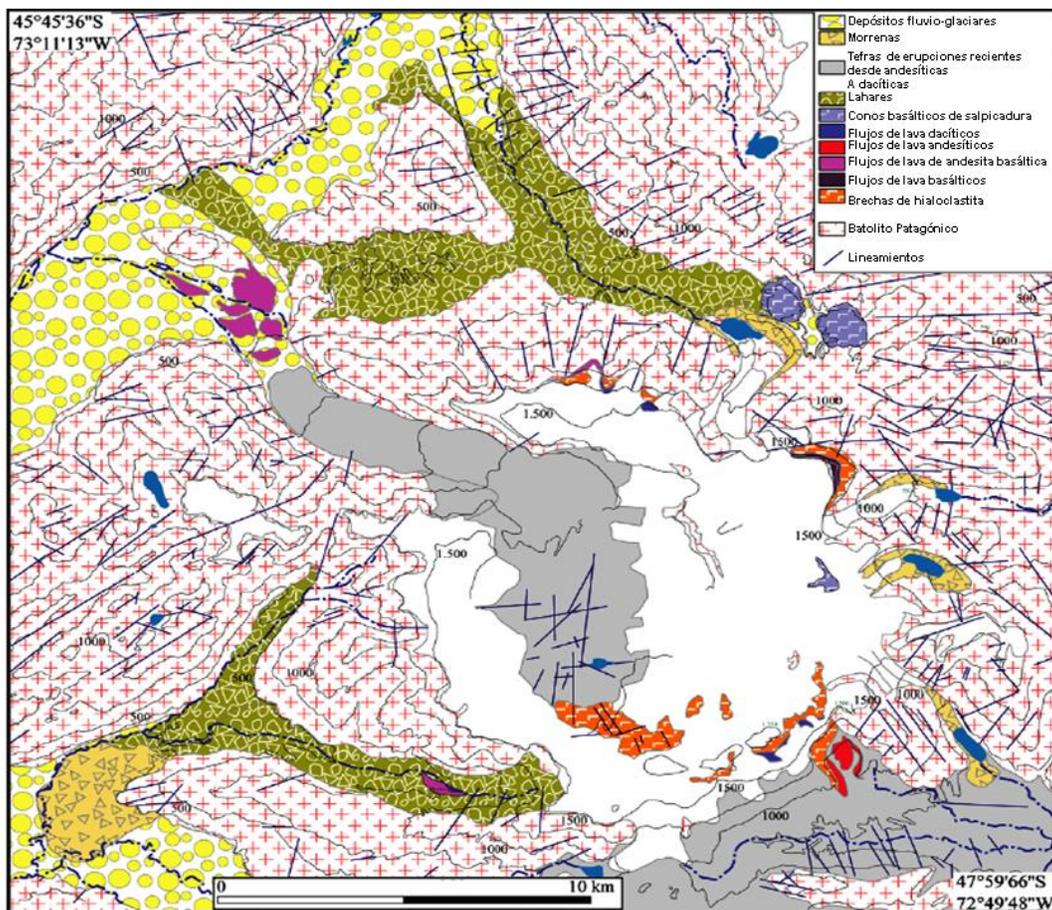


Figura 3: Mapa geológicos del volcán Hudson. Adaptado de Gutiérrez et al., 2005.

La depresión de la caldera, parcialmente cubierta por un glaciar, presenta una capa de tefras oscuras sobre el hielo en el sector NO, que se extiende hasta el valle del río Huemules. Brechas de hialoclastita se encuentran principalmente en el sector S-SE del volcán, destacando los depósitos dentro de la caldera, cerca del punto de erupción de 1991. Se identifican escasos flujos de lavas en los valles de río Huemules y en los valles del río Sorpresa Sur (Gutiérrez et al., 2005).

## 1.4 Actividad eruptiva histórica.

Varios estudios (Naranjo y Stern, 1998; Weller et al., 2014), han revelado, gracias a muestras de sedimentos lacustres, que hubo una erupción hace 17.300-17.440 AP que pudo ser la que dio origen a la caldera del volcán Hudson, con un volumen eyectado de  $>20 \text{ km}^3$  de material volcánico, siendo la erupción documentada más grande de los Andes del Sur. Luego se dató una erupción ocurrida hace 6.700 años AP ( $H_1$ ) ( $>18 \text{ km}^3$ ) y otra hace 3600 años AP ( $H_2$ ) ( $>10 \text{ km}^3$ ), estas últimas datadas gracias a registros tefrocronológicos.

Fecha de inicio	Fecha de término	Certeza de la eripción	VEI	Evidencia
26 de octubre de 2011	1 de noviembre de 2011	Confirmada	2	Observaciones históricas
8 de agosto de 1991	27 de octubre de 1991	Confirmada	5	Observaciones históricas
12 de agosto de 1971	18 de septiembr de 1971 (o después)	Confirmada	3	Observaciones históricas
1891	desconocido	Confirmada		Observaciones históricas
1740±150 años	desconocido	Confirmada		Radiocarbono (no corregido)
860±100 años	desconocido	Confirmada		Radiocarbono (no corregido)
390±150 años	desconocido	Confirmada		Radiocarbono (corregido)
120AP±200 años	desconocido	Confirmada		Radiocarbono (no corregido)
790AP±75 años	desconocido	Confirmada		Radiocarbono (corregido)
1890AP(?)	desconocido	Confirmada	6	Radiocarbono (corregido)
2250AP (o antes)	desconocido	Confirmada		Radiocarbono (no corregido)
3890AP±500 años	desconocido	Confirmada		Radiocarbono (no corregido)
4750AP(?)	desconocido	Confirmada	6	Radiocarbono (no corregido)
4960AP±150 años	desconocido	Confirmada		Radiocarbono (no corregido)
8010AP(?)	desconocido	Confirmada		Radiocarbono (no corregido)
17440AP?	desconocido	Confirmada	6	Radiocarbono (no corregido)

**Tabla 1: Periodos eruptivos del volcán Hudson desde el Pleistoceno. Adaptado de Naranjo y Stern, 1998; Smithsonian Institute, 2013; Weller et al., 2014.**

Desde que se tiene conocimiento de la existencia del volcán han habido 3 erupciones, con la formación de al menos cinco centros eruptivos, siendo las de 1971 (VEI 3) y la de 1991 (VEI 5) ( $H_3$ ), la más violenta que afectó al glaciar Huemules deformándolo y dejando signos aún visibles en la actualidad, como las lagunas supraglaciares que se pueden observar en la superficie de la caldera (Gutiérrez et al., 2005).

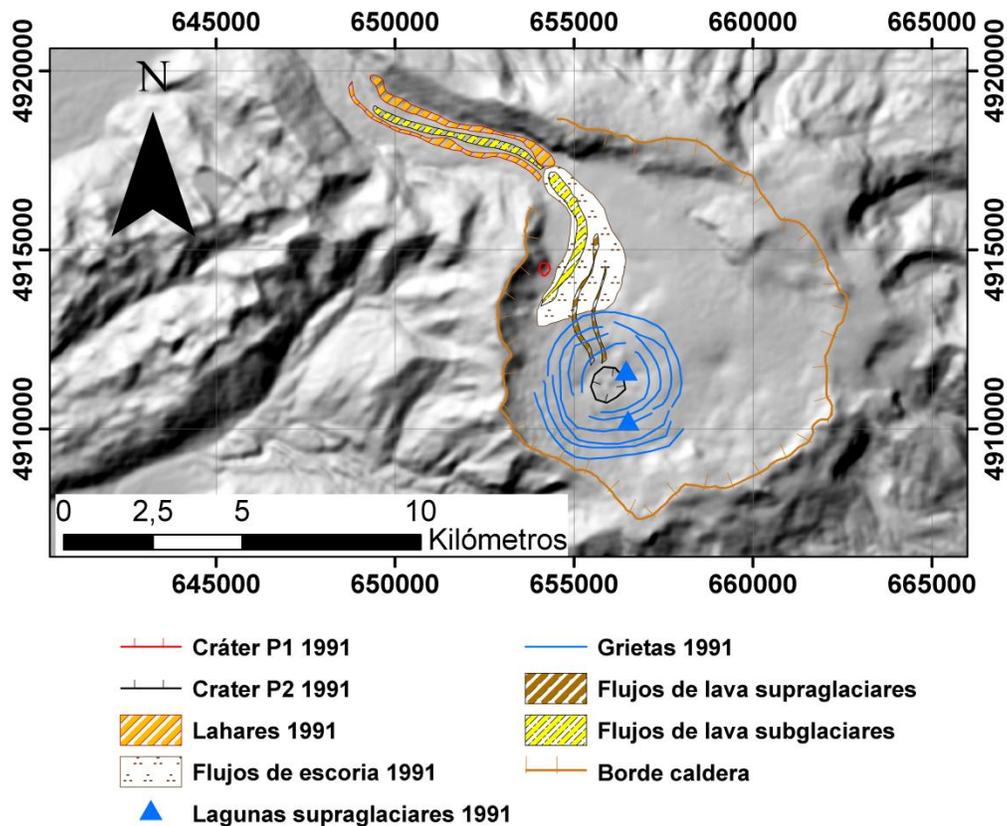


Figura 4: Esquema de los principales efectos de la erupción de 1991 sobre los glaciares del volcán Hudson. Adaptado de Gutiérrez et al., 2005; Kratzmann et al., 2009; Naranjo et al., 1993 (Coordenadas UTM, WGS-1984, 18S).

En este trabajo se analizarán las consecuencias glaciológicas del último evento eruptivo ocurrido el martes 25 de octubre de 2011: Ese día se produjo un sismo  $M_l = 4,6$  a 7 km al NO del borde de la caldera del volcán Hudson, con una profundidad de 19 km. A este sismo le siguió un enjambre sísmico (alrededor de 900 en la misma semana) (Romero, 2012). El 26 de octubre se observó la generación de una columna de vapor, gases y cenizas que alcanzó 1,5 km sobre la caldera con la posterior formación de lahares en el río Huemules. El 27 de octubre se detectó la presencia de tres nuevos cráteres con diámetros entre 200 y 500 metros, los que presentaban emisión de vapor, gases y cenizas. Estos cráteres emitían una columna de vapor de agua y gases de 500 metros de altura sobre la caldera (Romero, 2012). En un sobrevuelo realizado el 29 de octubre por el Ministerio de Obras Públicas se observaron lahares y bloques de hielo depositados a lo largo del río Huemules (Romero, 2012). El 3 de noviembre, cámaras de vigilancia del SERNAGEOMIN detectaron una violenta explosión de apariencia freatomagmática, con una columna de gases y vapor, que se estima habría alcanzado los 1,5-2 km de altura.

Considerando la fecha de esta última explosión y el mal tiempo que imperó en la zona en los días siguientes al 3 de Noviembre, cuando hubo precipitaciones de nieve, las fotografías adquiridas por NASA el 17 de noviembre dan cuenta de depósitos recientes de tefras. Este hecho confirmaría la persistencia de la actividad eruptiva durante la primera quincena de noviembre (Romero, 2012).

## **1.5 Objetivos.**

### **1.5.1 Objetivo general.**

Determinar los cambios del glaciar ubicado en el volcán Hudson entre los años 2011 y 2012 en la relación con la erupción de octubre de 2011.

### **1.5.2 Objetivos específicos.**

a. Establecer el estado de la superficie de los glaciares del volcán para el periodo pre eruptivo 2000-2011.

b. Calcular y analizar las variaciones verticales de la superficie de hielo entre los años 2000 y 2011 y entre los años 2011 y 2012.

c. Comparar los cambios de elevación entre periodos analizados.

## **1.6 Hipótesis.**

Los glaciares del volcán Hudson presentaban una tendencia de variaciones negativas de altitud entre los años 2000 y 2011 en consonancia con la mayor parte de los glaciares de Patagonia que así han respondido a los cambios climáticos regionales, sin embargo y como consecuencia de la erupción del año 2011, parte del hielo dentro de la caldera volcánica se destruyó, mientras que otra parte se recubrió de material, presentando una variación positiva de altitud. Por lo tanto, los impactos de la actividad volcánica no son homogéneos espacialmente como si lo es el impacto del clima.

## **2. Marco teórico.**

### **2.1 Definición de glaciar.**

La Estrategia Nacional de Glaciares, (DGA, 2009), se definió el término “glaciar” con fines operativos (para identificarlos con imágenes satelitales) como: *“Toda superficie de hielo y nieve permanente generada sobre suelo, que sea visible por un periodo de al menos 2 años y de un área igual o superior a 0,01 km<sup>2</sup> (una hectárea). O cualquier superficie rocosa con evidencia superficial de flujo viscoso, producto de un alto contenido de hielo actual o pasado en el subsuelo”.*

Los glaciares se pueden dividir en dos zonas: zona de acumulación, que está permanentemente cubierta por nieve y se extienden desde las máximas alturas hasta donde la acumulación y ablación se igualan. Este punto se denomina línea de equilibrio y, es desde donde comienza la zona de ablación, que se extiende hasta el frente del glaciar (lugar de menor altura en donde termina dicho glaciar) donde emerge el agua producida por el derretimiento del hielo (Singh et al., 2011).

### **2.2 Volcanes.**

#### **2.2.1 Definición.**

Un volcán puede definirse como *“un sitio en la superficie de la Tierra donde material proveniente del interior del planeta es expulsado en forma de lava (roca derretida en el interior del planeta), material piroclástico (magma fragmentado eyectado explosivamente) y vapor o gases calientes”.* (Sigurdsson, 2015).

#### **2.2.2 Tipos de erupciones volcánicas.**

El proceso de expulsión de material volcánico se llama erupción, la que puede catalogarse como efusiva o explosiva. Las erupciones efusivas se caracterizan por la expulsión de magma a través de las aberturas corticales en forma de flujos líquidos llamados lava. Una erupción explosiva se da cuando el material magmático se fragmenta y es expulsado en pedazos llamados piroclastos. Estas escurren porque en el ascenso del magma desde zonas profundas las burbujas de gas que se forman explotan y liberan compuestos volátiles (Parfitt y Wilson, 2009).

Las erupciones tienen características particulares que están controladas por la viscosidad de la lava. Si esta es poco viscosa, los gases escapan más fácilmente que en lavas más viscosas. En lavas viscosas el gas no puede moverse libremente, lo que provoca un aumento de presión que finalmente es liberada en una explosión violenta, que lanza rocas, lavas, cenizas y gases (Jain, 2013).

Según el estilo de erupción, pueden clasificarse en:

- a. Erupciones Hawaianas: Su nombre proviene del estilo característico que tienen las erupciones de los volcanes en las islas de Hawái. Expulsan lavas muy fluidas y se mueven fácilmente debido a su baja viscosidad que tienen por la composición química del tipo de material que las componen, que pueden ser del tipo basálticos o andesíticos básicos. Se caracterizan por expulsar lava incandescente hasta cientos de metros de altura y presentar fuentes de lava. La mayoría de este magma forma coágulos que, cuando caen al suelo forman coalescencias para crear flujos de lava que se pueden extender por varios kilómetros. Ejemplo de este tipo de erupciones se pueden observar en el volcán Kilawea, en Hawái (Jain, 2013; Parfitt y Wilson, 2009).
- b. Erupciones Strombolianas: Son erupciones que producen explosiones transitorias de 1-2 segundos las que ocurren en secuencias. Expulsan magmas poco viscosos, generalmente basálticos, y ocurren dentro de sistemas volcánicos que están abiertos a la superficie (Parfitt y Wilson, 2009). Eyectan bombas volcánicas y fragmentos de lapilli, que por la constante acumulación forman conos de cenizas compuestos por piroclastos basálticos. El volcán Stromboli (el que le da el nombre a esta clase) es un ejemplo de estas erupciones (Jain, 2013).
- c. Erupciones vulcanianas: Son erupciones similares a las Strombolianas respecto de su carácter de transitorias, pero más explosivas y con eyecciones de otros tipos de magmas. Las explosiones duran unos cuantos segundos hasta minutos y ocurren en secuencias con tiempos de reposos entre explosiones. A mayor tiempo de reposo, más violenta será la siguiente explosión y, estas eyectan bloques y bombas volcánicas. Además, forman plumas de erupción transportando materiales finos por varios kilómetros, que generan lluvias de cenizas. Cuando la columna de materiales es inestable, puede colapsar sobre sí misma y formar corrientes piroclásticas densas (International Union for Conservation of Nature, 2009; Parfitt y Wilson, 2009).

- d. Erupciones Plinianas: Las erupciones de este tipo expulsan gas, magma y clastos. Son extremadamente violentas y generalmente involucran magmas relativamente ricos en sílice y gases disueltos, que son muy viscosos y tiene temperaturas más altas que los magmas basálticos. El ejemplo más famoso de este tipo de erupciones es la ocurrida en el Monte Santa Helena en 1980 (Parfitt y Wilson, 2009).
- e. Erupciones Hidromagmáticas: Estas erupciones involucran la interacción del magma/lava con agua. Las interacciones se dan en distintos entornos: en el fondo oceánico donde los volcanes emergen en el piso marino; en aguas poco profundas en donde la lava entra en contacto con un río, lago o mar; debajo de un glaciar cuando la lava entra en contacto con el hielo, o cuando el magma entra en contacto con el agua antes de que se produzca la erupción (también denominadas erupciones freatomagmáticas) (Parfitt y Wilson, 2009).

## **2.3 Interacciones entre volcanes y glaciares.**

### **2.3.1 El concepto de glaciovolcanismo.**

Según Smellie, 2018, la palabra glaciovolcanismo fue usada por primera vez en el trabajo de Kelman et al. 2002 para describir formas geomorfológicas típicas y características especiales de los materiales expulsados en erupciones subglaciares en el Cinturón Volcánico Garibaldi (GVB por sus siglas en inglés), en Columbia Británica, Canadá.

Concretamente, el glaciovolcanismo se define formalmente como “una interacción volcánica con el hielo en cualquiera de sus formas y, por consiguiente, cualquier agua de fusión como consecuencia del calentamiento volcánico” (Douglass et al., 2015).

Esta interacción se puede dar bajo el hielo (subglaciar), sobre el hielo (supraglaciar) y/o proximal al hielo (restringiendo al hielo, impuesto sobre el hielo o en contacto con el hielo)(Smellie y Edwards, 2016).

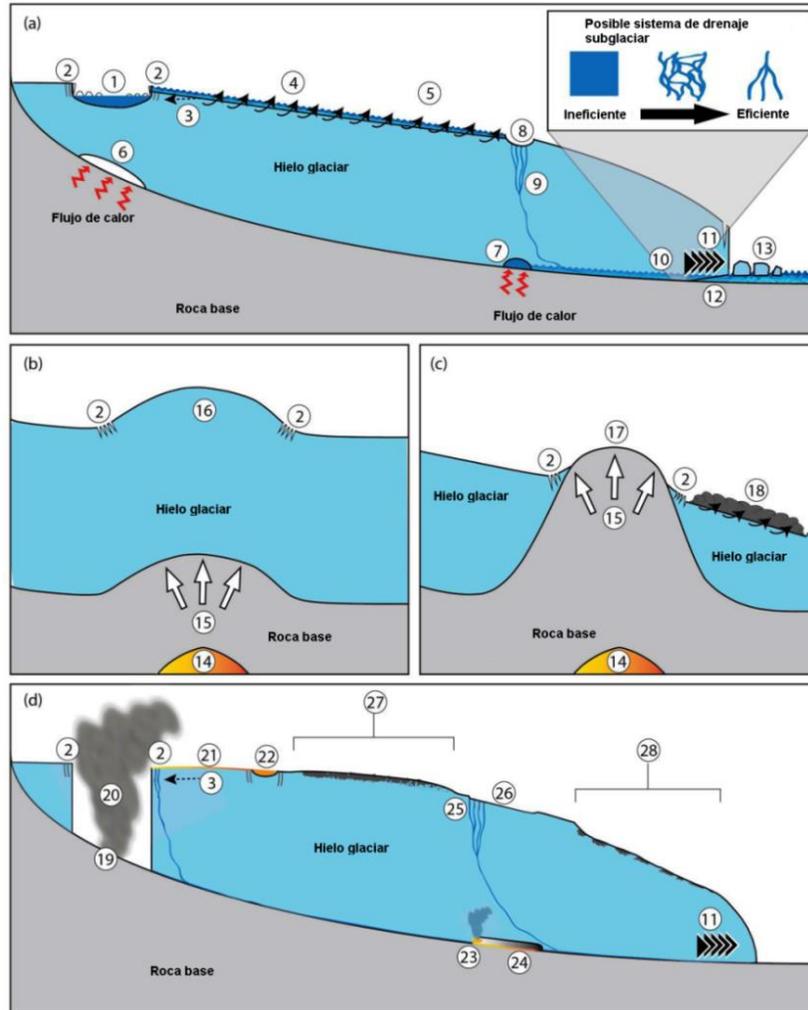
### **2.3.2 Tipos de glaciovolcanismo.**

Según Edwards et al. 2015, dependiendo de escenario eruptivo, el glaciovolcanismo moderno se puede dividir en 3 clases:

1. Derivado de erupciones bajo el hielo en las cuales, el hielo y el agua de fusión ejercen mayor influencia en el estilo eruptivo, también llamadas interacciones hielo/glacio-dominantes. Ejemplos de este tipo de clase no son comunes a nivel mundial, pero la evidencia geológica indica que fueron recurrentes en regiones volcánicas durante las glaciaciones. Dentro de estas clases se hacen dos divisiones: a) erupciones bajo capas de hielo >500m de espesor (erupciones en Islandia: *Katla* (1918), *Gjálp* (1996), *Grímsvötn* (1998, 2004, 2011)). En esta categoría también entra la erupción del volcán Hudson de 1991 (Naranjo et al., 1993) y; b) erupciones bajo capas de hielo <200m de espesor.
2. La segunda clase se dan en erupciones que ocurren en volcanes que tienen cráteres cubiertos por una capa delgada de hielo, en los cuales el derretimiento no es extenso. Sin embargo, la presencia de hielo y nieve en los alrededores ejerce una influencia considerable en las características y productos eruptivos. Esta clase de glaciovolcanismo también se conoce como de interacciones volcano-dominantes. Son comunes en volcanes cubiertos por nieve y hielo, como el volcán Villarrica y el volcán Llaima.
3. La tercera clase implica interacciones menores entre el volcán y hielo/nieve, pero que aún son inidentificables y se limitan a escalas locales. Probablemente, sea la clase más común. Se conocen también como “interacciones incidentales”.

### **2.3.3 Glaciovolcanismo y sus efectos sobre los glaciares.**

Major y Newhall, 1989, identifican 5 distintos mecanismos por los cuales la actividad volcánica causa perturbaciones y cambios en las superficies de hielo y nieve: 1) Mecanismos de erosión y derretimiento por los flujos piroclásticos o por explosiones de gases calientes; 2) Derretimiento de la superficie de nieve o hielo por los flujos de lava; 3) Derretimiento basal por erupciones sub-glaciares o por actividad geotermal; 4) Eyecciones de agua por erupciones a través de un cráter-lago y; 5) Depositación de tefras sobre el hielo y la nieve.



**Figura 5: Ilustración esquemática de los diferentes impacto de la actividad volcánica sobre los glaciares. Los números en la figura son descritos en el Anexo 1. Adaptado de Barr et al. 2018.**

Las interacciones glaciovolcánicas derivadas de actividad volcánica bajo el hielo se pueden ver en la **Figura 5**. En esta, los efectos y fenómenos se han separado en 4 grupos: (a) aumento del flujo de calor geotermal debajo de los glaciares, (b) crecimiento de un domo subglaciar que eleva la superficie que está por encima, (c) extrusión de un domo volcánico que deriva en flujos piroclásticos y corrientes densas y, (d) una erupción subglaciar, con flujos de lava y deposición supraglaciar de tefras. Lo números correspondientes a cada imagen se pueden ver en el Anexo 1.

### 2.3.4 Efectos en el glaciar por aumento del flujo de calor geotermal.

El aumento del flujo de calor subglaciar se puede dar sin que se observe una actividad volcánica y el principal efecto sobre los glaciares es el derretimiento basal, lo que puede causar cavidades (Bleick et al., 2013) o lagos subglaciares (Magnús T. Gudmundsson et al., 2007) que se manifiestan en la superficie del hielo como subsidencias y fracturas o grietas (Figura 6 (números 1, 2, 6, 7)). Si el flujo de calor subglaciar aumenta o se prolonga por largo tiempo puede causar retrocesos o avances/aceleraciones de los glaciares (Rivera et al., 2012) (Figura 6 (número 11)). La aplicación de modelos matemáticos de transferencia de calor en glaciares en conos volcánicos en la península de Kamchatka, Rusia, indican que el principal factor que influye en el movimiento del glaciar es el flujo de calor geotermal proveniente del volcán (Salamatín et al., 2000).

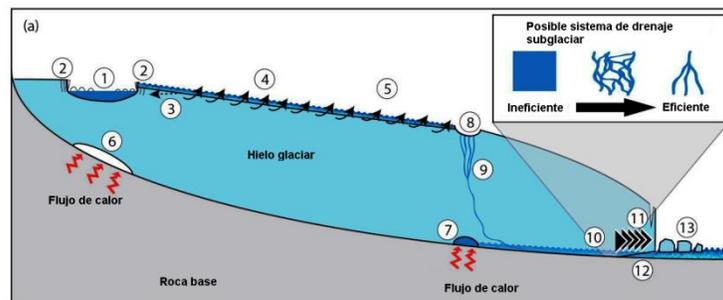


Figura 6: Esquema de los efectos del aumento del calor geotermal. Los números en la figura son descritos en el Anexo 1. Adaptado de Barr et al. 2018.

Subsidencias y fracturas en el hielo también han sido documentadas en varios lugares del mundo donde se da el glaciovolcanismo. Por ejemplo, subsidencias de 175m fueron registradas en el glaciar *Grímsvötn* (Islandia) poco antes de la erupción del volcán *Gjálp* en 1996. También se observaron fracturas en el hielo a lo largo del sistema de drenaje subglaciar del lago que se encuentra bajo la capa de hielo (Helgi Björnsson, 2003). Este mismo comportamiento fue observado en el año 2011 durante la descarga de agua abrupta desde los *cauldron* en la capa de hielo *Mýrdalsjökull* (Figura 7), donde se observó una subsidencia de 2-10 m en el hielo sobre el cauce subglaciar. Además, las mayores subsidencias se encontraron a 1-2 km de los *cauldron*, lo que es consecuente con la escala de distancia necesaria para que la transferencia de calor pase del agua a las paredes de hielo que encausan el agua de fusión (Jóhannesson et al., 2013).

En algunos casos, el flujo de calor subglaciar produce pozos u hoyos por fusión en el hielo que son visibles en las superficies de los glaciares, los que derivan en *cauldrons*, que pueden ser rellenados por agua, formando un lago (Barr et al., 2018), que a menudo,

aumentan el tamaño de la depresión por erosión de las paredes verticales. Eventualmente estos lagos pueden ser drenados de forma subglaciar (por infiltración) (Figura 6 (número 10 y 8)), formando depresiones en el hielo sobre el canal y pozos de derretimiento o supraglaciar (a través de canales de escurrimiento). El método de drenaje de estos lagos depende también del espesor del hielo, ya que glaciares con espesores <150 m se catalogan como permeables y con espesores >150 m son mayormente impermeables (Loughlin, 2002; Smellie, 2002). El vaciamiento de estos lagos puede generar lahares y flujos (Magnús T. Gudmundsson et al., 2004; Magnússon et al., 2012).

En etapas iniciales de los *cauldron* el hielo permanece relativamente “suave”, pero cuando este alcanza los 50 m de profundidad aparecen las fracturas en el hielo (Tuffen, 2007). En las zonas circundantes a la subsidencia, las grietas aparecen en patrones concéntricos (Figura 7) (Sigurdsson, 2015), que reflejan las reversiones en sentido del flujo del hielo, ya que este comienza a fluir hacia el centro de la depresión (Barr et al., 2018).



Figura 7: *Cauldron* y grietas concéntricas en la capa de hielo *Mýrdalsjökull* sobre la caldera del volcán *Katla*. (Magnús T. Gudmundsson et al., 2007).

### 2.3.5 Desarrollo de domos de lava subglaciares.

Cuando el magma asciende a través de la corteza terrestre provoca cambios el suelo y forma domos de lava, los que pueden deformar el hielo suprayacente (Figura 8) (Castruccio et al., 2017). Al igual que el aumento de calor geotermal, esto puede suceder sin una actividad volcánica visible. La formación y crecimiento del domo de lava puede deformar y fracturar la superficie del glaciar (Figura 8), como sucedió en la erupción del Monte Santa Helena durante la erupción de 1980 (Walder et al., 2008). Estos domos también son susceptibles a colapsos gravitacionales y a la destrucción por explosiones (Capra et al., 2015), lo que resulta en flujos piroclásticos supraglaciares (Barr et al., 2018).

