

Universidad de Concepción
Facultad de Arquitectura, Urbanismo y Geografía
Departamento de Geografía



**BALANCE DE MASA GEODÉSICO MULTIDECADAL DE LA SIERRA NEVADA DE LA
ARAUCANÍA COMBINANDO DIFERENTES FUENTES DE DATOS DE ALTIMETRÍA.**

MEMORIA PARA OPTAR EL TÍTULO DE GEÓGRAFA

Memorista: Patricia Carolina Lagos Almonacid
Profesor guía: PhD. Alfonso Fernández Rivera

Concepción, 2024

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a mis padres Marcela y Robinson que siempre me apoyaron durante todos estos años en donde la mitad estuvieron a más de 600km lejos de mí, pero siempre me ayudaron cuando lo necesite. Este trabajo es para ustedes, gracias por todo.

Estoy agradecida por todo lo que aprendí en esta carrera que siempre fue mi primera opción estudiar, estos últimos dos años descubrí que me gusta mucho más de lo que pensaba y ese privilegio no todos lo tienen. Agradezco a mi profesor guía Alfonso Fernández quien siempre estuvo para ayudarme, agradecida por la oportunidad de haber podido realizar mi tesis con él y haberme compartido sus conocimientos de esta ciencia tan fascinante. Además agradezco haber formado parte del proyecto FONDECYT N° 1201429 y Anillo 210080. También le agradezco haber presentado a Jorge Berkhoff con quien también estoy muy agradecida por su ayuda en mi trabajo.

A mis amigos, gracias por aconsejarme siempre, ayudarme y pasar siempre gratos momentos, Krischna, Javiera y Miguel. Creo que este proceso no hubiese sido el mismo sin la Javi, gracias por apañarme en esto, iniciamos y terminamos esto juntas, me siento muy feliz con esto.

Y por último pero no menos importante, a mi pareja Felipe Torriani, gracias por darme el entusiasmo, el apoyo y el cariño para seguir adelante en todo, hiciste la gran diferencia en mi vida, sos todo lo que está bien en este plano terrenal <3. El cielo es el límite.

Estoy agradecida por todo lo que viví y compartí en la universidad, las mejores personas las conocí en la selección de taekwondo de la universidad, siempre los tendré presente cuando esté en el tatami.

Conseguí mi camino ninja.

*“Incluso si crees que puedes perder,
estarás bien mientras no te rindas.
Supera tus límites. El camino se abrirá
para ti”.*

-Yami S.

Resumen

En esta tesis se presentan los resultados de un estudio realizado en los glaciares de la Sierra Nevada en la región de la Araucanía en donde el objetivo principal fue estimar la tasa de adelgazamiento anual entre los años 1998 y 2007 dividido en dos períodos. Las fuentes de información de datos de altimetría para las fechas 1998 y 2007 corresponden al Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile en donde se obtuvieron set de fotografías aéreas para cada una, y para el año 2000 fue un modelo SRTM “*Shuttle Radar Topography Mission*” además este será el MDE referencial para la construcción de los modelos digitales con las fotografías, asimismo también fue el MDE maestro que se utilizó como referencia en el co-registro.

La normalización de los MDE es un proceso previo que consiste en dos procedimientos. El primero se ejecuta a través de métodos de interpolación, en donde los modelos se llevan a un sistema de referencia común y en un mismo tamaño de pixel. El segundo es el co-registro, el cual corrige los errores horizontales y verticales del MDE ajustándolo al de referencia. El resultado de este proceso previo pone en evidencia que estas transformaciones son necesarias ya que influyen en la magnitud de los errores en cada MDE transformado.

Contando con lo anterior aplicado se pudo realizar las operaciones aritméticas para obtener la tasa de adelgazamiento. Del cálculo de las variaciones entre el primer periodo 1998-2000 resultó tener un promedio de -5,34 m, mientras que el periodo 2000-2007 dio un promedio de +8,61 m, considerando en este último periodo sólo un 95% del contorno total de Sierra Nevada. La tasa de adelgazamiento anual fue de -2,27 mwe/a y 1,05 mwe/a respectivamente.

Palabras claves: Glaciares, tasa de adelgazamiento, modelo digital de elevación (MDE), balance de masa, Sierra Nevada

Abstract

This thesis presents the results of a study carried out on the glaciers of the Sierra Nevada in the Araucanía region where the main objective was to estimate the annual thinning rate between the years 1998 and 2007 divided into two periods. The sources of altimetry data information for the dates 1998 and 2007 correspond to the Aerophotogrammetric Service of the Chilean Air Force where sets of aerial photographs were obtained for each one, and for the year 2000 it was an SRTM model "Shuttle Radar Topography Mission" In addition, this will be the reference MDE for the construction of the digital models with the photographs, it was also be the master MDE that was used as a reference in the co-registration.

The standardization of the MDE is a prior process that consists of two procedures. The first is executed through interpolation methods, where the models are taken to a common reference system and in the same pixel size. The second is co-registration, which corrects the horizontal and vertical errors of the EDM by adjusting it to the reference one. The result of this previous process shows that these transformations are necessary since they influence the magnitude of the errors in each transformed MDE.

With the above applied, arithmetic operations could be performed to obtain the weight loss rate. From the calculation of the variations between the first period 1998-2000 it turned out to have an average of -5.34 m, while the period 2000-2007 gave an average of +8.61 m, considering in this last period only 95% of the contour total of Sierra Nevada. The annual thinning rate was -2.27 mwe/a and 1.05 mwe/a respectively.

Keywords: Glaciers, thinning rate, digital elevation model (DEM), mass balance, Sierra Nevada

ÍNDICE DE CONTENIDOS

Resumen	4
Abstract	5
I. Introducción	11
II. Marco Teórico y conceptual	14
1. Definición de glaciar.....	14
2. Zonificación teórica de un glaciar	15
3. Formación de hielo glaciar	18
4. Tipología de glaciares.....	20
4.1 Según morfología	22
4.1.1. Casquetes de hielo continental o Inlandis (Ice sheets).....	22
4.1.2 Plataformas de hielo flotante (Ice shelves).....	22
4.1.3. Corrientes de hielo (Ice streams)	22
4.1.4 Glaciares de piedemonte (Piedmont glaciers).....	23
4.1.5. Glaciares de valle (Valley glaciers)	23
4.1.6. Glaciares en Calota (Ice caps)	23
4.1.7. Campos de Hielo (Icefields).....	23
4.1.8. Glaciares de cráter (Crater glaciers).....	24
4.1.9. Glaciares de montaña (Mountain glaciers).....	24
4.1.10. Glaciares de Circo (Cirque glaciers).....	24
4.1.11. Glaciaretos (Niche, wall-sided, glacierets)	24
4.1.12. Glaciares rocosos (Rock glaciers)	25
4.1.13. Glaciares en conos volcánicos activos (Active volcano glaciers).	25
4.2. Según tipo de cobertura superficial.....	25
4.2.1. Glaciares descubiertos (o limpios).	25
4.2.2. Glaciares cubiertos.....	25
4.2.3. Glaciares rocosos	26
4.3. Según zona de acumulación.....	26
4.3.1. Cuencas compuestas.....	26

4.3.2. Cuenca simple	26
4.3.3. Plateau	26
4.4. Según tipo de frente	27
4.4.1. De montaña.....	27
4.4.2. Desprendentes en lagos.....	27
4.4.3. Desprendentes en fiordos.....	27
4.4.4. Complejos	27
4.5. Según temperatura	28
4.5.1. Glaciar frío.....	28
4.5.2. Glaciar politermal.....	28
4.5.3. Glaciar temperado	29
5. Balance de masa glaciar	29
5.1. Balance de masa específico	29
5.2. Balance de masa específico anual.....	30
5.3. Balance de masa total anual	32
5.4. Balance de masa específico promedio.....	33
6. Componentes del balance de masa	33
7. Métodos de medición de balance de masa	34
7.1. Método glaciológico.....	34
7.2. Método geodésico	34
III. Área de estudio	35
IV. Objetivos.....	38
1. Objetivo central	38
2. Objetivos específicos	38
V. Hipótesis	38
VI. Metodología	39
1. Materiales	41
6.1 Obtención de datos.....	41
1.1.1. Fotografías aéreas del SAF	41
1.1.2. MDE del SRTM (año 2000)	43
1.1.3. Imágenes Landsat	44
2. Método	46

2.1.	Método geodésico	46
2.2	Tratamiento de las imágenes.....	46
2.2.1.	Tratamiento visual	46
3.	Remuestreo.....	48
4.	Delimitación de los glaciares de la Sierra Nevada	49
5.	Co-registro de modelos.....	51
6.	Determinación de cambio promedio de superficie de los glaciares.....	55
VII.	Resultados	55
1.	Construcción de MDE.....	55
1.1.	Año 1998	55
1.2.	Año 2007	56
2.	Remuestreo.....	58
3.	Delimitación de glaciares	58
3.1.	Variación areal	60
3.2.	Delimitación por zonas del glaciar en base a inventario DGA	60
4.	Balance de masa geodésico	62
4.1.	Co-registro	62
4.2.	Determinación de cambio promedio de elevación de los glaciares	64
4.3.	Tasa anual de cambio.....	69
VIII.	Discusión	74
IX.	Conclusiones	78
X.	Referencia Bibliográfica	80

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Zonas y subzonas glaciológicas definidas en la Estrategia Nacional de Glaciares	13
Figura 2. Esquema de zonificación teórico usando la Sierra Nevada como ejemplo. EL es la sigla por el término en inglés Equilibrium Line (Línea de Equilibrio).....	16
Figura 3. Esquema general de la zona de acumulación y ablación de un glaciar.....	17
Figura 4. Conversión de la nieve recién caída en hielo glaciar cristalino y denso.....	19
Figura 5. Esquema de la diagénesis del hielo	20
Figura 6. Terminología del balance de masa de un ciclo anual (año de balance) y diferenciación estacional para un glaciar típico de regimen templado o de latitudes medias.....	30
Figura 7. Mapa de ubicación Glaciar Sierra Nevada.....	40
Figura 8. Diagrama metodológico para la estimación de la tasa anual de adelgazamiento glaciar aplicado a la Sierra Nevada de la Araucanía.	40
Figura 9. Fotografía representativa para los set de imágenes SAF 1998 y SAF 2007 respectivamente.....	42
Figura 10. Arriba: esquema 2-D de diferencias de elevación inducidas por un DEM cambio. Abajo: la dispersión de las diferencias de elevación entre 2 DEM mostrando la relación entre las desviaciones verticales normalizadas por la tangente de la pendiente (eje y) y el aspecto del terreno (eje x). Se muestra la ecuación para el ajuste de la curva sinusoidal resuelta. junto con los tres parámetros de solución desconocidos, <i>a</i> , <i>b</i> y <i>c</i>	52
Figura 11. Resultado MDE 1998	56
Figura 12. Resultado MDE 2007	57
Figura 13. Delimitación de la Sierra Nevada por fecha disponible con imagen falso color	59
Figura 14. División por zonas del glaciar con sus respectivos códigos.....	61
Figura 15. Histograma de diferencia de elevación período 1998-2000	63
Figura 16. Histograma de diferencia de elevación período 2000-2007	63
Figura 17. Histograma recalculado período 1998-2000.....	66
Figura 18. Cambio promedio de superficies.....	68
Figura 19. Distribución espacial de la variación del balance de masa por glaciar. Siendo A) 1998-2000 y B)2000-2007.....	74

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Características de la zona de acumulación y ablación de un glaciar.	17
Tabla 2. Densidades típicas de la NIEVE, ESCARCHA, NEVIZA Y HIELO.	19
Tabla 3. Resumen de las categorías de los tipos de glaciares	21
Tabla 4. Resumen de los componentes del balance de masa.	33
Tabla 5. Resumen ubicación de la Sierra Nevada según Inventario Público de Cuencas Hidrográficas.	36
Tabla 6. Características principales de los vuelos fotogramétricos.	42
Tabla 7. Instrumentos Landsat 5.	44
Tabla 8. Resumen de cambios en los 3 MDE utilizados luego de aplicar interpolación bilineal..	58
Tabla 9. Áreas totales en m ² por fecha	60
Tabla 10. Variación areal por fecha	60
Tabla 11. Resultados del co-registro aplicado a los modelos 1998 y 2007 respecto al MDE de referencia. Los vectores de desplazamiento (X, Y, Z) revelan la distancia respecto al modelo de referencia. Todas las magnitudes están en metros	64
Tabla. 12. Estadística período 1998-2000	64
Tabla 13. Valores de recálculo de la desviación estándar a ± 3 STD	65
Tabla 14. Estadística separada por períodos	68
Tabla 15. Tasa anual de cambio por zonas del glaciar en base al inventario DGA para el período 1998-2000.	70
Tabla 16. Tasa anual de cambio por zonas del glaciar en base al inventaio DGA para el período 2000-2007	71

I. Introducción

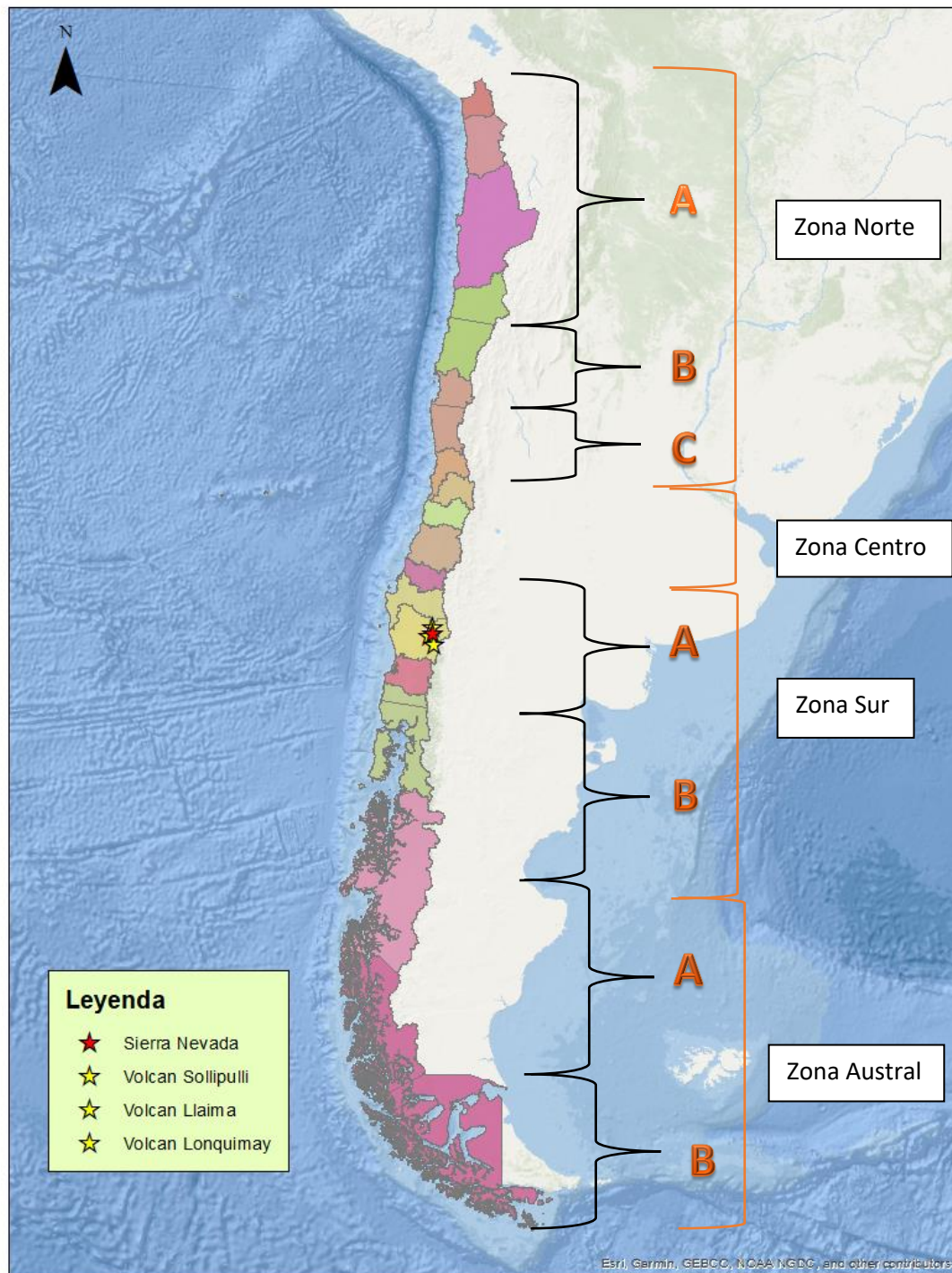
Un glaciar es una gran masa de hielo originada por una progresiva compactación de la nieve o neviza. Los glaciares son un componente fundamental de la criósfera y de muchos ecosistemas de montaña por diversas razones, pero algunas de las más relevantes se refieren a los riesgos que la presencia de ellos origina, al aporte hídrico que ellos realizan, y por su contribución al mantenimiento de los ecosistemas (Marangunic, 2019). El Panel Intergubernamental del cambio climático (IPCC, 2020) en su informe titulado “El océano y la criósfera en un clima cambiante” menciona la importancia de los océanos y la criósfera para las personas, refiriéndose a que todas las personas de la Tierra dependen de forma directa o indirecta de los océanos y la criósfera. Las comunidades humanas con una estrecha conexión con los entornos costeros, las islas de baja altitud, las zonas polares y las altas montañas están especialmente expuestas a los cambios en los océanos y la criósfera, como por ejemplo en el aumento del nivel del mar.

Actualmente nuestro planeta se encuentra enfrentando una crisis climática en donde su mayor detonante ha sido la actividad antrópica, motivo por el cual el deshielo de los glaciares va siendo más acelerado a medida que aumenta la temperatura global. Por ejemplo, la península Antártica, que cubre aproximadamente 14.000.000 km² correspondiente al 90% del área total de la criósfera donde se encuentra la mayoría de las bases chilenas, experimentó rápidos aumentos de temperatura durante varias décadas del siglo XX, pero a fines de los noventa, estos disminuyeron y, desde el 2000, la península ha experimentado bajas en su temperatura relacionadas con la variabilidad natural y las tendencias en las temperaturas del océano Pacífico (Cómite científico COP25, 2019). Además de la función que cumple en el sistema climático, los servicios que brindan a los seres humanos, el estado de la criósfera y los océanos interactúa con cada uno de los aspectos de la sostenibilidad reflejados en los Objetivos de Desarrollo sostenible de las Naciones Unidas (IPCC, 2020).

Los glaciares se consideran a menudo como reservas de agua, aún cuando existe consenso en que el futuro de ellos es la disminución volumétrica significativa. Los glaciares aportan agua a sus cuencas en la medida que pierden masa de hielo, que es lo que produce su paulatina reducción (Marangunic, 2019). Chile posee una gran cantidad de glaciares que son parte fundamental de sus ecosistemas, llegando con el tiempo a ser considerados también importantes para algunas de las múltiples actividades económicas y sociales del país. Su vulnerabilidad ha generado una creciente preocupación de la población en temas relacionados con su conservación y uso, lo que ha resultado en múltiples y dispersas iniciativas tanto personales, institucionales como legales (DGA, 2009).

Las variaciones recientes de los glaciares de Chile indican que hay un proceso de desglaciación en curso, el cual está afectando todo el país, con mayor énfasis en la Patagonia desde el punto de vista del aporte en volúmen equivalente en agua, pero más importante en Chile central por el porcentaje de pérdida de superficie de hielo. (Rivera et al., 2000). En estudios más actuales se defiende la misma conclusión sobre que todos los estudios indican una reducción importante del volumen de hielo de los glaciares en los Andes para fines del siglo XXI, e incluso la desaparición de muchos glaciares (Masiokas et al., 2020), viéndose los glaciares chilenos afectados en cuanto a su pérdida de masa debido a la desglaciación. Chile se encuentra dividido a lo largo en ocho sub-zonas glaciológicas identificadas por su significancia en términos climáticos, hidrológicos, de superficie relativa, económicos y poblacionales. La Zona Sur A predominan los glaciares sobre volcanes y calderas volcánicas, todos los glaciares de esta región están experimentando cambios importantes de áreas tanto en términos relativos (~ entre 20 y 80%) como absolutos (Centro de Estudios Científicos, 2011). Entre otros, la Sierra Nevada y los volcanes Lonquimay, Llaima y Nevados de Sollipulli están contenidos en esta zona (Figura 1).

