



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE RADIO ECO-SONDAJE (RES) SOBRE
GLACIARES CHILENOS: RELACIÓN ENTRE VOLUMEN DE HIELO Y ÁREA
SUPERFICIAL

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

JORGE ANDRÉS HUENANTE GUTIÉRREZ

PROFESOR GUÍA:
EMILIO VERA SOMMER

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARIO PARDO PEDEMONTE
ANDREI MAKSYMOWICZ JERIA
GONZALO BARCAZA SEPÚLVEDA

SANTIAGO DE CHILE
2018

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL GRADO DE:** MAGÍSTER EN CIENCIAS,
MENCION GEOFÍSICA
POR: JORGE ANDRÉS HUENANTE GUTIÉRREZ
FECHA: 08/01/2018
PROF. GUÍA: EMILIO VERA SOMMER

**PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE RADIO ECO-SONDAJE (RES)
SOBRE GLACIARES CHILENOS: RELACIÓN ENTRE VOLUMEN DE
HIELO Y ÁREA SUPERFICIAL**

El Método RES es un método geofísico similar al método sísmico, pero que en lugar de ondas elásticas, se basa en la propagación de ondas electromagnéticas a través de antenas entre un emisor y un receptor, ambos normalmente en la superficie. Para el caso de un glaciar estas ondas se propagan a través del material, interactuando con reflectores internos del hielo y con la interfaz hielo-roca al fondo del glaciar. El espesor de hielo de un glaciar puede ser calculado utilizando este método en base al tiempo de recorrido y una velocidad de propagación de la onda en el medio.

Se dispone de datos RES en formato crudo obtenido mediante un sistema de radar aéreo, con el cual se midieron 18 glaciares de la cordillera norte, centro y sur de Chile solicitados por la Dirección General de Aguas (DGA). En base a estos datos se realizó el procesamiento de datos para cada uno de los glaciares y así se obtuvieron espesores de hielo en ciertas transectas medidas sobre el glaciar. En base a estos resultados se realizó una interpolación del espesor para toda el área del glaciar con límites definidos mediante imágenes aéreas y satelitales. Así se calculó un volumen para cada uno de los 18 glaciares.

Diversos autores han propuesto fórmulas que relacionan el volumen o espesor medio del hielo en un glaciar con el área de la superficie del mismo. Esto busca dar una respuesta general para una zona determinada en la cual no se pueden realizar mediciones RES, debido a que corresponde a una técnica laboriosa y solo aplicable a glaciares individuales. Es aquí donde surge la necesidad de realizar un ajuste que sea aplicable a los glaciares de la cordillera andina de Chile. Se obtuvo, luego de un minucioso análisis utilizando las áreas y volúmenes obtenidos para el conjunto de datos disponibles, una relación del tipo de Ley de Potencias ($V = C \cdot S^\gamma$) que entrega un resultado válido para ser aplicable sobre glaciares chilenos.

La relación área-volumen para glaciares chilenos obtenida en el presente trabajo, fue aplicada sobre los glaciares con áreas entre 0.01 y 30 km^2 del inventario de glaciares a nivel nacional disponible, realizado por la Unidad de Glaciología y Nieves de la DGA. Se calculó una disminución de volumen de 31 % respecto a los cálculos realizados aplicando otras relaciones. Debido a los tamaños de los glaciares, la fórmula propuesta puede ser aplicada sobre todos los glaciares entre las regiones XV y X, mientras que puede ser aplicada en forma parcial entre las regiones XI y XII.

dedicado a mis abuelos Nolfi y Carlos.

Agradecimientos

Quiero agradecer a todas la personas que hicieron posible este trabajo. En primer lugar, a Emilio Vera, mi profesor guía, por su apoyo, tiempo y paciencia. Así como por todos los conocimientos aportados que me ayudaron a llegar al resultado esperado. Aprendí mucho de la forma correcta de trabajar estando a su lado.

Agradezco a los profesores del programa de Magíster en Ciencias mención Geofísica, quienes me dieron las herramientas para lograr entender, analizar y dar respuesta a un problema científico, que esperemos sea un aporte para la Glaciología y para el país. En especial a Mario Pardo y Andrei Maksymowicz.

Agradezco a la Unidad de Glaciología y Nieves de la Dirección General de Aguas y a todos sus funcionarios actuales y pasados por ayudarme con conocimientos y opiniones que aportaron a corregir y mejorar mi trabajo, además de otorgarme acceso a los datos que permitieron realizar los análisis necesarios para llegar al resultado presentado. En especial a Gonzalo Baracaza, quien permitió la realización de este trabajo en más de una manera.

Agradezco el apoyo constante e incesante de mi familia y amigos, los cuales son pilares fundamentales en mi desarrollo humano y profesional. A mis padres Sandra y Ricardo que nunca dudaron en mis capacidades. A mis hermanos Alejandra y Guillermo quienes siempre estuvieron disponibles para dar soporte. A todo mi grupo de amigos, quienes de una u otra forma se interesaron y opinaron sobre este trabajo y me acompañaron durante esta etapa de mi vida.

Agradezco de forma muy especial a Alma, quien ha estado a mi lado durante todo el desarrollo de este trabajo y me brindó paciencia, compañía y consejo en todo el proceso, sin su apoyo hubiera sido muy difícil lograrlo.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Glaciares de Chile	1
1.2. Objetivos	5
1.2.1. Objetivo General	5
1.2.2. Objetivos Específicos	5
1.3. Metodología	6
2. Base de Datos	7
2.1. Datos Disponibles	7
2.2. Estudios Anteriores	7
3. Ground Penetrating Radar (GPR)	12
3.1. Fundamentos Físicos del GPR.	13
3.1.1. Ecuaciones de Maxwell en medios materiales.	13
3.1.2. Ecuaciones Constitutivas y propiedades electromagnéticas de los ma- teriales (ϵ , μ , σ).	13
3.1.3. Propiedades de los Materiales	15
3.1.3.1. Permitividad (ϵ)	16
3.1.3.2. Conductividad (σ)	16
3.1.4. Ondas electromagnéticas en medios neutros.	17
3.1.4.1. Ondas planas armónicas	19
3.1.4.2. Límites de altas frecuencias, $D \ll 1$	24
3.2. GPR aplicado a Glaciología - Radio Eco-Sounding (RES)	24
4. Adquisición y procesamiento de datos RES	26
4.1. Radar	28
4.1.1. Aeronave	28
4.1.2. Transmisor	29
4.1.3. DGPS	30
4.1.4. Antena	30
4.2. Estructura y visualización de los datos	31
4.3. Procesamiento básico	35
4.3.1. Edición de los datos de radar	36
4.3.2. Corrección de nivel cero	39
4.3.3. DEWOW	40
4.3.4. Ganancia en Tiempo	40

4.3.5.	Deconvolución	41
4.3.6.	Corrección Topográfica	41
4.3.7.	Migración	41
4.4.	Visualización de datos 2D y 3D	41
5.	Cálculo de Área y Volumen	45
5.1.	Área Glaciar	46
5.2.	Métodos de Interpolación para Cálculo de Volúmenes.	47
5.2.1.	Vecino Natural (Natural neighbor - NN).	48
5.2.2.	Ponderación por distancia (Inverse Distance to a Power - IDP)	48
5.2.3.	Curvatura mínima (Minimum Curvature MC)	50
5.3.	Comparación de Métodos de Interpolación	52
6.	Relación Área-Volumen	55
6.1.	Antecedentes	55
6.2.	Relación Área-Volumen: Andes centrales, Chile.	58
6.2.1.	Ajuste de la datos área-volumen	63
6.3.	Aplicación - Inventario de Glaciares de Chile	68
7.	Conclusiones	77
	Bibliografía	79
A.	Volúmenes de Glaciares	82

Índice de Tablas

2.1. Coordenadas geográficas (centrales) de la ubicación de los 18 glaciares con datos disponibles a lo largo de Chile.	9
2.2. Áreas y Volúmenes Interpolados para ocho glaciares de la zona central. Estudio realizado en Chile central por el Centro de Estudios Científicos durante el año 2011.	10
2.3. Áreas y Volúmenes Interpolados para once glaciares de la zona central. Estudio realizado en Chile central por el Centro de Estudios Científicos durante el año 2012.	10
2.4. Áreas y Volúmenes Interpolados para glaciares Colonia y Nef en Campos de Hielo Norte. Estudio del año 2012.	10
3.1. Propiedades eléctricas típicas de algunos materiales de interés.	16
4.1. Cantidad de muestras utilizadas en la captura de datos en cada uno de los 18 glaciares medidos y longitud de las trazas en [ns].	35
4.2. Análisis de Cruces del Glaciar Tronquitos. Diferencias en la interpretación del reflector del fondo rocoso en los cruces de los perfiles del glaciar. Se aprecian diferencias en espesor de hielo de entre 2 y 10 m.	42
5.1. Áreas y Volúmenes Interpolados para el glaciar Tronquitos mediante distintos métodos de interpolación.	52
5.2. Volúmenes resultantes de la interpolación mediante método de Mínimas Curvaturas para el glaciar Tronquitos utilizando diferentes valores para parámetros de interpolación. Los parámetros mostrados en la primera línea corresponden a los parámetros finalmente adoptados en todos los glaciares analizados.	54
6.1. Áreas y volúmenes calculados mediante método de curvatura mínima para 18 glaciares de Los Andes centrales (Chile) para los que existen perfiles de Radio-Eco Sondaje (RES) (ver capítulos 4 y 5). Para los glaciares Río Blanco, Sierra Velluda y Vn. Llaima, las áreas y volúmenes corresponden a la suma de las áreas y volúmenes de las subdivisiones en cuerpos de hielo independientes que presentan estos glaciares (Tabla 6.2).	58
6.2. Áreas y volúmenes calculados mediante método de curvatura mínima para subdivisiones de glaciares. Río Blanco, Sierra Velluda y Vn. Llaima.	59
6.3. Áreas y volúmenes calculados mediante método de curvatura mínima para el glaciar Echaurren Norte.	59

6.4. Resumen de comparación de volúmenes de hielo para las regiones de Chile. Glaciares con áreas entre $0.01 - 30km^2$. (*)Los resultados para las regiones XI y XII son parciales debido a que en estas regiones existen glaciares de área mayor a $30 km^2$, los cuales no fueron considerados en el análisis.	76
A.1. Volúmenes interpolados mediante diferentes métodos para los glaciares en estudio. En general el método de la curvatura mínima tiende a entregar volúmenes un poco mayores ($\leq 10\%$) debido a que la interpolación abarca un área superior dentro del contorno, acercándose más a los bordes.	83

Índice de Ilustraciones

2.1. Ubicación de los 18 glaciares con datos disponibles medidos durante 2013. Tres de ellos se encuentran ubicados en la zona norte, siete están ubicados en la zona centro y ocho se ubican en la zona sur de la cordillera de Los Andes chilena.	8
3.1. Configuración básica para mediciones utilizando GPR, geometría fija en movimiento. GPR de aplicación terrestre donde el transmisor y el receptor se encuentran a una distancia fija a medida que en conjunto se mueven sobre la superficie a una velocidad constante.	12
3.2. Plano de frente de ondas. Triada ortogonal de los vectores \vec{B} , \vec{E} y \vec{k} . \vec{B} y \vec{E} están contenidos en el plano del frente de onda.	20
3.3. Plano de frente de ondas. Proyección de vector \vec{x} sobre \vec{k}	22
3.4. Gráfico del comportamiento de la velocidad respecto a la frecuencia de la onda con $\kappa = 3.2$ y diferentes valores de conductividad σ	23
3.5. Gráfico del comportamiento de la distancia característica respecto a la frecuencia de la onda con $\kappa = 3.2$ y diferentes valores de conductividad σ	23
4.1. Configuración Básica de medición RES aerotransportado. Antena colgante montada sobre un helicóptero, en donde el transmisor (Tx) y receptor (Rx) se encuentran en la misma estructura con una distancia fija el uno del otro, el helicóptero se desplaza a velocidad constante a una distancia fija desde el suelo.	27
4.2. RES aerotransportado utilizando helicóptero y antena colgante. Transmisor y receptor se encuentran ubicados en la misma estructura donde a la vez se encuentran las antenas correspondientes separadas a una distancia fija.	28
4.3. Esquema básico de las partes de un sistema de radar aerotransportado. El sistema se conforma de elementos de transmisión y recepción, antenas y un computador que cumple las funciones de sincronizar, almacenar y visualizar.	29
4.4. Forma de onda que representa al pulso generado por el transmisor y que produce la onda electromagnética en las antenas del radar. Donde A corresponde a la máxima amplitud del pulso generado por el transmisor del instrumento y t es un unidad de tiempo que depende de las capacidades del instrumento, por lo general el pulso RES es posee una duración de unos pocos <i>ns</i>	30
4.5. Onda transmitida mediante las antenas del radar y su respuesta a través de diferentes materiales, la onda finalmente recibida por el instrumento es una señal compuesta de todas las reflexiones que se generaron mientras la onda viajaba a través del medio que se esté midiendo. Fuente: Ground Penetrating Radar 2nd Edition, Edited by Davis J. Daniels (p. 32).	31

4.6.	Antena RES aerotransportada. Se compone de dos antenas tipo Bow-Tie, una de ellas cumple la función de transmisor y la otra receptor, ambas antenas se encuentran montadas sobre la misma estructura metálica a una distancia fija la una de la otra. La estructura completa es transportada por un helicóptero en forma de carga colgante a una velocidad y altura fija.	32
4.7.	Antena RES aerotransportada. Estructura metálica que confoma la antena transmisora/receptora. Las cajas montadas corresponden a transmisor y GPS del sistema.	33
4.8.	Esquema de la estructura básica de un archivo de radar. Se muestran las principales partes del archivo, cabeceras, trazas y samples (muestras).	34
4.9.	Radargrama de perfil en glaciar Tronquitos (file header= 1024, trace header= 16, time increment= 2, sample number= 2560).	36
4.10.	Líneas de vuelo con datos registrados en la zona del glaciar Tronquitos, los archivos registran datos sobre el glaciar y fuera de él mientras se maniobró el helicóptero en las mediciones.	37
4.11.	Radargramas de los vuelos sobre glaciar Tronquitos. a) Se identifica el perfil longitudinal (L1). b) tres perfiles transversales (T1 a T3) y dos perfiles diagonales (D1 y D2).	38
4.12.	Perfiles obtenidos del proceso de edición de los datos de radar para el glaciar Tronquitos. Se obtuvieron seis perfiles que corresponde a un perfil longitudinal, tres transversales y dos perfiles diagonales.	39
4.13.	En (a) se puede ver el perfil transversal 3 (T3-T3) sin procesar. En (b) se puede ver el perfil transversal 3 (T3-T3) luego de aplicar un filtro dewow con una ventana de tiempo = 10 ns.	40
4.14.	Radargramas procesados para 6 perfiles del glaciar Tronquitos.	42
4.15.	Interpretación y delineación de la superficie de hielo y el fondo rocoso en radargramas procesados para los seis perfiles obtenidos en el glaciar Tronquitos.	43
4.16.	Malla de puntos resultante del proceso de determinación de espesores de hielo, esta malla esta compuesta por la interpretación de profundidad en cada unos de los perfiles analizados para el glaciar y el contorno en superficie del glaciar definido con espesor igual a cero.	44
5.1.	Imagen Pansharpened de la zona de los glaciares Potro y Tronquitos. UTM huso 19S. Resolución espacial 1.5 [m].	46
5.2.	Glaciar Tronquitos interpolado mediante método de vecino natural.	49
5.3.	Glaciar Tronquitos interpolado mediante método de ponderación por distancia.	50
5.4.	Glaciar Tronquitos interpolado mediante método de curvatura mínima.	51
5.5.	Comparación del alcance de los diferentes métodos de interpolación. (a) Método de vecino cercano, efectivo sobre un 87 % del área del glaciar. (b) Método de ponderador por distancia, efectivo sobre un 82 % del área del glaciar. (c) Método de mínimas curvaturas, efectivo sobre un 95 % del área del glaciar.	53
6.1.	Gráfico de volumen vs. área para los 18 glaciares de la Tabla 6.1 considerados en esta tesis.	60
6.2.	Gráfico de área y volumen para 17 glaciares, excluido el glaciar del volcán Sollipulli. Este conjunto de datos se denomina "Datos 2013".	61

6.3.	Gráfico de área y volumen para 17 glaciares calculados (Datos 2013, puntos azules) comparados las curvas de acuerdo con las leyes de potencias $V = C \cdot S^\gamma$ propuestas por varios autores.	61
6.4.	Error de ajuste para datos área-volumen de Tabla 6.1 excluyendo Nevado Sollipulli (Datos 2013). Los errores se calcularon con una grilla de puntos $0 \leq C \leq 50$, $1 \leq \gamma \leq 1.4$ con un intervalo de muestreo de 0.001 tanto para C como para γ . El mínimo error es 38.65 y se consigue para $C = 24.185$ y $\gamma = 1.193$	62
6.5.	Datos 2013 y curva de mejor ajuste. El mínimo error es 38.65 y se consigue para $C = 24.185$, $\gamma = 1.193$	64
6.6.	Datos 2013 y curva de mejor ajuste para $C = 24.185$, $\gamma = 1.193$. A modo de comparación se muestran también curvas propuestas por otros autores mostradas previamente en Figura 6.3. La curva resulta más adecuada para glaciares andinos chilenos con áreas no mayores que 30 km^2	64
6.7.	Error de ajuste para datos área-volumen que además de el conjunto Datos 2013 desarrollado en la presente tesis, considera también estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (Tablas 2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3). El mínimo error de ajuste es 36.273 y se consigue para $C = 26.720$ y $\gamma = 1.190$	65
6.8.	Datos área-volumen ampliados que incluyen el conjunto Datos 2013 desarrollado en la presente tesis y también estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (Tablas 2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3). Se muestra también la curva de mejor ajuste para la cual $C = 26.720$, $\gamma = 1.190$	66
6.9.	Datos área-volumen ampliados que incluyen el conjunto Datos 2013 desarrollado en la presente tesis y también estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3). Se muestra la curva de mejor ajuste a este conjunto de datos ($C = 26.720$, $\gamma = 1.190$), y aquella correspondiente al ajuste con solo el conjunto Datos 2013 ($C = 24.18$, $\gamma = 1.193$). A modo de comparación se muestran también curvas propuestas por otros autores mostradas previamente en Figura 6.3 las que en general sobrestiman los volúmenes.	67
6.10.	Distribución de la cantidad de glaciares, en tramos de 1 km^2 , en el rango de áreas $0.01 - 30 \text{ km}^2$	69
6.11.	En (a) se puede ver la distribución de las áreas acumuladas por tramos de glaciares, en tramos de 1 km^2 , en el rango de áreas $0.01 - 30 \text{ km}^2$. En (b) se puede ver la distribución de volumen calculado de glaciares acumulado por tramos para diferentes curvas de ajuste, en el rango de áreas $0.01 - 30 \text{ km}^2$, en tramos de 1 km^2 . En (c) se puede ver el volumen acumulado mediante diferentes curvas de ajuste, en el rango de áreas $0.01 - 30 \text{ km}^2$	70
6.12.	Distintos puntos dentro de la zona de error mínimo del ajuste para datos área-volumen que además de el conjunto Datos 2013 desarrollado en la presente tesis, considera también estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (Tablas 2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3).	71

6.13. Datos área-volumen ampliados que incluyen el conjunto Datos 2013 desarrollado en la presente tesis y también estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3). Se muestra la curva correspondiente al ajuste con solo el conjunto Datos 2013 ($C = 24.18$, $\gamma = 1.193$) y aquella de mejor ajuste utilizando el conjunto de datos ampliado ($C = 26.720$, $\gamma = 1.190$), curva de ajuste utilizando el conjunto de datos ampliado modificado para glaciares de área reducida ($C = 22.450$, $\gamma = 1.270$), además la curva de referencia propuesta por Chen and Ohmura (1990) ($C = 28.500$, $\gamma = 1.357$).	72
6.14. Datos área-volumen ampliados que incluyen el conjunto Datos 2013 desarrollado en la presente tesis y también estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3) separados por tipo de glaciar. Se muestra la curva de ajuste utilizando el conjunto de datos ampliado modificado para glaciares de área reducida ($C = 22.450$, $\gamma = 1.270$), además la curva de referencia propuesta por Chen and Ohmura (1990) ($C = 28.500$, $\gamma = 1.357$).	73
6.15. Datos área-volumen en escala logarítmica que incluyen el conjunto “Datos 2013” y estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (tablas 2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3). Se muestra la curva correspondiente al ajuste con solo el conjunto Datos 2013 ($C = 24.18$, $\gamma = 1.193$) y aquella de mejor ajuste utilizando el conjunto de datos ampliado ($C = 26.720$, $\gamma = 1.190$), la curva de ajuste utilizando el conjunto de datos ampliado modificado para glaciares de área reducida ($C = 22.450$, $\gamma = 1.270$), además la curva de referencia propuesta por Chen and Ohmura (1990) ($C = 28.500$, $\gamma = 1.357$).	74
6.16. Datos área-volumen en escala logarítmica que incluyen el conjunto “Datos 2013” y estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (tablas 2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3) separados por tipo de glaciar. Se muestra la curva de ajuste utilizando el conjunto de datos ampliado modificado para glaciares de área reducida ($C = 22.450$, $\gamma = 1.270$), además la curva de referencia propuesta por Chen and Ohmura (1990) ($C = 28.500$, $\gamma = 1.357$).	75
A.1. Glaciar El potro. Glaciar de montaña ubicado en la región de Atacama, comuna de Tierra Amarilla, cuenca del Río Copiapó.	85
A.2. Glaciar Tronquitos. Glaciar de montaña ubicado en la región de Atacama, comuna de Tierra Amarilla, cuenca del Río Copiapó.	86
A.3. Glaciar Tapado. Glaciar de montaña ubicado en la región de Coquimbo, comuna de Vicuña, cuenca del Río Elqui.	87
A.4. Glaciar Juncal Norte. Glaciar de valle ubicado en la región de Valparaíso, comuna de Los Andes, cuenca del Río Aconcagua.	88
A.5. Glaciar Río Blanco. Glaciar de montaña ubicado en la región de Valparaíso, comuna de Los Andes, cuenca del Río Aconcagua.	89
A.6. Glaciar Tupungatito. Glaciar de Valle ubicado en la región Metropolitana, comuna de San José de Maipo, cuenca del Río Maipo.	90
A.7. Glaciar Echaurren Norte A y B. Glaciarete ubicado en la región Metropolitana, comuna de San José de Maipo, cuenca del Río Maipo.	91
A.8. Glaciar Marmolejo. Glaciar de montaña ubicado en la región Metropolitana, comuna de San José de Maipo, cuenca del Río Maipo.	92

A.9. Glaciar Tinguiririca 1. Glaciar de montaña ubicado en la región Del Libertador Bernardo O'Higgins, comuna de San Fernando, cuenca del Río Rapel.	93
A.10. Glaciar Tinguiririca 3. Glaciar de montaña ubicado en la región Del Libertador Bernardo O'Higgins, comuna de San Fernando, cuenca del Río Rapel.	94
A.11. Glaciar Tinguiririca 4. Glaciar de montaña ubicado en la región Del Libertador Bernardo O'Higgins, comuna de San Fernando, cuenca del Río Rapel.	95
A.12. Glaciar Sierra Velluda. Glaciar de montaña ubicado en la región del Biobío, comuna de Santa Bárbara, cuenca del Río Biobío.	96
A.13. Glaciar volcán Callaqui. Glaciar de montaña ubicado en la región del Biobío, comuna de Alto Biobío, cuenca del Río Biobío.	97
A.14. Glaciar volcán Llaima. Glaciar de montaña ubicado en la región de La Araucanía, comuna de Vilcun, cuenca del Río Imperial.	98
A.15. Glaciar volcán Sollipulli. Glaciar de montaña ubicado en la región de La Araucanía, comuna de Melipeuco, cuenca del Río Toltén.	99
A.16. Glaciar volcán Villarrica. Glaciar de montaña ubicado en la región de La Araucanía, comuna de Pucón, cuenca del Río Toltén.	100
A.17. Glaciar volcán Mocho. Glaciar de montaña ubicado en la región de Los Ríos, comuna de Futrono, cuenca del Río Valdivia.	101
A.18. Glaciar volcán Osorno. Glaciar de montaña ubicado en la región de Los Lagos, comuna de Puerto Varas, entre cuencas Río Bueno y Río Puelo.	102
A.19. Glaciar monte Tronador. Glaciar de montaña ubicado en la región de Los Lagos, comuna de Puerto Varas, entre cuencas Río Bueno y Río Puelo.	103

Capítulo 1

Introducción

1.1. Glaciares de Chile

Los glaciares son importantes en términos de almacenamiento de agua y regulación de caudales. Un glaciar constituye un almacenamiento de agua por sí mismo, ya que almacena el agua en forma de hielo, la cual es liberada al momento en el que el hielo se derrite dependiendo de factores climatológicos. En este caso el glaciar constituye un almacenamiento de agua de largo plazo, y se considera reserva hídrica cuando el espesor de hielo es significativo o bien cuando un conjunto de glaciares conforman un complejo de hielo (grupo de glaciares, ice-complex). La capacidad de regulación de una cuenca glaciar depende principalmente de las variaciones climatológicas estacionales (invierno/verano), es decir, la precipitación durante un año húmedo/seco. La regulación de una cuenca glaciar constituye un almacenamiento de agua debido a la retención de nieve durante el invierno, la cual es liberada más lentamente que en una cuenca no glaciar, con desfase de meses durante el periodo estival.

Una de las definiciones del concepto de glaciar que actualmente se encuentra más aceptada internacionalmente, corresponde a la que fue propuesta por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, 2001), que define glaciar como:

"Masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo (por deformación de su estructura interna y por el deslizamiento en su base), encerrado por los elementos topográficos que lo rodean, como las laderas de un valle o las cumbres adyacentes; la topografía del lecho de roca es el factor que ejerce mayor influencia en la dinámica de un glaciar y en la pendiente de su superficie. Un glaciar subsiste merced a la acumulación de nieve a gran altura, que se compensa con la fusión del hielo a baja altura o la descarga en el mar".

Los glaciares así definidos, pueden adquirir numerosas formas; desde glaciares descubiertos como el glaciar San Rafael en el Campo de Hielo Patagónico Norte (CHPN), que corresponde a una imagen popular de un glaciar, pasando por los llamados glaciares rocosos, que corresponden a masas de hielo mezcladas con rocas en proporciones variables y hasta glaciares cubiertos por una capa de detritos, presentando todos una morfología superficial que evidencia el flujo del hielo subyacente.

Es necesario aclarar que existen diferentes definiciones del concepto de glaciar y distintas formas de clasificar los glaciares, dependiendo del contexto. Los glaciares pueden ser clasificados mediante una gran cantidad de parámetros diferentes, como por ejemplo por su forma, su tipo, mediante su tamaño u otras características de estos cuerpos de hielo.

La estrategia nacional de glaciares (DGA, 2009a), establece primeramente una definición de glaciar operativa, con el fin de excluir el concepto de la discusión académica. Esta definición es práctica y fácil de aplicar y define glaciar como:

"Toda superficie de hielo y nieve permanente generada sobre suelo, que sea visible por período de al menos dos años y de un área igual o superior a 0.01 km² (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".

La misma estrategia nacional de glaciares establece a su vez, que es posible dentro de territorio nacional, realizar clasificación de glaciares mediante:

- Clasificación morfológica primaria: clasificación principal, la que pone en evidencia la diversidad glaciar, diferenciándolos por su naturaleza, tamaño y características. En esta clasificación se pueden mencionar; los casquetes de hielo continental (ice sheets), plataformas de hielo flotante (ice shelves), corrientes de hielo (ice streams), glaciar de piedmont (piedmont glaciers), glaciar de valle (valley glaciers), glaciar en calota (ice caps), campos de hielo (icefields), glaciares de cráter (crater glaciers), glaciares de montaña (mountain glaciers), glaciares de circo (cirque glaciers), glaciaretos (niche, wall-sided, glaciarets, ice aprons o cliff glaciers) y glaciares rocosos (rock glaciers).
- Clasificación por tipo de zonas de acumulación: se puede subclasificar los glaciares en función de las características de sus zonas de acumulación. En esta clasificación se pueden mencionar; glaciares de cuencas compuestas, cuenca simple y plateau.
- Clasificación mediante tipo de frente: la naturaleza del frente de un glaciar puede alterar de manera crucial su balance de masa y su dinámica, en función de la existencia de desprendimientos o el contacto con masas de agua dulce o salada. Aquí se pueden mencionar frentes posados sobre roca, frentes desprendentes terminados en lagos, frentes desprendentes terminados en aguas oceánicas y frentes complejos correspondientes a combinaciones de los anteriores.
- Clasificación térmica: en esta clasificación, lo esencial es la temperatura de la masa de hielo, que contribuye a la evolución cristalográfica de la nieve, así como procesos de ablación (todos los procesos por los cuales se pierde la nieve y el hielo de un glaciar, hielo flotante o capa de nieve. Es la pérdida de masa de un glaciar por fusión, sublimación o rotura de icebergs). En esta clasificación se pueden mencionar; los glaciares fríos, glaciares temperados y glaciares politermales.
- Clasificación dinámica: tipos de glaciares tradicionales asociados a sus condiciones de flujo diferencial. En esta clasificación se pueden mencionar; glaciares inactivos, glaciares pasivos, glaciares activos y glaciares galopantes.

El debate actual se concentra en la definición y clasificación de ellos para generar reglamentación y regulación de los mismos a nivel nacional. En este contexto, el Atlas del Agua de Chile (DGA, 2016a), publicado por la Dirección General de Aguas (DGA), distingue de

una manera simple y resumida, solo cinco distintos tipos de glaciares para nuestro país:

1. **Campos de Hielo:** son aquellos grandes cuerpos de agua en estado sólido que cubren terreno montañoso formando, en su parte alta, zonas planas de acumulación de nieve y en sus partes bajas, glaciares efluentes que drenan dichos campos. Algunos ejemplos: Campo de Hielo Norte y Campo de Hielo Sur.
2. **Glaciares de Valle:** son glaciares que fluyen valle abajo y que, en consecuencia, tienen una lengua distintiva, encontrándose su perímetro bien definido.
3. **Glaciares de Montaña:** son aquellos glaciares que, con distintas formas, se encuentran confinados por un terreno montañoso.
4. **Glaciares Rocosos:** están compuestos predominantemente por fragmentos de roca, sedimentos o materiales finos e intersticialmente por hielo, mostrando evidencias de flujo presente o pasado.
5. **Glaciaretos:** son aquellos glaciares cuya extensión es menor a 25 hectáreas, sin marcados patrones de flujo visible en su superficie.

Dejando de lado las distintas definiciones y clasificaciones, es necesario mencionar en forma general que los glaciares a nivel mundial son grandes indicadores de los cambios climáticos que se están produciendo en la tierra. La importancia de los glaciares como indicadores de cambio climático ha sido establecida desde el primer reporte del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, 1992) y también por la Convención Marco de Referencia de Las Naciones Unidas sobre Cambio Climático (UNFCCC, 1992), siendo estos parte de las variables claves para la elaboración de una estrategia de detección temprana, en observaciones globales relacionadas con el clima. Además poseen el potencial de causar un serio impacto en el nivel del mar, el ciclo del agua terrestre y sociedades dependientes del agua de derretimiento glaciario (GCOS, 2004). La tierra con superficie congelada en forma perenne es uno de los componentes de la criosfera que pueden ser categorizados en sábanas de hielo (ice sheets, ice shelves) o glaciares y casquetes de hielo (glaciers and ice caps) (IPCC, 2007), las razones para esta separación considera las diferencias fundamentales en escala de tiempo y procesos involucrados en ambos componentes. Mientras que las dos sábanas de hielo continentales en Greenland y Antártica influyen activamente en el clima global, glaciares y casquetes de hielo solo reaccionan frente al clima, típicamente a escala de tiempo de unas pocas décadas y centurias (GTOS, 2009).

Los glaciares constituyen la reserva de agua dulce más importante del planeta, almacenando más del 90 % de este recurso a nivel global. Los glaciares en Chile cubren una superficie total de 23641 km^2 , representando el 80.5 % de todo el hielo glaciario de Sudamérica, distribuida en 24114 glaciares identificados según el último y más completo inventario de glaciares realizado a nivel nacional por la Unidad de Glaciología y Nieves de La Dirección General de Aguas. El estudio de estas masas de hielo es fundamental, debido a su importancia como reservas hídricas con aportes significativos de agua dulce, particularmente a fines de verano y en épocas de sequía.

En Chile y el resto del mundo el espesor de hielo es un parámetro esencial para la determinación del estado actual de los glaciares y proyectar cambios futuros, así como para tener una estimación de los volúmenes equivalentes en agua de estos cuerpos y su potencial aporte al aumento del nivel del mar. La capacidad de almacenamiento del recurso hídrico de

un glaciar esta determinado por su volumen (V), el que a su vez puede ser expresado como producto de su área superficial (S) y su espesor medio (\bar{h}), mientras que para determinar su volumen equivalente en agua (V e.a.) es necesario un valor de densidad de hielo (ρ).

Asociado a la capacidad de almacenamiento de un glaciar surgen las ideas de i) “aporte hídrico” cuando se transita de una cambio de estado físico desde el hielo sólido a una fase a de agua líquida debido al derretimiento del momento; y de ii) “reserva hídrica” en la cual los glaciares se consideran en su fase sólida, y se requiere cuantificar el volumen de hielo y su potencial derretimiento equivalente en un período de largo plazo. Es por esta razón que en el último tiempo ha aumentado la necesidad de conocer a fondo ciertas características y comportamiento de los glaciares a nivel global y local, además de cómo su disminución en volumen puede llegar a afectar las reservas de agua dulce para el consumo humano disponibles.

Para el estudio de glaciares, el uso de diferentes métodos geofísicos ha sido de fundamental para la determinación de espesores de hielo. Para este último objetivo, en orden creciente de precisión se pueden nombrar la magnetometría, gravimetría, sísmica y radio-eco sondaje (RES). Los dos últimos métodos tienen una precisión similar, por lo general mejor que el 10 %, sin embargo, el método logísticamente más simple es el RES o GPR (Ground Penetrating Radar) (Rivera et al., 2001).

El RES utiliza ondas electromagnéticas para penetrar el hielo, obteniendo de este modo información de las propiedades del lecho rocoso o de diferentes interfaces que actúan como reflectores de la onda que rebota y es captada cuando regresa a la superficie. Los instrumentos para la aplicación del método RES se caracterizan por el uso de una alta potencia (peaks de potencia de 10 W hasta 10 KW), y un ancho de pulso variable de entre 0.5 ns hasta algunos μs . El RES es un método versátil, de manera que cambiando el ancho del pulso o cambiando la frecuencia de la onda transmitida mediante el uso de diferentes antenas en las que se cambie la frecuencia central de la onda transmitida, es posible caracterizar diferentes respuestas del hielo, con diferente nivel de resolución y penetración.

El principio del método RES es similar al del método sísmico, pero en lugar de ondas elásticas, se basa en la propagación de ondas electromagnéticas entre emisor y receptor, ambos normalmente en la superficie. En el caso de un glaciar, estas ondas se propagan en el material, interactuando con reflectores internos en el hielo y con la interfaz hielo-roca al fondo del glaciar. Luego de reflejarse, estas ondas son captadas por los receptores en superficie, permitiendo, en base al tiempo de recorrido y a la velocidad de propagación de las ondas electromagnéticas en hielo, calcular los espesores de hielo por debajo de diversos puntos en superficie. En general, la metodología RES permite la delineación precisa del fondo rocoso de glaciares entregando de esta manera un espesor de hielo, así como mediante las características de la señal reflejada (reflectividad), inferir la posible naturaleza del contacto hielo-roca (Copland and Sharp, 2001). Puede también aportar información acerca de la estructura interna del hielo (Baelum and Benn, 2011), se pueden detectar flujos de agua internos del glaciar (Jacobel and Anderson, 1987), puede identificar la presencia de grietas (Arcone, 2009), cavidades o cuerpos de agua al interior del glaciar (Plewes and Hubbard, 2001). En Chile, uno de los primeros sistemas de radio eco sondaje empleados, estaba compuesto de un transmisor diseñado por la Universidad del Estado de Ohio (OSU), el cual fue utilizado por primera vez en 1990 para medir espesor de hielo en la zona de ablación del glaciar Tyndall, en Campo de

Hielo Sur, en donde se lograron espesores de hielo de más de 600 m (Casassa, 1992). En la actualidad los sistemas utilizados para realizar estas mediciones han evolucionado y pueden ser incluso aerotransportados, incrementando de esta manera la posibilidad de medir sobre áreas mayores y en lugares con dificultades de acceso.

La evolución en el método RES en los últimos años a aumentado las capacidades de medición sobre glaciares, pese a esto, el método sigue siendo muy costoso y laborioso de aplicar, y es por esta razón que diversos autores han propuesto distintas fórmulas que relacionan el volumen o espesor medio de hielo en un glaciar con el área de la superficie del mismo (Chen and Ohmura, 1990; Bahr et al., 1997; Huss and Farinotti, 2012). Estas relaciones, particularmente aquellas propuestas por Chen & Ohmura (1990), son con frecuencia utilizadas para estimar el volumen de hielo en glaciares Andinos. Nace entonces la necesidad de comprobar y/o mejorar las relaciones área-volumen existentes mediante el análisis de datos RES obtenidos en glaciares de Los Andes chilenos, y obtener así una relación que se ajuste adecuadamente a la escena local. La aplicación de una relación que proporcione un valor adecuado de volumen de hielo almacenado en la cordillera chilena es de vital importancia para la toma de decisiones por parte de las autoridades competentes.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Realizar el procesamiento de datos obtenidos mediante radio eco sondaje en 19 glaciares representativos de la cordillera chilena, ubicados entre los 28° y los 41° de latitud sur cuyas áreas son siempre menores que 30 km^2 . En base a los datos procesados, estimar espesores de hielo, volumen total de hielo y volumen equivalente en agua contenida en el glaciar. Relacionar el volumen del glaciar con su área, y comparar con resultados propuestos para otras zonas del mundo, a fin de validar y/o mejorar esta relación para glaciares chilenos.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Identificar en base a los datos registrados por radar, la superficie de hielo y su interfaz entre hielo-roca, para así estimar espesores de hielo en distintas transectas registradas sobre cada uno de los glaciares estudiados.
- En base a imágenes aerofotogramétricas y satelitales, determinar con precisión el contorno y de allí el área de los glaciares en estudio, utilizando herramientas de procesamiento geográficos estándar.
- Determinar el volumen de hielo presente en cada glaciar, mediante un método de interpolación apropiado para el tipo de datos disponibles.
- Calcular una relación entre el área y volumen para los glaciares de la cordillera andina de Chile.

1.3. Metodología

Se dispone de datos de radar aéreo (RES) para 18 glaciares escogidos por la Dirección General de Aguas de Chile en la cordillera de la zona norte, centro y sur de Chile. El radar (BGR-P30) utilizado para la obtención de los datos fue originalmente construido en la Universidad de Münster (UM), Alemania (Blindow et al., 2011). Este radar fue fabricado por la UM para el Instituto Federal de Geociencias y Recursos naturales de Hannover, Alemania.

El espesor de los glaciares se calcula a partir del tiempo (two-way travel time) que demora la onda transmitida en viajar entre el transmisor (Tx) y la base subglaciar, y su posterior reflejo hacia el receptor (Rx). En el caso del radar aéreo, los componentes de transmisión y recepción se ubican sobre una estructura de antena colgante desde un helicóptero. Esta antena sobrevuela a unos 20-50 m sobre la superficie del hielo, diferenciándose de esta forma con radares de aplicación terrestre donde el transmisor y receptor están localizados y transportados directamente sobre la superficie del glaciar.

Para el análisis de datos, conociendo la estructura de los archivos de radar, éstos serán importados desde su formato binario original (*.dst) a un formato que puede ser manipulable (*.PAR). Una vez realizada la importación de datos, se utiliza el software REFLEXW (<http://www.sandmeier-geo.de/>), que fue creado específicamente para el análisis de datos sísmicos y RES.

Los datos RES deben ser filtrados y procesados de manera apropiada para la correcta determinación del espesor de hielo a lo largo de los perfiles realizados. Estos espesores se determinan a partir de la diferencia entre los tiempos de llegada de las reflexiones desde la superficie del glaciar y de la interfaz hielo-roca en su base, y de la velocidad de propagación de las ondas electromagnéticas en hielo.

El volumen de hielo presente en el glaciar es finalmente obtenido en base al volumen contenido entre las superficies superior y basal del glaciar, obtenidas por extrapolación de los espesores determinados a lo largo de los perfiles medidos e interpolados dentro del área del glaciar con la condición de espesor nulo sobre el contorno del glaciar. Cada traza del registro RES es georeferenciada en base a datos de GPS diferencial adquiridos simultáneamente con las mediciones de radar.

Además de la estimación de volumen de hielo para los 18 glaciares con datos RES disponibles, se tienen resultados de estudios previos (DGA, 2011, 2012a), con lo que se espera tener una base de datos de volúmenes de glaciares mas amplia. Esto permitirá estimar una relación entre volumen (V) de hielo versus área (S) del tipo $V = C \cdot S^\gamma$ (Ley de potencias), y su comparación con relaciones similares entregadas en la literatura, en general para otras zonas del mundo (Chen and Ohmura, 1990; Bahr et al., 1997). Este trabajo permitirá entonces, validar y/o mejorar estas relaciones, en términos de su uso en glaciares chilenos. Para encontrar las constantes C y γ , se barrerá sistemáticamente un área específica del plano $C - \gamma$, para encontrar el menor error de ajuste entre los volúmenes medidos y los calculados según la ley de potencias propuesta.

Capítulo 2

Base de Datos

2.1. Datos Disponibles

Los datos disponibles para el presente trabajo, corresponden a información levantada mediante radio-eco sondaje realizado por la empresa GEOESTUDIOS LTDA.(DGA, 2014), durante el año 2013. La información corresponde a archivos de radar y posición obtenidos en 18 glaciares distribuidos entre las zonas norte, centro y sur de la cordillera de Chile, de acuerdo a lo solicitado por la Unidad de Glaciología y Nieves de la Dirección General de Aguas. Los glaciares solicitados y su ubicación son los mostrados en la Tabla 2.1 y en la Figura 2.1, siendo el glaciar Del Potro el de más al norte, ubicado en la zona de los Los Andes secos, y los glaciares del Monte Tronador los de más al sur, ubicado en la zona de los Los Andes húmedos.

Del total de 18 glaciares, tres de ellos se encuentran ubicados en la zona norte, siete están ubicados en la zona centro y ocho de ellos se ubican en la zona sur de la cordillera de Los Andes chilena.