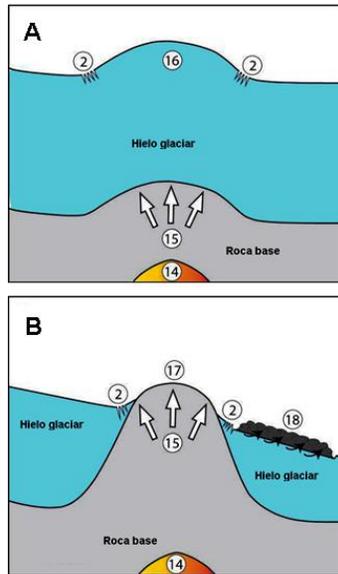
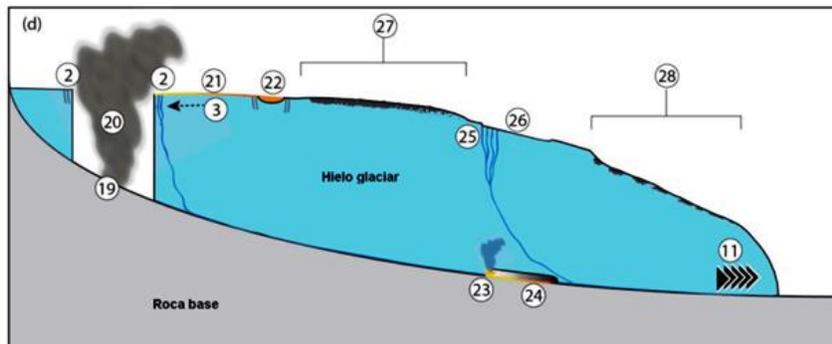


Figura 8: Esquema de los efectos del desarrollo de domos de lava subglaciares. A) Deformación y fracturación del hielo por crecimiento del domo; B) Extrusión del domo a través del hielo posibles flujos y lahares. Los números en la figura son descritos en el Anexo 1. Adaptado de Barr et al. 2018.

### 2.3.6 Erupciones subglaciares.

En el comienzo de una actividad volcánica de este tipo las erupciones se desarrollan bajo la capa de hielo (Figura 9 (números 23 y 24)) y se manifiestan en las superficies como subsidencias con presencia de agua de fusión (Figura 9 (números 23 y 26)). Además, el agua que se produce por el derretimiento del hielo puede salir del glaciar a través de grietas y fisuras que pueden formar flujos violentos. Dependiendo del volumen de agua de fusión liberado también podría deformar el hielo en su recorrido, provocando incluso colapsos en los frentes glaciares (Barr et al., 2018; Magnus T. Gudmundsson, 2000; Höskuldsson y Sparks, 1997; L. Wilson y Head, 2002).

Cuando la cámara bajo el glaciar formada por el magma entra con contacto con la atmósfera se produce una descompresión al interior de esta lo que provoca una explosión debido a la liberación abrupta de gases desde la lava (Figura 9 (números 2, 19 y 20)) (Magnússon et al., 2012; Smellie, 2002; Tuffen, 2007). En periodos pre-eruptivos, estas pueden ser precedidas por *cauldrons* o subsidencias en el hielo (Barr et al., 2018). Durante la erupción del volcán *Eyjafjallajökull* en 2010, se desarrollaron *cauldrons* de 200 m de ancho y se abrieron cráteres a través del hielo de 210 m de espesor (Magnússon et al., 2012). En Chile, el volcán Hudson ha registrado este tipo de erupciones, siendo la de 1991 la más importante (Naranjo et al., 1993).



**Figura 9: Esquema de los efectos de una erupción subglaciar en el hielo. Los números en la figura son descritos en el Anexo 1. Adaptado de Barr et al., 2018.**

Otro efecto de las erupciones subglaciares sobre las capas de hielo deriva de los depósitos de materiales volcánicos supraglaciares (Figura 9 (27 y 28)) que influyen en la ablación del glaciar. Esta influencia depende del espesor de la capa de material depositado y se rige por dos procesos: La reducción del albedo, lo que implica un aumento en la radiación absorbida y la energía para la fusión disponible y; en segundo lugar se debe considerar la resistencia térmica de la capa de partículas con la resultante pérdida de transferencia de calor hacia la superficie de hielo (Möller et al., 2016). El impacto en los glaciares también depende de la temperatura a la que se depositó la tefra, el área cubierta por esta, depósitos preexistentes y condiciones del tiempo atmosférico al momento de la deposición y posterior a esta (Barr et al., 2018).

A través de modelaciones y observaciones en terreno, se han estimado espesores críticos de tefras en donde la ablación es igual a la de una superficie de hielo descubierta. En relación a esto, Möller et al., 2016 concluye que bajo un espesor de 1-2 mm de tefras la ablación aumenta un 25% en comparación a una superficie descubierta. Una capa de 10 mm es el espesor crítico en el cual, la ablación es igual a la de una superficie descubierta y, bajo una capa de 50 cm de espesor el hielo queda completamente aislado.

En el volcán Villarrica se ha estimado una capa 5 mm como el espesor crítico (Brock et al., 2007), la que actúa como una capa aislante del glaciar (Rivera et al., 2006).

Kirkbride y Dugmore, 2003 concluyen que una depositación de tefras de la erupción del año 1947 del volcán *Hekla*, sobre el glaciar *Gígjökull* provocó un avance que se prolongó por 7 años. Sin embargo, a largo plazo, las tefras aumentan la ablación del glaciar y esto

puede suceder por décadas, mientras permanezcan materiales volcánicos sobre la superficie.

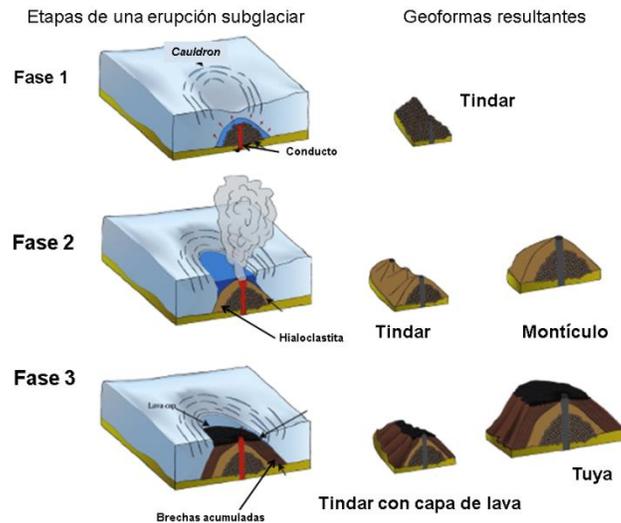
### **2.3.7 El modelo clásico de erupciones subglaciares.**

Cuando el magma/lava entra en contacto con el hielo la diferencia de temperatura entre ambos materiales causa violentas interacciones (Jain, 2013). Bajo capas de hielo espesas, las presiones son más altas y el estilo de erupción es predominantemente efusivo (Stevenson et al., 2009), mientras que a bajas presiones (capas de hielo delgadas), la erupción se torna explosiva (Jakobsson y Gudmundsson, 2008).

El modelo clásico de erupciones subglaciares y de las geoformas derivadas de esta interacción se basa en investigaciones sobre morfología y litofacies en edificios volcánicos formados en contacto o confinados por hielo (Pedersen y Grosse, 2014). Este modelo, basado en mapas geológicos de Islandia y Columbia Británica (Canadá), asume tres fases en la evolución de un edificio volcánico en interacción con hielo (**Figura 10**).

En la primera fase la actividad volcánica subglaciar depende del espesor del hielo al momento de la erupción. Si el espesor del hielo es lo suficientemente grande (>500 m) la erupción comenzará como una eyección efusiva de lava almohadilla, donde la temperatura del magma derretirá el hielo creando agua en cámaras que confinarán el material expulsado, siendo estas mayoritariamente lavas de almohadilla y en menor proporción, hialoclastita. En la superficie del glaciar, alrededor del edificio volcánico que se está formando por debajo, se formará una subsidencia. Esta subsidencia o depresión se conoce como *Ice Cauldron* que puede estar delimitada por paredes verticales o por grietas concéntricas en sentido de la subsidencia (Sigurdsson, 2015). Si el espesor del hielo es más delgado o la erupción continúa por un tiempo suficiente, la presión que ejerza el hielo suprayacente junto al agua de fusión allí existente será baja, lo que permitirá una erupción explosiva, que producirá depósitos de clastos volcánicos vítreos, siendo esta la segunda fase del proceso (Pedersen y Grosse, 2014; Sigurdsson, 2015). Esto crea un lago en el cráter que se ha formado en el hielo. Si la actividad volcánica continúa, los depósitos expulsados se acumularán alrededor del punto de origen y eventualmente, estos emergerán por sobre la superficie del agua del lago, cambiando el estilo de erupción a subaérea, comenzando la fase número tres. El material que saldrá del conducto subaéreo se depositará en los alrededores formando tobas de lapilli y de brechas.

Finalmente, una vez que el hielo sobre el volcán ha desaparecido, quedan expuestas las geoformas con las distintas litofacies derivadas de la interacción magma-hielo (**Figura 10**).



**Figura 10: Etapas de una erupción subglaciar y geoformas y litofacies derivadas de la interacción magma-hielo. Adaptado de Pedersen y Grosse, 2014.**

Gracias a observaciones en Islandia de erupciones subglaciares y de derretimientos del hielo por acción geotermal, se ha explicado la deformación de este expuesto a erupciones subglaciares de la siguiente forma: En una primera etapa, el hielo del techo de la cavidad se cerrará hacia dentro de sí mismo debido al peso del glaciar. Si el radio de la cavidad es más pequeño en comparación al espesor de la capa de hielo la deformación será dúctil. Esto podría formar una subsidencia en la superficie. Si la cavidad incrementa de tamaño, el estrés por encima de esta excede el umbral de una deformación dúctil, lo que podría provocar un colapso por quiebre del hielo. En la **Figura 11** se muestra un esquema de una erupción bajo el hielo y su evolución, la que termina con la eyección de material volcánico de forma subaérea posterior al colapso del techo de la cavidad (Tuffen, 2007; L. Wilson y Head, 2002).

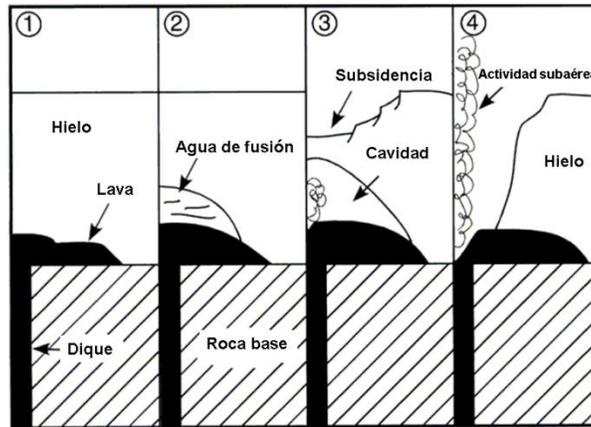


Figura 11: Esquema de una erupción subglaciar. Adaptado de Wilson y Head, 2002.

### 2.3.8 El modelo de Höskuldsson y Sparks (1997).

Para comprender en detalle la interacción magma-hielo se han desarrollado distintos modelos físicos en base a observaciones y experimentos en laboratorios (Tuffen, 2007).

Un primer modelo es el propuesto por Höskuldsson y Sparks (1997), quienes desarrollaron el modelo de erupciones efusivas para un sistema termodinámico cerrado donde, durante una erupción del tipo efusiva, el flujo de calor convectivo en el agua por fusión no será efectivo para derretir más hielo hasta que se supere los 4°C de temperatura (Höskuldsson y Sparks, 1997). En este caso el agua de fusión se conservará en cavidades formando lagos los que sólo podrán existir si la presión del hielo suprayacente alrededor del lago supera la presión hidrostática de la base de glaciar por debajo del depósito de agua (Höskuldsson y Sparks, 1997). Esto depende estrechamente de la topografía subglaciar y de la geometría de este, ya que cambios de presión causados por un derretimiento rápido de la cavidad pueden ser mucho más altos que los relacionados con el espesor del hielo y la topografía de glaciar.

En el estudio de Höskuldsson y Sparks, se plantea que la estabilidad de las cavidades con agua de fusión se ve favorecida en erupciones basálticas porque la presión se mantiene negativa dentro de la cavidad. También sugieren que la estabilidad de las cavidades se da a bajas tasas de efusión, donde la transferencia de calor es más efectiva. En contraste, a tasas de efusión más altas, las lavas se acumulan cerca del punto de salida de magma, enterrándose capa tras capa antes de que puedan liberar su calor. Sucedido esto, la transferencia convectiva de calor puede no ser suficiente para mantener la presión negativa en la cavidad. Así, en erupciones donde la transferencia de calor

desde el magma hacia la cavidad con agua es menos efectiva, se puede desarrollar una presión interna positiva de los depósitos (lavas), lo que eleva el techo de la cavidad, permitiendo la salida de agua en etapas tempranas de la erupción.

Si en una erupción volcánica, las tasas de derretimiento basal son muy altas, es poco probable que la deformación del hielo pueda mantener el sistema en equilibrio por lo que el agua de fusión podría drenar. Uno de los efectos de esta pérdida de equilibrio es que el hielo por encima de la cavidad con agua comience a flotar y a girar alrededor de esta, permitiendo la salida de agua, como eventualmente podría suceder en un *cauldron*.

Una alta tasa de efusión deriva en derretimiento más rápido y por tanto mayor acumulación de agua, lo que podría levantar el glaciar permitiendo el escape de agua, pero una pequeña pérdida de agua dentro de la cavidad puede reducir la presión y mantener el equilibrio del sistema, así que el levantamiento del hielo por sí solo no desencadenaría un escape abrupto de agua.

Según el tipo de lava expulsada en la erupción subglaciar, estas podrían formar un *cauldron* o un domo de lava, si se trata de materiales basálticos o riolíticos respectivamente (Höskuldsson y Sparks, 1997).

### **2.3.9 El modelo de Wilson y Head (2002).**

Otro modelo de interacción magma-hielo es el de Wilson y Head, (2002) donde se plantea que si la tasa baja de efusión se extiende por un largo periodo de tiempo, esta puede formar un *sill* de lava (intrusión tubular, concordante y subconcordante con las capas por donde se desplaza) el que creará una cavidad por donde se desplace. Si la inyección de magma hacia el flujo de lava (*sill*) se detiene, el crecimiento cesa, sin embargo, continuará derritiendo hielo hasta que todo el calor del magma sea liberado hacia el agua de la cavidad. Debido a la reducción de presión que sucede a medida que el hielo se transforma en agua, cualquier exceso de presión que pueda quedar en el magma, junto con cualquier esfuerzo de compresión no hidrostático presente en el hielo suprayacente, hace que este se relaje rápidamente. Una vez que el *sill* haya dejado de crecer, ocurre la subsidencia del hielo en superficie, formando un *cauldron*, donde sólo ocurrirá un cambio morfológico mayor si el agua de fusión se escapa a través de una filtración de forma abrupta (flujos). También plantean que el único signo visible en la superficie de cualquier actividad del *sill* será una subsidencia sobre el punto de alimentación de magma, formando un *cauldron* y sólo si el agua acumulada en la cavidad escapa rápidamente en

un flujo se producirán cambios más complejos en el corto plazo en la superficie del glaciar (L. Wilson y Head, 2002).

En cambio si la intrusión de lava en la base del glaciar sigue creciendo debido a la inyección de magma, eventualmente alcanzará el borde del hielo haciendo contacto con el aire. La liberación de presión confinada desde la cavidad formada por el *sill* al momento de hacer contacto con la atmósfera podría desencadenar liberaciones rápidas de agua, formando flujos violentos. También se puede producir una descompresión explosiva del *sill* y aumento de la temperatura del hielo suprayacente. Sucedido esto y si se prolonga en el tiempo, la erupción evoluciona y podría tornarse explosiva, pasando a una actividad subaérea donde la interacción con el agua podría provocar una actividad freatomagmática.

### **2.3.10 El modelo de Tuffen (2007).**

Tuffen, 2007 basado en modelos anteriores de interacciones magma-hielo, establece en su estudio que la deformación del hielo en las paredes de la cavidad formada por la acción de la lava es insignificante cuando la tasa de descarga de magma es alta y produce grandes cantidades de agua sobre el edificio volcánico en formación, propiciando de esta manera la depositación de tefras por corrientes de densidad acuosa alimentadas por la erupción. Por el contrario, cuando la tasa de efusión de magma es baja la deformación del hielo es mucho más importante ya que la lava llena la cavidad que ha derretido en el hielo, comenzando un estilo intrusivo de erupción. También expone que las erupciones de tipo intrusivas son favorecidas por altas presiones en la cavidad, mientras que bajas presiones en la cavidad permiten erupciones explosivas.

Con base en datos obtenidos durante la erupción del volcán *Gjálp*, en Islandia, Gudmundsson et al., 2004, estableció una posible relación entre la presión de la cavidad ( $P_c$ ) y la presión glacioestática ( $P_g$ ), la que se muestra en la **Figura 12**. A la derecha de  $\Delta P$ , la cavidad es cerrada por la presión suprayacente. En cambio, si la presión de la cavidad es mayor a la presión glacioestática, el glaciar se levanta. El valor de 5 Mpa en la presión de la cavidad marca el límite entre la expulsión de lavas de almohadillas o si la erupción expulsará tefras (Tuffen, 2007).

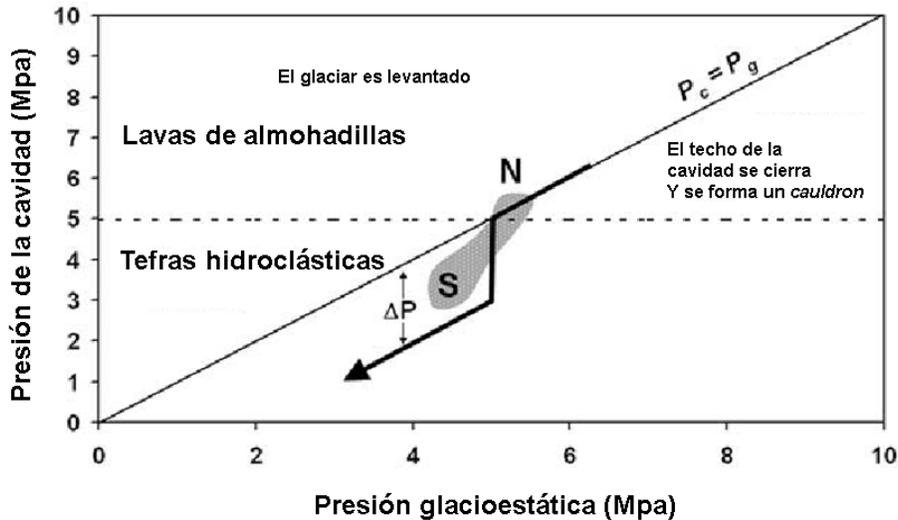


Figura 12: Posible relación entre la presión de la cavidad y la presión glacioestática. Adaptado de Tuffen, 2007.

### 3. Marco metodológico.

#### 3.1 Materiales.

Para determinar los efectos de la erupción de 2011 en los glaciares sobre el volcán Hudson, se analizarán datos de sensores remotos: imágenes satelitales y modelos digitales de elevación MDE SRTMv3 y MDE CAMS.

##### 3.1.1 Sensores remotos.

Un sensor remoto es un instrumento de medición que registra la información de un objeto sin estar en contacto con él (Elachi y Van Zyl, 2006). Se clasifican primariamente en dos tipos según el método que utilizan para captar la información del objeto: sensores remotos activos y sensores remotos pasivos. Los primeros utilizan su propia fuente de energía para iluminar el objeto que observa. Luego el sensor detecta y mide la energía reflejada o retrodispersa desde el objeto. En cambio, los sensores pasivos detectan la energía natural del objeto ya sea emitida o reflejada, siendo la luz solar la fuente más común de radiación medida por los sensores pasivos (NASA, 2018).

##### 3.1.2 Modelos digitales de elevación.

Un modelo digital de elevación (MDE o DEM por sus siglas en inglés) se puede definir como una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de la

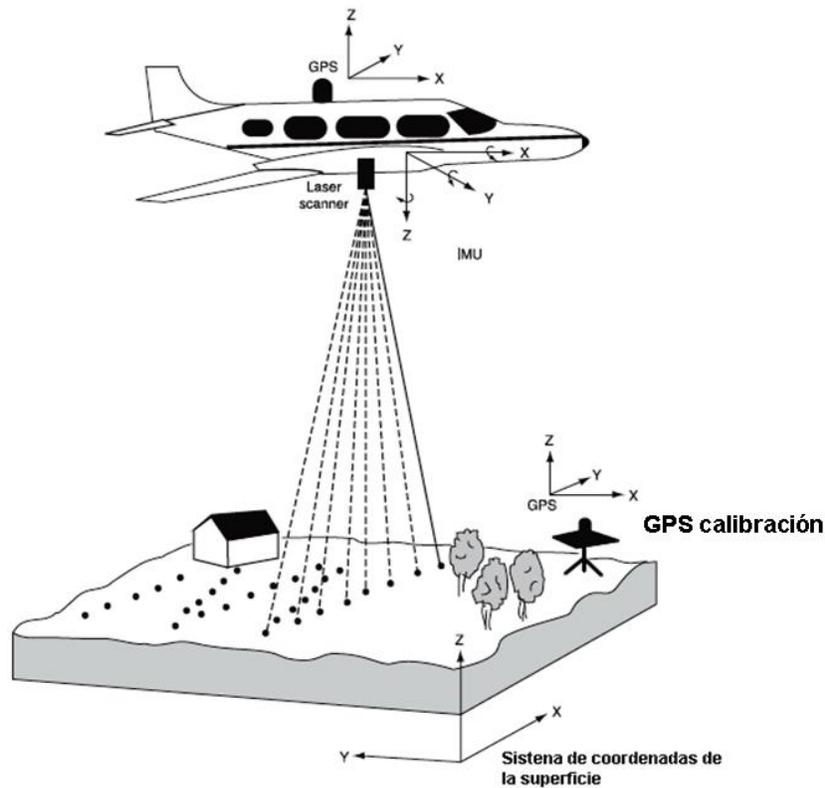
altitud de la superficie del terreno, tomando como referencia el nivel del mar (Felicísimo, 1994).

Los métodos por el que se obtienen los datos para crear un MDE son variados, sin embargo, en esta investigación se utilizarán datos provenientes de Interferometría SAR (RADAR) y de *Light Detection and Ranging* (LiDAR). Ambos métodos se catalogan como sensores remotos activos (NASA, 2018).

Los sensores LiDAR disparan pulsos electromagnéticos en varias longitudes de onda, dependiendo del objeto de estudio, los que se reflejan en el objetivo, midiéndose el tiempo de retorno de esos pulsos hasta la fuente. El tiempo de retorno es procesado para calcular las distancias entre el sensor y el objetivo. El resultado del proceso es una nube de puntos con datos de altitud que puede ser transformada a un MDE (Lillesand et al., 2015; NASA, 2018; Rees y Pellikka, 2009).

Los equipos LiDAR aerotransportados escanean el terreno registrando datos de tiempo de retorno (**Figura 13**). Para georreferenciar esta información, se equipa a la aeronave que llevará el sensor con un GPS de alta precisión. Además, se utiliza una unidad de movimientos inerciales (IMU por sus siglas en inglés) para determinar la orientación de la aeronave (comportamiento angular), la que puede ser cabeceo, aladeo y giro (Lillesand et al., 2015). También se instala un GPS en tierra que sirve como punto de calibración del LiDAR.

Debido a la alta precisión de los GPS que se utilizan para georreferenciar los datos LIDAR, los MDE derivados de estos tienen diferencias de 17 a 19 cm en zonas descubiertas y alcanzan hasta los 26 cm en lugares con bosques en comparación con puntos de control derivados de GPS geodésicos (Hodgson y Bresnahan, 2013).



**Figura 13: Esquema de funcionamiento del sistema LiDAR. Adaptado de Lillesand et al., 2015.**

Los sistemas de RADAR disparan un pulso de energía en las longitudes de ondas de radio y las antenas del sistema capturan la señal que rebota en el objeto de estudio. Un radar típico (detección y rango de radio) mide la intensidad y el tiempo de ida y vuelta de las señales de microondas emitidas por una antena de radar y reflejadas en una superficie u objeto distante. La ventaja de estos sistemas es que pueden captar información de día y de noche. Además, las ondas de radio pueden atravesar nubes, neblina y otras condiciones atmosféricas (Lillesand et al., 2015).

La interferometría radar se basa en el paralaje de imagen, pero en este caso analizando la fase de las señales de radar recibidas por dos antenas ubicadas en distintos puntos del espacio (Lillesand et al., 2015). En la **Figura 14** se puede observar como la señal rebota en el punto P y vuelve a las antenas A1 y A2 a través de las distancias  $r_1$  y  $r_2$ , respectivamente. La diferencia entre las longitudes  $r_1$  y  $r_2$  dará como resultado la diferencia de fase  $f$ , que varía de 0 a  $2\pi$ . Si se conoce la línea interferométrica base (B) con un alto grado de precisión, esta diferencia de fase se puede usar para calcular la elevación del punto P (Lillesand et al., 2015).

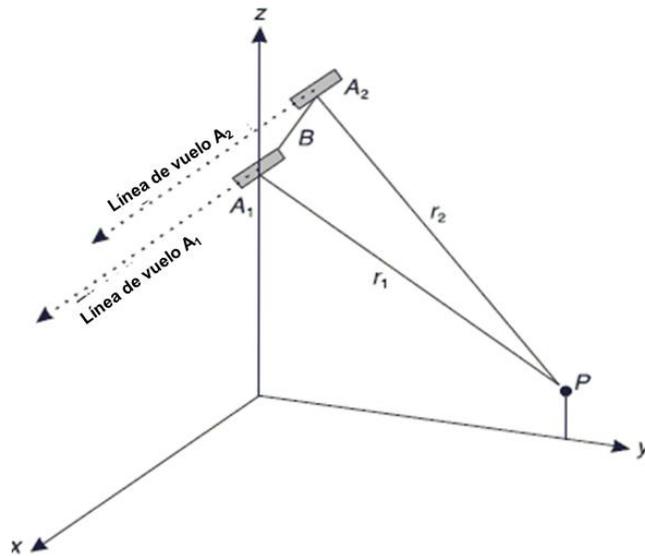


Figura 14: Esquema del funcionamiento de interferometría radar.

### **MDE SRTM v3 (*Shuttle Radar Topography Mission*).**

Los MDE SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) es un modelo global de elevación de terreno generado con la técnica de interferometría de radar llevada a cabo durante una misión de la NASA acaecida en febrero del año 2000. El resultado de la misión fue un MDE de 90 m de resolución que en versiones posteriores sería mejorado hasta alcanzar una resolución de 30 metros (Farr et al., 2007).

La versión 3 (v3) (Figura 15), fue liberada al público en 2015 e incluye varias mejoras respecto de la versión 1, debido a que se rellenaron los vacíos con datos ASTER GDEM y posee una resolución de 30 m (Kretsch, 2020, NASA, 2014).

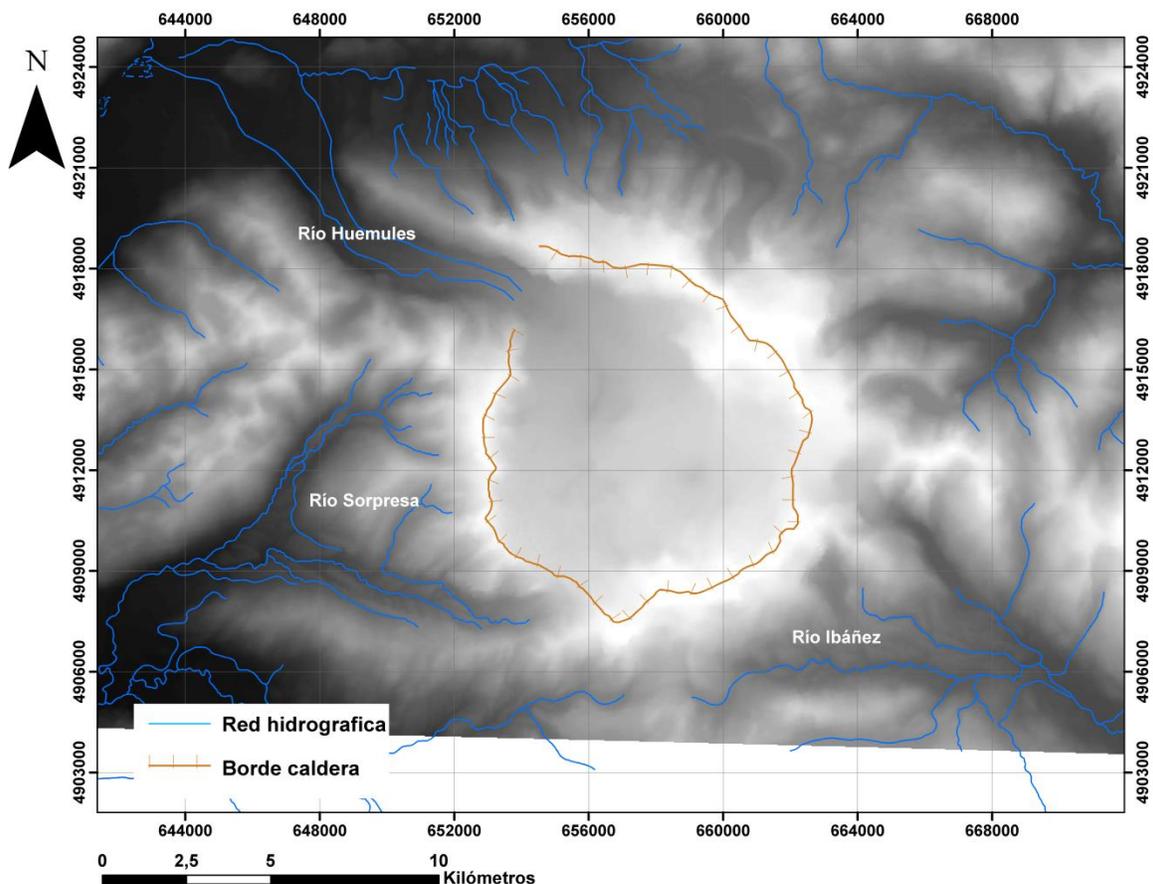


Figura 15: MDE SRTMv3 del volcán Hudson. Coordenadas UTM, WGS-1984, UTM18S

### MDE LiDAR CAMS 2011 y 2012.

El 7 y 18 de agosto de 2011 y el 25 de agosto de 2012 se montó el Sistema de Mapeo Aerotransportado denominado CAMS (CECs *Aerotransporting Mapping System*) a bordo de un avión *Twin Otter* del Servicio Aerofotogramétrico (SAF) de la Fuerza Aérea de Chile FACH. El sistema LiDAR que integra CAMS trabaja en una longitud de onda de  $0,904 \mu\text{m}$  con un ángulo de apertura de  $60^\circ$ . Su rango de medición máximo es de 500 metros de distancia al objetivo de estudio con una precisión vertical cercana a 0,2 m (Rivera et al., 2015). El MDE obtenido con CAMS puede alcanzar a una resolución espacial de 0,5 metros.