Figura 1. Zonas y subzonas glaciológicas definidas en la Estrategia Nacional de Glaciares



Fuente: Elaboración propia modificado del Informe Final CEC's (2011). Variaciones recientes en Chile, según principales zonas glaciológicas.

Sobre los métodos de medición de las variaciones en esta tesis fue aplicado el balance de masa geodésico. Este método se basa en la medición de los cambios teniendo como base las diferencias de altitud de un glaciar en dos fechas establecidas. Esta técnica fue aplicada a los modelos digitales de elevación (MDE) construidos en base a fotografías aéreas y un SRTM. Para aplicar el método geodésico en primer lugar fue necesario aplicar correcciones geométricas, ya que los MDE resultantes traían errores propios por lo que es necesario aplicar interpolaciones para dar solución a estas irregularidades.

II. Marco Teórico y conceptual

1. Definición de glaciar

Existen muchas definiciones de glaciar, la Biblioteca del Congreso Nacional (BCN, 2016) lo define como “toda masa de agua terrestre en estado sólido que fluye por deformación de su estructura interna y por deslizamiento de su base, encerrado por los elementos topográficos que lo rodean, formando parte de diferentes ecosistemas, cualquiera sea su forma, ubicación, dimensión y estado de conservación”. Además se agrega que “son partes constituyentes de un glaciar, su material detrítico; el agua líquida, tanto superficial como interna y basal; su parte flotante, siempre que se encuentre unida a su masa, la que se considerará como agua terrestre”. También “aquellas masas de agua en estado sólido que, flotando y separadas del glaciar, por efectos climáticos circunstanciales puedan adherirse a éste, se considerarán parte integrante del mismo”. Otra definición que merece ser mencionada es la del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC,2001) que la señala 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". Otra definición igual de importante es de la Dirección General de Aguas (2022) donde se define a los glaciares como cuerpos de hielo ubicados en la alta cordillera y que tienen una relevante función en la provisión y regulación de los recursos hídricos, los servicios y funciones ecosistémicas asociadas, y asimismo como indicadores de cambios climáticos. Chile concentra aproximadamente un 80% de la superficie de todos los glaciares andinos, y está en el séptimo lugar a nivel mundial.

2. Zonificación teórica de un glaciar

Un glaciar se divide en dos zonas principales a lo largo de su perfil altimétrico; una "zona de acumulación", donde se produce ganancia neta de masa al cabo de un año hidrológico, y una "zona de ablación", caracterizada por la pérdida de masa al final de ese período. La primera de ellas se desarrolla desde las nacientes hasta la "Línea de Equilibrio", cuya altura es conocida simplemente como "ALE" (Altura de la Línea de equilibrio), la cual representa los puntos del glaciar con balance de masa "cero" debido a que los procesos de acumulación y ablación se igualan. La zona de ablación se desarrolla a partir de esta isolínea hasta el frente o *terminus*. (Figura 2). (Rivera et al., 2016). Esta ALE a menudo se encuentra cercana a la línea de nieve de final de verano (Cuffey & Paterson, 2010), particularmente en glaciares de latitudes medias.

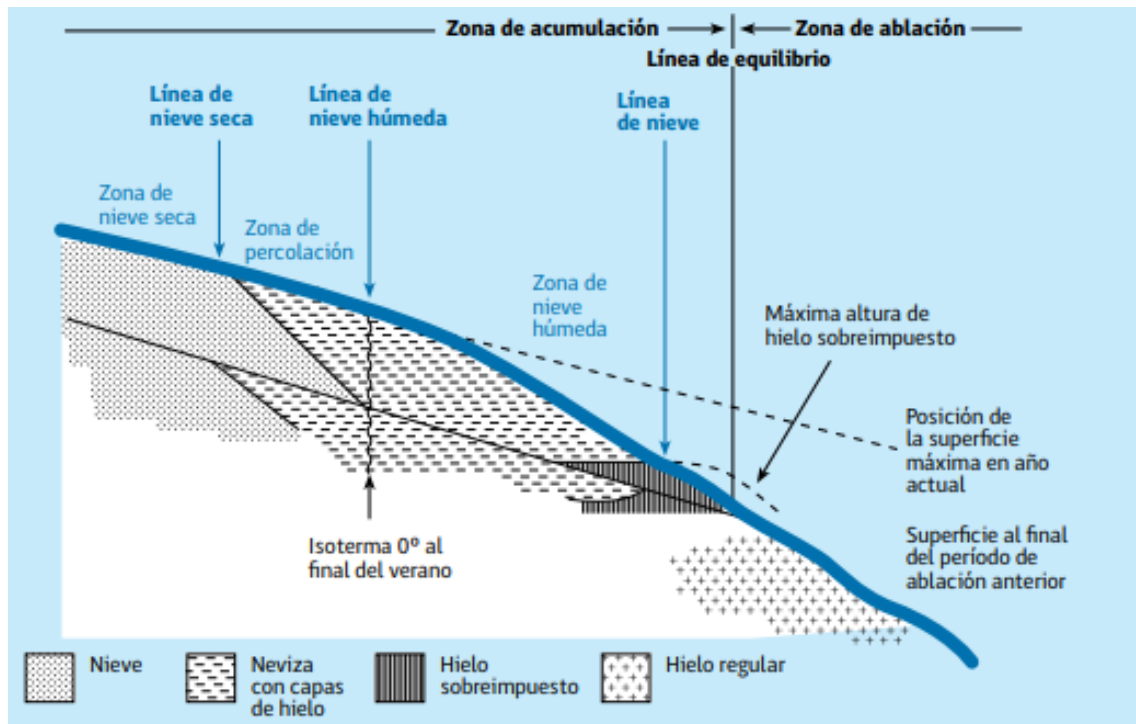
Figura 2. Esquema de zonificación teórico usando la Sierra Nevada como ejemplo. EL es la sigla por el término en inglés Equilibrium Line (Línea de Equilibrio).



Fuente fotografía: Alfonso Fernández (2022)

Para la zona de acumulación y ablación de un glaciar existen sub-zonas según los procesos de transformación y propiedades de la nieve depositada de la zona de acumulación de un glaciar (Figura 3). (Rivera et al., 2016).

Figura 3. Esquema general de la zona de acumulación y ablación de un glaciar



Fuente: Extraído desde Rivera et al., (2016)

Tabla 1. Características de la zona de acumulación y ablación de un glaciar.

<p>Zona de nieve seca</p>	<p>La función es inexistente. El límite entre esta zona y la siguiente se denomina línea de nieve seca.</p>
<p>Zona de percolación</p>	<p>Se advierte cierta fusión de nieve. El agua puede percolar en la nieve cierta profundidad antes de recongelar. El agua también puede desplazarse lateralmente de forma que cuando se recongela forma una capa de hielo o una lente de hielo. Avanzando glaciar abajo, eventualmente se alcanza un punto donde, a fines del período de ablación, toda la nieve depositada desde el término del período de ablación anterior, ha sido llevada a la temperatura de fusión. Este es el punto conocido como línea de nieve</p>

	húmeda.
Zona de nieve húmeda	La nieve que se encuentra en esta zona desde el término del período de ablación anterior ha sido llevada a 0°C. La percolación por la fusión del agua es menor.
Zona de hielo sobreimpuesto	En las zonas de percolación y de nieve húmeda el material se compone de capas de hielo, lentes y glándulas, separadas por capas y masas de nieve y neviza. A menores altitudes, sin embargo, se produce tal cantidad de agua de fusión que las capas de hielo se unen en una masa continua conocida como hielo sobreimpuesto. Esta zona se restringe a la región donde hay un incremento anual de hielo sobreimpuesto aflorando a la superficie.

Fuente: Elaboración propia modificado de Rivera et al., (2017).

3. Formación de hielo glaciar

La nieve es la materia prima a partir de la cual se origina el hielo glaciar; por consiguiente, los glaciares se forman donde cae más nieve en períodos húmedos de la que se derrite durante los períodos más secos. Antes de que se cree un glaciar, la nieve debe convertirse en hielo glaciar. (Figura 4) (Tarbuck, Lutgens & Dasa, 2005). En base a lo anterior se entiende que la formación de hielo es todo un proceso el cual tarda decenas de años en cumplirse. Comienza a partir de la acumulación de nieve y sobreimposición continua (mayor presión sobre la nieve más profunda). El tiempo que tarda la nieve en transformarse en hielo depende de la temperatura (derretimiento y recongelación). La nieve es la precipitación sólida sin grandes alteraciones; mientras que la neviza es el material intermedio entre la nieve y el hielo, o bien la nieve húmeda que ha pasado durante la temporada de ablación sin ser transformada en hielo.

Figura 4. Conversión de la nieve recién caída en hielo glaciar cristalino y denso.



Fuente: Elaboración propia modificado de Tarbuck, Lutgens & Tasa (2005).

La neviza también incluye a la nieve alterada en los glaciares polares donde no hay derretimiento. Una forma de diferenciarlos en la densidad de cada uno (Tabla 2)(Rivera et al., 2016).

Tabla 2. Densidades típicas de la NIEVE, ESCARCHA, NEVIZA Y HIELO.

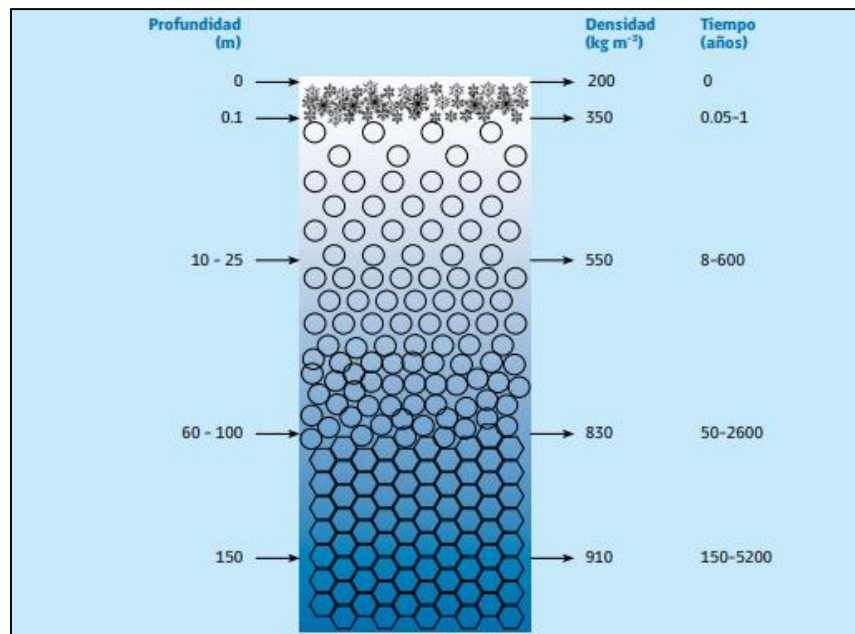
Denominación	(kg m ⁻³)
Nieve nueva (caída recientemente)	50-70
Nieve nueva húmeda	100-200
Nieve granular	200-250
Nieve perenne	250-300
Escarcha de profundidad	100-300
Costra de nieve por viento	350-400
Neviza	400-830
Nieve y neviza muy húmeda	700-800
Hielo glaciar	830-923

Fuente: Elaboración propia modificado de Rivera et al., 2016.

Gutierrez Elorza (2008) explica de manera más detallada este proceso señalando que la formación de los glaciares se desarrollan en situaciones en las que la acumulación de nieve

excede a la fusión de la misma. Esto requiere unas condiciones climáticas adecuadas, así como unos modelados que proporcionan lugares idóneos para su almacenamiento. La nieve caída en la zona de acumulación sufre profundos cambios que la transforman finalmente en hielo glaciar. Los granos constituyentes de este hielo están formados por cristales que varían desde tamaños milimétricos a decimétricos y han sido formados por numerosos copos de nieve. La Figura 5 ilustra el proceso de transformación de nieve recién caída hasta la consolidación cristalográfica de los granos para formar el hielo glaciar.

Figura 5. Esquema de la diagénesis del hielo.



Fuente: Extraído desde Rivera et al. (2016)

4. Tipología de glaciares

Los glaciares se pueden clasificar teniendo en cuenta ciertas características (Rivera et.al, 2016), donde se describen los tipos de glaciares a partir de criterios morfológicos y físicos (Tabla 3).

Tabla 3. Resumen de las categorías de los tipos de glaciares

Resumen tipos de glaciares				
Según morfología	Según tipo de cobertura superficial	Según zona de acumulación	Según tipo de frente	Según temperatura
<ul style="list-style-type: none"> • Casquete de hielo continental o Inlandis • Plataformas de hielo flotante • Corrientes de hielo • G. piedemonte • G. de valle • G. en calota • Campos de hielo • G. de cráter • G. de montaña • G. de circo • Glaciaretas • Glaciares rocosos • G. en conos volcánicos 	<ul style="list-style-type: none"> • Glaciares descubiertos • Glaciares cubiertos • Glaciares rocosos 	<ul style="list-style-type: none"> • Cuenca compuesta • Cuenca simple • Plateau 	<ul style="list-style-type: none"> • De montaña • Desprendentes de fiordos • Desprendentes de lagos • Complejos 	<ul style="list-style-type: none"> • Frío • Politermal • Temperado

Fuente: Elaboración propia

4.1 Según morfología

Esta clasificación es la principal, ya que es la que pone en evidencia la diversidad de glaciares que existe, diferenciándolos por su naturaleza, tamaño y características. Cada tipo de glaciar representará desafíos particulares para su estudio, el que ha de realizarse con diferentes técnicas y precisiones. (Rivera et. al, 2016)

4.1.1. Casquetes de hielo continental o Inlandis (Ice sheets).

Es la primera forma de según su morfología y se define como una gran masa de hielo que cubre un continente como Antártica o grandes extensiones como Groenlandia, donde la extensión del hielo no está totalmente controlada por la topografía de la corteza que subyace al hielo (Kotlyakov and Komarova, 2007). Este tipo de glaciar se caracteriza por ser más activo en sus bordes y a lo largo de corrientes de hielo (Ice Streams) (Rivera et. al, 2016).

4.1.2 Plataformas de hielo flotante (Ice shelves)

Es la porción flotante de un glaciar cuyo frente termina en aguas oceánicas profundas pero que están dinámicamente conectadas (Kotlyakov and Komarova, 2007). El espesor de las plataformas puede alcanzar hasta 200 m en el frente, incrementándose hacia zonas superiores del glaciar alcanzando máximos de hasta 700 m de espesor en la zona donde la base del hielo deja de flotar y está posado sobre roca (grounding line). Las plataformas de hielo flotante son alimentadas por hielo meteórico (generado por precipitación nivosa, no por congelamiento del mar) proveniente de glaciares o corrientes de hielo fluyendo desde el interior de Antártica o Groenlandia (Rivera et. al, 2016).

4.1.3. Corrientes de hielo (Ice streams)

Se refiere a glaciares (o partes de glaciares) que drenan un casquete de hielo continental mediante altas tasas de flujo con velocidades muy superiores a las del entorno glacial (Kotlyakov and Komarova, 2007). Las corrientes de hielo se caracterizan por numerosas líneas

de flujo u ondulaciones longitudinales que denotan las fuentes del hielo que las alimentan. Estas corrientes de hielo son las principales abastecedoras de hielo que llega a las plataformas de hielo flotantes (Rivera et. al, 2016).

4.1.4 Glaciares de piedemonte (Piedmont glaciers)

Son glaciares enclavados en la Cordillera pero cuya alimentación es suficientemente abundante como para permitir que una lengua penetre el Ante País o Pie de Monte, derramando su caudal de hielo, en forma de abanico divergente. También puede ser generado por varias lenguas glaciares que convergen en una zona más plana, formando una lengua terminal en forma de abanico de grandes dimensiones (Rivera et. al, 2016).

4.1.5. Glaciares de valle (Valley glaciers)

Se refiere a un glaciar que cubre parcialmente o completamente el valle de una montaña (Kotlyakov and Komarova, 2007). Se caracterizan por tener una o más cuencas de acumulación, ubicadas en subcuencas o circos, las cuales confluyen en un valle, más largo que ancho, el cual permite el flujo de hielo en función de la pendiente (Rivera et. al, 2016).

4.1.6. Glaciares en Calota (Ice caps)

Estos glaciares tienen un abombamiento en la parte central tipo "domo", fruto de la acumulación y la topografía subyacente. La ablación se produce por los bordes, ya sea por el contorno en su conjunto o por medio de lenguas que penetran en valles. Estas lenguas divergentes por lo general obedecen a un flujo radial con eje en la cúspide de la topografía dominante. (Rivera et. al, 2016)

4.1.7. Campos de Hielo (Icefields)

Según Kotlyakov and Komarova (2007) Los campos de hielo son grandes superficies de hielo, que exhiben una zona de acumulación compleja compuesta por una planicie en altura o plateau

rodeado por zonas escarpadas. El hielo existente en estas zonas altas es evacuado por medio de varias lenguas efluentes las cuales son controladas por la topografía subyacente.

4.1.8. Glaciares de cráter (Crater glaciers)

Son aquellos que ocupan una depresión topográfica, rodeada de un cordón montañoso, que impide la evacuación superficial del hielo acumulado, el cual fluye hacia el centro de la depresión y pierde masa por ablación superficial y también gracias al calor geotérmico en los conos y cráteres que los contienen (Rivera et. al, 2016).

4.1.9. Glaciares de montaña (Mountain glaciers)

Este tipo de glaciares son definidos como glaciares localizados en las partes altas de la cordillera, con formas variables, y donde la evacuación desde las zonas de acumulación (más anchas que largas), se da por medio de una lengua glacial pequeña (en comparación con un glaciar de valle). Su zona de acumulación es bien definida (Rivera et. al, 2016).

4.1.10. Glaciares de Circo (Cirque glaciers)

Son aquellos que ocupan una depresión de carácter semicircular generada por erosión glacial (circo), la cual es rodeada por flancos montañosos con mucha pendiente que culminan en cumbres o cordones tipo "aretas" (e.g. Kotlyakov and Komarova, 2007).

4.1.11. Glaciaretas (Niche, wall-sided, glacierets)

Esta categoría corresponde a las más pequeñas masas de hielo, sin existir una definición exacta de sus dimensiones. Se pueden encontrar en laderas de montañas, depresiones, sectores en sombras, sectores receptores de avalanchas de nieve o de acumulación por el viento (Kotlyakov & Komarova, 2007).

4.1.12. Glaciares rocosos (Rock glaciers)

Glaciares de roca o de escombros que contienen tanto hielo intersticial como núcleos de hielo (Kotlyakov and Komarova, 2007). Los glaciares rocosos poseen una geometría en forma de lengua o lóbulo, cuya estructura interna está constituida por una mezcla de hielo (40-60%), roca y sedimentos finos, que se desplazan lentamente ladera o valle abajo, a velocidades que varían entre los 10-150 cm a⁻¹ (Azócar and Brenning, 2010).

4.1.13. Glaciares en conos volcánicos activos (Active volcano glaciers).

Por último están los glaciares en conos volcánicos activos, los cuales corresponden a glaciares que están ubicados sobre volcanes activos, definidos como aquellos volcanes con registro de erupciones recientes o en tiempos históricos, donde hay una interacción glacio-volcánica que puede generar lahares o flujos rápidos (Rivera et al., 2014), que se producen por el derretimiento de glaciares durante erupciones, avalanchas de hielo, abrasión superficial debido a los flujos de lava y derretimiento basal (Thouret et al., 2007).

4.2. Según tipo de cobertura superficial

Bajo este criterio se encuentran tres tipos de cobertura superficial:

4.2.1. Glaciares descubiertos (o limpios).

Son glaciares sin grandes cantidades de materiales superficiales, que son generados por depositación de nieve, la que progresivamente se transforma en neviza y posteriormente en hielo. Este tipo de glaciar posee también una zona de acumulación o alimentación y una zona de ablación bien definida (Rivera et. al, 2016).

4.2.2. Glaciares cubiertos.

Este segundo tipo de glaciar presenta como característica principal el hecho de encontrarse parcial o totalmente bajo una capa detrítica que actúa como aislante (Rivera et. al, 2016).

Además, estos glaciares pueden ser considerados como la etapa inicial del proceso de transformación gradual de un glaciar descubierta en un glaciar rocoso (Croce and Milana, 2002) de génesis glaciogénica.