2.2. Estudios Anteriores

La Dirección General de Aguas, en el contexto de la Estrategia Nacional de Glaciares (DGA, 2009a), establece la necesidad de crear un inventario detallado de todos los glaciares de Chile y su caracterización. Uno de los componentes importantes para poder realizar la caracterización, corresponde a la estimación apropiada del espesor o profundidad de hielo en diferentes glaciares. Para subsanar esta necesidad, se han generado cuatro estudios relevantes a través de los años, que buscan determinar el espesor y volumen de ciertos glaciares y por lo tanto su equivalente en agua dulce almacenada:

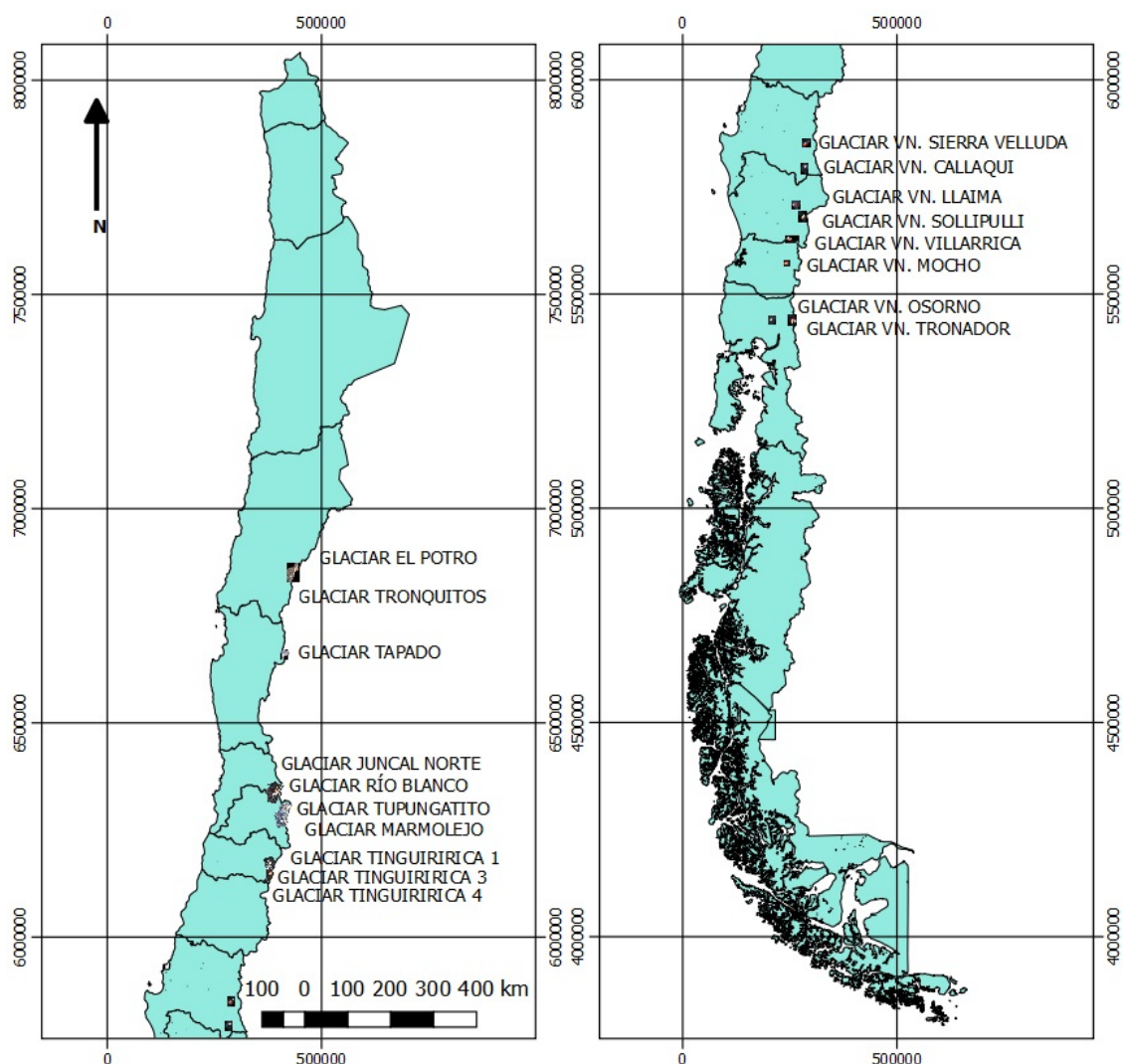


Figura 2.1: Ubicación de los 18 glaciares con datos disponibles medidos durante 2013. Tres de ellos se encuentran ubicados en la zona norte, siete están ubicados en la zona centro y ocho se ubican en la zona sur de la cordillera de Los Andes chilena.

1. el realizado en el glaciar Tyndall por la Universidad de Magallanes durante el año 2008 (DGA, 2008),
2. el realizado en la cuenca del Río Maipo por la Universidad de Magallanes durante al año 2009 (DGA, 2009b),
3. el realizado en Chile central por el Centro de Estudios Científicos durante el año 2011 (DGA, 2011),
4. el realizado en Chile central por el Centro de Estudios Científicos durante el año 2012 (DGA, 2012a).

De los estudios mencionados, solo los últimos dos (DGA, 2011 y DGA, 2012) son los que contienen datos relevantes para este trabajo. El estudio realizado durante el año 2011, tuvo como objetivo determinar el volumen de agua dulce acumulado en forma de hielo en ocho glaciares, ubicados en cuencas altoandinas de los ríos Aconcagua, río Maipo y río Cortaderal de la cuenca del río Rapel. En este estudio se utilizó un sistema de radar de impulsos HF

N°	Nombre del Glaciar	Coordenada Sur	Coordenada Oeste
1	Del Potro	28°23'14"	69°36'27"
2	Tronquitos	28°32'12"	69°43'44"
3	Tapado	30°08'55"	69°55'38"
4	Juncal Norte	33°02'03"	70°06'09"
5	Río Blanco	33°04'11"	70°08'43"
6	Vn. Tupungatito	33°24'08"	69°49'36"
7	Marmolejo	33°44'09"	69°54'47"
8	Tinguiririca 1	34°48'57"	70°19'49"
9	Tinguiririca 3	34°46'48"	70°18'40"
10	Tinguiririca 4	34°47'09"	70°17'23"
11	Sierra Velluda	37°27'50"	71°24'53"
12	Vn. Callaqui	37°55'29"	71°26'54"
13	Vn. Llaima	38°41'48"	71°43'49"
14	Vn. Sollipulli	38°58'32"	71°31'25"
15	Vn. Villarrica	39°25'13"	71°56'23"
16	Vn. Mocho Choshuenco	39°55'50"	72°01'41"
17	Vn. Osorno	41°06'18"	72°29'48"
18	Monte Tronador	41°09'38'	71°53'18"

Tabla 2.1: Coordenadas geográficas (centrales) de la ubicación de los 18 glaciares con datos disponibles a lo largo de Chile.

con una frecuencia central de 25 MHz , con una antena colgante instalada 20 metros bajo un helicóptero (Tabla 2.2). El estudio realizado durante el año 2012, entrega datos de espesor de hielo y volumen para otros once glaciares (Tabla 2.3), también en Chile central.

Los datos mencionados en las tablas 2.2 y 2.3, muestran áreas y volúmenes interpolados parcialmente para 19 glaciares de la zona central de Chile. Estos volúmenes fueron interpolados mediante el método TIN¹ y el área de los glaciares fue disminuida a causa de no tener datos de espesor para ciertas zonas del glaciar. En los casos en los que faltaba información de espesor de hielo ciertas áreas del glaciar fueron excluidas del área total y no se interpoló volumen para estas zonas de los cuerpos de hielo. A raíz de lo anterior, se modifican las áreas de superficies respectivas a un valor de área de superficie interpolada (Tablas 2.2 y 2.3). Aun así, se puede disponer de esta información para determinar una relación parcial entre el área y volumen de los glaciares si fuese necesario, teniendo la precaución de identificar que el área de interpolación no corresponde al área total de la superficie del glaciar.

Otros estudios realizados por la Dirección General de Aguas, que pueden contener información relevante a los objetivos del presente trabajo corresponden a estudios en los cuales pese a no ser el objetivo principal, se realizaron mediciones de radar en algunos glaciares de los Campos de Hielo.

¹Triangulated Irregular Network: método de interpolación aplicado a superficies, basado en una triangulación que cumple con el criterio de triángulo de Delaunay, que afirma que la circunferencia circunscrita de cada triángulo de la red no debe contener ningún vértice de otro triángulo.

Glaciar	Área Total de la Superficie del Glaciar ($\times 10^6 m^2$)	Área de Superficie Interpolada del Glaciar ($\times 10^6 m^2$)	Volumen Interpolado Para el Glaciar Método TIN ($\times 10^6 m^3$)
Monos de Agua	2.24	1.99	70
Juncal Sur	22.09	15.86	1220
Olivares Alfa	4.26	2.70	130
Olivares Beta	9.93	6.53	450
Olivares Gamma	12.86	8.17	460
Cipreces	38.42	9.59	990
Palomo	15.01	7.38	380
Cortaderal	15.25	8.44	860

Tabla 2.2: Áreas y Volúmenes Interpolados para ocho glaciares de la zona central. Estudio realizado en Chile central por el Centro de Estudios Científicos durante el año 2011.

Glaciar	Área Total de la Superficie del Glaciar ($\times 10^6 m^2$)	Área de Superficie Interpolada del Glaciar ($\times 10^6 m^2$)	Volumen Interpolado Para el Glaciar Método TIN ($\times 10^6 m^3$)
Esmeralda	5.875	5.476	208
La Paloma (Este - Oeste)	2.208	1.932	31
Del Rincón	0.743	0.642	11
Cerro El Plomo	1.250	1.002	19
El Yeso	1.695	1.634	88
Bello	3.786	3.603	153
El Yeso 2	1.312	1.136	38
Mesón Alto	1.385	1.369	62
San Francisco	0.995	0.931	24
Cipreses Norte	14.947	13.758	742
Universidad	29.034	20.255	1062

Tabla 2.3: Áreas y Volúmenes Interpolados para once glaciares de la zona central. Estudio realizado en Chile central por el Centro de Estudios Científicos durante el año 2012.

Glaciar	Área Total de la Superficie del Glaciar (km^2)	Área de Superficie Interpolada del Glaciar (km^2)	Volumen Interpolado Método Vecino Natural (km^3)
Colonia	283	52.3	17.1
Nef	127.2	33.0	8.6

Tabla 2.4: Áreas y Volúmenes Interpolados para glaciares Colonia y Nef en Campos de Hielo Norte. Estudio del año 2012.

El primero de ellos corresponde al denominado “Variaciones recientes de glaciares en respuesta al cambio climático: características de los glaciares San Rafael, Nef y Colonia, Campos de Hielo Norte”, del año 2012 y realizado por el centro de Estudios Científicos (DGA, 2012b). En este estudio, en uno de sus capítulos se presentan datos de volumen calculado para el glaciar Colonia y glaciar Nef (Tabla 2.4).

Otro estudio útil, es el denominado “Línea de base glaciológica del sector norte de Campo de Hielo Sur: glaciares Jorge Montt, Témpano y O’Higgins”, del año 2016 y realizado igualmente por el Centro de Estudios Científicos (DGA, 2016b). En este estudio se presentan datos parciales de espesor de hielo en la zona norte de Campos de Hielo Sur.

Capítulo 3

Ground Penetrating Radar (GPR)

EL Radar de Penetración Terrestre (GPR) es una técnica geofísica bien aceptada en la actualidad, que usa ondas de radio para el sondeo del subsuelo, de manera análoga a como métodos de prospección sísmica usan ondas elásticas con objetivos similares. Inicialmente el método fue aplicado en materiales naturales geológicos (rocas), pero en la actualidad el GPR es igualmente aplicado en una serie de otros medios como madera, concreto, asfalto y hielo.

La forma más común de desplegar el GPR para realizar mediciones consiste en un transmisor (Tx) y un receptor (Rx), los que pueden ser movidos sobre la superficie para la detección de las características del subsuelo, normalmente manteniendo una geometría fija entre ellos (Figura 3.1).

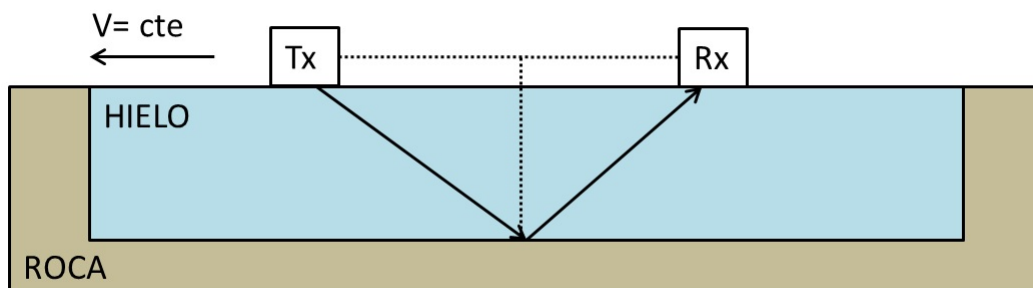


Figura 3.1: Configuración básica para mediciones utilizando GPR, geometría fija en movimiento. GPR de aplicación terrestre donde el transmisor y el receptor se encuentran a una distancia fija a medida que en conjunto se mueven sobre la superficie a una velocidad constante.

El uso de las ondas de radio para sondear La Tierra se ha llevado a cabo por décadas y resultados han sido obtenidos desde los 1950s. La demostración del sondeo de masas de hielo por medio de radares aerotransportados para altimetría (Waite and Schmidt, 1961), llevó al radio eco sondaaje a diversas regiones alrededor del mundo, y su uso aún continúa (Jol, 2009).

3.1. Fundamentos Físicos del GPR.

La física básica del GPR es aquella que sustenta la propagación de ondas electromagnéticas de radio frecuencia (1 – 1000 MHz) en medios materiales, particularmente en medios que componen las diferentes unidades geológicas cerca de la superficie terrestre.

La teoría electromagnética queda resumida por las ecuaciones de Maxwell, y son entonces éstas el punto de partida adecuado para un cabal entendimiento del GPR.

3.1.1. Ecuaciones de Maxwell en medios materiales.

En el sistema Internacional de Unidades (SI), las ecuaciones de Maxwell son:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (3.1)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (3.2)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = c_e. \quad (3.3)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (3.4)$$

Donde \vec{E} es el vector campo eléctrico (V/m); \vec{B} es el vector de inducción magnética, densidad de flujo magnético, o simplemente campo magnético (T); \vec{H} es la intensidad de campo magnético (A/m); \vec{J} es el vector corriente o flujo de corriente eléctrica (A/m^2); \vec{D} es el vector de desplazamiento eléctrico (C/m^2); c_e es la densidad de carga eléctrica libre (C/m^3); y t es el tiempo (s).

Las ecuaciones de Maxwell resumen de forma precisa y compacta la teoría electromagnética de donde los tópicos clásicos de inducción electromagnética, propagación de ondas de radio en medios materiales (GPR), resistividad, teoría de circuitos, etc, pueden ser derivados.

3.1.2. Ecuaciones Constitutivas y propiedades electromagnéticas de los materiales (ϵ , μ , σ).

Las relaciones constitutivas describen la respuesta de un material a los campos electromagnéticos, y proveen una descripción macroscópica de cómo los electrones, átomos y moléculas responden en masa a la aplicación de los campos electromagnéticos.

El vector de desplazamiento eléctrico se puede expandir como

$$\vec{D} = \epsilon_0 \vec{E} + \vec{P} \quad (3.5)$$

donde ϵ_0 es la permitividad eléctrica del vacío ($8.89 \times 10^{-12} F/m$), y la polarización (\vec{P}) es proporcional al campo eléctrico:

$$\vec{P} = \varepsilon_0 \chi_e \vec{E} \quad (3.6)$$

donde χ_e es la susceptibilidad eléctrica del material (adimensional). De (3.5) y (3.6) entonces se tiene:

$$\vec{D} = \varepsilon_0 \vec{E} + \varepsilon_0 \chi_e \vec{E} = (\varepsilon_0 + \varepsilon_0 \chi_e) \vec{E} = \varepsilon \vec{E} \quad (3.7)$$

donde

$$\varepsilon = \varepsilon_0(1 + \chi_e) \quad (3.8)$$

es la permitividad eléctrica del material.

La permitividad eléctrica ε caracteriza el desplazamiento relativo entre cargas positivas y negativas contenidas en la estructura del material ante la presencia de un campo eléctrico. El desplazamiento de las cargas resulta en energía almacenada en el material.

Dentro de un medio material los valores de intensidad de campo magnético e inducción magnética se relacionan entre si como:

$$\vec{H} = \frac{\vec{B}}{\mu_0} - \vec{M} \quad (3.9)$$

donde \vec{M} es el vector de magnetización y μ_0 es la permeabilidad magnética del vacío.

En medios lineales \vec{M} es proporcional a \vec{H} :

$$\vec{M} = \chi_m \vec{H} \quad (3.10)$$

donde χ_m es la susceptibilidad magnética del material (adimensional). De 3.9 y 3.10 se tiene inmediatamente:

$$\vec{B} = \mu_0(1 + \chi_m)\vec{H} = \mu\vec{H} \quad (3.11)$$

donde

$$\mu = \mu_0(1 + \chi_m) \quad (3.12)$$

es la permeabilidad magnética del material.

La permeabilidad magnética μ describe la forma en que los momentos magnéticos intrínsecos atómicos y moleculares responden a un campo magnético. Para un material simple, la alineación de los momentos magnéticos intrínsecos producto de un campo magnético externo, almacenan energía en el material.

La Ley de Ohm que liga la corriente eléctrica con el campo eléctrico dentro de un material, provee una ecuación constitutiva adicional:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} = \frac{1}{\rho} \vec{E} \quad (3.13)$$

donde σ (S/m) es la conductividad eléctrica del material y $\rho = 1/\sigma$ (Ωm) es la resistividad, que es una medida de la resistencia al flujo de carga eléctrica dentro de un material y que lleva a una disipación de energía.

En general σ , ε y μ son tensores y pueden también ser no lineales. Para casi todas las aplicaciones prácticas del GPR, estas cantidades son tratadas como escalares independientes del campo (a pesar de que estas suposiciones son raramente válidas, las aplicaciones prácticas rara vez han sido capaces de discernir tal complejidad). Para la mayoría de las aplicaciones en GPR, con asumir la forma escalar de los parámetros ε , σ y μ es suficiente.

3.1.3. Propiedades de los Materiales

El tema de las propiedades eléctricas (ε , σ , μ) de un material es un tema muy amplio. En la mayoría de las aplicaciones de GPR las variaciones de ε y σ son muy importantes, mientras que las variaciones de μ rara vez son consideradas. Normalmente los materiales terrestres sobre los que se aplica GPR poseen una susceptibilidad magnética pequeña ($\ll 1$), y en muy buena aproximación se puede casi siempre considerar $\mu = \mu_0$.

El GPR es más útil en materiales con baja pérdida eléctrica. Si $\sigma = 0$, el GPR puede ser ampliamente usado, ya que la señal puede penetrar a una gran profundidad. En la práctica, los materiales con condiciones de baja pérdida eléctrica no son muy frecuentes.

Lugares con ambientes en donde se presenta una alta cantidad de arcilla o áreas con presencia de agua salina, crean condiciones en las que la penetración de la señal de GPR es muy limitada.

Los materiales terrestres son en general un agregado de varias componentes y son por lo tanto complejos de analizar en cuanto a sus propiedades eléctricas. El entendimiento de las propiedades físicas de las mezclas es muy importante para la interpretación de las respuestas del GPR.

Los materiales del suelo son usualmente descritos como dieléctricos, con los parámetros de permitividad y conductividad vagamente denominados como sus “propiedades dieléctricas”. El término “dieléctrico” describe un tipo de material no conductor que puede acomodarse a una propagación, alternando el campo electromagnético y, como tal, solo materiales que contengan determinadas cargas eléctricas propias pueden ser llamados verdaderos dieléctricos. Si ellos tienen cargas eléctricas disponibles, entonces bajo la influencia de un campo electromagnético aplicado, este se propaga a través del material produciéndose atenuación y pérdida de energía.

En la práctica, todo material posee algún grado de cargas libres. En casos extremos, un material que contiene un alto grado de cargas libres es efectivamente un conductor, en donde la mayoría de la energía del campo electromagnético se perderá en el proceso de conducción. Esta es la razón por la que el GPR es inefectivo en ambientes con alta conductividad.

En la Tabla 3.1, se pueden apreciar algunos valores típicos de las propiedades descritas, para algunos materiales de interés red glaciológico.

Material	Permitividad eléctrica relativa (κ)	Conductividad eléctrica [mS/m] (σ)	Velocidad de ondas electromagnéticas [$\times 10^8 m/s$] (v)
Aire	1	0	3.0
Agua Dulce	80	0.5	0.33
Agua Salada	80	3000	0.1
Arena Seca	3 - 5	0.01	1.5
Arena Saturada	20 - 30	0.1 - 1.0	0.6
Hielo Temperado (0°C)	3.195±0.020	0.01	1.677±0.005
Hielo Frío (-20° C)	3.182±0.018	0.01	1.681±0.005
Nieve Polar	1.4 -3	-	0.194 - 0.252
Permafrost	1 -8	0.1 - 10	1.06 - 3.00
Limo	5 -30	1 -100	0.7
Arcilla	5 - 40	2-1000	0.6
Granito	4 - 6	0.01 - 1	1.3

Tabla 3.1: Propiedades eléctricas típicas de algunos materiales de interés.

3.1.3.1. Permitividad (ϵ)

La permitividad describe la habilidad de un material para almacenar y liberar energía electromagnética y se encuentra clásicamente relacionado a la habilidad de almacenar de los capacitores. Alternativamente, se puede describir como la habilidad de restringir el flujo de las cargas libres o el grado de polarización exhibido por un material bajo la influencia de un campo eléctrico aplicado. Para GPR, la permitividad dieléctrica es una cantidad importante y es usual aplicarla en términos no dimensionales, como permitividad relativa o “constante dieléctrica”,

$$\kappa = \frac{\text{Permitividad de un material}}{\text{Permitividad del espacio libre o vao}} = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} = 1 + \chi_e \quad (3.14)$$

3.1.3.2. Conductividad (σ)

La conductividad describe la capacidad de un material para mover cargas eléctricas libres bajo la influencia de un campo aplicado. En metales, estas cargas están relacionadas a los electrones libres de los átomos del metal, mientras que en fluidos, ellos son representados por las cargas disueltas en los iones y cationes. Estos transportes de carga rápidamente aceleran a su velocidad terminal produciendo conducción de corrientes internas. Al moverse estas cargas colisionan contra otros átomos, iones o electrones, produciéndose pérdida de energía en forma de calor.

A bajas frecuencia de GPR la respuesta de las cargas es efectivamente instantánea y la corriente de conducción se encuentra en fase con el campo eléctrico. En este caso, la

conductividad σ se puede representar como un número real, coincidente con el valor estático o DC, σ_S , en S/m .

A altas frecuencias, el efecto inercial de la aceleración de las cargas produce un retraso en la respuesta física y una corriente de conducción que se encuentra fuera de fase con la variación del campo eléctrico. La conductividad en este caso, se puede considerar compleja con un valor en donde el componente imaginario representa el desfase de la corriente. Esto incrementa con la frecuencia y agrega al almacenamiento de energía un efecto de permitividad. Lo anterior es comúnmente considerado insignificante para frecuencias de radar, el componente imaginario es usualmente ignorado y la conductividad puede ser simplificada solo a su componente real.

A pesar de lo complejo del manejo de las mezclas de material, una visión amplia para el manejo del GPR es relativamente simple. En el rango de frecuencias de 10-1000 MHz , y la presencia o ausencia de agua en el material domina el comportamiento con el cuadro general como sigue:

- Minerales sólidos, o agregados en una mezcla, generalmente son un buen aislante dieléctrico. Ellos tienen típicamente una constante dieléctrica en el rango de 3-8 y son usualmente aislantes con una conductividad virtualmente de cero.
- Suelos, rocas y materiales de construcción tienen espacios vacíos entre los granos disponibles para ser llenados con aire, agua u otro material.
- El agua es por lejos el elemento más polarizable de todos, naturalmente presente en materiales (alta constante dieléctrica, $\kappa \approx 80$).
- El agua presente en los poros normalmente contiene iones y la conductividad eléctrica asociada con la movilidad de iones es usualmente el factor dominante en determinar la conductividad eléctrica en un volumen de material. Los resultados de conductividad para suelos y rocas se encuentran típicamente en un rango entre 1-1000 (mS/m).
- El agua está invariablemente presente en poros en los materiales naturales, excepto en solo algunas situaciones en las cuales existe ausencia de agua en los materiales, tiene un efecto dominante en las propiedades eléctricas.

3.1.4. Ondas electromagnéticas en medios neutros.

En esta sección se asume un medio material homogéneo neutro o sin cargas libres ($c_e = 0$), o en su defecto un medio donde la neutralidad se consigue de manera instantánea. De (3.7) y (3.3) entonces se tiene:

$$\nabla \cdot \vec{D} = \nabla \cdot (\epsilon \vec{E}) = \epsilon \nabla \cdot \vec{E} = 0,$$

es decir,

$$\nabla \cdot \vec{E} = 0 \tag{3.15}$$

Por otro lado, de (3.2), (3.7) y (3.13) resulta:

$$\nabla \times \vec{B} = \mu \left(\sigma \vec{E} + \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \right) = \mu \left(\vec{J}_c + \vec{J}_d \right) \tag{3.16}$$

donde $\vec{J}_c = \sigma \vec{E}$ y $\vec{J}_d = \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}$ son las denominadas corrientes de conducción y desplazamiento respectivamente.

Tomando el rotor de (3.16), utilizando la identidad vectorial general

$$\nabla \times \nabla \times \vec{A} = \nabla(\nabla \cdot \vec{A}) - \nabla^2 \vec{A},$$

y la ecuación(3.4), se tiene:

$$-\nabla^2 \vec{B} = \mu\sigma \nabla \times \vec{E} + \mu\varepsilon \nabla \times \left(\frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \right)$$

De esta ultima ecuación, invirtiendo el orden de la derivada temporal con el rotor y utilizando (3.1), se consigue la “Ecuación Telegráfica”¹:

$$\nabla^2 \vec{B} = \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \vec{B}}{\partial t^2} + \mu\sigma \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (3.17)$$

Similarmente, aplicando rotor a (3.1), usando (3.15) y combinando con (3.16), se obtiene:

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} + \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (3.18)$$

En el caso en que en (3.17) y (3.18) se pudiese prescindir del segundo término del lado derecho (para un material con $\sigma = 0$, por ejemplo), estas ecuaciones se transformarían en simples ecuaciones de ondas para los campos magnéticos y eléctricos respectivamente. Si por otro lado, se pudiese prescindir del primer término del lado derecho, el resultado correspondería a ecuaciones de difusión. La razón de las magnitudes entre los términos difusivos y ondulatorios de (3.17) y (3.18). Utilizando por ejemplo (3.18) es,

$$\frac{\left[\mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \right]}{\left[\mu\varepsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \right]} = \frac{\sigma\omega}{\varepsilon\omega^2} = \frac{\sigma}{\varepsilon\omega} = D = \tan\delta, \quad (3.19)$$

donde se ha asumido una variación temporal armónica, es decir, una componente de la señal de frecuencia angular $\omega = 2\pi f$.

El factor adimensional D , definido en (3.19) se conoce con el nombre de “Loss Tangent” y da la importancia relativa entre el término difusivo y el de propagación ondulatoria. De acuerdo al valor de D se tiene:

- Para $D \ll 1$, se favorece la propagación de ondas electromagnéticas por sobre los fenómenos de difusión (GPR).

¹Ecuación Telegráfica: Corresponde a un modelo matemático desarrollado para una línea de transmisión. Describe la variación instantánea de tensión y corriente eléctrica a lo largo de un conductor. La teoría fue desarrollada para las líneas de transmisión de comunicaciones, como los hilos telegráficos y los conductores de radiofrecuencia; sin embargo, también es aplicable en su totalidad al diseño de las líneas de transmisión de potencia.

- Para $D \gg 1$, la difusión electromagnética es más importante que el proceso de propagación en el medio (MT, magnetotelúrica).

En relación a (3.16), D también puede ser vista como la razón de las magnitudes de la corriente de conducción (\vec{J}_c) y la corriente de desplazamiento (\vec{J}_d):

$$\frac{\vec{J}_c}{\vec{J}_d} = \frac{\sigma \vec{E}}{\epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}} = \frac{\sigma}{\epsilon \omega} = D \quad (3.20)$$

Específicamente, se tiene:

$$D = \frac{\sigma}{\epsilon \omega} = \frac{1}{\epsilon_0 \kappa 2\pi f \rho} = \frac{17976}{f(MHz)\rho(\Omega m)\kappa} \quad (3.21)$$

Para valores típicos de una roca (tabla 3.1), utilizando $\kappa = 6$ y $\sigma = 1$ [mS/m] ($\rho = 1000 \Omega m$), de 3.21 se tiene:

$$D = \frac{3}{f(MHz)} \quad (3.22)$$

En este caso entonces

- Si $f \gg 3 MHz$, $D \ll 1$, se favorece la propagación de ondas electromagnéticas.
- Si $f \ll 3 MHz$, $D \gg 1$, la difusión electromagnética es más importante.

Si se repite el ejercicio realizado en (3.22) utilizando valores característicos del hielo temperado desde la tabla 3.1, $\kappa = 3.195$, $\rho = 0.01 S/m$ ($\rho = 10000 \Omega m$) se tiene:

- Si $f \gg 56 kHz$, $D \ll 1$, se favorece la propagación de ondas electromagnéticas.
- Si $f \ll 56 kHz$, $D \gg 1$, la difusión electromagnética es más importante.

Se puede apreciar que la frecuencia de corte, sobre la cual la propagación ondulatoria domina por sobre la difusión, para el hielo es en general mucho menor que la para otros materiales terrestres. La penetración del GPR en hielo es en general mucho mayor que en otros materiales de la superficie terrestre.

3.1.4.1. Ondas planas armónicas

En esta sección se consideran soluciones de ondas planas armónicas para los campos eléctrico y magnético

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{i(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{x})} \quad (3.23)$$

$$\vec{B} = \vec{B}_0 e^{i(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{x})} \quad (3.24)$$

donde $\omega = 2\pi f$ es la frecuencia angular, y \vec{k} es el vector de onda que apunta en la dirección de propagación de la onda electromagnética.

Aplicando la nulidad de las divergencias, ecuaciones (3.15) y (3.4) a (3.23) y (3.24) respectivamente, se obtiene inmediatamente que:

$$\vec{E} \cdot \vec{k} = \vec{B} \cdot \vec{k} = 0 \quad (3.25)$$

y entonces tanto \vec{E} como \vec{B} son perpendiculares a la dirección de propagación, es decir son ondas transversales análogas a las ondas S en sismología.

De (3.23) y (3.24) se tiene también que

$$\nabla \times \vec{E} = i\vec{E} \times \vec{k}, \quad \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = i\omega \vec{B}$$

ecuaciones que combinadas con (3.1) dan la condición

$$\vec{B} = \frac{\vec{k} \times \vec{E}}{\omega} \quad (3.26)$$

De esta última expresión es claro que \vec{E} y \vec{B} son vectores perpendiculares entre sí. Considerando también (3.25) se concluye entonces que \vec{E} , \vec{B} y \vec{k} forman una triada ortogonal como se muestra en la figura 3.2.

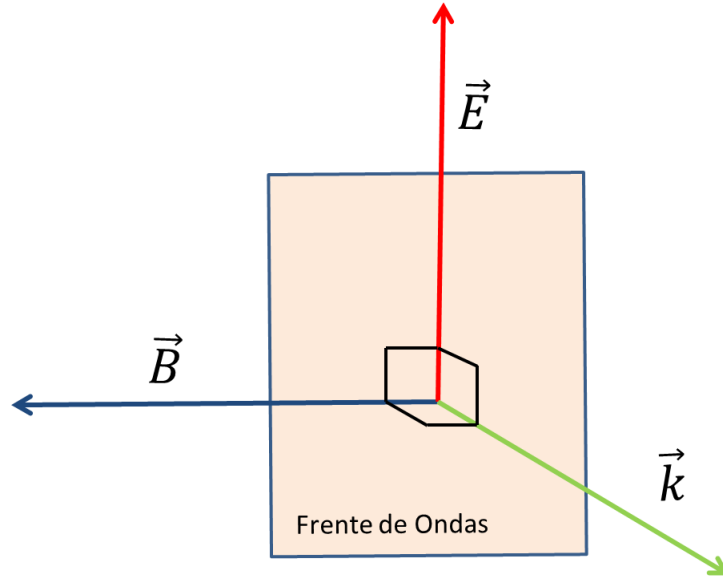


Figura 3.2: Plano de frente de ondas. Triada ortogonal de los vectores \vec{B} , \vec{E} y \vec{k} . \vec{B} y \vec{E} están contenidos en el plano del frente de onda.

Considerando (3.23) para el campo eléctrico (para (3.24) sería análogo), es fácil probar que:

$$\nabla^2 \vec{E} = -k^2 \vec{E}, \quad \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = i\omega \vec{E}, \quad \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} = (i\omega)^2 \vec{E}$$

donde $k^2 = k_x^2 + k_y^2 + k_z^2$ es el módulo al cuadrado del vector de onda.

Reemplazando en (3.18) se tiene

$$-k^2 \vec{E} = \mu \varepsilon (i\omega)^2 \vec{E} + \mu \sigma (i\omega) \vec{E},$$

de donde se concluye la siguiente condición para k :

$$k^2 = \mu \varepsilon \omega^2 - \mu \sigma (i\omega) = \mu \varepsilon \omega^2 \left(1 - i \frac{\sigma}{\omega \varepsilon} \right) = \mu \varepsilon \omega^2 (1 - iD) \quad (3.27)$$

De la ecuación anterior se concluye que k debe ser complejo, digamos

$$k = \alpha - i\beta \quad (3.28)$$

con α y β reales mayores que cero. Combinando con (3.27), las soluciones adecuadas para α y β son:

$$\alpha = \omega \sqrt{\varepsilon \mu} \sqrt{\frac{\sqrt{D^2 + 1} + 1}{2}} \quad (3.29a)$$

$$\beta = \omega \sqrt{\varepsilon \mu} \sqrt{\frac{\sqrt{D^2 + 1} - 1}{2}} \quad (3.29b)$$

El vector de onda \vec{k} es entonces un vector complejo

$$\vec{k} = k \hat{k} = (\alpha - i\beta) \hat{k} \quad (3.30)$$

donde \hat{k} es el vector unitario en el sentido de la propagación. Reemplazando (3.30) en (3.23) resulta

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{i(\omega t - (\alpha - i\beta) \hat{k} \cdot \vec{x})} = \vec{E}_0 e^{-\beta r} e^{i(\omega t - \alpha r)}$$

o

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{-\frac{r}{d}} e^{i\omega(t - \frac{r}{u})} \quad (3.31)$$

donde $r = \hat{k} \cdot \vec{x}$ es la distancia recorrida por la onda en el sentido de la propagación (figura 3.3), y (3.31) puede entonces ser interpretada como una onda plana armónica que decae exponencialmente con una distancia característica $d = 1/\beta$, y una velocidad de propagación $u = \omega/\alpha$. Utilizando (3.29a) y (3.29b) para u y d se tiene

$$u = \frac{\omega}{\alpha} = \frac{c}{\sqrt{\kappa}} \sqrt{\frac{2}{\sqrt{D^2 + 1} + 1}} \quad (3.32a)$$

$$d = \frac{1}{\beta} = \frac{c}{\omega \sqrt{\kappa}} \sqrt{\frac{2}{\sqrt{D^2 + 1} + 1}} \quad (3.32b)$$

donde se ha usado que

$$\sqrt{\varepsilon \mu} = \frac{1}{V} = \sqrt{\kappa \varepsilon_0 \mu} \approx \sqrt{\kappa \varepsilon_0 \mu_0} = \frac{\sqrt{\kappa}}{c} \quad (3.33)$$

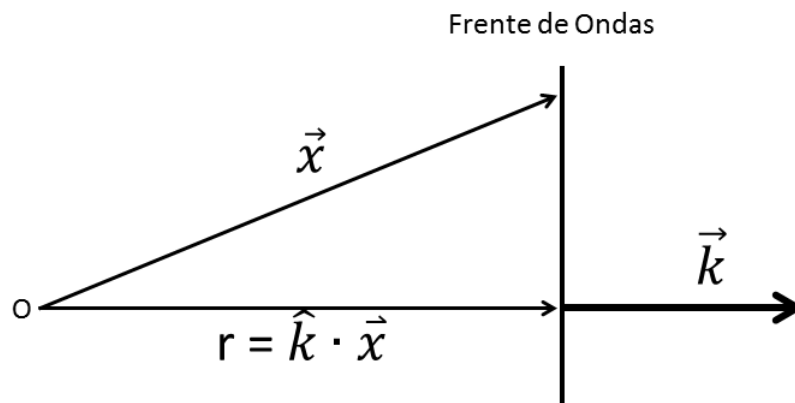


Figura 3.3: Plano de frente de ondas. Proyección de vector \vec{x} sobre \vec{k} .

y la normalmente excelente aproximación $\mu = \mu_0$. V es la velocidad de las ondas electromagnéticas en el medio cuando éste se considera perfectamente aislante ($\sigma = 0$), y $c = 1/\sqrt{\epsilon_0\mu_0}$ es la velocidad de la luz en el vacío.

En las figuras (3.4) y (3.5) se grafican u y d en función de la frecuencia, calculadas según las ecuaciones (3.32a) y (3.32b) respectivamente, para un material con constante dieléctrica “ $\kappa = 3.2$ ”, y seis diferentes resistividades que varían entre 1 y 100000(Ωm). Dependiendo de la resistividad, las curvas de velocidad alcanzan un valor prácticamente constante ($c/\sqrt{\kappa}$) a partir de una cierta frecuencia. Para resistividades mayores que unos pocos cientos de (Ωm), la velocidad se mantiene constante a partir de frecuencias alrededor de unos 10 MHz . Si bien el análisis simplificado llevado a cabo aquí, indica que esta constancia de velocidad se mantiene indefinidamente para frecuencias tendiendo a infinito, la velocidad sin embargo aumenta a partir de aproximadamente 1000 MHz debido al efecto de “relajación de la molécula de agua”² (Davis and Annan, 1989), que sucede aproximadamente a 10 GHz . Los sistemas GPR normalmente operan en el rango entre 10 y 1000 MHz , donde la velocidad se mantiene básicamente constante y no hay dispersión debida a velocidades dependientes de la frecuencia. En este rango, la atenuación intrínseca exponencial también se mantiene constante, siendo mayor (menor d) cuanto menor sea la resistividad. En el rango de frecuencias de operación del GPR, las propiedades de desplazamiento (polarización) dominan por sobre las propiedades de conductividad de rocas y diversos materiales geológicos. Sin embargo a menores frecuencias, los fenómenos dispersivos asociados a la conducción eléctrica, dominan por sobre la propagación de ondas electromagnéticas; el extremo inferior de bajas frecuencias corresponde justamente al dominio de la magnetotelúrica (MT).

² La relajación de la molécula es un conjunto de procesos, bajo los cuales la magnetización nuclear de la partícula de agua recupera el equilibrio tras la aplicación de un campo magnético.

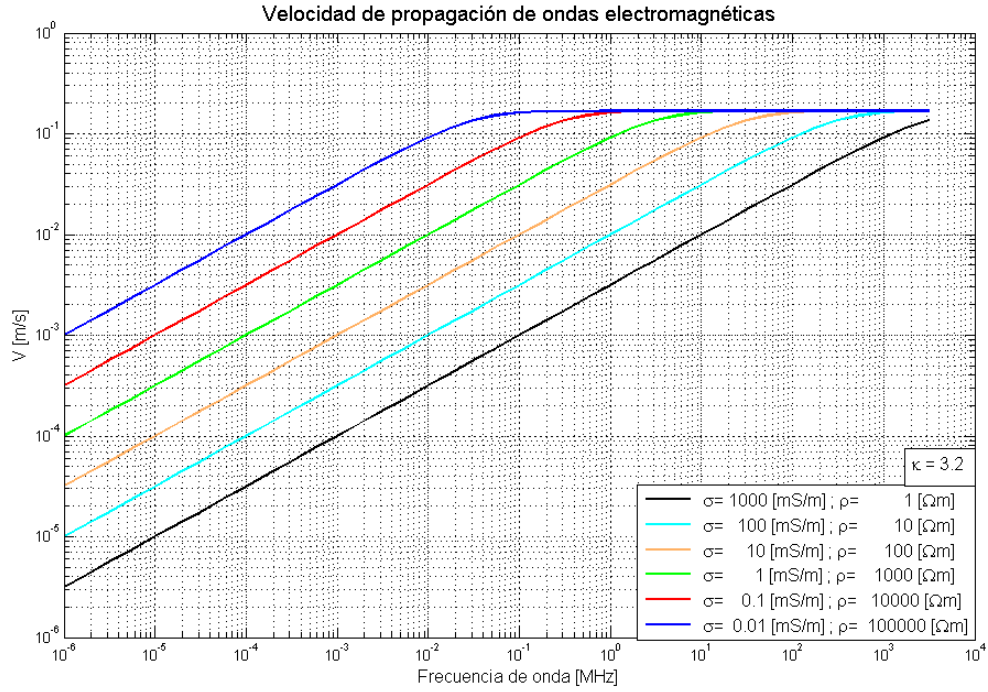


Figura 3.4: Gráfico del comportamiento de la velocidad respecto a la frecuencia de la onda con $\kappa = 3.2$ y diferentes valores de conductividad σ .

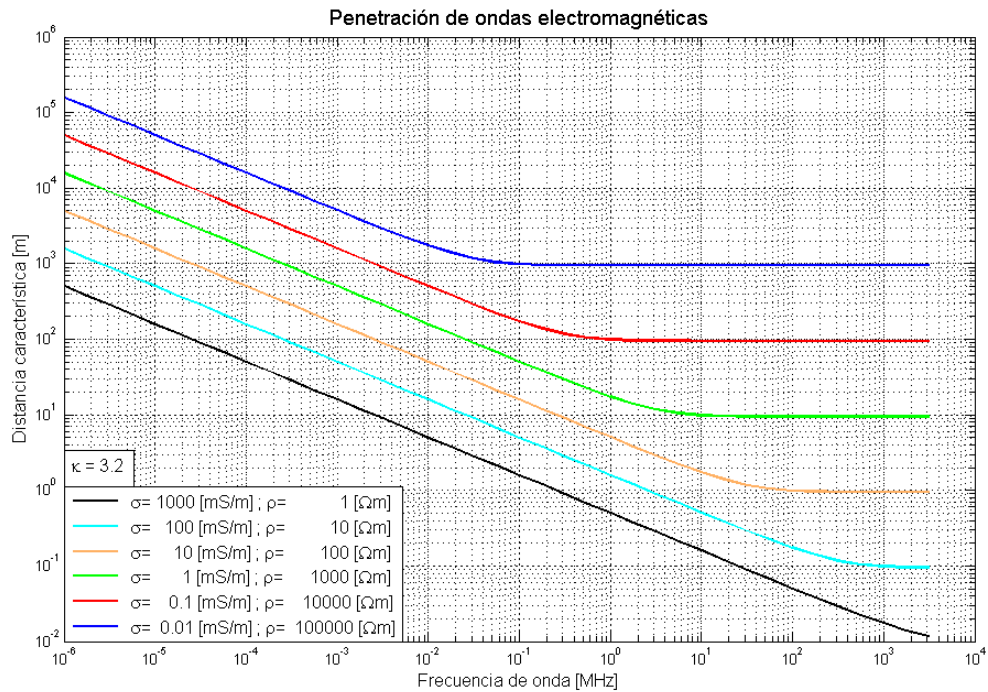


Figura 3.5: Gráfico del comportamiento de la distancia característica respecto a la frecuencia de la onda con $\kappa = 3.2$ y diferentes valores de conductividad σ .

