



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
GEOLOGÍA**

**ANÁLISIS DEL IMPACTO DE LA COBERTURA
DETRÍTICA EN EL BALANCE DE MASA DE LOS
GLACIARES DE LOS ANDES CENTRALES (32°40' S Y
35°00' S).**

Memoria para optar al título profesional de Geólogo.

MATÍAS IGNACIO SEPÚLVEDA MOYANO

Profesor guía

Profesores de comisión

Dr. David Antonio Farías-Barahona

Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda

MSc. Liubow Nikolaivna González Martínez

Concepción 2024

Dedicada al esfuerzo y la paciencia de mis padres.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera comenzar expresando mi profunda gratitud a mi profesor guía, Dr. David Farias-Barahona del Departamento de Geografía de la Universidad de Concepción, quien no solo me brindó la invaluable oportunidad de realizar este trabajo en el campo de la Glaciología, sino que también fue una guía esencial en cada etapa de este desafiante proceso, muy fuera de lo que hubiese pensado al entrar a la carrera. Su apoyo, conocimientos, mirada científica y por sobre todo su motivación para con la ciencia han sido fundamentales en el desarrollo de esta investigación. Por confiar que podría llegar a puerto con el proyecto que él tenía en mente, le estoy profundamente agradecido. De igual forma, deseo extender mi sincero agradecimiento a *Cryos-Udec*, un grupo de pequeños estudiantes/egresados e investigadores al amparo del profesor David, que hicieron de este proceso una muy grata experiencia, ayudándonos mutuamente y creando momentos de distensión muy amenos.

Mi agradecimiento se extiende también a todos los que conforman el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción. Profesores y funcionarios han sido parte de mi formación universitaria, proporcionándome las herramientas para enfrentar los retos profesionales.

No puedo dejar de lado a mi mamá y papá, mi pequeña hermana, mis abuelos, primos y tíos. Ustedes han sido un soporte fundamental durante estos largos años, brindándome un amor incondicional, y sobre todo el apoyo necesario para superar los desafíos y alcanzar mis metas.

Lo mejor siempre queda al final. En esta etapa, mis amigos han sido más que simples compañeros de camino; han sido una fuente inagotable de inspiración, apoyo y alegría. Cada uno de ustedes, mis *besties*, los que estan desde el principio y los sumados al final, han jugado un papel invaluable en mi vida, siendo confidentes en momentos de duda, pilares de fortaleza en tiempos de incertidumbre, y celebradores entusiastas en cada pequeño éxito. La singularidad de su apoyo y amistad no tiene comparación. Esta experiencia, enriquecida por su compañía, ha dejado una huella imborrable en mi corazón. A cada uno de ustedes, la familia que escogí, mi más sincero agradecimiento por ser parte fundamental de mi vida y por contribuir de manera tan significativa en quien soy hoy en día. Los quiero demasiado. Gracias.

Esta memoria fue parcialmente financiada por ANID a través del proyecto FONDECYT 3230146, SIA 85220007 y VRID 2023000810INI.

ÍNDICE

RESUMEN	1
CAPÍTULO I	
1. INTRODUCCIÓN.....	2
1.1. Planteamiento de problemática.....	4
1.2. Objetivos.....	5
1.2.1. Objetivo General.....	5
1.2.2. Objetivos específicos	6
1.3. Ubicación y área de estudio.....	6
1.4. Geomorfología.....	7
1.5. Clima	8
1.5.1. Mega-sequía de la zona central de Chile	10
1.6. Estado del arte	12
1.6.1. <i>Remote sensing</i> y balance de masa	12
1.6.2. Andes Centrales	15
CAPÍTULO II	
2. MARCO TEÓRICO	20
2.1. Criósfera	20
2.2. Balance de masa	21
2.3. Línea de equilibrio.....	23
2.4. Clasificación morfológica.....	24
2.4.1. Glaciares de valle.....	24
2.4.2. <i>Glaciarete</i>	26
2.5. Clasificación según cobertura.....	26
2.5.1. Glaciares descubiertos o blancos	26
2.5.2. Glaciares cubiertos o con cobertura detrítica.....	27
CAPÍTULO III	
3. METODOLOGÍA.....	28
3.1. Delimitación superficial de glaciares	28
3.1.1. Inventario Público de Glaciares.....	28
3.1.2. Índices para la identificación remota	32
3.1.3. Mapeo automatizado.....	33
3.1.4. Método de programación directa	34
3.1.5. Correcciones	36
3.1.6. Testeo de método <i>deep-learning</i>	38
3.2. Modelo de cambio de elevación Hugonnet <i>et al.</i> , (2020).....	41
3.3. Cálculo de balance de masa geodésico.....	43
3.4. Incertidumbre.....	45
3.5. ELA	46
CAPÍTULO IV	
4. RESULTADOS	48
4.1. Cobertura detrítica	48
4.2. Balance de masa total	49
4.3. Balance de masa glaciares de detritos	52
4.4. Cambios de elevación y balances por cuencas	55
4.4.1. Cuenca del Río Rapel	56

4.4.2. Cuenca del Río Maipo	58
4.4.3. Cuenca del Río Aconcagua.....	62
CAPÍTULO V	
5. DISCUSIONES	63
5.1. Capacidad de reconocimiento del algoritmo	64
5.2. Características de la cobertura detrítica.....	65
5.3. Espesor de la cobertura detrítica.....	67
5.4. Rol del gradiente de temperatura (latitud y altitud).....	69
CAPÍTULO VI	
6. CONCLUSIONES.....	70
7. REFERENCIAS	71
ANEXOS	79
8. Anexo 1: Otras definiciones morfológicas	80
8.1.1. Circo glaciar.....	81
8.1.2. Glaciar piedemonte	82
8.1.3. Glaciar <i>outlet</i>	82
8.1.4. Domos.....	82
8.1.5. Campos de hielo.....	83
8.1.6. Casquetes (<i>ice sheets</i>) y capas de hielo	84
8.2. Anexo 2: Dinámica glaciar	85
8.3. Anexo 3: Clasificación térmica	86
8.3.1. Glaciares fríos.....	87
8.3.2. Glaciares temperados.....	87
8.3.3. Glaciares poli-termales	87
8.4. Anexo 4: Tabla de identificación DGA.....	88
8.5. Anexo 5: Base de datos glaciares DGA.....	89
8.6. Anexo 4: Gráficos de porcentajes.....	90

INDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa divisiones y subdivisiones glaciológicas de Chile.....	3
1. 2. Representación de glaciares cubiertos.....	5
1. 3. Mapa de ubicación.....	7
1. 4. Mapa geomorfológicoregional.....	8
1. 5. Mapa climatico de Chile.....	9
1. 6. Mapa de distribución de precipitaciones y temperatura en Sudamérica.....	10
1. 7. Perspectiva dinámica sobre las sequías históricas en Chile Central.....	11
1. 8. Mapeo automatizado de zona de hielo descubierto.....	13
1. 9. Cambio de espesor medio detritos vs hielo descubierto entre 1975 y 2016..	14
1. 10. Cambios de elevación 2011-2014 (m año ⁻¹).....	15
1. 11. Áreas glaciares, cobertura de modelo TanDEM-X y tasas de cambio de elevación en diferentes regiones de América del Sur.....	16
1. 12. Tasas de balance de masa de glaciares en los Andes promediadas.....	17
1. 13. Cambios en la masa de los glaciares regionales y su evolución temporal 2000 - 2019.....	18
1. 14. Mapas de tasas de cambio de elevación de glaciar Echaurren (dh/dt).....	19
2. 1. Esquema de componentes de la criósfera.....	20
2. 2. Límites de zona de acumulación y de ablación.....	21
2. 3. Fotografía de línea de equilibrio.....	23
2. 4. Fotografía de un glaciar de valle confinado.....	25
2. 5. Fotografía <i>glaciarete</i> , ladera Cerro el Brujo.....	26
2. 6. Ejemplo glaciar blanco.....	27
2. 7. Fotografía de glaciar de detritos.....	27
3. 1. Formato de código de identificación de glaciares.....	30
3. 2. Mapa con contornos glaciares.....	31
3. 3. Delimitaciones glaciares usando distintos parámetros de teledetección.....	33
3. 4. Pruebas de modelamiento autónomo directo en <i>Google Earth Engine</i>	36
3. 5. Incongruencias de delimitación de contornos.....	37
3. 6. Correlaciones de contornos.....	38
3. 7. Esquema de funcionamiento de las redes neuronales.....	39
3. 8. Esquema de trabajo de las redes neuronales.....	40
3. 9. Correlación certera de contorno.....	41
3. 10. Modelos de cambio de elevación Hugonnet <i>et al.</i> (2020).....	42
3. 11. Ejemplo extracción de información.....	43
3. 12. Perfil latitudinal del modelo predictivo de ELA.....	47
4. 1. Gráficos de glaciares de detritos.....	49
4. 2. Mapa de balance de masa regional en los Andes centrales.....	50

4.	3.	Gráfico de caja áreas <0,2 km ²	53
4.	4.	Gráfico de caja áreas 0,2-0,5 km ²	53
4.	5.	Gráfico de caja áreas 0,5-1,0 km ²	54
4.	6.	Gráfico de caja áreas >1,0 km ²	54
4.	7.	Gráfico cambios de elevación ($\Delta h/\Delta t$).....	55
4.	8.	Mapa de cambios de elevación Cuenca del Río Rapel (sur, 34° 35' - 34° 50' S).....	56
4.	9.	Mapa de cambios de elevación Cuenca del Río Rapel (norte, 34° 00' - 34° 25' S).....	57
4.	10.	Mapa de cambios de elevación Cuenca del Río Maipo (sur, 33° 58' - 34° 6' S).....	58
4.	11.	Mapa de cambios de elevación Cuenca del Río Maipo (sureste, 33° 35' S - 33° 50' S).....	59
4.	12.	Mapa de cambios de elevación Cuenca del Río Maipo (centro, 33° 25' S - 33° 35' S).....	60
4.	13.	Mapa de cambios de elevación Cuenca del Río Maipo (norte, 33° 10' S - 33° 25' S).....	61
4.	14.	Mapa de cambios de elevación Cuenca del Río Aconcagua (norte, 32° 50' - 33° 10' S).....	63
4	15	Progreso de modelo de aprendizaje automatizado.....	65
4	16	Gráfico de dispersión balance de masa en función del área.....	67
4	17	Mapa de espesores de cobertura detrítica (m).....	68
4	18	Gráfico balance de masa glaciares de detritos.....	69

INDICE DE TABLAS

Tabla		Página
3.	1. Base de datos para la construcción de polígono.....	29
5	1 Rango comparativo de balance de masa.....	66

RESUMEN

En Chile, la criósfera y especialmente los glaciares (excluyendo casquetes antárticos) son el sustento de agua dulce para las cuencas hidrográficas que albergan las grandes ciudades, en periodos secos cuando las temperaturas son más altas que la media anual y las precipitaciones se reducen considerablemente. En eventos anómalos de sequía extrema prolongada, como el evidenciado desde 2010 en el centro-norte del país, su fusión actúa como amortiguador de los efectos adversos que la misma produce sobre la biodiversidad, la agricultura y el abastecimiento de agua.