Para realizar las mediciones, se utilizó la base de la Fuerza Aérea de Chile en Balmaceda, a 98 km al E del volcán como punto central de la logística de la campaña. En este mismo lugar se instaló una estación GPS de precisión geodésica como punto de calibración. Debido a la zona remota donde se encuentra el área de estudio no fue posible tomar mediciones de GPS cerca del volcán.

Para reconstruir la trayectoria de vuelo se analizaron los datos GPS e IMU. El resultado de este proceso se utilizó para darle coordenadas a las mediciones laser y poder ser proyectadas en el sistema geográfico WGS84, teniendo en consideración la posición del sistema CAMS. Como resultado se obtuvo una nube de puntos con una densidad de 0,5 por metro cuadrado. Posterior a esto, la nube fue transformada en un MDE con un tamaño de pixel de 5 m.

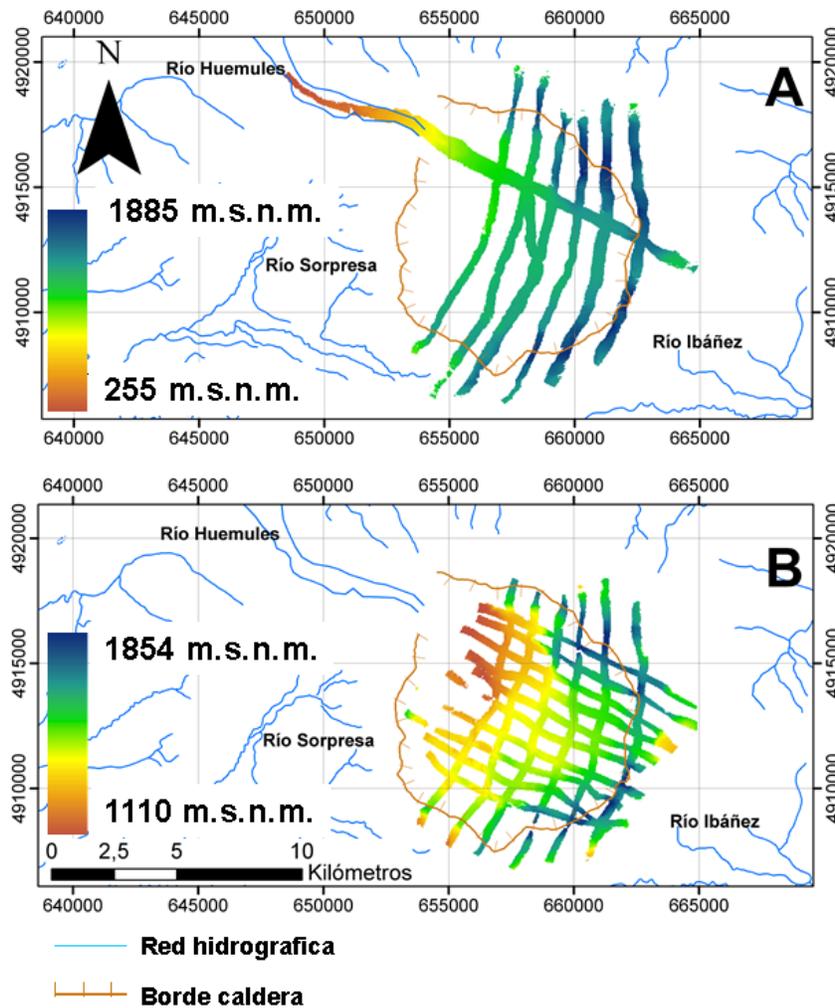


Figura 16: MDE derivados de CAMS. A) CAMS 2011; B) CAMS 2012. Coordenadas UTM, WGS-1984, 18S.

### 3.1.3 Imágenes satelitales.

Una imagen satelital se puede definir como un registro de la radiación, que se almacena como un valor llamado nivel digital (ND), reflejada o emitida por un material en particular que se encuentra en la superficie terrestre o del cuerpo celeste que sea. Esta radiación se

puede captar en las distintas longitudes de onda del espectro electromagnético dependiendo de las características del sensor en cuestión (Elachi y Van Zyl, 2006).

Para esta investigación se usaron principalmente imágenes provenientes de los siguientes sensores: ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), Landsat 5 TM (*Thematic Mapper*), Landsat ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), EO-1 ALI (*Earth Observing One Advanced Land Imager*).

Para la selección de las imágenes utilizadas se aplicaron 3 criterios: 1. La escena sólo podía tener el 10% de la cobertura total con nubes, 2. El objeto de estudio no podía estar dentro del 10% de cobertura nubosa y, 3. La escena debe tener la menor cobertura nival posible.

## **3.2 Métodos.**

### **3.2.1 Ajustes de MDE.**

Para minimizar el nivel de error que se requiere para la detección significativa del cambio de elevación de un glaciar, se buscaron zonas en roca cuya elevación fuera estable a lo largo del tiempo y que permitieran la comparación entre los MDE disponibles. Para ello se aplicaron las correcciones propuestas por Nuth y Kääb (2011), que usando la relación entre las diferencias de altitud y la orientación del terreno se puede corregir la desalineación de los DEM, tal como se muestra en la **Figura 17** donde: “a” es la magnitud del desplazamiento horizontal, “b” es la dirección del desplazamiento,  $\alpha$  es la pendiente del terreno,  $\psi$  es la orientación del terreno y  $\overline{dh}$  son las diferencias en cada punto de comparación entre MDE.

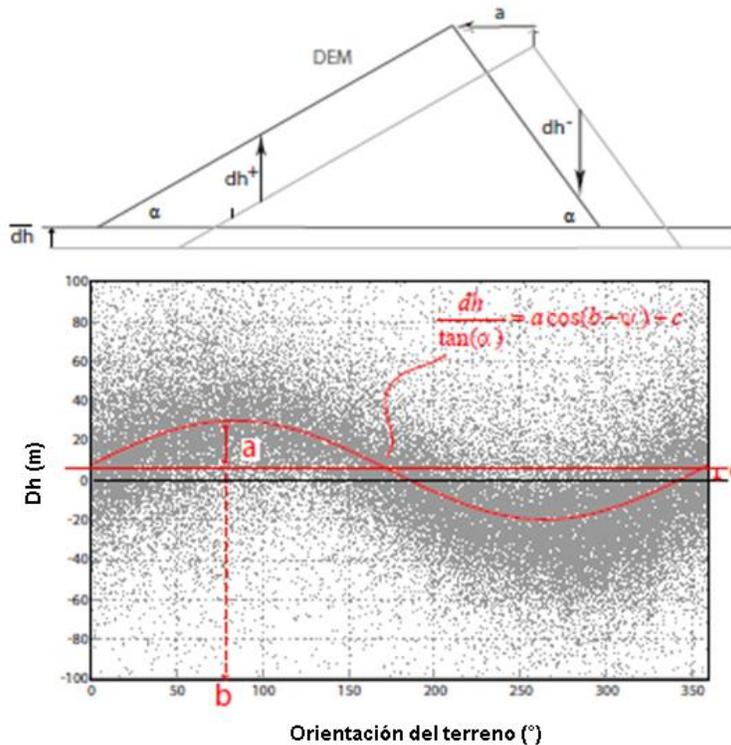


Figura 17: Relación entre Dh: diferencias de elevación, orientación y pendiente. Adaptado de Nuth, 2011.

Siguiendo la metodología propuesta por Rivera et al. 2005 (Figura 18), se seleccionaron las zonas de roca visibles en las imágenes satelitales de fechas cercanas al fin del año hidrológico de los años 2000, 2011 y 2012 y que tuvieran traslape con todos los MDE a comparar. El raster de las diferencias en las zonas de roca fue comparado con la orientación de las mismas superficies extraídas del MDE más antiguo. Como resultado del proceso, se obtuvo la ecuación que mejor se ajustaba a la curva observada en la relación entre diferencia de altitud y orientación, la que fue aplicada al MDE base, obteniendo un modelo de elevación ajustado.

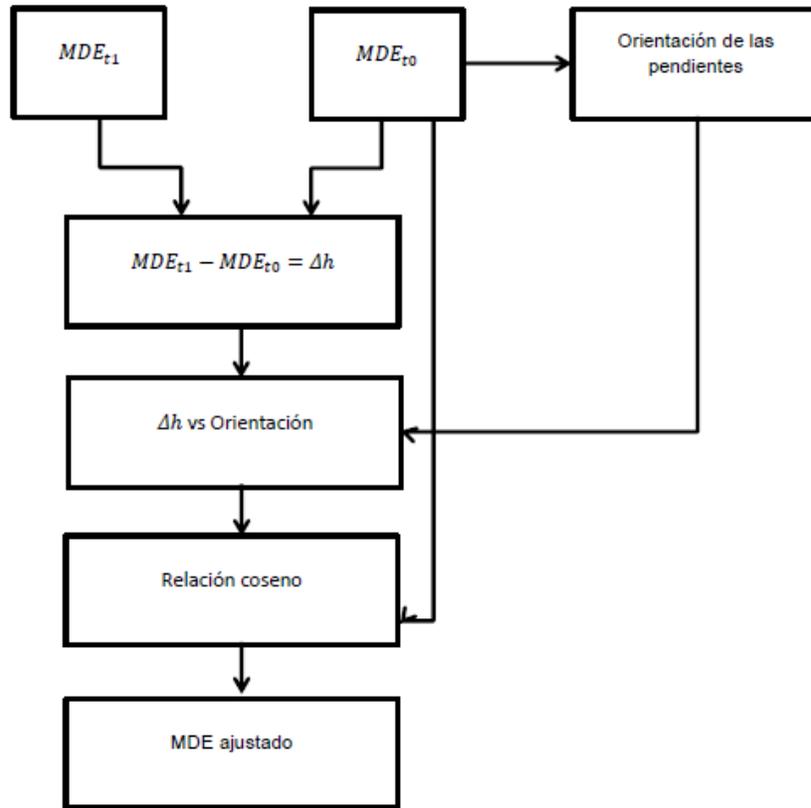


Figura 18: Esquema simplificado del ajuste de MDE.

### 3.2.2 Cambios de elevación.

Los cambios en la topografía superficial de una glaciar se pueden determinar a través de las diferencias entre MDE de distintas fechas (Dirscherl y Rossi, 2018). Estas variaciones de elevación fueron calculadas por medio de la sustracción algebraica de MDEs (Gonga-Saholiariliva et al., 2011).

Para esta investigación, los pares MDEs a comparar son CAMS 2011-SRTMv3, CAMS 2012-SRTMv3 y CAMS 2012-CAMS 2011. Para que los cambios de elevación detectados pudiesen ser comparables entre los periodos, se re-muestreó la resolución espacial del tamaño de pixel de los MDE CAMS 2011 y CAMS 2012 a un tamaño de 30 m a través de la técnica del vecino más cercano (ESRI, 2020). Todos los datos utilizados para el cálculo de los cambios de elevación fueron procesados en coordenadas UTM, datum WGS 84, huso 18S, con tamaño de pixel de 30 m para las comparaciones de datos CAMS con SRTMv3 y 5 m para comparaciones entre datos CAMS.

La selección de estos años de comparación busca detectar los cambios producidos por la erupción y comparar estos con un periodo de referencia (2000-2011) donde no se hayan registrado erupciones. Los cambios a largo plazo, entre el año 2000 y 2012 también se analizarán para estimar los efectos de la erupción en los glaciares en comparación al año 2000. Sin embargo, los cambios provocados por una erupción volcánica sobre un glaciar son mayores a los causados por variaciones climáticas, por lo que no pueden ser comparados directamente con un periodo sin erupción e interpretarse sólo en términos de variaciones climáticas (Jóhannesson et al., 2013). Los efectos de la erupción sobre los glaciares se determinarán con la comparación de los MDE de 2011 y 2012.

Las comparaciones entre los distintos sets de elevación se realizaron solo en las zonas donde había traslape, por lo que algunas áreas del volcán quedaron sin cobertura de datos. Para eliminar valores extremos de los ajustes en roca y de las comparaciones entre MDE se aplicó un límite a las diferencias de  $3\sigma$  (tres desviaciones estándar) (Rivera y Casassa, 2004)

### **3.2.3 Errores de los MDE y de sus diferencias.**

Los errores de los MDE se pueden dividir en tres grupos: el primero está relacionado con los parámetros del sistema durante el periodo de adquisición: largo de la línea base y su orientación, la fase, el rango de inclinación y la posición de la antena. El segundo grupo de errores está relacionado con los pasos del procesamiento de los datos “crudos” y el tercer grupo se relaciona con el tipo de superficie que representa el MDE (Elkhrachy, 2016; Falorni et al., 2005).

Para el caso de los MDE SRTM, se ha establecido un error absoluto de  $\pm 6,2\text{m}$  para Sudamérica (Farr et al., 2007) y el origen de estos se debe principalmente a la oscilación de la antena al momento de la captura de datos.

Los errores de los MDE generados con tecnología LiDAR están asociados al sistema de posicionamiento global (GPS) equipado en el avión que transporta el equipo laser y a la unidad inercial de mediciones (IMU) que monitorea la posición del punto laser. Además, el tipo de superficie a la que es dirigido el as del láser y la pendiente influyen en los errores verticales y horizontales, sin embargo, en pruebas empíricas de precisión de altitud en comparación con datos de GPS geodésico, se han estimado errores de  $\pm 0,2\text{m}$  en roca, como los obtenidos en investigaciones de variaciones volumétricas en el volcán Villarrica (Rivera et al., 2015). El valor anteriormente descrito será el utilizado en esta investigación.

El error medio  $ME$  para las zonas de roca se estimó como lo plantea Gonga-Saholiariliva et al. 2011b y se describe con la Ecuación 1:

$$ME(z) = 1/n \sum_{i=1}^n (Zmde - Zref) \quad (1)$$

**Ecuación 1: Error medio.**

Donde  $Zmde$  es la elevación de MDE,  $Zref$  es la elevación del MDE de referencia y,  $n$  es el número de puntos de medición.

El error de las diferencias entre MDE comparados se calculó a través el error cuadrático medio de las diferencias verticales (Ecuación 2) (Gimeno, 2014; Gonga-Saholiariliva et al., 2011). Donde  $E_{z1}$  y  $E_{z2}$  son los errores de los MDE comparados.

$$Error\ combinado\ MDE = \sqrt{E_{z1}^2 + E_{z2}^2} \quad (2)$$

**Ecuación 2: Error combinado de las diferencias entre MDE.**

Para dejar fuera de los análisis valores que pudieran ser errores aleatorios (Gonga-Saholiariliva et al., 2011) se aplicó la Ecuación 3, de la cual derivan el rango de variaciones del altitud que se consideran como ruido.

$$Error\ combinado = 1/n \sum_{i=1}^n (Zmde - Zref) \pm \sqrt{E_{z1}^2 + E_{z2}^2} \quad (3)$$

**Ecuación 3: Rango de valores considerados como error.**

Para determinar si el histograma de las diferencias en roca sigue una distribución normal, se evaluará el valor p de la muestra. Siendo este una medida de la fuerza de la evidencia de la aceptación o rechazo de una hipótesis nula y en consecuencia, la aceptación de una hipótesis alterna. Para el caso de esta investigación, la hipótesis nula será que la distribución es normal con una confianza del 95%. Si un valor p es menor a 0,05, se rechaza la hipótesis nula y se acepta la alterna. En cambio, si el valor p es mayor al nivel de significancia, la hipótesis nula no puede ser rechazada.

### 3.2.4 Estimaciones de volumen.

Para conocer los efectos de la erupción en la topografía del volcán Hudson se calculará la variación de volumen a partir de las diferencias de elevación. Esto se hará a través de multiplicación del área del pixel de cada diferencia de MDE por la variación de altitud. El error asociado a este cálculo será la multiplicación del área del pixel de las diferencias de MDE por el error combinado descrito en la Ecuación 2 (Dirscherl y Rossi, 2018).

Para convertir los cambios de elevación y de área de hielo en unidades equivalentes en agua, se asumió que la superficie del glaciar tenía hielo principalmente, pero también podría tener nieve y neviza en bajas proporciones, por lo que se usó una densidad de 830 kg/m<sup>3</sup> que refleja esa composición mixta (Rivera et al., 2016)

### 3.2.5 Cambios en la superficie de los glaciares.

La caracterización de la superficie del hielo en el volcán Hudson se realizó analizando de forma visual las imágenes satelitales de la Tabla 2, según lo propuesto por Mölg et al., 2020. Además, los MDE CAMS tienen asociados un ortomosaico los que también fueron utilizados en el análisis.

Fecha adquisición	Sensor/Sistema/Procesamiento	Tamaño pixel (m)	Periodo
07-03-2000	LandSat 7 ETM+	30	pre-eruptivo
27-02-2005	ASTER L1T	15	pre-eruptivo
04-04-2007	ASTER OTH	15	pre-eruptivo
12-02-2011	LandSat 5 TM	30	pre-eruptivo
08-04-2011	LandSat 7 ETM+	15-30	pre-eruptivo
07-08-2011	CAMS	0,5	pre-eruptivo
18-08-2011	CAMS	0,5	pre-eruptivo
25-10-2011	LandSat 5 TM	30	pre-eruptivo
01-11-2011	EO1-ALI	10	post-eruptivo
17-11-2011	EO1-ALI	10	post-eruptivo
30-11-2011	EO1-ALI	10	post-eruptivo
13-12-2011	ASTER OTH	15	post-eruptivo
22-02-2012	LandSat 7 ETM+	15-30	post-eruptivo
18-03-2012	ASTER OTH	15	post-eruptivo
26-04-2012	ASTER OTH	15	post-eruptivo

Tabla 2: Imágenes satelitales utilizadas.

Para identificar los límites de los glaciares se utilizó la técnica *band ratio* propuesta por Paul, 2000. Esta técnica consiste en la división de las bandas siguiente: A) Landsat 5 TM: 3/5 y; B) LandSat 7 ETM+: 3/5. Para complementar este proceso, se seleccionaron los cuerpos de hielo con un área mayor a 1 hectárea que fuera visible por dos temporadas consecutivas en las imágenes satelitales (DGA, 2009).

Para identificar la morfología de las superficies, así como elementos importantes a considerar en esta investigación (tipos de coberturas, cuerpos de hielo), la resolución de las imágenes fue aumentada a través de la mezcla de bandas de baja resolución con bandas de alta resolución (L3Harris, 2020).

## 4. Resultados.

### 4.1 Análisis de los glaciares del volcán Hudson por año

#### 4.1.1 Año 2000.

En el año 2000 el volcán Hudson tenía una extensión total de hielo de 140 km<sup>2</sup>(cuerpos de hielo >1Ha), distribuidos en 24 glaciares (MOP-DGA, 2020), de los cuáles 33 km<sup>2</sup> estaban cubiertos por tefras que se extendían desde la parte alta de la caldera hasta la lengua terminal del glaciar Huemules (**Figura 19A**). Dentro de la caldera eran visibles dos lagunas supraglaciares que se generaron en la erupción de 1991 (Gutiérrez et al., 2005). En los alrededores de estas lagunas, la superficie tenía un alto relieve: diferencias de elevación locales de varios metros en distancias cortas, caracterizada por presentar grietas y canales en el hielo cubierto. Al ENE de estas, se podía ver un *cauldron* cuya ladera sur estaba parcialmente cubierta por una capa de detritos (**Figura 19B**).

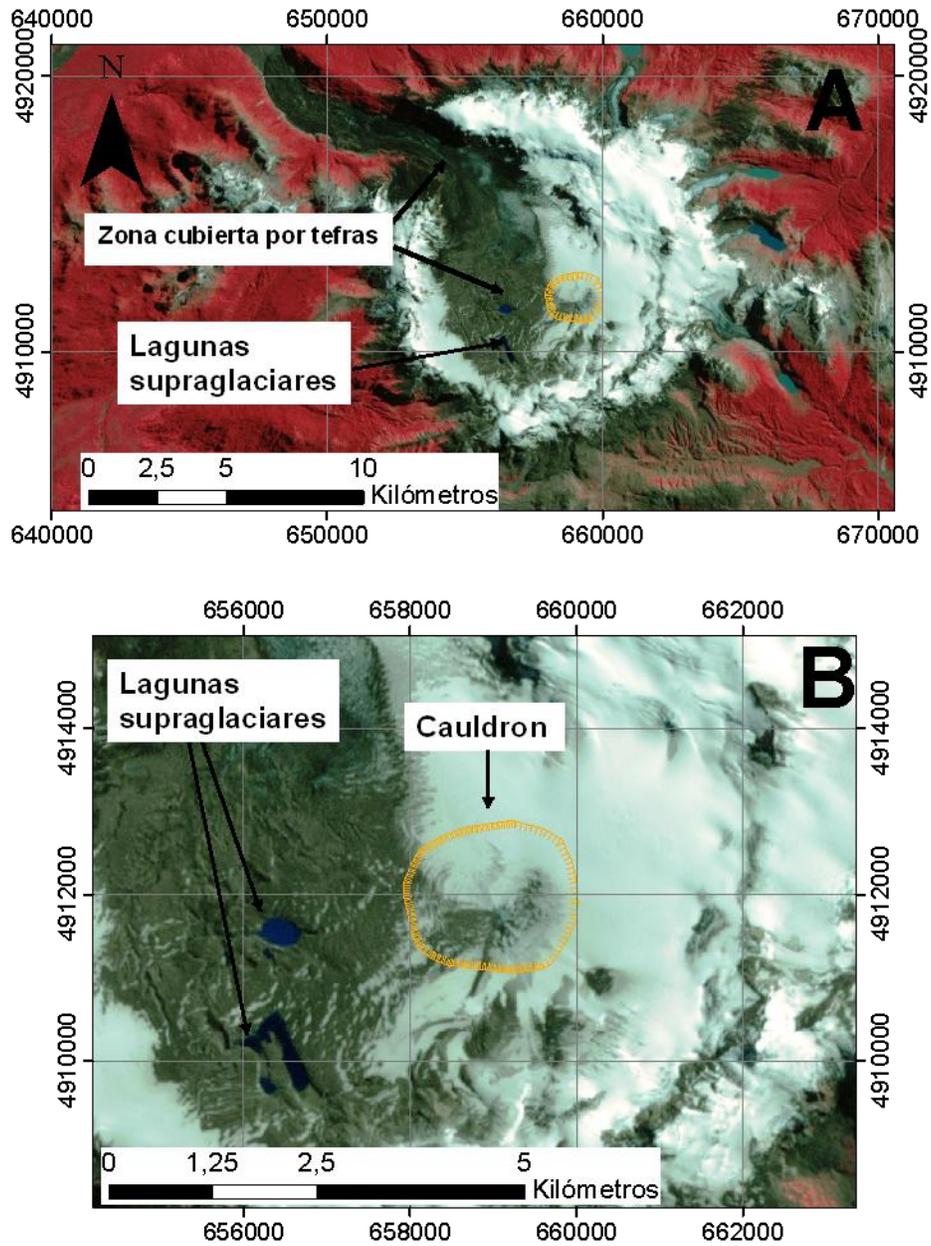


Figura 19: A) Vista general de la superficie del volcán Hudson. B) Lagunas supraglaciares y *cauldron*. Imagen de fondo LandSat 7 ETM+ del 7 de marzo del año 2000. Composición 432. Coordenadas UTM. Huso 18 S.

El resumen esquemático del estado de las superficies del volcán para el año 2000 se presenta en la Figura 20.

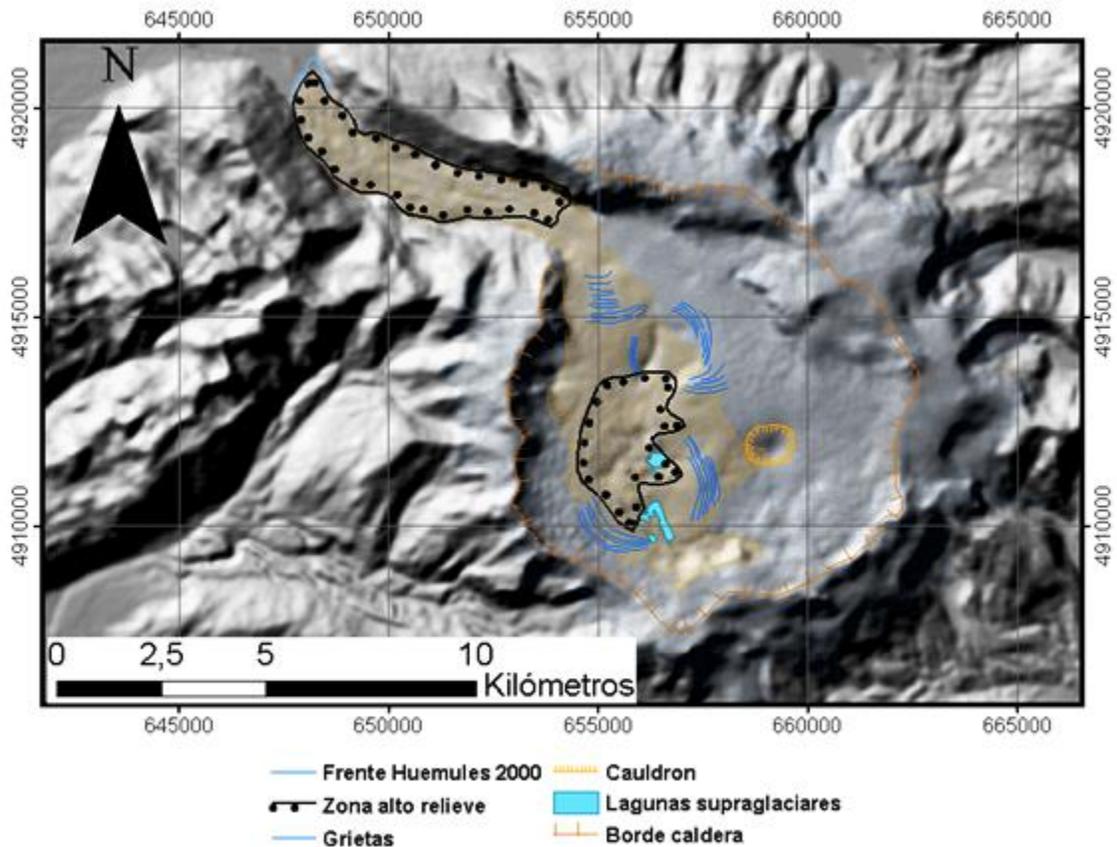


Figura 20: Mapa morfológico de la superficie del volcán Hudson para el año 2000 sobre un modelo de sombras SRTMv3. Coordenadas UTM. HUSO 18S.

#### 4.1.2 Año 2005.

El año 2005 los glaciares cubrían un área de 138,5 km<sup>2</sup>. La lengua cubierta del glaciar Huemules presentaba una superficie con alto relieve y en algunas zonas se podían observar puntos de colapso en el hielo (Figura 21A y Figura 22). En la depresión interna de la caldera se distinguían algunas grietas en el límite entre la lengua y la meseta de hielo y aguas arriba de este lugar un domo se pudo identificar. Al sur de este, las lagunas supraglaciares identificadas en el año 2000 aún eran visibles al igual que el *caudron* al NE de estas. Zonas de colapso de hielo fueron edificadas en varios puntos cercanos al domo y a las lagunas (Figura 21 A y C).