4.2.3. Glaciares rocosos

Por último están los glaciares rocosos, también llamados de escombros (Brenning, 2003), tienen forma de lengua o lóbulo y un escarpe frontal y lateral como resultado del desplazamiento lateral abajo, presentando cordones y surcos en su superficie (Rivera et. al, 2016). Son equivalentes a aquellos descritos en la sección 4.1.12.

4.3. Según zona de acumulación.

El inventario mundial de glaciares ha clasificado los glaciares en función de las características de sus zonas de acumulación.

4.3.1. Cuencas compuestas

Este tipo de cuencas posee dos o más cuencas de alimentación que dan origen a lenguas glaciares individuales, las que se unen aguas abajo formando una lengua principal (Kotlyakov and Komarova, 2007).

4.3.2. Cuenca simple

Es un tipo de cuenca de alimentación más ancha que larga, bien delimitada, cuyo hielo es evacuado por una lengua principal.

4.3.3. Plateau

Es un tipo de glaciar complejo posado sobre una superficie relativamente plana (Kotlyakov and Komarova, 2007), cuyas divisorias de hielo son difíciles de mapear. Estas superficies son

grandes receptáculos de nieve, la cual se transforma en hielo, que fluye abajo por portezuelos, por donde salen lenguas efluentes (Rivera et. al, 2016).

4.4. Según tipo de frente

Para Rivera et al.,(2016) los glaciares pueden tener una gran diversidad de frentes, los que se pueden llegar a resumir en las siguientes categorías:

4.4.1. De montaña

Son frentes terminales posados en roca, o materiales morrénicos, desde donde nacen cursos de agua de fusión glaciár. Las pendientes son variables, pero la pérdida de masa se da por fusión y eventualmente sublimación (Rivera et. al, 2016).

4.4.2. Desprendentes en lagos

Son frentes que se desprenden de glaciares que desembocan en lagos (Kotlyakov and Komarova, 2007).

4.4.3. Desprendentes en fiordos

Este tipo de glaciares tiene un frente que se desprende en aguas oceánicas sometidas a salinidad variable, mareas y corrientes de diversas intensidades (Kotlyakov and Komarova, 2007).

4.4.4. Complejos

Este tipo de frente contienen varios de los tipos anteriores, debido a la existencia de más de una lengua terminal o más de un tipo de término, o frentes confluentes (Rivera et. al, 2016).

4.5. Según temperatura

La temperatura del hielo es una variable importante para entender los mecanismos de pérdida de masa, y cuando se trata de mediciones de temperatura en testigos de hielo profundo, pueden informar de las condiciones climáticas existentes en el pasado (Ginot et al., 2011). La distribución de la temperatura en un glaciar depende de varios factores, dado que puede haber fuentes de calor en la superficie, tanto en la base del glaciar como al interior del glaciar. El calor dentro de un glaciar es transportado por conducción, es advechado por el movimiento del hielo y es desplazado con el agua o el aire que fluye a través de grietas y canales (Rivera et al., 2016).

4.5.1. Glaciar frío

Es un tipo de glaciar cuyo hielo tiene una temperatura por debajo del punto de fusión. En este tipo de glaciares, el flujo del hielo se da principalmente por deformación interna. En este tipo de glaciares, la presencia de agua está limitada a la ocurrencia temporal de eventos de derretimiento, que solo se dan bajo condiciones atmosféricas favorables. Generalmente, la base del hielo está congelada a la roca o sedimentos subglaciares, por lo que no hay deslizamiento basal (Rivera et al., 2016).

4.5.2. Glaciar politermal

Rivera et al., (2016) definió a este tipo de glaciar como un glaciar que posee zonas templadas y frías. En general se trata de glaciares que en su base poseen hielo templado, pero que en superficie tienen hielo frío. Esta condición politermal puede darse también como una transición altitudinal, con temperaturas por debajo del punto de fusión en la zona de acumulación. En este tipo de glaciares puede darse la presencia de hielo sobrepuesto, o hielo que se forma por recongelación de agua lluvia o de agua generada por derretimiento de nieve en períodos cortos.

4.5.3. Glaciar temperado

El último de la categoría es el glaciar temperado, el cual la mayor parte de su masa tiene la temperatura del punto de fusión, por lo general esta temperatura se define como 0°C. Un glaciar temperado también puede tener zonas o capas superficiales donde hay recongelamiento, puede ser debido a condiciones meteorológicas especiales, pero siempre bajo un carácter estacional (Rivera et al., 2016).

5. Balance de masa glaciar

El balance de masa en un glaciar corresponde a la medida de la diferencia en la ganancia y pérdida de nieve y hielo, normalmente se mide por su equivalente en agua (cantidad de agua resultante de la fusión) durante uno o sucesivos años hidrológicos. El término acumulación hace referencia a todos aquellos procesos por los que se añade material al glaciar (Gutiérrez Elorza, 2008). Una definición algo más sencilla de entender es la de Aguas Andinas (2019) la cual dice que el glaciar gana masa principalmente por la caída de nieve durante el período de precipitaciones por lo que el balance es positivo, y pierde masa normalmente por derretimiento de hielo (y habitualmente en menor medida por sublimación) durante el período seco, por lo que el balance es negativo. Existen cuatro tipos de balance de masa: Balance de masa específico, Balance de masa específico anual, Balance de masa total anual, Balance de masa específico promedio (Rivera et al., 2016). Para realizar la cuantificación de ganancias o pérdidas de un glaciar existen varios métodos de medición: Método glaciológico, Método geodésico y el Método hidrológico o combinado.

5.1. Balance de masa específico

De acuerdo a la terminología clásica [Cuffey and Paterson, 2010], se denomina balance de masa específico, b , al que es equivalente a la sumatoria resultante de la acumulación y la ablación en cualquier momento a partir de la superficie del verano anterior o “ss” (en inglés summer

surface). Esta superficie es distinguible por una capa fina de detritos que marca el fin del proceso de ablación del año anterior. Esta medición “discreta” se simboliza con letra minúscula y se expresa con una sencilla ecuación:

Ecuación 1.

$$b = c + a$$

Fuente: Rivera et al, 2016.

Donde b es el balance de masa específico, c es la acumulación y a es la ablación.

5.2. Balance de masa específico anual

Se suele considerar el fin del verano precedente como el inicio de un nuevo año de mediciones. Cuando este período se extiende por un año hidrológico completo, se medirá el balance específico neto o anual, b_n . (Rivera et al., 2016)

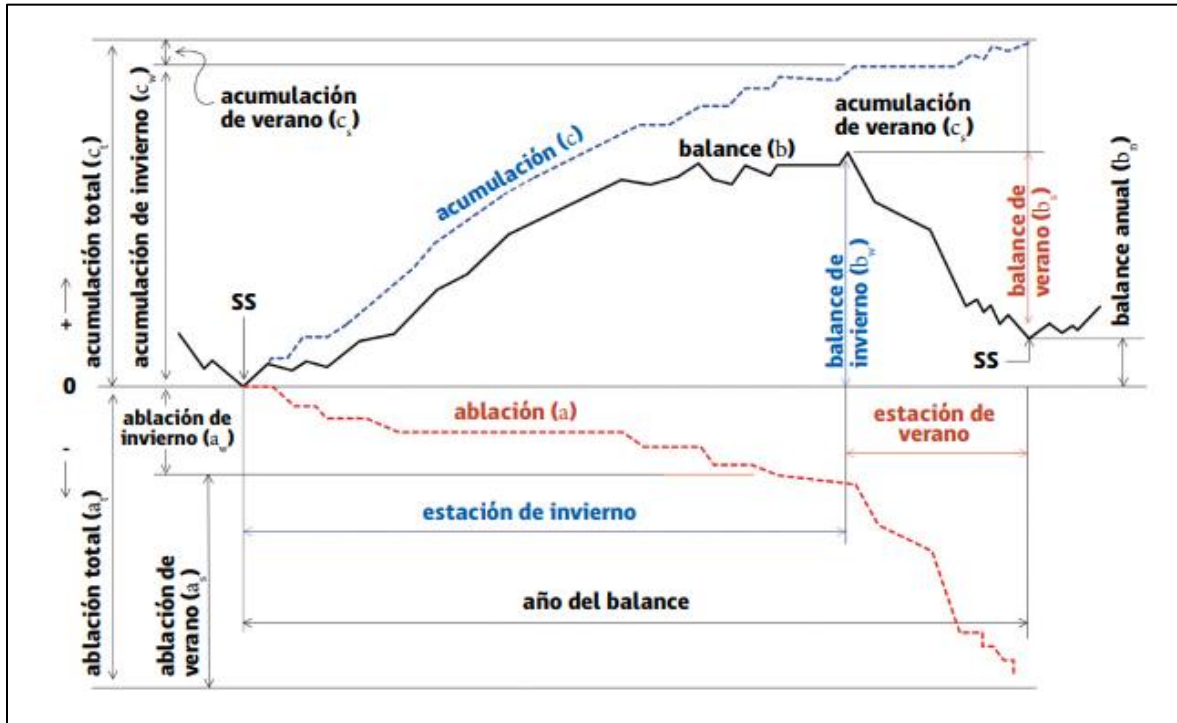
Ecuación 2.

$$B_n = c_t + a_t$$

Fuente: Rivera et al, 2016.

Donde b es el balance de masa específico anual, y c_t es la acumulación, y a_t es la ablación específica total durante el año de balance.

Figura 6. Terminología del balance de masa de un ciclo anual (año de balance) y diferenciación estacional para un glaciar típico de régimen templado o de latitudes medias.



Fuente: Extraído desde Rivera et al. (2017)

La figura anterior (Figura 6) señala la variación de la curva de balance dentro de un año hidrológico, en un glaciar de latitudes medias. En la curva de balance de masa versus tiempo se observará un primer período de incremento hasta alcanzar un valor acumulado máximo como se ve en la figura anterior, el que habitualmente se denomina balance de invierno (b_w) correspondiente al semestre astronómico del invierno en el Hemisferio Sur. De ahí que suele asumirse que b_w es equivalente a c_t , o ligeramente inferior considerando las pérdidas por sublimación, deflación u otras fuentes s [Østrem and Brugman, 1991]. Este período es seguido por el decrecimiento del balance de masa hasta alcanzar un mínimo, lo que corresponde al denominado balance de verano (b_s), cuando ocurre casi la mayor parte de la ablación. (Rivera et al, 2016). De acuerdo a lo anterior, el balance específico anual se expresa con la siguiente ecuación:

Ecuación 3.

$$B_n = b_w + b_s = c_t + a_t$$

Fuente: Rivera et al, 2016.

Donde la sumatoria b y b son equivalentes a las de c y a , en ambos casos dando como resultado el balance específico anual. Así también, pueden fraccionarse los balances estacionales de la siguiente manera: (Rivera et al., 2016)

Ecuación 4.

$$b_n = b_w + b_s = (c_w + a_w) + (c_s + a_s)$$

Fuente: Rivera et al, 2016.

Donde c y a son respectivamente, la acumulación y ablación de invierno, mientras que c y a son respectivamente la acumulación y ablación de verano (Figura de arriba).

5.3. Balance de masa total anual

El balance específico, ya sea anual o estacional, debe ser integrado a toda la superficie del glaciar. Los términos de balance de masa para el glaciar en su totalidad son análogos a los referidos para los puntos específicos, con la excepción de ser expresados con letra mayúscula. (Rivera et al., 2016)

Entonces, al integrar b_n sobre toda el área del glaciar, en adelante s , se obtiene el balance anual total, B_n . Este último corresponde al volumen equivalente de masa total (eq. a.) durante un año hidrológico: (Rivera et al., 2016)

Ecuación 5.

$$B_n = \int_s b_n ds$$

Fuente: Rivera et al, 2016.

5.4. Balance de masa específico promedio

Una vez obtenido el balance de masa total anual, es necesario obtener un valor que represente la mayor parte del glaciar por unidad de superficie, este nuevo valor es un parámetro único de comparación con glaciares adyacentes o de otras regiones climáticas (Kaser et al., 2003). Para cumplir con esta representación, se utiliza el balance específico promedio $\overline{b_n}$, o balance neto promedio (Rivera et al., 2016) y se expresa por la siguiente ecuación:

Ecuación 6:

$$\overline{b_n} = B_n / S$$

Fuente: Rivera et al, 2016.

6. Componentes del balance de masa.

Tabla 4. Resumen de los componentes del balance de masa.

Componentes	Acumulación	Ablación
Definición	Según explica Rivera et al. (2016) La precipitación nivosa como mecanismo de acumulación no es el único pero sí es el que aporta en mayor volumen, luego está la lluvia siendo su aporte marginal, la cual es transformada en hielo superficial gracias al efecto que tienen las bajas temperaturas, aunque este último mecanismo va a depender mucho del tipo de glaciar el aporte que pueda entregar.	La ablación ocurre fundamentalmente por el derretimiento de la nieve o hielo superficial seguido de escorrentía, debido a la transferencia de energía desde la atmósfera mediante los procesos de radiación y flujos turbulentos en el aire adyacente a la superficie. (Rivera et al., 2016). Otras formas de ablación son la deflación y la sublimación, ésta última constituye el proceso de transformación directa del hielo a

	vapor de agua. Ocurre en cualquier temperatura pero puede ser el mecanismo principal de ablación en glaciares en ambientes muy fríos, secos y con vientos fuertes (Cufey and Paterson, 2010).
--	---

Fuente: Elaboración propia modificado de Rivera et al. (2016)

7. Métodos de medición de balance de masa

Existen diferentes métodos para realizar la cuantificación de ganancias o pérdidas de masa de un glaciar, la diferencia entre ellos es si son indirectos, directos, o en algunos casos combinados.

7.1. Método glaciológico

El primer método es el que se lleva a cabo con mediciones in situ, para lo cual se mide en varios puntos de un glaciar la diferencia de elevación de la superficie de nieve o hielo, registrada en balizas o estacas que son visitadas sucesivamente (Rivera et al., 2016). Este tipo de método es directo.

7.2. Método geodésico

Este tipo de balance de masa geodésico se refiere a la medición de los cambios en la masa de un hielo, como un glaciar. Implica la medición de la elevación de la superficie glaciar en dos fechas diferentes y la interpretación de estos datos para determinar si la masa de hielo de está ganando o perdiendo hielo.

Este método es del tipo indirecto, se determina a partir de la medición de los cambios volumétricos que experimenta un glaciar obtenidos a partir de la diferencia de elevación y

densidad de un glaciar en dos momentos determinados (Bamber & Rivera, 2007). Este método puede ser aplicado mediante el uso de mapas topográficos, Modelos Digitales de Elevación (MDE), entre otros (Rivera et al., 2016). Mediante un MDE se hace una comparación en el cambio que tiene la topografía de años previos con el levantamiento inicial.

III. Área de estudio

El área de estudio corresponde a la Sierra Nevada ($38^{\circ}35'17.20''S$, $71^{\circ}34'43.97''O$). En el último Inventario Público de Glaciares de la Dirección General de Aguas (2022), clasifica a estos glaciares como glaciarete y como glaciar de montaña ubicado en la macrozona glaciar sur, geográficamente se encuentra entre las comunas de Curacautín, Lonquimay y Melipeuco, Provincia de Cautín y Malleco, Región de la Araucanía. (Figura 7). Estos glaciares forman parte del Parque Nacional Conguillío, el Parque se ubica en la precordillera Andina a una altura variable entre los 750 y los 3.125 msnm configurado por el cordón montañoso de Sierra Nevada (CONAF, 2006).

Ahora, este Parque Nacional forma parte del Geoparque Kütralkura (Schilling et al., 2013) lo que es relevante, ya que se extiende por cerca de 8100km^2 en la zona sur de la Cordillera de Los Andes, comprendiendo las comunas donde se encuentra ubicada la zona de estudio además de la comuna de Vilcún. Este geoparque según Schilling et al. (2013) tiene un alto valor paisajístico y ecológico, donde destacan bosques de araucarias milenarias que crecen sobre el volcán Sierra Nevada y Llaima. El volcán Sierra Nevada se encuentra cercano al volcán Sierra Velluda siendo ambos volcanes extintos o inactivos, también está cercano a los volcanes activos Lanin, Villarrica, Llaima, Lonquimay, Callaqui y Copahue.

Los glaciares de la Sierra Nevada están entre los más importantes del geoparque, estando restringidos a las altas cumbres debido al retroceso paulatino de estas masas de hielo. Jesús A.(2020) en su memoria de título obtuvo como resultado años que sobresalen en relación a sus tasas de cambios en la superficie glaciar, siendo el año 2000 en donde el glaciar creció un 116%, mientras que el año donde sufrió una mayor pérdida superficial fue 1986 con valor de -56,08%

y el año sobresaliente más reciente fue en 2018 con un -22,89%, en resumen hubo más años de pérdidas que de ganancias, lo que indica un retroceso glaciar. Dentro del parque se pueden encontrar diversas morfologías en el paisaje que fueron producidas por la acción de antiguos glaciares, como son los circos y valle glaciales, rocas intensamente pulidas, morrenas de diversos tipos y lagos originados tras el retiro de los glaciares, como por ejemplo la formación de la Laguna Espejo por el derretimiento del glaciar de la Sierra Nevada (Schilling et al., 2013). La datación de las morrenas de esta zona indica que ha tenido reavances varias veces durante el Holoceno. Price et al., (2022) sugiere que la formación de las morrenas mapeadas en la zona proglacial, ocurrió solo en períodos de mayor cambio climático regional durante el Holoceno tardío.

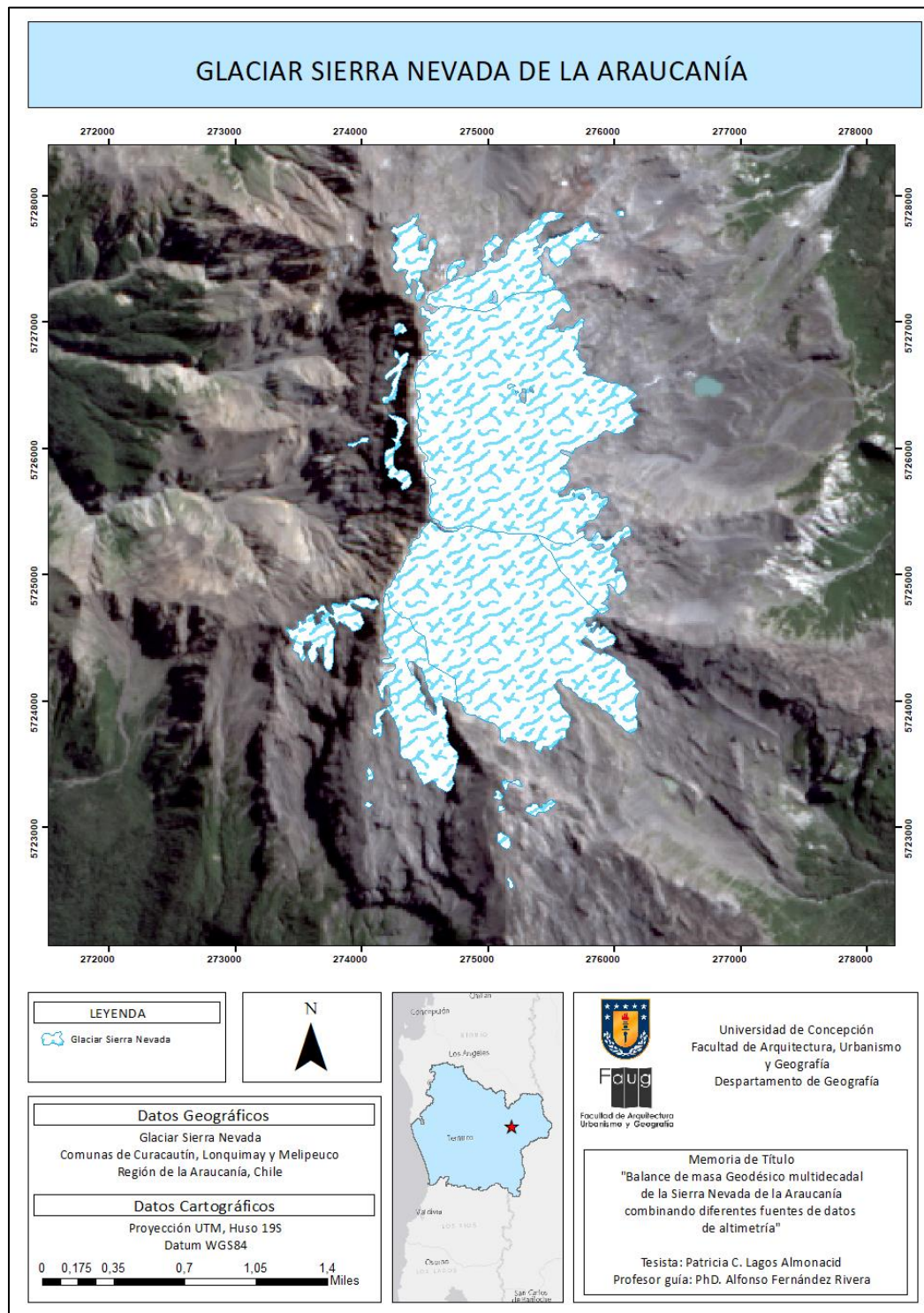
En términos hidrológicos según el Inventario Público de Cuencas Hidrográficas (2022) (Tabla 5), la Sierra Nevada se sitúa entre las cuencas del Río Bio-Bio (código BNA 083), Río Imperial (código BNA 091) y el Río Toltén (código BNA 093), sobre las subcuencas nacen tres: Cautín Alto (hasta antes junta R. Quepe) (código BNA 0912), Río Bio-Bio Alto (hasta después junta Río Lamin) (código BNA 0830), Río Allipen (código BNA 0940). Finalmente se encuentra el nacimiento de cuatro subsubcuencas: Río Cautín entre estero Lefuco y bajo junta estero Collico (código BNA 09121), Río Cautín bajo junta estero Lefuco (código 09120), Río Lonquimay (código 08304) y Río Trafultraful (código 09400).