La pérdida de masa glaciar se estima mediante el cálculo de balance de masa que, en palabras breves, consiste en la diferencia neta entre lo que entra en el sistema (aporte de nieve y otros al glaciar) y lo que sale del sistema (pérdida de masa por fusión, *calving*, sublimación) en un periodo hidrológico establecido. La pérdida de masa de estos cuerpos no es homogénea y está determinada por diversos factores, tanto temporales como de la propia morfología del glaciar, como capas de detritos sobre la superficie, lagunas supra-glaciares o *ice cliffs*. En la región glaciológica de los Andes Centrales (33° S y 35° S), este fenómeno no está ampliamente estudiado, y se asume en modelos de gran escala, una pérdida homogénea para cada tipo de glaciar.

Esta investigación desarrolla una metodología basada en técnicas de *remote-sensing* y el uso de procesos automatizados de programación para diferenciar la cobertura detrítica en glaciares, con el objetivo de obtener el balance de masa geodésico para glaciares cubiertos. Con ello, comparar los resultados obtenidos con los balances totales para así definir el tipo de influencia que la cobertura detrítica ejerce sobre la tasa de pérdida de masa.

Se utiliza una completa base de datos de cambios de elevación en modelos de elevación digital, obtenidos de investigaciones recientes para el periodo 2015-2019 en los Andes Centrales. Apoyando lo anterior, se recurre al Inventario Público de Glaciares (IPG DGA, 2022) como base de trabajo para la identificación de los glaciares objetivos, consiguiendo así una base de datos robusta y validada. En el informe de la DGA, se identifican un gran número de glaciares, que suman un total de 26.180 cuerpos en todo el territorio nacional y que ocupan 21.012,22 km² de superficie, siendo una de las regiones de alta montaña con mayor número de glaciares en el mundo. Sin embargo, dentro de esta clasificación, no existe un conteo que diferencie glaciares tipo descubierto de glaciares tipo cubiertos.

Los resultados son una aproximación a la influencia de cobertura detrítica sobre la pérdida de masa total en la región. Estos muestran un balance acumulado para toda la región de $-56,85 \pm 18,34$ m *w.e.* año⁻¹, con un valor medio de $-0,384 \pm 0,198$ m *w.e.* año⁻¹ para la cubierta detrítica, inferior a la media total del glaciar, incluida la zona descubierta, que arroja un valor de $-0,452 \pm 0,128$ m *w.e.* año⁻¹, indicando claramente que la zona del glaciar que se encuentra cubierta pierde menos masa que el balance neto total.

Factores como la línea de equilibrio, la latitud y la altura son parámetros relevantes para considerar al momento de discutir las razones de este comportamiento. Esta investigación resulta una revisión preliminar a la problemática de como las capas de detritos influyen en la pérdida de masa en un glaciar, y se espera poder llegar a nuevas líneas de investigación, con mayor dedicación al análisis y procesamiento de datos, para así abordar todas las variables involucradas.

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

Los glaciares, cubriendo poco más el 10% de la superficie terrestre, y albergando el 70% del agua dulce disponible (Bamber *et al.*, 2018) han desempeñado un papel crucial en el modelado del paisaje terrestre y han sido registros latentes de los cambios climáticos de nuestro planeta (Benn & Evans, 2010). Su presencia en diversas latitudes y su respuesta a distintos tipos de clima los hacen especialmente relevantes en estudios climáticos.

Actualmente, las tasas de retroceso glaciar han alcanzado valores récord alarmantes (Zemp *et al.*, 2019). La principal causa de este retroceso es el aumento de la temperatura media del planeta, impulsado por la acumulación de gases de efecto invernadero en la atmósfera y al descenso en las precipitaciones (Carrasco *et al.*, 2005; Pellicciotti *et al.*, 2007). Este incremento en las temperaturas globales provoca un desequilibrio entre las zonas de acumulación y ablación de los glaciares, resultando en una pérdida neta de masa glaciar durante extensos periodos (Radic & Hock, 2010). Este déficit no solo contribuye al aumento del nivel del mar, sino que también amenaza el suministro de agua dulce para millones de personas.

Las proyecciones futuras para la criósfera son preocupantes. De acuerdo con Marzeion *et al.* (2012), incluso bajo un escenario de drástica reducción de las emisiones de gases de efecto invernadero, se anticipa que los glaciares continuarán perdiendo masa a lo largo del siglo XXI. Esta tendencia podría resultar en una disminución de entre un 15% hasta un 55% en el volumen glaciar global hacia el año 2100.

Los peligros asociados con el retroceso de los glaciares no se limitan a la disminución del agua dulce disponible. Las zonas de alta montaña que contienen estos cuerpos de hielo son propensas a eventos relacionados con la pérdida de estabilidad en áreas previamente soportadas por glaciares (Haeberli & Whiteman, 2015), y cuyo derretimiento desencadena procesos de remociones en masa, transporte de detritos a largas distancias y aluviones, siendo la amenaza principal para infraestructuras o asentamientos aledaños (Clague & Evans, 2000). Además, se ha registrado que la pérdida de masa del *permafrost* ha aumentado significativamente la ocurrencia de caídas de rocas (*rock fall*) y avalanchas en laderas con pendientes muy pronunciadas, lo que ha sido monitoreado por modelos y observaciones de terreno (Geertsema *et al.*, 2006; Sæmundsson *et al.*, 2018). Uno

de los peligros de mayor alcance asociados al retroceso de los glaciares, son las inundaciones. Este proceso se ve influenciado por la formación de lagos supra-glaciares en el frente del mismo glaciar, que con consecuencia de la constante recarga de agua de la fusión del hielo (mayor a la evaporación) (Frey *et al.*, 2010), alcanza un punto crítico, desencadenando el rebalse del cuerpo de agua, pudiendo alcanzar hasta cientos de kilómetros desde su fuente, como muestran los registros históricos (Carrivick & Tweed, 2016; Hoch *et al.*, 2019).

Según datos del Inventario Público de Glaciares de la Dirección General de Aguas (IPG DGA, 2022), existen 26.180 cuerpos de hielo distribuidos a lo largo del frente andino y en la Cordillera Patagónica Chilena. Una gran cantidad de estos glaciares se encuentran en la zona centro-sur de Chile, desempeñando un rol crucial como principales fuentes de recarga para las cuencas hidrográficas desde la Región de Atacama hacia el sur. El manejo sostenible de estos recursos hídricos es una preocupación creciente, especialmente considerando su uso compartido entre la población y sectores como la minería, en un contexto de acelerado retroceso glaciar.

Existen varios tipos de clasificaciones de glaciares, tanto morfológicas como climáticas. De acuerdo con Lliboutry (1998), podemos distinguir dos macrozonas glaciológicas principales (Fig. 1.1): Andes Áridos, subdividida en Andes Desérticos y Andes Centrales; y Andes Húmedos, subdividida en Distrito de Lago y Andes Patagónicos; cada una marcada por variables meteorológicas como temperatura, humedad, vapor de agua (Schaefer *et al.*, 2020).

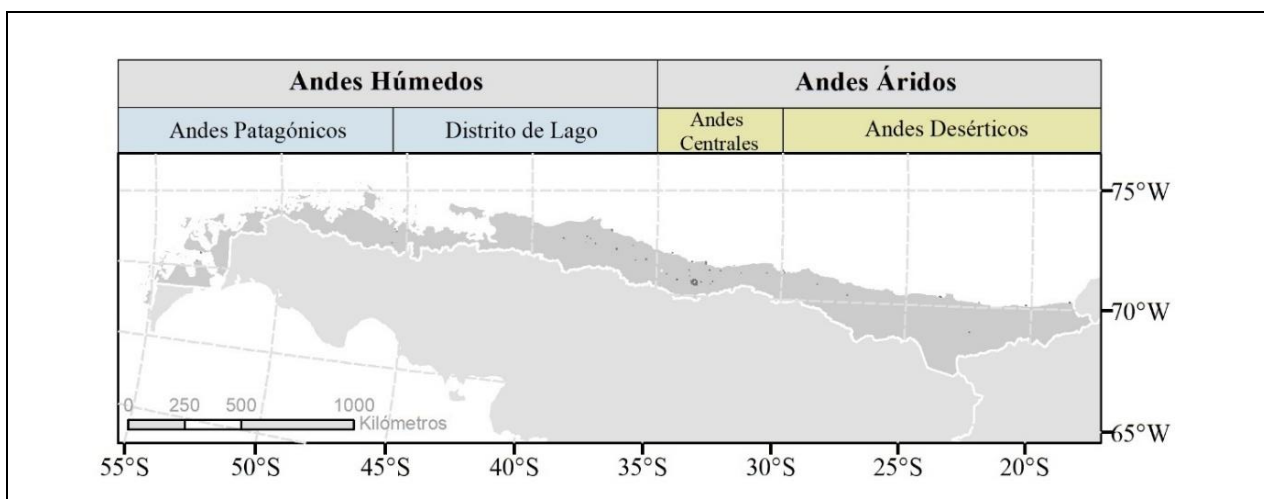


Figura 1.1: Mapa divisiones y subdivisiones glaciológicas de Chile. De norte a Sur: Andes Desérticos, Andes Centrales, Distrito de Lago, Andes patagónicos. Adaptado de Schaefer *et al.*, 2020.