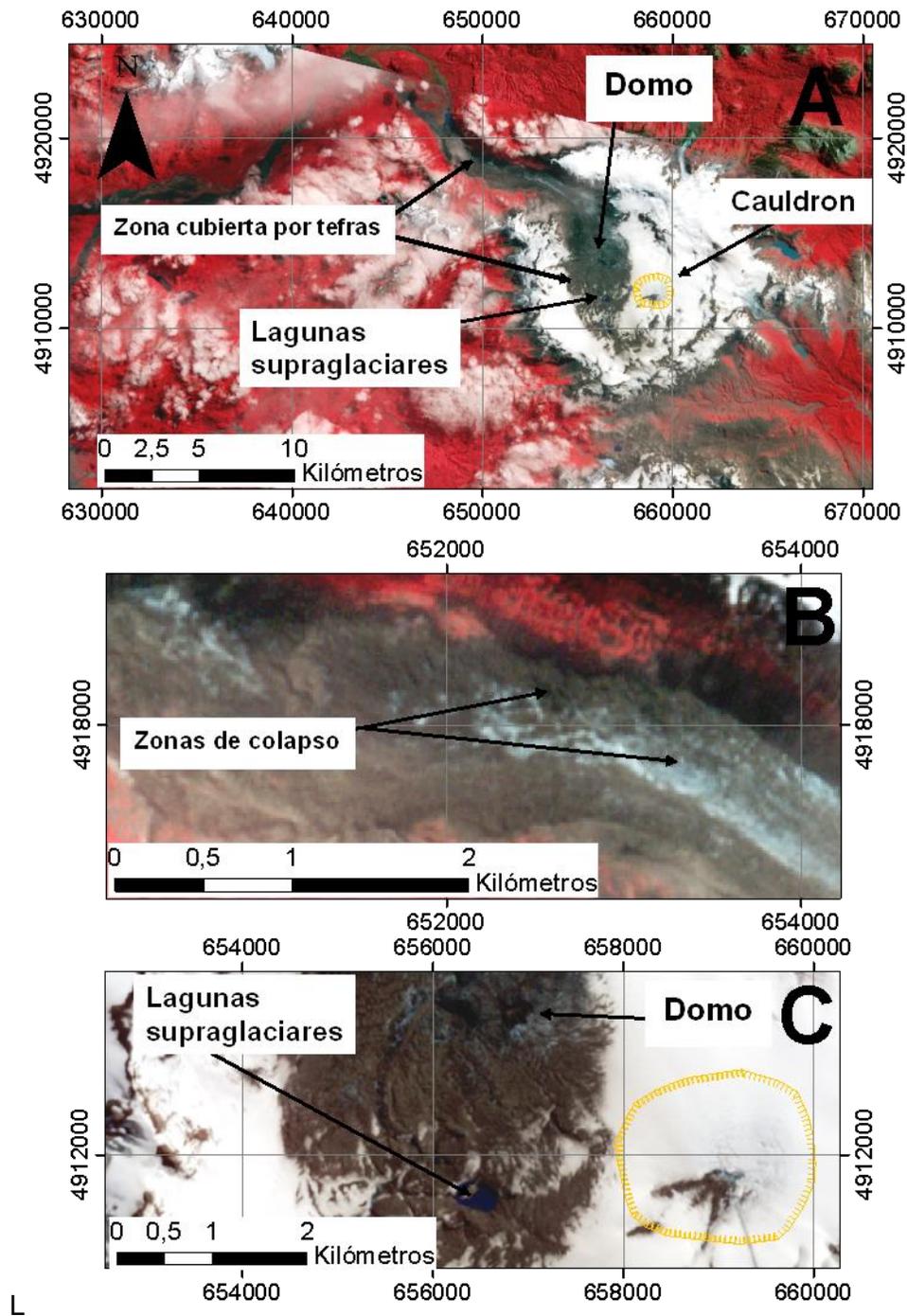
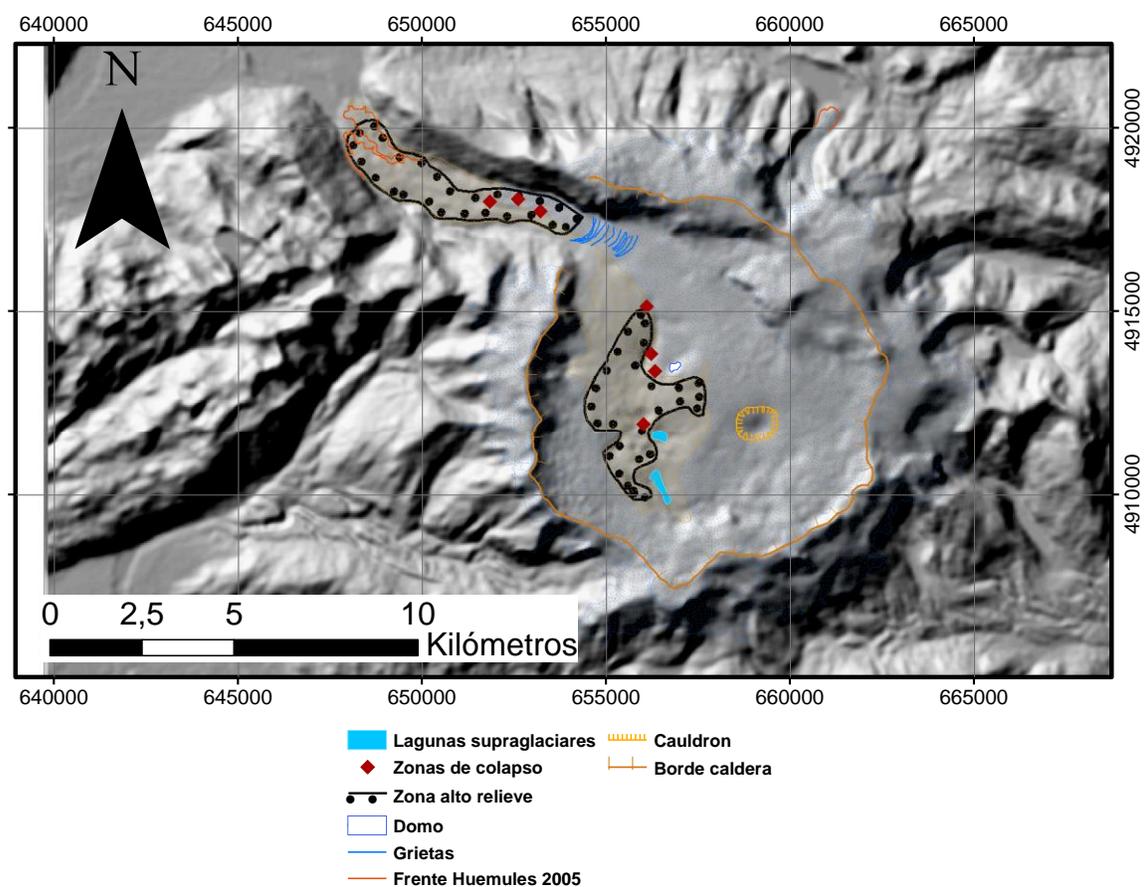


Figura 21: A) Vista general de la superficie del volcán Hudson. B) Zonas de colapso en la lengua de la cubierta del glaciar Huemules. C) Lagunas supraglaciares y *cauldron* al en el interior de la caldera. Imagen de fondo LandSat 7 ETM+ del 24 de febrero del año 2005. Composición 432. Coordenadas UTM. Huso 18 S.

La morfología de la superficie y los fenómenos hallados en la superficie de hielo se resumen en el mapa esquemático de la **Figura 22**.



**Figura 22:** Mapa morfológico de la superficie del volcán Hudson para el año 2005 sobre un modelo de sombras SRTMv3. Coordenadas UTM. HUSO 18S.

#### 4.1.3 Año 2011.

Debido a la alta resolución de pixel del ortomosaico de los datos CAMS (0,5 m), para el año 2011 se pudieron identificar detalles en la superficie de la caldera que con los otros sets de imágenes satelitales (pixeles de 15-30 m) no hubiese sido posible.

Gracias a esta mejor resolución, se pudo observar en la zona cubierta de detritos de la lengua, colapsos y subsidencias de hasta 190 m de diámetro que se muestran en la **Figura 23 (B y C)**.

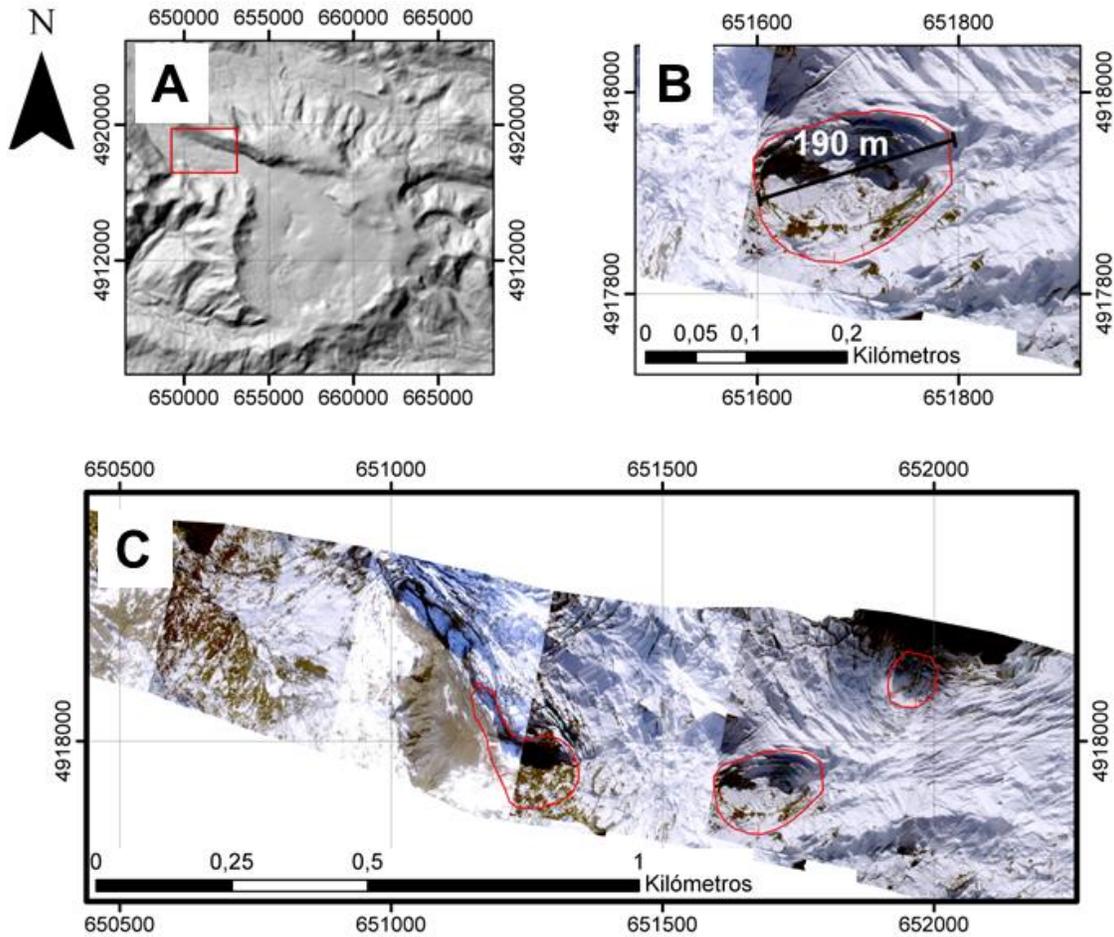


Figura 23: A) el cuadro en rojo sobre el modelo de sombras SRTMv3 indica la ubicación de esta figura en el área de estudio. B) Subsistencia en el margen del glaciar y C) Zonas de colapso en el frente del glaciar Huemules identificadas sobre la imagen ortomosaico CAMS 2011 Coordenadas UTM. HUSO 18S.

Para el año 2011, las lagunas supraglaciares remanentes de la erupción del año 1991, identificadas en años anteriores, habían desaparecido y en el lugar donde ellas estaban, la superficie de hielo mostraba signos de colapsos y se detectaron canales de escurrimiento supraglaciares (Segmento A-A' de la Figura 24).

Este sector del volcán se caracteriza por mostrar una mayor tasa de fusión de nieve en comparación a zonas aledañas; incluso en invierno, la superficie se observó sin una cobertura nival homogénea. El hielo en este lugar es el más afectado por la actividad volcánica de años anteriores, siendo centro de la actividad de la fase p2 de (Figura 4), existiendo diferencias de altitud de varios metros en cortas distancias con valles y depresiones, comúnmente moldeados por el agua de fusión y el retroceso de *ice-Cliff* (Mölg et al., 2020). Además se identificaron montículos de hielo cubiertos por tefras,

grietas, subsidencias y colapsos del glaciar, canales de escurrimiento supraglaciares y pozos de fusión (Figura 24)

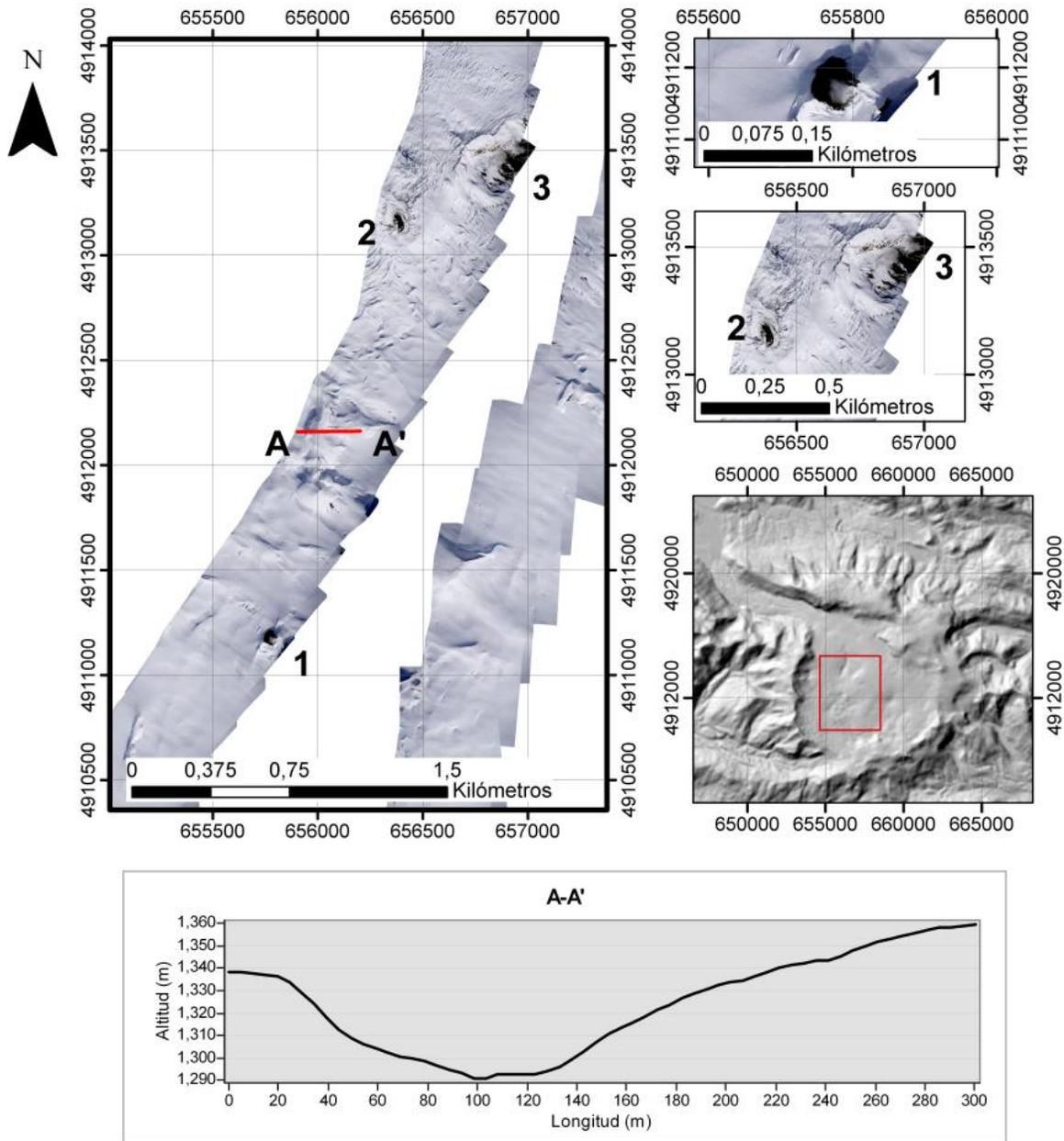


Figura 24: Detalle de la morfología del hielo en la zona de alto relieve en el ortomosaico CAMS 2011. En el punto número 1 se ve un pozo de fusión en el lugar donde se abrió un cráter sobre el glaciar durante la fase p2 de 1991. El punto 2 muestra un pozo de fusión cercano al domo que se ve en el punto 3. El perfil A-A' muestra una sección transversal del canal de escurrimiento con base en MDE CAMS 2011. El rectángulo rojo sobre un modelo de sombras SRTM indica la ubicación dentro de la caldera.

El *cauldron* identificado en fechas anteriores no era visible en el ortomosaico CAMS, pero un perfil topográfico A-A' (Figura 25) trazado sobre datos del MDE CAMS 2011 confirmó su presencia gracias al descenso de la superficie en las inmediaciones de esta depresión.

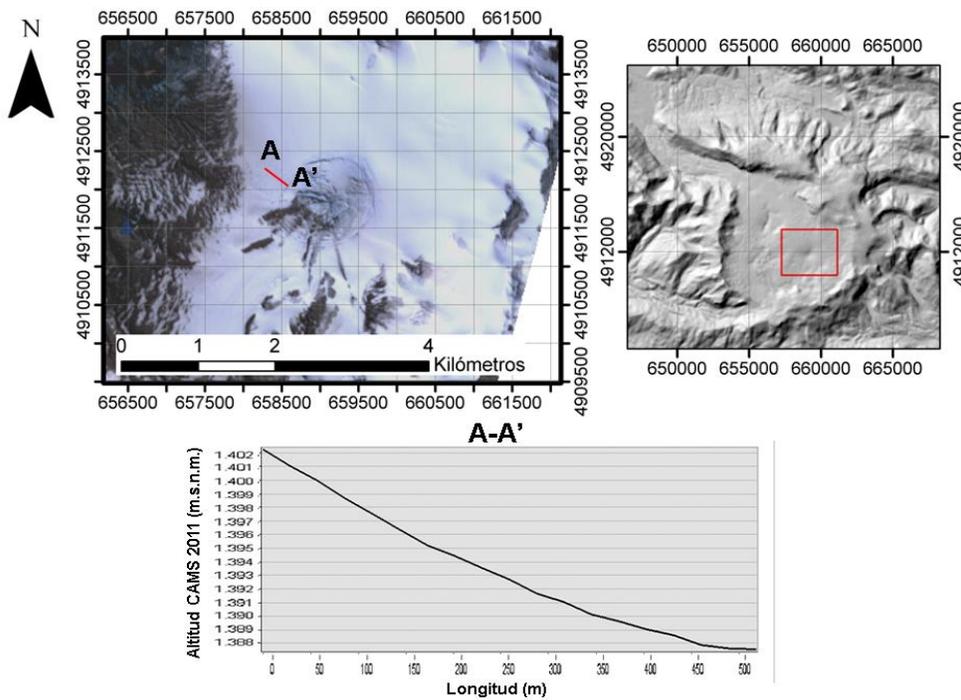


Figura 25: *Cauldron* dentro de la caldera del volcán Hudson. El perfil A-A' con base en MDE CAMS 2011 muestra la subsidencia del hielo. De fondo, imagen ASTER OTH de 4 de abril de 2007 en la que se observan las grietas concéntricas. El cuadro rojo sobre el modelo de sombras SRTMv3 indica la ubicación dentro del volcán. Coordenadas UTM. HUSO 18S.

El compilado de la morfología de la superficie del volcán se resume en el mapa de la Figura 26.

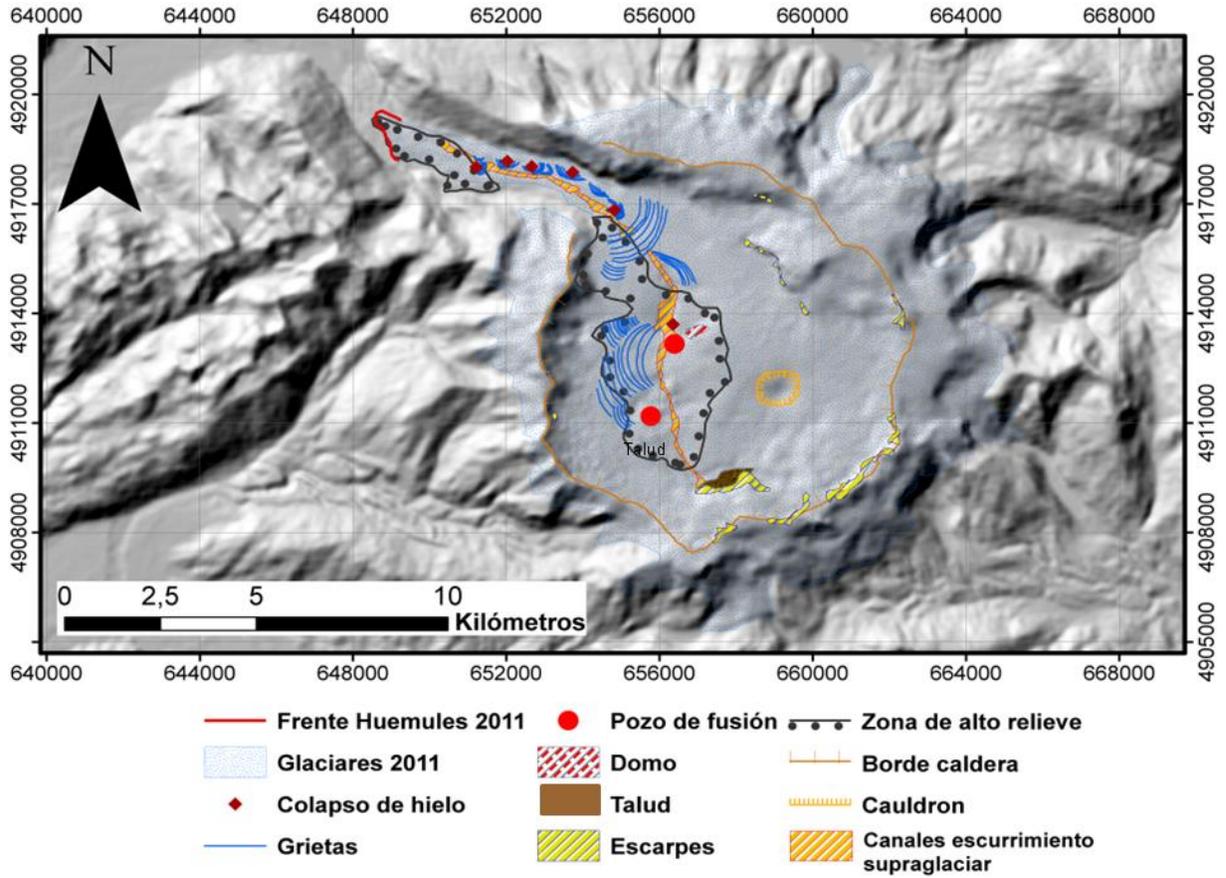


Figura 26: Mapa morfológico de la superficie del volcán Hudson para el periodo pre-eruptivo sobre un modelo de sombras SRTMv3. Coordenadas UTM. HUSO 18S.

#### 4.1.4 Año 2012.

En el año 2012, las tefras eyectadas durante la erupción de 2011 cubrían parte de la superficie de los glaciares del volcán Hudson mayoritariamente al NE de los cráteres (Figura 27 A).

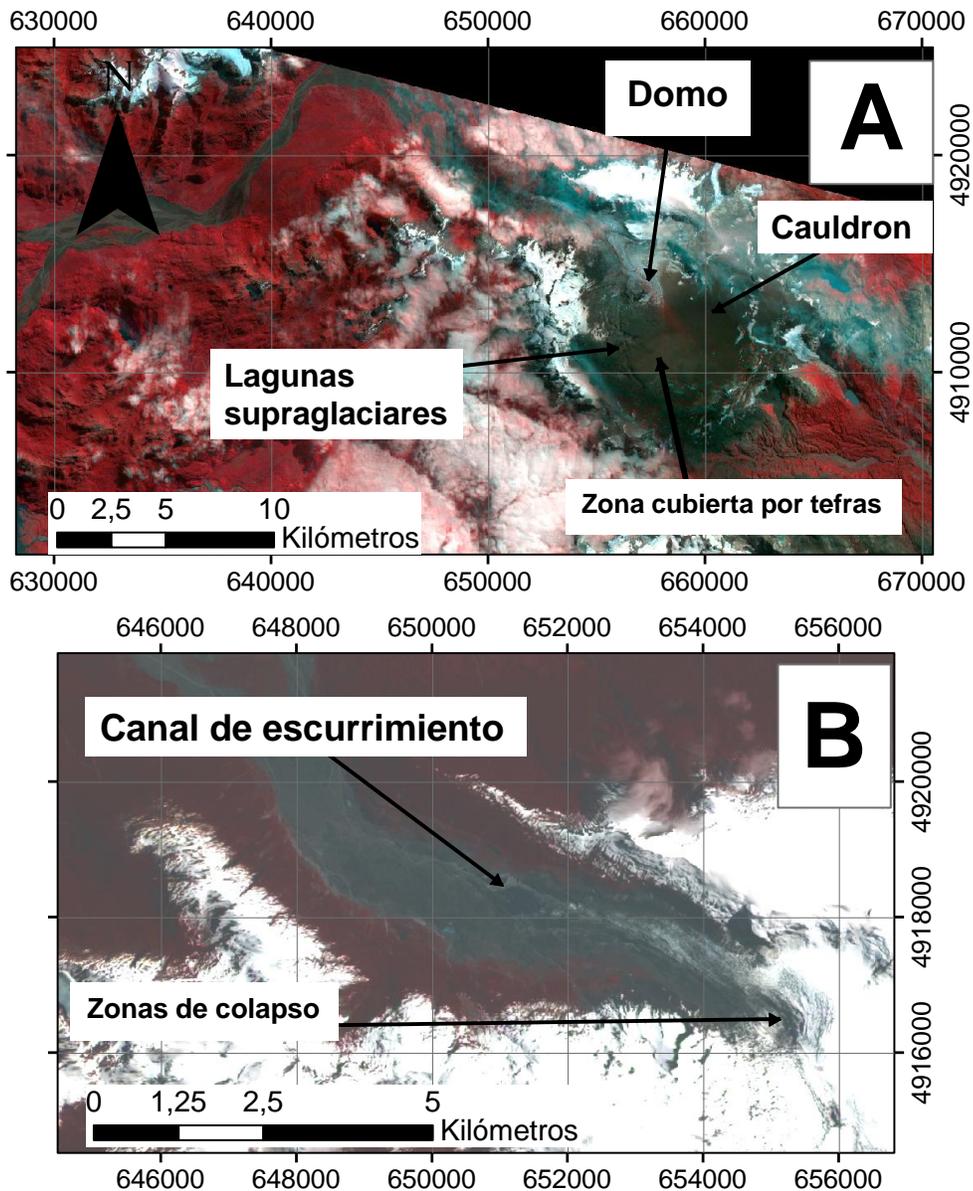


Figura 27: A) Imagen del 18 de marzo de 2012 del sensor ASTER, nivel OTH; B) Imagen ASTER del 13 de diciembre de 2011; B): Zona de colapso del límite entre la lengua y la meseta de hielo del glaciar Huemules y canales de escurrimiento; Coordenadas UTM. HUSO 18S.

También se observaron canales de escurrimiento de agua de fusión formados en el hielo de la lengua del glaciar y un punto de colapso de la superficie ubicado aguas arriba, en la zona límite entre la lengua y la meseta (Figura 27B) que se caracterizó por estar rodeada de grietas semi-concéntricas y presentar paredes verticales en los bordes internos de la depresión.

En la superficie de hielo al interior de la caldera surgieron 3 cráteres rodeados de grietas concéntricas que formaron una subsidencia en la superficie que se ven en la Figura 28.

También se pudieron observar grietas y puntos de colapso de la superficie en los sectores circundantes al canal de escurrimiento proveniente desde los cráteres. Al NE de los cráteres se identificaron 3 pequeñas lagunas supraglaciares.