Tabla 5. Resumen ubicación de la Sierra Nevada según Inventario Público de Cuencas Hidrográficas.

Código Cuenca BNA	Código Subcuenca BNA	Código Subsubcuenca BNA
083	0830	08304
091	0912	09120
093	0940	09121
		09400

Fuente: Dirección General de Aguas (2022)

Figura 7. Mapa de ubicación Glaciar Sierra Nevada.



Fuente: Elaboración propia.

IV. Objetivos

1. Objetivo central

- Analizar el balance de masa geodésico de la Sierra Nevada entre los períodos 1998-2000 y 2000-2007.

2. Objetivos específicos

- Elaborar modelos digitales de elevación de los glaciares
- Compilar y validar modelos digitales de elevación de diferentes fechas
- Calcular el balance de masa geodésico

V. Hipótesis

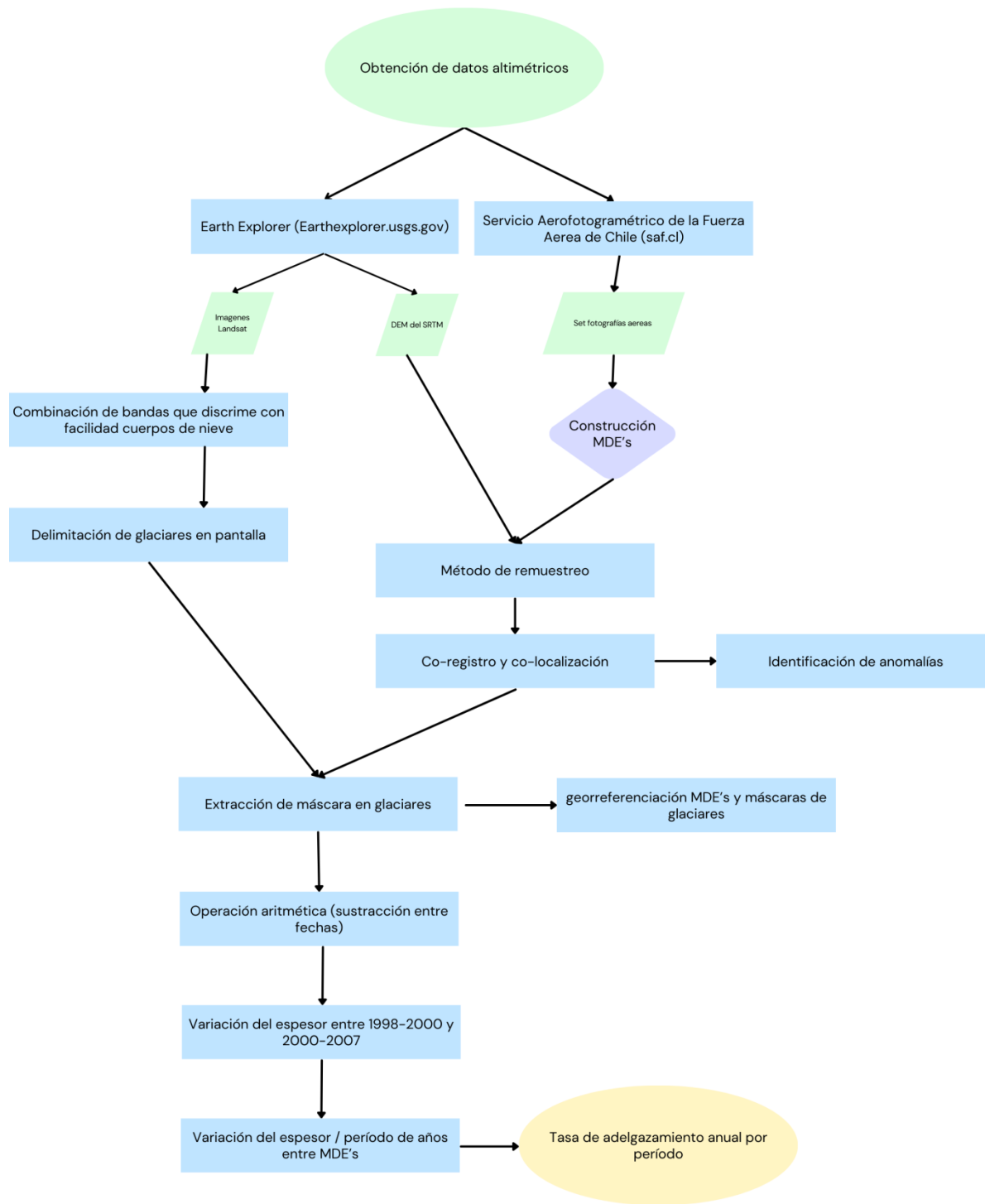
El informe final de variaciones recientes de glaciares en Chile, según principales zonas glaciológicas (Centro de Estudios Científicos, 2011) presentó una evaluación de más de 140 glaciares de Chile, mediante el empleo de herramientas de percepción remota, reconociendo que existe una tendencia generalizada de retroceso frontal y reducción de áreas glaciares, que está vinculada en gran medida a los cambios en temperaturas y precipitaciones que afectan Chile. El cambio climático y la actividad geotérmica de los volcanes activos juegan un papel importante en el retroceso de los glaciares en las últimas décadas (Rivera et al., 2006). Considerando el tipo de glaciar de este estudio, que en este caso es un glaciar que se encuentra al descubierto lo que lo hace más sensible a las tendencias climáticas en estas últimas décadas, se podría inferir que el déficit de precipitación y la variación de la temperatura en la zona influyen directamente en el espesor del glaciar dando como resultado una tendencia a la aceleración del cambio de espesor de la Sierra Nevada.

VI. Metodología

El balance de masa glaciar trata sobre la ganancia y pérdida de nieve y hielo en el mismo y normalmente se mide por su equivalente en agua. Dentro de los componentes del balance de masa encontramos la Acumulación y la Ablación, las cuales se encuentran separadas por medio de la línea de equilibrio. La primera la principal forma de acumulación de masa en cualquier glaciar es la precipitación nivosa, además existen otros mecanismos que realizan un aporte marginal, como la lluvia que es transformada en hielo superficial por efecto de bajas temperaturas, la neblina blanca al contacto con el glaciar o el recongelamiento del agua de derretimiento que es integrada en forma de una capa de hielo sobreimpuesto. Por otro lado la ablación ocurre fundamentalmente por el derretimiento de la nieve o hielo superficial seguido de escorrentía, debido a la transferencia de energía desde la atmósfera mediante los procesos de radiación y flujos turbulentos en el aire adyacente a la superficie (Rivera et al., 2016).

Para lograr el objetivo principal de esta tesis se plantea este diagrama de flujo donde se visualiza la metodología de trabajo para lograr calcular el balance geodésico de la Sierra Nevada partiendo desde la obtención de datos altimétricos hasta la tasa anual de adelgazamiento por períodos. (Figura 8).

Figura 8. Diagrama metodológico para la estimación de la tasa anual de adelgazamiento glacial aplicado a la Sierra Nevada de la Araucanía.



Fuente: Elaboración propia

1. Materiales

6.1 Obtención de datos

Para la realización y cálculo de la variación de superficie y longitud del glaciar en primer lugar se descargó el SRTM del área de estudio a través de la página web USGS (United States Geological Survey) Earth Explorer (<https://earthexplorer.usgs.gov/> Marzo 28, 2023, último acceso exitoso) que proporciona búsqueda en línea, visualización de navegación, exportación de metadatos y descarga de datos de ciencias de la tierra. Y por otro lado, mediante el SAF se obtienen las fotografías aéreas de los vuelos existentes que cubran la misma superficie.

Se trabajó en esta metodología con un total de 1 SRTM del año 2000 y 13 fotografías aéreas siendo 2 pertenecientes al año 1998 y 11 para el año 2007. Las trece fotografías seleccionadas fueron las que calificaban para poder ser trabajadas mediante herramientas fotogramétricas y herramientas SIG, donde se consideró algunos criterios específicos para su selección como por ejemplo baja o nula coberturas de nubosidad lo que nos permite con mayor facilidad discriminar zonas de roca y vegetación, cuerpos de agua y el hielo desnudo, y que cubran toda el área de estudio. (Figura 9).

1.1.1. Fotografías aéreas del SAF

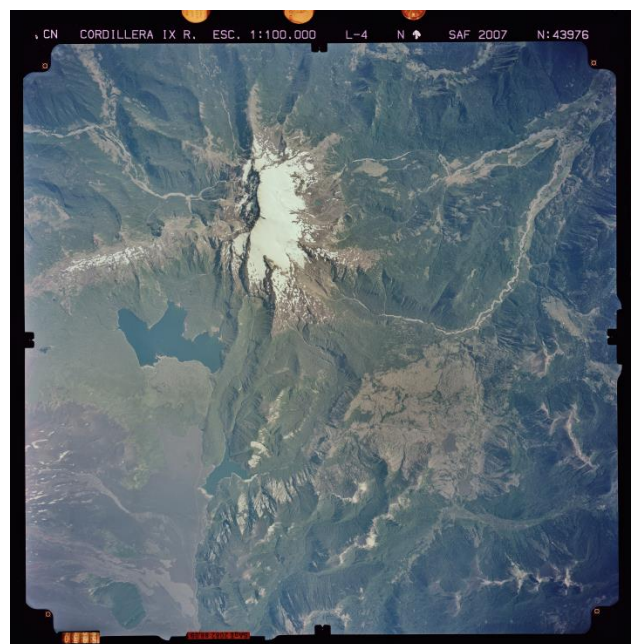
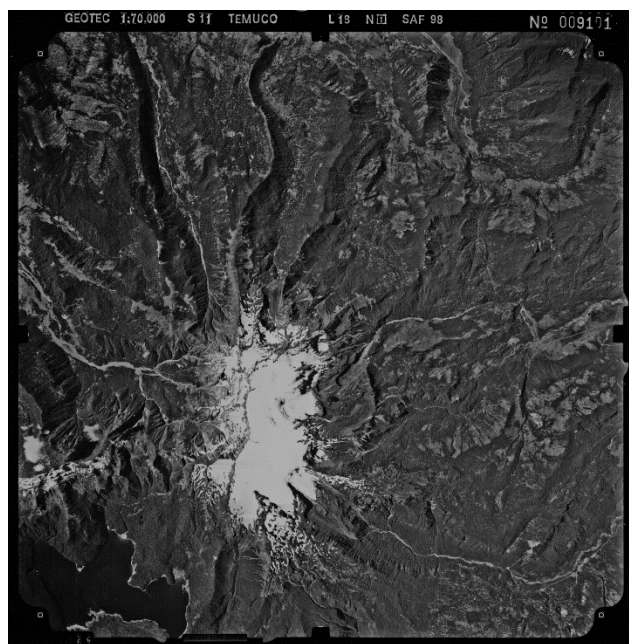
Dentro de la fuente de datos geoespacial utilizada está en primer lugar fotografías aéreas del Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile (SAF) correspondientes a los vuelos fotogramétricos SAF1998 y SAF2007. En la tabla 6 se muestra un resumen de las características de cada vuelo. En la figura 9 se exponen una fotografía respectiva para cada set de imágenes pertenecientes a los dos vuelos, siendo la del lado izquierdo en escala de grises para el año 1998 y la fotografía a color para el año 2007, lo cual es importante destacar para más adelante.

Tabla 6. Características principales de los vuelos fotogramétricos.

Vuelos	N° fotografías aéreas	Número identificador de los fotogramas	Escala de las fotografías	Fecha de calibración
SAF 1998	2	9101; 9102	1:70.000	19.06.1996
SAF 2007	11	43870; 43871; 43875; 43945; 43946; 43947; 43948; 43975; 43976; 43977; 43978	1:100.000	03.07.2003

Fuente: Elaboración Propia.

Figura 9. Fotografía representativa para los set de imágenes SAF 1998 y SAF 2007 respectivamente



Fuente: SAF

1.1.2. MDE del SRTM (año 2000)

La Misión de Topografía de Radar del Transbordador (SRTM) voló a bordo del transbordador espacial Endeavour durante el 2000. La Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA) y la Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial (NGA) participaron en un proyecto internacional para adquirir datos de radar que se utilizaron para crear el primer conjunto casi global de elevaciones terrestres. El radar de imágenes espaciales de banda C y el radar de apertura sintética de banda X (X-SAR) se utilizaron a bordo del transbordador espacial para recopilar datos sobre el medio ambiente de la Tierra (EROS, 2018).

El nivel de procesamiento y la resolución de los datos varían según el conjunto de datos SRTM, pero el que fue utilizado es el siguiente.

- SRTM 1 Arc – Second Global.

Ofrecen cobertura mundial de datos llenos de vacíos a una resolución de 1 arc – segundo (30 metros) y proporcionan distribución abierta de alta resolución conjunto de datos globales. (United States Geological Survey, 2018).

- Formatos de archivo SRTM

Earth Explorer ofrece datos SRTM con una cuadrícula de puntos de elevación espaciados regularmente en tres formatos de archivo: Digital Terrain Elevation Data (DTED), Band Interleaved By Line (BIL) y Georeferenced Tagged Image File Format (GeoTIFF). Este último es el cual fue utilizado para este trabajo.

- a) **Georeferenced Tagged Image File Format (GeoTIFF):** es un archivo TIFF con información geográfica incrustada. Este es un formato de imagen estándar para aplicaciones GIS.

Los datos de elevación SRTM están destinados para uso científico con un Sistema de Información Geográfica (SIG) u otro software de aplicación especial.

1.1.3. Imágenes Landsat

Entre los satélites de recursos, el programa Landsat puede considerarse el más fructífero puesto que ha proporcionado datos multiespectrales de alta resolución a una amplia gama de usuarios durante más de 40 años, lo que representa el registro más largo de información sobre la superficie terrestre obtenido de forma global y repetitiva desde el espacio. (García, s.f.)

En cuanto a las características orbitales los primeros tres satélites de la serie tenían unas características similares. El peso total del sistema se aproximaba a los 960 Kg. Su órbita era heliosíncrona, esto es que pasa por el mismo lugar a la misma hora, polar, ligeramente inclinada (99.1 grados). Con una altura orbital media de 917 Km, circundaba la tierra cada 103 minutos, con lo que realizaba 14 órbitas diarias para volver sobre la misma porción de la superficie terrestre a los 18 días, y a la misma hora local (entre 9:30 y las 10:30 según latitudes). Los satélites posteriores (4 ... 9) modificaron su forma y sus característica orbitales. La altura de vuelo se reduce de 917 a 705 Km, aunque se mejora el ciclo de recubrimiento, de 18 a 16 días, gracia a su menor período orbital (98.9 grados). Sin embargo, el momento de adquisición se mantiene en torno a las 9:45 hora local en nuestras latitudes. (García, s.f.)

Landsat 5 fue lanzado desde la Base de la Fuerza Aérea Vandenberg en California el 1 de marzo de 1984 y, al igual que Landsat 4, llevaba los instrumentos Multispectral Scanner (MSS) y Thematic Mapper (TM). (US Geological Survey [USGS], s.f.) (Tabla 7).

Tabla 7. Instrumentos Landsat 5.

Multispectral Scanner (MSS)	Thematic Mapper (TM)
<ul style="list-style-type: none"> • Cuatro bandas espectrales (idénticas a Landsat 1 y 2) <ul style="list-style-type: none"> ➤ Banda 4 Verde visible ➤ Banda 5 Rojo visible 	<ul style="list-style-type: none"> • Se agregó el infrarrojo de rango medio a los datos • Siete bandas espectrales, incluida una banda térmica:

<ul style="list-style-type: none">➤ Banda 6 Infrarrojo cercano➤ Banda 7 Infrarrojo cercano• Seis detectores para cada banda espectral proporcionaron seis líneas de exploración en cada exploración activa• Intervalo de muestreo terrestre (tamaño píxel): 57x79cm.	<ul style="list-style-type: none">➤ Banda 1 Azul Visible➤ Banda 2 Rojo visible➤ Banda 3 Rojo visible➤ Banda 4 Infrarrojo cercano➤ Banda 5 Infrarrojo cercano➤ Banda 6 Térmica➤ Banda 7 Infrarrojo medio• Intervalo de muestreo terrestre (tamaño píxel): 30m reflectante, 120m térmico.
---	--

Fuente: Elaboración propia en base a información obtenida de USGS

Un dato relevante de la órbita del satélite Landsat 5 es que fue adquirido en el sistema de trayectoria/fila del sistema de referencia mundial-2 (WRS-2), con superposición de franjas (o superposición lateral) que varía desde el 7% en el ecuador hasta un máximo de aproximadamente el 85% en latitudes extremas.

Conjuntos de datos pertenecientes al apartado de Landsat, para el año 2007 se utilizó un Landsat 4-5 TM C2 L1 con fecha 03/20/2007 y para el año 1998 se utilizó un Landsat 5 igualmente correspondiente a la colección 2 nivel 1 con fecha 04/03/1998. Se utilizaron como base con una combinación falso color con el propósito de delimitar los márgenes glaciares para esas fechas de la manera más rigurosa posible.

2. Método

2.1. Método geodésico

De los métodos que existen se utilizó el método geodésico, el cual se determina partiendo de la medición de los cambios volumétricos que experimenta un glaciar obtenidos a partir de la diferencia de elevación y densidad de un glaciar en dos momentos determinados (Bamber & Rivera, 2007). El método geodésico puede ser aplicado mediante fuentes de datos de altimetría como Modelos Digitales de Elevación, mapas topográficos, fotos aéreas métricas, entre otros, adquiridos para múltiples fechas. La razón de la utilización de este método es porque resulta útil para estimar balances de masa en campos de hielo donde las mediciones de balance de masa puntual son poco factibles a causa del riesgo para acceder en zonas altamente peligrosas (Rivera et al., 2016).

Con la determinación de los cambios volumétricos se puede identificar los procesos de acumulación y ablación, en donde el glaciar puede ser dividido en dos zonas sometidas por estos dos procesos antes nombrados.

2.2 Tratamiento de las imágenes

Las fotografías aéreas disponibles para los vuelos de 1998 y 2007 deben pasar por un tratamiento de software de procesamiento para ser utilizadas en la determinación de fluctuaciones en los glaciares.

2.2.1. Tratamiento visual

Para el tratamiento visual de las fotografías se debe comenzar creando un directorio diferente para cada año, cada vuelo aerofotogramétrico cuenta con su propio certificado de calibración de cámara donde se indica la escala de las imágenes, la distancia focal, Punto Principal de Auto colimación (PPA), Punto Principal de Simetría (PPS) y la posición de las marcas fiduciales referidas al centro de la imagen. El primer paso es ingresar toda la información anterior del

certificado de calibración de cámara en el software OrthoEngine by PCI Geomatics, además se debe seleccionar el Sistema de Referencia de Coordenadas (SRC). El siguiente paso es grabar las marcas fiduciales de cada una de las fotografías según la posición que se escogió en la etapa anterior siendo lo más preciso posible.