Las masas de hielo identificadas por la DGA están clasificadas de acuerdo con criterios de primer y segundo orden, tanto por su relación con la topografía circundante, como de su propia morfología y, en la zona de estudio, estos están conformados principalmente por glaciares de montaña, glaciares de valle, *glaciaretas* y glaciares rocosos (IPG, DGA, 2022). Sin embargo, no se hace distinción entre un glaciar blanco de un glaciar con cubierta detrítica o *debris-covered glaciar*, presentando una dificultad mayor, ya que estos forman parte del objetivo de interés en esta investigación.

En Chile, el registro de la evolución de glaciares no posee una base de datos tan extensa en el tiempo. Sin embargo, hay glaciares como el Echaurren, ubicado en la Región Metropolitana, que posee un registro glaciológico desde 1975, siendo el glaciar con mayor recopilación de datos de balance de masa del hemisferio sur (Zemp *et al.*, 2017). De acuerdo con lo presentado por Farías-Barahona *et al.* (2019), el balance de masa geodésico aplicado a este glaciar, entre 1955 y 2015, arrojó valores de $-40,64 \pm 5,19$ m *w.e.* año⁻¹ (metros equivalentes en agua, según sus siglas en inglés), con una tasa promedio de pérdida de $-0,68 \pm 0,09$ m *w.e.* año⁻¹; y, desde 2010, una tasa promedio de $-1,20 \pm 0,09$ m *w.e.* año⁻¹, marcando un significativo aumento en la fusión anual del glaciar. Aplicar estas metodologías al resto de glaciares de los Andes Centrales, que poseen muy poco registro, resulta relevante para este estudio.

1.1. Planteamiento de problemática

El impacto de la fusión de los glaciares cordilleranos en el aumento del nivel del mar es significativo, superando incluso a los grandes casquetes de hielo con una estimación de 0,26 mm por año (Zemp *et al.*, 2019), cifra que marca la importancia de comprender la tasa de pérdida de masa glaciar en estas zonas. Sin embargo, el modelamiento de este proceso resulta complejo debido a la cantidad de factores que influyen en él. Una característica distintiva de algunos glaciares cordilleranos es la presencia de una capa de detritos rocosos en su superficie, resultado del material erosionado de las laderas circundantes. Esta capa de detritos, claramente diferenciada de las zonas blancas de acumulación del glaciar (Fig. 1.2a), añade complejidad a la evaluación de las dinámicas de estos sistemas. Los glaciares cuya zona de ablación está cubierta por más del 50% de estos detritos se denominan glaciares con cubierta detrítica, glaciares de detritos o *debris-covered glaciers* (Kirkbride, 2011) (Fig. 1.2b).

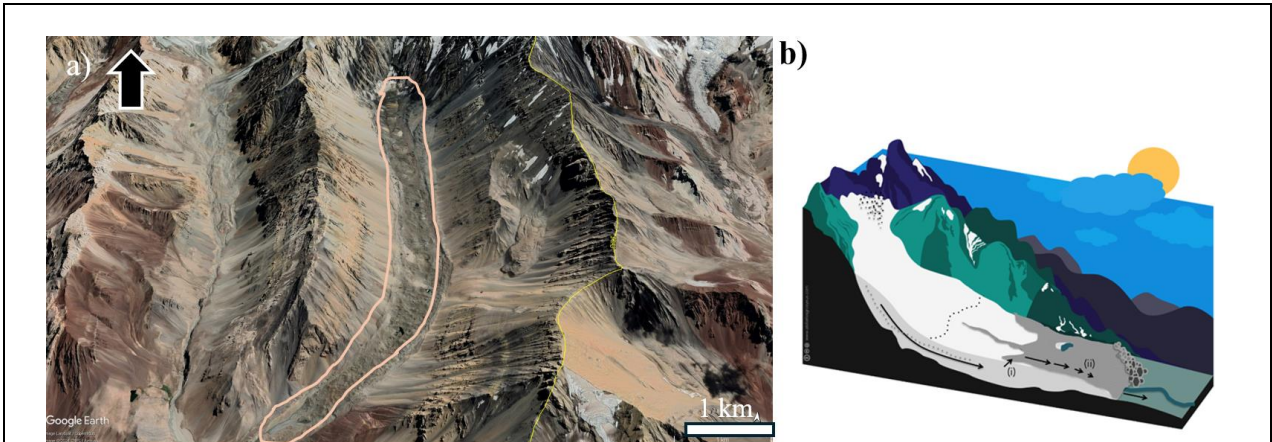


Figura 1.2: Representación de glaciares cubiertos. a) Glaciar Pirámide, ejemplo de glaciar con cobertura detrítica o *debris-covered glacier* (polígono rosa). Vista desde el sur, Región Metropolitana ($33^{\circ}33' S - 69^{\circ}53' W$). Imagen tomada de *Google Earth Pro*, con fecha 2020. b) Esquema de cubierta detrítica (polígono gris) sobre zona de ablación glaciar, Extraído de Nicholson *et al.*, 2021.

La problemática abordada en esta tesis está enfocada en la influencia ejercida por la cobertura detrítica en el balance de masa de un *debris-covered glacier*, en un período comprendido entre 2015 y 2019. La hipótesis subyacente postula que los *debris-covered glaciers* pueden experimentar tasas de deshielo comparables o incluso mayores a las de los glaciares sin cubierta (glaciares blancos), con zonas de fusión significativas que intensifican la pérdida total de masa, contrarrestando así los efectos del aislamiento térmico que eventualmente podría ser proporcionado por la capa detrítica. Esto implicaría consecuencias graves al suministro de agua dulce en las regiones más pobladas del centro del país.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

El objetivo principal de este estudio consiste en llevar a cabo una evaluación exhaustiva del balance de masa en glaciares con cubierta detrítica previamente diferenciados, a partir del IPG DGA (2022). Este análisis se realiza a lo largo de un período hidrológico específico (2015-2019), abarcando una extensa área geográfica en la región de los Andes Semiáridos entre los $32^{\circ}40' S$ y $35^{\circ} S$, incluyendo las principales cuencas hidrográficas de esta región.

1.2.2. Objetivos específicos

- Realizar una clasificación y caracterización detallada de los glaciares con cubierta detrítica mediante técnicas de *remote-sensing*, usando el inventario público de glaciares (IPG, 2022) como línea base de trabajo.
- Cuantificar la pérdida de masa en los glaciares cubiertos de detritos en zonas de los Andes Centrales, mediante la aplicación de métodos geodésicos con datos de alta resolución de elevación topográfica.
- Analizar y comparar los patrones de pérdida de masa entre glaciares con cubierta detrítica y glaciares descubiertos.

1.3. Ubicación y área de estudio

El área de estudio se ubica dentro de la zona glaciológica de los Andes Centrales, acotado a la cordillera andina, desde la Región de Valparaíso hasta la Región del Libertador General Bernardo O'Higgins, específicamente entre las latitudes 32°40' S y 35°00' S (Fig. 1.3). Esta área es notable por su concentración de diversos tipos de glaciares, incluyendo glaciares de montaña y de valle, así como otros de menor tamaño. Estos son fundamentales para el abastecimiento de agua dulce de las principales ciudades en estas regiones. Sin embargo, su ubicación resulta de difícil acceso, caracterizadas por la agreste geografía del frente andino, lo que presenta retos significativos para su estudio detallado.

De acuerdo con el IPG de la DGA, se han identificado 26.180 glaciares, que representan el 2,8% del área del territorio continental chileno. Una proporción considerable de estos glaciares se encuentra dentro de la zona de estudio, y que se delimitan en tres grandes cuencas de norte a sur: la Cuenca del Río Aconcagua, la Cuenca del Río Maipo y la Cuenca del Río Rapel.

Los polígonos asociados al área de los glaciares del inventario IPG que se utilizaron en este estudio, se muestran a continuación (Fig. 1.3). Se debe considerar una reducción importante al conteo inicial de glaciares identificados, criterios que son explicados en la sección de metodologías.

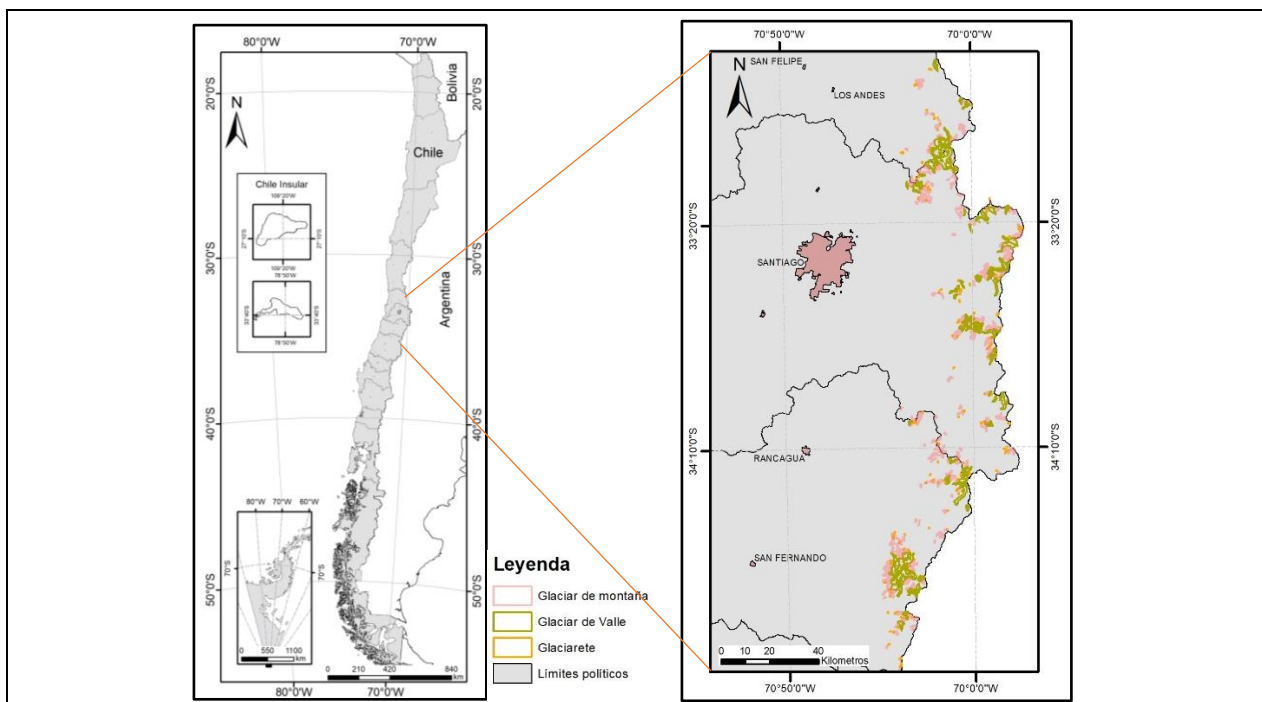


Figura 1.3: Mapa de ubicación. En a) el polígono naranja engloba el área de estudio de los Andes centrales. En b) se muestran los contornos de identificación de glaciares propuesto por DGA (IPG, 2022).