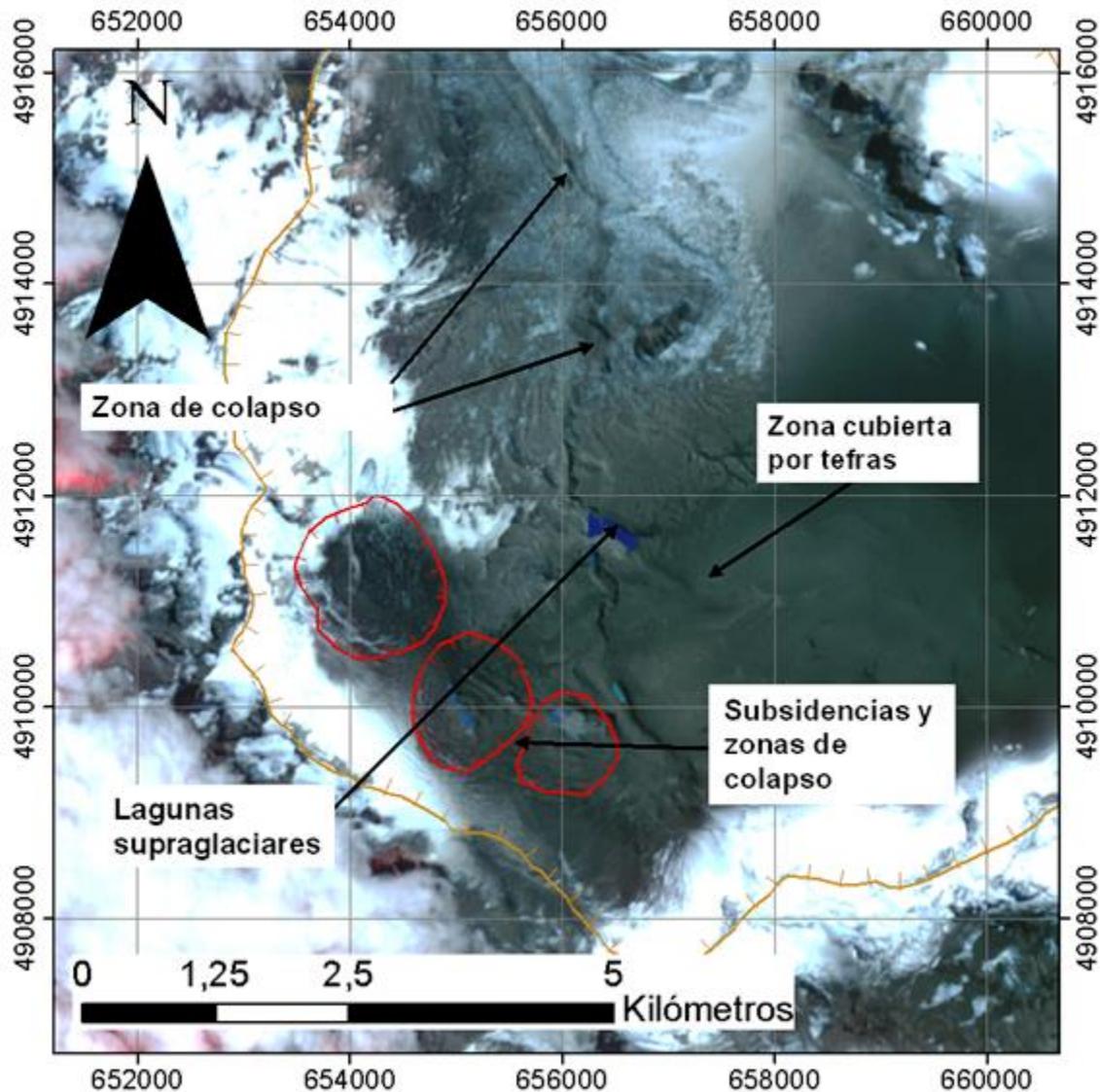


Figura 28: Morfología de la superficie al interior de la caldera. Imagen ASTER del 18 de marzo de 2012. Coordenadas UTM. HUSO 18S.

El análisis más detallado de las imágenes permitió resumir los efectos de la erupción de octubre de 2011 en la morfología de la superficie de hielo de los glaciares en el volcán Hudson que se vieron afectados. El resultado del análisis se presenta en la Figura 29.

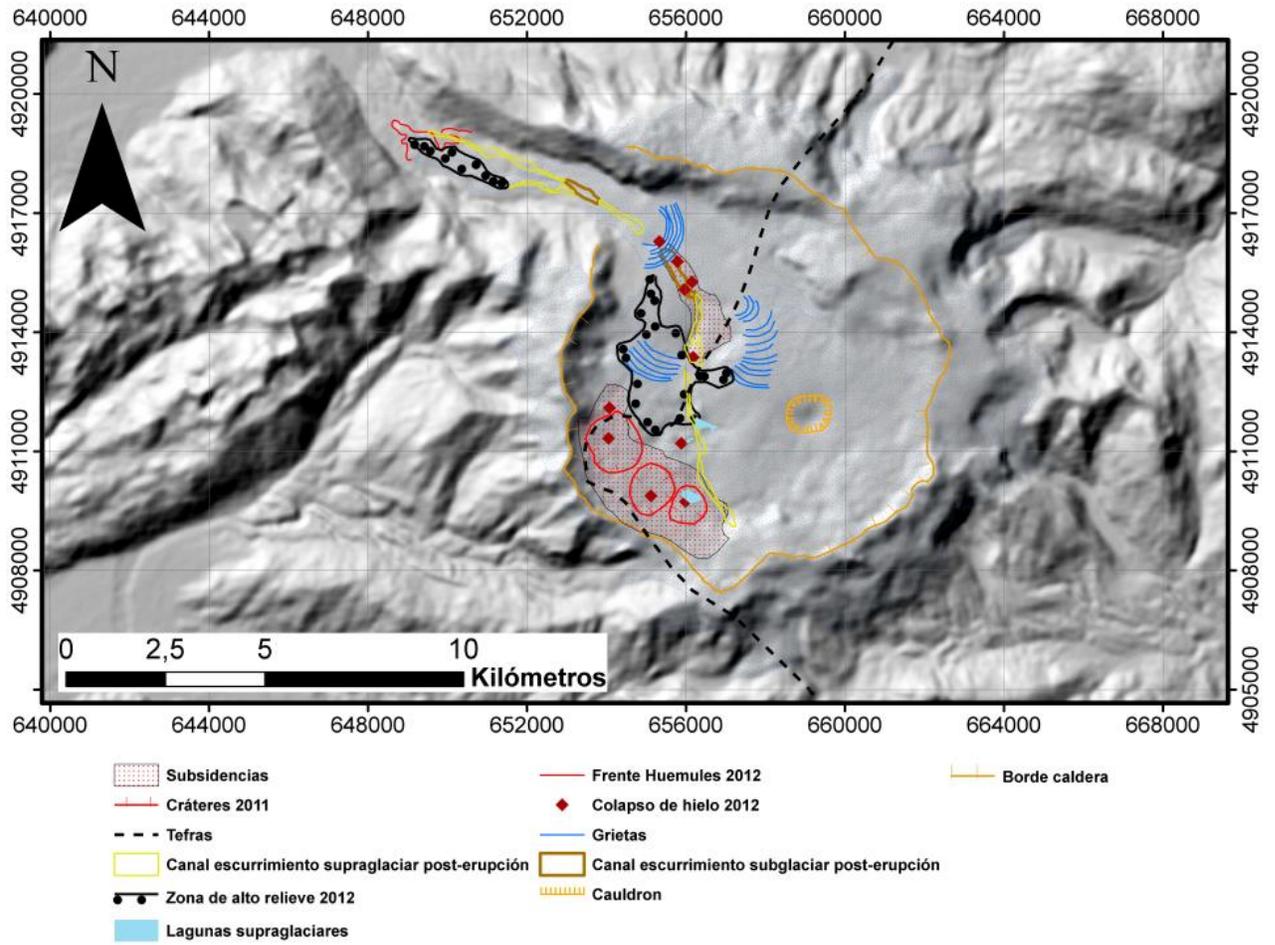
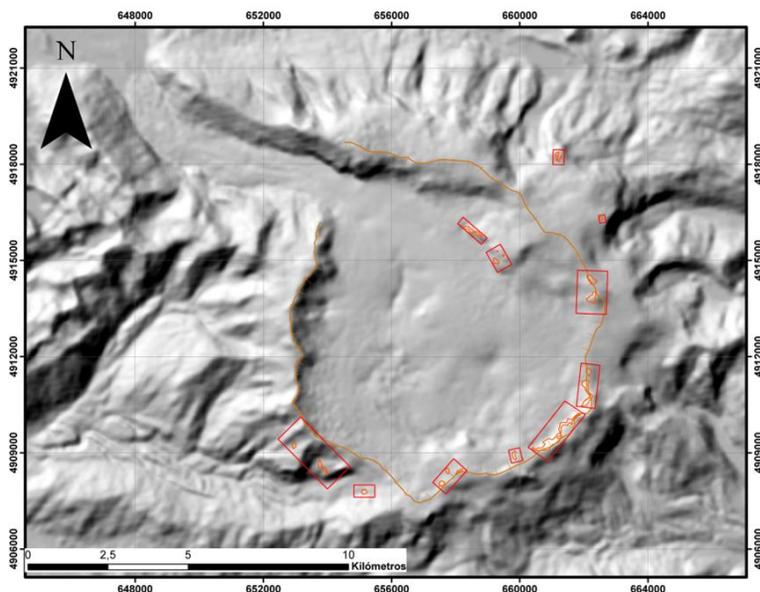


Figura 29: Mapa morfológico de la superficie del volcán Hudson para el periodo post-eruptivo sobre un modelo de sombras SRTMv3. Coordenadas UTM. HUSO 18S.

## 4.2 Comparaciones en roca

Las diferencias de altitud en roca fueron comparadas mayormente en sectores cercanos al borde de la caldera que se muestran como polígonos rojos en la **Figura 30**.



**Figura 30: Zonas de comparación en roca. Coordenadas UTM. HUSO 18S.**

En la **Tabla 3** se puede ver los pares de MDEs comparados y los errores combinados establecidos según la Ecuación 2.

MDE comparados	Periodos	Píxeles comparado roca	$\Delta h$ en roca (m)	$\sigma \Delta$ prom roca. (Desv. Est.)	$\Delta h$ promedio (m)	$\sigma \Delta$ prom. (Desv. Est.)	$3\sigma(\pm m)$	Error combinado (m)	Min-Max (m)	$\Delta h$ promedio análisis (m)
CAMS 2011-SRTM3	2011-2000	239	0,5	10,78	-25	30,1	90	$\pm 6,2$	-115-65	-30,2
CAMS 2012-CAMS 2011	2012-2011	204	0,5	5,2	-0,12	8,5	25,5	$\pm 0,3$	-27,3-25,4	0,8
CAMS 2012-SRTM3	2012-2000	239	-0,9	13,48	-17,8	19,1	57,3	$\pm 6,2$	-75-39	-23

**Tabla 3: Modelos digitales de elevación comparados, con diferencias en roca y errores combinados.**

Para los periodos 2000-2011 y 2000-2012 los cambios estuvieron dentro del rango de error estimado para los datos comparados en conjunto, con valores entre los  $-4,7$  y  $2,7 \pm 0,56 \text{ m a}^{-1}$ .

En el caso de la comparación entre datos CAMS 2012-CAMS 2011 la diferencia promedio en roca fue mayor a la variación considerada como error. El rango de las diferencias de

los pixeles comparados fue mucho más amplio (-22,7 a 22,30±0,3 m) entre 2011 y 2012 en comparación a las diferencias 2000-2011 y teniendo en consideración los bajos errores combinados calculados para datos CAMS, los cambios observados deben ser una señal de los efectos de la erupción de 2011.

### **4.3 Cambios 2000-2011.**

#### **4.3.1 Cambios en la superficie de los glaciares.**

Los cambios más visibles muestran una reducción de área de la superficie cubierta por tefras al interior de la caldera, para dar paso a nuevas zonas cubiertas por hielo. En el año 2000 los glaciares del volcán Hudson cubrían un área de 140 km<sup>2</sup> mientras que en el año 2011 esta se había reducido a 139,5 km<sup>2</sup>. En este periodo de tiempo, la lengua del glaciar Huemules retrocedió en promedio 1700 m (**Figura 31 A1 y B1**), lo que equivale a una tasa de 154 m a<sup>-1</sup>, mientras que retrocesos menores afectaron a cuerpos de hielo de las zonas altas del volcán.

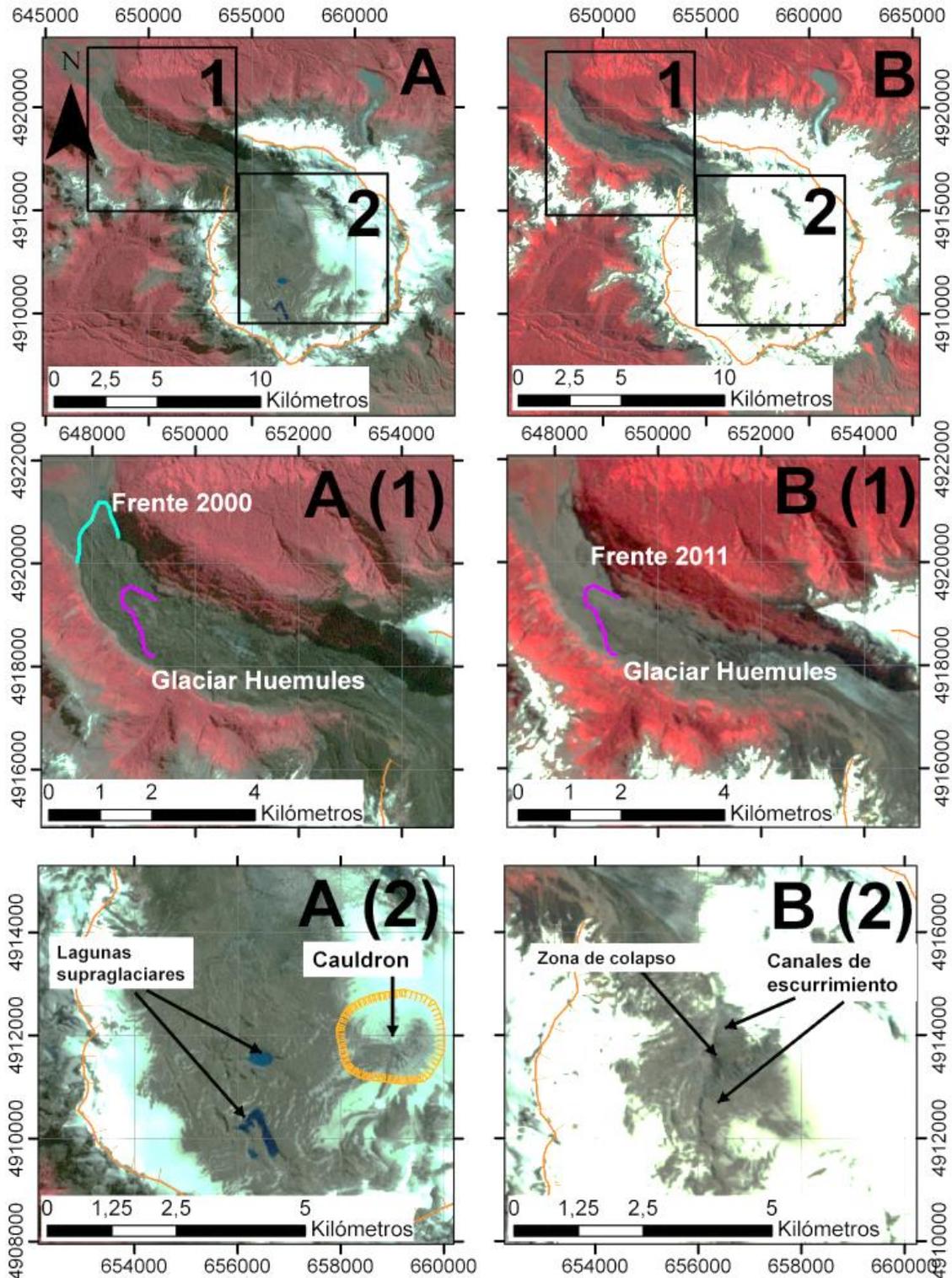


Figura 31: Comparación de las superficies entre A: Imagen del 8 de marzo de 2000 LandSat 7 ETM+ y B: Imagen del 22 de febrero de 2011 LandSat 7 ETM+; A y B (1): Comparación entre fechas de la lengua del glaciar Huemules; A y B (2): Comparación de la superficie al interior de la caldera. Composición falso color 432 en ambos sets de imágenes. Coordenada UTM. HUSO 18S.

### 4.3.2 Cambios de elevación 2011-2000.

Las diferencias promedio de altitud en roca, entre el año 2000 y el año 2011 fue de  $0,5 \pm 6,2$  m. El valor  $p \geq 0,15$  muestra que los datos tienen una distribución normal (Figura 32), con una confianza del 95%.

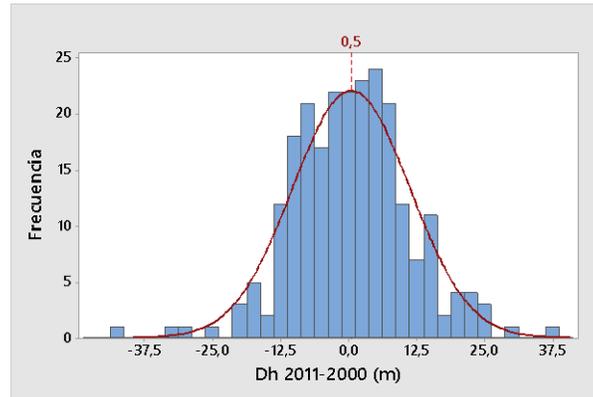
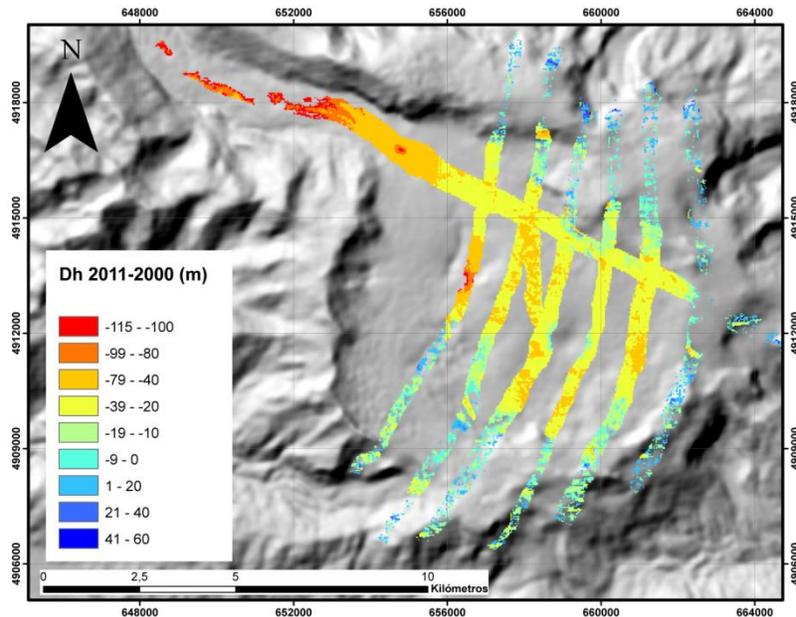


Figura 32: Histograma de Dh 2011-2000 (m) en roca y curva de distribución normal.

Los cambios de elevación ocurridos entre el año 2000 y el año 2011 se pueden observar en la Figura 33 . La mayoría de las zonas englaciadas del volcán experimentaron pérdidas de elevación, con valores máximos concentrados en el sector de la caldera donde está el domo. En cambio, las ganancias de altitud se dieron en las zonas altas del volcán.



**Figura 33: Cambios de elevación de la superficie del hielo para el periodo 2000-2011, derivado de datos CAMS 2011 y SRTMv3 sobre modelos de sombras SRTMv3.**

La diferencia promedio de altitud entre los MDE comparados fue de  $-30 \pm 6,2$  m, lo que equivale a  $-2,7 \pm 0,56$  m a<sup>-1</sup>. La distribución espacial de los cambios (Figura 33), muestra pérdidas mayores focalizadas en la lengua del glaciar Huemules y en el sector cercano al domo, mientras que las variaciones de menor magnitud se encuentran más dispersas al interior de la caldera. Las zonas del volcán con variaciones positivas son menores en comparación a la extensión de las zonas que experimentaron pérdidas.

La tendencia de los cambios de elevación en relación a la altitud muestra que las mayores variaciones se dan en las zonas más bajas, mientras que a mayores altitudes, los cambios son de menor magnitud, llegando a ser positivos en algunos sectores.

La concentración mayor de valores en altitudes superiores a 1400 m.s.n.m. (Figura 33 A) se debe que la cobertura de datos fue más extensa en esta zona, por lo tanto las variaciones son representativas de la zona de acumulación de los glaciares. Las diferencias de elevación en relación a la altitud mostraron un patrón decreciente a medida que esta aumenta, como se puede ver en la Figura 34 A.

La tasa de variación en la zona de ablación se estimó en  $-5,2 \pm 0,56$  m a<sup>-1</sup>, mientras que por sobre la línea de equilibrio ( $>1300$  m.s.n.m. (Rivera y Bown, 2013)), fue de  $-2 \pm 0,56$  m a<sup>-1</sup>.

Las variaciones más negativas se registraron en la lengua del glaciar Huemules (Figura 34 A 1), que en algunos puntos perdió hasta  $-114 \pm 6,2$  m y en el área alrededor del domo descrito en la sección 4.1.3 que en promedio adelgazó  $-70 \pm 6,2$  m. Un sector en el escarpe norte de la caldera también experimentó cambios significativos (número 2 y 4 de la Figura 34 A respectivamente).

La concentración de cambios que se observa en el recuadro 3 de la Figura 34 A corresponde a la zona circundante del *cauldron* (Figura 34 B3). El número 5 de la figura indica otra alta densidad de valores de cambios en el rango de los  $-5$  a  $5 \pm 6,2$  m en los glaciares que están por encima de los 1500 m de altitud. En este rango de altitud se encuentran las zonas de roca comparadas en la estimación de errores, por lo que sólo se analizan las variaciones en el hielo

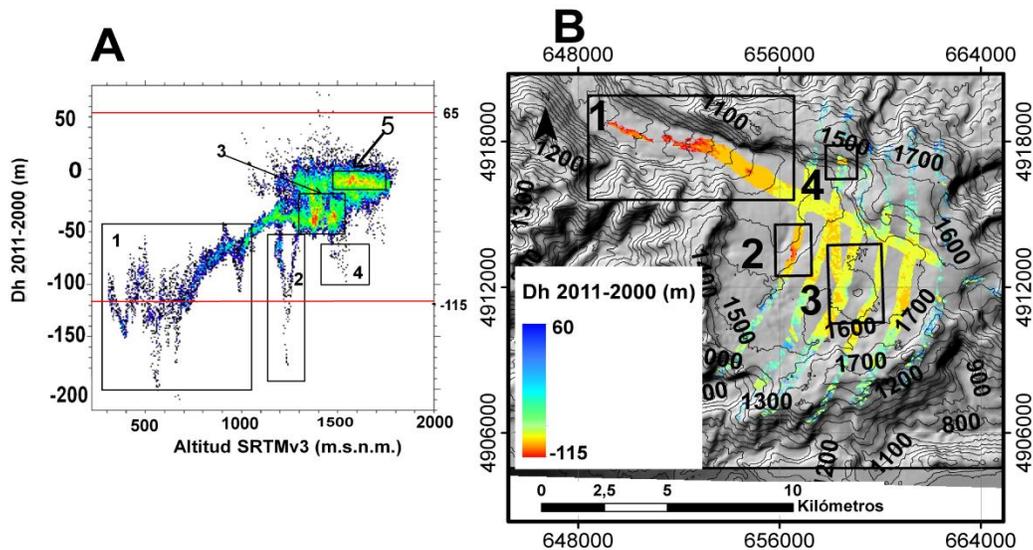


Figura 34: A) Gráfico de dispersión entre Dh 2011-2000. Zonas en rojo en la dispersión indican una alta concentración de valores y en azul, una baja concentración. Las líneas rojas indican los límites del rango de variaciones consideradas en el análisis. Los rectángulos representan las variaciones en las zonas de interés: 1) Lengua del glaciar Huemules; 2) Zona alrededor del domo; 3) Sector con mayor concentración de cambios negativos y; 4) Escarpe Norte. B) Ubicación dentro de la caldera. Coordenadas UTM, HUSO 18S.

El perfil topográfico A-A' en la Figura 35 muestra los cambios ocurridos en la superficie de la zona de transición entre la lengua y la meseta de hielo del glaciar Huemules. Se puede observar una pérdida de más de  $100 \pm 6,2$  m que se produjo entre los años 2000 y 2011 y que se extiende cerca de 1000 m a lo largo del perfil. El cambio de altitud de la zona alrededor del domo se muestra en el perfil B-B' de la Figura 35. En este se observa que las mayores pérdidas se dan al sur del domo, en donde fue identificado un canal de

escurrimiento de agua provocado por la erupción de 1991, mientras que al norte del domo, las pérdidas alcanzaron valores de  $-30$  a  $-20 \pm 6,2$  m. En el perfil C-C' se observa que los cambios negativos en la zona que limita con el *cauldron* fueron de mayor magnitud en sectores más alejados a este, mientras que en las áreas más cercanas al centro de la subsidencia las variaciones fueron menos negativas. El perfil D-D' trazado sobre una zona en el escarpe interior norte de la caldera muestra la pérdida de altitud de la superficie de  $-60 \pm 6,2$  m bajo los 1600 m.s.n.m., con una pequeña variación positiva de  $10 \pm 6,2$  m debajo de esta. En contraste, sobre los 1700 m de altitud, las pérdidas fueron mucho menores.

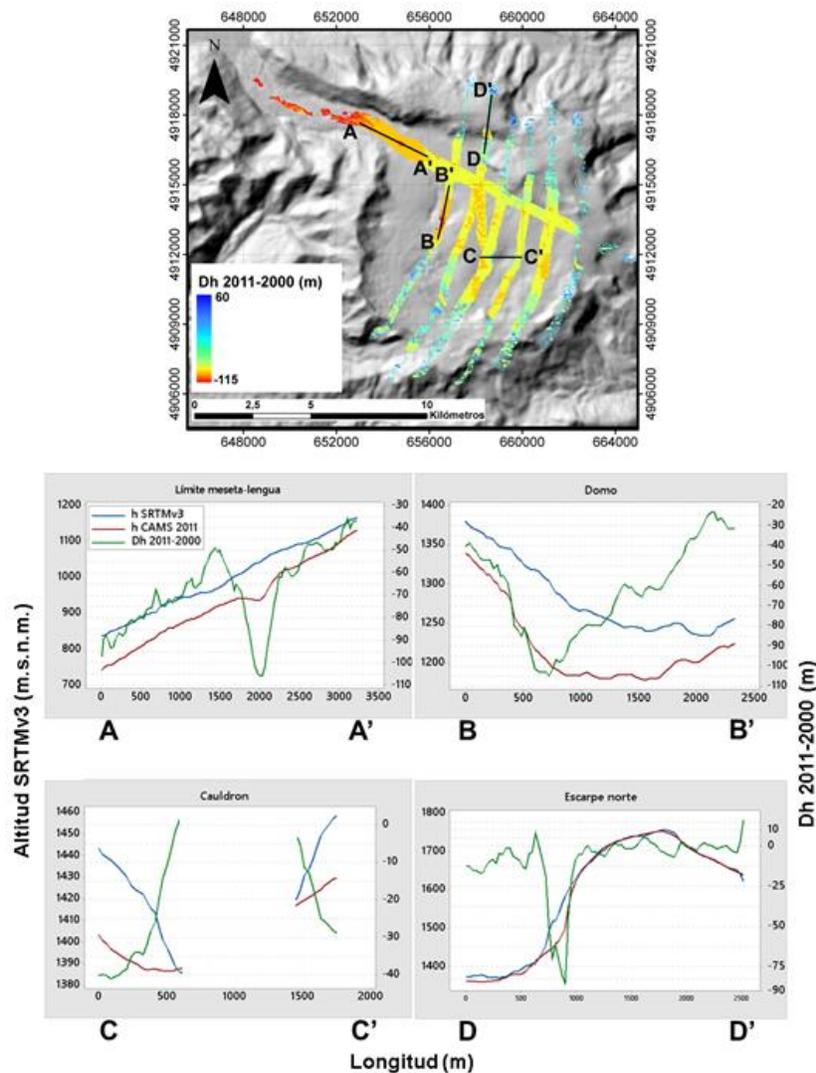


Figura 35: Perfiles topográficos sobre las zonas de mayores pérdidas (A, B y D) y sobre la zona con mayor concentración de cambios (C).

## 4.4 Cambios 2011-2012.

### 4.4.1 Cambios en la superficie de los glaciares.

El efecto más notorio de la actividad volcánica fue la capa de tefras depositadas sobre los glaciares que se puede ver comparando las imágenes de febrero de 2011 y marzo de 2012 en la Figura 36 (A y B). Esta cubrió cerca de 91 km<sup>2</sup> del hielo sobre el volcán, mayoritariamente al NE de los cráteres.