3.1.4.2. Límites de altas frecuencias, $D \ll 1$.

Para los radicales (3.29a) y (3.29b) en primer orden en D se tiene:

$$\sqrt{\frac{\sqrt{D^2 + 1} + 1}{2}} \approx \sqrt{\frac{1 + \frac{D^2}{2} + 1}{2}} = \sqrt{1 + \frac{D^2}{4}} \approx 1 + \frac{D^2}{8} = 1 + O(D^2),$$

$$\sqrt{\frac{\sqrt{D^2 + 1} - 1}{2}} \approx \sqrt{\frac{1 + \frac{D^2}{2} - 1}{2}} = \frac{D}{2} + O(D^2)$$

Entonces u y d de ecuaciones (3.32a) y (3.32b) adquieren los valores:

$$u = \frac{c}{\sqrt{\kappa}} \quad (3.34)$$

$$d = \frac{1}{\beta} = \frac{c}{\omega\sqrt{\kappa}} \frac{2}{D} = \frac{c}{\omega\sqrt{\kappa} \frac{2\varepsilon\omega}{\sigma}} = 2c\varepsilon_0\rho\sqrt{\kappa} = 2\sqrt{\frac{\varepsilon_0}{\mu_0}}\rho\sqrt{\kappa} \quad (3.35)$$

De (3.35) evaluando y poniendo las correspondientes unidades resulta:

$$d[m] = 5.3088 \times 10^{-3} \rho[\Omega m]\sqrt{\kappa} \quad (3.36)$$

En este límite entonces, tanto u como d son independientes de la frecuencia, y corresponden a las porciones planas de las curvas mostradas en las figuras (3.4) y (3.5).

Para el desfase ϕ entre los campos eléctricos y magnéticos sin dificultad se puede demostrar que

$$\tan\phi = \frac{\beta}{\alpha} = \frac{\omega\sqrt{\varepsilon\mu}\frac{D}{2}}{\omega\sqrt{\varepsilon\mu}} = \frac{D}{2} \quad (3.37)$$

En el límite de altas frecuencias ($D \ll 1$), existe entonces un desfase despreciable entre los campos eléctrico y magnético.

3.2. GPR aplicado a Glaciología - Radio Eco-Sounding (RES)

La nieve seca y el hielo generalmente proveen el mejor medio de propagación de todos los materiales geológicos, para los pulsos GPR con frecuencias dominantes sobre 1 MHz . Radares aerotransportados de entre 50 y 150 MHz han medido en Antártica y Groenlandia espesores de hielo de hasta 3 a 4 km de profundidad.

En glaciares temperados³ la existencia de bolsas de agua y conductos endoglaciales en su estructura, dispersan y atenúan las ondas electromagnéticas disminuyendo fuertemente

³Un glaciar temperado es aquel que posee en toda su masa la temperatura de fusión del hielo. La temperatura del punto de fusión varía con la presión, que depende en forma directa del espesor de hielo, su densidad y la aceleración de gravedad.

la penetración del GPR . Teóricamente las ondas electromagnéticas tienen la posibilidad de penetrar hielo temperado a frecuencias menores a 35 MHz (Watts and England, 1976).

La nieve y el hielo presentan un medio ideal para la aplicación del GPR debido a que su estratificación presenta horizontes reflectados con una gran continuidad y configuraciones interesantes. El hielo polar puede contener capas de hielo marino basal de unos pocos hasta cientos de metros de espesor, mientras que los glaciares temperados terrestres pueden contener estratificación y una base rica en detritos de decenas de metros de espesor.

Las frecuencias dominantes para pulsos GPR comúnmente se encuentran en rangos de 2 hasta 1500 MHz . Aunque las velocidades de la onda comienzan a crecer sobre los 1000 MHz debido a la relajación de la molécula de agua presentes en el material medido. Los sistemas GPR comerciales normalmente funcionan en frecuencias con rangos entre 10 y 1000 MHz, rango en el cual la velocidad de la onda se mantiene esencialmente constante y la señal no es dispersiva producto de la velocidad dependiente de la frecuencia (Davis and Annan, 1989).

GPR siempre ha sido un sistema de aplicación terrestre, pero existen algunos ejemplos de uso de manera aerotransportada en la literatura. En la literatura el método clásico de uso de GPR aerotransportado es comúnmente denominado como radio-eco sondaje (RES). RES ha sido utilizado para penetrar hasta 4 km en el este de la capa de hielo antártica, excediendo prácticamente cualquier aplicación GPR terrestre.

El radio-eco sondaje es básicamente un sistema que utiliza un pulso electromagnético corto ($< 50 ns$) pero de gran amplitud ($> 3000 V$), emitido por la antena transmisora. Este pulso emitido viaja a través del hielo siendo reflejado por distintos obstáculos y capas a medida que avanza en su viaje para finalmente ser reflejado por el fondo rocoso. El eco reflejado es recogido por la antena receptora y la señal análoga es captada, digitalizada y finalmente guardada en un elemento de almacenamiento que puede ser un computador portátil.

El sistema de radar aéreo tiene la ventaja de cubrir un área de mayor extensión, además de permitir la medición en lugares de difícil acceso. El tamaño de la antena que se utiliza en la medición es inversamente proporcional a la frecuencia central de transmisión y proporcional a la profundidad que se busca detectar. Para sondeos a mayor profundidad es necesario usar una antena con una frecuencia central menor o de mayor longitud de onda (λ) y por lo tanto antenas de mayor envergadura. Por el contrario si el objetivo es medir a menor profundidad es preferible utilizar antenas de mayor frecuencia y menores tamaños. La correcta elección del tamaño de la antena es vital al momento de planear el levantamiento, debido a que el peso de la antena es proporcional al tamaño de esta y por lo tanto afecta directamente a la aerodinámica del instrumento al momento de realizar la medición aérea.

Capítulo 4

Adquisición y procesamiento de datos RES

Los datos RES obtenidos para 18 glaciares del estudio corresponden a transectas a través de las superficies de los cuerpos de hielo que fueron capturadas con radar aéreo. Estas transectas son mediciones continuas que se separan en archivos de extensión *.dat, cada uno de estos archivos es de tamaño fijo y contienen toda la información de la onda recibida por la antena del radar conectada al receptor del instrumento. Los datos analizados en el presente estudio fueron obtenidos mediante un sistema de radio-eco sondaje que fue montado en un helicóptero con su antena transportada como carga colgante durante los vuelos de medición (Figura 4.1).

Las mediciones de radar son realizadas de manera simultánea con un DGPS¹ que se ubica instalado en la antena del sistema con el objetivo de almacenar la ubicación exacta del radar. Este DGPS captura con precisión la ubicación de la antena del radar en coordenadas tridimensionales (x,y,z) para asignar una posición exacta a cada una de las trazas de radar medidas por el instrumento.

El software utilizado para el despliegue y procesamiento de datos RES corresponde a REFLEXW versión 8.1 de K.J. Sandmeier (www.sandmeier-geo.de/reflexw.html). Esta herramienta es un software que permite el análisis de un amplio rango de datos de ondas (sísmica, GPR, ultrasonido) y montaje de diferentes geometrías. Es un software modular, que puede ser ensamblado de acuerdo a la necesidad de proceso y puede realizar análisis de datos en 2D y 3D.

¹GPS diferencial. Corresponde a un sistema que proporciona a los receptores GPS correcciones de los datos recibidos de los satélites GPS, con el fin de proporcionar mayor precisión en la posición calculada.

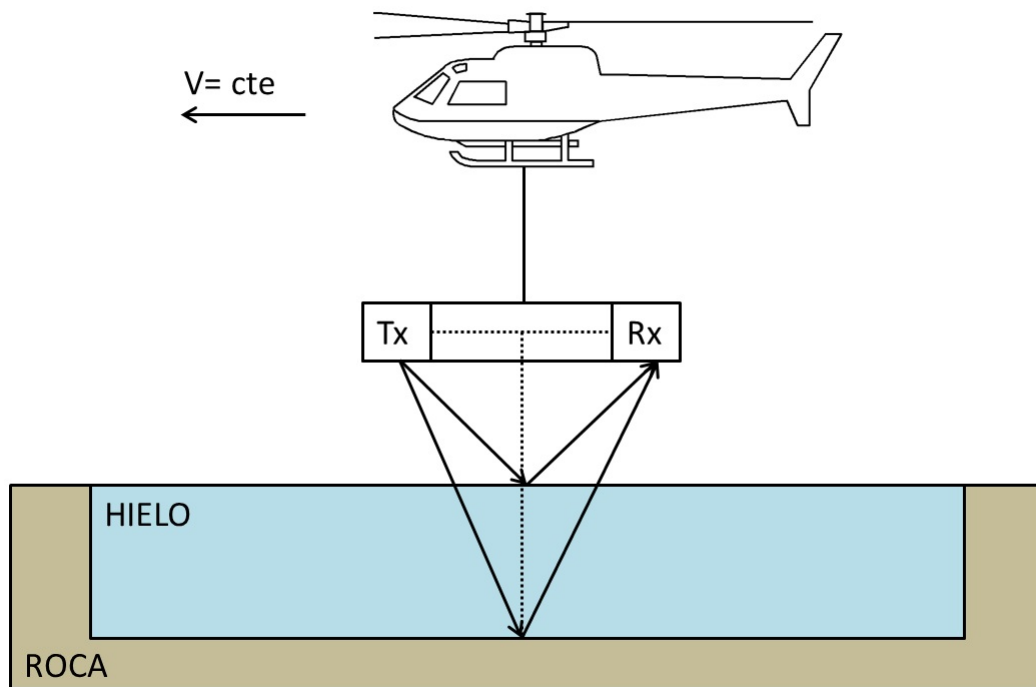


Figura 4.1: Configuración Básica de medición RES aerotransportado. Antena colgante montada sobre un helicóptero, en donde el transmisor (Tx) y receptor (Rx) se encuentran en la misma estructura con una distancia fija el uno del otro, el helicóptero se desplaza a velocidad constante a una distancia fija desde el suelo.

4.1. Radar

Los datos radar para este estudio fueron levantados por un radar de tipo impulso en la banda de frecuencias HF ($3 - 30 \text{ MHz}$). El radar es montado sobre un helicóptero, el cual transporta la antena del instrumento en forma de carga colgante y realiza las mediciones a una velocidad constante y a una distancia fija desde el suelo (Figura 4.2), de esta manera se logra un espaciamiento casi fijo entre las trazas del archivo capturado (en general el espaciamiento nunca es constante).

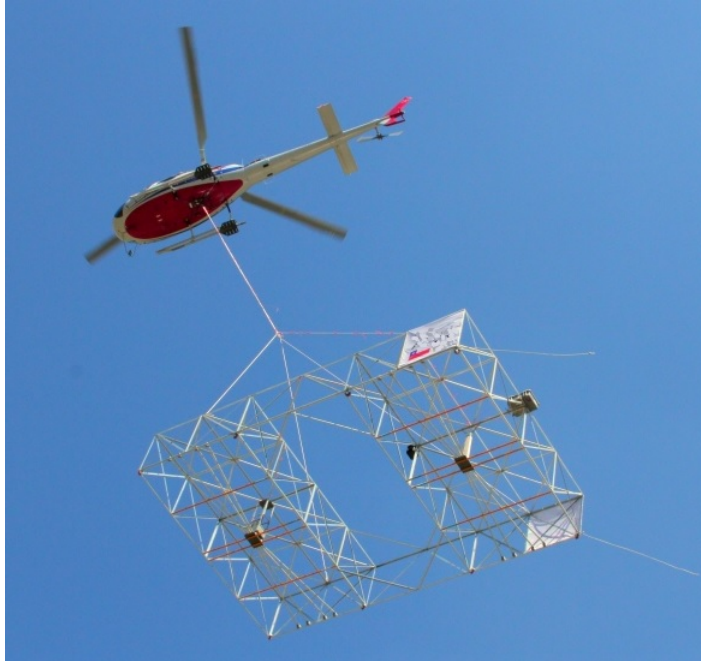


Figura 4.2: RES aerotransportado utilizando helicóptero y antena colgante. Transmisor y receptor se encuentran ubicados en la misma estructura donde a la vez se encuentran las antenas correspondientes separadas a una distancia fija.

La Figura 4.3 muestra un esquema básico de los componentes de un radar con las características mencionadas en este trabajo. Transmisor y receptor son sincronizados para emitir y recibir ondas a través de sus respectivas antenas, a la vez que los resultados obtenidos son almacenados y visualizados mediante un computador con capacidad de proceso apropiada. En forma paralela se realizan mediciones de DGPS, datos que pueden ser combinados con los datos de radar posteriormente.

4.1.1. Aeronave

Dadas las condiciones ambientales en las que se encuentran los glaciares de la cordillera andina, es necesario montar el instrumento radar en una aeronave que cumpla con el rendimiento mínimo necesario para realizar las mediciones, respetando condiciones de altura y velocidad de vuelo. El helicóptero Ecureuil AS350 B3, corresponde a una de las máquinas

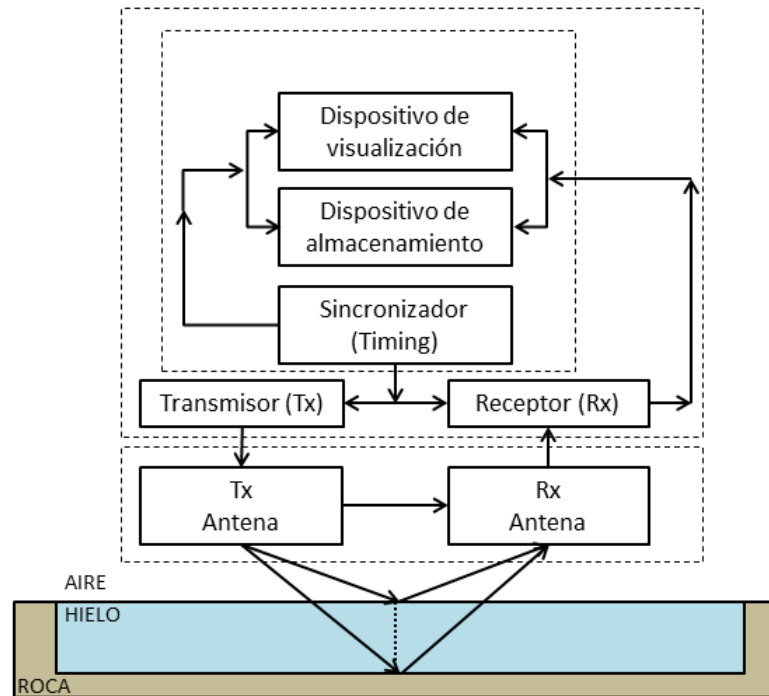


Figura 4.3: Esquema básico de las partes de un sistema de radar aerotransportado. El sistema se conforma de elementos de transmisión y recepción, antenas y un computador que cumple las funciones de sincronizar, almacenar y visualizar.

que presentan el mejor rendimiento en altura geográfica (Figura 4.2). Esta aeronave es la que se utilizó en la medición de los perfiles de radar del presente estudio.

El helicóptero debe realizar las mediciones a una velocidad de no más allá de 40 nudos (alrededor de 75 km/h) de manera de asegurar al menos 1 traza de datos cada 2 metros transitados sobre la superficie. A una menor velocidad se consigue una mejor resolución del perfil en la horizontal.

4.1.2. Transmisor

El componente más importante del radar corresponde al elemento que produce la señal que es irradiada por las antenas del dispositivo. Este elemento fue diseñado y fabricado para generar un pulso de voltaje que tenga características de amplitud (alto voltaje) y que este pulso se extienda por un período de tiempo mínimo. Lo que se busca generar es algo como el pulso es conocido como onda “sombrero mexicano” parecido a lo que se ve en la Figura 4.4, que corresponde a la señal más próxima a un impulso que puede fabricarse electrónicamente. El pulso generado al ser irradiado a través de las antenas producen una señal electromagnética característica (Figura 4.5). Esta señal es la encargada de viajar a través del material que se quiere medir y es la señal que una vez reflejada en las diferentes interfaces del suelo y subsuelo es capturada por la antena receptora. El transmisor utilizado para medir los datos del presente trabajo produce un pulso de entre 3 y 4 KV peak con un tiempo de subida de pulso de 8 ns .

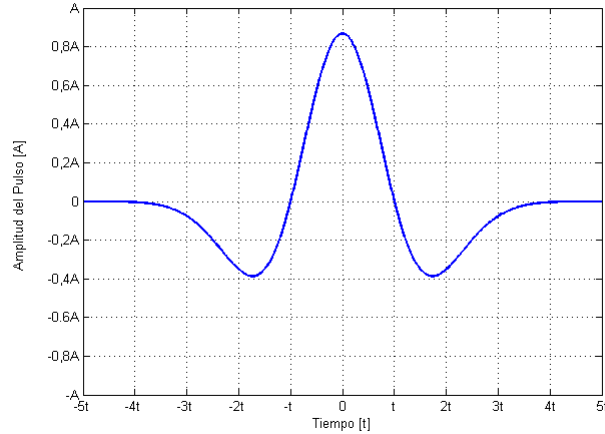


Figura 4.4: Forma de onda que representa al pulso generado por el transmisor y que produce la onda electromagnética en las antenas del radar. Donde A corresponde a la máxima amplitud del pulso generado por el transmisor del instrumento y t es un unidad de tiempo que depende de las capacidades del instrumento, por lo general el pulso RES es posee una duración de unos pocos ns .

4.1.3. DGPS

Es necesario realizar una georeferenciación de los datos obtenidos durante la medición, es por esta razón que al sistema se le integra un dispositivo de posicionamiento global GPS de precisión centimétrica el cual realiza mediciones de ubicación dada una cierta frecuencia durante todo el vuelo de medición (generalmente entre 1 y 2 segundos). Este dispositivo se instala en la antena del radar con el objetivo de dar la posición de origen de cada una de las trazas de radar capturadas. La antena GPS del radar funciona en paralelo a una antena GPS de las mismas características, que es instalada en tierra a manera de estación fija con la cual en un proceso posterior aumenta la precisión de la medición de las coordenadas y reduce el error de la posición.

4.1.4. Antena

La antena utilizada para las mediciones corresponde a una del tipo Bow-Tie (corbata de moño). Esta antena se encuentra diseñada de manera que, tanto la antena transmisora, como la antena receptora se encuentran ubicadas en la misma estructura metálica. La antena de tipo corbata de moño tiene la forma característica que le da su nombre (Figura 4.6).

La estructura de antena colgante utilizada se puede ver en las Figuras 4.2 y 4.7. Esta antena se transporta colgada aproximadamente entre 10 y 20 metros por debajo del helicóptero durante la medición y a la vez debe cumplir con el requerimiento de encontrarse lo más cerca posible de la superficie del suelo sobre el glaciar.

Para realizar la medición de los glaciares del presente trabajo se utilizaron dos diferentes antenas. Una de ellas de frecuencia central de 50 MHz y otra de frecuencia central de 25 MHz. Los tamaños y pesos de estas antenas se encuentran relacionados de manera inversamente

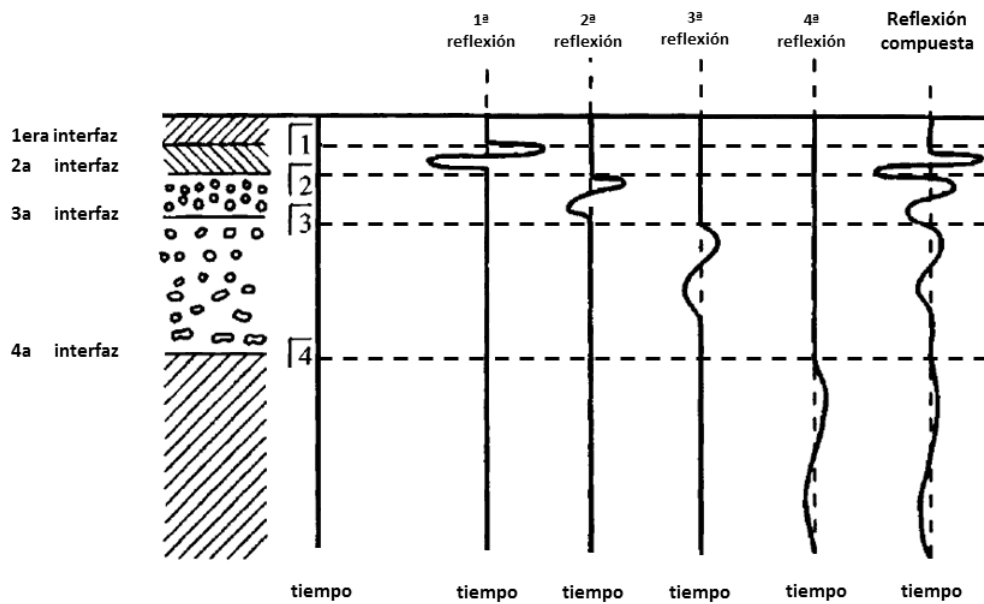


Figura 4.5: Onda transmitida mediante las antenas del radar y su respuesta a través de diferentes materiales, la onda finalmente recibida por el instrumento es una señal compuesta de todas las reflexiones que se generaron mientras la onda viajaba a través del medio que se está midiendo. Fuente: Ground Penetrating Radar 2nd Edition, Edited by Davis J. Daniels (p. 32).

proporcional a la frecuencia central de la misma.

4.2. Estructura y visualización de los datos

Los datos de radar son archivos binarios que deben ser apropiadamente decodificados con el fin de poder desplegar el correcto resultado de la medición. Estos archivos pueden ser importados a varios softwares de procesamiento especializados en este tipo de mediciones, siempre y cuando se conozca la correcta forma en que fueron capturados.

La estructura básica de un archivo capturado por un dispositivo RES es como se muestra en la Figura 4.8, en el cual se presentan las partes fundamentales que permitirán visualizar, procesar e interpretar la respuesta capturada. El archivo se compone de las siguientes partes fundamentales:

- Cabecera de Archivo: la cabecera de archivo corresponde a un espacio en bytes reservado para adherir información relevante para todo el archivo, este espacio reservado puede incluirse o no en el archivo. En esta parte del archivo puede incluirse, por ejemplo, información del día y hora de comienzo de la captura del archivo.
- Cabecera de Traza: la cabecera de traza corresponde a un espacio en bytes reservado para adherir información relevante para cada una de las trazas de la medición. En esta parte del archivo puede incluirse, por ejemplo, las coordenadas de origen de cada traza.
- Samples (muestras): los samples corresponden a los valores muestreados por el radar de

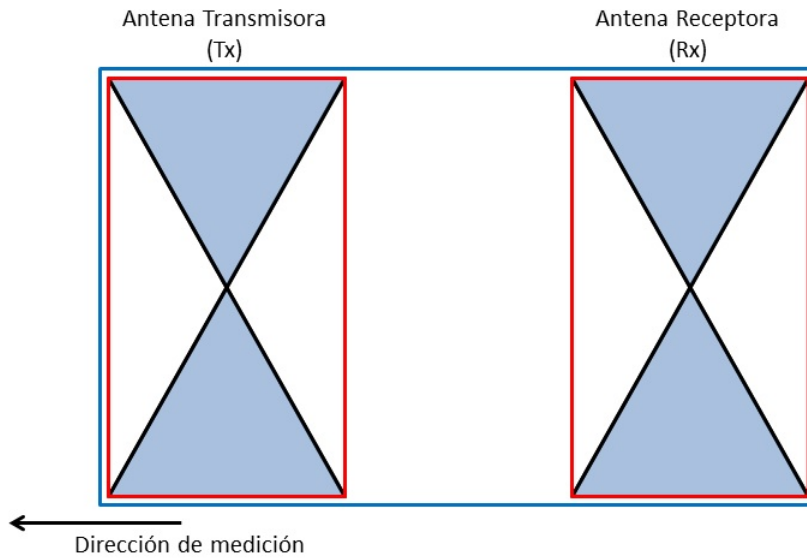


Figura 4.6: Antena RES aerotransportada. Se compone de dos antenas tipo Bow-Tie, una de ellas cumple la función de transmisor y la otra receptor, ambas antenas se encuentran montadas sobre la misma estructura metálica a una distancia fija la una de la otra. La estructura completa es transportada por un helicóptero en forma de carga colgante a una velocidad y altura fija.

la respuesta de la onda. Estas muestras se encuentran separadas por un tiempo fijo la una de la otra. Un número determinado de muestras compone una traza (Tabla 4.1), y conociendo el tiempo de incremento del muestreo y la velocidad de la onda en el medio se puede conocer la profundidad máxima de medición (siempre que la velocidad de la onda sea constante para todo el suelo).

- Tiempo de incremento del muestreo: el tiempo de incremento corresponde al tiempo que demora el instrumento en muestrear entre dos valores de respuesta consecutivos. Este parámetro define de manera fija la extensión en tiempo de cada uno de los samples de la medición.

Es fundamental conocer ciertos parámetros de los datos para realizar la importación de datos a cualquier software de procesamiento. En el caso de los glaciares que se están analizando, se sabe que todos los archivos son: de formato *.dat (FREE 32 BIT FP), con cabecera de archivo de 1024 bytes, con cabeceras de trazas de 16 bytes y además se conoce que el digitalizador análogo-digital del instrumento es de 500 MS/s (millones de samples por segundo) lo cual entrega que el tiempo de incremento de muestreo es igual a 2 ns ($t = 1/500 \times 10^6$). El último parámetro indispensable para importar los datos es el número de samples con el que se registró cada uno de los glaciares, en este caso no fueron medidos todos con la misma cantidad de samples por traza. En la Tabla 4.1 se indica el número de muestras del registro de cada uno de los 18 glaciares.

Una vez que los datos han sido importados correctamente, es posible desplegar el radargrama de los datos registrados por el archivo de radar. La Figura 4.9 muestra uno de los archivos de registro del Glaciar Tronquitos, en este perfil de datos se puede apreciar tanto aire, roca de la montaña y glaciar. El archivo fue importado de acuerdo a los parámetros indicados anteriormente (file header= 1024, trace header= 16, time increment= 2, sample

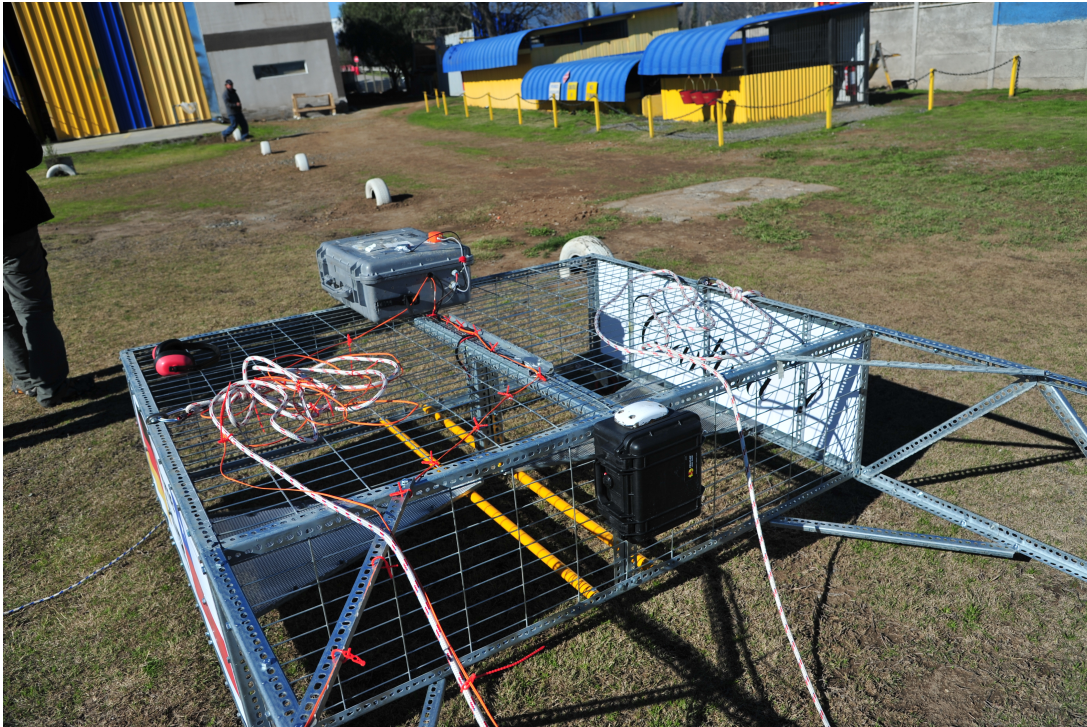


Figura 4.7: Antena RES aerotransportada. Estructura metálica que confoma la antena transmisora/receptora. Las cajas montadas corresponden a transmisor y GPS del sistema.

number= 2560).

Por otro lado, se encuentran los datos registrados por el DGPS, que mide la posición de la antena (origen de las trazas) mientras se mide. Los datos DGPS deben ser interpolados a la cantidad de trazas de cada uno de los archivos y luego deben ser almacenados en formato de archivos de extensión *.dst. Este corresponde a un formato de datos en que el orden de las diferentes coordenadas está establecido de manera que el Software de Procesamiento REFLEW puede cargarlos e inmediatamente asignar la correspondiente coordenada a cada traza del radargrama. Este proceso se realiza fácilmente y solo una vez. Después cada una de las trazas se encuentran georeferenciadas sin importar los procesos posteriores.

El archivo de coordenadas *.dst corresponde a un archivo de texto en el cual se encuentra la información relativa a las antenas transmisoras y receptoras del radar al momento de registrar cada una de las trazas en la medición. Este archivo está compuesto por texto ASCII ordenado en columnas para cada una de las trazas en la medición. En este archivo existen un total de nueve columnas, que corresponden a la siguiente información:

1. Número de traza: corresponde al consecutivo que identifica a la traza dentro del archivo. Cada archivo está compuesto de un máximo de 6000 trazas.
2. Distancia entre trazas: corresponde a la distancia en metros que separa especialmente a la traza correspondiente con respecto a la traza anterior.
3. Coordenada longitud de la antena transmisora: es la longitud de la antena transmisora al momento del registro de la traza. Esta se encuentra escrita en grados decimales.
4. Coordenada latitud de la antena transmisora: es la latitud de la antena transmisora al

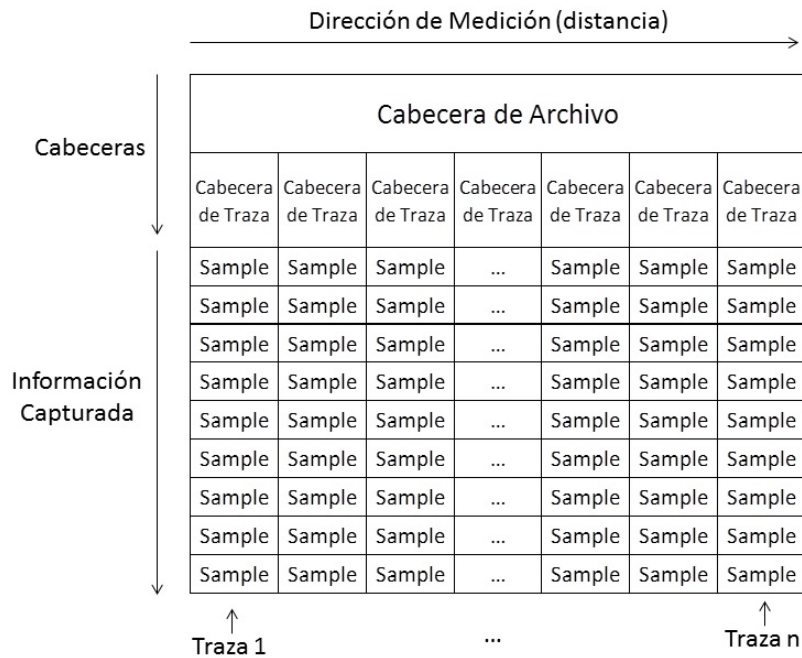


Figura 4.8: Esquema de la estructura básica de un archivo de radar. Se muestran las principales partes del archivo, cabeceras, trazas y samples (muestras).

momento del registro de la traza. Esta se encuentra escrita en grados decimales.

5. Coordenada longitud de la antena receptora: es la longitud de la antena receptora al momento del registro de la traza. Esta se encuentra escrita en grados decimales.
6. Coordenada latitud de la antena receptora: es la latitud de la antena receptora al momento del registro de la traza. Esta se encuentra escrita en grados decimales.
7. Altitud de la antena transmisora: es la altitud de la antena transmisora al momento del registro de la traza. Se encuentra escrita en metros sobre el nivel del mar.
8. Altitud de la antena receptora: es la altitud de la antena receptora al momento del registro de la traza. Se encuentra escrita en metros sobre el nivel del mar.
9. Hora de registro de la traza: hora del día a la cual se registró la traza correspondiente. Se registra con una precisión de centésimas de segundo.

Es necesario mencionar que en el caso de este radar en particular, la coordenada de las antenas (longitud, latitud, altitud) son las mismas tanto para la antena transmisora como para la antena receptora, ya que corresponden a una única estructura colgante (Figuras 4.2, 4.6).

El radargrama es la forma de visualizar los datos de radar. Corresponde a una imagen en 2 dimensiones (profundidad x longitud de perfil) en la cual se puede ver un perfil completo de radar. En el eje x (horizontal) se despliegan una a una las trazas de radar de manera que (conociendo la velocidad constante de la onda en el medio que se esta midiendo), se puede convertir en una distancia de medición o distancia total del perfil de radar medido.

Glaciar	N° de Muestras por Traza	Longitud de la Traza (ns)
Del Potro	2560	5120
Tronquitos	2560	5120
Tapado	2560	5120
Juncal Norte	2560	5120
Río Blanco	2560	5120
Vn. Tupungatito	2560	5120
Marmolejo	2560	5120
Tinguiririca 1	8192	16384
Tinguiririca 3	8192	16384
Tinguiririca 4	8192	16384
Sierra Velluda	8192	16384
Vn. Callaqui	8192	16384
Vn. Llaima	8192	16384
Nevado Sollipulli	8192	16384
Vn. Villarrica	4096	8192
Vn Mocho-Choshuenco	4096	8192
Vn. Osorno	2560	5120
Monte Tronador	4096	8192

Tabla 4.1: Cantidad de muestras utilizadas en la captura de datos en cada uno de los 18 glaciares medidos y longitud de las trazas en [ns].

4.3. Procesamiento básico

Transformar datos GPR en información específica puede seguir dos caminos. El primero es común en cualquier método geofísico, es decir, la respuesta de GPR medida se presenta en una sección, un plano o en forma de volumen para indicar la localización de anomalías en el medio, el segundo camino busca extraer propiedades cuantificables de la onda en cantidades específicas. El procesamiento de los datos se enfoca en áreas principales: edición de datos, procesamiento básico, procesamiento avanzado y procesamiento de visualización/interpretación. El procesamiento es usualmente una actividad interactiva y en muchos casos los datos deben fluir a través del ciclo de proceso varias veces.

El objetivo del procesamiento de los datos GPR es mejorar la visualización de las reflexiones en la señal de respuesta capturada por el instrumento mediante el uso de filtros, variaciones de ganancias, algoritmos de migración y correcciones topográficas, según sea el caso. Este procesamiento puede aplicarse en tiempo real mientras se capturan los datos, pero es recomendable solo almacenar los datos y procesarlos posteriormente.

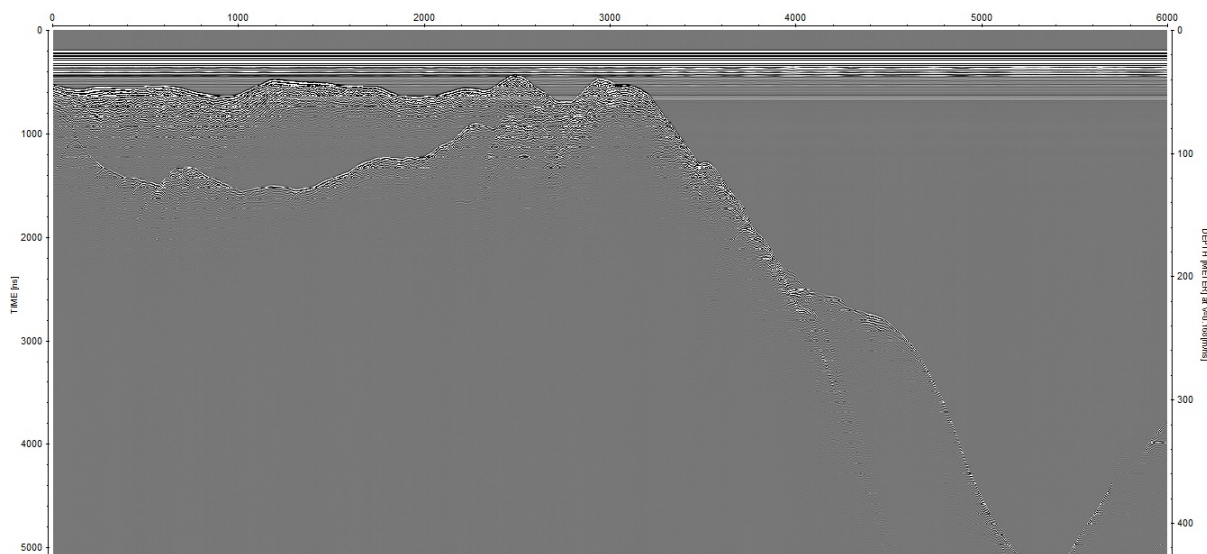


Figura 4.9: Radargrama de perfil en glaciar Tronquitos (file header= 1024, trace header= 16, time increment= 2, sample number= 2560).

4.3.1. Edición de los datos de radar

Es necesario realizar una preparación previa de los datos antes de poder realizar cualquier interpretación. Los datos disponibles son mediciones continuas que se realizaron en los vuelos sobre las zonas glaciares. Estos archivos tienen registros de todo el viaje realizado por el instrumento, por lo tanto contiene respuestas de la onda tanto dentro como fuera del glaciar (Figura 4.10).

Se requiere inicialmente desplegar toda la información disponible para un glaciar (Figura 4.10) y comenzar con el proceso de edición, identificando las porciones del archivo que contienen información referente al glaciar. Una vez que se identifica la zona del glaciar, se procede a seleccionar, cortar y pegar los diferentes perfiles con información del glaciar identificados, si fuese necesario.

En el caso del glaciar Tronquitos, desde que comienza la medición de radar y hasta que termina se capturaron un total de 38 archivos de datos. De estos 38 archivos, sólo cuatro de ellos contienen información útil. Esto se debe a que el instrumento comienza a medir desde que la aeronave se encuentra aterrizada antes del vuelo y termina la medición hasta que regresa al reposo al finalizar el vuelo. El instrumento cierra y almacena un archivo nuevo cada 6000 trazas registradas. De estos cuatro archivos, dos de ellos contienen en conjunto un perfil longitudinal del glaciar Tronquitos, mientras que los otros dos contienen en conjunto un total de cinco perfiles que corresponden a perfiles más cortos, transversales al perfil longitudinal. La Figura 4.11 muestra dos radargramas con información registrada sobre hielo en el glaciar Tronquitos.

Una vez que se tienen identificados los archivos que fueron medidos sobre el glaciar y además se corrobora que poseen información de la interfaz hielo-roca, se procede a desplegar la información. En el caso de ejemplo del glaciar Tronquitos, esta información se encontraba contenido en dos grandes archivos (Figura 4.10). Luego de la edición se puede apreciar que

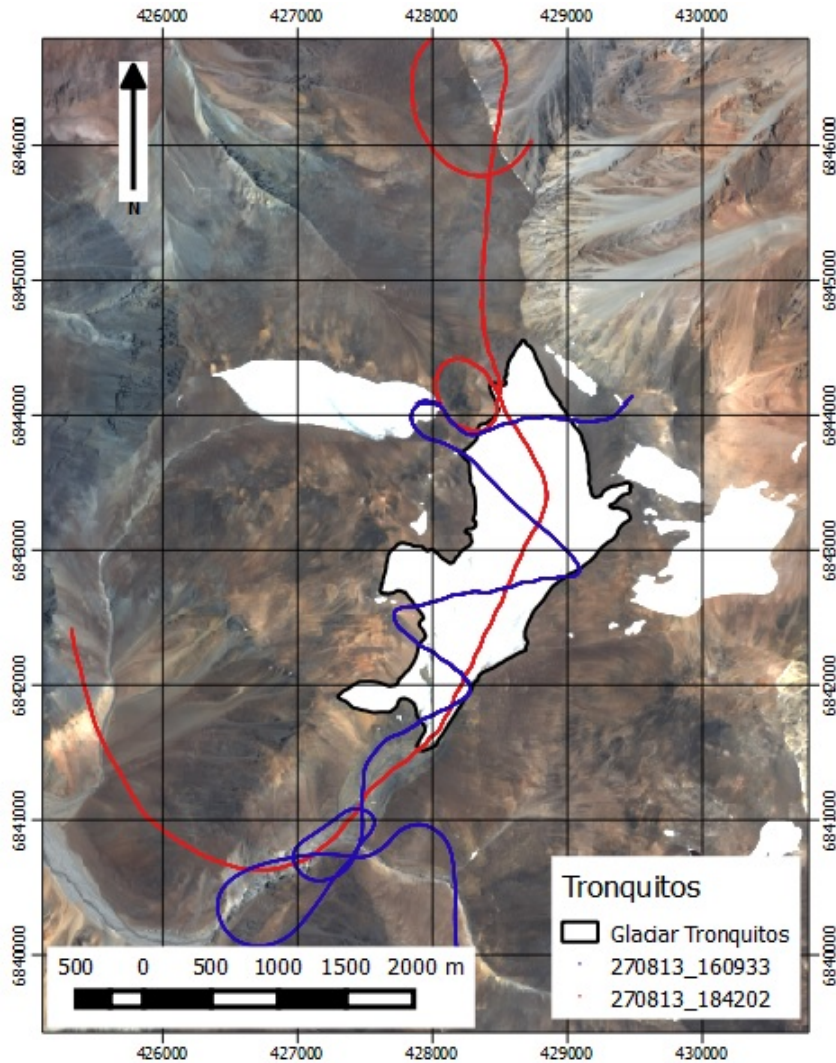


Figura 4.10: Líneas de vuelo con datos registrados en la zona del glaciar Tronquitos, los archivos registran datos sobre el glaciar y fuera de él mientras se maniobró el helicóptero en las mediciones.

existen un total de 7 perfiles (Figura 4.12) que pueden ser analizados para definir profundidades de hielo. Uno de los perfiles atraviesa todo el glaciar a lo largo en forma descendente a la superficie, a este perfil se le designa como longitudinal (L-L). Además existen tres perfiles transversales (T-T) que son perpendiculares al perfil longitudinal. Para finalizar, existen dos perfiles diagonales (D-D) que corresponden a perfiles que unen en forma diagonal los perfiles transversales. El propósito de generar perfiles longitudinales y transversales es el de cubrir la mayor área posible sobre el glaciar tratando de no dejar espacios muy extensos entre perfiles. Esto se realiza con el fin de caracterizar una geometría básica del glaciar que permita el cálculo de área y volumen. Este es el punto en el que los perfiles cortados desde los archivos originales pueden comenzar a ser procesados, ya que se tiene certeza de que la respuesta de las ondas capturadas corresponde a información al interior del glaciar.