1.4. Geomorfología

La zona de estudio puede ser dividida en dos grandes áreas, norte y sur, delimitadas por los cambios en las macro-formas definidas por Börgel (1983). En el área norte (Fig. 1.4), y hasta la Región de Valparaíso, se extienden los farellones costeros desde el borde septentrional oeste y que van dando paso a las planicies litorales. Contigua a estas, se extiende la Cordillera de la Costa, intervenida transversalmente por llanuras de inundación fluvial. Finalmente, el extremo este de las regiones se limita por la Cordillera de los Andes, morfoestructura que contiene el mayor porcentaje de glaciares en este segmento y que presenta una variabilidad significativa en su altura con respecto al nivel del mar.

El segmento sur (Fig. 1.4), entre la región Metropolitana y Ñuble, es homogéneo en comparación al segmento norte. Aquí se pueden distinguir cinco grandes morfoestructuras que recorren de norte a sur el área. Al oeste, se emplazan grandes planicies marinas y fluvio-marinas, limitadas por la Cordillera de la Costa, que se encuentra afectada por cuencas graníticas marginales y llanuras de inundación fluvial. El llano central fluvio-glacio-volcánico o depresión intermedia cubre gran parte del interior de las regiones y se extiende a lo largo de toda la sección. Se limita al este por la Precordillera que sigue la misma orientación. Por último, el extremo oriental se corona por la

cordillera andina (Börgel, 1983). Estas últimas dos morfoestructuras concentran todos los glaciares en este segmento sur.

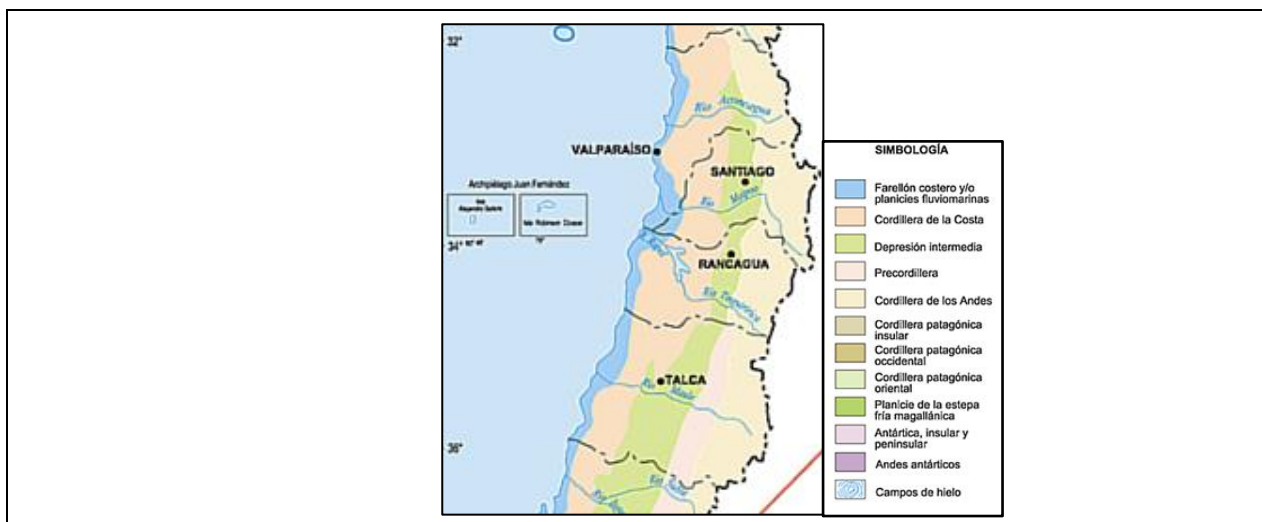


Figura 1.4: Mapa geomorfológico regional. Extraído de Börgel (1983).

1.5. Clima

La zona centro-sur de Chile (32° S-35° S) presenta un clima que varía significativamente con la latitud (Fig. 1.5), con tres grandes regiones climáticas emplazadas a lo largo del país y subdivididas en un gran número de climas locales (Sarricolea *et al.*, 2017), donde las temperaturas promedio disminuyen gradualmente de norte a sur, y las precipitaciones de forma inversa, afectando directamente la evolución anual de los glaciares y estableciendo tasas de acumulación y deshielo únicas para cada área (Garreaud *et al.*, 2009; Sarricolea *et al.*, 2017).

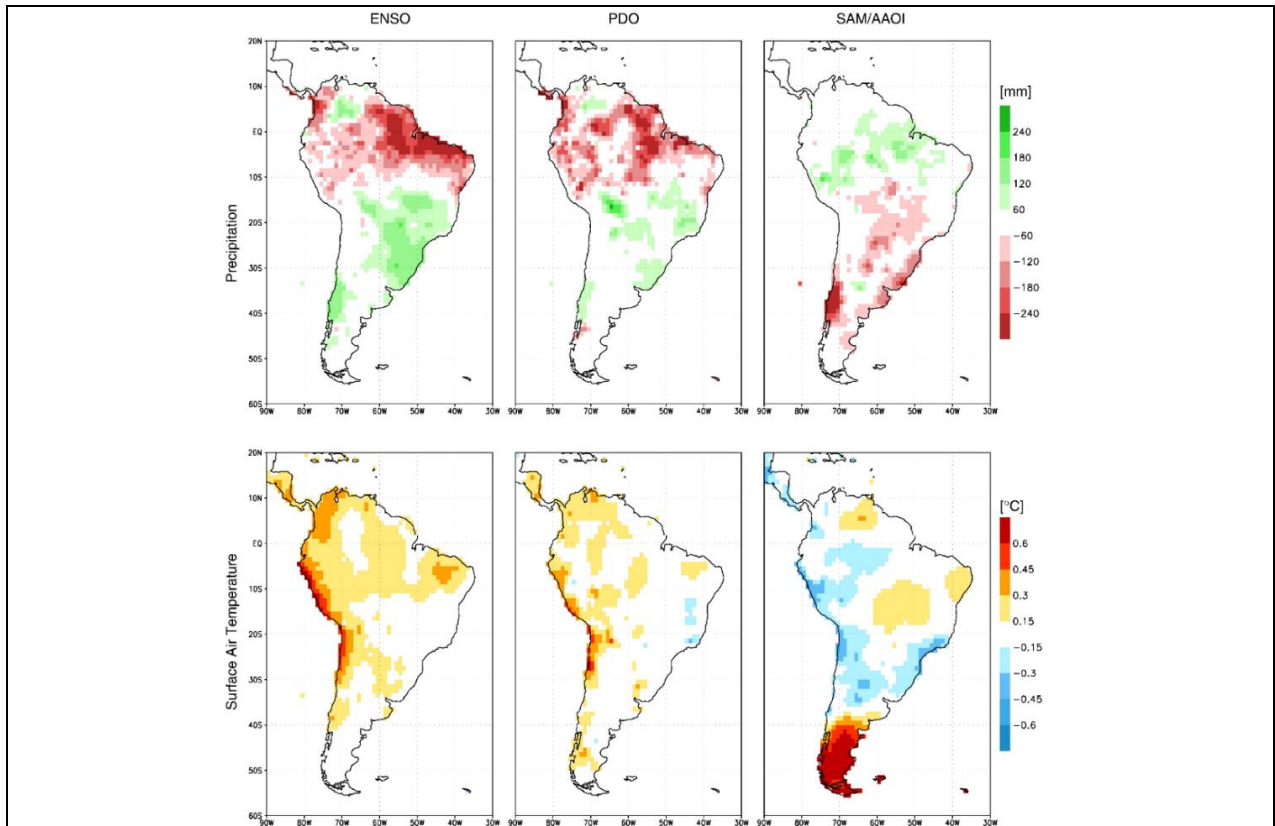


Figura 1.6: Mapa de distribución de precipitaciones y temperatura en Sudamérica. Precipitación media anual (fila superior) y temperatura del aire en superficie (fila inferior) para Sudamérica en función del ENSO, índice PDO y AAOI (de izquierda a derecha). (Extraído de Garreaud *et al.*, 2009).

Estos patrones climáticos han experimentado cambios significativos debido al impacto del cambio climático. Según Le Quesne *et al.* (2009), las precipitaciones anuales, tanto en forma de lluvia como de nieve, están disminuyendo, con una reducción proyectada de entre el 5% y el 15% entre la cuenca de Copiapó y el Río Aysén para el período 2021-2050. El modelo RCP85 del IPCC (2014) sugiere que estos cambios no serán uniformes, afectando más severamente a las regiones áridas y semiáridas.

1.5.1. Mega-sequía de la zona central de Chile

Existe otro fenómeno relevante a considerar y cuyo registro sin duda se ha visto reflejado en los balances de masas de los glaciares de la zona central. La mega-sequía, definida como un período prolongado de sequía, caracterizado por un déficit significativo (25% y 40%) de precipitaciones, entre los 30° S y los 38° S, desde 2010 hasta la fecha (Boisier *et al.*, 2016; Garreaud *et al.*, 2017;

2019), es un fenómeno meteorológico complejo y multifactorial. Este fenómeno ha sido notable por su duración y severidad (Garreaud *et al.*, 2019), afectando no solo el suministro de agua sino también los ecosistemas, la agricultura y la vida de las personas en la región.

Se han propuesto hipótesis sobre esta anomalía climática que van desde cambios normales asociados a procesos meteorológicos, hasta consecuencias del cambio climático global. Últimos estudios muestran que es el resultado de la prevalencia de un dipolo de circulación que impide el paso de tormentas extra tropicales sobre Chile Central, siendo controlado por el ENSO (Garreaud *et al.*, 2019). Fenómenos como La Niña y la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) han contribuido a las condiciones más secas en la región. La Niña, en particular, se asocia con temperaturas del océano Pacífico más frías que lo normal, lo que puede llevar a inviernos más secos en el sur de América del Sur (Fig. 1.7; Garreaud *et al.*, 2016; DGA, 2019). Por su parte, el cambio climático inducido por el hombre ha alterado los patrones climáticos globales, contribuyendo significativamente a la severidad y duración de la mega sequía. Se ha demostrado que aproximadamente un 25% de la intensificación de la sequía en Chile central se puede atribuir al cambio climático (Boisier *et al.*, 2016).