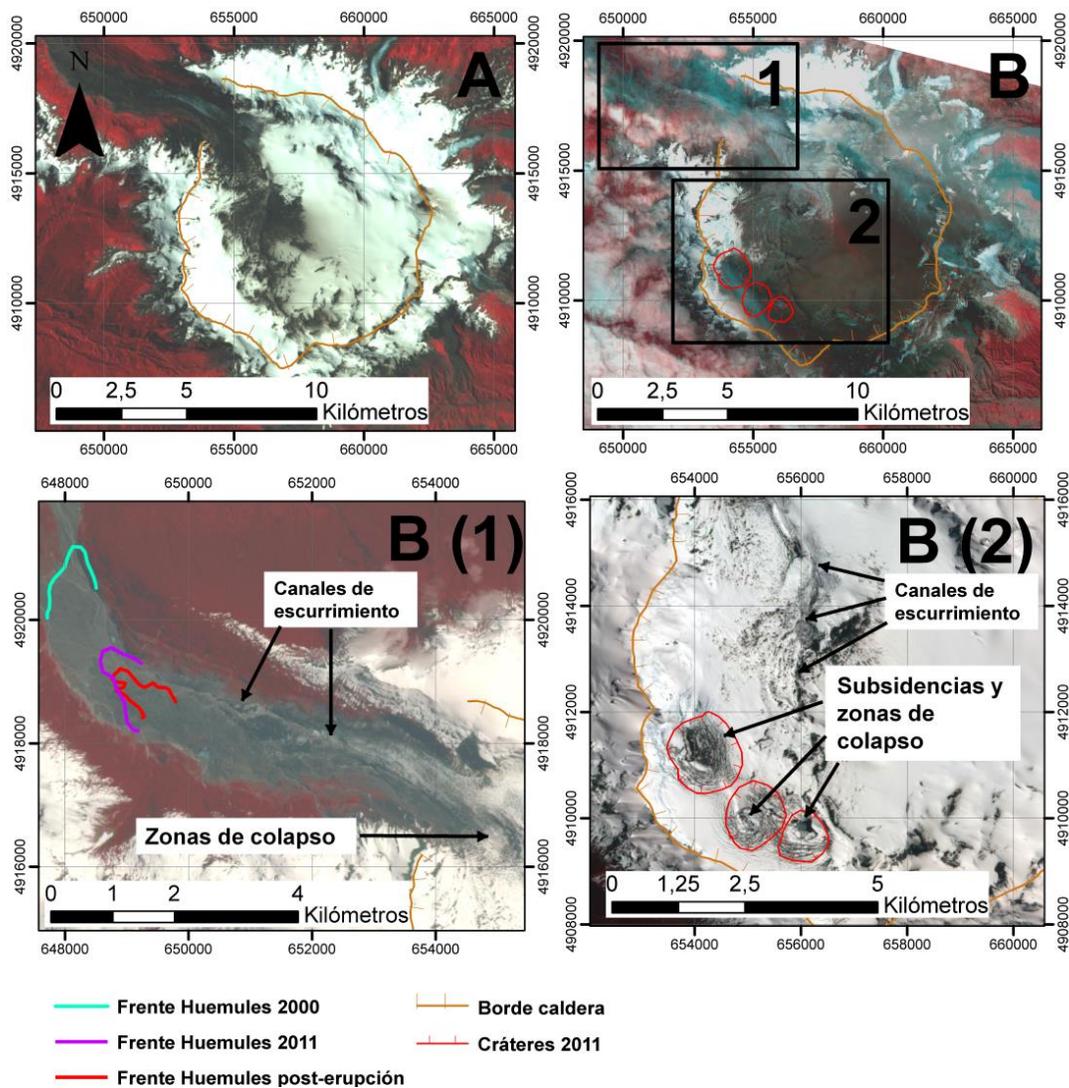


Figura 36: A: Imagen del 12 de febrero de 2011 del sensor LandSat 5 TM; B: Imagen ASTER del 18 de marzo de 2012; B(1): Zona de colapso del límite entre la lengua y la meseta de hielo del glaciar Huemules y canales de escurrimiento; B(2): Principales cambios en el hielo al interior de la caldera. Coordenadas UTM. HUSO 18S.

El área de los glaciares disminuyó 4,8 km<sup>2</sup> en un año, siendo la lengua terminal del glaciar Huemules la zona en que más se evidenció esta variación, retrocediendo 267 m (**Figura 36 B1**). También se observaron canales de escurrimiento de agua de fusión formados en el hielo de la lengua del glaciar y un punto de colapso de la superficie ubicado aguas arriba, en la zona límite entre la lengua y la meseta (**Figura 36 B1**), que se caracterizó por estar rodeada de grietas semi-concéntricas y presentar paredes verticales en los bordes internos de la depresión.

En la superficie de hielo al interior de la caldera surgieron 3 cráteres rodeados de grietas concéntricas que formaron una subsidencia en la superficie que se ven en la **Figura 36 B2**. También se pudieron observar grietas y puntos de colapso de la superficie en los sectores circundantes al canal de escurrimiento proveniente desde los cráteres. Y al NE de los cráteres se identificaron 3 pequeñas lagunas supraglaciares.

El análisis más en detalle de las imágenes permitió resumir los efectos de la erupción de octubre de 2011 en la morfología de la superficie de hielo de los glaciares en el volcán Hudson que se vieron afectados. El mapa resultado del análisis se presenta en la **Figura 37**.

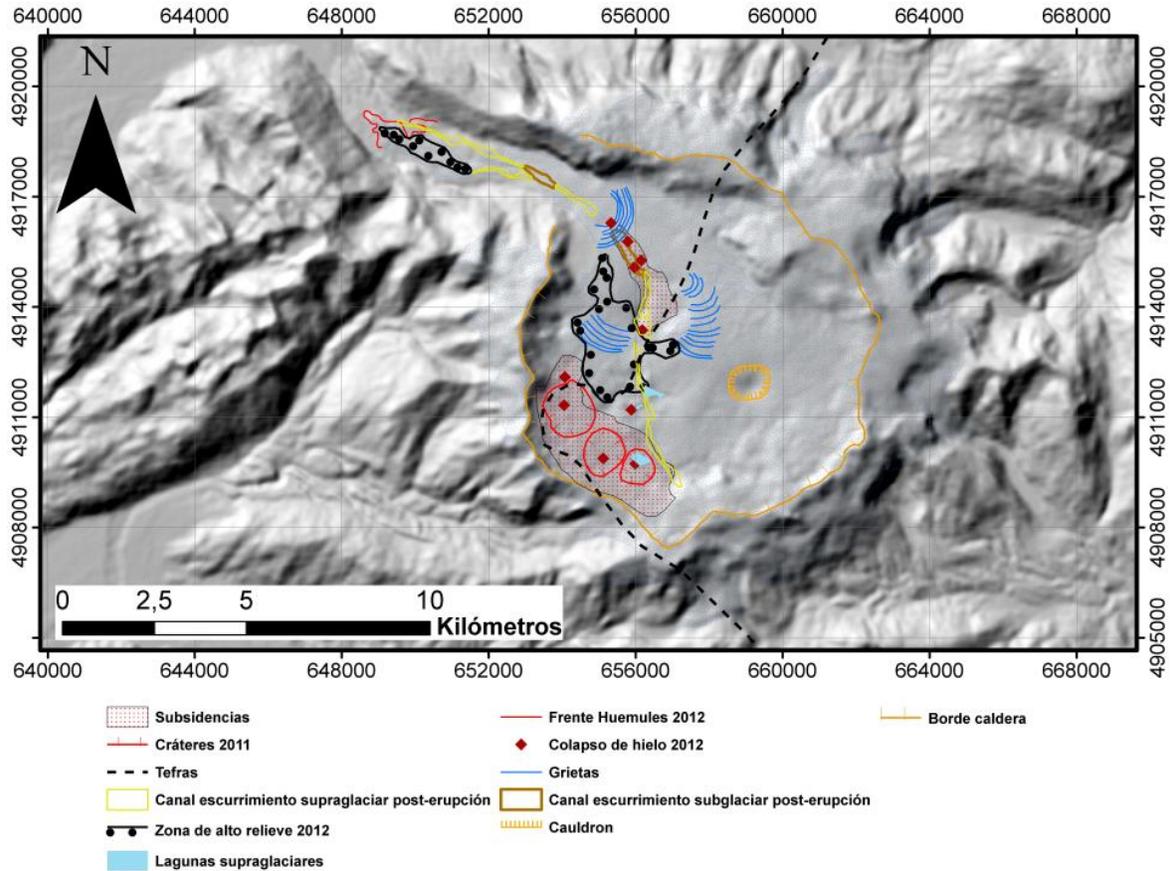
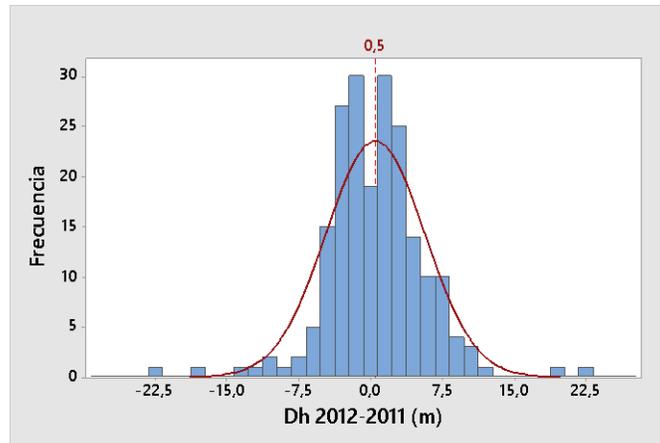


Figura 37: Mapa morfológico de la superficie del volcán Hudson para el periodo post-eruptivo sobre un modelo de sombras SRTMv3. Coordenadas UTM. HUSO 18S.

#### 4.4.2 Cambios de elevación 2011-2012.

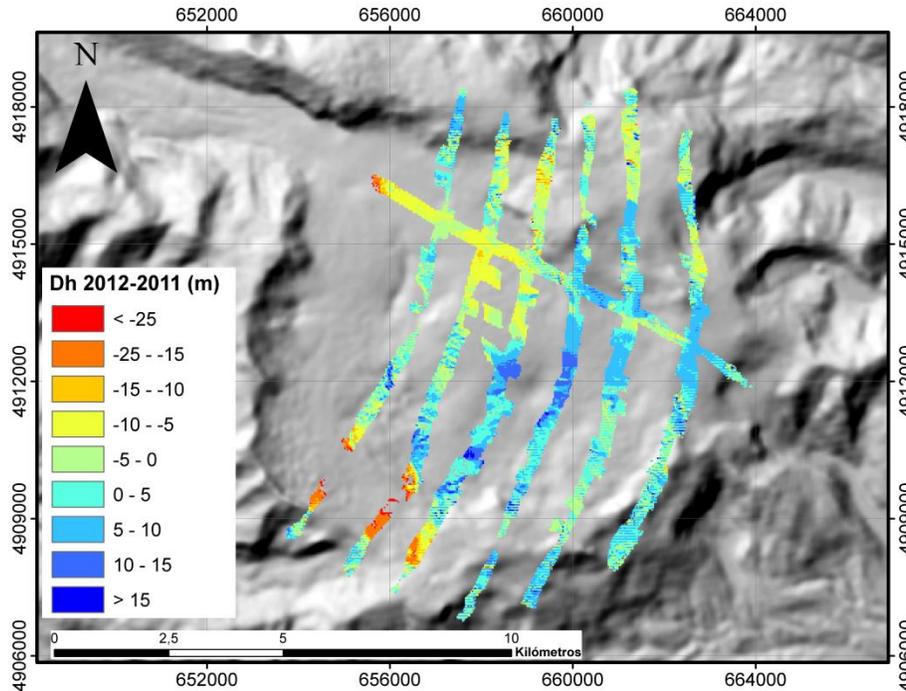
Las diferencias promedio de las zonas de roca fue de  $0,5 \pm 0,3$  m con un valor  $p < 0,05$ , por lo que la distribución no es normal (Figura 38). Los cambios en estas zonas de roca, que en promedio están por sobre el error conjunto considerado para el sets de datos comparados indican que la superficie se elevó 50 cm.



**Figura 38: Histograma de las diferencias en roca para el periodo 2011-2012.**

Las diferencias obtenidas abarcan el periodo de un año, desde agosto de 2011 a agosto de 2012, por lo tanto, los valores también representan la tasa anual de variación y muestran los cambios ocurridos en la superficie de hielo en respuesta a la erupción de fines de octubre de 2011.

La diferencia promedio de altitud fue de  $0,8 \pm 0,3$  m entre el año 2011 y el año 2012. Las pérdidas se concentraron en puntos específicos de la caldera, mientras que las ganancias de altitud se registraron de manera más extendida hacia el NE de los cráteres (**Figura 39**).



**Figura 39: Cambios de elevación de la superficie del hielo para el periodo 2012-2011, derivado de datos CAMS 2012 y CAMS 2011 sobre modelos de sombras SRTMv3.**

Las variaciones de los glaciares bajo los 1300 m promediaron  $-2,5 \pm 0,3$  m y sobre esta altitud el promedio fue de  $1,2 \pm 0,3$  m.

El gráfico de dispersión de la **Figura 40 (A)** muestra que la distribución de las variaciones respecto de la altitud es homogénea y las pérdidas máximas estuvieron focalizadas en la zona proximal del glaciar Huemules y en la zona donde aparecieron los cráteres durante la erupción, fueron de hasta  $-27 \pm 0,3$  m.

La mayor concentración de variaciones verticales, se muestra en la **Figura 40** (rectángulo 2). Esta (A2)) ocurrió al NE de los cráteres en donde la superficie varió en promedio  $5,2 \pm 0,3$  m. El patrón de cambio en esta zona del volcán muestra una relación inversa de Dh-distancia al centro de la depresión del *cauldron*, ya que los valores negativos de variación se dan a mayor distancia de esta, mientras las zonas cercanas al centro, con la mayor concentración de variaciones positivas del periodo, mostraron ganancias de altitud de hasta  $15,6 \pm 0,3$  m.

La zona 3 de la **Figura 40(A)** muestra una pequeña concentración de valores en el rango de  $-5$  a  $10 \pm 0,3$  m, con una variación promedio de  $1,9 \pm 0,3$  m. Estas diferencias se dieron en las zonas altas de los glaciares.

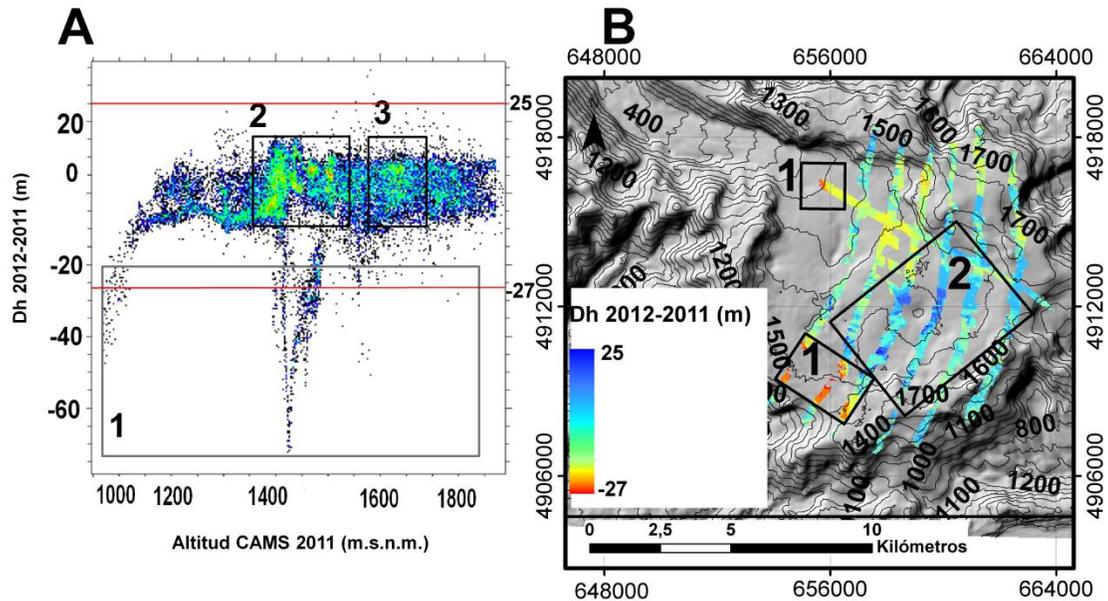


Figura 40: A) Gráfico de dispersión entre Dh 2012-2011. Las líneas en rojo indican los límites del rango de variaciones consideradas en el análisis. Los rectángulos representan las variaciones en las zonas de interés: 1) Sectores con mayores pérdidas; 2) Zonas con concentración de cambios; 3) Concentración de cambios en zonas altas. B) Ubicación dentro de la caldera. Coordenadas UTM, HUSO 18S.

Los cambios en la topografía de la superficie en el límite de la lengua del glaciar y la meseta de hielo al interior de la caldera se pueden ver en perfil A-A' de la Figura 41. En este se observa la pérdida de hielo debido al colapso de la superficie que sucedió durante la erupción de octubre. En contraste, 500 m más arriba de este lugar, los cambios fueron mucho menores variando entre -10 a  $-5 \pm 0,3$  m.

La zona que fue afectada directamente por la aparición de los cráteres durante la erupción disminuyó en promedio  $-13,7 \pm 0,3$  m. La superficie de hielo en esta área experimentó una subsidencia que se puede ver en los perfiles B-B' y C-C' de la Figura 41. En ambos perfiles se ve que al NE de las mayores subsidencias las superficies experimentaron variaciones menos negativas y en algunos puntos éstas fueron positivas. Estos cambios representan lo sucedido en la zona proximal a los cráteres que fueron cubiertas por tefras eyectadas durante el evento eruptivo de 2011.

Los cambios en la zona que rodea al *cauldron* se pueden ver en el perfil D-D' de la Figura 41 y muestra que las variaciones positivas de altitud son mayores a medida que se avanza en el perfil hacia el centro de la depresión.

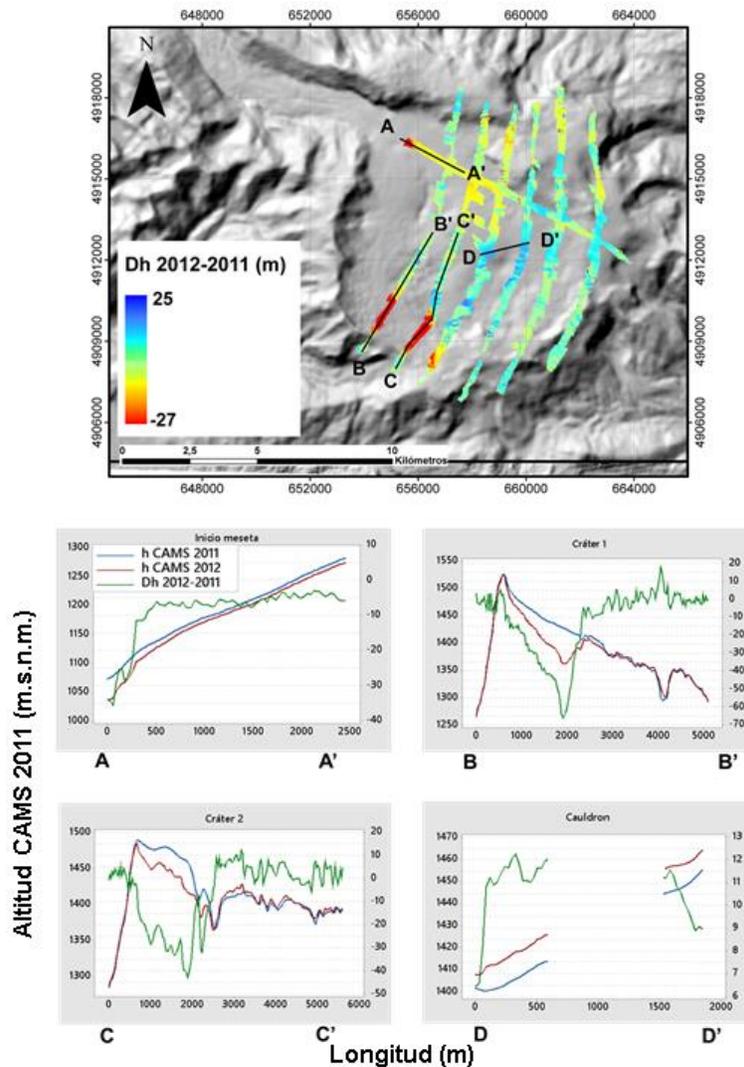


Figura 41: Perfiles topográficos sobre: A) Límite lengua-meseta; B) Zona cráter 1; C) Zona cráter 2 y; D) Cauldron.

Las zonas más afectadas por la erupción de octubre de 2011 se muestran en la Figura 42. El volumen estimado de hielo derretido sólo en la zona de los cráteres y en los canales de escurrimiento fue de  $0,27 \text{ km}^3$ , equivalente a  $0,22 \text{ km}^3$  eq. a. calculado con una densidad de  $830 \text{ kg/m}^3$  (Rivera et al., 2016) mientras que la zona de engrosamiento ganó  $0,09 \text{ km}^3$ .

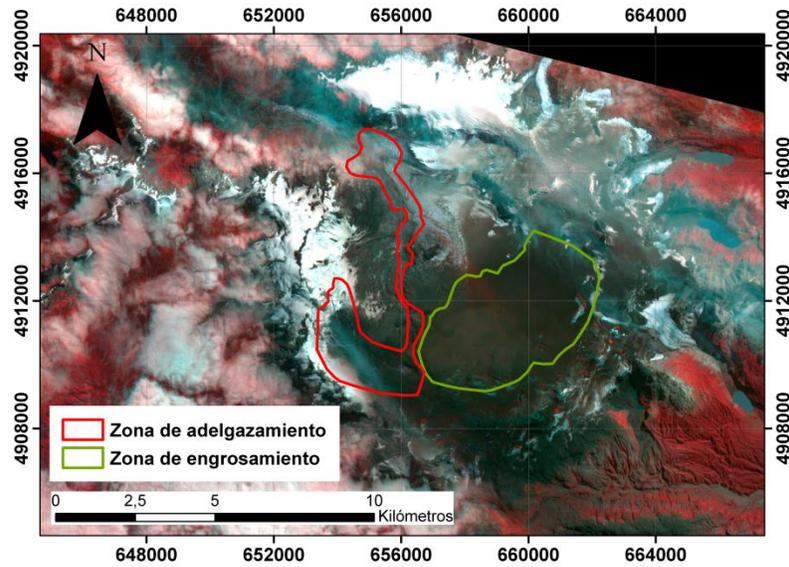


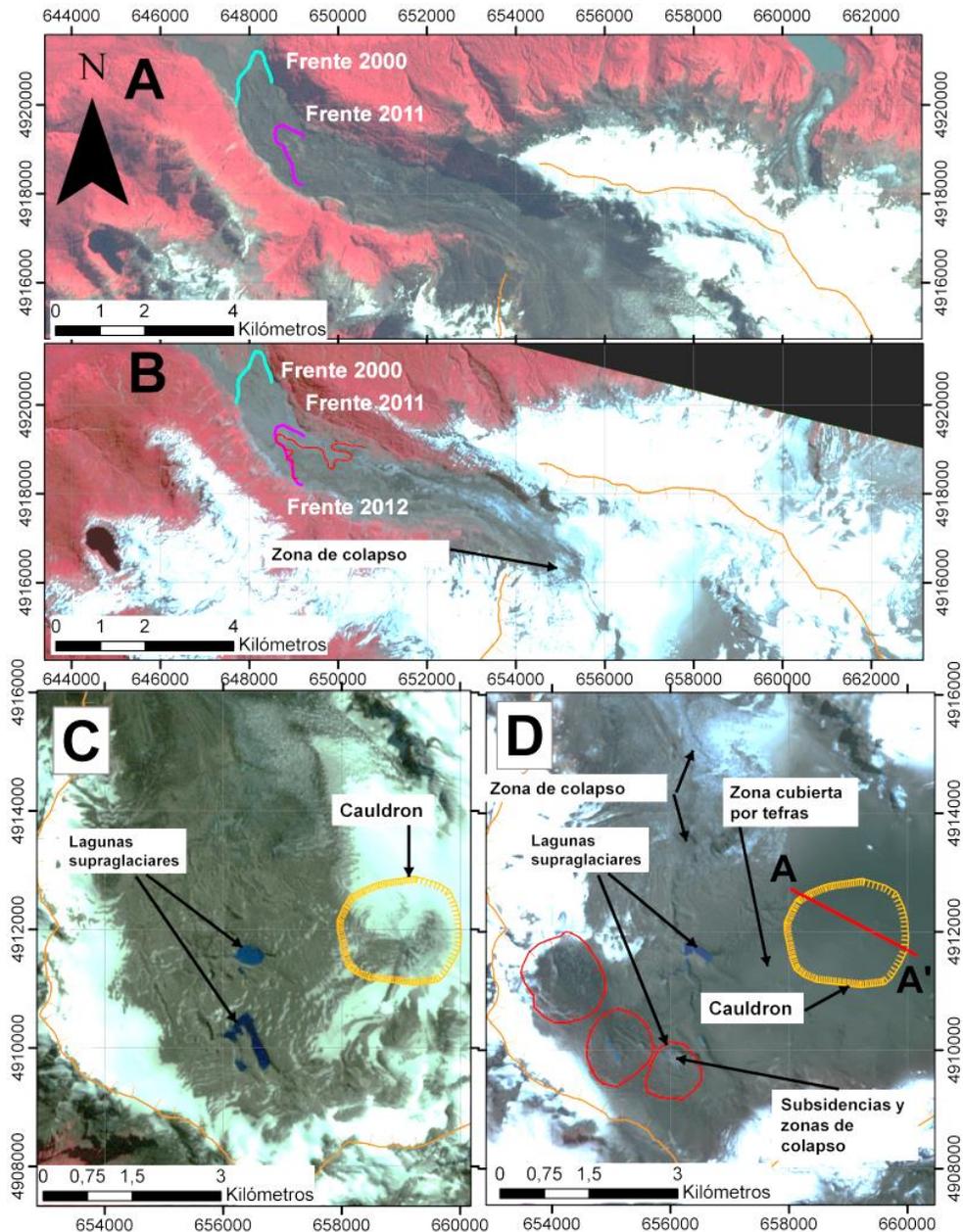
Figura 42: Zonas más afectadas por la erupción de 2011.

## 4.5 Cambios 2012-2000.

### 4.5.1 Cambios en la superficie de los glaciares.

En el largo plazo, los cambios más visibles de la superficie del volcán Hudson se pueden ver en la Figura 43.

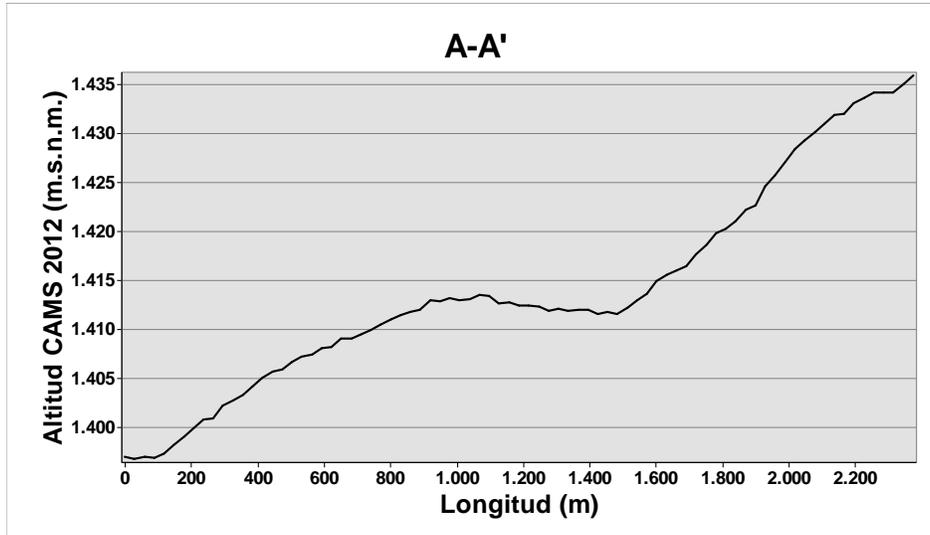
La lengua del glaciar registró una tasa de retroceso promedio de  $166 \text{ m a}^{-1}$  en el periodo de comparación y la extensión glaciar varió  $-0,8 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ .



**Figura 43:** A) Lengua del glaciar Huemules en marzo de 2000 (LandSat 5 TM); B) Lengua del glaciar Huemules en diciembre de 2011 (ASTER OTH); C) Zona interna de la caldera en marzo de 2000 (LandSat 5 TM) y C: Interior de la caldera en marzo de 2012 (ASTER OTH). Combinaciones falso color 432. Coordenadas UTM. 18S.

Los cambios en la superficie al interior de la caldera están relacionados principalmente por la depositación sobre los glaciares de tefras eyectadas en la erupción de 2011. Al NE de los cráteres las tefras cubrieron la zona donde se ubica el *cauldron* imposibilitando la identificación de este a simple vista. Sin embargo, la subsidencia fue registrada por los

datos CAMS 2012. La extracción de los valores de altitud del segmento A-A' de la **Figura 43D** permitió crear el perfil topográfico de la **Figura 44** en donde se identifica el *cauldron* entre los 1000-1600 metros en eje de longitud.



**Figura 44:** Perfil topográfico de la superficie con datos CAMS 2012 trazado sobre la zona donde se ubica el *cauldron*.

Las lagunas supraglaciares que se identificaron en la imagen de marzo de 2012 se ubican en lugares cercanos a las identificadas en el año 2000, sin embargo estas desaparecieron antes de febrero de 2011 y no son los mismos cuerpos de agua, por lo tanto, las lagunas sobre la superficie son consecuencia de la erupción de octubre de 2011.

#### 4.5.2 Cambios de elevación 2012-2000.

Las diferencias en roca promediaron  $-0,9 \pm 6,2$  m con un valor bajo la significancia, por lo que la distribución de los datos es normal. El histograma de las variaciones verticales muestra que los valores se concentran entre los -25 a 25 m y los valores más extremos de cambios son negativos (**Figura 45**).