En Set Prejection de OrthoEngine, la primera sección de Output Projection en este trabajo se utilizaron los siguientes parametros, UTM y UTM 19C D000 para la primera fila y 5m para Output pixel spacing y Output line spacing. Para la sección GCP Projection se seleccionó el mismo SRC que en la sección anterior y se conservó lo demás.

Una vez teniendo todos los parámetros ingresados y en orden, lo siguiente es empezar a agregar las cuatro marcas fiduciales con la mayor precisión posible en cada una de las fotografías. El siguiente paso quizás sea el más cansador visualmente, ya que requiere de mucho tiempo y rigor para poder lograr detectar zonas geográficamente fácil de reconocer tanto en Google Earth Pro como poder localizarla en la fotografía, en algunas ocasiones resultó difícil dar con todas las ubicaciones y eso llevó a tener errores en el MDE resultante del set de imágenes del vuelo SAF 2007.

La siguiente etapa consistió en tomar puntos de control en cada imagen donde se tomaron alrededor de 10 puntos en cada una teniendo como referencia un explorador de imágenes por satélites en 3D como Google Earth Pro, la precisión es importante en esta etapa para que el Error Cuadrático Medio Inicial (RMSE) sea lo más mínimo posible. Otro punto importante en esta etapa es ingresar el SRTM que debe encontrarse en alturas geoidales en el software ya que este es un archivo con información de altura y es el que le da una tercera dimensión a los puntos de control marcados en cada punto de la fotografía. Una vez teniendo las dos fotografías listas de 1998, la siguiente etapa es crear una imagen epipolar donde en este caso solo contaba con dos imágenes y de acuerdo a la posición que tenían va a condicionar en qué lado irá (Izquierda o derecha), luego se hace exactamente lo mismo con las fotografías correspondientes al año 2007. Las imágenes epipolares vendrían siendo el resultado de un proceso de normalización donde se traza una línea imaginaria en donde las dos fotografías se

solapan y básicamente es para corregir las condiciones del vuelo que en ocasiones podría interferir factores como las condiciones atmosféricas o que la ruta del vuelo que no es totalmente recta, por lo que las fotografías no suelen tener el mismo ángulo de inclinación unas respecto a las otras. Posterior a la creación de imágenes epipolares se extrae el MDE automáticamente desde el menú en Orthoengine.

3. Remuestreo

Es muy importante la realización de un remuestreo de los MDEs para que todos se encuentren regidos bajo una misma resolución espacial. En palabras simples, consiste en la unión de todas las celdas que se topan o que están alrededor si fuera de un tamaño pequeño a más grande y de esta unión de celdas se hace un promedio, y ese promedio se asume como el valor de la nueva celda y así sucede con toda la nueva imagen.

Antes de combinar y analizar rásteres con distintas proyecciones de mapa y resoluciones, suele ser deseable remuestrear los datos con una proyección y resolución habituales. Reproyectar una imagen en otro sistema de coordenadas crea una cuadrícula de píxeles de imagen en una alineación distinta de la imagen original. Es necesario calcular un valor para cada píxel de la nueva imagen mediante muestreo o interpolación de una vecindad de píxeles desde la posición que corresponda en la imagen original. (Esri, s.f.)

Existen diferentes métodos de remuestreo en donde va a depender del tipo de datos ráster y la finalidad del dataset ráster resultante, los más usados comúnmente son:

Vecino más cercano: Se utiliza principalmente para datos discretos, como la clasificación del uso del suelo, ya que no crea valores de píxel nuevos. Este método también es adecuado para datos continuos si desea conservar los valores de reflectancia originales en imágenes para realizar un análisis multispectral preciso. Tiene mayor eficacia en términos de tiempo de procesamiento, pero puede introducir leves errores de posicionamiento en la imagen de salida. (Esri, s.f.)

Interpolación bilineal: Este método es el más adecuado para datos continuos. La apariencia de la imagen de salida es más suave que el resultado de Vecino más cercano, pero los valores de reflectancia se modifican, por lo que la imagen se difumina o pierde resolución. (Esri, s.f.)

Convolución cúbica: Adecuado para datos continuos. El resultado está geométricamente menos distorsionado que el ráster que se obtiene ejecutando Vecino más cercano y más nítido que el de Interpolación bilineal. (Esri, s.f.)

¿Qué método de interpolación es mejor para utilizar en esta tesis?

Considerando las descripciones anteriores de cada uno de los métodos de interpolación más utilizados, el método bilineal es el seleccionado para ser utilizado en este trabajo. La razón es la siguiente, el objetivo es hacer un análisis basado en modelos de elevaciones, para esta oportunidad se cuenta con SRTM y MDEs construidos en base a fotografías aéreas, y la importancia en selección de este método es porque se desea mantener la alineación correcta y evitar desalineamientos de píxeles y/o escalonamiento de los mismos.

4. Delimitación de los glaciares de la Sierra Nevada

Si bien la etapa anterior demanda de mucha rigurosidad al momento de establecer los 130 puntos de control en total para que el RMSE sea lo más bajo posible, esta etapa de la delimitación de los glaciares también requiere de un trabajo minucioso teniendo como base imágenes Landsat para cada fecha (1998, 2000 y 2007). Lo siguiente es encontrar una combinación adecuada la cual permita discriminar con facilidad el glaciar. Conocer la superficie de un glaciar es indispensable para poder realizar correctamente una extrapolación de balances de masa puntuales y de esta manera obtener el balance específico promedio de un glaciar. (Rivera et al, 2016).

Para esta tesis se utilizaron imágenes pertenecientes a landsat 5, por lo que las combinaciones de bandas espectrales que permitieron un trabajo más prolijo fueron 4-3-2 de falso color en

donde rojo representa la vegetación existente y blanco en este caso la Sierra Nevada. Landsat 5 ofrece una resolución espacial baja/media pero dentro de los parámetros apropiados con un sensor TM, una cobertura temporal desde 1985 – presente, revisita de 16 días, tamaño de 185x180 km, ancho de 185 km y una resolución espacial (m) de 30 (MS/PAN). En este trabajo se optó por la digitalización en pantalla.

Paul et al. (2013) indica que los cambios en el área y la longitud de los glaciares deben evaluarse con precisión para que sean valiosos como indicador del cambio climático. Explica además, que es muy necesario a tener en consideración una amplia gama de cuestiones para delimitar los glaciares, como por ejemplo:

- La interpretación de los campos de nieve estacionales y/o perennes.
- El manejo de los glaciares cubiertos de (parcialmente) nubes.
- La identificación de las divisiones de drenaje en la región de acumulación.
- La delimitación correcta de los glaciares cubiertos de escombros.
- La determinación del término de los glaciares que se desprenden o tienen hielo muerto.
- La interpretación de los límites invisibles de los glaciares en la sombra proyectada.

Variación areal

La variación del área total se determinó a partir de la información resultante de las fechas disponibles, y el error en km² respecto de la superficie cubierta por el glaciar para cada fecha disponible fue calculada con la siguiente ecuación:

$$Error = \frac{Perimetro (km)}{\sqrt{2}} * Resolución (km)$$

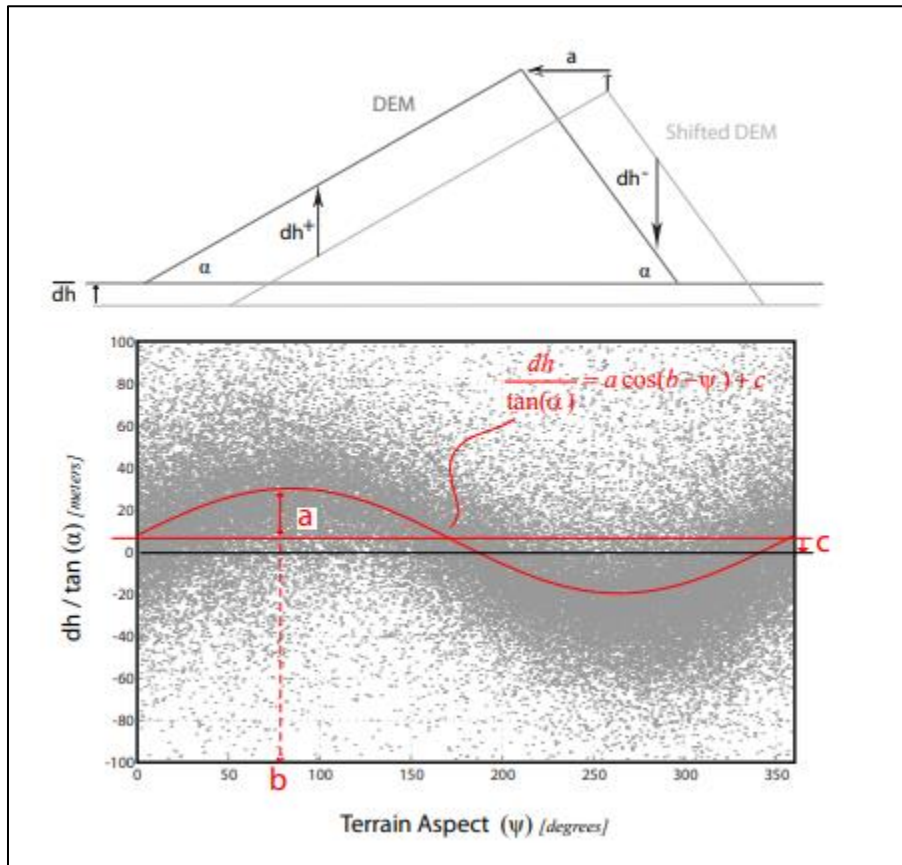
Fuente: Dirección General de Aguas (2021).

5. Co-registro de modelos.

Los científicos que han trabajado en el desarrollo de métodos para evaluar el balance de masa de glaciares utilizando técnicas geodésicas, destaca Nuth y Kääb quienes cuentan con una publicación titulada *“co-registro conjunto y correcciones de sesgo de conjuntos de datos de elevación por satélite para cuantificar el cambio de espesor de los glaciares”*. Aquí se encuentran las ecuaciones que se utilizan para corregir los errores relacionados a la geometría original corrigiendo los desplazamientos horizontales y verticales de direcciones variables.

Según Nuth y Kääb (2011), la simplicidad de esta relación y la detección de MDE no alineados radica en la similitud de las diferencias de elevación. La corrección de la desalineación requiere una derivación más detallada. La figura 10 muestra un dibujo esquemático y un ejemplo real donde el MDE se desplaza al segundo. Diferencias de elevación resultantes (dh) son mayores en pendientes más pronunciadas debido a la relación de la magnitud (a) del vector de desplazamiento y los errores de elevación para la tangente de la pendiente del terreno (α):

Figura 10. Arriba: esquema 2-D de diferencias de elevación inducidas por un MDE cambio. Abajo: la dispersión de las diferencias de elevación entre 2 MDE mostrando la relación entre las desviaciones verticales normalizadas por la tangente de la pendiente (eje y) y el aspecto del terreno (eje x). Se muestra la ecuación para el ajuste de la curva sinusoidal resuelta, junto con los tres parámetros de solución desconocidos, a , b y c .



Fuente: Extraído de Nuth y Käab (2011)

Ecuación 1.

$$\tan(\alpha) = dh/a$$

(1)

Además, los dh son positivos en las vertientes orientales y negativos en las laderas occidentales, ejemplificando la relación con el terreno aspecto (ψ). Debido a que ψ generalmente se define circular desde el norte (azimut), la dirección del cambio se puede modelar usando un coseno de la diferencia entre ψ y la horizontal componente direccional del vector de desplazamiento. Combinando esto con la relación descrita por la Ec. (1) deriva la solución analítica completa

relacionando las diferencias de elevación con la derivadas de elevación pendiente y aspecto (Kääb, 2005):

Ecuación 2

$$dh = a \cdot \cos(b - \psi) \cdot \tan(\alpha) + dh$$

(2)

Donde dh es la diferencia de elevación individual, a es la magnitud del desplazamiento horizontal, b es la dirección del desplazamiento vector, α es la pendiente del terreno, ψ es el aspecto del terreno y dh es el sesgo de elevación general entre los dos datos de elevación conjuntos. La pendiente y el aspecto se pueden calcular mediante cualquier SIG estándar o software matemático, y existen diferentes enfoques dependiendo de la aplicación.

Para eliminar la dependencia del error en la pendiente debido a un desplazamiento x-y, se normaliza las desviaciones verticales dividiendo por la tangente de la pendiente en ese píxel. Esto produce una relación sinusoidal limpia entre la diferencia de elevación y aspecto (Figura 10). La transformación de la ecuación. (2) después de la pendiente la normalización es:

Ecuación 3.

$$dh / \tan(\alpha) = a \cdot \cos(b - \psi) + c$$

(3)

Donde

Ecuación 4.

$$c = dh / \tan(\alpha)$$

(4)

Tres parámetros cosenos (a , b y c) se resuelven usando mínimo minimización de cuadrados donde la amplitud del coseno (a) es directamente la magnitud del vector de desplazamiento, b es la dirección del vector de desplazamiento y c es el sesgo medio entre los MDE divididos por la pendiente media tangente del terreno (ver Figura 10). Porque la solución a esta relación realmente analítica se resuelve utilizando el terreno que no es analítico. La primera solución puede no ser la solución final. Se requiere iteración del proceso para llegar a una solución final. (Nuth y Käab, 2011).

Para realizar el correregistro entre 2 MDE hay que considerar que uno debe cumplir el rol de “DEM maestro” y otro el rol de “DEM esclavo”, el propósito es básicamente tener un modelo de referencia para todos los demás, que en este caso es el SRTM el que cumple el rol de maestro y los MDEs cada uno sería un esclavo, el cual básicamente se debe ajustar al maestro. El proceso es similar a una georreferenciación, en donde el punto A del esclavo debe encajar en la misma posición del punto A del maestro.

Para el primer período que abarca desde 1998 al año 2000, los valores que se obtuvieron en el mínimo y máximo fueron muy distantes, por lo que se recalculó el promedio, descartando todas las diferencias que sean mayores a +/- 3 desviaciones estándar. Lo más probable es que esos valores de diferencia muy altos estén asociados a sectores con problemas de contraste que el software no pudo resolver, ya que se ubican justo en la zona de acumulación del glaciar.

Para poder llegar a este nuevo resultado se utilizó una fórmula a través de raster calculator dividida en dos partes, en donde la primera fue (SetNull(“2000_1998.tif” > 118.92, “2000_1998.tif)) y luego a este mismo resultado se le aplicó de la misma manera (SetNull(“2000_1998.tif” < -127.86, “2000_1998.tif)).

6. Determinación de cambio promedio de superficie de los glaciares

Las operaciones aritméticas se aplican a las imágenes ya co-registradas en una misma área. Para la determinación de cambio de superficie de los glaciares el cálculo se realiza en un software SIG (Sistemas de información geográfica). Teniendo todos los polígonos previamente delimitados por fecha, lo siguiente es sustraer entre dos MDE siendo (t_1-t_0) donde t_1 corresponde a la fecha más nueva y t_0 a la fecha más antigua, y se extrae con la máscara de la fecha más antigua.

El resultado anterior se debe convertir a valor en metros de agua equivalente (mwe) usando la densidad relativa del hielo de 0.85 g/cm^3 (Huss, 2013; Podgórski et al., 2019). Luego ese valor absoluto se divide por la cantidad de años entre ambas fechas y se obtiene como resultado una tasa anual.

VII. Resultados

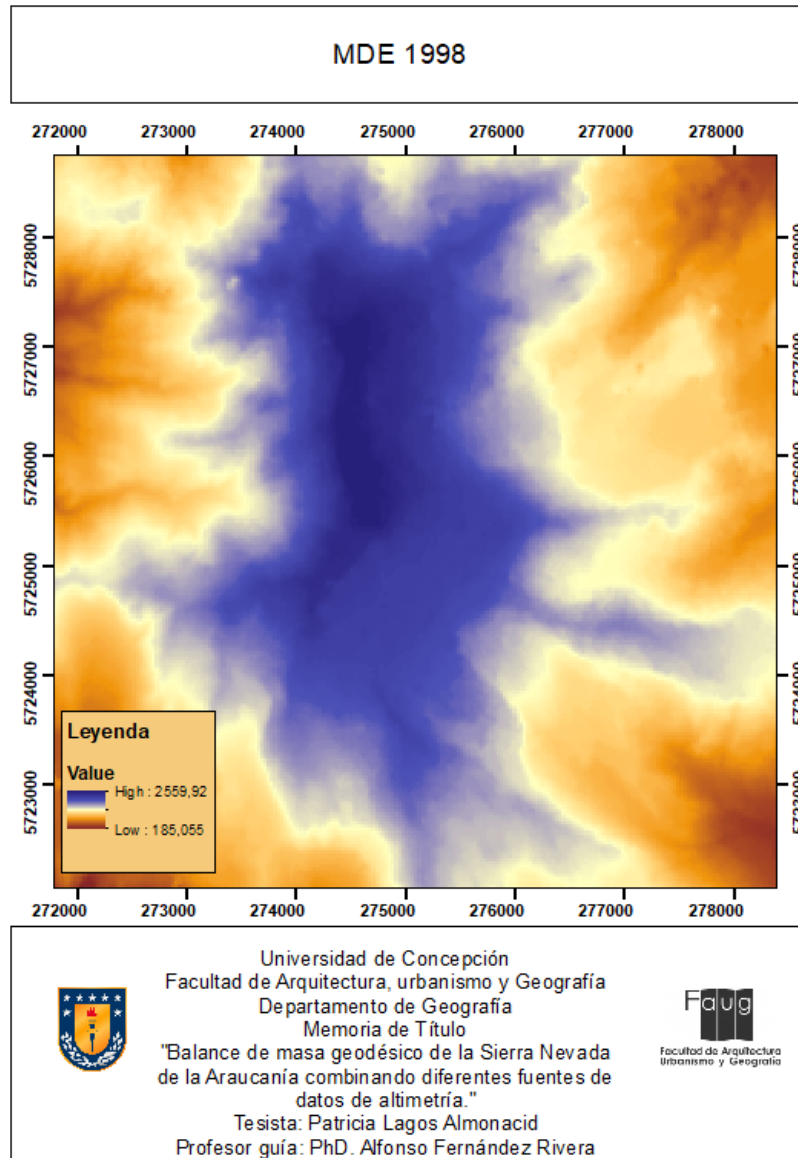
1. Construcción de MDE

Como se explicó anteriormente en la metodología, para lograr el primer objetivo específico lo primero es ingresar toda la información de los certificados de calibración de cámara por separado en proyectos diferentes del software. El MDE que se obtuvo como resultado presentó anomalías muy grandes en lo que sería la Sierra Nevada Norte (Figura 11. Cuadro A), por lo que se optó corregir este error variando la posición de las marcas fiduciales en una segunda oportunidad.

1.1. Año 1998

Para la primera fecha se obtuvo como resultado un MDE que a primera impresión no presenta errores visuales (Figura 11). Si bien fue más sencillo este primer modelo al ser sólo dos fotografías con las que se contaba para trabajar.

Figura 11. Resultado MDE 1998.