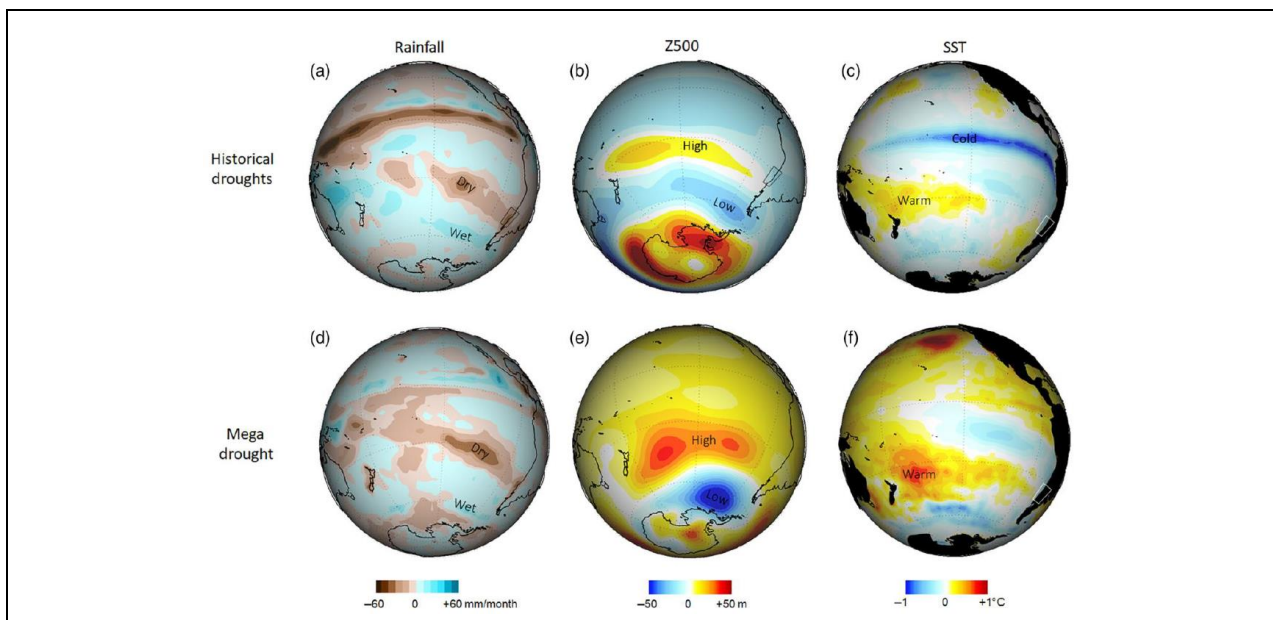


Figura 1.7: Perspectiva dinámica sobre las sequías históricas en Chile Central. Las figuras muestran las anomalías comparadas (desviaciones respecto a la media de 1980–2010) de la precipitación del invierno austral (mayo a septiembre), marcando diferencia entre sequía histórica (fila superior) y el fenómeno de mega-sequía (fila inferior). Extraído de Garreaud *et al.*, 2017 y 2019.

Todo lo anterior conlleva una disminución notable de precipitaciones anuales, alcanzando déficits de hasta 100% en algunas áreas (DGA, 2019). La criósfera es altamente sensible a este estado, marcando una significativa disminución en la cobertura de nieve y en su duración, aumentando la elevación de la línea de nieve sobre los Andes Centrales (Cortés & Margulis, 2017; Malmros *et al.*, 2018) y, por consiguiente, una disminución en volumen de los glaciares de esta región (Dussailant *et al.*, 2019; Farías-Barahona *et al.*, 2019; 2020).

Las proyecciones a futuro sugieren que, con el aumento de las emisiones de gases de efecto invernadero, la recurrencia de períodos secos como la actual mega sequía podría aumentar, presentándose aproximadamente cada 20 años (Rojas *et al.*, 2016). Esto resulta alarmante dado que los sistemas glaciares son capaces de registrar en poco tiempo las consecuencias de estas anomalías. Incluso en caso contrario, de que la temperatura global recupere un estado de normalidad, el modelo de Marzeion *et al.* (2018) propone una pérdida de hasta un $36 \pm 8\%$ del volumen debido al desequilibrio que los glaciares presentan con la temperatura, marcando posibles escenarios de escases de agua dulce (IPCC, 2019).

1.6. Estado del arte

La recopilación de datos y modelamiento de la dinámica de los glaciares ha crecido bastante en comparación con décadas pasadas. El uso de metodologías de *remote-sensing* facilita bastante el análisis y ha proporcionado, desde el 2000 en adelante, una base de datos cada vez más robusta. En este sentido, distintos autores han contribuido con metodologías nuevas y mejoradas para estimar valores de pérdida de masa con mayor precisión. A continuación, se presentan algunos estudios más recientes en esta materia.

1.6.1. *Remote sensing* y balance de masa

La metodología aplicada por Paul *et al.* (2020), muestra una reducción en el área de los glaciares de aproximadamente 300 km², lo que representa un -15% (-1,3% anual). El estudio se basa en el uso de imágenes *Sentinel-2* para generar un nuevo inventario de glaciares en los Alpes, con resolución de 10 m y datos más consistentes comparativamente al inventario de 2003. Con este modelo, se estima que el ritmo de pérdida de volumen de hielo se ha sido constante desde mediados de la década de 1980. Esta metodología resulta útil ya que presenta un modelo automatizado para

la identificación de glaciares, sin embargo, la caracterización de glaciares con cubierta detrítica fue realizada manualmente, aumentando la incertidumbre de los datos (Fig. 1.8).

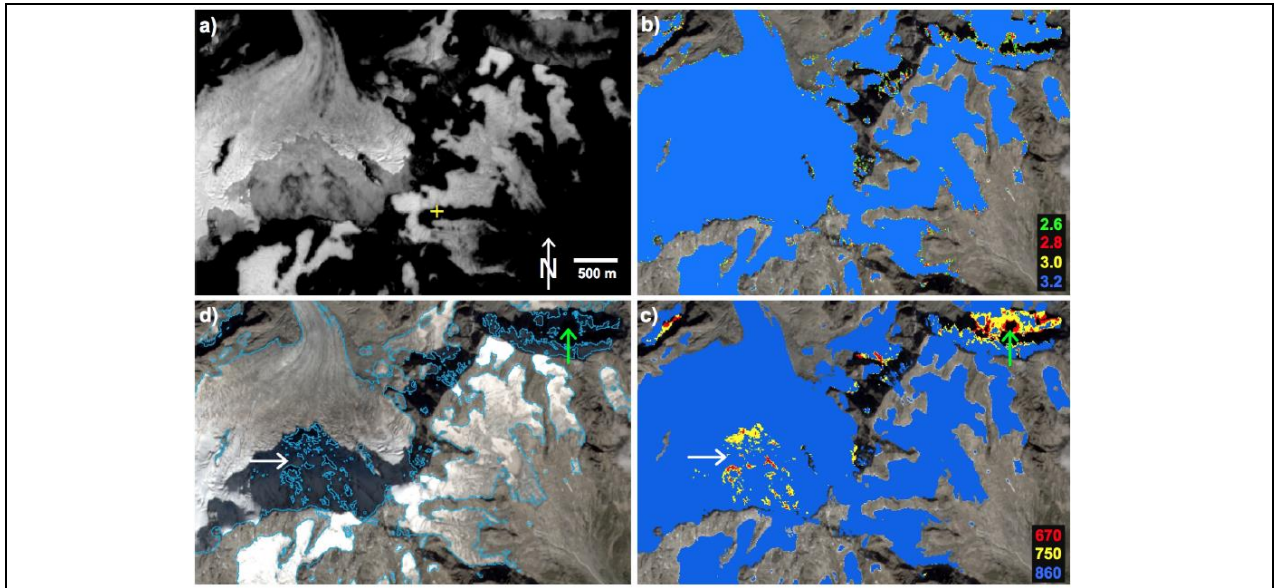


Figura 1.8: Mapeo automatizado de zona de hielo descubierto. (a) relación de bandas MSI banda 4 = MSI banda 11 (rojo = SWIR). (b) Resultados de la clasificación de glaciares utilizando diferentes umbrales. (c) Umbral de banda azul para eliminar rocas clasificadas erróneamente en sombra. (d) Contornos finales (azul claro) encima de la imagen de Sentinel-2 en colores naturales. Extraído de Paul *et al.*, 2020.

El estudio de Maurer *et al.* (2019) muestra la pérdida de masa en 650 glaciares, tanto de cubierta detrítica como blancos, a lo largo de 2000 km en los Himalaya, en dos periodos comprendidos entre 1975-2000 y 2000-2016. Sus resultados arrojan un incremento promedio en la tasa de deshielo dos veces mayor con respecto al periodo 1975-2000. Este trabajo utiliza el modelo de balance de masa geodésico basado en un conjunto de modelos de elevación digital para cuantificar los cambios en los glaciares, cuya delimitación poligonal se construyó a partir de una combinación de imágenes satelitales y mapas de cambio de espesor de los glaciares. Se estimó que los glaciares con cubierta detrítica presentan tasas de fusión similares, incluso negativas en comparación a los glaciares blancos o descubiertos dentro de un mismo periodo (Fig. 1.9).