Los procesos necesarios para definir de la mejor manera posible la superficie del glaciar y el fondo rocoso pueden variar dependiendo de la calidad del dato capturado, que a su vez, dependerá de condiciones propias de la zona de estudio, como por ejemplo la cantidad de

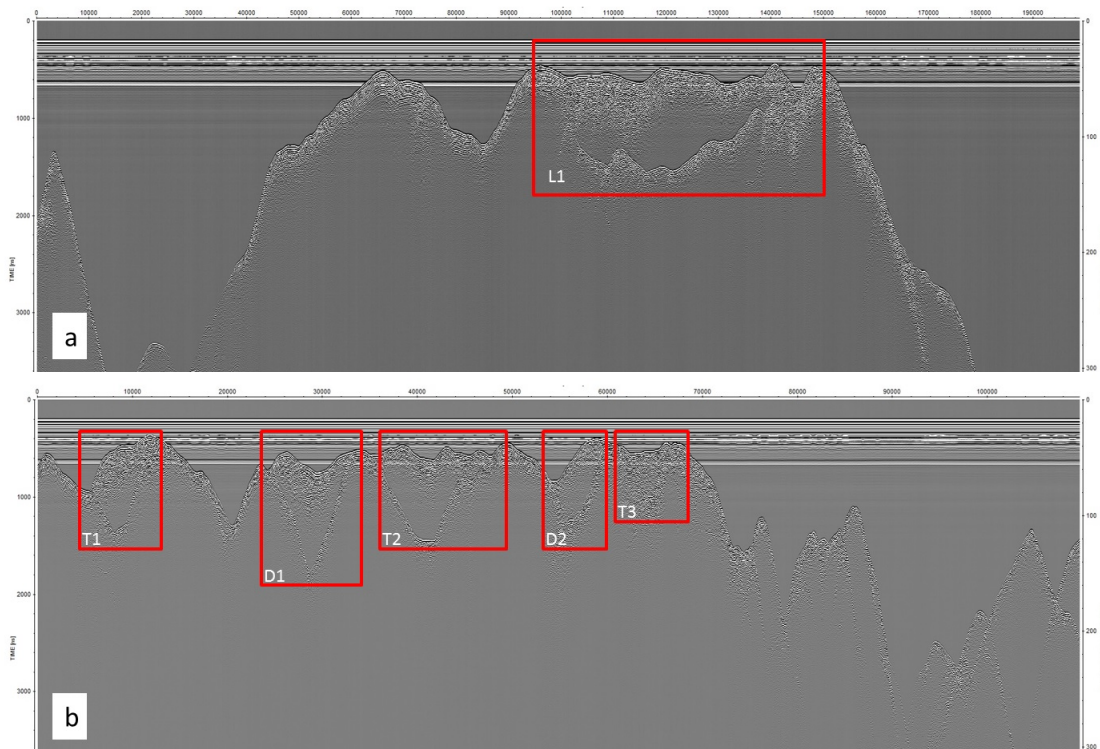


Figura 4.11: Radargramas de los vuelos sobre glaciar Tronquitos. a) Se identifica el perfil longitudinal (L1). b) tres perfiles transversales (T1 a T3) y dos perfiles diagonales (D1 y D2).

grietas del glaciar, la cantidad de material sobre su superficie o la cantidad de agua líquida presente en el material. De todas formas, algunos pasos simples conforman el procesamiento básico de cada perfil.

Si se define que un perfil de radar corresponde a una línea continua vista en planta, sobre la cual es posible identificar una respuesta desde el fondo rocoso, siendo posible que un perfil pueda tener distintas longitudes. Para el total de datos recopilados por 18 glaciares en el presente estudio y realizando la edición de datos de radar antes descrita, se obtuvieron un total de 303 perfiles de datos de radar para los glaciares analizados. Estos perfiles deben ser trabajados cada uno individualmente en el procesamiento básico. El glaciar que presenta la menor cantidad de perfiles disponibles corresponde a los archivos del glaciar Del Potro (Figura A.1), con un total de 3 perfiles, aunque esta pequeña cantidad es compensada con la gran longitud de estos perfiles los cuales comienzan y terminan en un punto al borde del glaciar. En contraste, el glaciar que tiene la mayor cantidad de perfiles a analizar, corresponde al glaciar Marmolejo (Figura A.8), el cual posee un total de 33 perfiles de datos de radar, aunque este gran número se compensa con la extensión de estos perfiles que en algunos casos son muy cortos.

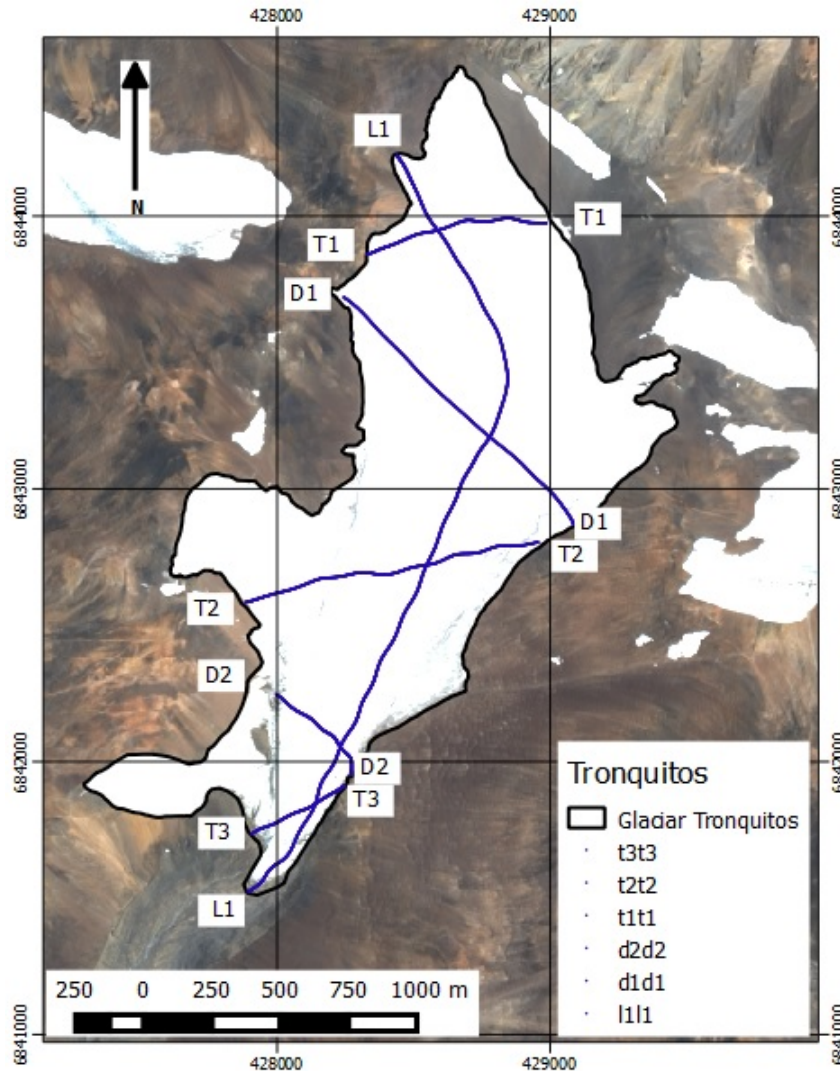


Figura 4.12: Perfiles obtenidos del proceso de edición de los datos de radar para el glaciar Tronquitos. Se obtuvieron seis perfiles que corresponde a un perfil longitudinal, tres transversales y dos perfiles diagonales.

4.3.2. Corrección de nivel cero

Existe un tiempo de respuesta mínimo en los componentes electrónicos que conforman el instrumento. Lo anteriormente mencionado, en conjunto con el efecto producido por el espacio existente entre la antena transmisora y receptora, generan un vacío en los radargramas al comienzo de todas las trazas, este espacio de tiempo puede ser calculado y corregido desde los radargramas. Este proceso se conoce como la corrección del origen. Para corregir el origen de los datos, sólo es necesario identificar la ventana de tiempo en ns necesaria y aplicar un corte en todas las trazas del radargrama, en el caso de los archivos analizados en este trabajo la ventana de tiempo corresponde a 200 ns . Este proceso debe ser aplicado a todos los perfiles de radar que se encuentran dentro del área del glaciar.

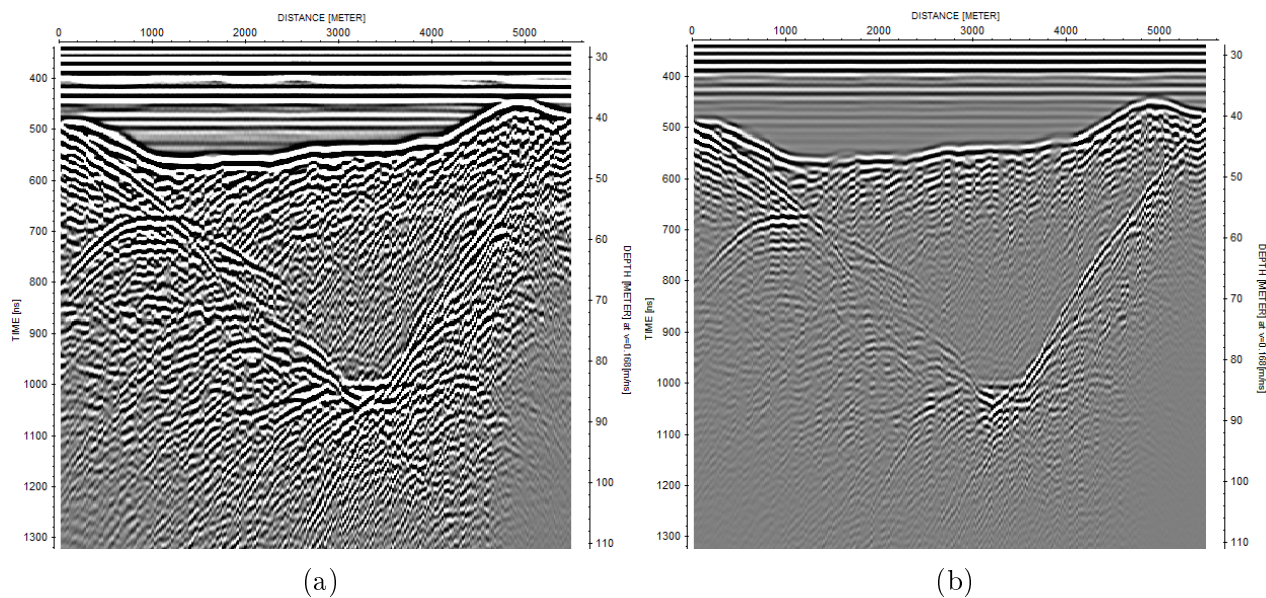


Figura 4.13: En (a) se puede ver el perfil transversal 3 (T3-T3) sin procesar. En (b) se puede ver el perfil transversal 3 (T3-T3) luego de aplicar un filtro dewow con una ventana de tiempo = 10 ns.

4.3.3. DEWOW

Este es el primer proceso que se realiza a cada perfil, en caso de ser necesario. En algunos casos este proceso puede ser beneficioso para el análisis, en otros casos puede ser imperceptible dependiendo de la ventana de tiempo que se le asigne al filtro, en el caso del glaciar Tronquitos se utilizó una ventana de tiempo = 10 ns para aplicar el dewow, el resultado en un perfil transversal se puede apreciar en la Figura 4.13.

Existe un único aspecto en los datos de mediciones GPR que proviene de la proximidad del receptor al transmisor. El terreno cercano al transmisor contiene energía de baja frecuencia asociada con campos electrostáticos e inductivos, los cuales decaen rápidamente con la distancia. Esta energía de baja frecuencia produce una componente que varía lentamente en función del tiempo de los datos medidos. Esta energía hace que el nivel base de la señal se incline hacia arriba o hacia abajo. Este efecto es conocido como “wow” en el léxico GPR. La señal “wow” procesada puede ser suprimida aplicando un filtro de alto-bajo a la señal detectada. A este proceso se le llama “dewow”. Este filtro actúa en cada traza del perfil medido en forma independiente y consiste en un cálculo del valor medio de todos los puntos a cada lado de cada muestra de la traza dentro de una ventana de tiempo definida, este promedio es restado de la señal original.

4.3.4. Ganancia en Tiempo

La señal de radar se atenúa rápidamente a medida que ésta se propaga en el suelo. La señal de profundidad es muy pequeña cuando se compara con señales de profundidades más someras. Se ecualizan las amplitudes, aplicando una función de ganancia que compense la rápida caída de la señal a medida que avanza en profundidad. Existen varias maneras de

aplicar ganancia en tiempo a los datos radar. La ganancia debe ser seleccionada en base a un modelo físico, con el objetivo de minimizar artefactos creados en el proceso.

4.3.5. Deconvolución

El propósito de la deconvolución es normalmente maximizar el ancho de banda y reducir la dispersión del pulso para maximizar la resolución. La deconvolución de datos GPR rara vez entrega grandes beneficios. En parte, la razón de esto es que el pulso normal GPR es lo más corto y comprimido que se puede lograr para un ancho de banda y condición señal a ruido dados. Instancias en las que la deconvolución provee beneficios ocurren cuando se presenta reverberación² extraña o del sistema.

4.3.6. Corrección Topográfica

Para variaciones menores de superficie, los cambios en tiempo de las trazas de datos pueden ser ampliamente compensados por variaciones topográficas. En los datos analizados se tiene como referencia la coordenada GPS del origen (antena transmisora), luego se tiene las reflexiones de la superficie del hielo y del fondo rocoso (Figuras 4.14, 4.15), identificando el tiempo que demora la señal entre la antena transmisora y la superficie del glaciar aplicando una velocidad de la onda en el aire $v = 0.3 \text{ m/ns}$, se puede conocer por lo tanto la distancia entre la antena y la superficie, usando el origen como referencia se puede identificar correctamente la coordenada de los puntos en la superficie del glaciar en el perfil medido.

4.3.7. Migración

La migración es una deconvolución espacial que intenta remover la direccionalidad de fuente y receptor desde los datos de reflexión. El propósito es reconstruir la distribución geoméricamente correcta de la reflectividad del radar en superficie. La migración requiere el conocimiento de la velocidad de la estructura. Una apropiada migración apunta a compensar la directividad de la antena. La mayoría de las discusiones de migración en sísmica son aplicables a GPR. Este proceso puede o no ser aplicado dependiendo de la calidad de los archivos analizados.

4.4. Visualización de datos 2D y 3D

Generalmente los datos GPR son presentados como una sección transversal del reflector (referidas a láminas verticales a través del suelo a lo largo de la transecta medida), en la Figura 4.15 se aprecia la interpretación del reflector del fondo rocoso de los perfiles mostrados en la

²La reverberación es un fenómeno físico producido por la reflexión, consiste en una ligera permanencia de la señal una vez que la fuente original ha dejado de emitirla.

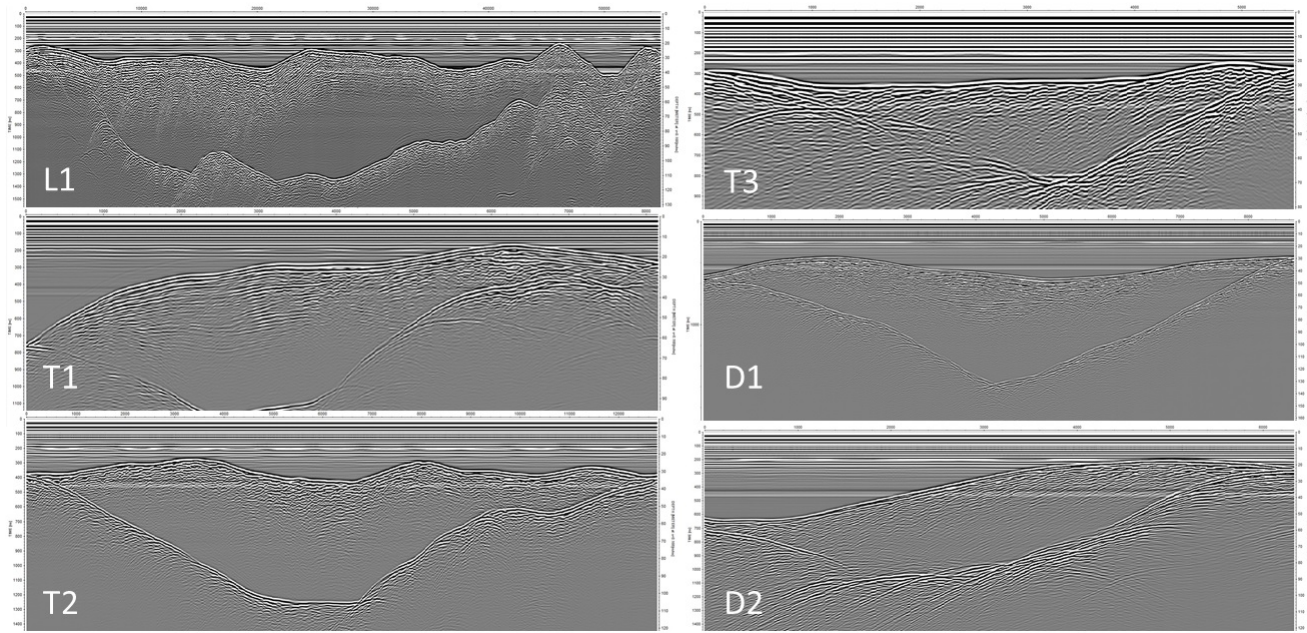


Figura 4.14: Radargramas procesados para 6 perfiles del glaciar Tronquitos.

Cruce de Perfiles (Perfil 1 - Perfil 2)	Espesor Perfil 1 (m)	Espesor Perfil 2 (m)	Diferencia de Espesor (m)
L1 - T1	33.74	42.16	8.42
L1 - D1	72.65	75.48	2.83
L1 - T2	71.79	69.88	1.91
L1 - D2	29.84	39.85	10.01
L1 - T3	19.86	17.36	2.5

Tabla 4.2: Análisis de Cruces del Glaciar Tronquitos. Diferencias en la interpretación del reflector del fondo rocoso en los cruces de los perfiles del glaciar. Se aprecian diferencias en espesor de hielo de entre 2 y 10 m.

Figura 4.14. Esta interpretación del fondo se realiza manualmente por el usuario y tiene un error mínimo de unas pocas muestras, con un intervalo de muestreo de $2 ns$ esto es equivalente a una resolución de pocos metros ($v_{hielo} = 0.168 m/ns$).

En la práctica se puede además calcular un error en la estimación del espesor de hielo que es producida al momento de seleccionar el reflector en los radargramas. En la Tabla 4.2 se puede apreciar la diferencia que se observa en la profundidad del hielo en los puntos donde los perfiles medidos en el glaciar Tronquitos se cruzan, estos puntos debiesen tener la misma profundidad en ambos perfiles que los contienen, pero pese a ello la interpretación del reflector entregan distintas profundidades en dichos puntos. Las diferencias de interpretación del fondo en los cruces se encuentran entre los 2 y los 10 m.

El resultado final para el procesamiento de perfiles de radar se traduce en la unificación de todos los perfiles para un glaciar. El producto es una malla envolvente del glaciar, en donde los límites están dados por: la superficie del glaciar representada por el plano de espesores igual

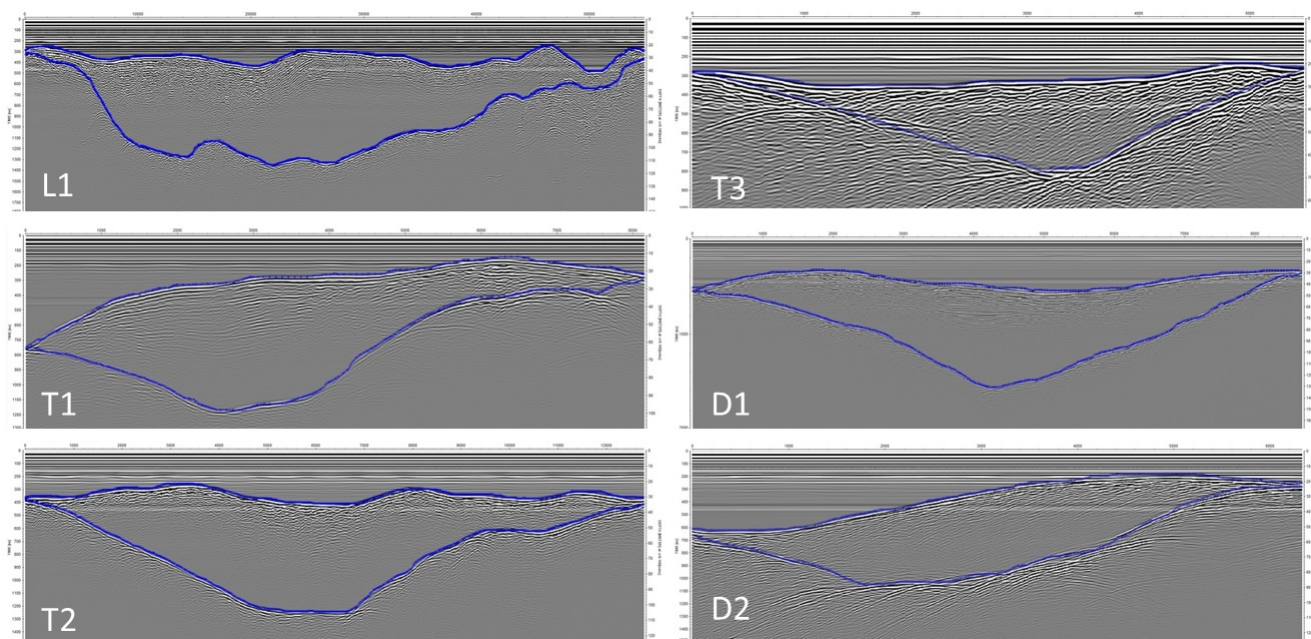


Figura 4.15: Interpretación y delineación de la superficie de hielo y el fondo rocoso en radargramas procesados para los seis perfiles obtenidos en el glaciar Tronquitos.

a cero; el fondo rocoso del glaciar en los perfiles, los cuales fueron manualmente identificados y marcados; y por último la condición de espesor de hielo cero que se define en el contorno del glaciar. La malla de datos resultante es como la que se aprecia en la Figura 4.16. Esta estructura es la primera aproximación a una interpretación en tres dimensiones de la masa de hielo.

El producto visto en la Figura 4.16 es un archivo de texto en formato ASCII compuesto por tres columnas de información. La información contenida en este archivo son coordenadas de latitud y longitud para los puntos que definen el borde del glaciar y de las trazas en su interior, en las cuales se identificó un espesor de hielo en metros.

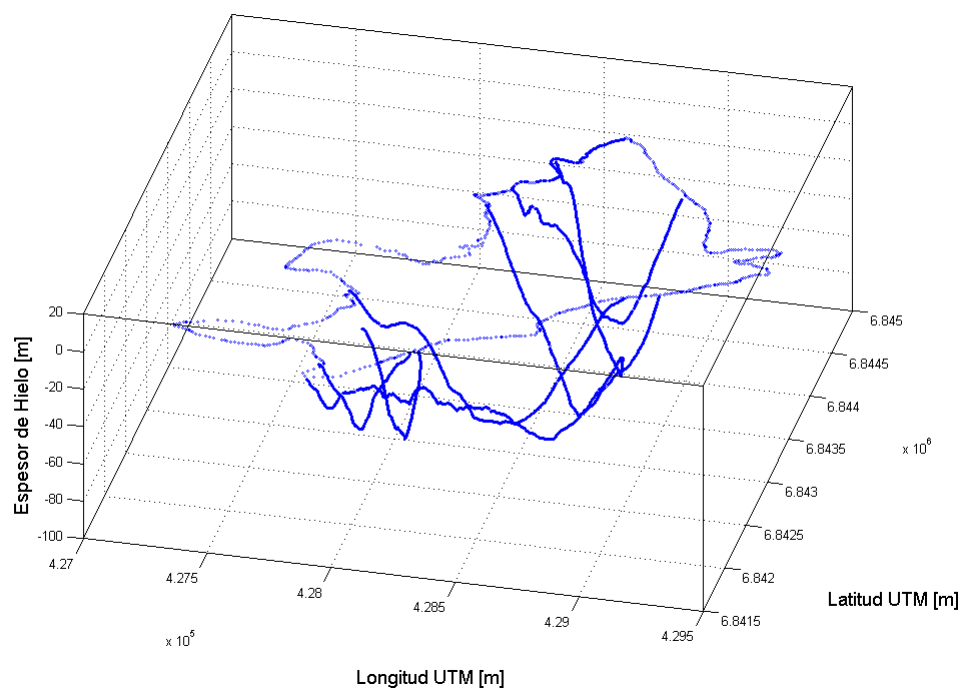


Figura 4.16: Malla de puntos resultante del proceso de determinación de espesores de hielo, esta malla esta compuesta por la interpretación de profundidad en cada uno de los perfiles analizados para el glaciar y el contorno en superficie del glaciar definido con espesor igual a cero.

Capítulo 5

Cálculo de Área y Volumen

El cálculo de volumen estimado para un glaciar se obtiene de la integración de cada una de las transectas disponibles para el glaciar, en las cuales fue posible identificar la interfaz hielo-roca del fondo y por lo tanto, estimar el espesor de hielo en los lugares de medición.

Como se tiene el espesor de hielo sólo para ciertas partes del glaciar, es necesario usar esa información (escasa en algunos casos) para interpolar los espesores de hielo del resto del área que encierra al glaciar. Para lo anterior es vital identificar de forma apropiada los límites del glaciar y definir de esta manera el área correspondiente a la masa de hielo.

Una vez delimitado el contorno en superficie del glaciar se puede proceder a estimar el volumen de hielo contenido en él, interpolando toda el área en base a una grilla apropiada para el tamaño del glaciar. A esta interpolación se le asignan los datos de espesor obtenidos mediante el procesamiento de las transectas adquiridas mediante RES, que sería el dato que consideraremos como espesor real y se define como el input del interpolador. Para la interpolación además, es necesaria en este caso, una condición de borde que limitará el alcance del proceso de interpolación de volumen de hielo, esta condición se le asigna a cada uno de los puntos que componen el polígono que define el borde del glaciar y a estos puntos se les asigna un valor de espesor de hielo igual a cero, de esta manera se obtiene una nube de coordenadas con espesores calculados en el interior del glaciar y espesores igual a cero en su contorno. Una vez que la grilla previa se encuentra completa, se procede a la interpolación. Para lo anterior se utiliza el software Surfer de Golden Software (<http://www.goldensoftware.com/products/surfer>), a causa de su dedicación a este tipo de aplicaciones científicas.

El resultado final del proceso de interpolación corresponde a una grilla con valores de espesor de hielo dentro de toda el área que delimita el glaciar. Esta grilla posteriormente puede ser comparada con un plano de espesor igual a cero. De esta manera se obtiene el volumen de hielo del glaciar correspondiente.

5.1. Área Glaciar

Es vital para el objetivo del presente trabajo conocer el área de la superficie de los glaciares analizados. Para lo anterior es necesario definir de la mejor forma posible los límites del cuerpo de hielo. Es necesario para realizar esta labor el uso de imágenes satelitales y/o de otro tipo, siempre y cuando se encuentren apropiadamente georeferenciadas y que puedan ser manipuladas en algún software de procesamiento geográfico.

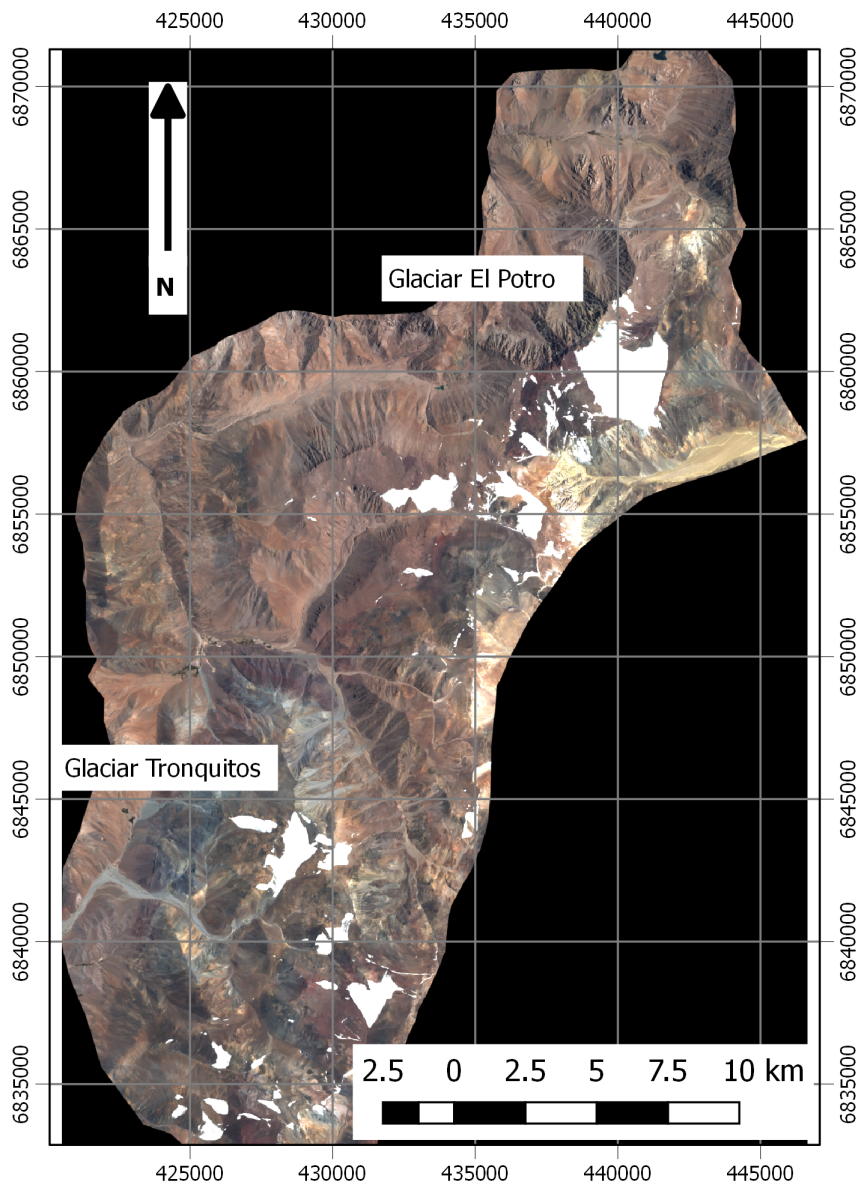


Figura 5.1: Imagen Pansharpened de la zona de los glaciares Potro y Tronquitos. UTM huso 19S. Resolución espacial 1.5 [m].

Para definir el contorno de los glaciares se utilizó el software QGIS. El software corresponde a un sistema de información Geográfica (SIG) de código abierto licenciado bajo GNU - General Public License. QGIS permite realizar una gran cantidad de tareas respecto a in-

formación geoespacial, siendo una de las funciones más básicas la delimitación de polígonos, que corresponde a la manera en que se delimitaron los contornos de los glaciares del presente estudio. Para delimitar los contornos del glaciar en superficie se requiere de una imagen sobre la cual dibujar dicho límite geográfico. Se dispone de imágenes Pansharpened fabricadas mediante algoritmos en donde fue posible unir imágenes pancromáticas de resolución espacial de 1.5 m, con una imagen multiespectral de 4 bandas. El resultado del proceso (merge), es una imagen de una zona particular a color, con resolución espacial de 1.5 m y resolución espectral de 4 bandas (R, G, B, IR). Estas imágenes corresponden a un producto de los estudios denominados: “Modelo Digital de Elevación de Centro Montañoso y Glaciares de las Zonas Glaciológicas Norte y Centro, mediante Lidar Aerotrasportado” (DGA, 2015a) y “Topografía Superficial y Generación de Modelos Digitales de Elevación en Glaciares de las Zonas Centro y Sur Utilizando Altimetría Aérea Láser e Imágenes Satelitales (LIDAR)” (DGA, 2015b). Ambos estudios realizados por la empresa DIGIMAPAS CHILE AEROFOTOGRAMETRÍA LTDA., a solicitud de la Unidad de Glaciología y Nieves de la Dirección General de Aguas, durante el año 2015.

La Figura 5.1 muestra la imagen de tipo Pansharpened utilizada para delimitar el contorno en superficie de los glaciares Potro y Tronquitos. Esta imagen se encuentra georeferenciada y presenta una resolución espacial de 1.5 m.

Los contornos fueron dibujados manualmente sobre las imágenes desplegadas en QGIS y almacenados en forma de polígonos en un archivo de tipo Shape (*.shp), de manera de poder exportarlo a otros softwares de procesamiento. El proceso fue repetido para todos los glaciares del presente estudio.

5.2. Métodos de Interpolación para Cálculo de Volúmenes.

Para poder dar volumen a los glaciares en base a las profundidades calculadas desde los datos obtenidos en las distintas transectas sobre cada uno de los glaciares, se utilizó las herramientas de interpolación del Software Surfer 12, el cual nos permite el uso de grillas de trabajo que pueden ser manipuladas en base a filtros y otras opciones que el software incluye.

Una de las herramientas mas útiles que permite el Surfer 12, es la posibilidad de aplicar una muy amplia cantidad de distintos métodos de interpolación a datos conocidos. Los métodos de interpolación disponibles son: Inverse Distance to a Power, Kriging, Minimum Curvature, Modified Shepard’s Method, Natural Neighbor, Nearest Neighbor, Polynomial Regression, Radial Basis Function, Triangulation with linear interpolation, Moving Average, Data Metric y local Polynomial.

De la gran variedad de métodos de interpolación queda claro que no es necesario aplicarlos todos a los datos de profundidad de glaciar que ya se tienen, por lo tanto se realizaron pruebas preliminares para descartar algunos métodos y disminuir la cantidad de interpolaciones de volumen que se pueden analizar. Del filtro preliminar de métodos se seleccionaron tres, que se estima que pudiesen representar más adecuadamente la forma real de un glaciar. Se

seleccionaron estos tres métodos a causa de su capacidad de dar valores de profundidad a una mayor área, llegando a zonas donde otros métodos no producen respuesta. Los métodos seleccionados son: Natural Neighbor (NN), Inverse Distance to a Power (IDP), Minimum Curvature (MC). Los resultados de la aplicación de estos métodos a todos los glaciares del estudio se muestran en el la Tabla A.1.

5.2.1. Vecino Natural (Natural neighbor - NN).

El método de cuadrícula Natural Neighbor es bastante popular en algunos campos, se define básicamente como si se considera un conjunto de polígonos de Thiessen¹. El algoritmo de interpolación Natural Neighbor utiliza un promedio ponderado de las observaciones vecinas, donde los pesos son proporcionales al "área prestada". Si se agrega un nuevo punto (objetivo) al conjunto de datos, estos polígonos de Thiessen se modificarían, de hecho algunos de los polígonos se reducirían en tamaño, mientras que ninguno aumentaría de tamaño. El área asociada con el polígono Thiessen del objetivo que se tomó de un polígono existente se denomina "área prestada". La Figura 5.2 muestra el resultado de aplicar el método de vecino natural sobre los datos de profundidad de hielo calculados para el glaciar Tronquitos.

El método Natural Neighbor no extrapola contornos más allá del casco convexo de las ubicaciones de datos (es decir, el contorno de los polígonos de Thiessen). El Software Surfer 12 para este método de interpolación sólo permite modificar la Anisotropía (Ratio y Angle).

5.2.2. Ponderación por distancia (Inverse Distance to a Power - IDP)

El método de interpolación Inverse Distance to a Power es un interpolador medio ponderado, y puede ser un interpolador exacto o suavizado. Con el método de ponderación por distancia, los datos se ponderan durante la interpolación de tal manera que la influencia de un punto en relación con otro declina con la distancia desde el nodo de la grilla. La ponderación se asigna a los datos mediante el uso de una potencia de ponderación que controla la forma en que los factores de ponderación disminuyen a medida que aumenta la distancia desde un nodo de la grilla. Cuanto mayor sea la potencia de ponderación, se produce un menor efecto en los puntos lejanos del nodo de la grilla durante la interpolación. A medida que aumenta la potencia, el valor del nodo de la grilla se aproxima al valor del punto más cercano. Para una potencia menor, los pesos se distribuyen más uniformemente entre los puntos de datos vecinos. La Figura 5.3 muestra el resultado de aplicar el método de ponderación por distancia sobre los datos de profundidad de hielo calculados para el glaciar Tronquitos.

¹Los polígonos de Thiessen son uno de los métodos de interpolación más simples, basado en la distancia euclidiana, siendo especialmente apropiada cuando los datos son cualitativos. Se crean al unir los puntos entre sí, trazando las mediatrices de los segmentos de unión. Las intersecciones de estas mediatrices determinan una serie de polígonos en un espacio bidimensional alrededor de un conjunto de puntos de control, de manera que el perímetro de los polígonos generados sea equidistante a los puntos vecinos y designando su área de influencia.

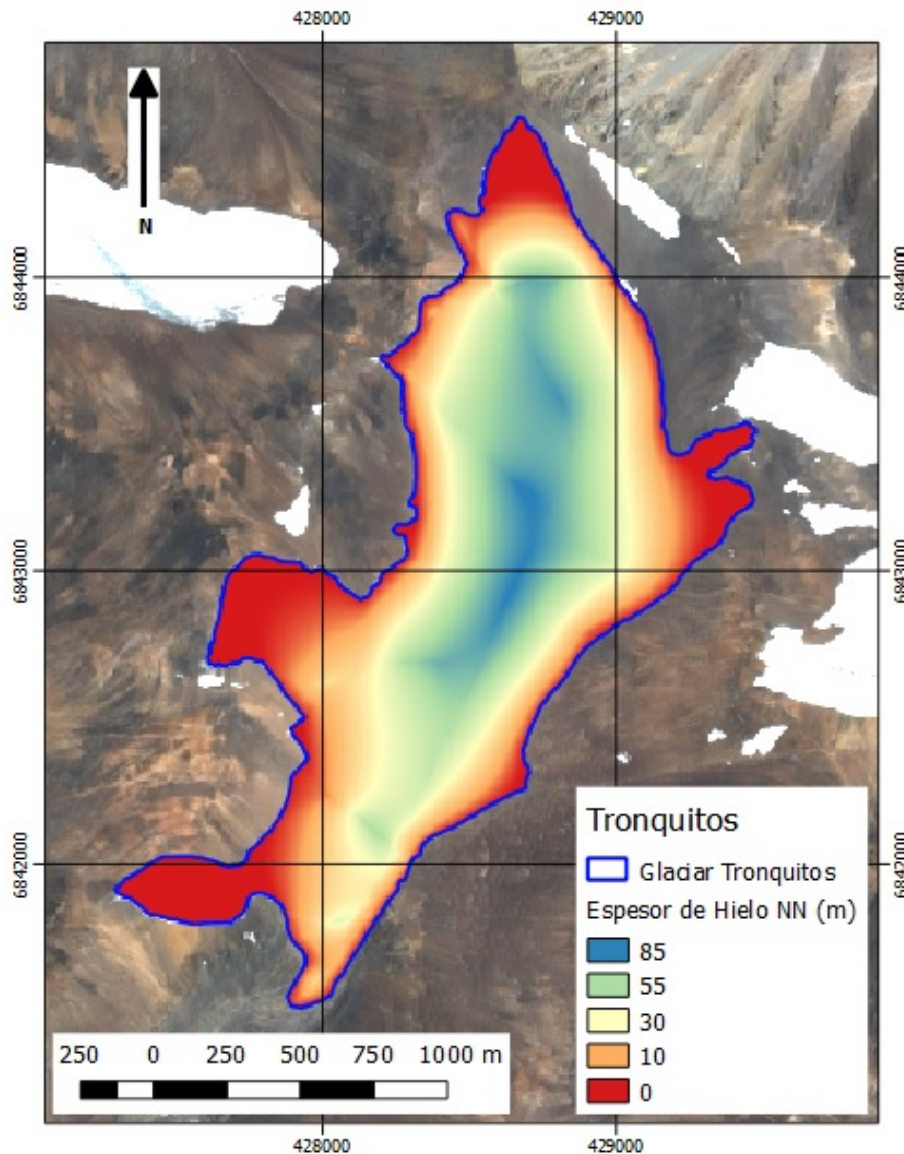


Figura 5.2: Glaciar Tronquitos interpolado mediante método de vecino natural.

Normalmente, la distancia inversa a una potencia se comporta como un interpolador exacto. Cuando se calcula un nodo de la cuadrícula, los pesos asignados a los puntos de datos son fracciones, y la suma de todos los pesos son iguales a 1.0. Cuando una observación particular es coincidente con un nodo de la grilla, la distancia entre esa observación y el nodo de la rejilla es 0.0, y esa observación se da un peso de 1.0, mientras que todas las demás observaciones se dan pesos de 0.0. Así, al nodo de la grilla se le asigna el valor de la observación coincidente. El parámetro Smoothing es un mecanismo para almacenar en buffer este comportamiento. Cuando se asigna un parámetro de suavizado distinto de cero, ningún punto recibe un peso abrumador, de modo que no se le asigna a ningún punto un factor de ponderación igual a 1.0.

Una de las características de la Distancia Inversa a una Potencia es la generación de “ojos de buey” que rodean la posición de observaciones dentro de la zona reticulada. Puede asignar un parámetro de suavizado durante la Distancia Inversa a una Potencia para reducir el efecto

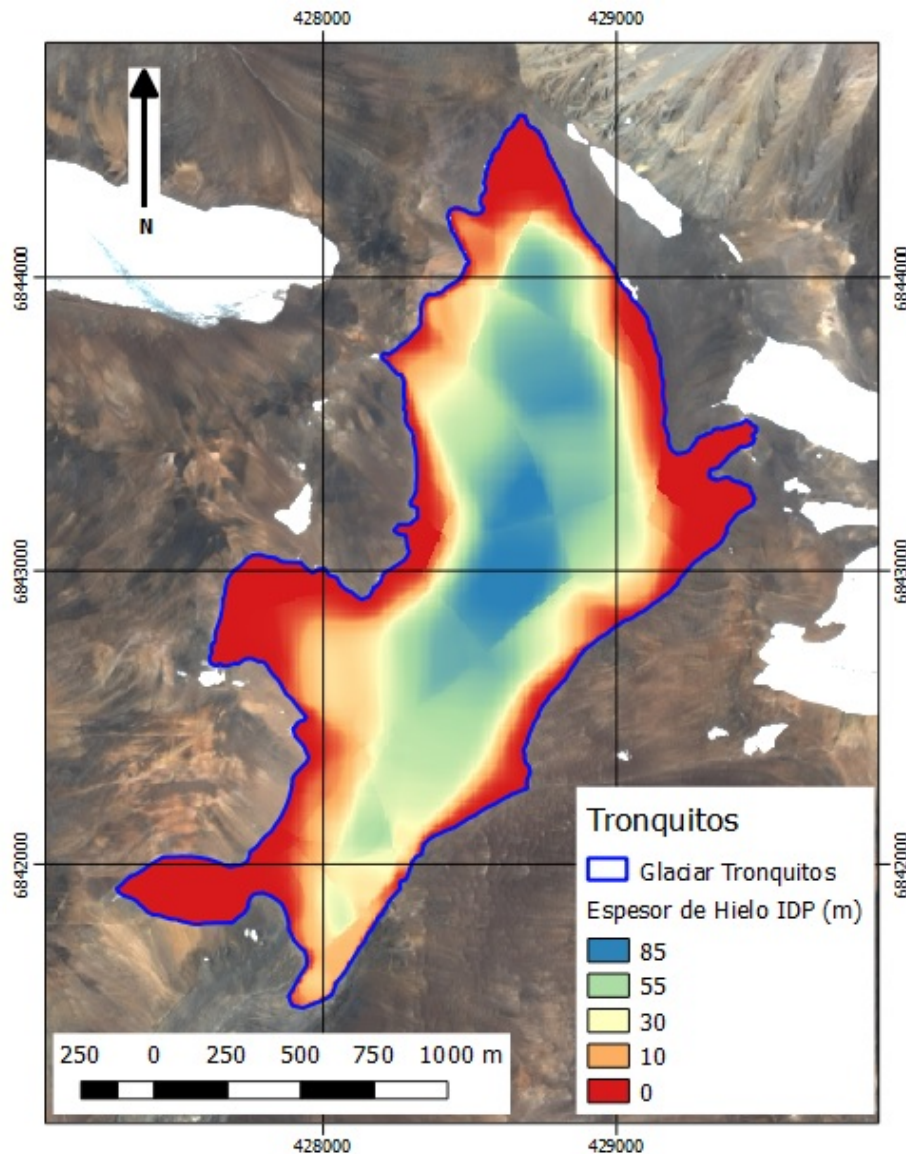


Figura 5.3: Glaciar Tronquitos interpolado mediante método de ponderación por distancia.