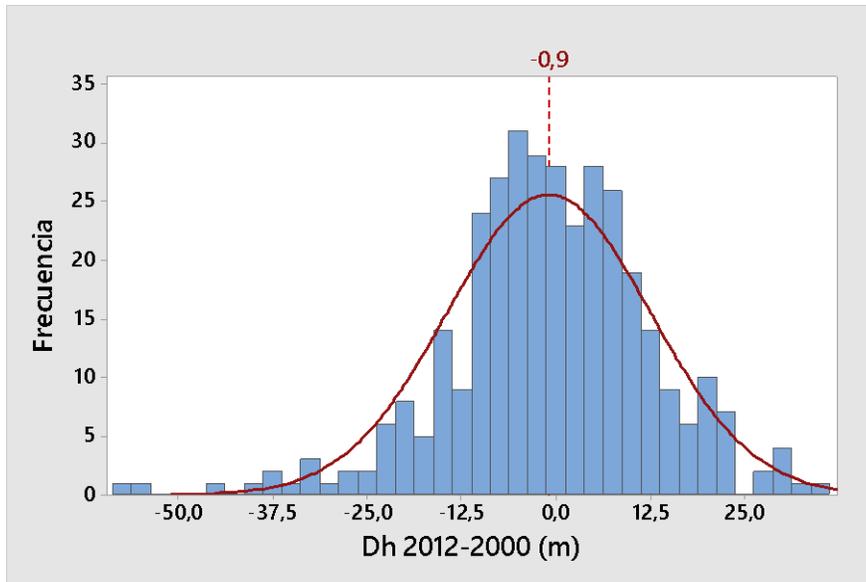


Figura 45: Histograma de Dh 2012-2000 (m) en roca y curva de distribución normal.

En la Figura 46 se puede ver que las variaciones verticales negativas entre los años 2000 y 2012 se concentraron al interior de la caldera del volcán Hudson. Dentro de esta, las mayores pérdidas estuvieron focalizadas en algunos sectores mientras que las variaciones menos negativas se distribuyen de manera más homogénea. Las áreas con ganancias de altitud son menores en comparación a las zonas con pérdidas, sin embargo, estas también están focalizadas en sectores específicos del volcán.

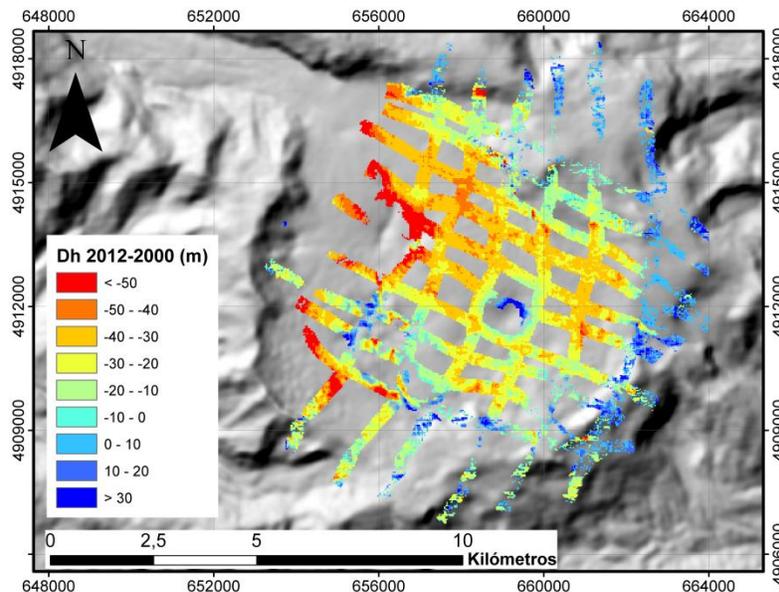


Figura 46: Cambios de elevación de la superficie del hielo para el periodo 2012-2000, derivado de datos CAMS 2012 y SRTMv3 sobre modelos de sombras SRTMv3.

La variación promedio de altitud entre los años 2000 y 2012 fue de  $-22,2 \pm 6,2$  m, equivalente a una tasa de pérdida de  $-1,9 \pm 0,5$  m  $a^{-1}$ .

El cambio promedio de la altitud sobre la línea de equilibrio de la superficie glaciaria fue de  $-19,8 \pm 6,2$  m, con valores entre  $-76$  a  $40 \pm 6,2$  m. En la zona de ablación, los cambios verticales promediaron  $-39,7 \pm 6,2$  m, lo que equivale a una tasa de  $-3,3 \pm 0,5$  m  $a^{-1}$ .

Las mayores pérdidas en el periodo se focalizaron bajos los 1400 m de altitud (Figura 47 A1), en la zona que fue afectada directamente por la erupción de 2011 y aguas abajo de esta, en los costados de los canales de escurrimiento y alrededor del domo.

El sector del volcán en donde se concentraron los cambios es la franja altitudinal entre los 1400-1550 m (Figura 47 A2). Estas variaciones ocurrieron en la zona proximal a los cráteres, la que fue cubierta por las tefras eyectadas en octubre-noviembre de 2011. La mayoría de los cambios en este lugar fueron negativos, sin embargo la zona que rodea al *cauldron* registró la acumulación de valores más positivos de variación que está indicada cuadro número 3 de la Figura 47 A.

Las variaciones de menor magnitud se concentraron en las zonas altas del volcán (Figura 47 A4), cerca del borde de la caldera, en donde la variación fue de  $-0,19 \pm 0,5$  m  $a^{-1}$ . También en este sector de la caldera hubo pérdidas máximas que afectaron principalmente a los glaciares en laderas escarpadas.

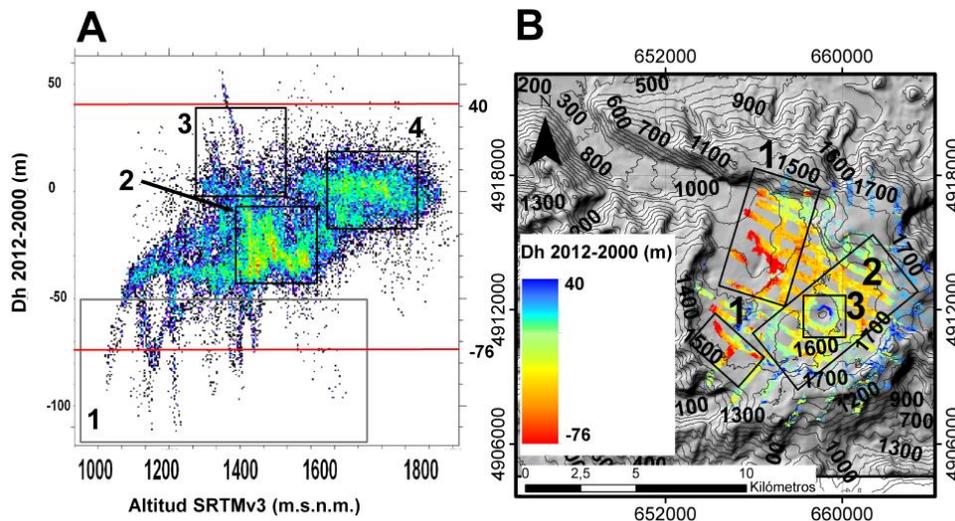


Figura 47: A) Gráfico de dispersión entre Dh 2012-2011. Las líneas en rojo indican los límites del rango de variaciones consideradas en el análisis. Los rectángulos representan las variaciones en las zonas de interés: 1) Sectores con mayores pérdidas; 2) Zonas con concentración de cambios; 3) Cambios alrededor del *cauldron*; 4) Concentración de variaciones en zonas altas. B) Ubicación dentro de la caldera. Coordenadas UTM, HUSO 18S.

El perfil topográfico A-A' de la **Figura 48** muestra los cambios ocurridos durante 12 años en la superficie del hielo. Se observa que pérdidas mayores a 70 m afectaron la zona baja de la meseta de hielo. El cambio abrupto de pendiente en una corta distancia es consecuencia del colapso de esa zona del glaciar debido a la erupción de 2011. Sobre los 1150 m, los cambios negativos fueron homogéneos y cerca de los 1200m de altitud, se puede ver una subsidencia en el hielo.

Los cambios topográficos en el sector donde aparecieron los cráteres fueron mayores al sur e inmediatamente al norte de la subsidencia principal se produjeron variaciones positivas de altitud, como se observa en el perfil B-B' (**Figura 48 B**). Al norte de este punto, los cambios verticales son negativos. Entre los 5000 y 6000 m de longitud del perfil se puede ver un pico de variaciones menos negativa que corresponden a los cambios de altitud del domo.

El perfil C-C' (**Figura 48 C**) muestra los cambios verticales negativos de menor magnitud que experimentaron algunas zonas en el borde sur de la caldera, que además, en algunos puntos registró variaciones positivas. El comportamiento de la superficie en la zona interna de la meseta de hielo muestra un adelgazamiento sostenido con valores entre -15 a  $-40 \pm 6,2$  m. Entre los 4000-5000 m de longitud del perfil se pueden ver los cambios menos negativos en el borde E del *cauldron*.

El perfil trazado sobre la zona donde se ubica el *cauldron* muestra que la superficie hacia el centro de la depresión se elevó más de 30 m entre el año 2000 y el año 2012 en el borde E. En contraste, en los bordes externos de la subsidencia, las pérdidas fueron superiores, con adelgazamientos de  $-3,2 \pm 6,2$  m a  $^{-1}$  en algunos puntos del perfil.

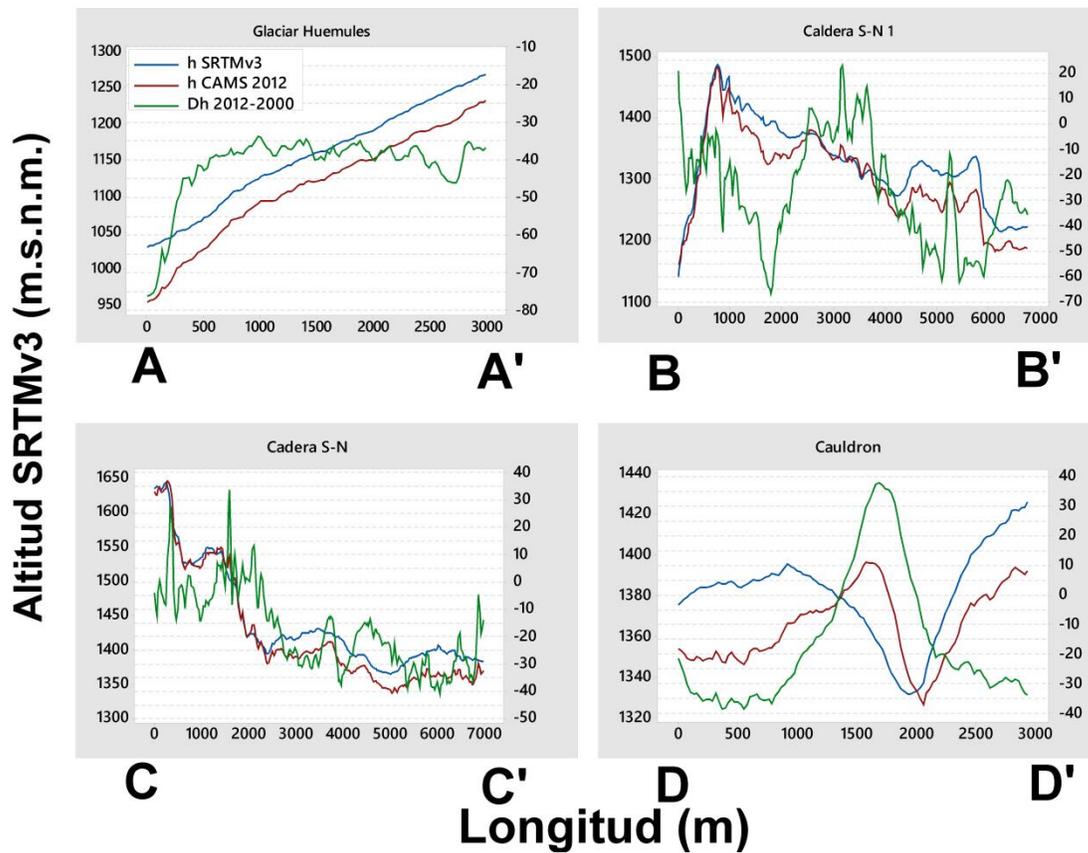
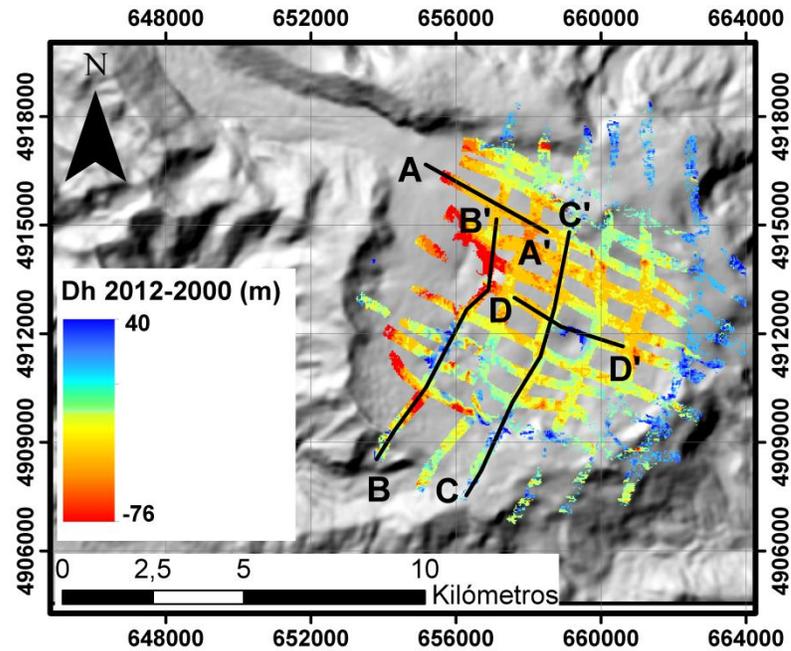


Figura 48: Perfiles topográficos de la superficie del volcán Hudson.

## 5. Discusión y análisis.

### 5.1 Cambios en la superficie del hielo.

Para el año 2000 se identificaron dos lagunas supraglaciares en la superficie del hielo en la caldera que hasta el año 2005 fueron detectadas. En el año 2011, estas lagunas no fueron avistadas y en el lugar donde estaban, aparecieron zonas de colapsos en el hielo.

El análisis de las imágenes CAMS 2011 pre-erupción reveló signos de glaciovolcanismo como pozos de fusión, zonas de subsidencias, *cauldron* y zonas de colapso en la superficie de hielo del volcán. En estos lugares también se registraron las mayores variaciones negativas de altitud. Estos efectos sobre el hielo han sido identificados en Alaska (Benson et al., 2007) y en Islandia, donde la actividad volcánicas bajo glaciares es común (Magnús T. Gudmundsson et al., 2007; Magnússon et al., 2012), y las pérdidas focalizadas son normalmente una respuesta del hielo en interacción con el magma subyacente.

El signo más claro de glaciovolcanismo detectado en el periodo pre-eruptivo fue el *cauldron* que se formó dentro de la caldera. El hielo afectado por esta subsidencia experimentó variaciones de altitud negativas que fueron de menor magnitud hacia el centro de la depresión en comparación a la zona externa (**Figura 35C**). Parte de esta señal detectada lo compone la acumulación de masa del glaciar, que en la zona se estima entre 2 a 5 m eq. a. (Schaefer et al., 2013), ya que los datos CAMS 2011 fueron recogidos en agosto de 2011. Por otro lado, según los modelos de interacciones magma-hielo descritos en el capítulo 2, este comportamiento estaría explicado por la presión positiva generada bajo la superficie, que habría elevado el hielo suprayacente en el centro de la subsidencia. La presión podría estar siendo generada por acumulación de lavas de forma efusiva bajo el glaciar, lo que estaría formando un domo, como lo sucedido en el Monte Santa Helena en la erupción de 1980 (Walder et al., 2008) o por la presión ejercida por el agua de fusión acumulada en alguna cavidad subglaciar, como lo plantea Höskuldsson y Sparks, 1997. Además, en ambos casos habría agua de fusión resultante de la interacción magma-hielo, la que podría escapar ante un cambio en el sistema. Estudios de interacciones glaciovolcánicas derivadas de la erupción subglaciar del volcán *Gjálp* en 1996 mostraron como los *cauldron* *Skaftá* experimentaron variaciones positivas de altitud en el centro de la depresión que fueron asociadas al relleno de hielo debido al flujo del mismo (S. Gudmundsson et al., 2002). Sin embargo, una tasa lenta de elevación de la superficie

podría estar influenciada por el derretimiento basal debido a la actividad volcánica (H. Björnsson et al., 2001).

Las mayores pérdidas del periodo 2000-2011 se dieron a lo largo del canal de escurrimiento de agua de fusión formado durante la erupción de 1991 (Naranjo et al., 1993), siendo la zona bajo los 1000 m.s.n.m. la más afectada, puesto que allí se detectaron sectores con colapsos del hielo (**Figura 27**). La morfología de la caldera del volcán Hudson influye en la distribución de estas variaciones negativas ya que la mayor parte del agua de fusión producida es encausada por este canal de escurrimiento, lo que provoca la erosión del hielo por acción termal y mecánica. Este tipo de comportamiento fue observado en la erupción del año 1996 del volcán *Gjálp* en Islandia, en donde el agua de fusión que escurrió de forma subglaciar provocó subsidencias y colapsos en la superficie de hielo (Magnús T. Gudmundsson et al., 2004).

Las variaciones positivas de altitud entre en el periodo 2000-2011 que se registraron en su mayoría corresponden a zonas altas del volcán, sin embargo, dentro de la caldera estas se detectaron en el sector donde se abrirían los cráteres en la erupción de fines de octubre de 2011. Este aumento en la elevación de la superficie concuerda con lo expuesto en los modelos de interacciones glaciovolcánicas. Según el modelo propuesto por Gudmundsson et al., 2004 la presión interna de la cavidad formada por el derretimiento del hielo como consecuencia actividad volcánica es mayor a la presión glacioestática por lo que el hielo es levantado.

Los cráteres y la subsidencia que los rodea, formados durante la erupción de octubre de 2011, son resultado de la descompresión de la cavidad subglaciar formada por la actividad volcánica (L. Wilson y Head, 2002), lo que se vio favorecido por la baja presión dentro de la cavidad (Tuffen, 2007). Según el modelo de erupciones subglaciares, cuando la cavidad tuvo contacto con la atmósfera, la fase subglaciar de la erupción dio paso a una fase sub aérea marcada por una explosión (L. Wilson y Head, 2002). El agua de fusión resultante de la apertura de los cráteres pudo ser acumulada bajo la superficie en cavidades que ante el cambio de presión causado por la erupción, fueron expulsadas por las fisuras y puntos más débiles del hielo (Höskuldsson y Sparks, 1997; L. Wilson y Head, 2002)

Si bien la formación de los cráteres implicó altos valores de adelgazamiento del glaciar, la zona límite entre la lengua y la meseta del glaciar Huemules también experimentó una pérdida de altitud producida por un colapso del hielo (**Figura 27B**). Este tipo de cambios en el hielo se ha registrado en erupciones subglaciares y se debe a grandes descargas de

agua de fusión acumuladas en reservorios bajo la superficies del hielo a la que se suma la producida por la apertura de los cráteres, como lo sucedido durante la actividad de 2010 del volcán *Eyjafjallajökull* (Islandia) y en la isla Decepción (Antártica) en la erupción de 1969 (Magnússon et al., 2012; Smellie, 2002). Por otra parte, aguas arriba del punto descrito, el hielo tuvo una subsidencia a lo largo de la vía de descarga de agua de fusión, lo que afirma que es una consecuencia del derretimiento subglaciar por erosión termal del agua.

Las tefras expulsadas durante la erupción de 2011 se dispersaron al ENE de los cráteres, depositándose sobre el glaciar, provocando un aumento de la altitud de la superficie de estos en la zona que se muestra en el perfil A-A' de la **Figura 49**. Variaciones positivas de elevación se han registrado en los glaciares asociados al volcán Popocatepetl debido a la deposición de tefras derivadas de la actividad volcánica las que se han estimado en rangos de 4 a 12 m para el periodo 2000-2001 (Julio-Miranda et al., 2008). En esta zona, el espesor de la capa de tefras aisló al glaciar de las condiciones ambientales de forma similar a como sucede en el volcán Villarrica (Rivera et al., 2006). En cambio, otras zonas de los glaciares del volcán Hudson en donde se depositó una capa de tefras de poco espesor experimentaron variaciones negativas de altitud debido a la disminución del albedo, lo que influye en un aumento de las tasas de ablación (Barr et al., 2018; Brock et al., 2007; Major y Newhall, 1989). Los datos con los que se ha elaborado esta investigación no abarcan toda la caldera del volcán, por lo que los resultados expuestos podrían diferir de la realidad si se contara con una cobertura de MDE más completa de los glaciares. En este mismo sentido, zonas interesantes de analizar desde el punto de vista glaciovolcánico quedaron sin cobertura de datos, como el centro de los cráteres y la lengua del glaciar Huemules para el periodo que mostró los cambios provocados por la erupción.

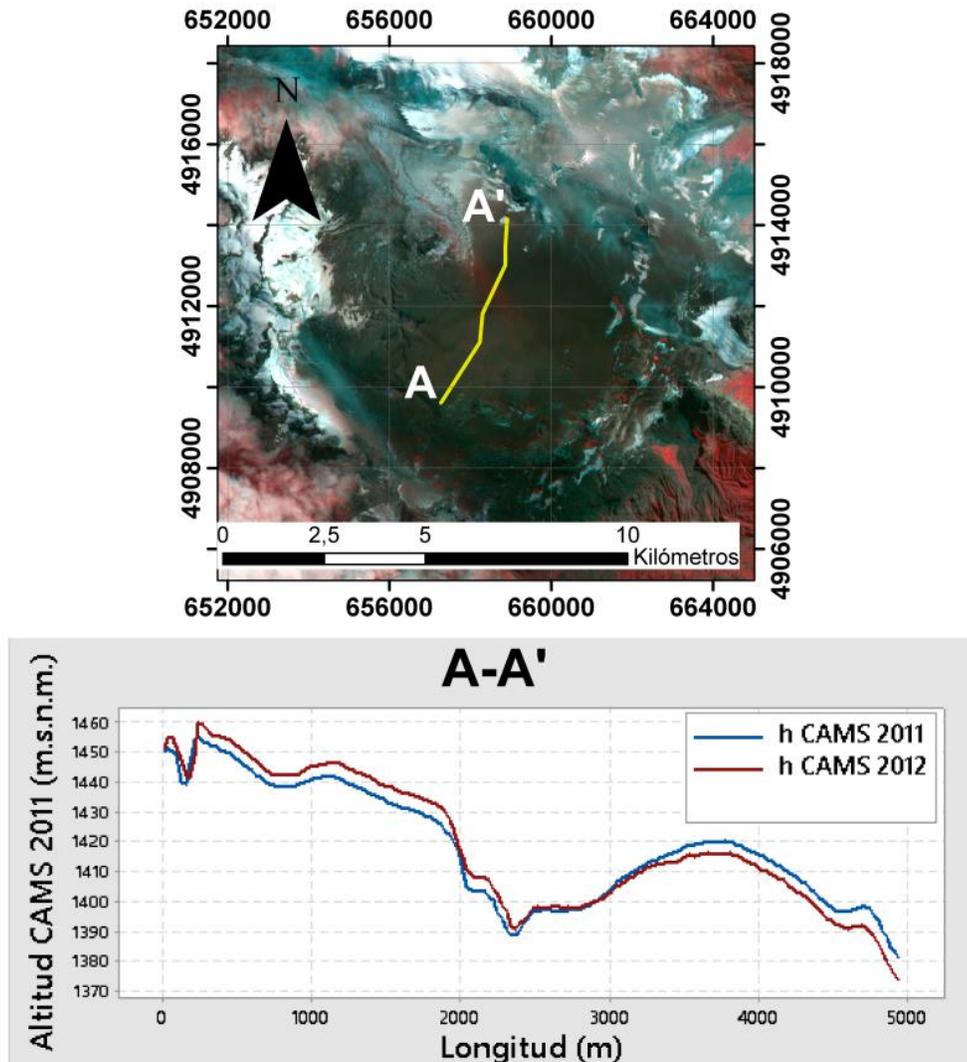


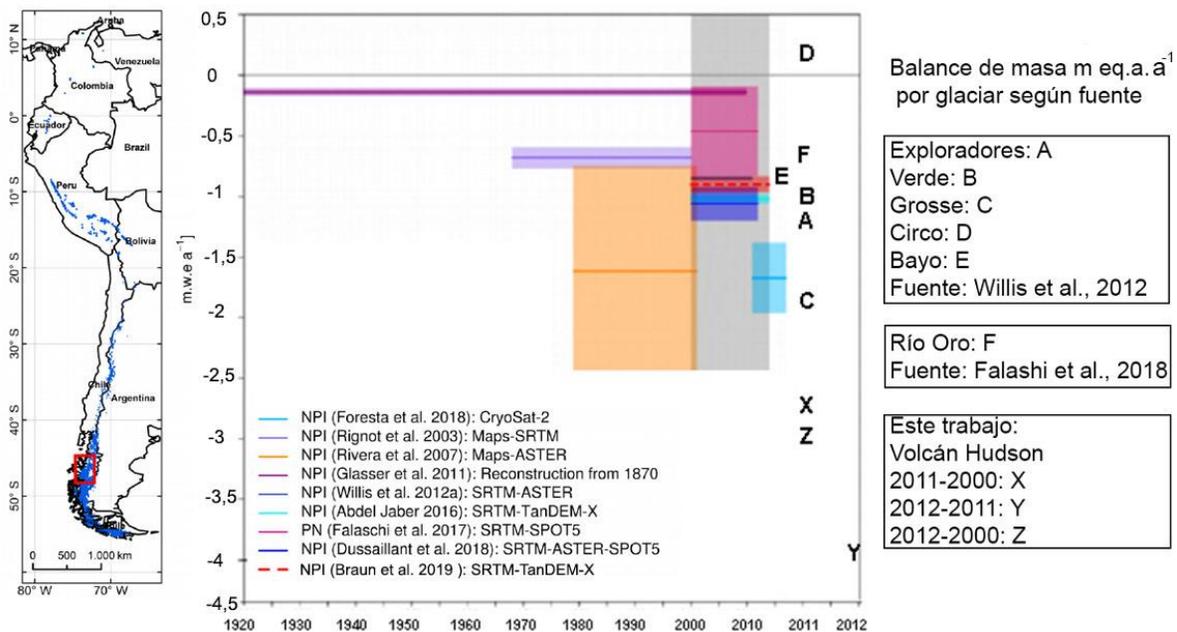
Figura 49: Perfil topográfico sobre la zona cubierta por tefras.

## 5.2 Comparación de variaciones de altitud entre periodos.

En el contexto global de cambios verticales entre los años 2000 y 2012, la variación promedio de los glaciares del volcán Hudson fue menos negativa en comparación al periodo 2000-2011. Esta diferencia se vio influenciada por el aumento de altitud de la superficie de los glaciares entre agosto del año 2011 y agosto del año 2012 como consecuencia de la erupción de octubre de 2011. Las tendencias de los balances de masa en otros glaciares de la región, como los del Monte San Lorenzo, durante los últimos 60 años han sido negativas y se asocian al aumento sostenido de las

temperaturas globales. Sin embargo, cuerpos de hielo que terminan en lagunas proglaciares experimentaron mayores pérdidas de masa en comparación a glaciares que terminan en tierra y que están afectados solamente por el factor atmosférico (Falaschi et al., 2019).

Dussaillant et al., 2018 estimó para Campos de hielo Norte durante el periodo 2000-2012 una tasa de cambio de elevación de  $-1,2\pm 0,11$  y  $-1,25\pm 0,09$  m  $a^{-1}$  con diferencias MDE de SPOT 5-SRTM y MDE Stereo ASTER-SRTM respectivamente. Además, registró tasas de adelgazamientos de más de 10 m  $a^{-1}$  en las lenguas terminales de baja elevación de algunos glaciares. Estos efectos según Braun et al., 2019 se deben al aumento de la temperatura, lo que aumenta la fusión, que ha provocado un balance de masa negativo de  $-0,85\pm 0,07$  m eq. a. entre los años 2000 y 2012.



**Figura 50: Balances de masa superficiales (m eq. a<sup>-1</sup>) para los glaciares de Volcán Hudson, CHN y Monte San Lorenzo. Se convirtió cambios de elevación en balance de masa usando una densidad de hielo de 830 kg/m<sup>3</sup> para el Volcán Hudson. Imagen de fondo: Braun et al., 2019. Adaptado de Braun et al., 2019; Dussaillant et al., 2018; Falaschi et al., 2019; Willis et al., 2012.**

La variación de altitud negativa de la superficie de los glaciares del volcán Hudson en los periodos de largo plazo es concordante con el comportamiento de los glaciares de CHN aunque con valores mucho más elevados debido a la actividad volcánica.

Al comparar la variación de masa equivalente en agua de los glaciares del volcán de zonas que no fueron afectadas directamente por la erupción de 2011 en la Figura 50, las

pérdidas son las más altas de la región, muy superiores a las provocadas en áreas sin influencia volcánica como sucede en el CHN y Monte San Lorenzo, donde las respuestas glaciares son más dependientes de las condiciones climáticas y sus cambios (Braun et al., 2019; Falaschi et al., 2019; Willis et al., 2012).

Las variaciones que ocurren en los glaciares del volcán Hudson por lo tanto no son buenos indicadores del cambio climático debido a la intensa actividad volcánica que se desarrolla bajo la capa de hielo, siendo esta, la principal causa de pérdida de masa observada en este estudio.