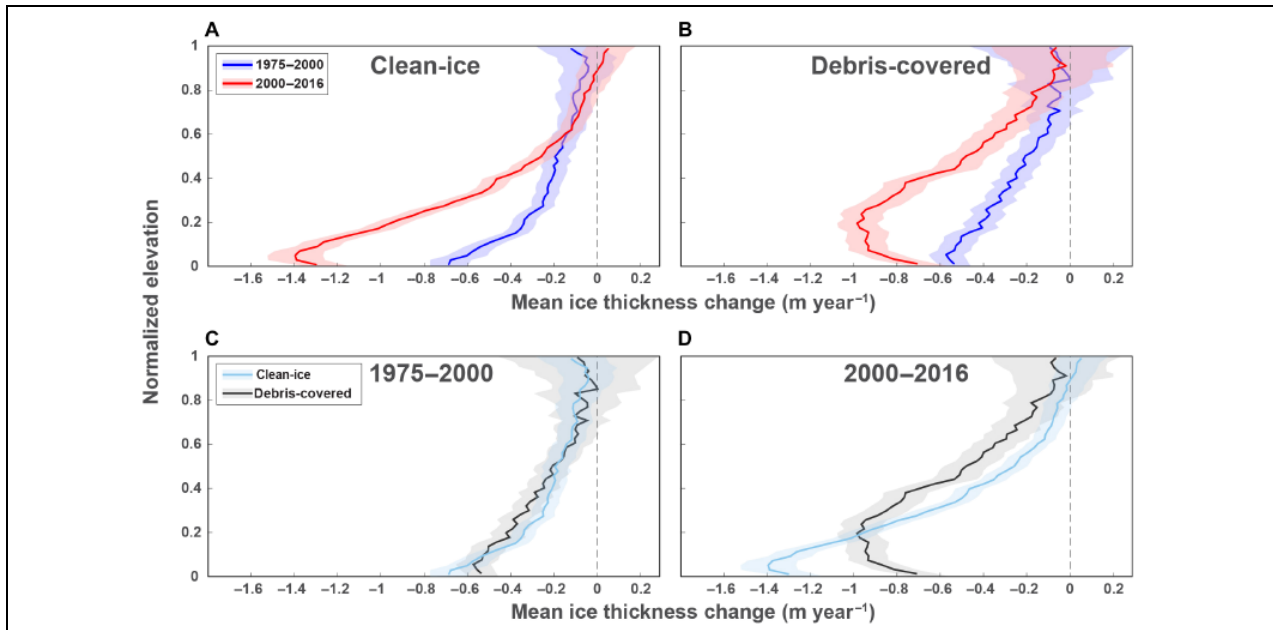


Figura 1.9: Cambio de espesor medio detritos vs hielo descubierto entre 1975 y 2016. (A) Histogramas de balances geodésicos de masa de los glaciares ($m\ w.e.\ a\tilde{no}^{-1}$) durante 1975–2000 (media = -0.21 y 2000–2016. (B) Resultado de razón resultante del cambio de balance de masa entre los dos intervalos. (D) Distribuciones altitudinales normalizadas de cambio de espesor de hielo. Las elevaciones normalizadas se definen como $(z - z_{2.5}) / (z_{97.5} - z_{2.5})$, donde z es la elevación y los subíndices indican percentiles de elevación. Extraído de Maurer *et al.*, 2019.

Vincet *et al.* (2016) proponen que el efecto aislante de la cubierta de detritos tiene un impacto mayor en la pérdida de masa total de los glaciares, debido a lagunas supra-glaciares y acantilados de hielo (*ice cliff*) expuestos, siendo fuentes de altos niveles de fusión glaciaria. La variación promedio de elevación en la zona cubierta de detritos del Glaciar Changri Nup entre 2011 y 2015 es de $-0.93\ m\ a\tilde{no}^{-1}$ o $-0.84\ m\ w.e.\ a\tilde{no}^{-1}$. La velocidad promedio de ganancia sobre la zona cubierta de detritos es de $+0.37\ m\ w.e.\ a\tilde{no}^{-1}$, lo que resulta en un balance de masa promedio en la zona de cobertura detrítica $-1.21 \pm 0.2\ m\ w.e.\ a\tilde{no}^{-1}$ entre 5.240 y 5.525 (m s.n.m.). La ablación en la porción cubierta se reduce significativamente (en aproximadamente $1.8\ m\ w.e.\ a\tilde{no}^{-1}$.) en comparación con los glaciares cercanos sin esta cobertura detrítica. Estos hallazgos contradicen estudios geodésicos anteriores y deben tenerse en cuenta al modelar la futura evolución de los glaciares cubiertos de detritos (Fig. 1.10).

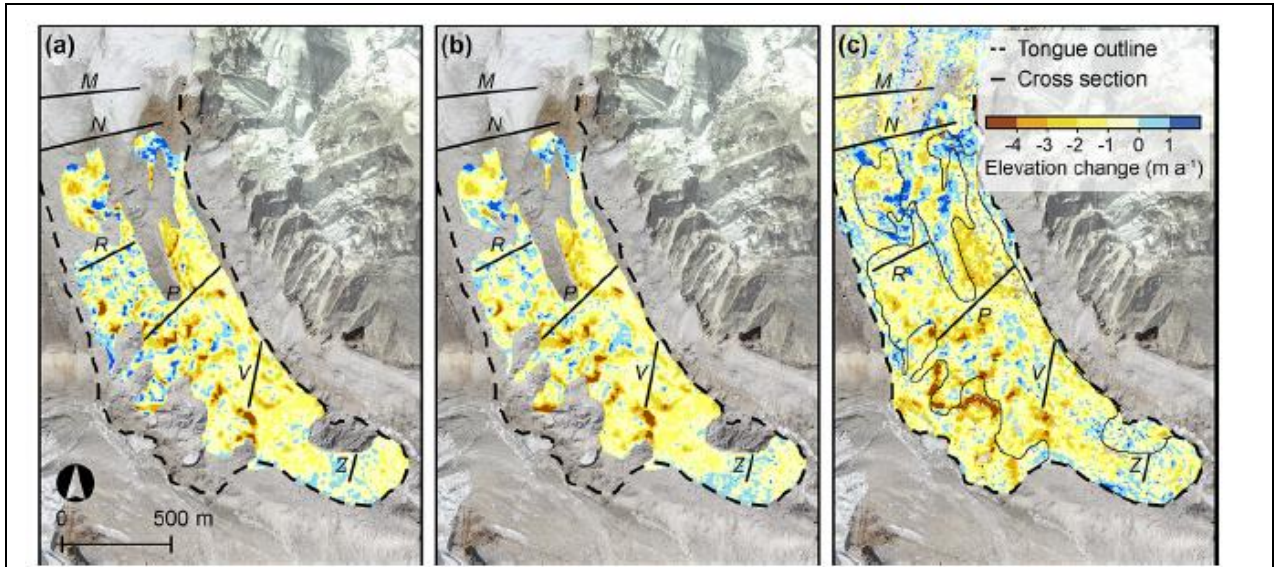


Figura 1.10: Cambios de elevación 2011-2014 (m a^{-1}). (a) 2011–2014, (b) 2011–2015 y (c) 2009–2014 obtenidos de imágenes satelitales. La lengua cubierta de detritos está delimitada con una línea discontinua. Extraído de Vincent *et al.*, 2016.

1.6.2. Andes Centrales

Un estudio enfocado en Sudamérica es el presentado por Braun *et al.* (2019). Esta publicación se centra en restringir los cambios en la elevación y masa de los glaciares en América del Sur, excluyendo Groenlandia y la Antártida. Utilizando interferometría de apertura sintética biestática repetida, el estudio calculó cambios en la elevación y masa específicos de cada glaciar en el 85% de la criósfera de América del Sur. La tasa de pérdida de masa resultó en $19,43 \pm 0,60$ Gt por año, medidas a partir de cambios en la elevación sobre el nivel del suelo, del mar o del lago, con una pérdida adicional de $3,06 \pm 1,24$ Gt por año de masa de hielo subacuático, resaltando que las mayores contribuciones a la pérdida de masa provienen de los campos de hielo patagónicos, que representan el 83% del total (Fig. 1.11).

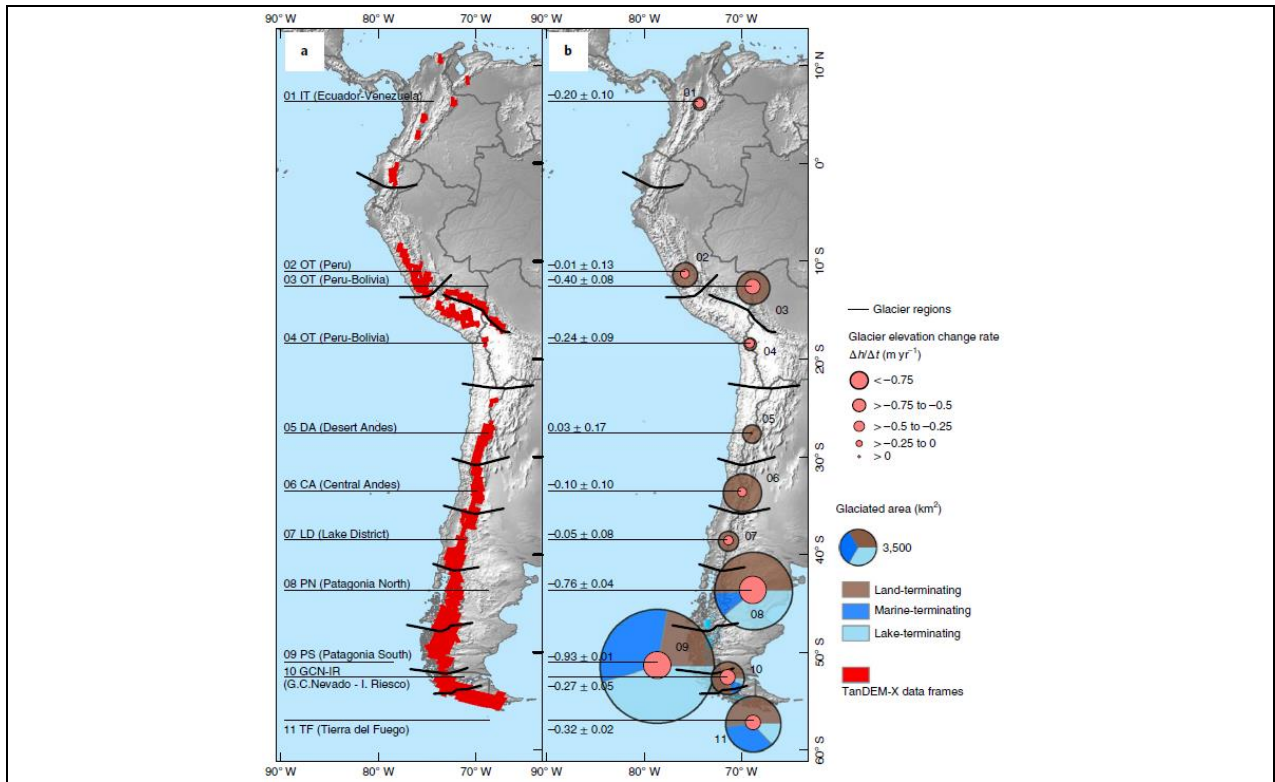


Figura 1.11: Áreas glaciares, cobertura de modelo TanDEM-X y tasas de cambio de elevación en diferentes regiones de América del Sur. a) Los polígonos rojos indican las áreas de TanDEM-X y las líneas negras las divisiones entre regiones glaciares. b) Los círculos internos muestran la tasa media de cambio de elevación en una región, mientras que el círculo externo representa el área glaciares así como el porcentaje de área de diferentes tipos de glaciares en una región. IT: Trópicos internos; OT: Trópicos externos; DA: Andes Desérticos; CA: Andes Centrales; LD: Distrito de los Lagos; PN: Patagonia Norte; PS: Patagonia Sur; GCN-IR: Gran Campo Nevado e Isla Riesco; TF: Tierra del Fuego. Extraído de Braun *et al.*, 2019.