Fuente: Elaboración propia

1.2. Año 2007

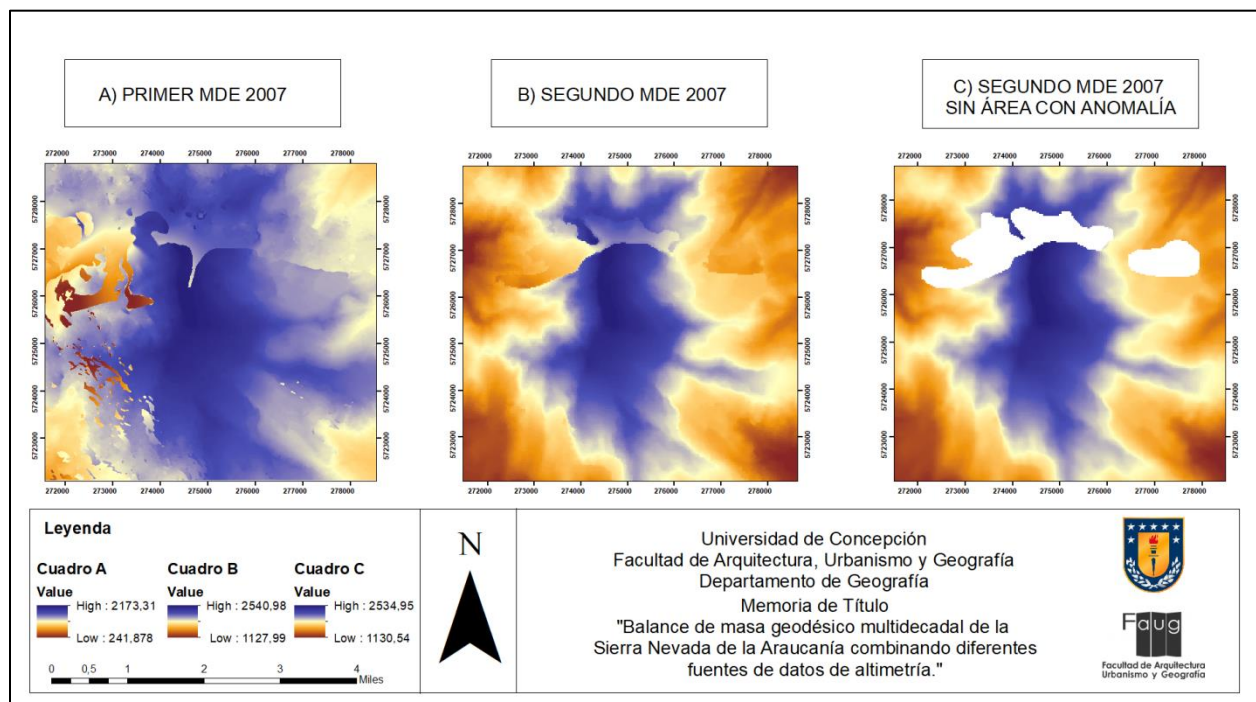
Por otro lado, en relación a la fecha mencionada, se encontraron discrepancias significativas. En la figura 12, se evidencia la necesidad de reconstruir el proceso para obtener un MDE más preciso. En el cuadro A, se observa que el área en cuestión es considerablemente mayor de lo esperado. Además, en la región septentrional de la Sierra Nevada, se detecta una

discontinuidad que separa el glaciar. Asimismo, a lo largo de toda el área izquierda se presentan irregularidades que obstaculizan el adecuado desarrollo de los resultados, motivando la decisión de generar un nuevo MDE, conforme al cuadro B.

Se planteaba la hipótesis de que las fotografías no estuvieran perfectamente alineadas, lo que podría afectar los resultados, así como la variación en la posición de las marcas fiduciales en todas las fotografías. En consecuencia, se procedió a corregir estos aspectos, ajustando la posición de las marcas fiduciales y excluyendo una fotografía duplicada pero no procesada, ubicada al noroeste de la Sierra Nevada. Resulta llamativo que, a pesar de estas correcciones, persistieran anomalías al norte del macizo. Sin embargo, se logró una mayor aproximación al resultado esperado.

Con el fin de obtener resultados más fidedignos y consistentes, se decidió enmascarar la zona que representaba una falta de datos altimétricos y extraerla, tal como se ilustra en el cuadro C, resultando en un MDE final correspondiente al año 2007 que cubre solo el 95% del área total.

Figura 12. Resultado MDE 2007.



Fuente: Elaboración propia

2. Remuestreo

En este trabajo fue aplicado el método de remuestreo basado en una interpolación bilineal y en función de esto como resultado se obtuvieron modelos normalizados en base a ciertos parámetros cartográficos y geodésicos. En la tabla 8 se observan los cambios en ambos modelos después de la interpolación.

Tabla 8. Resumen de cambios en los 3 MDE utilizados luego de aplicar interpolación bilineal

Aspecto	Pre interpolación MDE 1998	Pre interpolación STM 2000	Pre interpolación MDE 2007	Post interpolación bilineal
N° de columnas	2275	3601	239	240
N° de filas	1826	3601	228	228
Tamaño de pixel	5 metros	0,000277777778° arcseg	5 metros	30 metros
Datum geodésico horizontal	WGS-84	WGS-84	WGS-84	WGS-84
Datum geodésico vertical	EGM-96	EGM-96	EGM-96	EGM-96
Sistemas de coordenadas	UTM, huso 19 sur	Coordenadas geográficas	UTM, huso 19 sur	UTM, huso 19 sur

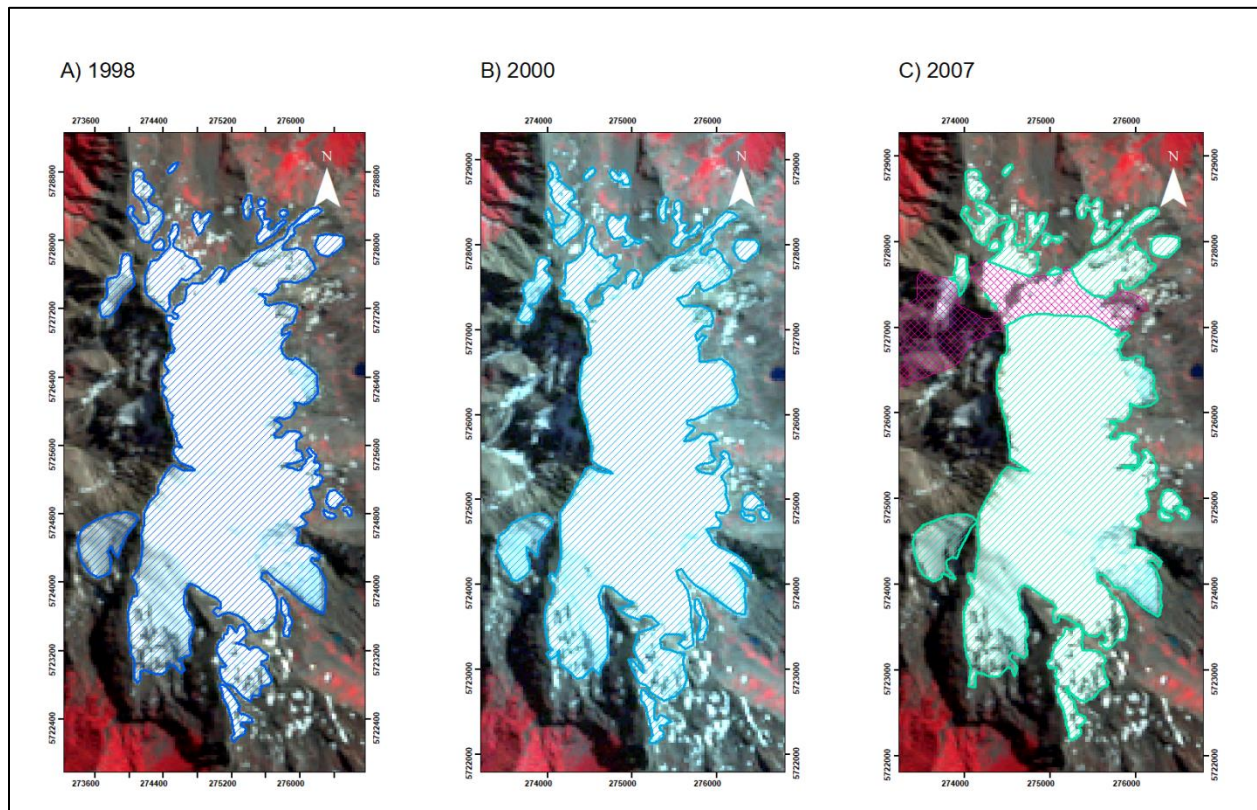
Fuente: Elaboración propia

3. Delimitación de glaciares

Anteriormente en la metodología se explicó cómo obtuvieron los bordes de áreas de la Sierra Nevada para las tres fechas disponibles. Teniendo como base de referencia imágenes Landsat para delimitar el área de interés, en la siguiente imagen (Figura 13) en el cuadro A y B están los bordes resultantes para 1998 y 2000 respectivamente.

Si bien en la primera parte de este capítulo se obtuvo un MDE particular para el año 2007, por lo que al delimitar el área de interés también se consideró. En el cuadro C el área representativa de la Sierra Nevada correspondiente al 95% tiene un color verde, mientras que el vacío que se tuvo que remover está representado por un color fucsia. Además en la tabla 9 se considera los m² en relación al porcentaje (%) que cubre el área delimitada.

Figura 13. Delimitación de la Sierra Nevada por fecha disponible con imagen falso color.



Fuente: Elaboración propia.

Tabla 9. Áreas totales en km² por fecha

Fechas	1998	2000	2007
% de área utilizada	100	100	92
Km ²	8,74	9,1	8,54

Fuente: Elaboración Propia

3.1. Variación areal

La superficie más reciente para esta ocasión corresponde a $8.54 \pm 0.95 \text{ km}^2$, disminuyendo $0,56 \text{ km}^2$ en relación a la fecha anterior. En la tabla 10 se observa en detalle cuales fueron los resultados para la variación areal por cada una de las fechas disponibles trabajadas.

Tabla 10. Variación áreal por fecha

Año	Resolución (m)	Área (km ²)	Perímetro (km)	Error (km ²)	Área total (km ²)
1998	30	8.74	53,63	1.14	8.74 ± 1.14
2000	30	9.1	58,24	1.24	9.1 ± 1.24
2007	30	8.54	44,92	0.95	8.54 ± 0.95

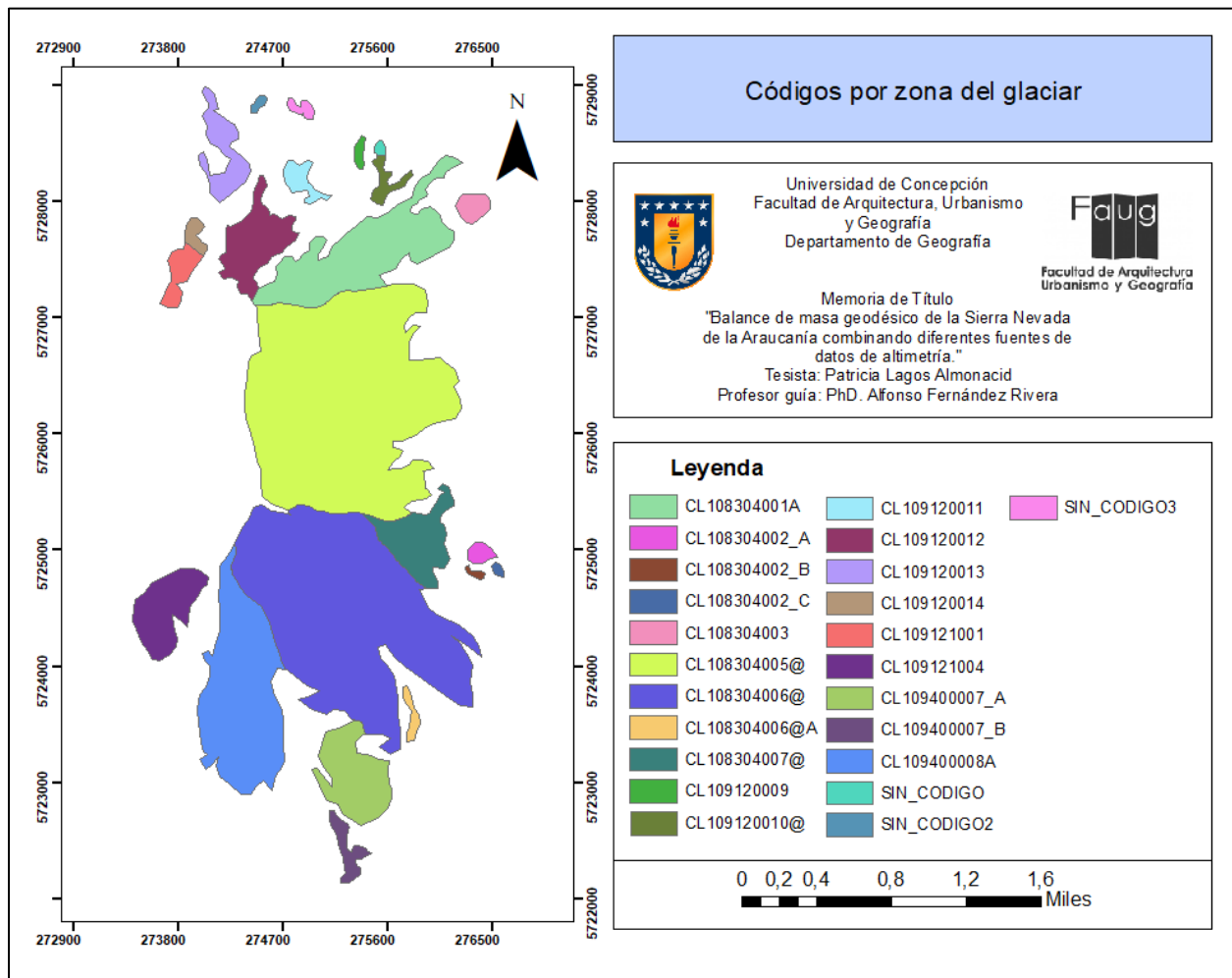
Fuente: Elaboración Propia

3.2. Delimitación por zonas del glaciar en base a inventario DGA

Para obtener resultados con mayor detalle y precisión se optó por establecer divisiones dentro del glaciar de la Sierra Nevada dividiéndolo en 23 zonas diferentes (Figura 14.) las cuales cuentan con su respectivo código de identificación el cual se obtuvo desde el Inventario Público de

Glaciares de la Dirección General de Aguas (DGA), el cual es un inventario nacional completo de los contornos de los glaciares.

Figura 14. División por zonas del glaciar con sus respectivos códigos.



Fuente: Elaboración Propia

4. Balance de masa geodésico

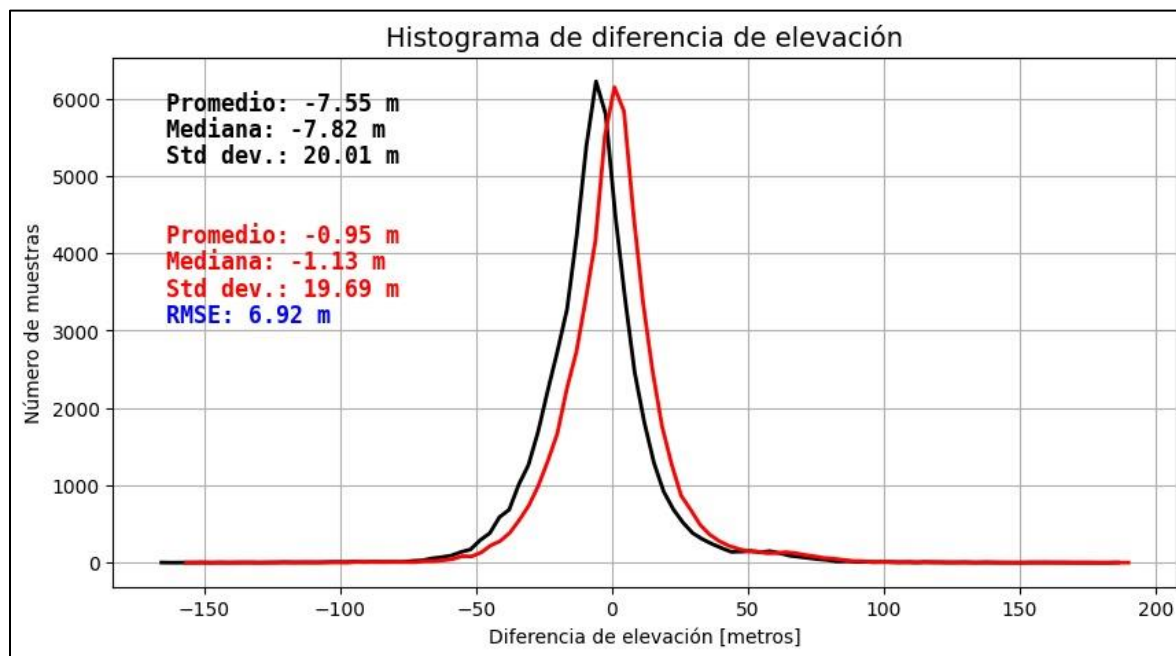
A continuación se presentan los resultados obtenidos que representarían la diferencia en la ganancia y pérdida de nieve y hielo por su equivalente en agua por año (mwe/a).

4.1. Co-registro

Antes de proceder a la comparación de los cambios de elevación en la Sierra Nevada, se llevó a cabo la co-registración de los MDEs previamente construidos. Como resultado de este proceso, se obtuvieron los siguientes histogramas. El primero corresponde al período que abarca desde 1998 hasta el año 2000, mientras que el segundo histograma abarca desde el año 2000 hasta el 2007 (véase Figuras 15 y 16, respectivamente).

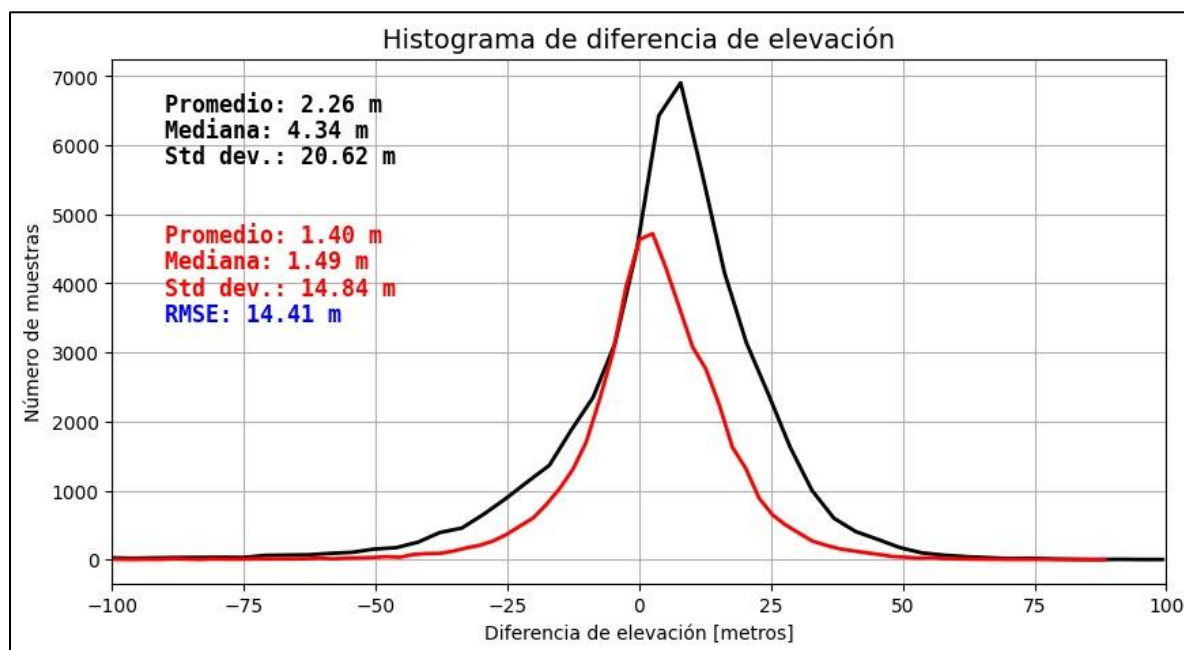
Es relevante destacar que, para el primer período mencionado, se aplicó una fórmula específica. Esta fórmula tuvo como objetivo principal excluir cualquier información altimétrica que estuviera por encima de los 118,92 metros y por debajo de los -127,86 metros. La razón detrás de esta exclusión fue la falta de coherencia de los valores que se encontraban fuera de este rango, los cuales no se aproximaban adecuadamente a la realidad geográfica. En la tabla 11 se encuentran los resultados del co-registro aplicado a los modelos 1998 y 2007 respecto al MDE de referencia.

Figura 15. Histograma de diferencia de elevación período 1998-2000.



Fuente: Jorge Berkhoff (2023)

Figura 16. Histograma de diferencia de elevación período 2000-2007.



Fuente: Jorge Berkhoff (2023)

Tabla 11. Resultados del co-registro aplicado a los modelos 1998 y 2007 respecto al MDE de referencia. Los vectores de desplazamiento (X, Y, Z) revelan la distancia respecto al modelo de referencia. Todas las magnitudes están en metros.

	Sin co-registro (m)		Con co-registro (m)	
	1998-2000	2000-2007	1998-2000	2000-2007
Δx	-0,7	-12,4	0	-0,7
Δy	4	19,7	0,9	3,2
Δz	-6,6	1,3	-0,02	0,2
dh Promedio	-7,55	2,26	-0,95	1,4
dh Mediana	-7,82	4,34	-1,13	1,49
dh Desv. Est	20,01	20,62	20,01	14,84

Fuente: Elaboración Propia.