“ojo de buey” al suavizar la grilla interpolada.

Distancia inversa a una potencia es un método muy rápido para la grilla. Con menos de 500 puntos, puede utilizar el tipo de búsqueda “Todos los Datos” y la grilla procede rápidamente. El Software Surfer 12 para este método de interpolación permite modificar: La potencia, El grado de Suavizado (Smoothing), y la Anisotropía (Ratio y Angle).

5.2.3. Curvatura mínima (Minimum Curvature MC)

El método de mínima curvatura es ampliamente utilizado en las ciencias de la tierra. La superficie interpolada generada por la curvatura mínima es análoga a una placa delgada, linealmente elástica que pasa a través de cada uno de los valores de datos con una cantidad

mínima de flexión. El método de la curvatura mínima genera la superficie más lisa posible mientras intenta permanecer lo más cerca posible de los datos reales. Sin embargo, la Curvatura Mínima no es un interpolador exacto. Esto significa que sus datos no siempre se respetan exactamente. La Figura 5.4 muestra el resultado de aplicar el método de curvatura mínima sobre los datos de profundidad de hielo calculados para el glaciar Tronquitos.

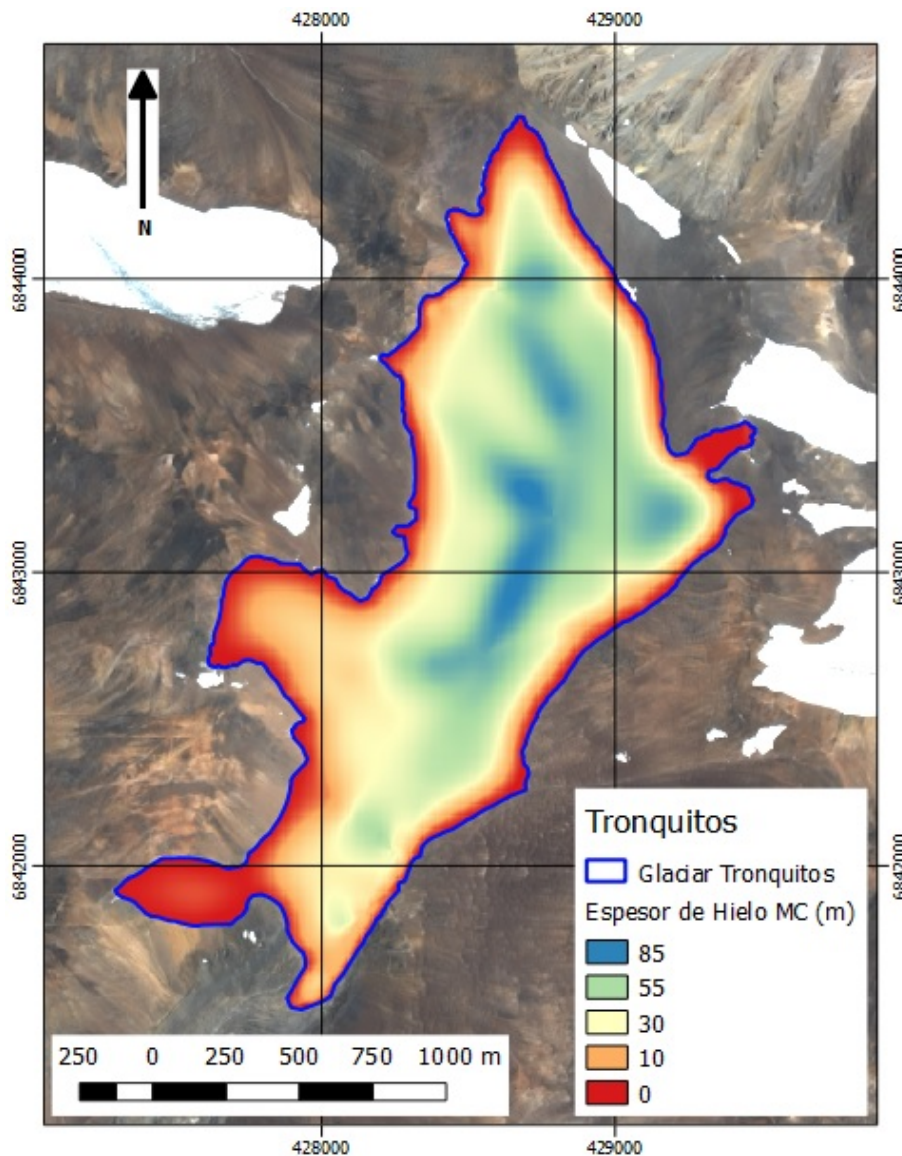


Figura 5.4: Glaciar Tronquitos interpolado mediante método de curvatura mínima.

La Curvatura Mínima produce una cuadrícula aplicando repetidamente una ecuación sobre la rejilla en un intento para suavizarla. Cada paso sobre la cuadrícula se cuenta como una iteración. Los valores del nodo de la rejilla se vuelven a calcular hasta que los cambios sucesivos en los valores sean menores que el valor Residuales máximos o se alcanza el número máximo de iteraciones (campo de iteración máximo). El Software Surfer12 para este método de interpolación permite modificar: Máximo Residual, Iteraciones Máxima, Factor de relajación, Tensión Interna, Tensión de borde y La Anisotropía(Ratio).

Método	Área Interpolada ($\times 10^6 m^3$)	Volumen Calculado ($\times 10^6 m^3$)
Ponderador por Distancia	2.20	69.40
Vecino Natural	2.20	64.80
Curvatura mínima	2.20	73.20

Tabla 5.1: Áreas y Volúmenes Interpolados para el glaciar Tronquitos mediante distintos métodos de interpolación.

5.3. Comparación de Métodos de Interpolación

Cada uno de los métodos de interpolación presenta distintos resultados basados en las formas complejas que presentan los contornos de los glaciares (dentro de un rango aceptable). A modo de ejemplo y comparación se presentan los resultados de interpolación de las transectas de profundidad del glaciar Tronquitos. El glaciar Tronquitos es uno de los que presenta un contorno de complejidad media y que posee transectas completas de datos de profundidad transversales y longitudinales.

Es necesario entonces generar un criterio que proporcione la capacidad de comparar los distintos métodos de interpolación y a su vez ayude a la elección de uno de ellos para ser aplicado en el análisis de presente trabajo.

Una de las características que llama la atención al momento de visualizar los resultados de la interpolación, corresponde a las grandes áreas dentro del glaciar en las cuales algunos de los métodos parecieran tener una mínima o nula interpolación de profundidad de hielo. En la Figura 5.3, se aprecian grandes zonas en las cuales la profundidad estimada de hielo es muy cercana a cero.

Entonces, se procede a realizar un análisis en el cual se pueda cuantificar el alcance del método de interpolación. Se define un umbral sobre el cual se considerará que el método se encuentra efectivamente interpolando datos. En el caso del glaciar Tronquitos, se conoce desde el análisis de datos RES, que su espesor máximo se encuentra alrededor de los 89 *m*, por lo tanto, se define que el método sería efectivo si la superficie sobre la cual esta actuando el método posee un espesor de hielo estimado mínimo de un 1% del espesor máximo, o sea, 0.89 *m* en el caso del glaciar Tronquitos.

El análisis y comparación anteriormente descrito se puede apreciar en la Figura 5.5, en donde se puede ver que sobre toda el área definida por el glaciar Tronquitos los métodos de interpolación de ponderación por distancia y vecino natural no entregan datos de espesor para ciertas porciones del glaciar, se calcula que estos dos métodos presentan interpolación efectiva (en base al criterio definido) sobre un 82% y 87% del área total del glaciar (Figuras 5.5a y 5.5b respectivamente). Mientras tanto se puede ver también en la misma figura que el método de las mínimas curvaturas cubre una mayor porción del área total del glaciar con un 95% (Figura 5.5c).

Una vez realizado el análisis para los distintos métodos de interpolación de volumen, se privilegia el uso del método de las mínimas curvaturas debido a su capacidad de penetración

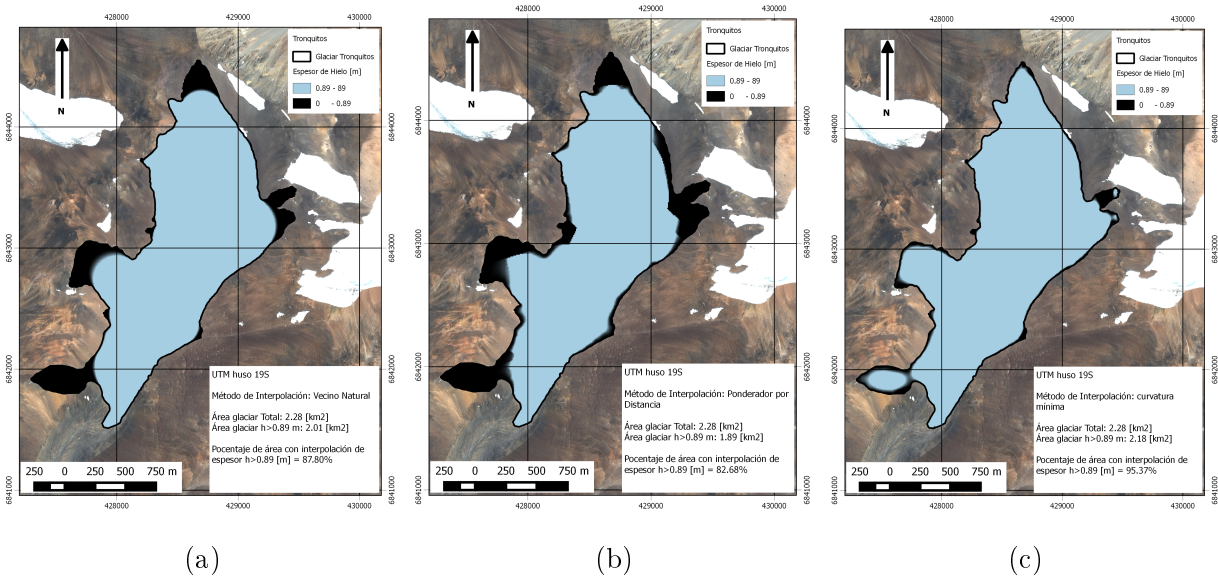


Figura 5.5: Comparación del alcance de los diferentes métodos de interpolación. (a) Método de vecino cercano, efectivo sobre un 87 % del área del glaciar. (b) Método de ponderador por distancia, efectivo sobre un 82 % del área del glaciar. (c) Método de mínimas curvaturas, efectivo sobre un 95 % del área del glaciar.

sobre las diferentes variaciones que presenta la forma del contorno del área de los glaciares. En general el método de mínimas curvaturas presentaba valores de espesor sobre áreas mayores a los otros métodos de interpolación.

Para aplicar el método de las mínimas curvaturas se utilizaron los valores: Residual Máximo=0.9; Iteración Máxima= 100000; Factor de relajación=1; Tensión Interna=0 y Tensión de Borde=0. Con los parámetros anteriormente descritos se obtiene lo mostrado en la Figura 5.4. Una comparación entre distintos valores de los parámetros de la interpolación se muestran en la Tabla 5.2, en donde se puede apreciar que los parámetros seleccionados para interpolar tienden a llevar al volumen resultante a un valor máximo para el método, la diferencia en el cálculo de volumen en este caso no supera el 10 %.

Se utiliza entonces, el método de interpolación de volumen de mínimas curvaturas en el software Surfer 12 para todos los datos de radar de los glaciares analizados en el presente estudio. Los resultados para todos los glaciares se presentan en el Anexo A, y se comparan con los resultados obtenidos utilizando los métodos de interpolación de vecino natural y ponderación por distancia.

Residual Máximo	Iteración Máxima	Factor de Relajación	Tensión Interna	Tensión de Borde	Volumen $10^6 m^3$
0.9	100000	1	0	0	73.2
0.9	100000	1	1	1	66.3
0.9	100000	0.1	1	1	66.7
0.9	100000	1.5	1	1	66.1
0.9	100000	0.1	0	0	74.6
0.9	100000	1.3	0	0	72.4
0.9	100000	1	0.5	0.5	68.7
0.9	100000	0.1	0.5	0.5	70.8
0.9	100000	1.5	0.5	0.5	66.5

Tabla 5.2: Volúmenes resultantes de la interpolación mediante método de Mínimas Curvaturas para el glaciar Tronquitos utilizando diferentes valores para parámetros de interpolación. Los parámetros mostrados en la primera línea corresponden a los parámetros finalmente adoptados en todos los glaciares analizados.

Capítulo 6

Relación Área-Volumen

En el último par de décadas ha aumentado la necesidad de conocer a fondo las características y comportamientos de los glaciares a nivel mundial, además de cómo su disminución en volumen pueden llegar a afectar las reservas de agua dulce para consumo humano disponibles.

Para lograr lo anterior es necesario, por lo tanto, conocer la cantidad de hielo disponible almacenado en los glaciares. Actualmente se fabrican inventarios basados en percepción remota, que permiten realizar, mediante el análisis de imágenes satelitales, tanto un conteo de glaciares en una zona determinada, así como la ubicación exacta y área de cada glaciar. En Chile, según el inventario realizado por la Dirección General de Aguas, se conoce la existencia de un total de 24114 glaciares que cubren un total de 23641 km^2 (DGA, 2016a). Si bien no es viable medir directamente el volumen de hielo almacenado en un glaciar, esta cantidad es muchas veces estimada mediante una relación empírica entre volumen versus área o equivalentemente espesor medio de hielo versus área de un glaciar. La relación volumen versus área a usar es normalmente obtenida ajustando una ley de potencias a un conjunto de pares área-volumen de glaciares donde se ha efectivamente procedido a medir directamente estas cantidades, por ejemplo, mediante perfiles de radio eco Sondaje (RES) adquiridos sobre estos glaciares. Esta relación en general depende de la zona glaciada del planeta que se pretende evaluar, y una forma precisa de esta relación adaptada a la realidad local, resulta de gran importancia para la obtención de resultados (volúmenes) confiables.

6.1. Antecedentes

Diversos científicos han encontrado y usado relaciones entre área y volumen de glaciares para diferentes zonas del planeta. Los glaciares distribuidos a través de los distintos continentes tienen formas distintas que se adaptan a las características propias de la geografía y condiciones ambientales del lugar en el cual se ubican. Algunos estudios al respecto son ampliamente conocidos y hasta el día de hoy sus resultados son utilizados como referencia para el cálculo de volúmenes de glaciares.

Las primeras ecuaciones que relacionaban el área de un glaciar con su espesor medio,

fueron obtenidas para glaciares alpinos mediante perfiles sísmicos adquiridos en su superficie (Driedger & Kennard, 1986; Zhuravlev, 1988).

Para el año 1990 Chen & Ohmura obtuvieron una fórmula empírica que relacionaba el volumen de glaciares alpinos con su área (Chen and Ohmura, 1990), donde estos volúmenes fueron obtenidos mediante mediciones de radio eco sondaje y perfiles sísmicos. La fórmula obtenida fue utilizada para calcular el volumen de otros glaciares alpinos en base al área de su superficie, registrada para esos años por el World Glacier Monitoring Service (1970-). Ellos postularon que el volumen de un glaciar V puede ser conocido en base al área de su superficie S de acuerdo a una ley de potencias como

$$V = C \cdot S^\gamma, \quad (6.1)$$

donde C y γ son constantes empíricas que se obtienen de mediciones disponibles de V y S . El método utilizado en 1990 para encontrar el volumen V de un glaciar, se basa en la medición de su espesor a través de una grilla de puntos y/o de perfiles, a partir de los cuales un gráfico de isolíneas de espesor y volumen total del glaciar es compilado.

Del ajuste de las mediciones llevadas a cabo en 63 glaciares alpinos, Chen and Ohmura (1990) obtuvieron la relación

$$V = 28.5 \cdot S^{1.357} \quad (6.2)$$

donde la unidad de V está en 10^6 m^3 (0.001 km^3) y para S esta en 10^6 m^2 (km^2).

Bahr et al. (1997) realizaron un análisis del ajuste de las ecuaciones relativas a la masa y la conservación del momentum de un glaciar. Ellos concluyen que los volúmenes de los glaciares dependen del producto de características propias de la forma del glaciar, como lo son el ancho, el largo y la profundidad, además de algunas condiciones de borde. De esta forma el volumen de los glaciares es determinado por relaciones entre cantidades conocidas, como por ejemplo, el área de la superficie. Bahr et al. (1997) proponen también una ley de potencias similar a (6.1) donde $C = 27.6$ y $\gamma = 1.36$.

Farinotti et al. (2009) presentaron un método para la estimación de la distribución del espesor de hielo desde la topografía del glaciar. De acuerdo al principio de conservación de la masa, debe existir un equilibrio entre la divergencia del flujo de hielo y el resultante cambio de elevación de la superficie. Entonces, el espesor de hielo puede ser inferido a partir de los flujos de hielo. El método puede ser dividido en siete pasos establecidos y el resultado final es una distribución completa de los espesores de hielo, los que a su vez definen su volumen total.

Radic and Hock (2010) presentaron un método estadístico para derivar volúmenes de hielo a nivel regional y global usando datos de ~ 123000 glaciares para el inventario glaciar mundial formato extendido (WGI-XF, 2009). La metodología utilizada aplicaba la relación ya conocida (ecuación 6.1), en donde las constantes consideradas fueron $C = 36.5$ y $\gamma = 1.375$.

Huss and Farinotti (2012) presentan una nueva aproximación para el cálculo del espesor de hielo y volumen aplicado a todos los glaciares y campos de hielo alrededor del mundo, utilizando un modelo dinámico simple para obtener la distribución espacial del espesor de un glaciar, que consiste en invertir su topografía superficial. Los resultados son validados

contra un conjunto de observaciones de espesor para más de 300 glaciares de distintas partes del mundo. Estos autores indican que el radio eco sondaje es una técnica bien establecida para medir espesores de hielo, pero la definen como una técnica laboriosa y que solo es aplicable a glaciares individuales. El método que proponen combina el contorno del glaciar desde el Randolph Glacier Inventory (RGI) con modelos de elevación digital. Se calcula la distribución de espesores de cada glaciar basado en una inversión topográfica superficial, usando los principios de la dinámica de flujo. Para un total de 171000 glaciares y placas de hielo alrededor del mundo, Huss and Farinotti (2012) resumen sus resultados mediante una ley de potencias que relaciona el espesor medio (\bar{h}) con la superficie (S) de un glaciar mediante

$$\bar{h} = C \cdot S^\delta, \quad (6.3)$$

desde donde el volumen se calcula como $V = \bar{h} \cdot S = C \cdot S^{\delta+1}$, ecuación que utilizando $\gamma = \delta + 1$ es idéntica a 6.1.

Las importantes diferencias regionales entre los resultados comparados en escala estadística indican que una simple relación podría no ser válida para todo el globo. A causa de lo anterior se han derivado funciones de espesor-área para diferentes regiones a través del planeta. Entre las funciones propuestas, para Los Andes del sur, desde Huss and Farinotti (2012) se puede derivar la relación

$$V = 28.4028 \cdot S^{1.327}, \quad (6.4)$$

donde V está en $10^6 m^3$ y S en km^2 , y (6.4) es por lo tanto directamente comparable a (6.2).

Grinsted (2013) llevó a cabo una nueva estimación de volumen de hielo a nivel global. Las relaciones existentes hasta ese momento, fueron calibradas en comparación a observaciones de volúmenes optimizadas para el propósito específico de estimar el volumen total glaciar alrededor del mundo. Esta relación se aplicó a cada uno de los registros de RGI. Los coeficientes de la relación área-volumen fueron calculados por Grinsted para 4 subgrupos de cuerpos de hielo (casquetes de hielo, glaciares $> 25 km^2$, glaciares $\leq 25 km^2$ y para la base de datos completa). Para cada exponente γ existe solo un C que resulta en exactamente el mismo volumen que en el conjunto de datos de calibración. Para glaciares de tamaño $S \leq 25 km^2$ y $S > 25 km^2$, Grinsted (2013) obtiene

$$V = 43.5 \cdot S^{1.23}, \quad S \leq 25 km^2 \quad (6.5a)$$

$$V = 54.0 \cdot S^{1.20}, \quad S > 25 km^2 \quad (6.5b)$$

con área y volumen en km^2 y $10^6 m^3$ respectivamente.

6.2. Relación Área-Volumen: Andes centrales, Chile.

Si bien la ley de potencias (6.1) que entrega el volumen de un glaciar en función de su área es útil para glaciares en distintos puntos del mundo, los valores de la constante de proporcionalidad (C) y la exponente (γ) dependen de la zona en estudio (ver por ejemplo Huss & Farinotti, 2012). Desde esta perspectiva, es importante entonces encontrar una ley de potencias local que se adapte a la cordillera de Los Andes chilena. Con este objetivo, en la presente tesis se analizan detalladamente 18 glaciares (Tabla 6.1) sobre los que existe perfiles RES, y cuyos volúmenes fueron estimados mediante el procedimiento mostrado en los capítulos 4 y 5.

Glaciar	Área (km^2)	Volumen Interpolado Método Curvatura Mínima ($\times 10^6 m^3$)
Del Potro	7.80	459.50
Tronquitos	2.20	73.20
Tapado	1.80	33.9
Juncal Norte	7.95	459.65
Río Blanco	16.56	688.48
Vn. Tupungatito	7.70	791.20
Marmolejo	10.64	378.88
Tinguiririca 1	3.90	187.40
Tinguiririca 3	3.20	89.70
Tinguiririca 4	1.90	52.00
Sierra Velluda	11.91	357.14
Vn. Callaqui	6.77	144.01
Vn. Llaima	13.96	127.30
Nevado Sollipulli	11.40	3964.60
Vn. Villarrica	27.80	1180.00
Vn Mocho-Choshuenco	16.20	724.58
Vn. Osorno	5.88	85.20
Monte Tronador 1	24.00	1173.07

Tabla 6.1: Áreas y volúmenes calculados mediante método de curvatura mínima para 18 glaciares de Los Andes centrales (Chile) para los que existen perfiles de Radio-Eco Sondaje (RES) (ver capítulos 4 y 5). Para los glaciares Río Blanco, Sierra Velluda y Vn. Llaima, las áreas y volúmenes corresponden a la suma de las áreas y volúmenes de las subdivisiones en cuerpos de hielo independientes que presentan estos glaciares (Tabla 6.2).

Glaciar	Área (km^2)	Volumen Interpolado Método Curvatura Mínima ($\times 10^6 m^3$)
Río Blanco Norte	7.61	298.98
Río Blanco Sur	8.95	389.50
Sierra Velluda 1	0.55	4.60
Sierra Velluda 2	2.07	49.70
Sierra Velluda 3	0.86	8.02
Sierra Velluda 4	0.32	0.52
Sierra Velluda 5	8.11	294.30
Vn. Llaima 1	1.50	4.32
Vn. Llaima 2	0.41	1.76
Vn. Llaima 3	2.84	21.20
Vn. Llaima 4	2.17	19.40
Vn. Llaima 5	7.04	80.62

Tabla 6.2: Áreas y volúmenes calculados mediante método de curvatura mínima para subdivisiones de glaciares. Río Blanco, Sierra Velluda y Vn. Llaima.

Glaciar	Área (km^2)	Volumen Interpolado Método Curvatura Mínima ($\times 10^6 m^3$)
Echaurren Norte A	0.024783	0.178999
Echaurren Norte B	0.117592	1.927302

Tabla 6.3: Áreas y volúmenes calculados mediante método de curvatura mínima para el glaciar Echaurren Norte.

Cabe mencionar que en algunos casos, los glaciares mostrados en Tabla 6.1 pueden ser separados en varios cuerpos de hielo independientes. Tal es el caso del glaciar del volcán Llaima por ejemplo, el cual puede ser dividido en 5 diferentes cuerpos de hielo que se disponen en forma radial al cráter del volcán (Llaima 1 al 5, Tabla 6.2). El Glaciar Río Blanco puede a su vez ser dividido en dos grandes cuerpos de hielo, glaciares Río Blanco Norte y Río Blanco Sur, y el Sierra Velluda en 5 cuerpos independientes (Tabla 6.2).

Durante el año 2016 se realizaron mediciones de RES terrestre en el glaciar Echaurren Norte, ubicado en la cordillera de la región Metropolitana. El glaciar Echaurren corresponde a un glaciar de reducido tamaño, pero es uno de los cuerpos de hielo más estudiado en Chile en el tiempo, debido a su cercanía con la ciudad de Santiago, con datos de aproximadamente 30 años de monitoreo realizado por la Dirección General de Aguas. La información obtenida para este glaciar fue analizada de la misma manera que los datos de los glaciares de la Tabla 6.1, en donde se utilizó el análisis de perfiles de radar para interpolar y calcular un volumen de hielo. Las mediciones se realizaron utilizando un equipo GPR comercial de marca GSSI compuesto por una antena de 200 MHz en conjunto con un equipo consola SIR-3000. La estimación de volumen realizada para el Glaciar Echaurren el año 2016 corresponde a la primera y única estimación completa de hielo para dicho glaciar (Tabla 6.3). Se identificó en este análisis que el glaciar Echaurren está compuesto por dos pequeñas masas de hielo que

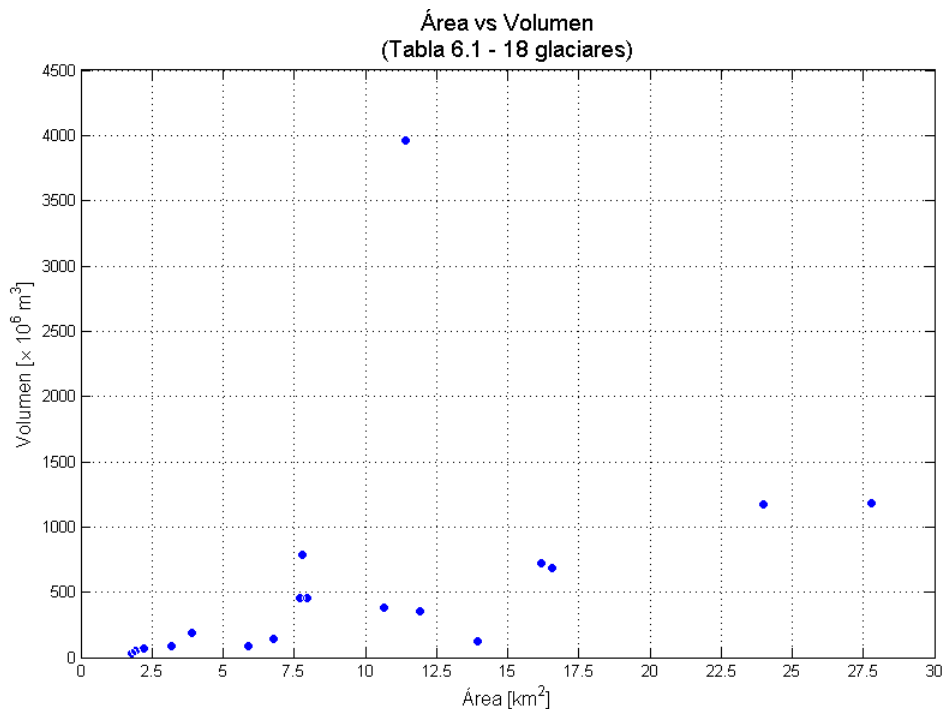


Figura 6.1: Gráfico de volumen vs. área para los 18 glaciares de la Tabla 6.1 considerados en esta tesis.

fueron identificadas como Echaurren A y Echaurren B (Figura A.7).

La Figura 6.1 muestra los resultados de las estimaciones de volumen para los glaciares de la Tabla 6.1; el glaciar de mayor área (27.8 km^2) corresponde al volcán Villarrica. Se observa un dato que no corresponde con la tendencia en la relación área-volumen, este punto irregular corresponde al glaciar del volcán Sollipulli (Figura A.15), un glaciar de montaña ubicado en la región de La Araucanía, presentando un volumen total $V = 3964.60 \times 10^6 \text{ m}^3$, para un área superficial $A = 11.40 \text{ km}^2$. El glaciar Sollipulli muestra un resultado anormal en comparación con los otros glaciares presentados, esto se debe a las características particulares que posee la masa de hielo presente en el volcán Sollipulli, la cual se encuentra confinada en una caldera de 3 km de diámetro y con profundidades de hasta 650 m de hielo. Este hielo fluye mínimamente por el costado N-O de la caldera, pero pese a ello, su comportamiento no puede ser comparado con el resto de los glaciares, al encontrarse contenido dentro de la gran caldera del volcán y su profundidad depende básicamente de la altura de las paredes de la caldera. El glaciar del volcán Sollipulli no fue considerado en la estimación de la relación área-volumen. La Figura 6.2 muestra un gráfico de volumen vs área sin considerar el volcán Sollipulli. De aquí en adelante, este conjunto de datos será denominado “**Datos 2013**”.

La Figura 6.3 muestra los Datos 2013 y los compara con diversas curvas propuestas por varios autores (Chen and Ohmura, 1990; Bahr et al., 1997; Huss and Farinotti, 2012; Grinsted, 2013). Los volúmenes de los Datos 2013, aunque se acercan a las curvas propuestas en cierta medida, tienden a distribuirse en general por debajo de ellas. Las ecuaciones para calcular volumen propuestas por estos autores no se ajustan bien a los datos calculados para el volumen de 17 glaciares de la cordillera de Los Andes. Lo anterior puede ocurrir debido a

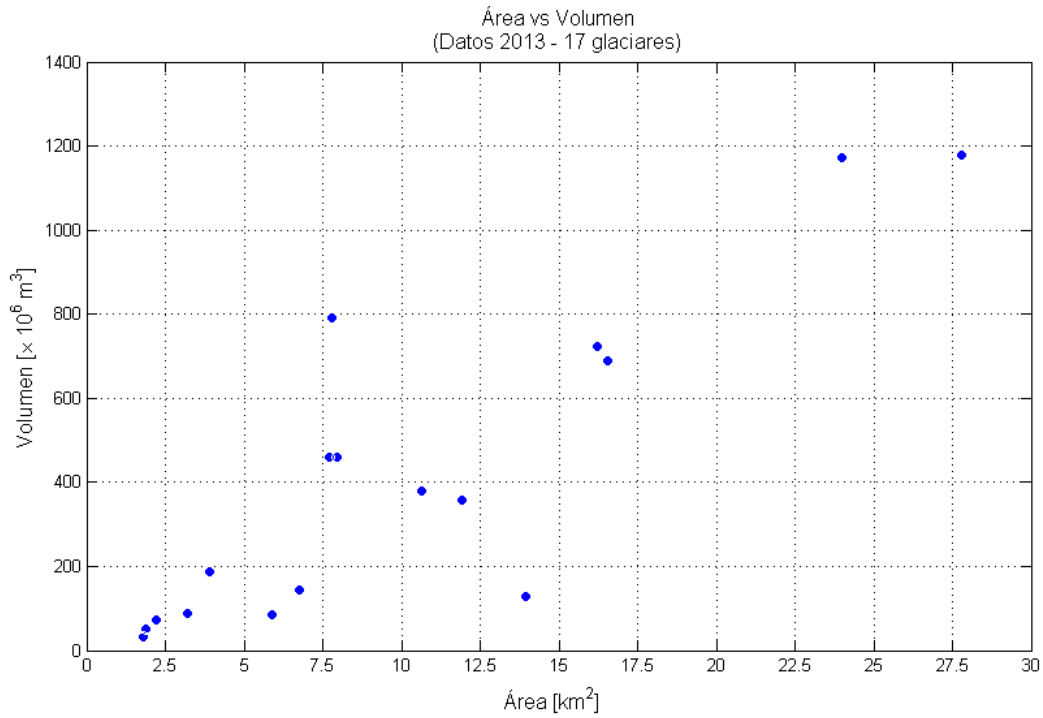


Figura 6.2: Gráfico de área y volumen para 17 glaciares, excluido el glaciar del volcán Sollipulli. Este conjunto de datos se denomina “Datos 2013”.

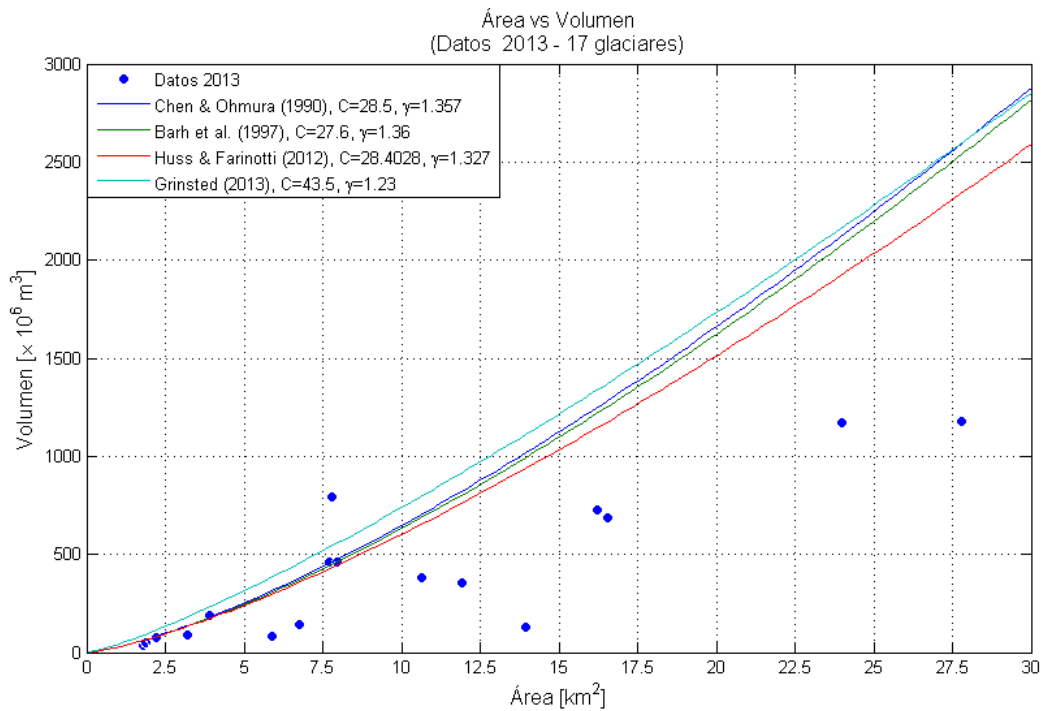


Figura 6.3: Gráfico de área y volumen para 17 glaciares calculados (Datos 2013, puntos azules) comparados las curvas de acuerdo con las leyes de potencias $V = C \cdot S^\gamma$ propuestas por varios autores.

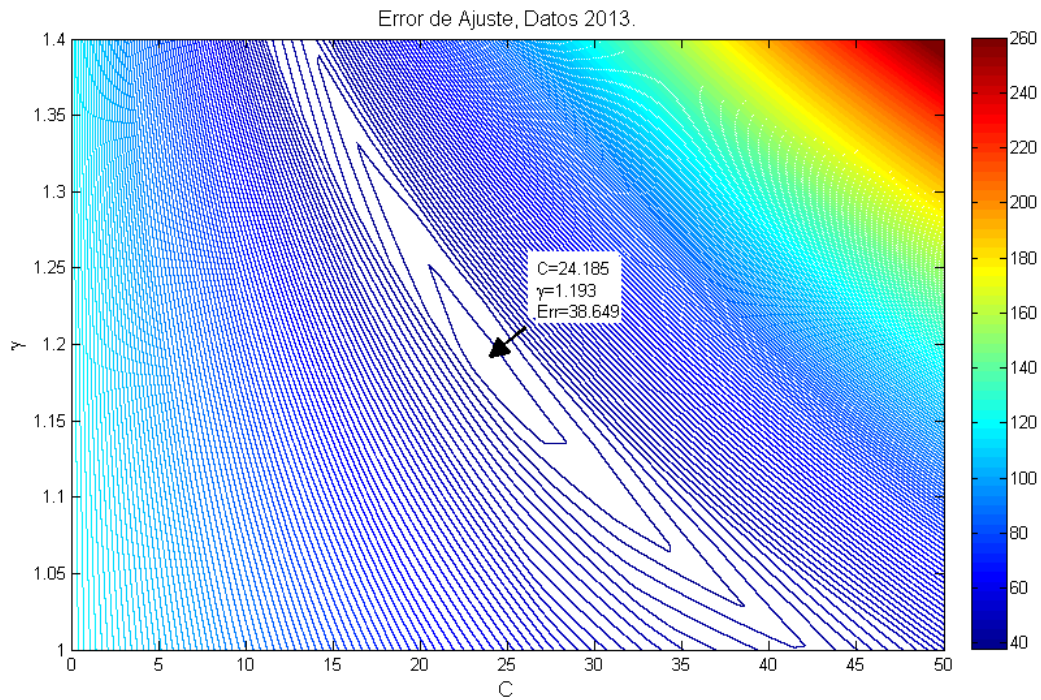


Figura 6.4: Error de ajuste para datos área-volumen de Tabla 6.1 excluyendo Nevado Sollipulli (Datos 2013). Los errores se calcularon con una grilla de puntos $0 \leq C \leq 50$, $1 \leq \gamma \leq 1.4$ con un intervalo de muestreo de 0.001 tanto para C como para γ . El mínimo error es 38.65 y se consigue para $C = 24.185$ y $\gamma = 1.193$.

que son fórmulas que buscan dar una respuesta global al cálculo de volumen de hielo. La fórmula más cercana a la realidad local es la que propuso Huss & Farinotti en 2012, trabajo en el cual proponen el ajuste específico para Los Andes del sur. Aún así, la propuesta tiende a sobrestimar el volumen, debido probablemente a que en dicho estudio el ajuste realizado considera glaciares con superficies de hasta cientos de km^2 y estos datos distorsionan el ajuste y elevan la curva.

6.2.1. Ajuste de la datos área-volumen

Se procede ahora a ajustar los datos área-volumen obtenidos en la presente tesis. Se busca encontrar las constantes C y γ de ecuación (6.1) que produzcan el menor error posible, de acuerdo a una cierta norma, entre los volúmenes medidos y los calculados según una relación del tipo (6.1). Siguiendo a Grinsted (2013), para medir el error de ajuste se adopta aquí una norma L_1 , es decir el valor absoluto de la diferencia entre el volumen medido V_d (datos) , y el valor calculado V_c según una relación del tipo (6.1) Específicamente, para el error o diferencia (*dif*) de cada medición se usa que,

$$dif = \frac{|V_d - V_c|}{\sqrt{S_d}} \quad (6.6)$$

donde S_d es el área superficial del glaciar y $V_c = C \cdot S_d^\gamma$. Nótese que en (6.6) la diferencia de volúmenes esta pesada por el inverso de la raíz cuadrada del área, un largo característico del glaciar, que evita que los errores en los glaciares de mayor área dominen exageradamente por sobre los glaciares de menor tamaño, anulando la importancia de estos últimos en el ajuste. Como medida del **error de ajuste** para un par (C, γ) , se tomó el promedio de las diferencias calculadas según (6.6) para cada elemento del conjunto de glaciares considerados, por ejemplo, el promedio de las diferencias de 17 glaciares para el conjunto Datos 2013.

La búsqueda del par (C, γ) para el que se obtiene el mínimo error de ajuste, se lleva a cabo directamente evaluando el error en cada punto de una malla en el plano $(C - \gamma)$ dentro de ciertos límites donde por cierto se encuentra este mínimo. La Figura 6.4 muestra el resultado de la búsqueda del mínimo error de ajuste para el conjunto “Datos 2013”, la que se realizó en una zona rectangular del plano $(C - \gamma)$ tal que $0 \leq C \leq 50$, $1 \leq \gamma \leq 1.4$, con un intervalo de muestreo de 0.001 tanto para C como para γ . El mínimo error de ajuste se consigue para $C = 24.185$ y $\gamma = 1.193$, con lo que la relación volumen versus área en este caso es

$$V = 24.185 \cdot S^{1.193} \quad (6.7)$$

donde V se mide en $10^6 m^3$ y S en km^2 . Figura 6.5 muestra la curva del mejor ajuste dado por (6.7) sobre los datos área-volumen del conjunto “Datos 2013”. Esta curva se desplaza por entre los puntos de datos de mejor manera a lo que lo hacen las curvas propuestas por otros autores y mostradas previamente en Figura 6.3. En un gráfico similar a aquel mostrado en Figura 6.3, en Figura 6.6 se compara la relación (6.7) con las mismas curvas mostradas en Figura 6.3, quedando de manifiesto que (6.7) es ciertamente adecuada para glaciares andinos chilenos con áreas no mayores que $30 km^2$.

En un intento por mejorar y por otro lado obtener una relación más representativa que (6.7), se procede ahora a considerar los datos de volúmenes adicionales medidos anterior-

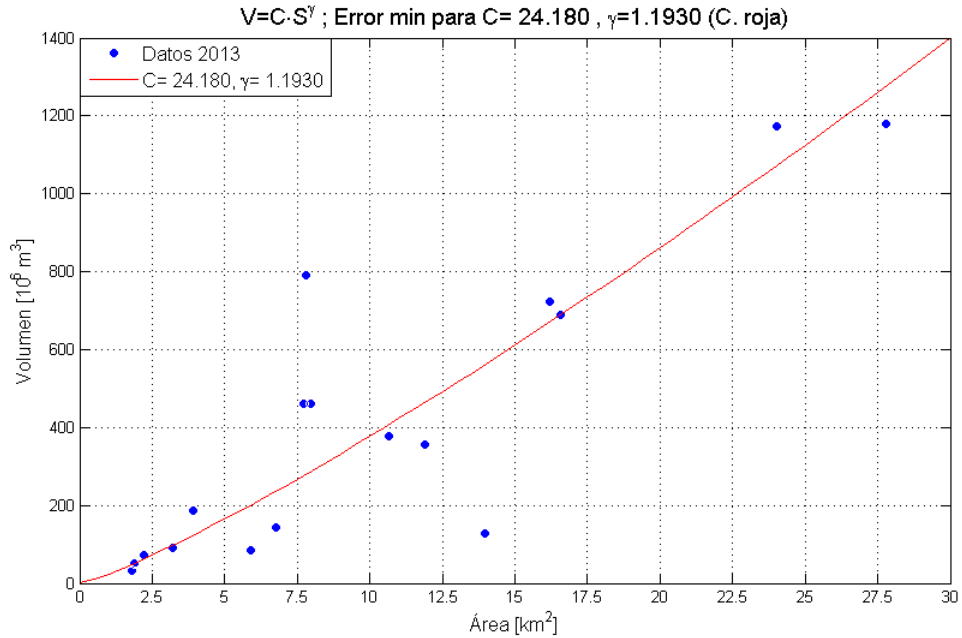


Figura 6.5: Datos 2013 y curva de mejor ajuste. El mínimo error es 38.65 y se consigue para $C = 24.185$, $\gamma = 1.193$

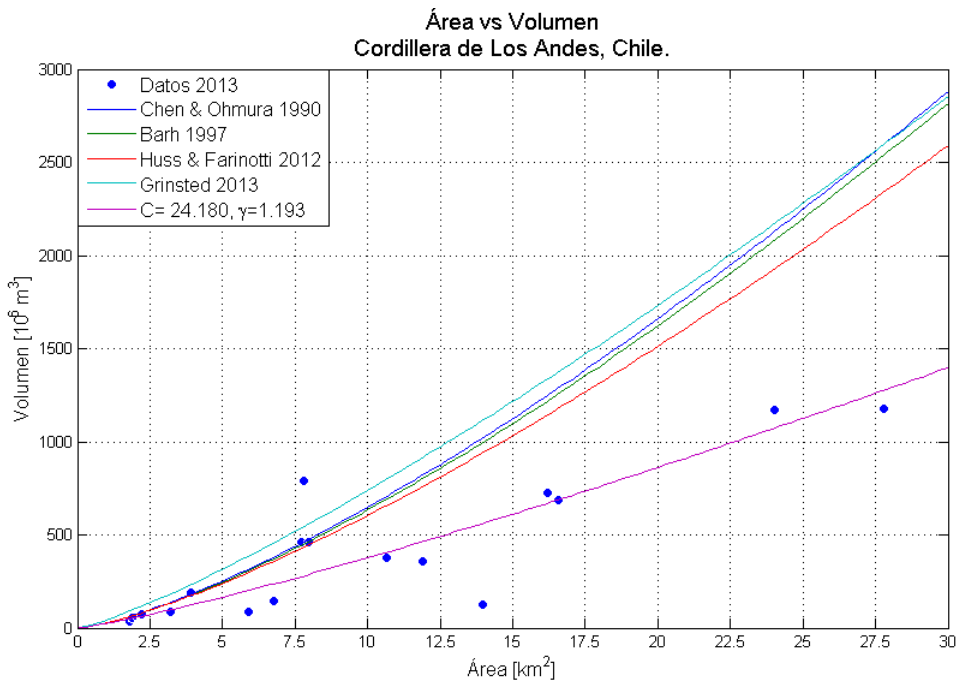


Figura 6.6: Datos 2013 y curva de mejor ajuste para $C = 24.185$, $\gamma = 1.193$. A modo de comparación se muestran también curvas propuestas por otros autores mostradas previamente en Figura 6.3. La curva resulta más adecuada para glaciares andinos chilenos con áreas no mayores que 30 km^2 .