Dussaillant *et al.* (2019) sugieren que los glaciares andinos están entre los que más rápidamente se están reduciendo y que son los mayores contribuyentes al aumento del nivel del mar en la Tierra. En el estudio, los autores presentaron los cambios de masa de los glaciares andinos entre 2000 y 2018 utilizando series temporales de modelos de elevación digital (*DEM* por sus siglas en inglés). El cambio total de masa durante este período fue de $-22,9 \pm 5,9$ Gt por año ($-0,72 \pm 0,22$ m *w.e.* año⁻¹) con valores más negativos en los Andes Patagónicos ($-0,78 \pm 0,25$ m *w.e.* año⁻¹). Para los Andes Áridos, se estimaron pérdidas relativamente moderadas ($-0,28 \pm 0,18$ m *w.e.* año⁻¹). Se estimó, además, un cambio desde un balance de masa ligeramente positivo (2000-2009) a uno fuertemente negativo (2009-2018) entre los 26° S y 45° S, cambio que coincide con las condiciones extremadamente secas desde 2010 y que, según los autores, ayudó parcialmente a mitigar los impactos hidrológicos negativos de esta mega sequía (Fig. 1.12).

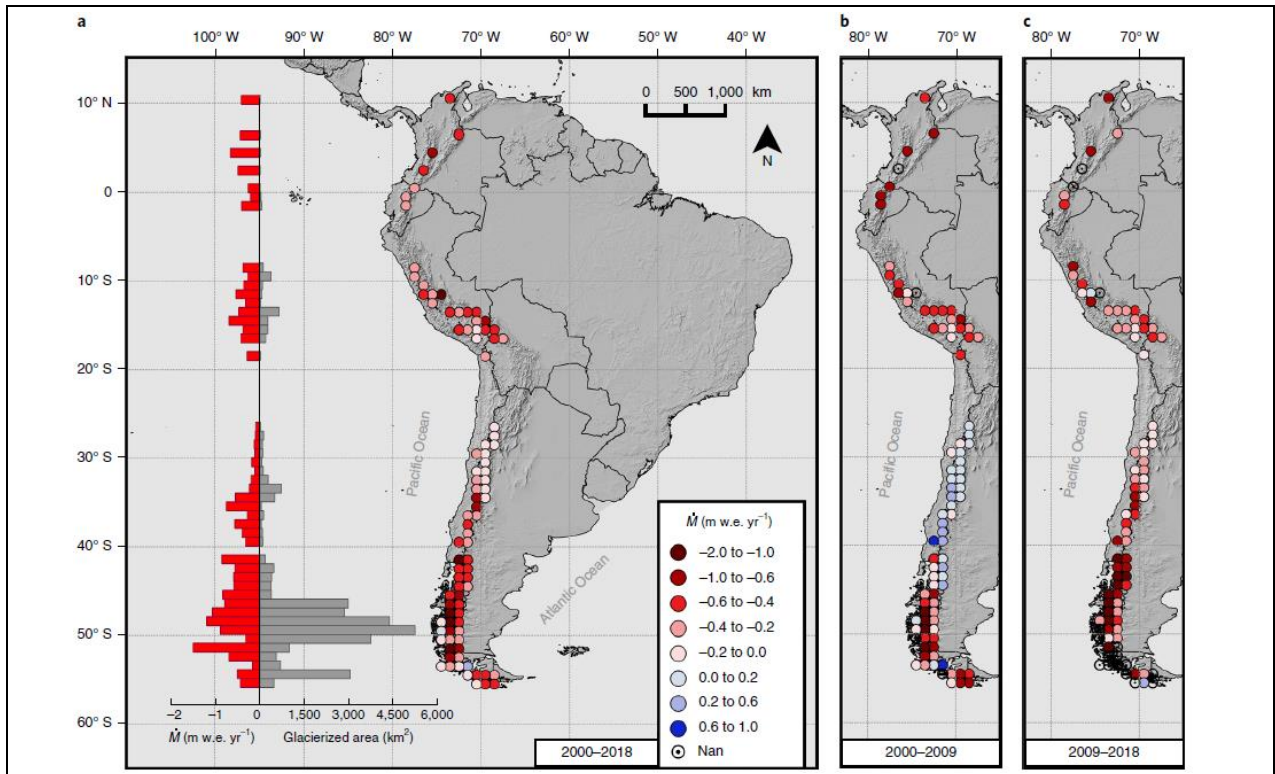


Figura 1.12: Tasas de balance de masa de glaciares en los Andes promediadas. a) de marzo de 2000 a abril de 2018. b) de enero de 2000 a marzo de 2009. c) de enero de 2009 a abril de 2018. Los histogramas representan el área glaciaria (barras grises) y la tasa media de cambio de elevación (barras rojas) en función de la latitud. Los intervalos de la escala de colores son irregulares para ayudar a la visualización. Extraído de Dussailant *et al.*, 2019.

Hugonnet *et al.* en 2020 presentan un estudio con el mismo enfoque, pero cuyo alcance tanto temporal como geográfico resultó mucho mayor. Los autores utilizaron una gran cantidad de datos satelitales para graficar los cambios en la elevación superficial con una alta resolución espaciotemporal, aplicado sobre todos los glaciares de la Tierra. Sus resultados mostraron que en el periodo 2000-2019 los glaciares perdieron masa a un ritmo de 267 ± 16 Gt por año, equivalente al $21\% \pm 3\%$ del aumento del nivel del mar observado hasta la fecha. Dentro de sus conclusiones, afirmaron que los glaciares continentales pierden más masa, y a tasas de aceleración similares o mayores, en comparación a las capas de hielo de Groenlandia o la Antártida. Importante son los datos obtenidos para Sudamérica, específicamente los Andes del Sur, donde sus mediciones resultaron en balances de masa de $-23,7 \pm 7,3$ Gt por año durante el periodo 2015-2019, con un total acumulado de $-20,7 \pm 4,1$ Gt entre 2000 y 2019. El estudio de Hugonnet *et al.* (2020) es muy importante para este trabajo, ya que sus datos de cambios de elevación son la base para el desarrollo investigativo, enfocado en la cubierta detrítica de glaciares de los Andes Centrales (Fig. 1.13).

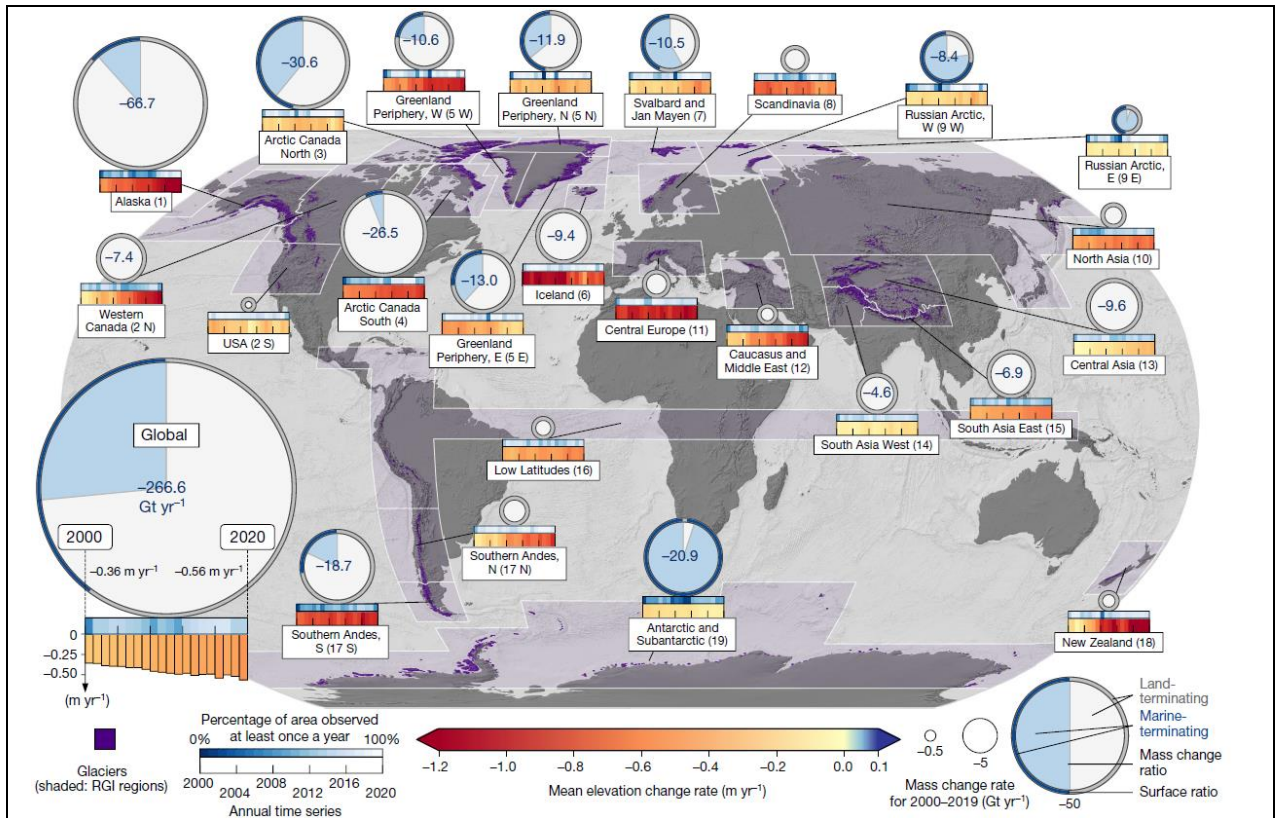


Figura 1.13: Cambios en la masa de los glaciares regionales y su evolución temporal 2000 - 2019. Tasas de cambio de elevación superficial media para glaciares en color índigo (números de región indicados entre paréntesis). Las tasas de cambio de masa están representadas por el área del disco. Las tasas de cambio de masa mayores a 4 Gt año⁻¹ se muestran en azul dentro del disco. El anillo exterior distingue entre área de glaciares terminando en tierra (gris) y en el mar (azul). Las series temporales anuales de cambio de elevación media (en m año⁻¹) y la cobertura de datos se muestran en barras de temporalidad en la parte inferior de los discos. Extraído de Hugonnet *et al.*, 2020.