4.2. Determinación de cambio promedio de elevación de los glaciares

Para medir el cambio promedio de la superficie de ambos periodos de la Sierra Nevada, se utilizaron los dos MDE resultantes anteriores además del SRTM del 2000, también de los datos cartográficos tales como proyección UTM, datum WGS84 y huso 19S.

Tabla. 12. Cambio de elevación 1998-2000

	Promedio	Std	Min	Max
1998-2000	-4,47m	47,13	-89,94m	1726,32m
±3 STD	-5,34m	27,21	-89,94m	96,49m

Fuente: Elaboración propia

Para el intervalo correspondiente al balance 1 (1998-2000) (véase Tabla 12), se obtuvo un resultado preliminar que arrojó un promedio de -4,47 metros, una desviación estándar de 47,13 metros, un valor máximo de 1726,32 metros y un mínimo de -89,94 metros. La notable disparidad en el valor máximo resulta relevante en estos primeros hallazgos, lo cual sugiere la

posibilidad de que el software no haya podido discernir un contraste suficiente para generar valores altimétricos coherentes, especialmente en las fotografías en escala de grises, lo que podría haber dado lugar a valores altimétricos irrealmente elevados tras la realización de las operaciones aritméticas correspondientes.

En consecuencia, como se mencionó anteriormente, se decidió recalcular la desviación estándar a ± 3 STD (véase Tabla 13), con el propósito de excluir tanto los píxeles que presentaran valores inferiores a -3 STD como aquellos que excedieran los $+3$ STD del resultado final. Así, según se muestra en la Tabla 12, la desviación estándar es de 41,13 y el promedio es de -4,47. Por lo tanto, -3 STD = -127,86 metros y $+3$ STD = 118,92 metros. Esto implica que todos los píxeles dentro del glaciar que sean inferiores a -127,86 m o superiores a 118,92m quedan excluidos de la nueva estadística para el primer período.

Los nuevos valores obtenidos se acercan más a la realidad, donde la diferencia de 5 píxeles representaba una gran disparidad de 1630 metros. El promedio varió de -4,47 a -5,34 metros y la desviación estándar de 47,13 a 27,21, lo que indica que se logró el objetivo planteado, siendo el balance 1.1 de la Tabla 14 el resultado final.

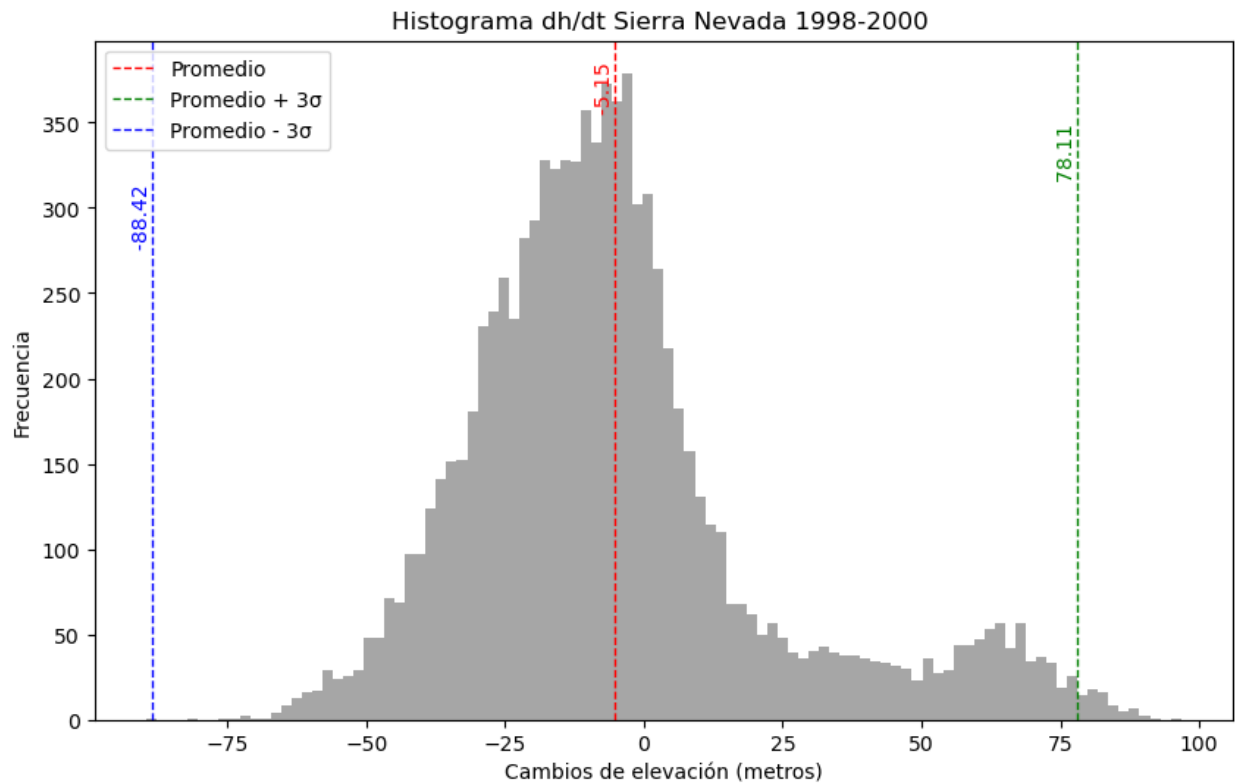
Tabla 13. Valores de recálculo de la desviación estándar a ± 3 STD

Periodo	Promedio	Promedio -3 STD	Promedio $+3$ STD
1998-2000	-4,47	-127,86	118,92

Fuente: Elaboración Propia

En la Figura 17 se considera la aplicación del nuevo recálculo de valores asociados al primer período (1998-2000) en donde se descartaron todas las diferencias que abarquen ± 3 desviaciones estándar.

Figura 17. Histograma recalculado período 1998-2000.



Fuente: Jorge Berkhoff (2023)

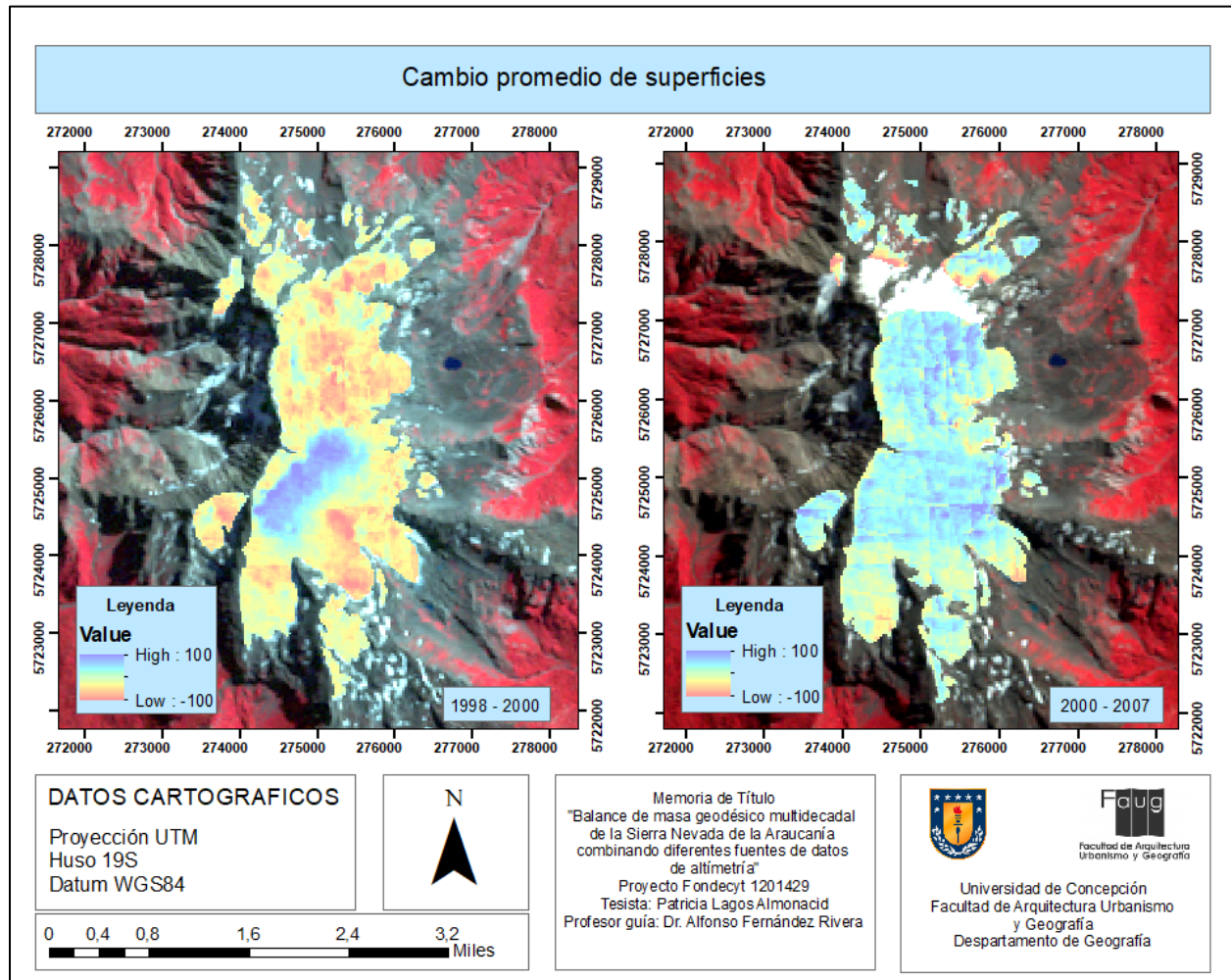
En la Figura 18, para el período 1998-2000 se puede apreciar que en la Sierra Nevada Sur están distribuidos todos los valores positivos y en donde justamente se encontraba el error arriba indicado, a simple vista esto muestra que durante esos dos años el glaciar tuvo ganancias en la zona inferior pero en una zona específica, lo que se podría inferir que es una montaña que está por sobre la línea de equilibrio en donde existe acumulación por precipitación nivosa.

Por otro lado, para el balance 2 (2000-2007) el escenario es muy diferente, si consideramos el área total de la Sierra Nevada al 100% los resultados serían los correspondiente al balance 2.1 de la tabla 14 teniendo un promedio de 8,46 m, desviación estándar de 77,44 m, un máximo de 552,17 m lo cual es igual de inconsistente como en el caso anterior, y un mínimo de -76,70 m

considerando 9413 píxeles para un área de 8471700 m². Para esta ocasión se optó por trabajar sólo con el 95% del área total representada por 8987 píxeles ya que los resultados eran más cercanos a la realidad, si bien el promedio sólo varió de 8,46 a 8,61, el máximo tuvo una diferencia de 499 m en promedio siendo el resultado final 53,79 m. La desviación estándar también tuvo un cambio significativo pasando de 77,44 a 10,39 lo que indicaría que las mediciones son más consistentes y precisas, entregando un resultado más confiable.

En el recuadro derecho de la Figura 18 se puede observar que gran parte del área se encuentra de color azul lo que representa un cambio positivo pero tampoco lo suficientemente alto como para decir que fueron significativos, mientras que a los alrededores los tonos varían de verde a amarillo siendo muy pocos los píxeles que están con una tonalidad anaranjada/roja, las pérdidas fueron aún más mínimas.

Figura 18. Cambio promedio de superficies.



Fuente: Elaboración propia

Tabla 14. Estadística separada por períodos .Balance 1 corresponde al 100% del área para 1998-2000, Balance 1.1 corresponde al 100%±3 STD. Balance 2 corresponde al 95% de área con la que se trabajó para la fecha 2000-2007 y el Balance 2.1. correspondería al 100% de la misma fecha. La finalidad de esta tabla es hacer un resumen de la comparación de los datos preliminares y finales por período.

Balance	area	min	max	promedio	std
Balance 1	8783054,86	-89,940918	1726,325073	-4,47	47,13
Balance 1.1	8778554,89	-89,940918	96,485596	-5,34	27,21
Balance 2	8088258,44	-75,051392	53,794922	8,61	10,39
Balance 2.1	8471700	-76,708008	552,168701	8,46	77,44

Fuente: Elaboración propia.

4.3. Tasa anual de cambio

El análisis del balance de masa del glaciar Sierra Nevada, realizado durante el primer período de estudio, que abarca desde 1998 hasta el 2000, ha proporcionado una serie de descubrimientos significativos que contribuyen a comprender su comportamiento y evolución.

Con el fin de realizar un análisis exhaustivo, el primer período se segmentó en 21 zonas, donde se recopiló la estadística y el balance de masa correspondiente para cada glaciar (véase Tabla 15). De acuerdo con los datos obtenidos y considerando una incertidumbre de $\pm 2,94$ metros de agua equivalente (mwe), aproximadamente el 48% de los glaciares analizados, representados por 10 de ellos, experimentaron cambios significativos. De estos, 9 experimentaron pérdidas de masa, mientras que 1 registró ganancias.

En la Figura 16 cuadro A, se observaron variaciones significativas en la distribución espacial del adelgazamiento glaciar en la región norte del macizo, a excepción de 3 glaciares ubicados más al sur. El glaciar CL109121004 presentó el cambio más significativo entre las pérdidas, con un valor de $-7,52 \pm 2,94$ mwe/a, mientras que el glaciar CL108304007@ mostró el valor más bajo, con $-2,94 \pm 2,94$ mwe/a. Por otro lado, el único glaciar que registró un valor significativo por encima de la incertidumbre fue CL109120014, con un valor de $3,94 \pm 2,94$ mwe/a. Estos resultados indican una tendencia de retroceso glaciar durante el período, con énfasis en la zona norte.

Tabla 15. Tasa anual de cambio por zonas del glaciar en base al inventario DGA para el período 1998-2000. Todas las magnitudes están en metros excepto la tasa anual de cambio.

Balance 1	min	max	promedio	std	Tasa anual de cambio
CL108304003	-25,96	25,69	-7,90±3,46	10,10	-3,36±2,94 mwe/a
CL109120014	-9,49	24,36	9,26±3,46	8,13	3,94±2,94 mwe/a
CL108304002_A	-25,30	2,89	-11,14±3,46	8,16	-4,73±2,94 mwe/a
CL108304002_B	-14,50	-1,81	-6,35±3,46	3,83	-2,70±2,94 mwe/a
CL108304002_C	-8,40	-4,14	-5,98±3,46	1,40	-2,55±2,94 mwe/a
CL109121004	-69,81	30,27	-17,70±3,46	17,81	-7,52±2,94 mwe/a
CL109120012	-47,98	25,65	-5,96±3,46	14,09	-2,53±2,94 mwe/a
CL109120010@	-22,88	33,04	-1,43±3,46	11,80	-0,61±2,94 mwe/a
SIN_CODIGO	-6,83	4,72	-1,15±3,46	3,46	-0,49±2,94 mwe/a
CL109120011	-36,39	17,35	-17,47±3,46	14,01	-7,42±2,94 mwe/a
CL109120013	-36,15	23,46	-7,78±3,46	12,45	-3,31±2,94 mwe/a
CL109400007_A	-27,28	19,06	-5,27±3,46	8,23	-2,24±2,94 mwe/a
CL109400007_B	-18,51	10,18	-3,93±3,46	6,77	-1,67±2,94 mwe/a
CL109120009	-20,72	6,90	-4,46±3,46	7,24	1,90±2,94 mwe/a
CL108304006@A	-20,02	6,51	-6,54±3,46	8,12	-2,78±2,94 mwe/a
CL109400008A	-49,71	90,41	1,46±3,46	23,67	0,62±2,94 mwe/a
CL108304006@	-72,04	96,49	4,62±3,46	36,47	1,96±2,94 mwe/a
CL109121001	-45,19	34,60	-9,20±3,46	14,28	-3,91±2,94 mwe/a
CL1083040005@	-71,86	88,83	-11,68±3,46	24,41	-4,96±2,94 mwe/a
CL108304007@	-45,96	59,80	-6,92±3,46	16,64	-2,94±2,94 mwe/a
CL108304001A	-89,94	33,93	-15,58±3,46	19,56	-6,62±2,94 mwe/a

Fuente: Elaboración Propia.

Tabla 16. Tasa anual de cambio por zonas del glaciar en base al inventaio DGA para el período 2000-2007. Todas las magnitudes están en metros excepto la tasa anual de cambio.

Balance 2	min	max	promedio	std	Tasa Anual de Cambio
CL108304003	-2,18	24,71	13,13±2,05	6,07	1,60±1,75 mwe/a
CL109120014	-62,88	6,83	-20,57±2,05	16,57	-2,49±1,75 mwe/a
CL108304002_A	-12,37	16,83	3,93±2,05	7,10	0,48±1,75 mwe/a
CL108304002_B	-2,84	5,52	1,25±2,05	2,36	0,15±1,75 mwe/a
CL108304002_C	-1,06	6,70	3,22±2,05	2,34	0,39±1,75 mwe/a
CL109121004	-6,66	35,89	11,22±2,05	8	1,36±1,75 mwe/a
CL109120012	-62,22	19,62	-11,48±2,05	16,63	-1,39±1,75 mwe/a
CL109120010@	-6,49	29,89	9,17±2,05	6,91	1,11±1,75 mwe/a
SIN_CODIGO	6,29	11,64	9,79±2,05	1,60	1,19±1,75 mwe/a
CL109120011	-28,15	20,79	5,24±2,05	8,84	0,64±1,75 mwe/a
CL109120013	-14,12	24,21	9,49±2,05	6,26	1,16±1,75 mwe/a
CL109400007_A	-10,50	26,01	5,91±2,05	7,28	0,71±1,75 mwe/a
CL109400007_B	-5,23	17,41	5,64±2,05	6,45	0,69±1,75 mwe/a
CL109120009	4,32	20,42	10,94±2,05	3,89	1,33±1,75 mwe/a
CL108304006@A	-5,92	15,24	2,98±2,05	5,17	0,37±1,75 mwe/a
CL109400008A	-23,57	27,93	3,18±2,05	8,22	0,38±1,75 mwe/a
CL108304006@	-24,62	46,17	10,54±2,05	8,90	1,28±1,75 mwe/a
CL109121001	-74,50	17,03	-16,07±2,05	24,58	-1,96±1,75 mwe/a
CL1083040005@	-60,96	41,24	10,74±2,05	9,36	1,30±1,75 mwe/a
CL108304007@	-18,36	53,79	14,80±2,05	9,80	1,79±1,75 mwe/a
CL108304001A	-75,05	34,03	1,53±2,05	14,96	0,19±1,75 mwe/a
SIN_CODIGO2	5,07	5,67	5,37±2,05	0,30	0,65±1,75 mwe/a
SIN_CODIGO3	8,64	12,70	10,65±2,05	1,27	1,29±1,75 mwe/a

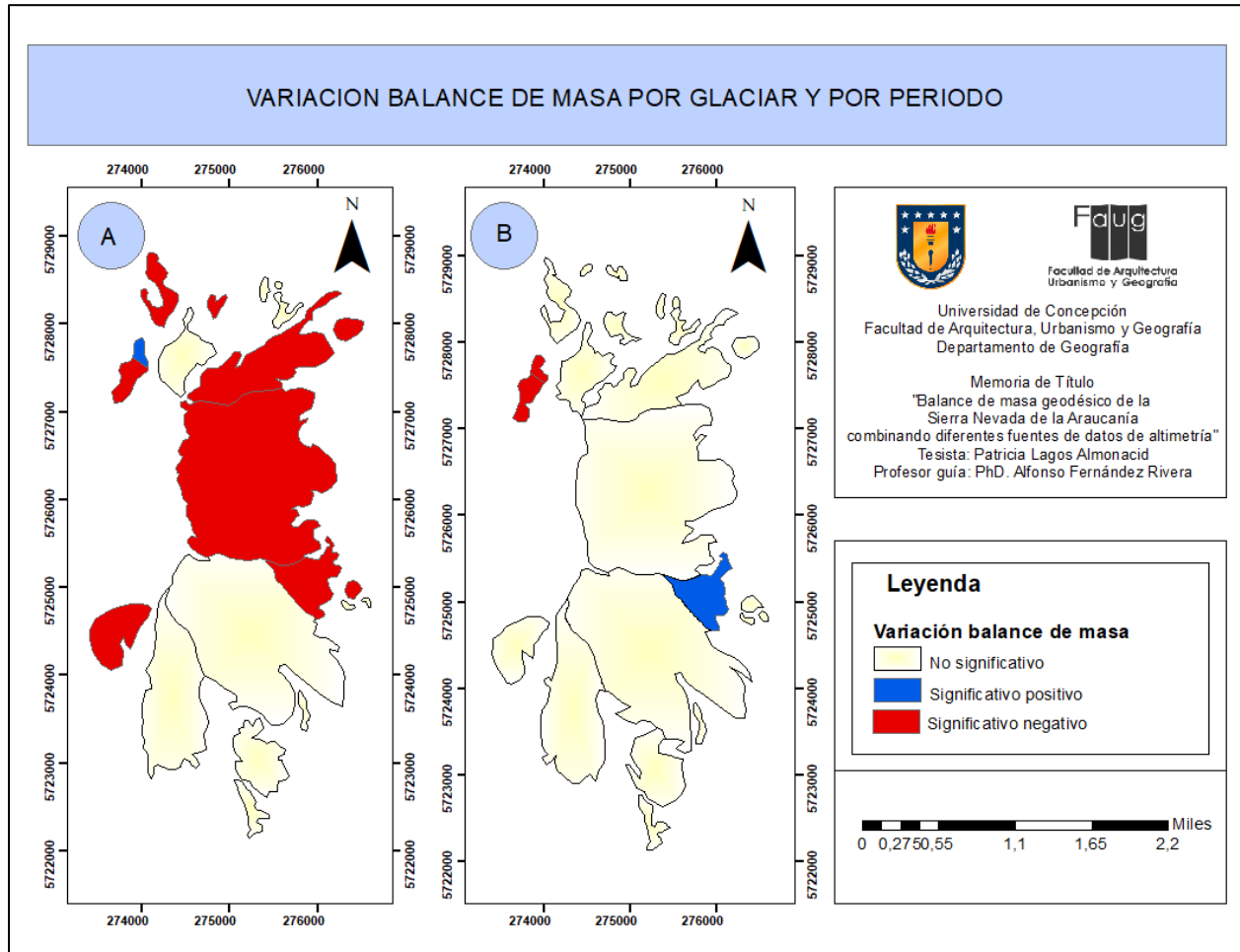
Fuente: Elaboración Propia

El segundo período de estudio abarca desde el año 2000 hasta el 2007. La incertidumbre durante este lapso es notablemente menor que en el período anterior, con un valor de $\pm 1,75$ metros de agua equivalente por año (mwe/a), lo cual es coherente dada la mayor amplitud temporal estudiada. En la Tabla 16, se identificaron únicamente tres glaciares que exhibieron cambios significativos, representando aproximadamente un 13% del total. Los glaciares CL109120014, CL109121001 y CL108304007@ fueron los que presentaron dichos valores significativos, y en el Cuadro B de la Figura 19 se constata que estos tres glaciares ya habían experimentado cambios significativos durante el período anterior.