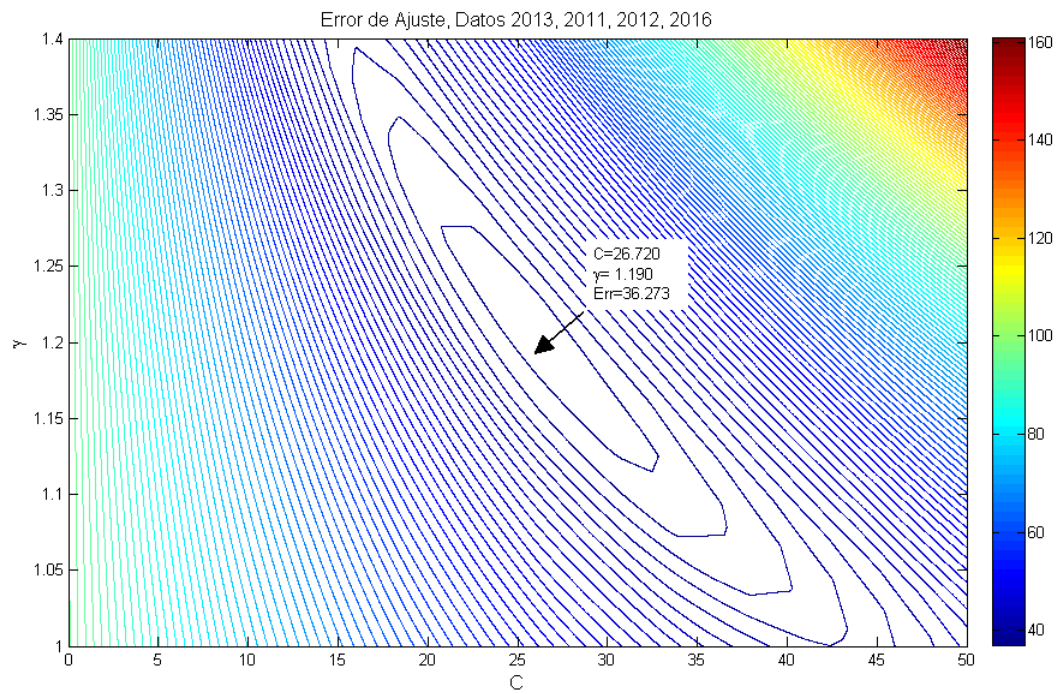


Figura 6.7: Error de ajuste para datos área-volumen que además de el conjunto Datos 2013 desarrollado en la presente tesis, considera también estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (Tablas 2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3). El mínimo error de ajuste es 36.273 y se consigue para $C = 26.720$ y $\gamma = 1.190$.

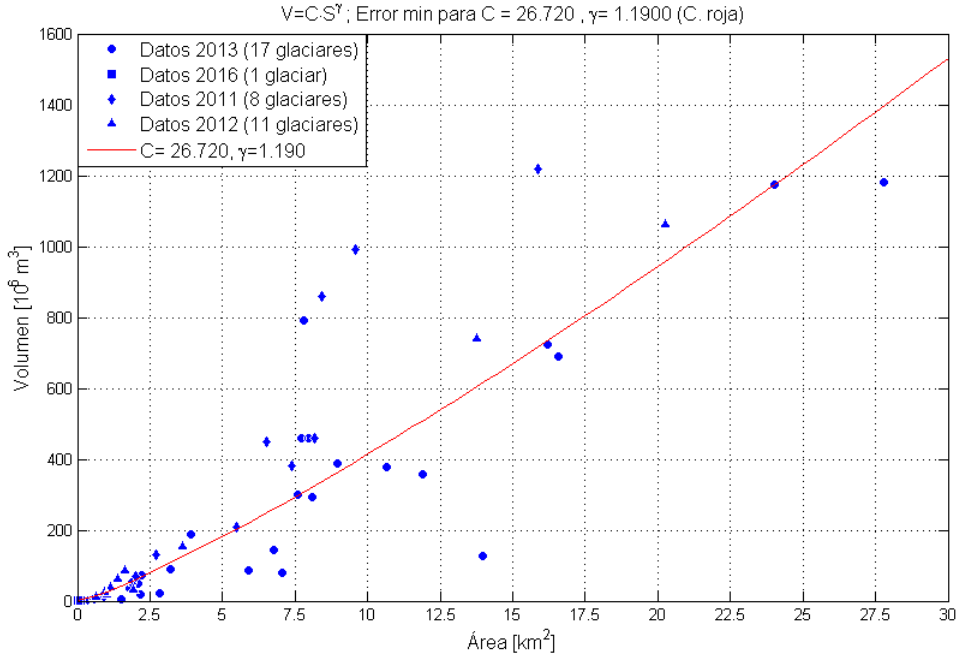


Figura 6.8: Datos área-volumen ampliados que incluyen el conjunto Datos 2013 desarrollado en la presente tesis y también estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (Tablas 2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3). Se muestra también la curva de mejor ajuste para la cual $C = 26.720$, $\gamma = 1.190$.

mente en la cordillera chilena. Los datos extra a considerar provienen de estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (Tablas 2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3). En conjunto, estos estudios proveen un número adicional de 20 glaciares sobre aquellos analizados previamente (Datos 2013) a través de la cordillera norte, centro y sur de Chile. El análisis de localización del mínimo error de ajuste para este conjunto ampliado de datos se presenta en Figura 6.7 donde se aprecia que un error mínimo de 36.273 se obtiene para valores de $C = 26.720$ y $\gamma = 1.190$, que explícitamente en forma de relación entre volumen versus área lleva a que

$$V = 26.720 \cdot S^{1.190} \quad (6.8)$$

una relación similar a la anteriormente encontrada (6.7). La Figura 6.8 muestra la curva del mejor ajuste (ecuación 6.8) sobre el conjunto de datos área-volumen ampliado respecto al conjunto Datos 2013. En Figura 6.9 se comparan las curvas encontradas en la presente tesis calculadas según ecuaciones (6.7) y (6.8), con las curvas propuestas por otros autores (Figura 6.3). Las curvas calculadas a partir de (6.7) y (6.8) son muy similares entre sí en el rango de áreas menores a 30 km^2 y no se asemejan a las curvas propuestas por otros autores.

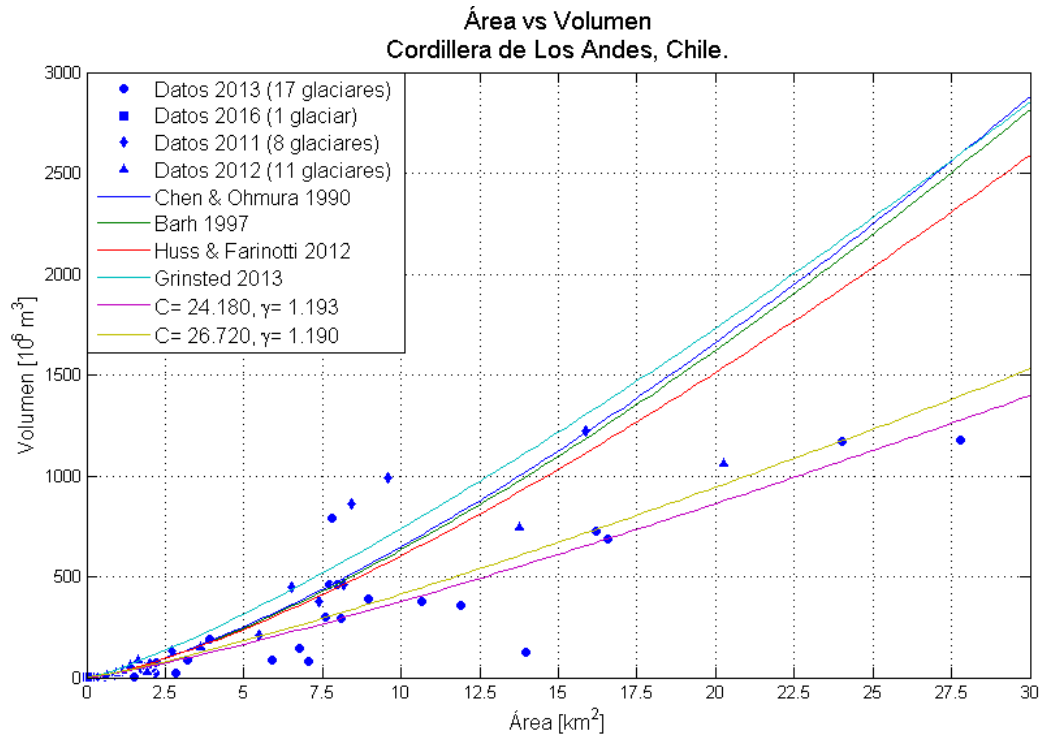


Figura 6.9: Datos área-volumen ampliados que incluyen el conjunto Datos 2013 desarrollado en la presente tesis y también estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3). Se muestra la curva de mejor ajuste a este conjunto de datos ($C = 26.720$, $\gamma = 1.190$), y aquella correspondiente al ajuste con solo el conjunto Datos 2013 ($C = 24.18$, $\gamma = 1.193$). A modo de comparación se muestran también curvas propuestas por otros autores mostradas previamente en Figura 6.3 las que en general sobrestiman los volúmenes.

6.3. Aplicación - Inventario de Glaciares de Chile

El inventario de glaciares de Chile corresponde a una iniciativa, que se encarga de realizar un catastro de todas las masas de hielo presentes en el territorio nacional. El inventario está compuesto por información relativa a un total de 24114 glaciares, los cuales en conjunto presentan un área total igual a 23641 km^2 . Además, de un volumen calculado de hielo igual a 3532 km^3 correspondiente a 3175 km^3 equivalentes en agua (DGA, 2016a). Este volumen de hielo fue calculado para todos los glaciares del inventario mediante la fórmula propuesta por Chen and Ohmura (1990) (ecuación 6.2), la que fue aplicada indistintamente al tipo de glaciar o área del mismo. De esta manera, se utilizó la misma fórmula para glaciares perteneciente a alguno de los campos de hielo, como para glaciares de montaña o de valle.

Las formulas propuestas en esta tesis para estimar el valor del volumen total de hielo de Chile ((6.7) y (6.8)), son formulas calculadas para glaciares con áreas menores o iguales a 30 km^2 . La anterior restricción excluye los glaciares de campos de hielo, debido a su gran extensión y distinta forma geométrica. De acuerdo a la definición operativa mencionada en el capítulo 1, el umbral mínimo para que un cuerpo sea definido como glaciar corresponde a 1 ha o 0.01 km^2 . De esta manera, del total de glaciares incluidos en el inventario, para la aplicación de las relaciones (6.7) y (6.8) solo se considerarán 23952 glaciares del inventario, es decir aquellos con áreas mayores a 1 ha y menores a 30 km^2 ; una disminución de 68 glaciares de menos de 1 ha y 94 con áreas mayores a 30 km^2 . Aunque no es del alcance de la presente tesis, para glaciares con área $S > 30 \text{ km}^2$, se propone utilizar la formula definida por Huss & Farinotti el 2012 (ecuación 6.4), que de acuerdo a perfiles RES y levantamientos gravimétricos llevados a cabo en la meseta de campo de hielo sur (DGA, 2016b), se ajusta convenientemente a los resultados obtenidos en este estudio.

Los 23952 glaciares con áreas mayores a 0.01 km^2 y menores o iguales a 30 km^2 , prácticamente todos los glaciares que no forman parte de los Campos de Hielo, suman un área total de 9572.3 km^2 de superficie glaciar, que se traduce en una estimación de volumen de hielo igual a 419.8 km^3 según (6.2) (Chen and Ohmura, 1990). Si a los mismos glaciares, se aplica la relación (6.7), la nueva estimación de volumen es $V = 281.3 \text{ km}^3$ que representa una diferencia de volumen $\Delta V = -138.5 \text{ km}^3$ respecto al calculado utilizando la fórmula (6.2), es decir una disminución del 33 % en el volumen de hielo almacenado en glaciares con áreas $\leq 30 \text{ km}^2$, equivalente a una disminución de 124.7×10^{12} litros de agua ($\rho = 0.9 \text{ lt/dm}^3$). Si en lugar de (6.7) se utiliza (6.8), el volumen total de hielo resultante es de $V = 309.7 \text{ km}^3$, $\Delta V = -110.2 \text{ km}^3$, y por lo tanto una menor disminución de volumen de hielo de solo 26.2 % respecto del calculado según la fórmula (6.2).

Como anteriormente fue mencionado, existe una diferencia considerable entre aplicar (6.7) o (6.8) y cabe entonces cuestionarse la causa de tal diferencia siendo que, como se muestra en la Figura 6.9, las curvas correspondientes son muy parecidas. La clave para entender este comportamiento se encuentra en la distribución areal de los glaciares con áreas entre 1 ha y 30 km^2 contenidos en el inventario. La Figura 6.10 despliega esta distribución según tramos de 1 km^2 , mostrando una notable concentración de glaciares con áreas menores a 1 km^2 . En este tramo se encuentran contenidos 22102 glaciares, que corresponden al 92.3 % del total de 23952 contenidos en el inventario. La Figura 6.11a, muestra el área acumulada por tramos de 1 km^2 , observándose una marcada concentración de área glaciar en el tramo inferior. La

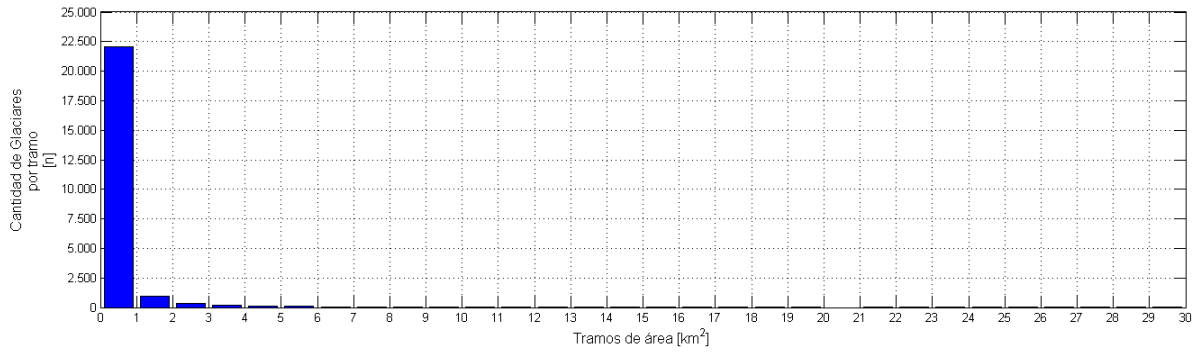


Figura 6.10: Distribución de la cantidad de glaciares, en tramos de 1 km^2 , en el rango de áreas $0.01 - 30 \text{ km}^2$.

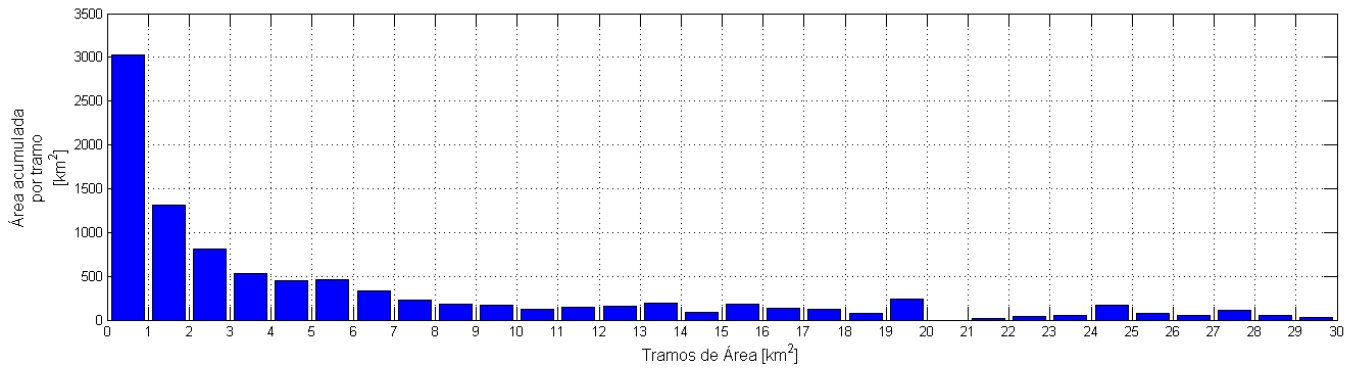
Figura 6.11b muestra los volúmenes calculados por tramos de 1 km^2 según las relaciones de Chen & Ohmura (6.2), y los ajustes (6.7) y (6.8) de la presente tesis. El área acumulada en el primer tramo de 1 km^2 es de 3032.6 km^2 , correspondiente al 31.7% de la superficie total (9572.3 km^2) de los glaciares en el inventario con áreas inferiores a 30 km^2 . El que (6.7) de un menor volumen total puede ahora entenderse por el hecho de que esta relación entrega menores volúmenes que (6.8) en el segmento de glaciares con pequeñas áreas de unos pocos km^2 . De esta observación queda de manifiesto la importancia que tiene el ajuste de la relación volumen versus área para los glaciares con superficies de unos pocos km^2 . (6.2) estima casi siempre mayores volúmenes que los entregados por (6.7) y (6.8) en cada tramo, salvo en el primer km^2 donde (6.7) y (6.8) la superan, dejando nuevamente en manifiesto la importancia del ajuste para glaciares de unos pocos km^2 . En la Figura 6.11c se ven los volúmenes acumulados para cada una de las relaciones.

En la Figura 6.12 se muestra en detalle la zona (valle) de mínimo error de ajuste de la Figura 6.7, correspondiente al ajuste de datos ampliados que llevaron a la ecuación (6.8), y se recorre en una línea diagonal mostrando diversos pares $(C - \gamma)$ con sus respectivos errores. En general el error se mantiene muy cercano al mínimo para pares donde C crece y γ disminuye. Los diferentes pares $(C - \gamma)$ mostrados varían desde el mínimo error de 36.273 hasta valores de 38.31 lo cual corresponde a una variación de solo un 5% en el error. Se puede observar que a medida que se disminuye en el valor de C y se aumenta el valor de γ , la relación se ajusta de mejor manera para glaciares de áreas pequeñas, en cambio si se aumenta el valor de C y se disminuye el valor de γ la relación tiende a sobrestimar los volúmenes de glaciares de áreas pequeñas. Luego de analizar distintas combinaciones de constantes alternativas a (6.8), se opta por utilizar $C = 22.450$ y $\gamma = 1.270$, que favorecen el ajuste para pequeñas áreas y que producen un error de 36.93 correspondiente a una variación de solo 2% con respecto al mínimo absoluto correspondiente a (6.8). Para el rango de $0.01 - 30 \text{ km}^2$ se propone entonces la ecuación,

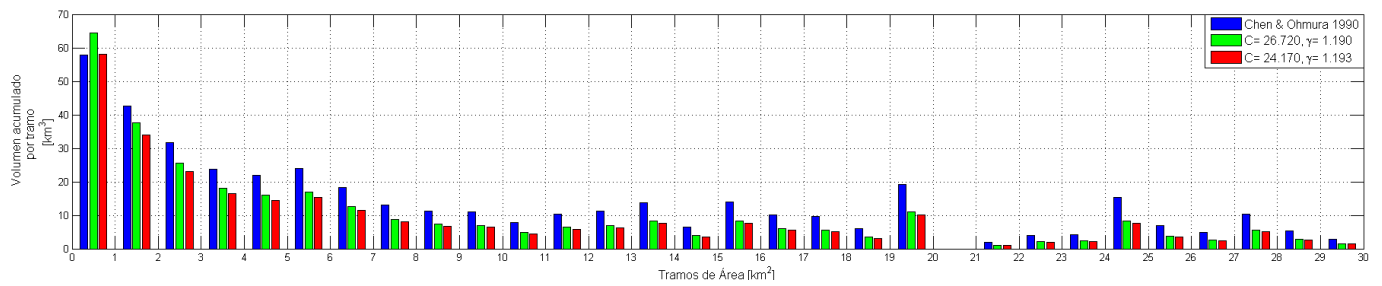
$$V = 22.450 \cdot S^{1.270} \quad (6.9)$$

que se estima es apropiada para Los Andes chilenos.

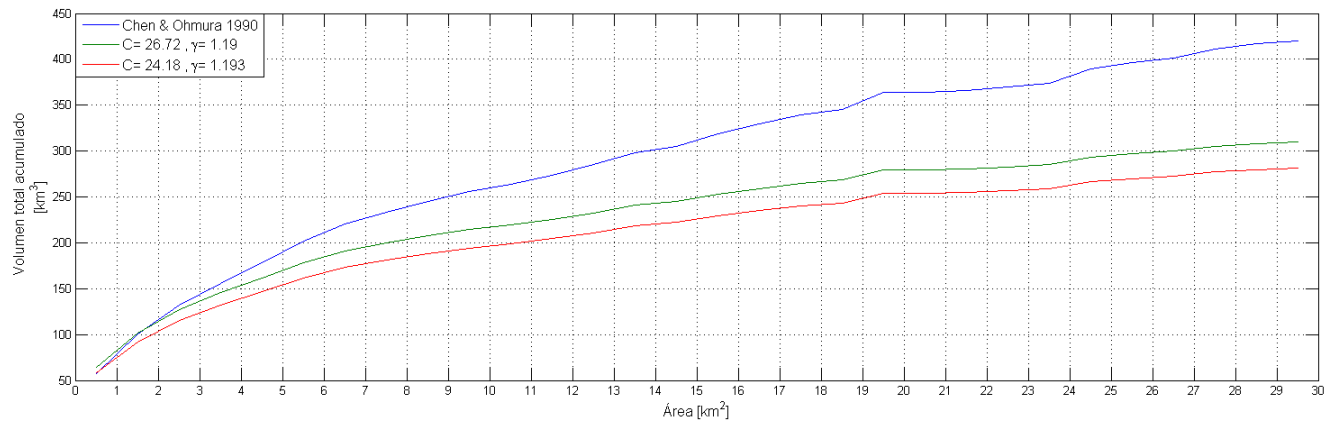
Aplicando (6.9) sobre los 23952 glaciares del inventario que se encuentran en el rango de $0.01 - 30 \text{ km}^2$, se obtiene una estimación de volumen de hielo en glaciares de $V = 289.7 \text{ km}^3$, lo que representa una diferencia $\Delta V = -130.2 \text{ km}^3$ con respecto a la estimación



(a)



(b)



(c)

Figura 6.11: En (a) se puede ver la distribución de las áreas acumuladas por tramos de glaciares, en tramos de 1 km^2 , en el rango de áreas $0.01 - 30 \text{ km}^2$. En (b) se puede ver la distribución de volumen calculado de glaciares acumulado por tramos para diferentes curvas de ajuste, en el rango de áreas $0.01 - 30 \text{ km}^2$, en tramos de 1 km^2 . En (c) se puede ver el volumen acumulado mediante diferentes curvas de ajuste, en el rango de áreas $0.01 - 30 \text{ km}^2$.

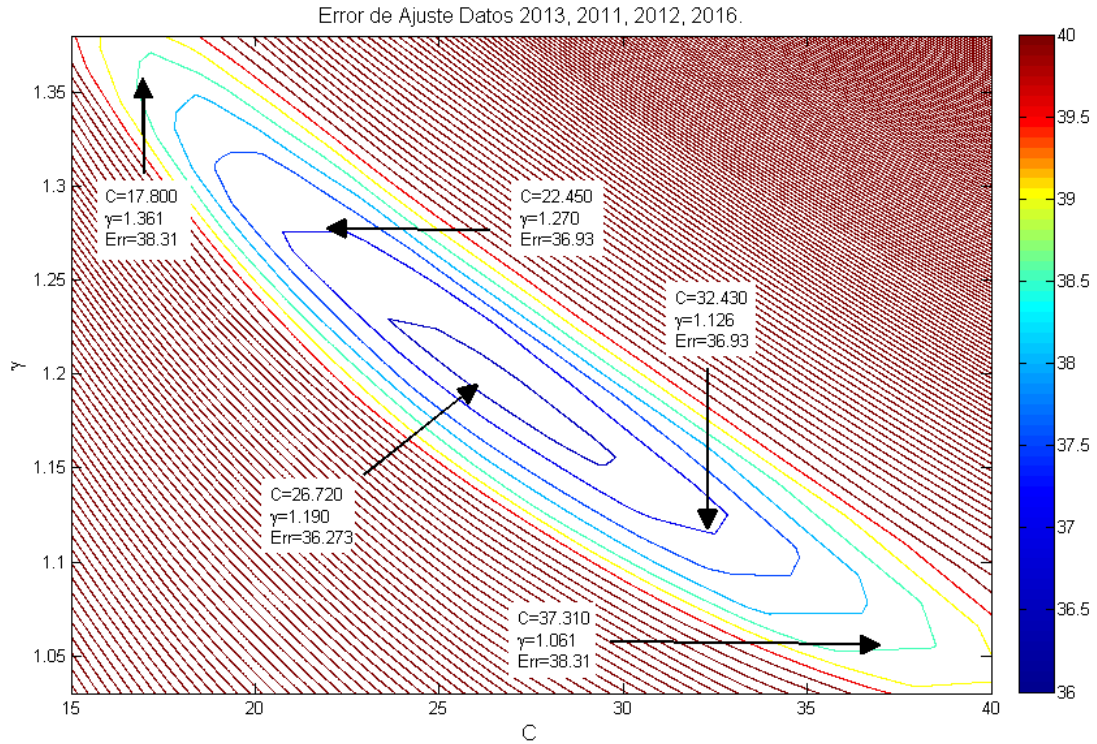


Figura 6.12: Distintos puntos dentro de la zona de error mínimo del ajuste para datos área-volumen que además de el conjunto Datos 2013 desarrollado en la presente tesis, considera también estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (Tablas 2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3).

en base a la ecuación (6.2) de Chen & Ohmura. Esta variación de volumen corresponde a una disminución de 31 % equivalente a 117.1×10^{12} litros de agua dulce (463 veces la capacidad de almacenamiento del embalse El Yeso, RM). La Figura 6.13 presenta los datos 2011, 2012, 2013 y 2016 a la vez que muestra la curva producida por (6.9), en comparación a las curvas producidas por las relaciones (6.2), (6.7) y (6.8). La Figura 6.15 muestra los mismos datos y curvas presentadas en la Figura 6.13 en escala logarítmica, en donde se aprecia de mejor manera la zona de glaciares de áreas pequeñas.

Por otra parte, la Figura 6.14 muestra el despliegue de todos los datos con volumen calculados disponibles y clasificados por tipo de glaciar, además se muestran la curva de ajuste utilizando el conjunto de datos ampliado modificado para glaciares de área reducida (6.9) y la curva de referencia propuesta por Chen and Ohmura (1990), (6.2). Se puede apreciar que existe una tendencia de los glaciares de valle a encontrarse por sobre la curva propuesta (subestimados), mientras que los glaciares de montaña tienden a estar por debajo de la curva propuesta (sobrestimados). La Figura 6.16 muestra lo mismo que la Figura 6.14 pero en escala logarítmica.

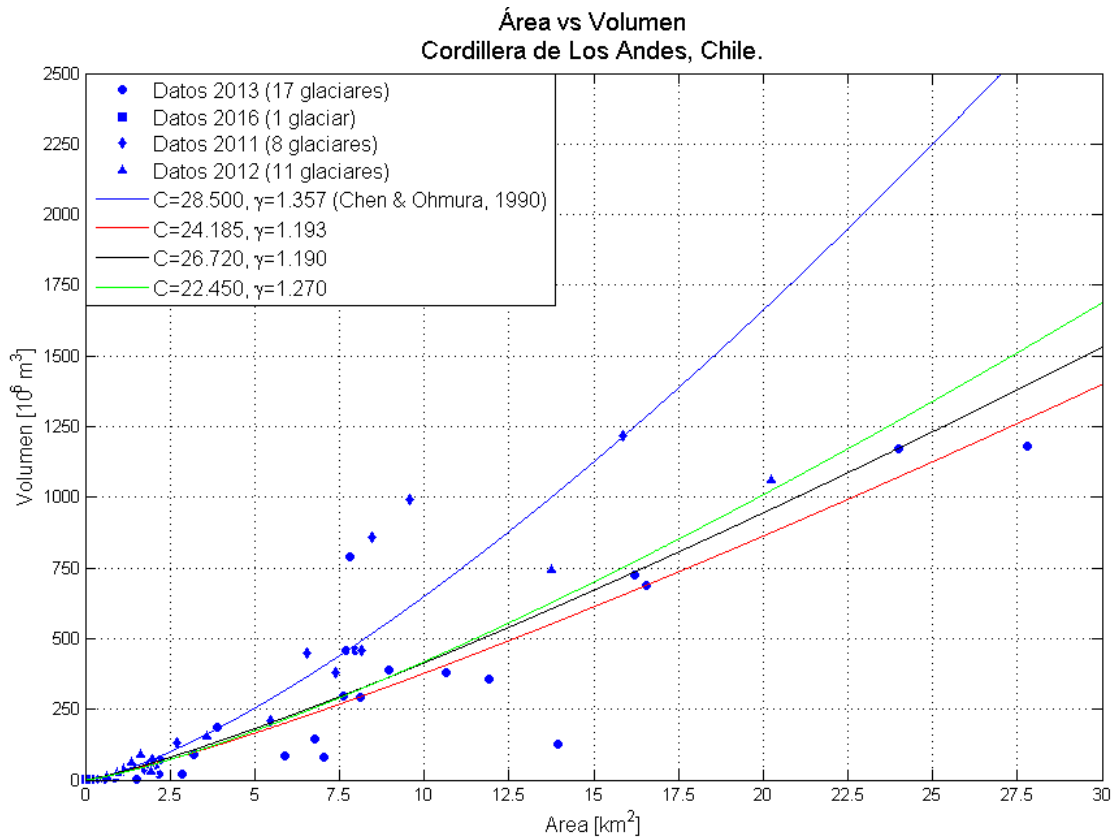


Figura 6.13: Datos área-volumen ampliados que incluyen el conjunto Datos 2013 desarrollado en la presente tesis y también estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3). Se muestra la curva correspondiente al ajuste con solo el conjunto Datos 2013 ($C = 24.18$, $\gamma = 1.193$) y aquella de mejor ajuste utilizando el conjunto de datos ampliado ($C = 26.720$, $\gamma = 1.190$), curva de ajuste utilizando el conjunto de datos ampliado modificado para glaciares de área reducida ($C = 22.450$, $\gamma = 1.270$), además la curva de referencia propuesta por Chen and Ohmura (1990) ($C = 28.500$, $\gamma = 1.357$).

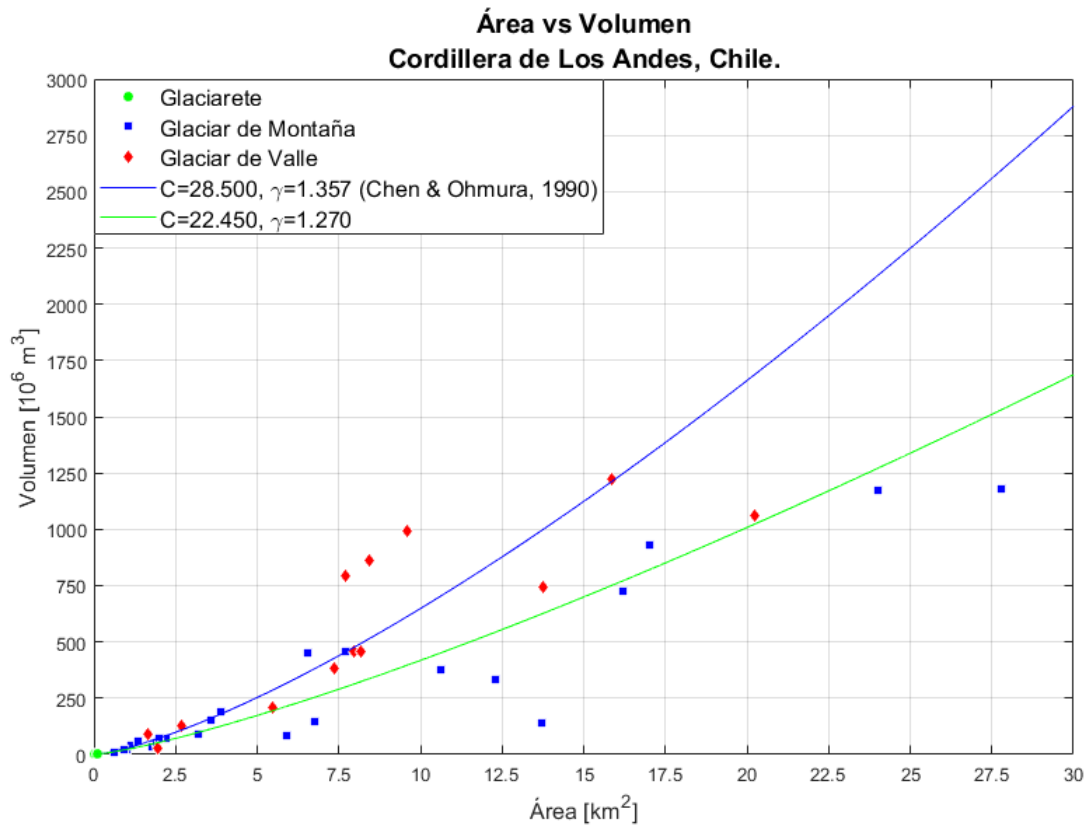


Figura 6.14: Datos área-volumen ampliados que incluyen el conjunto Datos 2013 desarrollado en la presente tesis y también estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3) separados por tipo de glaciar. Se muestra la curva de ajuste utilizando el conjunto de datos ampliado modificado para glaciares de área reducida ($C = 22.450$, $\gamma = 1.270$), además la curva de referencia propuesta por Chen and Ohmura (1990) ($C = 28.500$, $\gamma = 1.357$).

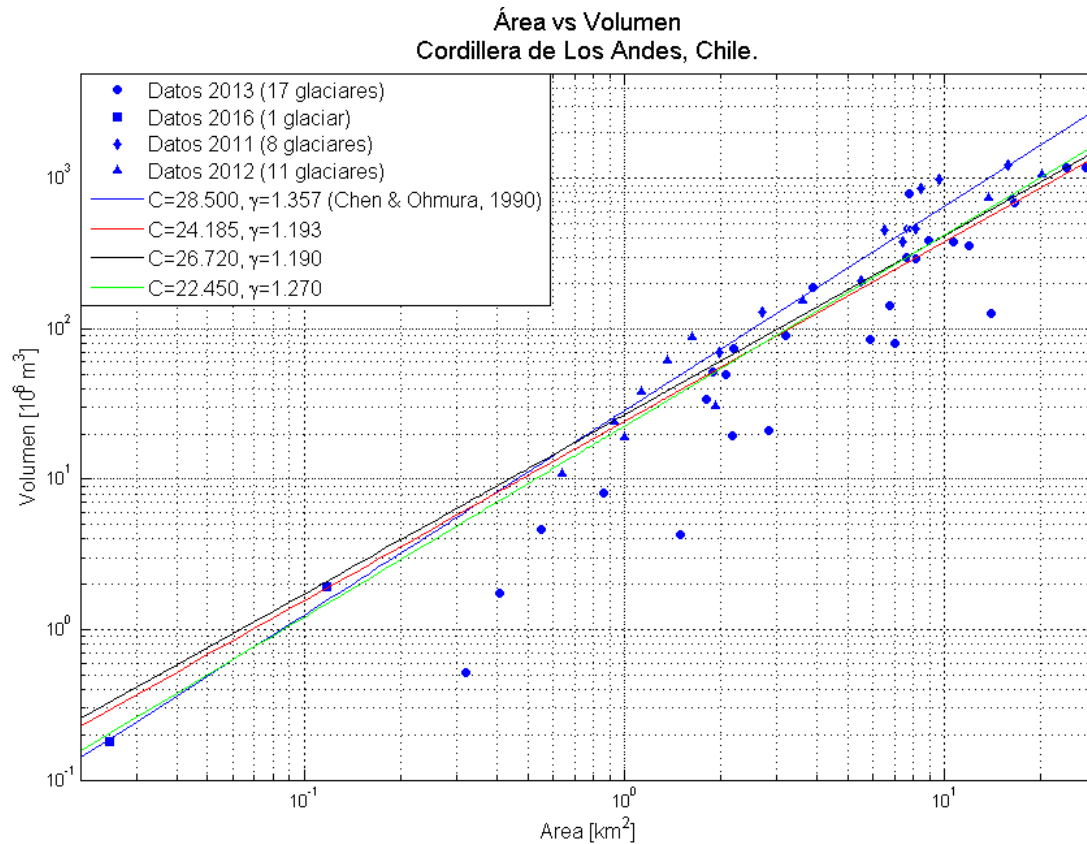


Figura 6.15: Datos área-volumen en escala logarítmica que incluyen el conjunto “Datos 2013” y estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (tablas 2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3). Se muestra la curva correspondiente al ajuste con solo el conjunto Datos 2013 ($C = 24.18$, $\gamma = 1.193$) y aquella de mejor ajuste utilizando el conjunto de datos ampliado ($C = 26.720$, $\gamma = 1.190$), la curva de ajuste utilizando el conjunto de datos ampliado modificado para glaciares de área reducida ($C = 22.450$, $\gamma = 1.270$), además la curva de referencia propuesta por Chen and Ohmura (1990) ($C = 28.500$, $\gamma = 1.357$).

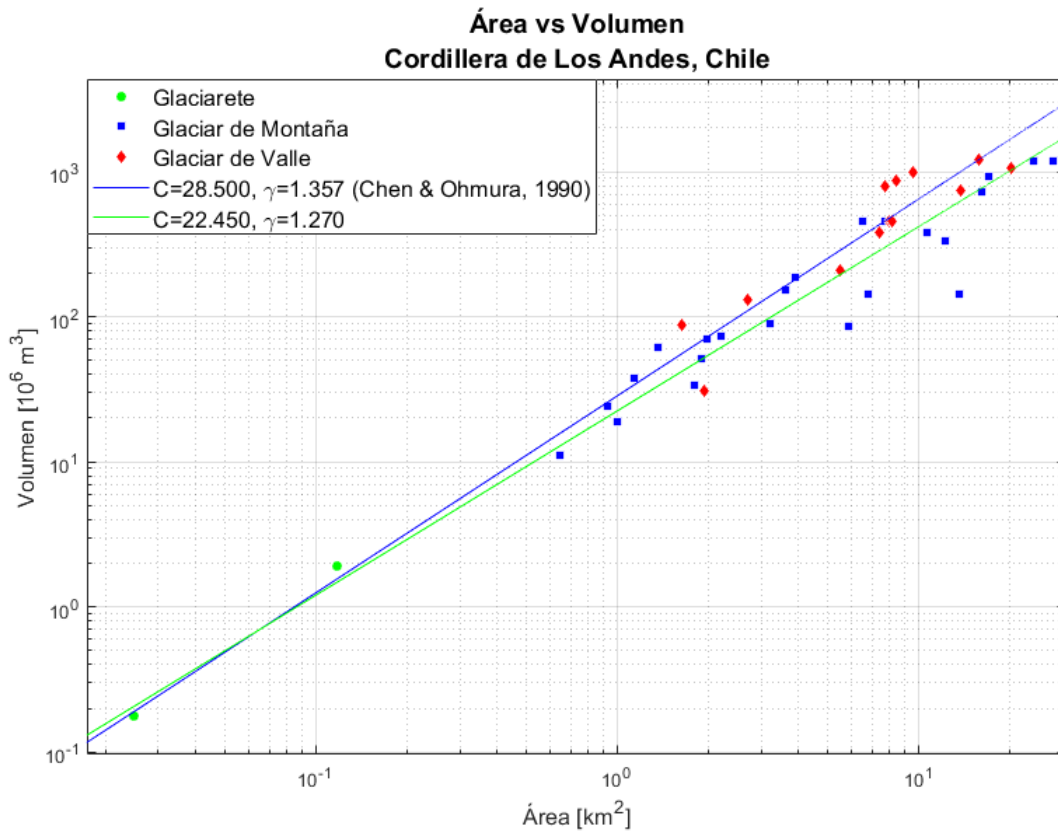


Figura 6.16: Datos área-volumen en escala logarítmica que incluyen el conjunto “Datos 2013” y estudios llevados a cabo por la DGA durante los años 2011 y 2012 (tablas 2.2 y 2.3), y durante 2016 sobre el glaciar Echaurren (Tabla 6.3) separados por tipo de glaciar. Se muestra la curva de ajuste utilizando el conjunto de datos ampliado modificado para glaciares de área reducida ($C = 22.450$, $\gamma = 1.270$), además la curva de referencia propuesta por Chen and Ohmura (1990) ($C = 28.500$, $\gamma = 1.357$).

En la Tabla 6.4 se puede ver la variación de volumen en comparación a Chen & Ohmura, ecuación (6.2), para cada una de las regiones de Chile, en esta Tabla se aprecia que las variaciones regionales son menores en la zona norte de Chile y van aumentando porcentualmente a medida que se avanza hacia el sur, hasta producir una variación total de -31% con respecto a la utilización de la ecuación (6.2) dentro del rango de áreas analizadas ($0.01 - 30 \text{ km}^2$). Los resultados mostrados en la Tabla 6.4, producidos por la relación (6.9) son más confiables en las zonas norte, centro y sur de Chile debido a la procedencia de los datos utilizados en el análisis, mientras que son aceptables para la zona austral.