La importancia del trabajo presentado en esta investigación radica en la medición de los efectos que tiene una erupción volcánica de intensidad baja (VEI 2), como la ocurrida en el año 2011 en el volcán Hudson, sobre los glaciares y los volúmenes de agua de fusión que generó la interacción magma-hielo, que se tradujo en flujos violentos y lahares. Por lo tanto, la aplicación de la metodología utilizada en esta investigación puede ser aplicada para el monitoreo de volcanes activos con glaciares asociados y en la prevención de riesgos naturales.

Es recomendable realizar un monitoreo constante de volcanes activos cubiertos por glaciares debido al peligro que representan para la población y la infraestructura. Esto se puede hacer con imágenes satelitales de libre acceso como las utilizadas en este trabajo, o con datos LiDAR que permitirían estimar variaciones de volúmenes que pudiesen ser signo de alguna actividad volcánica o estimar volúmenes de agua disponibles para generar lahares.

Investigaciones como la presentada acá pueden servir para sentar las bases de un monitoreo y evaluación constante de los riesgos derivados del glaciovolcanismo, sin embargo, para validar los resultados obtenidos con métodos remotos, es necesario complementar este tipo de estudios con trabajos de terreno y mediciones *in situ*.

## 6. Conclusiones.

En este trabajo se determinaron los cambios de elevación en la capa de hielo del volcán Hudson entre los años 2011 y 2012, estableciéndose la relación de estos con la erupción de octubre de 2011.

Con anterioridad a la actividad de octubre de 2011, los glaciares ya mostraban signos en la superficie que se asocian al glaciovolcanismo. Subsidiencias, colapsos de la superficie y deformaciones del hielo típicamente derivadas de la actividad volcánica subglaciar, lo que se pudo observar en varios puntos de la caldera cubierta por hielo.

En paralelo a esos cambios focalizados de origen volcánico pre erupción de Octubre 2011, se detectó que el hielo estaba adelgazando con tasas un poco mayores a las observadas en otros glaciares de la región (no ubicados sobre conos volcánicos), en particular en el Campo de Hielo Norte. En este periodo pre eruptivo los adelgazamientos se detectaron en casi toda la caldera, con excepción de algunos sectores ubicados a mayor altitud donde hubo engrosamientos menores.

La erupción de 2011 provocó una gran fusión de hielo en las proximidades de los cráteres que se formaron. En los sectores más bajos del volcán, el agua de fusión proveniente de la zona alta y encausada por el canal de escurrimiento formado durante la erupción 1991 provocó colapsos y subsidencia de la superficie glaciar. El volumen de esas aguas de fusión alcanzó cerca de  $0,22 \text{ km}^3$  eq. a., las que al juntarse en el límite entre la lengua y la caldera, provocaron una fuerte subsidencia y colapso del hielo allí existente. La zona de hielo que fue cubierta por las tefras expulsadas durante la erupción experimentó un aumento de altitud ( $5,2 \pm 0,3 \text{ m}$ ) al ENE de los cráteres, donde presumiblemente el espesor de la capa depositada sobre la superficie fue mayor al espesor crítico estimado en 10 mm (Möller et al., 2016) dejando al hielo subyacente aislado de las condiciones atmosféricas. Por el contrario, donde el espesor de la capa de tefras fue menor al espesor crítico, se produjeron pérdidas de altitud debido a la reducción del albedo que en conjunto con las propiedades térmicas de los materiales depositados aumentaron el derretimiento. Sin embargo, parte de la disminución de la altitud de las superficies está compuesta por el derretimiento basal debido a la actividad geotermal, lo que no se puede comprobar sin estudios específicos en la zona.

Lo más importante en la determinación de las variaciones verticales y de la asociación a la erupción de 2011 fue la cuantificación de los efectos en los glaciares provocados por una erupción subglaciar. Esto es relevante ya que en Chile existen centros poblados

cercanos a volcanes con glaciares, los que pueden provocar o han provocado interacciones glaciovolcánicas que podrían representar una amenaza para las personas.

La disposición de fuentes de datos como imágenes satelitales y modelos digitales de elevación son fundamentales para estudios como el presentado en este trabajo ya que permiten hacer un monitoreo de potenciales fuentes de amenazas y también de recursos hídricos, a gran escala, abarcando zonas de difícil acceso para trabajos de campo.

Las dificultades para lograr el objetivo propuesto en esta investigación fue la adquisición de imágenes de buena calidad (sin nubes principalmente) junto con la corrección de los MDE, ya que las zonas de traslape entre set de datos de elevación no cubrieron muchas zonas expuestas de roca, lo que es fundamental para que los datos derivados de las comparaciones de altitud sean lo más fidedignas al real comportamiento de los glaciares ante la actividad volcánica.

Se recomienda hacer un monitoreo constante del volcán Hudson a través de los métodos utilizados en esta memoria y de otros complementarios o mejores para evaluar su evolución en el tiempo considerando el riesgo potencial que representa para cualquier actividad humana que se desarrolle en sus alrededores.

## 7. Bibliografía.

- Amigo, A. (2013). Estimation of tephra-fall and lahar hazards at hudson volcano, southern chile: Insights from numerical models. *Special Paper of the Geological Society of America*, 498, 177–199. [https://doi.org/10.1130/2013.2498\(11\)](https://doi.org/10.1130/2013.2498(11))
- Auker, M. R., Sparks, R. S. J., Siebert, L., Crosweller, H. S., y Ewert, J. (2013). A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record. *Journal of Applied Volcanology*, 2(1), 1–24. <https://doi.org/10.1186/2191-5040-2-2>
- Barr, I. D., Lynch, C. M., Mullan, D., De Siena, L., y Spagnolo, M. (2018). Volcanic impacts on modern glaciers: A global synthesis. *Earth-Science Reviews*, 182, 186–203. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.04.008>
- Benson, C., Motyka, R., McNutt, S., Luthi, M., y Truffer, M. (2007). Glacier–volcano interactions in the North Crater of Mt Wrangell, Alaska. *Annals of Glaciology*, 45, 48–57. <https://doi.org/10.3189/172756407782282462>
- Björnsson, H., Rott, H., Gudmundsson, S., Fischer, A., Siegel, A., y Gudmundsson, M. T. (2001). Glacier-volcano interactions deduced by SAR interferometry. *Journal of Glaciology*, 47(156), 58–70. <https://doi.org/10.3189/172756501781832520>
- Björnsson, Helgi. (2003). Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland. *Global and Planetary Change*, 35(3–4), 255–271. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00130-3](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00130-3)
- Bleick, H. A., Coombs, M. L., Cervelli, P. F., Bull, K. F., y Wessels, R. L. (2013). Volcano-ice interactions precursory to the 2009 eruption of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 259, 373–388. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.10.008>
- Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., y Wigger, P. (2002). The Southern Andes between 36° and 40°S latitude: Seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics*, 356(4), 275–289. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00399-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00399-2)
- Braun, M. H., Malz, P., Sommer, C., Fariás-Barahona, D., Sauter, T., Casassa, G., Soruco, A., Skvarca, P., y Seehaus, T. C. (2019). Constraining glacier elevation and mass changes in South America. *Nature Climate Change*, 9(2), 130–136. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0375-7>
- Brock, B., Rivera, A., Casassa, G., y Bown, F. (2007). The surface energy balance of an active ice-covered volcano: Villarrica Volcano, southern Chile. *Annals of Glaciology*, 45(1), 104–114. <https://doi.org/doi:10.3189/172756407782282372>

- Capra, L., Roverato, M., Groppelli, G., Caballero, L., Sulpizio, R., y Norini, G. (2015). Glacier melting during lava dome growth at Nevado de Toluca volcano (Mexico): Evidences of a major threat before main eruptive phases at ice-caped volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 294, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.02.005>
- Castruccio, A., Diez, M., y Gho, R. (2017). The Influence of Plumbing System Structure on Volcano Dimensions and Topography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(11), 8839–8859. <https://doi.org/10.1002/2017JB014855>
- Cembrano, J., y Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471(1–2), 96–113. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.038>
- Cembrano, J., y Moreno, H. (1994). Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo Cuaternario entre los 38 S y 46 S: Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente. *Congreso Geológico Chileno, May 2016*.
- Delgado, F., Pritchard, M., Lohman, R., y Naranjo, J. A. (2014). The 2011 Hudson volcano eruption (Southern Andes, Chile): Pre-eruptive inflation and hotspots observed with InSAR and thermal imagery. *Bulletin of Volcanology*, 76(5), 1–19. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0815-9>
- DGA. (2009). Estrategia Nacional de Glaciares. *Informe para Dirección General de Aguas -MOP*, 290.
- Dirscherl, M., y Rossi, C. (2018). Geomorphometric analysis of the 2014–2015 Bárðarbunga volcanic eruption, Iceland. *Remote Sensing of Environment*, 204(February 2017), 244–259.
- Douglass, David H., Pearson, B. D., y Singer, S. F. (2015). Altitude dependence of atmospheric temperature trends: Climate models versus observation David. *Geophysical Research Letters*, 31(13), L13208. <https://doi.org/10.1029/2004GL020103>
- Dussaillant, I., Berthier, E., y Brun, F. (2018). Geodetic Mass Balance of the Northern Patagonian Icefield from 2000 to 2012 Using Two Independent Methods. *Frontiers in Earth Science*, 6(February), 1–13. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00008>
- Edwards, B. R., y Gudmundsson, M. T. (2015). Glaciovolcanism. En *The Encyclopedia of Volcanoes* (Número January 2015, pp. 8–10).
- Elachi, C., y Van Zyl, J. (2006). Introduction to the Physics and Techniques of Remote Sensing. En *John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey* (Vol. 41, Número 11).

[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(89\)90201-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(89)90201-X)

- Elkhrachy, I. (2016). Vertical accuracy assessment for SRTM and ASTER Digital Elevation Models: A case study of Najran city, Saudi Arabia. *Ain Shams Engineering Journal*, 2, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.asej.2017.01.007>
- ESRI. (2020). *Método de remuestreo (Configuración del entorno)—Ayuda | ArcGIS for Desktop*. <https://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/environments/resampling-method.htm>
- Falaschi, D., Lenzano, M. G., Villalba, R., Bolch, T., Rivera, A., y Lo Vecchio, A. (2019). Six Decades (1958–2018) of Geodetic Glacier Mass Balance in Monte San Lorenzo, Patagonian Andes. *Frontiers in Earth Science*, 7(December). <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00326>
- Falorni, G., Teles, V., Vivoni, E. R., Bras, R. L., y Amaratunga, K. S. (2005). Analysis and characterization of the vertical accuracy of digital elevation models from the Shuttle Radar Topography Mission. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(2), 1–20. <https://doi.org/10.1029/2003JF000113>
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., y Alsdorf, D. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, 45(2), 1–43. [http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/SRTM\\_paper.pdf](http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/SRTM_paper.pdf)
- Felicísimo, A. (1994). Modelos digitales del terreno: introducción y aplicaciones a las ciencias ambientales. *Oviedo: Universidad de Oviedo*, 118. <http://www.etsimo.uniovi.es/~feli>
- Fuenzalida Ponce, R., y Espinosa Neupert, W. (1974). Hallazgo de una caldera volcánica en la provincia de Aisen. En *Revista geológica de Chile: An international journal on andean geology* (Número 1, pp. 64–66).
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., y Rojas, M. (2013). Large-Scale Control on the Patagonian Climate. *Journal of Climate*, 26(1), 215–230. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00001.1>
- Gimeno, F. (2014). *Amenazas naturales por interacciones glacio-volcánicas en el Volcán Villarrica*. Universidad de Chile.
- Gonga-Saholiariliva, N., Gunnell, Y., Petit, C., y Mering, C. (2011). Techniques for quantifying the accuracy of gridded elevation models and for mapping uncertainty in digital terrain analysis. *Progress in Physical Geography*, 35(6), 739–764.

<https://doi.org/10.1177/0309133311409086>

- González-Ferrán, O. (1995). Volcanes de Chile. En *Instituto Geográfico Militar*.
- Gudmundsson, Magnus T. (2000). Melting of Ice by Magma-Ice-Water Interactions During Subglacial Eruptions as an Indicator of Heat Transfer in Subaqueous Eruptions. *Jokull*, 1–12.
- Gudmundsson, Magnús T., Högnadóttir, P., Kristinsson, A. B., y Gudbjörnsson, S. (2007). Geothermal activity in the subglacial Katla caldera, Iceland, 1999-2005, studied with radar altimetry. *Annals of Glaciology*, 45, 66–72. <https://doi.org/10.3189/172756407782282444>
- Gudmundsson, Magnús T., Sigmundsson, F., Björnsson, H., y Högnadóttir, T. (2004). The 1996 eruption at Gjalp, Vatnajökull ice cap, Iceland: Efficiency of heat transfer, ice deformation and subglacial water pressure. *Bulletin of Volcanology*, 66(1), 46–65. <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0295-9>
- Gudmundsson, S., Gudmundsson, M. T., Björnsson, H., Sigmundsson, F., Rott, H., y Carstensen, J. M. (2002). Three-dimensional glacier surface motion maps at the Gjalp eruption site, Iceland, inferred from combining InSAR and other ice-displacement data. *Annals of Glaciology*, 34(2000), 315–322. <https://doi.org/10.3189/172756402781817833>
- Gutiérrez, F., Gioncada, a., González Ferran, O., Lahsen, a., y Mazzuoli, R. (2005). The Hudson Volcano and surrounding monogenetic centres (Chilean Patagonia): An example of volcanism associated with ridge-Trench collision environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145, 207–233. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.01.014>
- Hodgson, M. E., y Bresnahan, P. (2013). Accuracy of Airborne Lidar-Derived Elevation. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 70(3), 331–339. <https://doi.org/10.14358/pers.70.3.331>
- Höskuldsson, A., y Sparks, R. S. J. (1997). Thermodynamics and fluid dynamics of effusive subglacial eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 59(3), 219–230. <https://doi.org/10.1007/s004450050187>
- International Union for Conservation of Nature. (2009). World Heritage Volcanoes. En *International Union for Conservation of Nature and Natural Resources Reproduction*. IUCN.
- Jain, S. (2013). *Fundamentals of Physical Geology*. Springer India. <https://books.google.cl/books?id=lf-8BAAAQBAJ>

- Jakobsson, S. P., y Gudmundsson, M. T. (2008). Subglacial and intraglacial volcanic formations in Iceland. *Jökull*, 58(March), 182–186.
- Jóhannesson, T., Björnsson, H., Magnússon, E., Gudmundsson, S., Pálsson, F., Sigurdsson, O., Thorsteinsson, T., y Berthier, E. (2013). Ice-volume changes, bias estimation of mass-balance measurements and changes in subglacial lakes derived by lidar mapping of the surface of Icelandic glaciers. *Annals of Glaciology*, 54(63), 63–74. <https://doi.org/10.3189/2013AoG63A422>
- Julio-Miranda, P., Delgado-Granados, H., Huggel, C., y Kääh, A. (2008). Impact of the eruptive activity on glacier evolution at Popocatepetl Volcano (México) during 1994-2004. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(1–2), 86–98. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.09.011>
- Kelman, M. C., Russell, J. K., y Hickson, C. J. (2002). *Effusive intermediate glaciovolcanism in the Garibaldi Volcanic Belt, southwestern British Columbia, Canada*. 195–211.
- Kilian, R. (1993). Geology, Geochemistry and Recent Activity 'of the Hudson Volcano, Southern Chile. *ISAG*, 385–388.
- Kirkbride, M. P., y Dugmore, A. J. (2003). Glaciological response to distal tephra fallout from the 1947 eruption of Hekla, south Iceland. *Journal of Glaciology*, 49(166), 420–428. <https://doi.org/10.3189/172756503781830575>
- Kratzmann, D. J., Carey, S., Scasso, R., y Naranjo, J. A. (2009). Compositional variations and magma mixing in the 1991 eruptions of Hudson volcano, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 71(4), 419–439. <https://doi.org/10.1007/s00445-008-0234-x>
- Kretsch, J. L. (2020). *Shuttle radar topography mission overview*. Proceedings - Applied Imagery Pattern Recognition Workshop. <https://doi.org/10.1109/AIPRW.2000.953635>
- L3Harris. (2020). *ENVI 5.3 Release Notes - L3Harris Geospatial*. <https://www.harrisgeospatial.com/Support/Self-Help-Tools/Help-Articles/Help-Articles-Detail/ArtMID/10220/ArticleID/15485/ENVI-53-Release-Notes>
- Lara, L. E., Cembrano, J., y Lavenu, A. (2008). Quaternary vertical displacement along the liquiñe-Ofqui fault zone: Differential uplift and coeval volcanism in the Southern Andes. *International Geology Review*, 50(11), 1–19. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.11.975>
- Lenaerts, J. T. M., Van Den Broeke, M. R., Van Wessem, J. M., Van De Berg, W. J., Van Meijgaard, E., Van Ulf, L. H., y Schaefer, M. (2014). Extreme precipitation and climate gradients in patagonia revealed by high-resolution regional atmospheric

- climate modeling. *Journal of Climate*, 27(12), 4607–4621.  
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00579.1>
- Lillesand, T., Kiefer, R. W., y Chipman, J. W. (2015). Remote Sensing and Image Interpretation. En *Wiley* (Vol. 7, Número 9).  
<https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Lopez-Escobar, L., Cembrano, J., y Moreno, H. (1995). Geochemistry and tectonics of the Chilean southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geologica de Chile*, 22(2), 219–234. <https://doi.org/10.5027/andgeoV22n2-a06>
- Loughlin, S. C. (2002). Facies analysis of proximal subglacial and proglacial volcanoclastic successions at the Eyjafjallajökull central volcano, southern Iceland. *Geological Society Special Publication*, 202, 149–178.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.202.01.08>
- Magnússon, E., Gudmundsson, M. T., Roberts, M. J., Sigursson, G., Hskuldsson, F., y Oddsson, B. (2012). Ice-volcano interactions during the 2010 Eyjafjallajökull eruption, as revealed by airborne imaging radar. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(7), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2012JB009250>
- Major, J. J., y Newhall, C. G. (1989). Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods - A global review. *Bulletin of Volcanology*, 52(1), 1–27. <https://doi.org/10.1007/BF00641384>
- Melnick, D., Folguera, A., y Ramos, V. A. (2006). Structural control on arc volcanism: The Caviahue-Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1–2), 66–88.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.08.008>
- Ministerio del Interior. (1996). *Volcan Hudson Características y Efectos*.
- Mölg, N., Ferguson, J., Bolch, T., y Vieli, A. (2020). On the influence of debris cover on glacier morphology: How high-relief structures evolve from smooth surfaces. *Geomorphology*, 357. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107092>
- Möller, R., Möller, M., Kukla, P. A., y Schneider, C. (2016). Impact of supraglacial deposits of tephra from Grímsvötn volcano, Iceland, on glacier ablation. *Journal of Glaciology*, 62(235), 933–943. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.82>
- MOP-DGA. (2020). *Inventario Nacional de Glaciares*.  
[https://dga.mop.gob.cl/administracionrecursoshidricos/Inventario\\_glaciares/Paginas/default.aspx](https://dga.mop.gob.cl/administracionrecursoshidricos/Inventario_glaciares/Paginas/default.aspx)
- Naranjo, J. A., Moreno, H., y Banks, N. G. (1993). La erupción del volcán Hudson en 1991

- (46°S), Región XI, Aisén, Chile. *Serv. Nac. Geol. y Min., Bol.*, 44(January 1993), 50.
- Naranjo, J. A., y Stern, C. R. (1998). Holocene explosive activity of Hudson Volcano, southern Andes. *Bulletin of Volcanology*, 59(4), 291–306. <https://doi.org/10.1007/s004450050193>
- Naranjo, J. A., y Stern, C. R. (2004). Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'–45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geologica de Chile*, 31(2), 225–240. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200003>
- NASA. (2014). *News | U.S. Releases Enhanced Shuttle Land Elevation Data*. <https://www.jpl.nasa.gov/news/news.php?release=2014-321>
- NASA. (2018). *Remote Sensors | Earthdata*. Earthdata. <https://earthdata.nasa.gov/learn/remote-sensors>
- Orihashi, Y., Naranjo, J. a., Motoki, A., Sumino, H., Hirata, D., Anma, R., y Nagao, K. (2004). Quaternary volcanic activity of Hudson and Lautaro volcanoes, Chilean Patagonia: New constraints from K-Ar ages. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 1–17. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200002>
- Parfitt, L., y Wilson, L. (2009). *Fundamentals of Physical Volcanology*. Wiley. <https://books.google.cl/books?id=ptpCiNkwLj8C>
- Paul, F. (2000). Evaluation of different methods for glacier mapping using landsat tm. *EARSeL eProceedings*, 1(1), 239–245. <https://doi.org/10.1080/101060400008542173>
- Pedersen, G. B. M., y Grosse, P. (2014). Morphometry of subaerial shield volcanoes and glaciovolcanoes from Reykjanes Peninsula, Iceland: Effects of eruption environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 282(August), 115–133. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.06.008>
- Rees, W., y Pellikka, P. (2009). Principles of remote sensing. En *Remote Sensing of Glaciers* (pp. 1–20). Taylor & Francis. <https://doi.org/10.1201/b10155-2>
- Rivera, A., Benham, T., Casassa, G., Bamber, J., y Dowdeswell, J. A. (2007). Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile. *Global and Planetary Change*, 59(1–4), 126–137. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.037>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.02.004>
- Rivera, A., Bown, F., Carrión, D., y Zenteno, P. (2012). Glacier responses to recent volcanic activity in Southern Chile. *Environmental Research Letters*, 7(1), 014036. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/1/014036>

- Rivera, A., Bown, F., Mella, R., Wendt, J., Casassa, G., Acuña, C., Rignot, E., Clavero, J., y Brock, B. (2006). Ice volumetric changes on active volcanoes in southern Chile. *Annals of Glaciology*, 43(1), 111–122. <https://doi.org/10.3189/172756406781811970>
- Rivera, A., Bown, F., Napoleoni, F., Muñoz, C., y Vuille, M. (2016). *Balance de Masa Glaciar*.
- Rivera, A., y Casassa, G. (2004). Ice elevation, areal, and frontal changes of glaciers from National Park Torres del Paine, Southern Patagonia Icefield. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. [https://doi.org/10.1657/1523-0430\(2004\)036\[0379:IEAAFC\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(2004)036[0379:IEAAFC]2.0.CO;2)
- Rivera, A., Casassa, G., Bamber, J., y Kääh, A. (2005). Ice-elevation changes of Glaciar Chico, southern Patagonia, using ASTER DEMs, aerial photographs and GPS data. *Journal of Glaciology*, 51(172), 105–112. <https://doi.org/10.3189/172756505781829557>
- Rivera, A., Zamora, R., Uribe, J., Wendt, A., Oberreuter, J., Cisternas, S., Gimeno, F., y Clavero, J. (2015). Recent changes in total ice volume on Volcán Villarrica, Southern Chile. *Natural Hazards*, 75(1), 33–55. <https://doi.org/10.1007/s11069-014-1306-1>
- Romero, J. (2012). Algunos antecedentes sobre la breve erupción de Octubre de 2011 en el Monte Hudson, 45°30'S, Andes del Sur. *Some. Journal of Geology*, 1(October 2011), 1–8.
- Salamatin, A. N., Murav'yev, Y. D., Shiraiwa, T., y Matsuoka, K. (2000). Modelling dynamics of glaciers in volcanic craters. *Journal of Glaciology*, 46(153), 177–187. <https://doi.org/10.3189/172756500781832990>
- Schaefer, M., Machguth, H., Falvey, M., y Casassa, G. (2013). Modeling past and future surface mass balance of the Northern Patagonia Icefield. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(2), 571–588. <https://doi.org/10.1002/jgrf.20038>
- SGS SIGA. (2018). *DIAGNÓSTICO NACIONAL Y REGIONAL SOBRE GENERACIÓN Y ELIMINACIÓN DE RESIDUOS SÓLIDOS DOMICILIARIOS Y ASIMILABLES*.
- Sigurdsson, H. (2015). The encyclopedia of volcanoes (second edition). En *Geologos* (Vol. 2, Número 2). <https://doi.org/10.2478/logos-2019-0018>
- Singh, V. P., Singh, P., y Haritashya, U. K. (2011). *ENCYCLOPEDIA of SNOW, ICE AND GLACIERS*.
- Smellie, J. L. (2002). The 1969 subglacial eruption on Deception Island (Antarctica): Events and processes during an eruption beneath a thin glacier and implications for volcanic hazards. *Geological Society Special Publication*, 202(January 2002), 59–79.

<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.202.01.04>

- Smellie, J. L. (2018). Glaciovolcanism: A 21st Century Proxy for Palaeo-Ice. En *Past Glacial Environments: Second Edition*. Elsevier Ltd. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100524-8.00010-5>
- Smellie, J. L., y Edwards, B. R. (2016). GLACIOVOLCANISM ON EARTH AND MARS. En *Psychology Applied to Work: An Introduction to Industrial and Organizational Psychology, Tenth Edition Paul* (Número 9). <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Smithsonian Institute. (2013). *Global Volcanism Program: Ilinizas*. Volcanoes of the World. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>
- Stevenson, J. A., Smellie, J. L., McGarvie, D. W., Gilbert, J. S., y Cameron, B. I. (2009). Subglacial intermediate volcanism at Kerlingarfjöll, Iceland: Magma-water interactions beneath thick ice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185(4), 337–351. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.12.016>
- Thouret, J. C., Ramírez, J. C., Gibert-Malengreau, B., Vargas, C. a., Naranjo, J. L., 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. <https://doi.org/10.3189/172756407782282589>
- Tuffen, H. (2007). Models of ice melting and edifice growth at the onset of subglacial basaltic eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(3), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2006JB004523>
- Walder, J. S., Schilling, S. P., Vallance, J. W., y LaHusen, R. G. (2008). Effects of lava-dome growth on the crater glacier of Mount St. Helens, Washington. *US Geological Survey Professional Paper*, 1750, 257–280. <https://doi.org/10.3133/pp175013>
- Weller, D., Miranda, C. G., Moreno, P. I., Villa-Martínez, R., y Stern, C. R. (2014). The large late-glacial Ho eruption of the Hudson volcano, southern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 76(6), 1–18. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0831-9>
- Willis, M. J., Melkonian, A. K., Pritchard, M. E., y Ramage, J. M. (2012). Ice loss rates at the Northern Patagonian Icefield derived using a decade of satellite remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 117, 184–198. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.09.017>
- Wilson, L., y Head, J. W. (2002). Heat transfer and melting in subglacial basaltic volcanic eruptions: Implications for volcanic deposit morphology and meltwater volumes. *Geological Society Special Publication*, 202, 5–26.

<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.202.01.02>

Wilson, T., Cole, J., Cronin, S., Stewart, C., y Johnston, D. (2011). Impacts on agriculture following the 1991 eruption of Vulcan Hudson, Patagonia: Lessons for recovery. *Natural Hazards*, 57(2), 185–212. <https://doi.org/10.1007/s11069-010-9604-8>

## 8. Anexo.

N°	Fenómeno
1	Lago donde antes hubo un <i>cauldron</i>
2	Zonas de grietas y fracturas del hielo
3	Inversiones locales en la dirección del flujo del hielo
4	Flujos supraglaciares, formados por lagos drenados, en transición a lahares
5	Canales y cañones supraglaciares formados por el derretimiento del hielo, erosión y arrastre de material
6	Cavidades subglaciares formadas por el aumento del flujo de calor
7	Lagos subglaciares formados por el aumento del flujo de calor
8	Depresiones supraglaciares formadas por encima de un lago subglaciar
9	Grietas , por encima de lagos subglaciares, que actúan como vías de drenaje para que el agua de fusión supraglaciar llegue a la base del hielo
10	Drenaje de agua de fusión subglaciar, con diferentes tipos de drenaje
11	Avances o aceleración del glaciar debido al drenaje de agua de fusión subglaciar
12	Alzamiento de los frentes de los glaciares producido por flujos subglaciares
13	Bloques de hielo arrancados del frente del glaciar por flujos subglaciares
14	Surgencia de magma
15	Crecimiento de un domo subglaciar
16	Domo glaciar
17	Extrusión de un domo a través del hielo
18	Flujos piroclásticos , debido al colapso del domo, asociado a canales supraglaciares, formados por fusión del hielo, erosión y arrastre de material
19	Erupción subglaciar
20	Cráter en el hielo
21	Flujos de lava supraglaciar, asociado a canales de fusión
22	Pozos de lava supraglaciares y pozos de fusión limitados por grietas
23	Sitio de erupción pequeña y/o freática (con fuente de lava)
24	Flujos de lava subglaciares asociado a cavidad por derretimiento
25	Grietas por encima de una erupción subglaciar pequeña, que sirven como ruta de drenaje hacia la base del glaciar para el agua de fusión supraglaciar
26	Depresión supraglaciar formada encima de una cavidad hecha por un flujo de lava subglaciar
27	Fusión reducida debajo una capa de tefra supraglaciar gruesa o continua
28	Fusión aumentada debajo de una capa de tefra supraglaciar delgada o discontinua

**Anexo 1: Efectos de las erupciones subglaciares en el hielo. Estos números se describen en Figura 5. Adaptado de (Barr et al., 2018).**