Los dos primeros glaciares mencionados mantuvieron una tendencia negativa, mientras que CL108304007@ registró un balance negativo en los primeros dos años y reveló un balance positivo durante el último período estudiado. Es relevante señalar que la ubicación espacial de este glaciar en particular se sitúa en la zona central. Al examinar los balances de masa de los demás glaciares, se observa una tendencia hacia la desaceleración o estancamiento en la pérdida de volumen o en el balance de masa geodésico, lo cual concuerda con los hallazgos de otros estudios realizados por otros autores en la región.

Esta tendencia de desaceleración o estancamiento puede verse afectada debido a factores climáticos, topográficos y dinámicos que influyen en el equilibrio de masa del glaciar.

Figura 19. Distribución espacial de la variación del balance de masa por glaciar. Siendo A) 1998-2000 y B) 2000-2007.



Fuente: Elaboración Propia

VIII. Discusión

Si bien la cantidad de años estudiados en esta memoria no son muchos (2 y 7 años por período) en el primer período se encontraron resultados bastante significativos en donde aproximadamente el 48% del total de glaciares mostraban cambios en el balance de masa, mientras que en el segundo período que fue un poco más extenso los cambios no son tan significativos considerando que solo el 13% mostró cambios por sobre el RMSE en mwe/a. El Área total en km² para la fecha más antigua fue de 8,74±1,14, para el año 2000 fue de 9,1±1,24 y para la última correspondiente al año 2007 fue de 8,54±0,95, en donde si comparamos entre la fecha más antigua y la más reciente la variación fue de 0,20km².

Para la determinación del balance de masa geodésico de los glaciares teniendo los MDEs procesados y teniendo corregidos todos los errores existentes que interferían en obtener los resultados más reales dentro de lo posible, se procedió a obtener la estadística necesaria para poder realizar operaciones aritméticas y así obtener los metros en agua equivalente por año. Se obtuvieron resultados interesantes, en donde para el primer período la tasa anual de cambio fue de -1,84±2,94 mwe/a y para el segundo período 1,04±1,74mwe/a.

Si lo analizamos por zonas en el caso del MDE correspondiente a las fecha 1998-2000 el glaciar más grande de la zona sur nos muestra una zona de acumulación en medio de zonas de ablación en la cual además se encontraban los pixeles que representaban un valor altimétrico muy alto y poco real en donde fue aplicado el criterio de ±3 STD. A grandes rasgos para el segundo período el cambio de superficie fue lo contrario al primer lapso lo que lo hace curioso, la tasa de cambio fue positiva considerando el área completa al 95%.

Comparando con trabajos previos de otros autores en primer lugar tenemos la memoria de título de Abimelec Jesús (2020) quien hizo un estudio en la Sierra Nevada desde 1973 hasta el 2020, si bien son muchos más años que en esta ocasión, los resultados de Abimelec concluyeron que la pérdida durante ese período para la zona norte fue de un 55,43% y para la zona sur fue de un 46,40% en donde se evidencia un retroceso incuestionable.

Lo interesante de ese estudio fue que al observar los resultados para los años desde el 2000 hacia adelante se observa que ocurre un fenómeno que se reflejó en los datos obtenidos, empieza a haber una menor variabilidad superficial en donde las tasas de cambio son muy inferiores a lo que se veía en años anteriores, llegando a un punto en donde el glaciar parece estar en un modo más estable en que el crecimiento y/o retroceso es cada vez menor y es lo mismo que se observó en este estudio, las tasas de cambio por glaciar fueron muy mínimas demostrando que los cambios en el volumen de la Sierra Nevada es muy superficial. Los cambios desde el 2000 hasta el 2007 tendieron a ser más positivos lo que podría sugerir una adaptación a una nueva realidad de temperaturas, precipitaciones, entre otros.

Es necesario discutir también la fiabilidad de los resultados, para construir los MDEs utilizados se utilizaron fotografías aéreas las cuales en su mayoría se encontraban perfectas para el trabajo y hubieron unas pocas que seguramente el blanco de la nieve estacional era tan intenso que no se logró distinguir minuciosamente al momento de procesar las fotografías por lo se puede inferir que el software no logró resolver esos sectores lo que trajo como consecuencia pequeños errores en ambos MDEs, para el más antiguo una pequeña diferencia de valores de altura hicieron la gran diferencia al momento de obtener los resultados finales, y para el 2007 no se logró construir un MDE lo más minucioso posible por lo que se tuvo que trabajar sólo con el 95% del área total. Fueron errores que se lograron resolver por medio del software SIG sin problema.

Otro tema relevante a discutir es la metodología utilizada para la obtención de estos resultados, si bien es escasa la literatura acerca de la Sierra Nevada en detalle, lo que sí es posible es verificar que los resultados se acerquen a valores regionales que otros autores hayan hecho durante este periodo estudiado. Algunos de estos utilizan una metodología diferente para obtención o construcción de modelos digitales de elevación como por ejemplo datos glaciológicos morfotopográficos provenientes de inventarios repetidos de glaciares y más recientemente, datos de velocidad de flujo superficial. Por ejemplo, Masiokas et al. (2020) tuvo un hallazgo interesante, el cual fue la posibilidad de utilizar las velocidades de flujo de

superficie de los glaciares para representar fielmente la distribución del espesor a escala del glaciar. Por el otro lado, los enfoques basados en el esfuerzo cortante que sería la utilización de la pendiente de la superficie, proporcionó resultados menos precisos.

Dussailant et al., 2019 en un estudio a lo largo de Los Andes utilizó un método de series temporales de modelos de elevación digitales derivados de imágenes estéreo ópticas adquiridas por el sensor ASTER, lo que evita las incertidumbres asociadas con la penetración de la señal en la nieve y el hielo de los MDE basados en radar. Además la estimación de pérdida de masa tienen una resolución significativamente mayor y cubren casi dos décadas (2000- 2018). Los resultados que obtuvo en este estudio mostraron que en la región de los Andes del Sur durante el 2000 al 2016 tuvo un balance de masa de $-0,75 \pm 0,23$ mwe/a. El análisis de subperíodos (2000-2009 v/s 2009-2018) reveló un cambio de masa ligeramente positivo a uno fuertemente negativo entre los 26 y 45°S, región en donde se encuentra ubicada la Sierra Nevada y en donde en el segundo período (2000-2007) coincide con el primer período de Dussailant mostrando valores ligeramente positivos.

Braun et al. (2019) calcularon que la tasa de pérdida de masa en América del Sur es de $19,43 \pm 0,60$ Gt a-1 debido a los cambios de elevación sobre el nivel del suelo, el mar o el lago, con $3,06 \pm 1,24$ Gt a-1 adicionales debido a la pérdida de masa de hielo subacuático que no contribuye al aumento del nivel del mar, utilizando interferometría repetida de radar de apertura sintética biestática durante los años 2000-2011/2015. De acuerdo a este estudio citado se podría dar un sustento a los resultados de esta memoria ya que las mediciones de cambio de elevación indican condiciones equilibradas. En las curvas más elevadas, el aumento de temperatura no es suficiente para aumentar el derretimiento hasta el punto de ser un impacto en el equilibrio de la masa glaciar, mientras que la disminución de la humedad no es suficiente para reducir el volumen de hielo a un grado detectable.

Por otro lado, Hugonnet et al., (2021) en uno de sus estudios sobre balance de masa geodésico utilizó conjuntos de elevación aéreos y satelitales a gran escala y disponibles abiertamente como medio de estimación, referencia o validación de la elevación de superficie de la Tierra

sobre todos los glaciares y sus alrededores entre enero de 2000 y diciembre de 2019. El método que se utilizó fue técnicas modernas de fotogrametría y métodos estadísticos desarrollados específicamente para generar y corregir sesgos en casi medio millón de MDE con una resolución horizontal de 30m.

Como resultado de este estudio, los glaciares periféricos de la Antártida occidental perdieron sustancialmente masa ($-0,23 \pm 0,06 \text{ m yr}^{-1}$), mientras que los de la Antártida oriental se espesaron lentamente ($0,04 \pm 0,05 \text{ m yr}^{-1}$). Las masas de hielo que rodean la Península Antártica, que representan el 63% del área de glaciares en la Antártida y Subantártica, experimentaron un adelgazamiento moderado y desacelerado ($-0,19 \pm 0,05 \text{ m yr}^{-1}$) de acuerdo con estudios gravimétricos recientes de toda la Península. Estos hallazgos demostraron una desaceleración durante el mismo período de este trabajo coincidiendo con los resultados que se obtuvieron.

El efecto de la actividad geotérmica tiene un rol importante en el adelgazamiento de la masa glaciar, estudios en glaciares cercanos como el Mocho, a pesar de los cambios en la atmósfera superior debido al calentamiento no ha demostrado cambios significativos en la elevación del hielo (Rivera et al., 2006). Por otro lado, el Glaciar Pichillancahue-Turbio ha sufrido retrocesos frontales y un adelgazamiento del hielo dos veces mayor que la ablación superficial anual experimentada por el área cubierta de cenizas y escombros del glaciar, lo que sugiere una importante contribución al derretimiento debido a la actividad geotérmica en el lecho de roca del el glaciar. En este sentido, la actividad volcánica del Volcán Villarrica afecta al glaciar de dos maneras opuestas: aislando el hielo con cenizas y escombros, lo que resulta en una reducción de la ablación de la superficie, y favoreciendo el derretimiento subglacial debido a la actividad geotérmica, lo que resulta en un mayor adelgazamiento. que en ambientes volcánicos no activos. (Rivera et al., 2006).

IX. Conclusiones

En este trabajo se estudió el balance de masa geodésico de la Sierra Nevada de la Araucanía y como síntesis de esta memoria se reveló que durante los periodos estudiados sí hubo un retroceso de la masa glaciar lo cual se puede atribuir en primer lugar a las consecuencias del cambio climático. Según otros estudios antes de la década del 2000 el retroceso glaciar era mucho más acelerado y notorio en este glaciar y alrededores, pasado el 2000 se podría decir que hubo una desaceleración, trayendo consigo tasas de cambio muy inferiores a años anteriores, lo que se podría decir que se mantuvo dentro de los mismos valores al menos hasta el año 2007 que es donde concluye esta tesis. Esta estabilidad que se vió reflejada en la Sierra Nevada se puede sugerir a una adaptación a nuevas temperaturas, además de nuevas características durante las temporadas de precipitaciones.

Se concluye, a partir de los datos, que la Sierra Nevada situada en la Región de la Araucanía (Chile) ha presentado cambios negativos de superficie durante estos 9 años de investigación, siendo en los últimos 7 los más estables en donde las pérdidas fueron muy mínimas y se observaron más cambios positivos que aún así no pasaron los 1,79mwe/a. Los resultados de esta memoria se suman a la literatura sobre balances de masa geodésico en la zona y en cómo el cambio climático se ve reflejado en nuestro entorno y en las reservas de agua en estado sólido que Chile alberga, además es importante mencionar que los cambios de temperaturas y precipitaciones dentro del área ha aportado a una probable y segura alteración en el desarrollo normal de los glaciares.

Esta investigación es un aporte más para quienes están recién comenzando a estudiar y entender lo complejo y a la vez fascinante que es la dinámica de un glaciar y cómo estudiarlo desde la geografía. Como se observa en esta memoria los resultados apuntaron a una estabilidad en el glaciar durante los 9 años, sería interesante seguir completando este registro con más fechas que estén disponibles antes, durante y después de este estudio. Queda a la comunidad científica seguir aportando a la literatura generando más información relacionada en donde los estudios abarquen hasta fechas más recientes y descubrir si hasta el día de hoy la

Sierra Nevada se sigue manteniendo en una era estable o si ya está bajo un retroceso inminente debido a las consecuencias irreparables del cambio climático.

X. Referencia Bibliográfica.

Bamber, J., and A. Rivera (2007), A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination, *Global and Planetary Change*, 59(1-4), 138–148.

Biblioteca del Congreso Nacional de Chile (2016). Inventario de Glaciares de Chile.

Braun, M.H., Malz, P., Sommer, C. *et al.* Constraining glacier elevation and mass changes in South America. *Nature Clim Change* **9**, 130–136 (2019). <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0375-7>

Centro de Estudios Científicos (2011). Variaciones recientes de glaciares en Chile, según principales zonas glaciológicas. Informe final. <https://snia.mop.gob.cl/sad/GLA5360.pdf>

Comité Científico COP25 (2019). Criósfera y cambio climático: 50 preguntas y respuestas, Santiago, Chile

CONAF (2006). Plan de Manejo Parque Nacional Conguillío. https://www.conaf.cl/wp-content/files_mf/1382465952PNConguillio.pdf

Cuffey, K. & Paterson W. (2010). *The Physics of Glaciers* (4th ed. p. 13, 28), Elsevier, Burlington, USA .

Dirección General de Aguas (2009). Estrategia Nacional de Glaciares. Fundamentos. Realizado por Centro de Estudios Científicos, S.I.T. 205, DGA, Santiago, Chile.

Dirección General de Aguas (2021) Apoyo para el monitoreo de detalle intensivo del glaciar sur-oriental del Volcán Mocho, Región de los Ríos, macrozona sur, 2020-2021. Informe Final. Realizado por Universidad Austral de Chile, S.I.T. 479, Santiago, Chile.

Dirección General de Aguas (2022) Inventario Público de Glaciares.

Dirección General de Aguas (2022) Inventario Público de cuencas, subcuencas y subsubcuencas.

- Dussaillant, I., Berthier, E., Brun, F. et al. Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nat. Geosci.* 12, 802–808 (2019). <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0432-5>
- Earth Resources Observation and Science Center (EROS) (2018). USGS EROS Archive – Digital Elevation – Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 1 Arc- Second Global. United States Geological Survey <https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtm-1#overview>
- ESRI. (2023). Desktop.arcgis.com. Retrieved 21 November 2023, desde <https://desktop.arcgis.com/es/arcmap/latest/manage-data/raster-and-images/resample-function.htm>
- Hugonnet, R., McNabb, R., Berthier, E., Menounos, B., Nuth, C., Girod, L., ... Kääb, A. (2021). Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. *Nature*, 592, 726-731. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z>
- Huss, M. (2013). Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. *The Cryosphere*, 7(3), 877–887. <https://doi.org/10.5194/tc-7-877-2013>
- IPCC, (2001). Panel Intergubernamental del Cambio Climático. Glosario.
- IPCC, (2020). El océano y la criósfera en un clima cambiante. Informe especial del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. Resumen para responsables de políticas. ISBN 978-92-9169-355-9. https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/3/2020/07/SROCC_SPM_es.pdf
- Jesús A. (2020). Memoria de Título “Variaciones superficiales de los glaciares de la Sierra Nevada entre los años 1973-2020 mediante imágenes satelitales”, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.
- Kaser, G., Fountain, A., & Jansson, P. (2003). A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers (1st ed., p. 11). Paris, France: INTERNATIONAL HYDROLOGICAL PROGRAMME, UNESCO. Retrieved from <http://unesdoc.unesco.org/images/0012/001295/129593e.pdf>

- Kotlyakov V. & Komarova A. (2007), Elsevier's Dictionary of Geography, 1st ed., Elsevier, Amsterdam, The Neatherlands.
- Marangunic C. (2019) Glaciares y los ecosistemas de montaña: Las importantes tareas pendientes. Revista de Glaciares y Ecosistemas de Montaña. Accessed April 14, 2022. <https://revista.inaigem.gob.pe/index.php/RGEM/article/view/2/2>
- Masiokas MH, Rabatel A, Rivera A, Ruiz L, Pitte P, Ceballos JL, Barcaza G, Soruco A, Bown F, Berthier E, Dussaillant I and MacDonell S (2020) A Review of the Current State and Recent Changes of the Andean Cryosphere. Front. Earth Sci. 8:99. doi: 10.3389/feart.2020.00099
- Podgórski, J., Kinnard, C., Pęćlicki, M., & Urrutia, R. (2019). Performance assessment of TanDEM-X DEM for mountain Glacier elevation change detection. Remote Sensing, 11(2), 1–26. <https://doi.org/10.3390/rs11020187>
- Price BN, Stansell ND, Fernández A, Licciardi JM, Lesnek AJ, Muñoz A, Sorensen MK, Jaque Castillo E, Shutkin T, Ciocca I and Galilea I (2022) Chlorine-36 Surface Exposure Dating of Late Holocene Moraines and Glacial Mass Balance Modeling, Monte Sierra Nevada, South-Central Chilean Andes (38°S). Front. Earth Sci. 10:848652. doi: 10.3389/feart.2022.848652
- Rivera A, Bown F, Mella R, et al. Ice volumetric changes on active volcanoes in southern Chile. *Annals of Glaciology*. 2006;43:111-122. doi:10.3189/172756406781811970
- Rivera A., Bown F., Napoleoni F., Muñoz C. & Vuille M. (2017). Manual Balance de masa glaciar. Centro de Estudios Científicos, CECs. <http://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/29247>
- Roncero A. (2019). Estancia en prácticas y proyecto final de grado “La interpolación aplicada al procesamiento de imágenes digitales”. Universitat Jaume I, Valencia, España. https://repositori.uji.es/xmlui/bitstream/handle/10234/185159/TFG_AlbaRonceroGarcia_%281%29.pdf?sequence=1&isAllowed=y

Schilling M., Toro K., Contreras P., Levy C., Partarrieu D., Amigo Á. & Hernández J. (2013).
Geoparque Kütralkura; Guía Geoturística. Servicio Nacional de Geología y Minería,
Santiago. https://issuu.com/danielafdg/docs/geoparque_k_tralkura_-_gu_a_geotu

U.S. Geological Survey (USGS) (s.f.). Landsat 5 <https://www.usgs.gov/landsat-missions/landsat-5>