Región	Cantidad de Glaciares	Área de Glaciares [km^2]	Volumen Chen & Ohmura ($C = 28.5, \gamma = 1.357$) [km^3]	Volumen Presente Estudio ($C = 22.45, \gamma = 1.27$) [km^3]	Variación Porcentual Volumen (%)
XV	322	30.3	0.479	0.431	- 10.02
I	91	6.4	0.082	0.078	- 4.87
II	138	7.2	0.089	0.085	- 4.49
III	746	87.9	1.883	1.552	-17.57
IV	821	48.1	0.729	0.655	-10.15
V	715	135.8	4.012	3.005	-25.09
RM	997	388.3	14.411	10.362	-28.09
VI	682	292.3	13.192	9.018	-31.64
VII	218	38.2	0.898	0.729	-18.81
VIII	194	39.8	1.472	1.062	-27.85
IX	140	64.5	2.839	1.974	-30.46
XIV	50	36.8	1.953	1.310	-32.92
X	3224	928.9	31.827	23.405	-26.46
XI*	8867	3388.9	136.442	96.325	-29.40
XII*	6747	4078.8	209.523	139.696	-33.32
TOTAL	23952	9572.2	419.831	289.687	-31

Tabla 6.4: Resumen de comparación de volúmenes de hielo para las regiones de Chile. Glaciares con áreas entre $0.01 - 30 \text{ km}^2$. (*) Los resultados para las regiones XI y XII son parciales debido a que en estas regiones existen glaciares de área mayor a 30 km^2 , los cuales no fueron considerados en el análisis.

Capítulo 7

Conclusiones

- No existe un manual de procesamiento estándar para los perfiles radar en los glaciares analizados debido a que cada glaciar presenta características propias. Es necesario que el analista de los datos RES tenga experiencia suficiente para discernir los procesos que puede aplicar, repetir u omitir dentro de la cadena de procesamiento, a manera de obtener el mejor resultado al momento de interpretar interfaces de fondo rocoso.
- Respecto a la interpolación de volúmenes, es necesario mencionar que aunque no existe un método de interpolación definitivo para esta labor, es posible identificar al menos un par de métodos, que en base a su complejidad parecen ser suficientemente apropiados para modelar las complejas formas de los glaciares Andinos chilenos. Se recomienda el uso de métodos como el ponderador por distancia o el método de las mínimas curvaturas. Se sugiere para esta aplicación evitar el uso del método de triangulación a causa de ser demasiado simple en la forma resultante para el volumen.
- Es necesario precisar que la estimación para el cálculo de volumen en base al área de un glaciar presentada en el presente trabajo, corresponde a un ajuste que se limita a un grupo particular de glaciares del territorio chileno basado en resultados del análisis de datos RES. Se excluye todo cuerpo de hielo que forme parte de alguno de los Campos de Hielo Patagónicos chilenos. La exclusión de los campos de hielo se debe principalmente a la falta de datos de espesor de hielo para estas zonas, las características propias de estas grandes masas de hielo y al comportamiento particular. Conocer el espesor de las mesetas de campos de hielo es un desafío gigante para el futuro de manera de poder estimar de forma más acertada el total de agua almacenada en todas las masas de hielos chilenos.
- Las estimaciones previas propuestas por diversos autores para una relación entre las áreas y los volúmenes de los glaciares, no pueden ser aplicadas a los glaciares cordilleranos chilenos. Se concluye que, en base a las estimaciones de volumen basadas en la interpolación de datos RES, todas las relaciones anteriores (Chen & Ohmura 1990, Barh 1997, Huss & Farinotti 2012, Grinsted 2013) tienden a sobrestimar el volumen de los glaciares.
- La recomendación del uso de la ecuación propuesta por Huss & Farinotti en el año 2012, para glaciares de área mayor a 30 km^2 se debe al hecho de que, en la actualidad no existen aún resultados de espesor de hielo sobre la meseta de los Campos de Hielo que nos permitan realizar un análisis como el presentado en el presente trabajo. Los

datos disponibles en esta zona, corresponden a registros parciales, que no pueden ser utilizados para cálculo de volumen. El análisis de los grandes glaciares se mantendrá pendiente hasta que la tecnología de los radares, permita determinar el fondo de estos grandes glaciares, mientras tanto, es necesario utilizar las ecuaciones disponibles.

- Se puede concluir que los glaciares de Los Andes chilenos, presentan una tendencia particular respecto a los cuerpos de hielo del resto del mundo. Los glaciares cordilleranos tienden a poseer una relación en la cual el volumen de hielo que los compone tiende a ser menor que los estimados para otras partes del mundo en base a otras estimaciones a través del tiempo. Los glaciares chilenos tienden a ser más amplios en sus áreas y no tan profundos como las predicciones. En general los glaciares andinos chilenos tienden a poseer un espesor medio menor a lo estimado por diferentes autores anteriormente.
- Se propone una nueva relación volumen versus área apropiada para glaciares de Los Andes chilenos con superficies entre 0.01 y 30 km^2 , $V = C \cdot S^\gamma$, que corresponde a la ecuación (6.9).
- Utilizando (6.9) se calculó una disminución del volumen de 31 % respecto a los cálculos aplicando la ecuación de Chen & Ohmura usada anteriormente para cálculos de volumen en el inventario de glaciares realizado por la Dirección general de aguas (0.01 y 30 km^2). Esta disminución de volumen es equivalente a 463 veces la capacidad máxima del embalse El Yeso, RM.
- Adicionalmente se aplicó (6.9) para calcular el volumen para cada una de las regiones de Chile. Debido a los tamaños de los glaciares, se consideraron todos los glaciares inventariados entre las regiones XV por el norte hasta X por el sur mientras que para XI y XII el cálculo es parcial. Tabla 6.4.

Bibliografía

- Baelum, K. and Benn, D. (2011). Thermal structure and drainage system of a small valley glacier (tellbreen, svalbard), investigated by ground penetrating radar. *The Cryosphere*, 5:139–149.
- Bahr, D., Meier, M., and Peckham, S. (1997). The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of geophysical research*, 102(B9):20355–20362.
- Blindow, N., Salat, C., Gundelach, V., Buchmann, U., and Kahnt, W. (2011). Performance and calibration of the helicopter gpr system bgr-30. pages 1 – 5.
- Casassa, G. (1992). Radio-echo sounding of tyndall glacier, southern patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 10:69–74.
- Chen, J. and Ohmura, A. (1990). Estimation of alpine glacier water recourses and their change since the 1870s. *Hydrological Measurement; the water cycle*, (1):127–135.
- Copland, L. and Sharp, M. (2001). Mapping thermal and hydrological conditions beneath a polythermal glacier with radio-echo sounding. *Journal of Glaciology*, 47(157):232–242.
- Davis, J. and Annan, A. (1989). Ground penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37:2531–551.
- DGA (2008). *Estimación de volúmenes de hielo mediante sistemas de radar para usos Glaciológicos en el Norte Chico y zona central de Chile y mediciones Glaciológicas en el Glaciar Tyndall, campo de Hielo Sur*. Universidad de Magallanes. Dirección de Programas Antárticos y Subantárticos., 1 edition. S.I.T. No 168.
- DGA (2009a). *Estrategia Nacional de Glaciares - Fundamentos*. Centro de Estudios Científicos, 1 edition. S.I.T. No 205.
- DGA (2009b). *Radio Eco-Sondaje en la Cuenca del Río Maipo y Mediciones Glaciológicas en el Glaciar Tyndall, Campo de Hielo Sur*. Universidad de Magallanes. Dirección de Programas Antárticos y Subantárticos., 1 edition. S.I.T. No 204.
- DGA (2011). *Estimacion de volumenes de hielo en glaciares de chile central*. Centro de Estudios Científicos, 1 edition. S.I.T. No 264.
- DGA (2012a). *Estimacion de volumenes de hielo mediante radio eco sondaje en chile central*. Centro de Estudios Científicos, 1 edition. S.I.T. No 288.

- DGA (2012b). *Variaciones recientes de glaciares en respuesta al cambio climático: características de los glaciares San Rafael, Nef y Colonia, Campos de Hielo Norte*. Centro de Estudios Científicos, 1 edition. S.I.T. No 302.
- DGA (2014). *Estimación de volúmenes de hielo mediante sondeos de radar en zonas norte, centro y sur*. Geoestudios Ltda., 1 edition. S.I.T. No 338.
- DGA (2015a). *Modelo Digital de Elevación de Centro Montañoso y Glaciares de las Zonas Glaciológicas Norte y Centro, Mediante Lidar Aerotransportado*. Digimapas Chile Aerofotogrametría Ltda., 1 edition. S.I.T. No 404.
- DGA (2015b). *Topografía Superficial y Generación de Modelos Digitales de Elevación en Glaciares de las Zonas Centro y Sur Utilizando Altimetría Aérea Láser e Imágenes Satelitales (LIDAR)*. Digimapas Chile Aerofotogrametría Ltda., 1 edition. S.I.T. No 404.
- DGA (2016a). *Atlas del Agua - Chile 2016*. División de Estudios y Planificación., 1 edition.
- DGA (2016b). *Línea de base glaciológica del sector norte de campo de hielo sur: glaciares Jorge Montt, Témpano y Ohiggins*. Centro de Estudios Científicos, 1 edition. S.I.T. No 404.
- Farinotti, D., Huss, M., Bauder, A., Funk, M., and Truffer, M. (2009). A method to estimate ice volume and ice thickness distribution of alpine glacier. *Journal of Glaciology*, 55(191):422–430.
- Gades, A. (1998). *Spatial and Temporal variations of Basal Conditions Beneath Glaciers and Ice Sheets Inferred from Radio Echo Sounding*. PhD thesis, University of Washington.
- GCOS (2004). *Implementation plan for the Global Observing System for Climate in support of the UNFCCC.*, volume 92. GCOS Report. (WMO/TD No. 1219).
- Grinsted, A. (2013). An estimate of global glacier volume. *The Cryosphere*, (7):141–151.
- GTOS (2009). *Glaciers and Ice Caps*. Global Terrestrial Observing System.
- Huss, M. and Farinotti, D. (2012). Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journal of Geophysical Research*, (117):1–10.
- IPCC (1992). *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment*. Intergovernmental Panel on Climate Change.
- IPCC (2001). *Intergovernmental Panel On Climate Change. Glossary*. Intergovernmental Panel on Climate Change.
- IPCC (2007). *The physical Science Basis. Contribution of Working Group to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Jacobel, R. and Anderson, S. (1987). Interpretation of radio-echo returns from internal water

- bodies in variegated glacier, alaska, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 33(115):319–323.
- Jol, H. M. (2009). *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*. Elsevier Science, 1 edition.
- Kovacs, A., Gow, A., and Morey, R. (1995). The in-situ dielectric constant of polar firn revisited. *Cold Regions Science and Tecnology*, 23:245–256.
- Plewes, L. and Hubbard, B. (2001). A review of the use of radio-echo sounding in glaciology. *Progress in Physical Geography*, 25(2):203–236.
- Radic, V. and Hock, R. (2010). Regional and global volumes of glacier derived from statistical upscaling of glacier inventory data. *Journal of geophysical research*, 115:F01010.
- Rivera, A., Casassa, G., and Acuña, C. (2001). Mediciones de espesor de glaciares de chile centro-sur. *Invest. Geogr. Chile*, 35:67–100.
- UNFCCC (1992). *United Nations Framework Convention on Climate Change*. United Nations.
- Waite, A. and Schmidt, S. (1961). Gross errors in height indication from pulsed radar altimeters operaying over thick ice or snow. *IRE International Convention Record*, 5:38–54.

Apéndice A

Volúmenes de Glaciares

A continuación se muestra una tabla con los resultados de la aplicación de los tres métodos de interpolación aplicado en el análisis, sobre todos los glaciares del estudio. Los métodos corresponden a Vecino Natural, Ponderación por Distancia y Curvatura mínima.

Glaciar	Área (km^2)	Volumen Interpolado Método Vecino Natural ($\times 10^6 m^3$)	Volumen Interpolado Método Ponderación por Distancia ($\times 10^6 m^3$)	Volumen Interpolado Método Curvatura Mínima ($\times 10^6 m^3$)
Del Potro	7.80	296.30	319.50	459.50
Tronquitos	2.20	64.80	69.40	73.20
Tapado	1.80	32.40	38.00	33.9
Juncal Norte	7.95	357.61	467.25	459.65
Río Blanco	16.56	411.72	524.44	688.48
Vn. Tupungatito	7.70	683.90	801.00	791.20
Marmolejo	10.64	242.56	314.62	378.88
Tinguiririca 1	3.90	179.70	208.80	178.40
Tinguiririca 3	3.20	81.30	95.90	89.70
Tinguiririca 4	1.90	47.50	54.70	52.00
Sierra Velluda	11.91	328.78	373.12	357.14
Vn. Callaqui	6.77	103.77	127.36	144.01
Vn. Llaima	13.96	113.48	151.82	127.30
Nevado Sollipulli	11.40	3606.00	3884.80	3964.60
Vn. Villarrica	27.80	939.37	1041.77	1180.00
Vn. Mocho-Choshuenco	16.20	773.95	839.40	724.58
Vn. Osorno	5.88	79.69	88.24	85.20
Monte Tronador 1	24.00	648.74	826.81	1173.07

Tabla A.1: Volúmenes interpolados mediante diferentes métodos para los glaciares en estudio. En general el método de la curvatura mínima tiende a entregar volúmenes un poco mayores ($\leq 10\%$) debido a que la interpolación abarca un área superior dentro del contorno, acercándose más a los bordes.

A continuación se muestran figuras con los resultados del análisis de 19 glaciares medidos mediante GPR. Se presentan el contorno de los glaciares, sus áreas, volúmenes estimados, así como también la cantidad de perfiles de radar analizados y profundidades interpoladas.

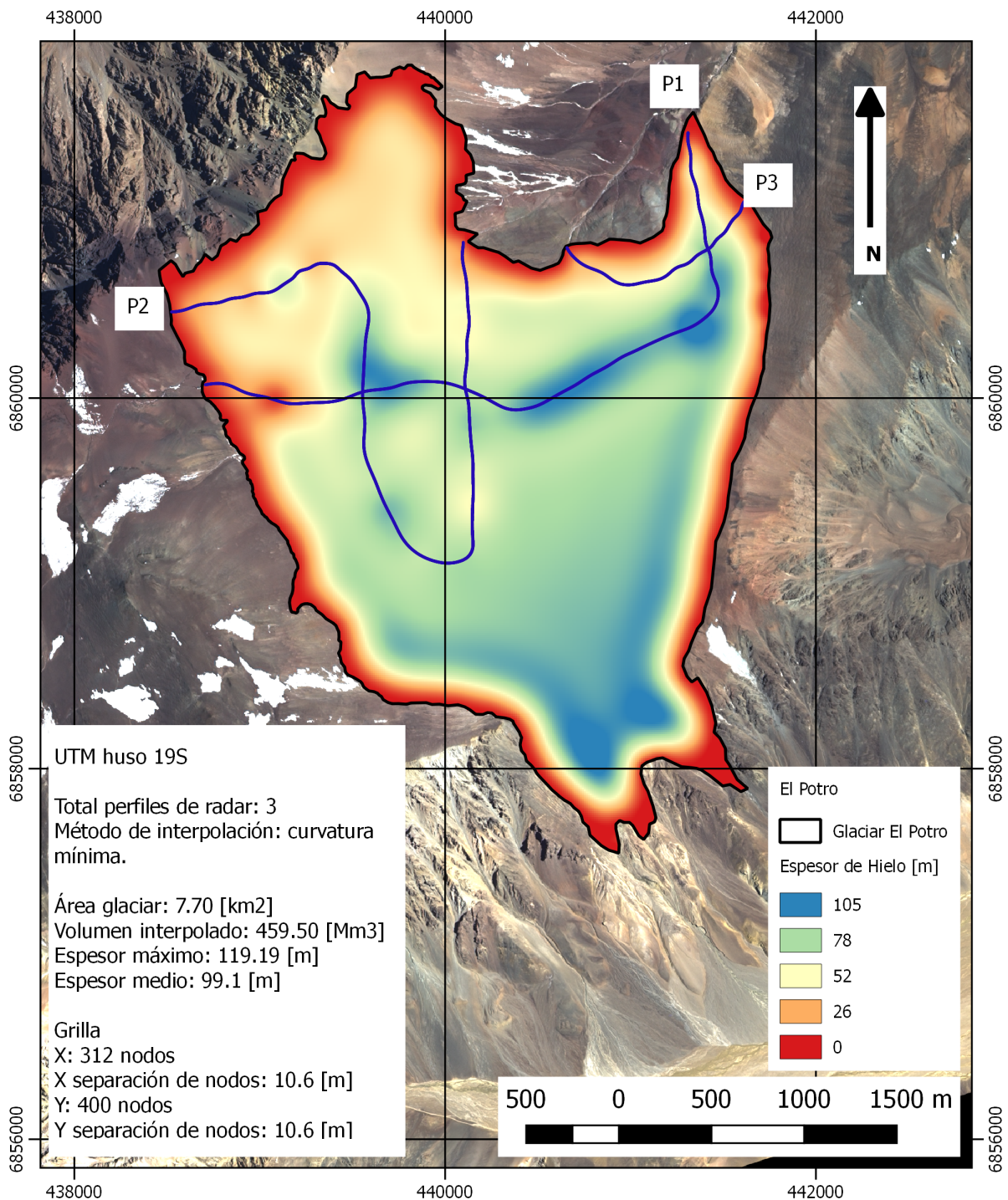


Figura A.1: Glaciar El potro. Glaciar de montaña ubicado en la región de Atacama, comuna de Tierra Amarilla, cuenca del Río Copiapó.

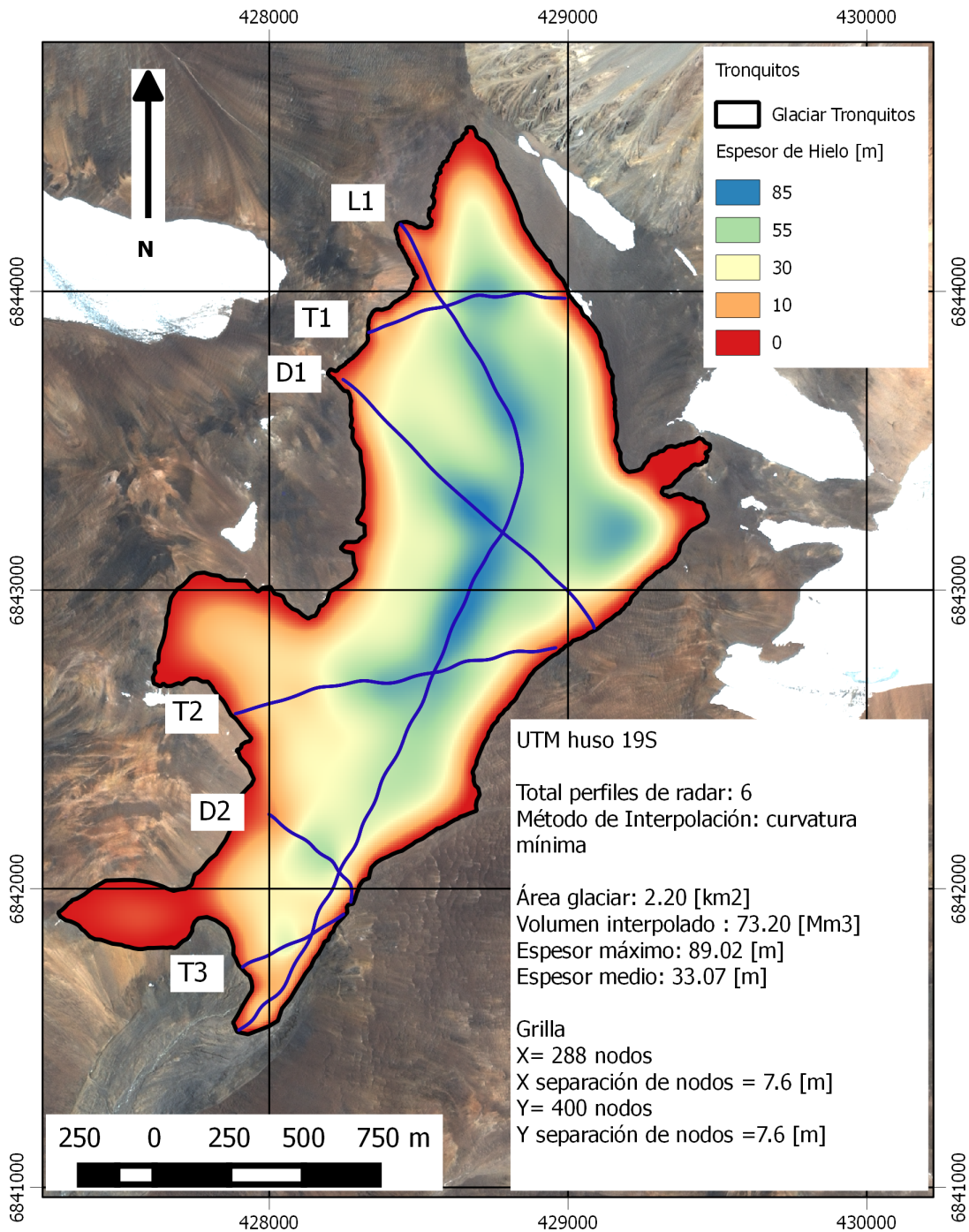


Figura A.2: Glaciar Tronquitos. Glaciar de montaña ubicado en la región de Atacama, comuna de Tierra Amarilla, cuenca del Río Copiapó.

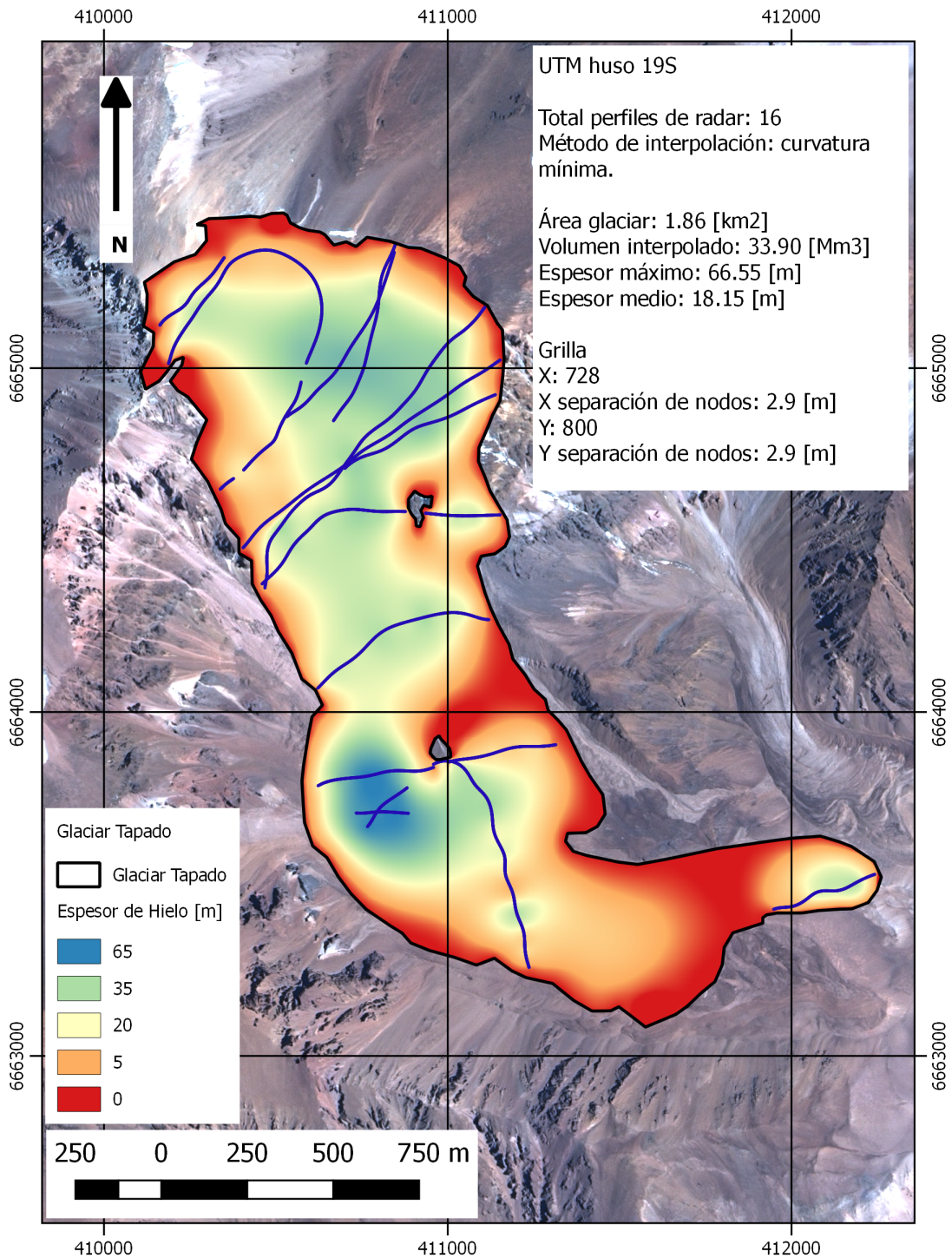


Figura A.3: Glaciar Tapado. Glaciar de montaña ubicado en la región de Coquimbo, comuna de Vicuña, cuenca del Río Elqui.

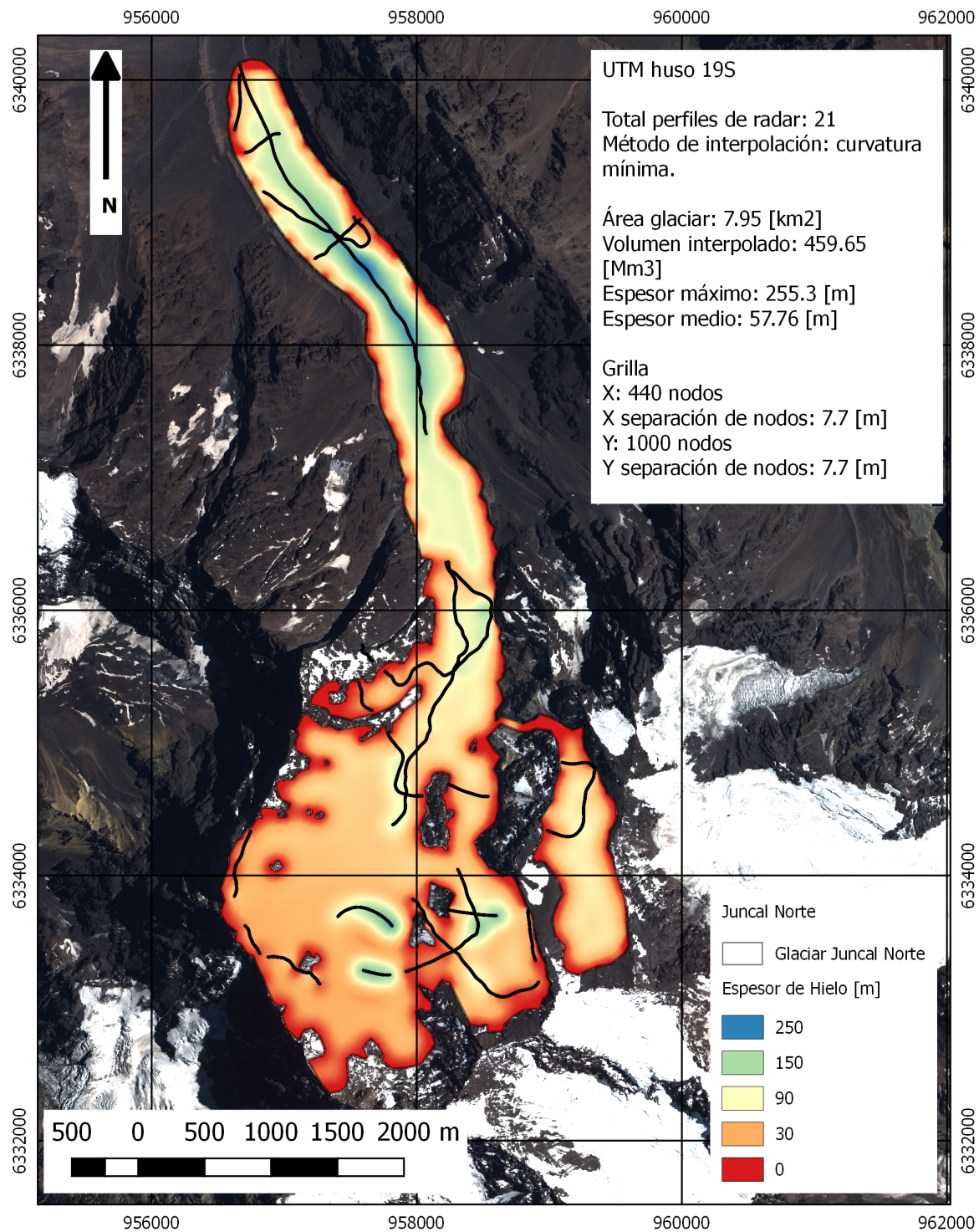


Figura A.4: Glaciar Juncal Norte. Glaciar de valle ubicado en la región de Valparaíso, comuna de Los Andes, cuenca del Río Aconcagua.

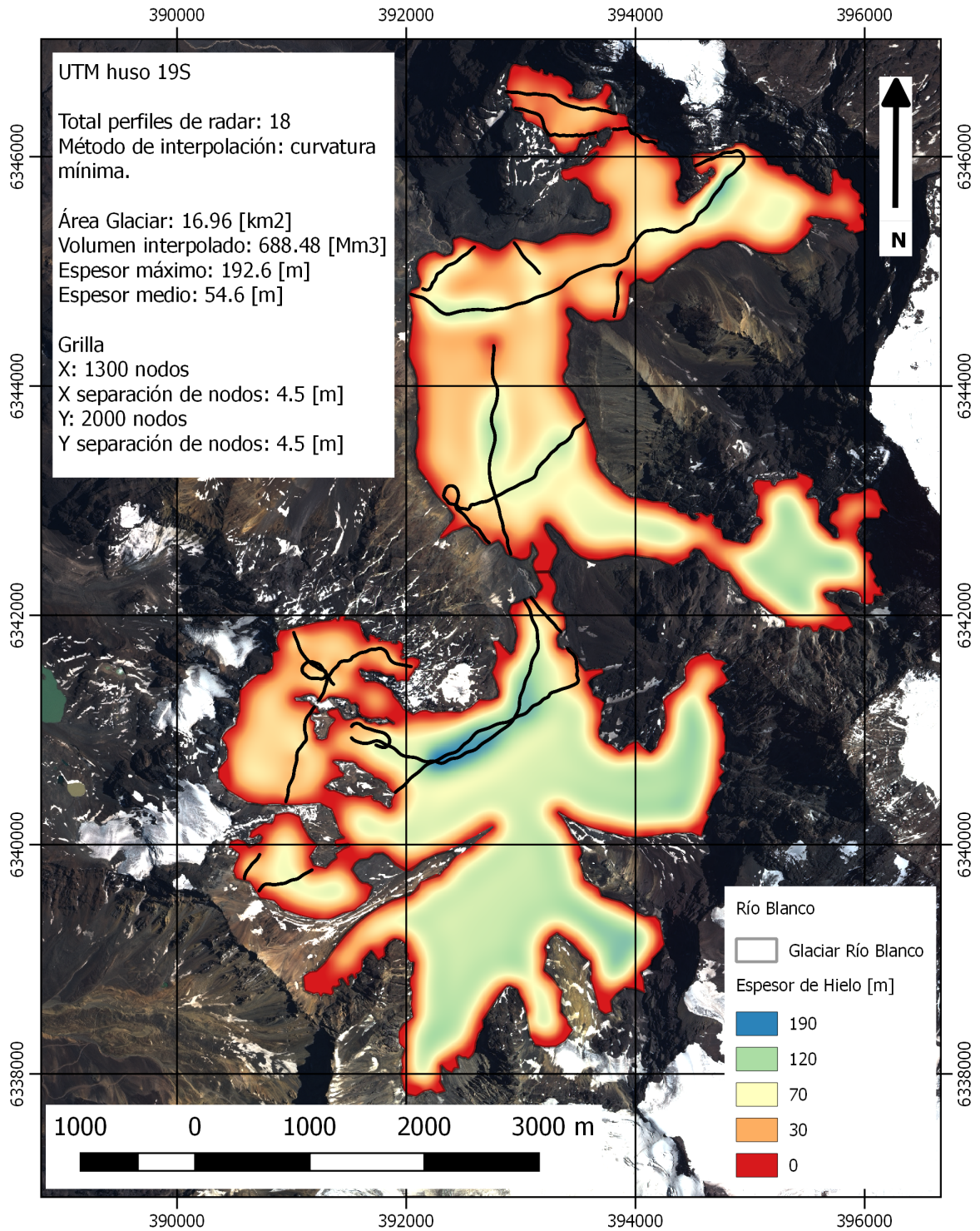


Figura A.5: Glaciar Río Blanco. Glaciar de montaña ubicado en la región de Valparaiso, comuna de Los Andes, cuenca del Río Aconcagua.

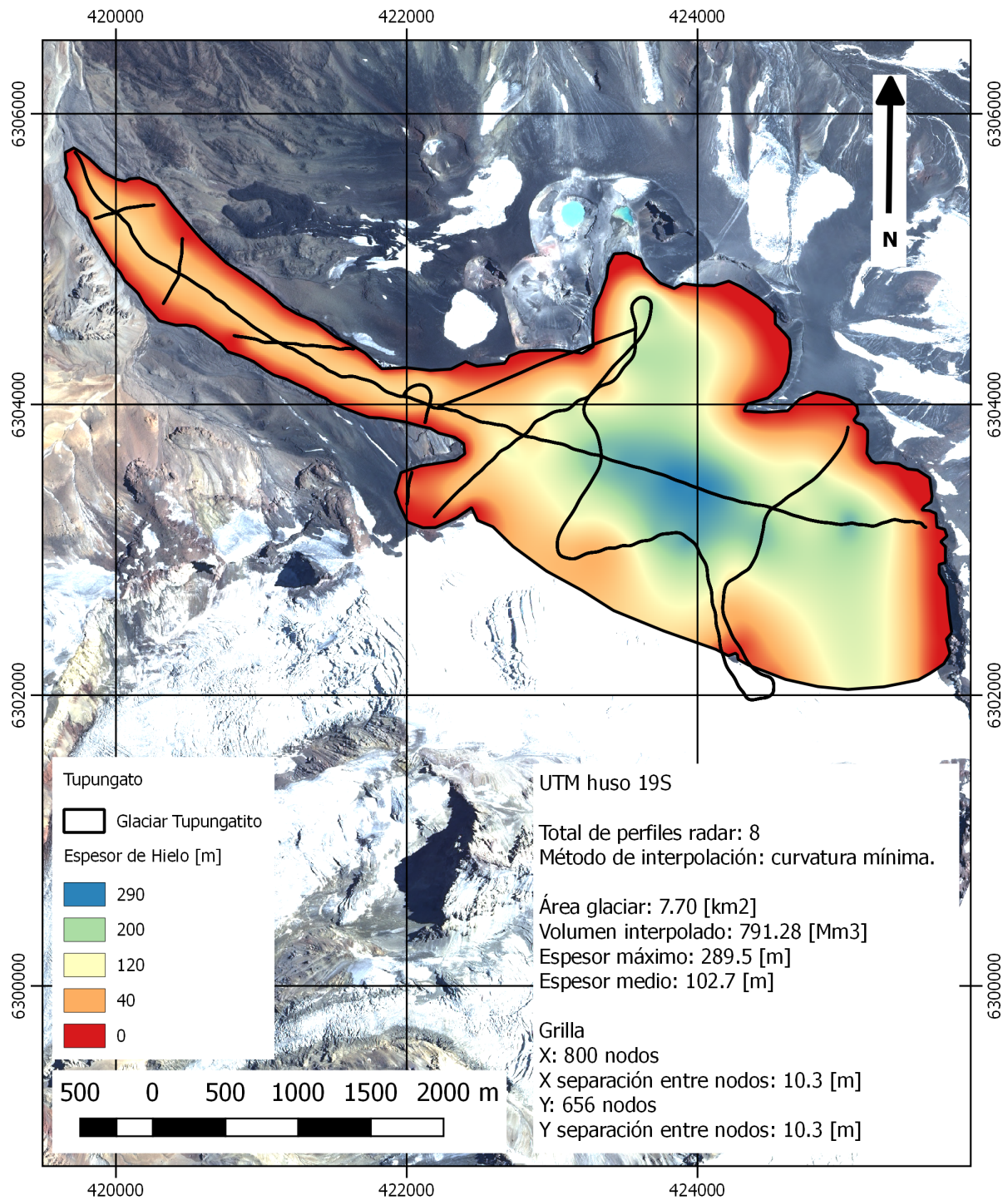


Figura A.6: Glaciar Tupungatito. Glaciar de Valle ubicado en la región Metropolitana, comuna de San José de Maipo, cuenca del Río Maipo.

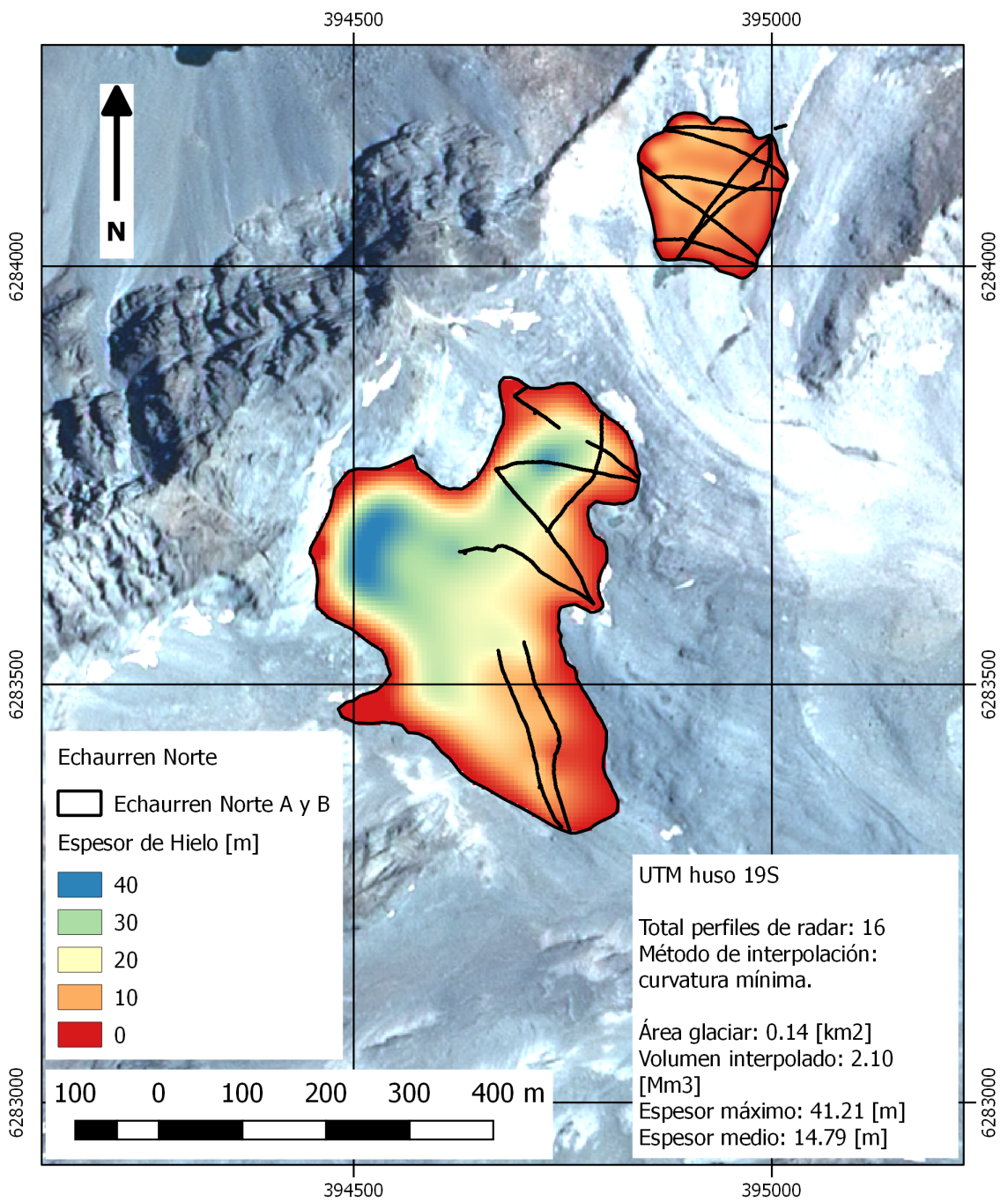


Figura A.7: Glaciar Echaurren Norte A y B. Glaciarete ubicado en la región Metropolitana, comuna de San José de Maipo, cuenca del Río Maipo.

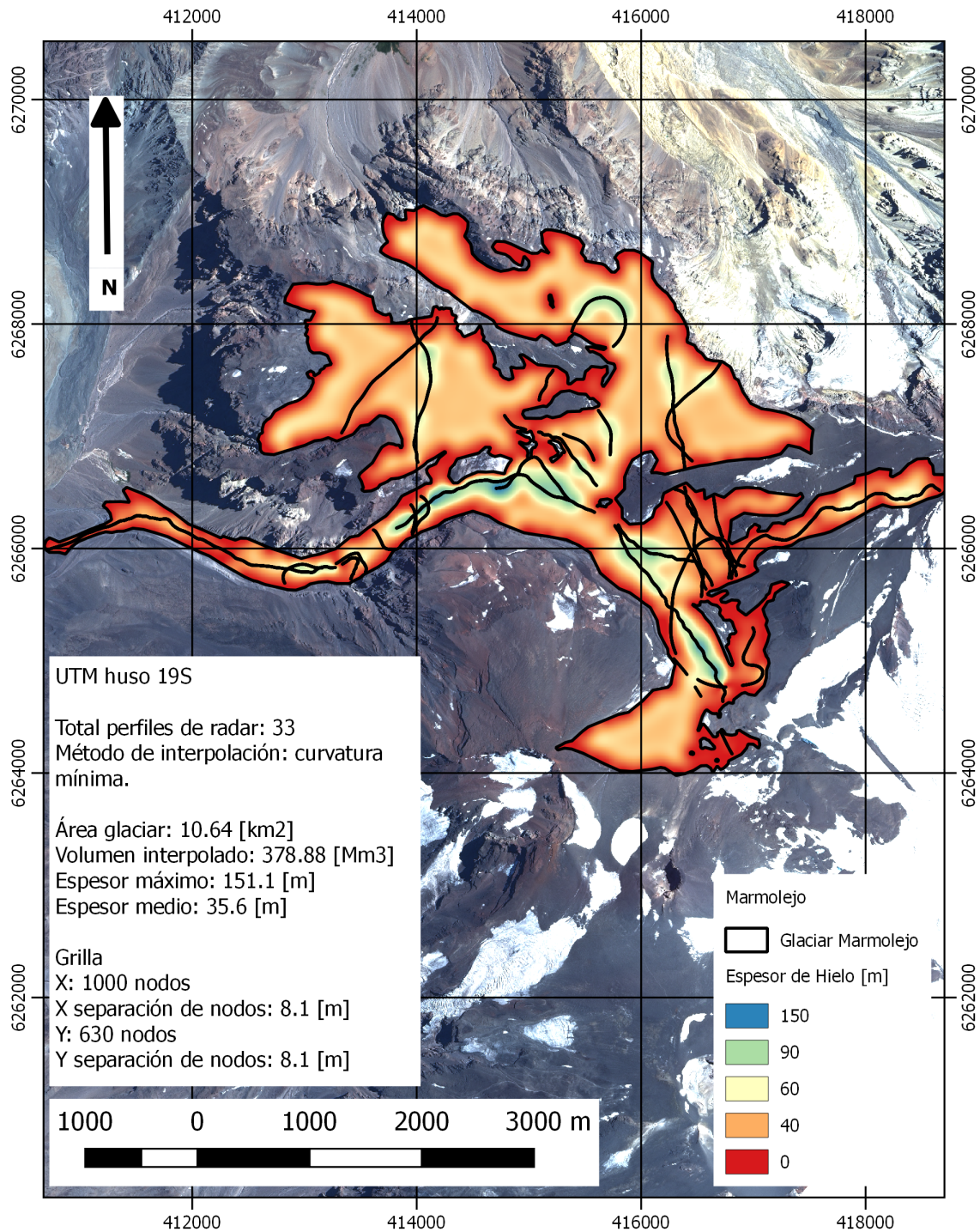


Figura A.8: Glaciar Marmolejo. Glaciar de montaña ubicado en la región Metropolitana, comuna de San José de Maipo, cuenca del Río Maipo.

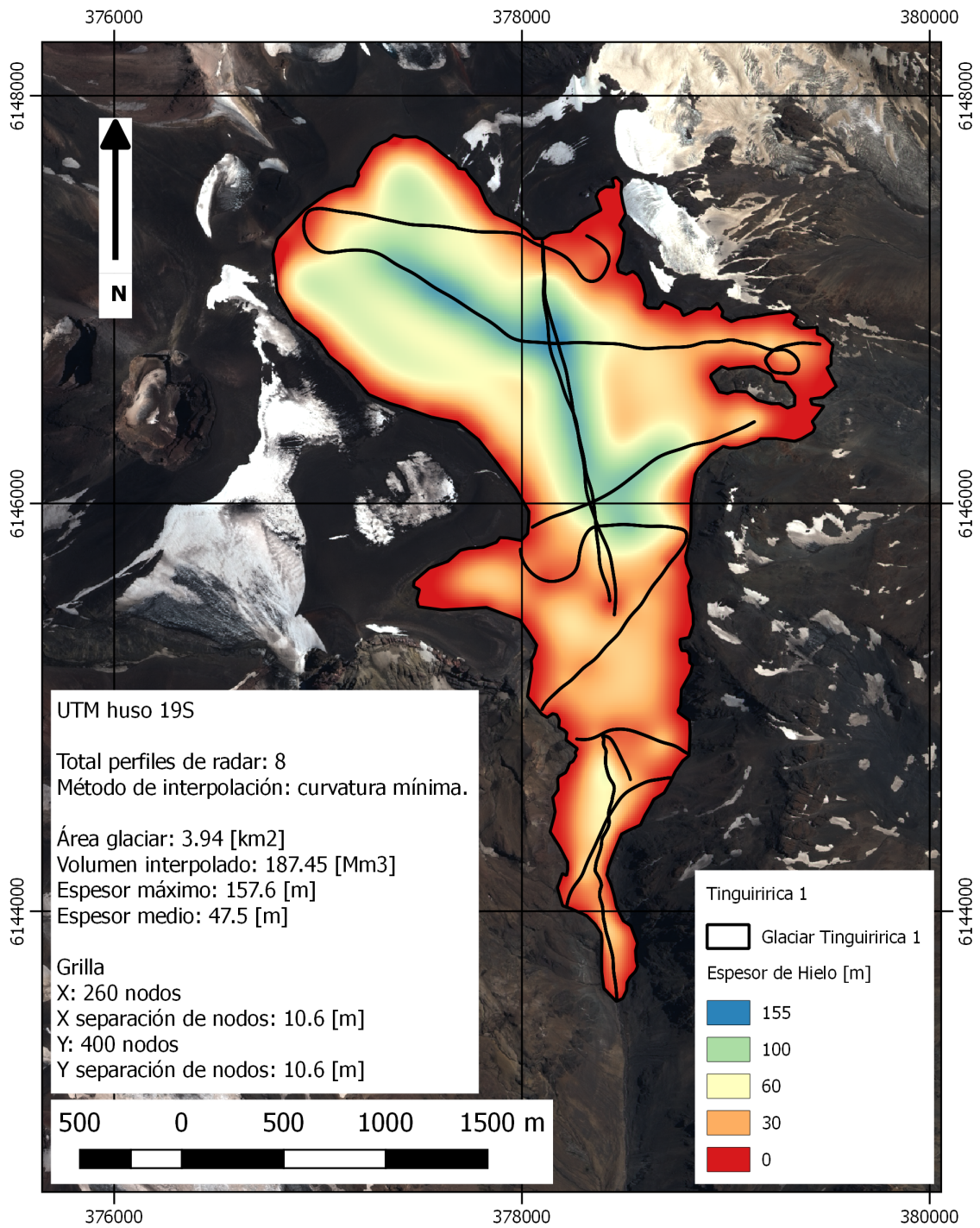


Figura A.9: Glaciar Tinguiririca 1. Glaciar de montaña ubicado en la región Del Libertador Bernardo O'Higgins, comuna de San Fernando, cuenca del Río Rapel.

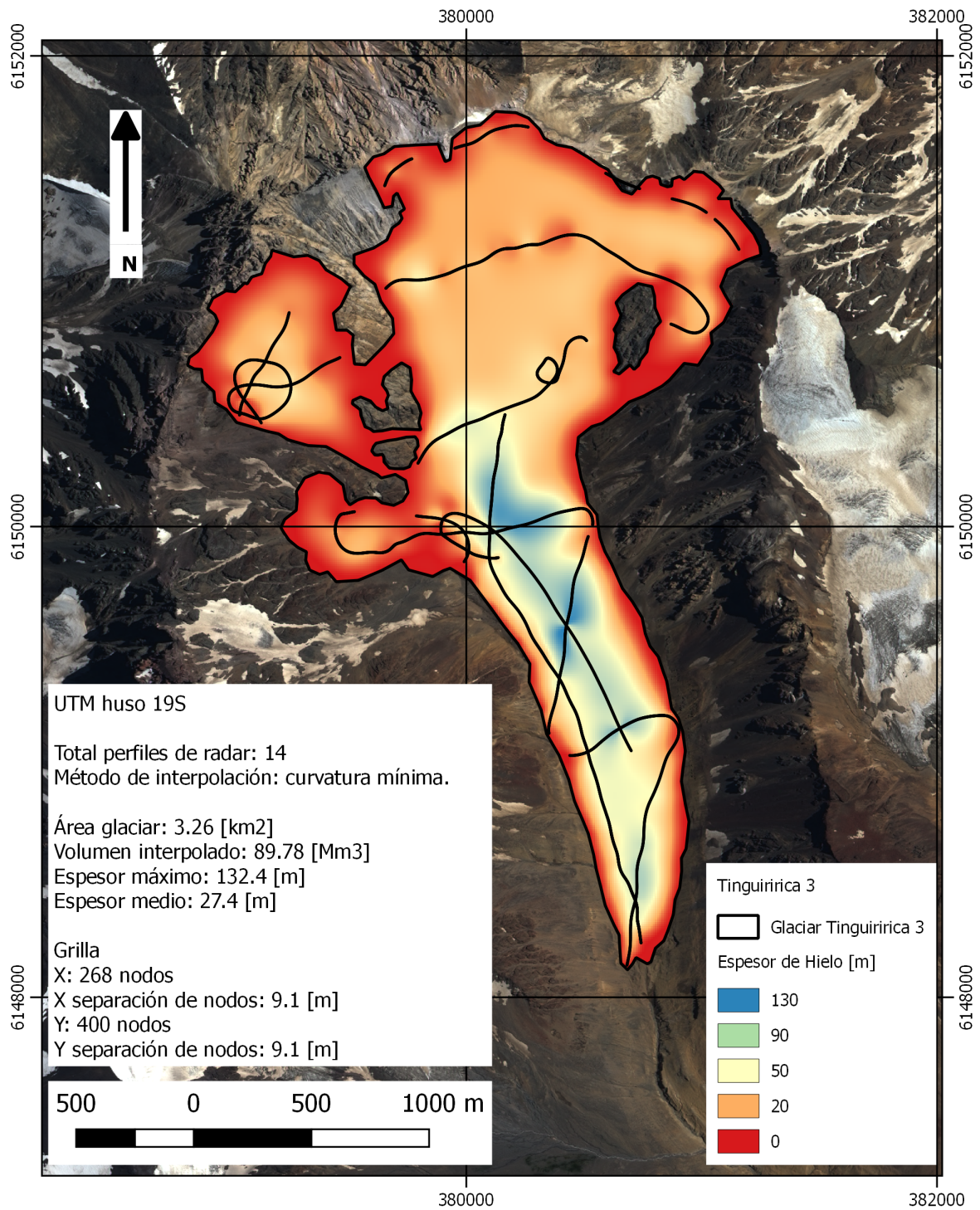


Figura A.10: Glaciar Tinguiririca 3. Glaciar de montaña ubicado en la región Del Libertador Bernardo O'Higgins, comuna de San Fernando, cuenca del Río Rapel.

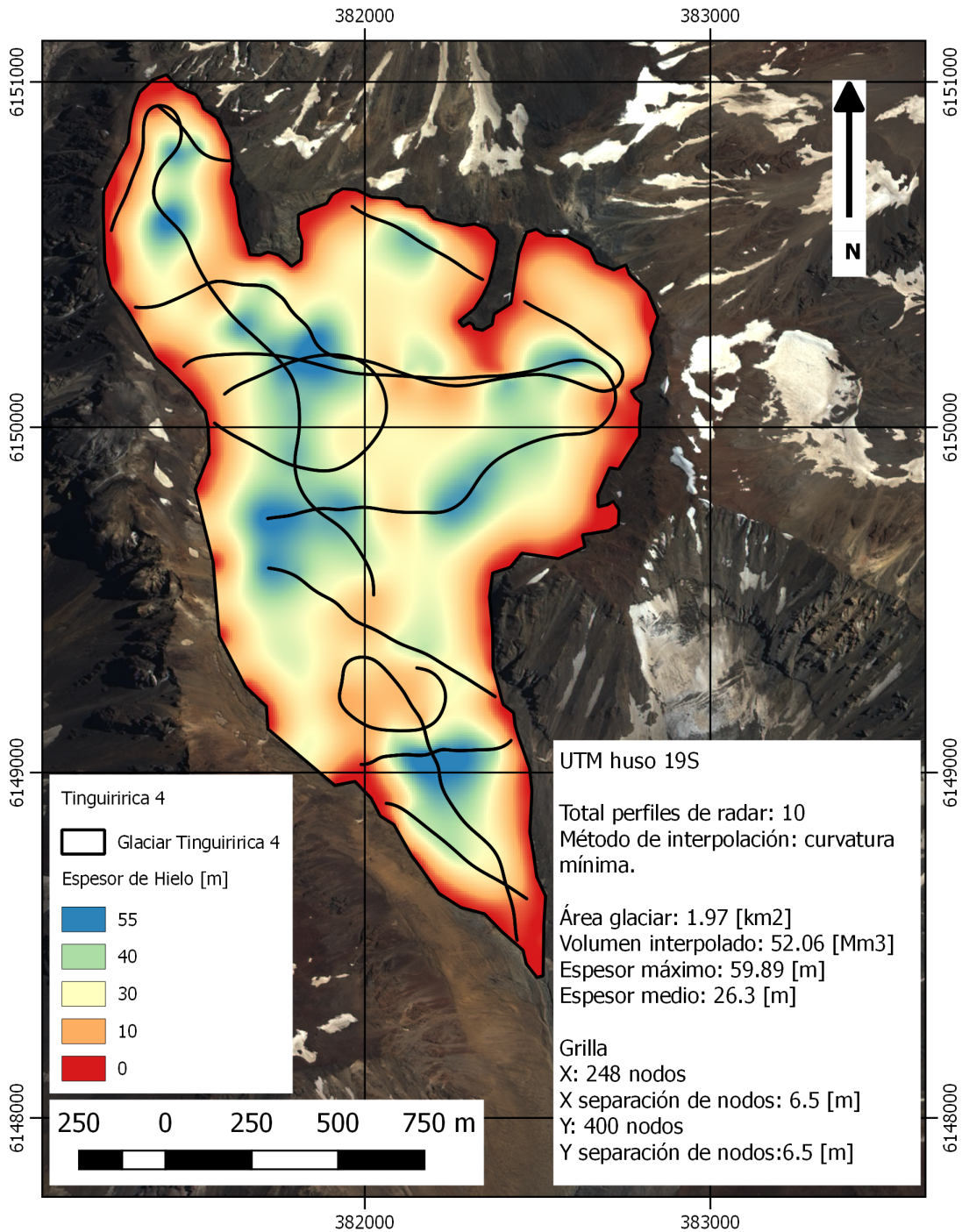


Figura A.11: Glaciar Tinguiririca 4. Glaciar de montaña ubicado en la región Del Libertador Bernardo O'Higgins, comuna de San Fernando, cuenca del Río Rapel.

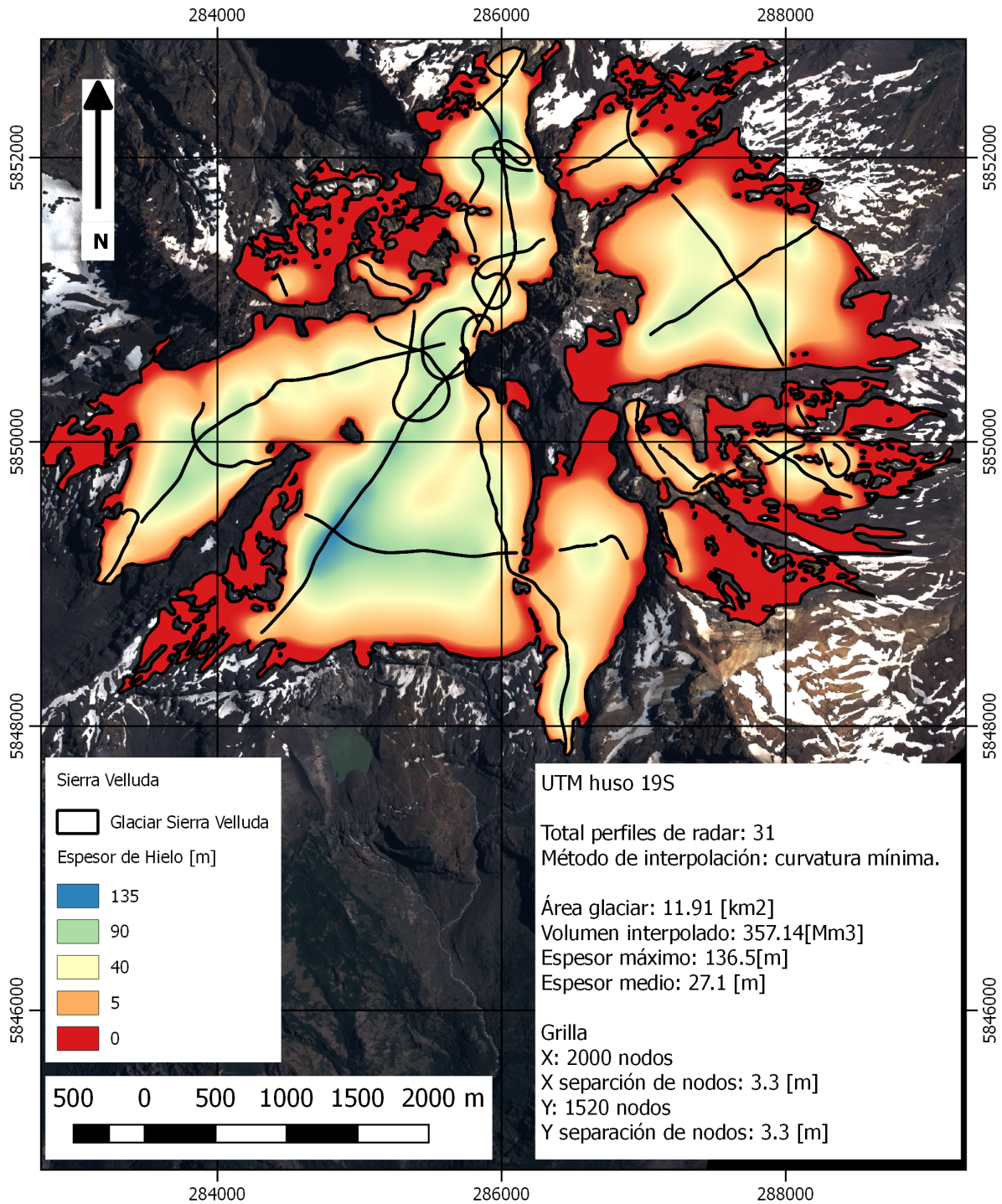


Figura A.12: Glaciar Sierra Velluda. Glaciar de montaña ubicado en la región del Biobío, comuna de Santa Bárbara, cuenca del Río Biobío.

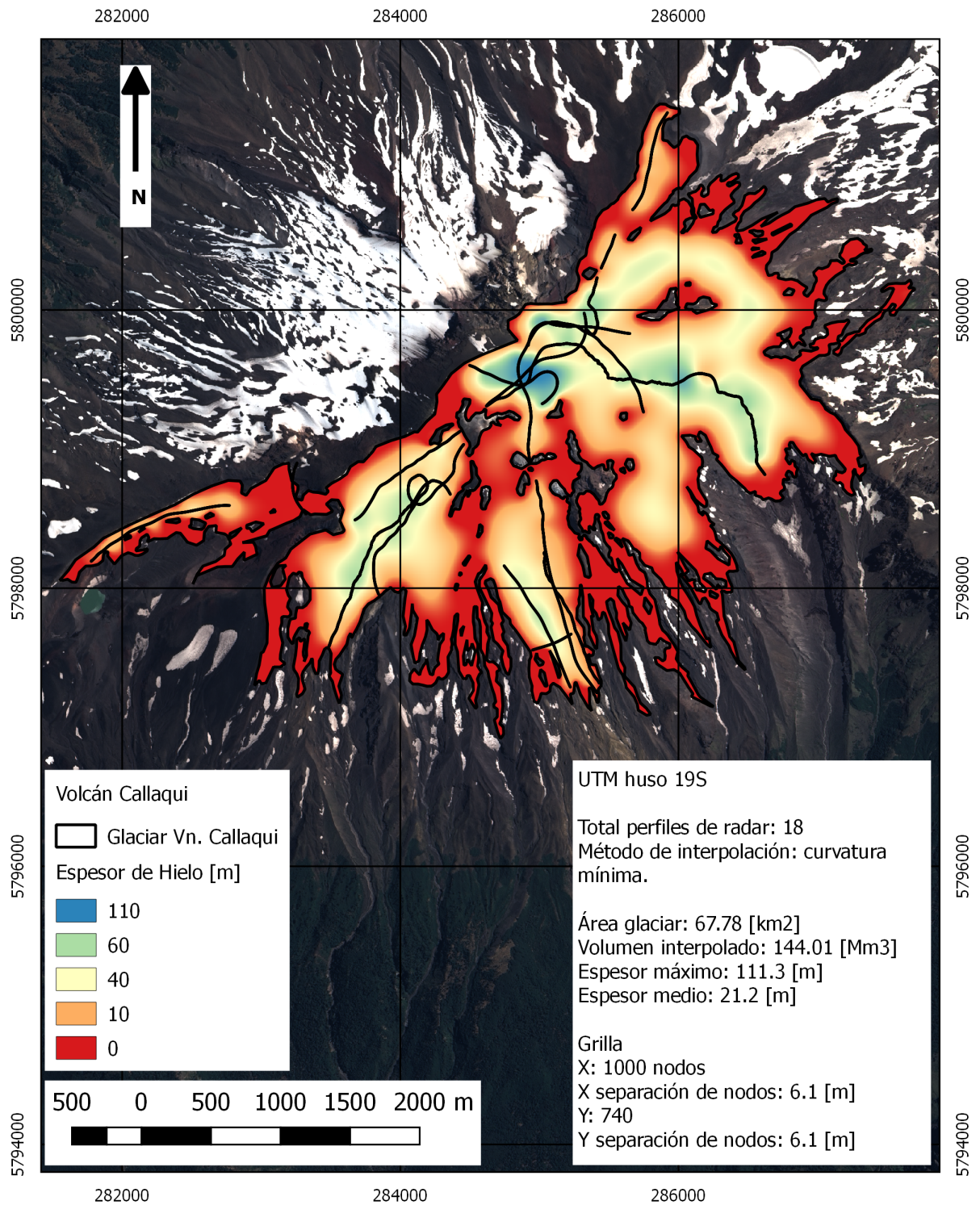


Figura A.13: Glaciar volcán Callaqui. Glaciar de montaña ubicado en la región del Biobío, comuna de Alto Biobío, cuenca del Río Biobío.

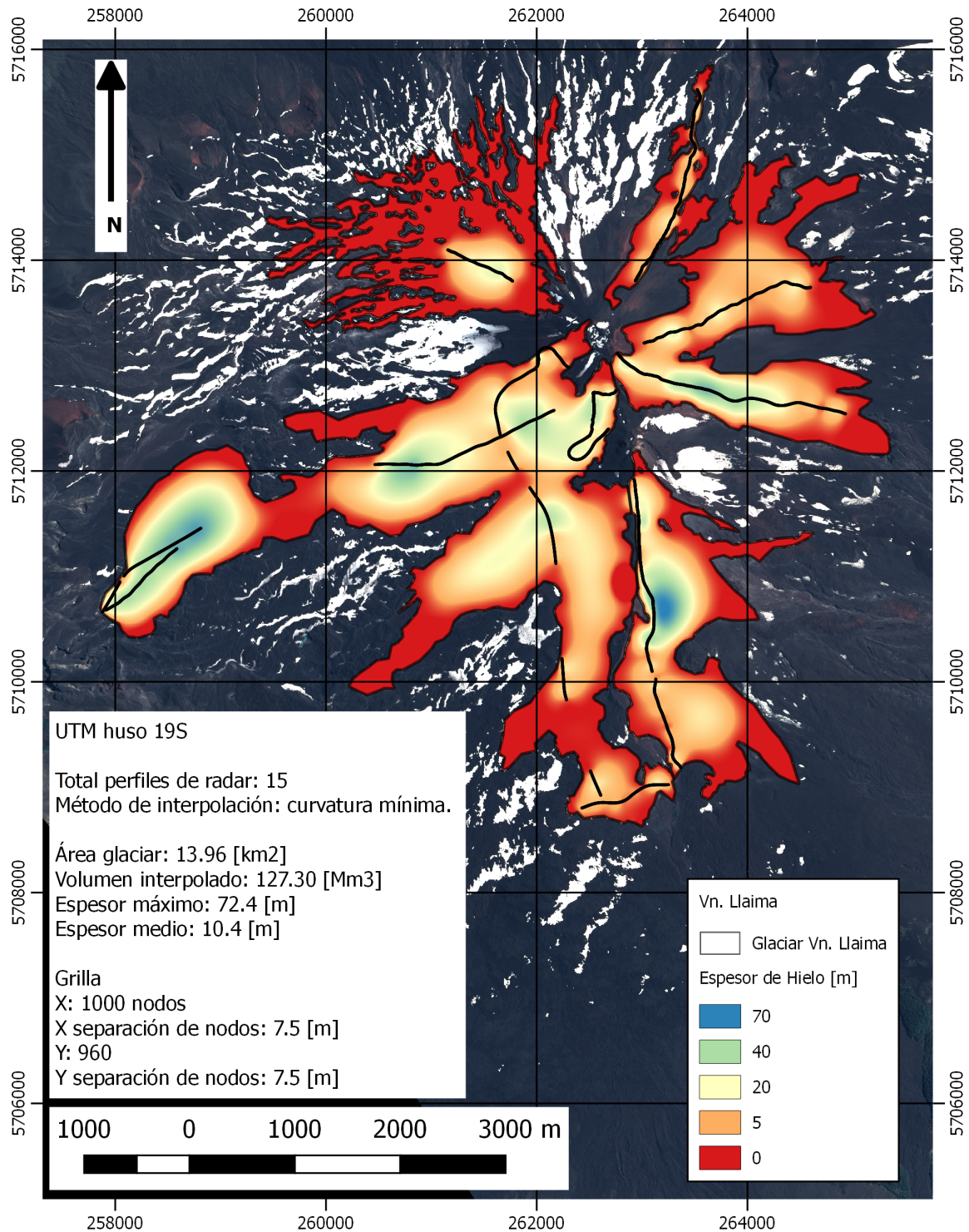


Figura A.14: Glaciar volcán Llama. Glaciar de montaña ubicado en la región de La Araucanía, comuna de Vilcun, cuenca del Río Imperial.

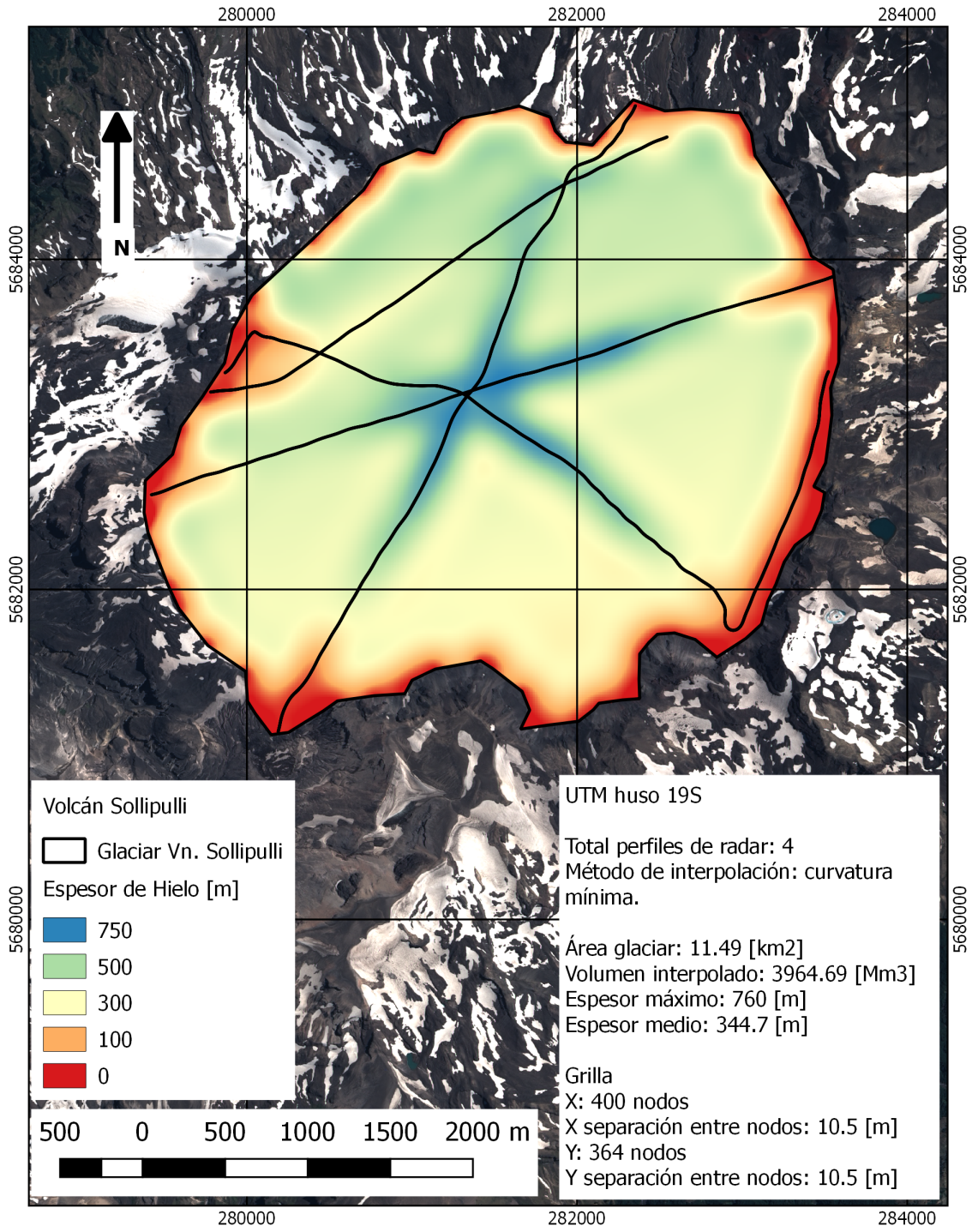


Figura A.15: Glaciar volcán Sollipulli. Glaciar de montaña ubicado en la región de La Araucanía, comuna de Melipeuco, cuenca del Río Toltén.

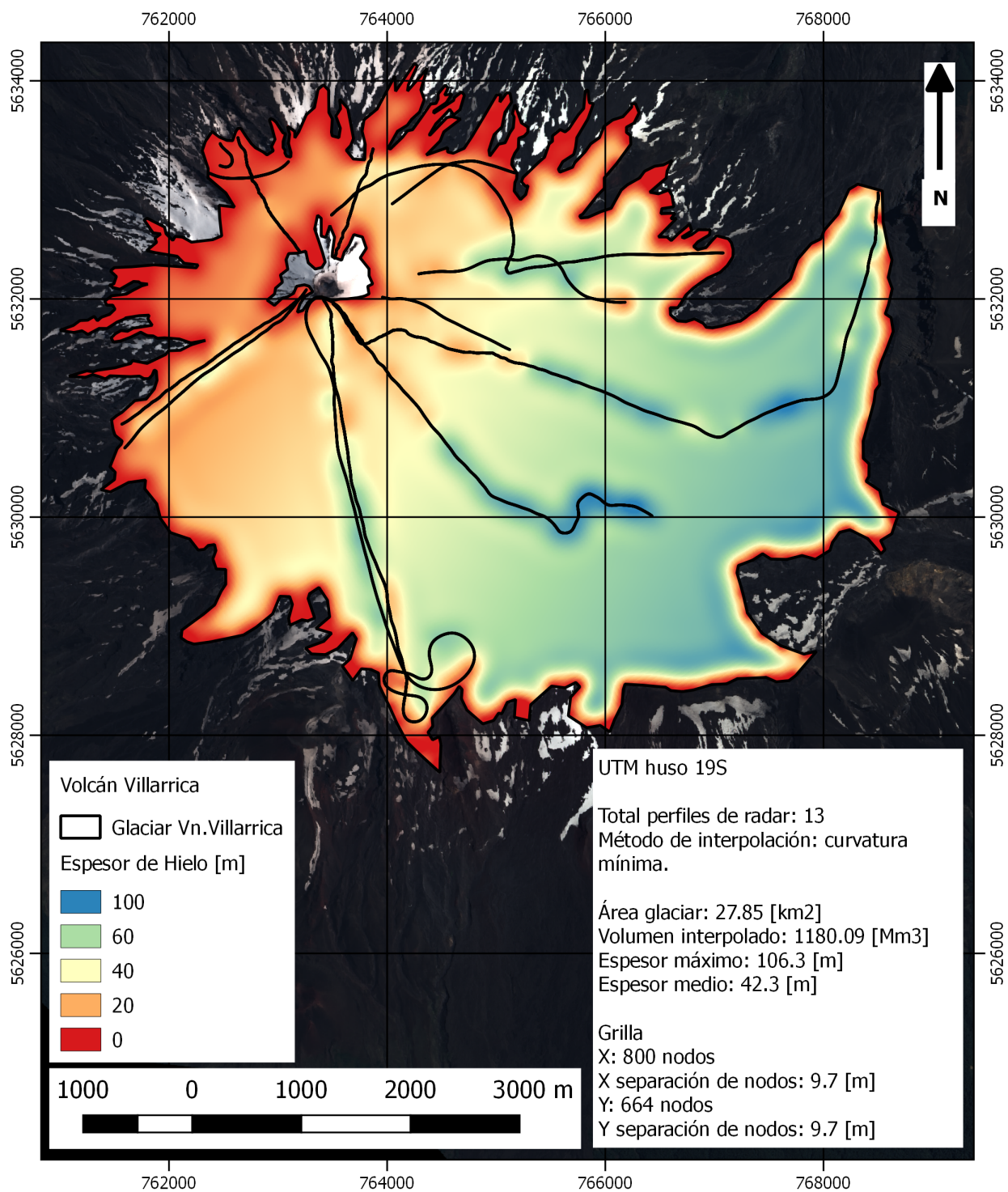


Figura A.16: Glaciar volcán Villarrica. Glaciar de montaña ubicado en la región de La Araucanía, comuna de Pucón, cuenca del Río Toltén.

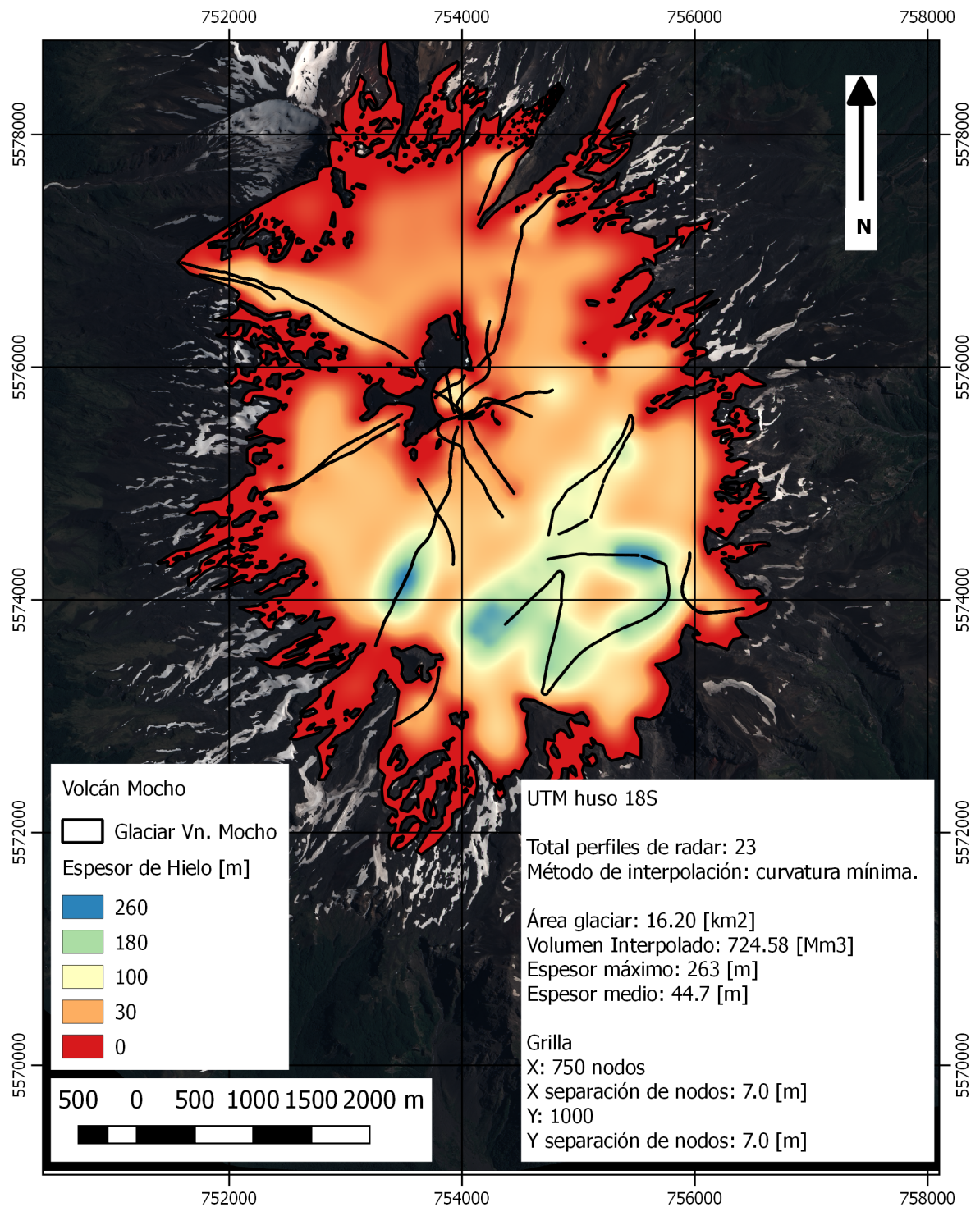


Figura A.17: Glaciar volcán Mocho. Glaciar de montaña ubicado en la región de Los Ríos, comuna de Futrono, cuenca del Río Valdivia.

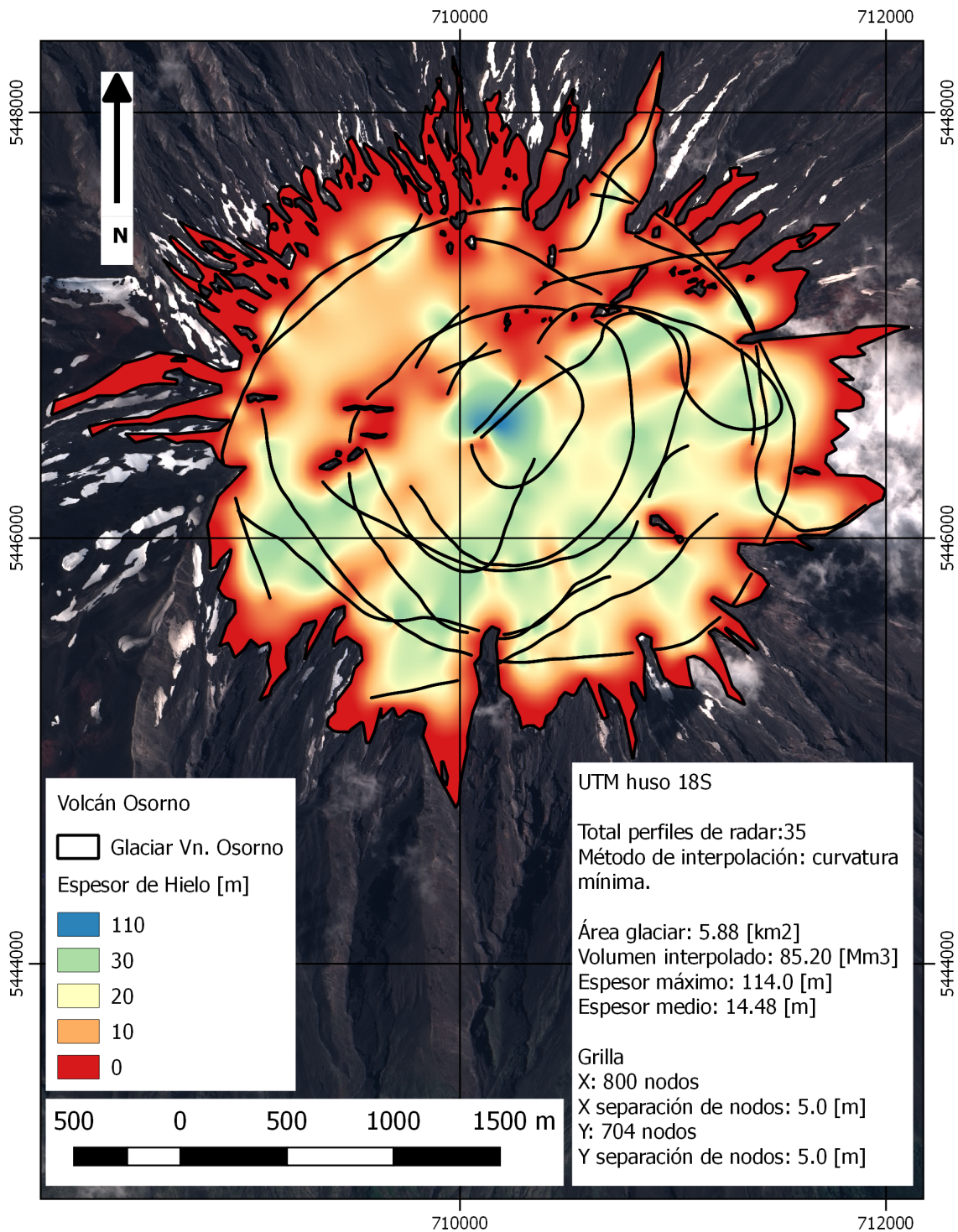


Figura A.18: Glaciar volcán Osorno. Glaciar de montaña ubicado en la región de Los Lagos, comuna de Puerto Varas, entre cuencas Río Bueno y Río Puelo.

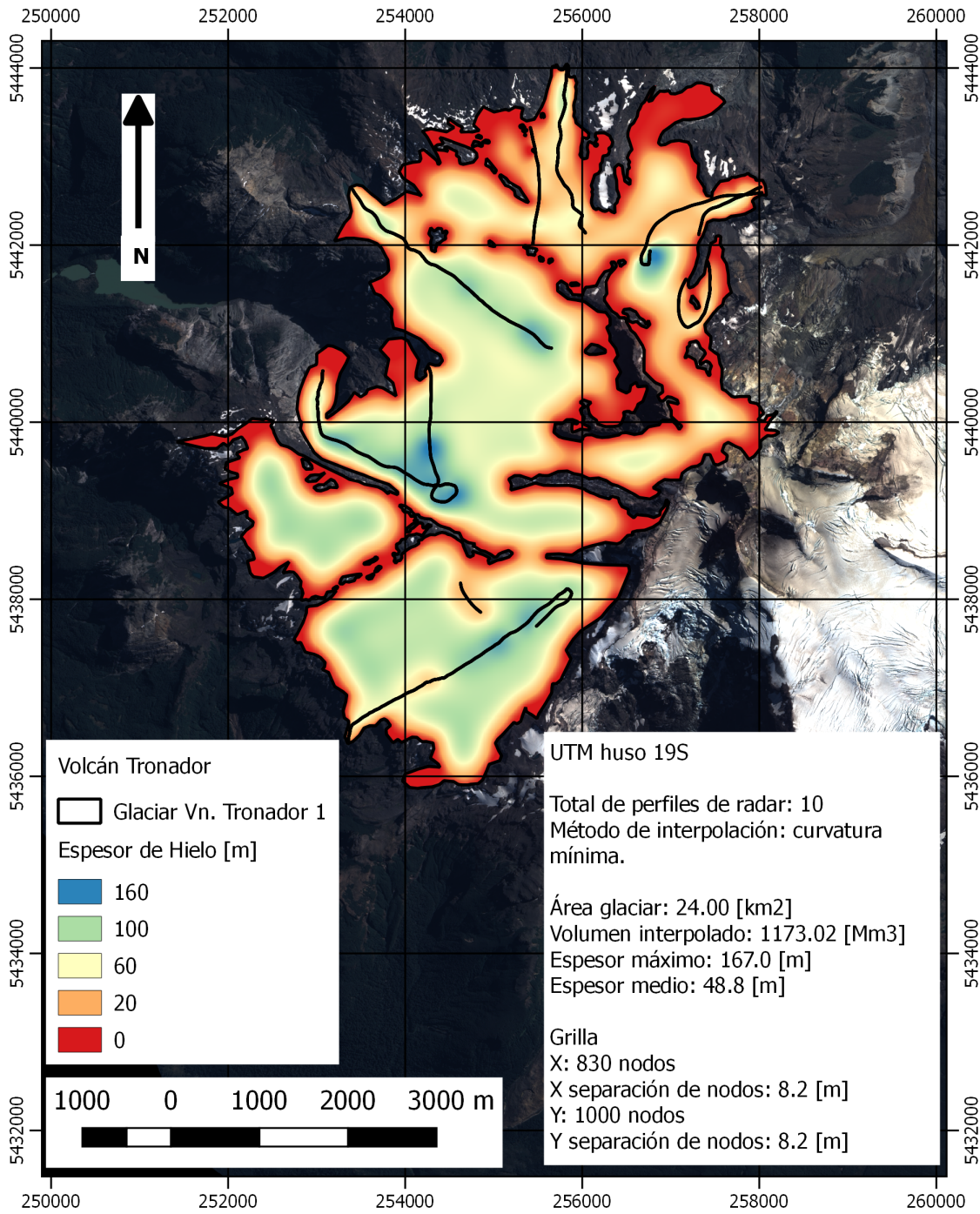


Figura A.19: Glaciar monte Tronador. Glaciar de montaña ubicado en la región de Los Lagos, comuna de Puerto Varas, entre cuencas Río Bueno y Río Puelo.