Una de las dificultades en generar modelos de balance de masas es el rango temporal que se necesita de los datos. En ese sentido, los glaciares de los Andes Centrales no poseen una base de datos tan extensa, aumentando paulatinamente desde la última década. El glaciar Echaurren es uno que rompe esta tendencia. De acuerdo con lo planteado por Farías-Barahona *et al.* (2019), el glaciar se destaca por tener la serie de datos de balance de masa más extensa del Hemisferio Sur, recopilada desde 1975 y obtenida mediante métodos glaciológicos directos. Este análisis detallado, que abarca desde 1955 hasta 2015 y utiliza técnicas de teledetección y fotografías aéreas históricas, muestra una notable reducción. Los resultados indicaron una pérdida de masa glaciar promedio acumulativa de $-40,64 \pm 5,19$ m *w.e.* año⁻¹ ($-0,68 \pm 0,09$ m *w.e.* año⁻¹). Dentro de esta tendencia general de disminución, los autores muestran un balance de masa positivo de $0,54 \pm 0,40$ m *w.e.* año⁻¹ para el período 2000–2009, seguida de una intensa pérdida de masa a partir de 2010. Esta tasa negativa

sugiere que, de continuar, el Glaciar Echaurren Norte podría desaparecer pronto, un destino similar al de otros glaciares andinos menores. El estudio concluye que los resultados corroboran mediciones previas y resaltan la necesidad de una reevaluación metodológica para la uniformidad en los estudios de balance de masa glacial, mostrando que la unificación de fotogrametría aérea y de métodos más recientes, como el *LiDAR* (Fig. 1.14) entregan resultados muy coherentes.

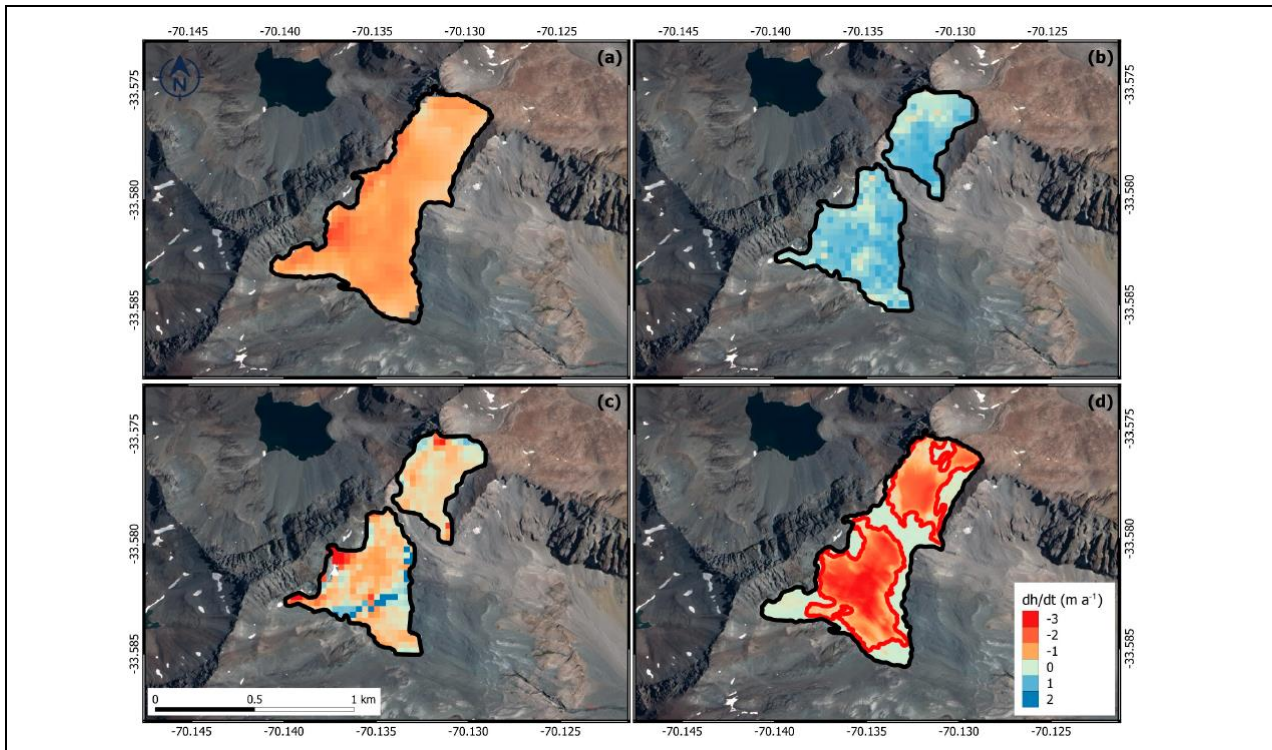


Figura 1.14: Mapas de tasas de cambio de elevación de glaciar Echaurren (dh/dt). a) Mapa de diferencia de elevación para 1955 a 2000. b) Diferencia de elevación entre 2000 y 2009. c) Diferencia de elevación para 2000 a 2013. d) Diferencias de elevación entre 2009 y 2015 (contorno negro área de 1955, contorno rojo área de 2009). Extraído de Farías-Barahona *et al.*, 2019.

CAPÍTULO II

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Criósfera

La criósfera es uno de los muchos sistemas que componen el planeta Tierra e involucra todos los cuerpos donde el agua se encuentra en estado sólido como glaciares, permafrost, grandes casquetes de hielo, cubiertas de nieves eternas (Himalayas, Andes y campos de hielo) entre muchos otros (Fig. 2.1). Constituye uno de los principales agentes moderadores del clima global y se retroalimenta constantemente de otros sistemas como la hidrósfera y la atmósfera (Amanda *et al.*, 2013).

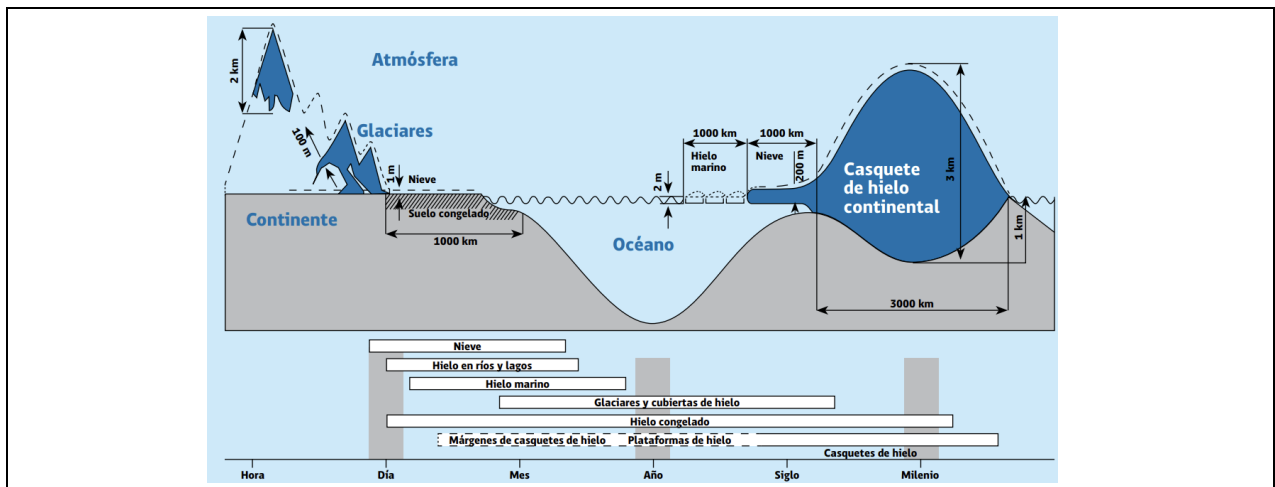


Figura 2.1: Esquema de componentes de la criósfera. Diferenciados por temporalidad y tamaño. (IPCC, 2013). Extraído de Rivera *et al.*, 2017.

El aporte de masa a estos sistemas se da mediante la caída de nieve, y en menor medida, de detritos rocosos por efecto de la erosión. Esta masa se caracteriza por tener energía potencial debido a la acción gravitatoria del planeta, la que es disipada a medida que el glaciar fluye pendiente abajo. La energía perdida en este flujo se disipa en forma de calor por fricción, y la energía potencial que se transforma en trabajo, mueve las masas de hielo hacia cotas inferiores. (Douglas *et al.*, 2017).

2.2. Balance de masa

La pérdida y ganancia de masa en sistemas glaciares se conoce como balance de masa y está determinada por la entrada y salida de material al sistema (Fig. 2.2) (Cogley *et al.*, 2011). El lugar que recibe aporte directo de nieve en las partes altas de un glaciar se conoce como zona de acumulación. Dicha masa es transportada por el movimiento del glaciar hacia las partes bajas de los valles, donde por efecto de la evaporación, fusión o desprendimiento de bloques de hielo, se pierde del sistema. Esta zona de pérdida de masa se conoce como zona de ablación (Vijay *et al.*, 2011). Así, el crecimiento de un glaciar está determinado por el aumento de aporte de nieve en la zona de acumulación cuando este supera la pérdida de masa; y, los glaciares retroceden cuando la pérdida de masa es mayor que la acumulación. Estas dos subdivisiones en la morfología de un glaciar están delimitadas por la línea de equilibrio (*equilibrium-line altitude*, ELA), traza bajo la cual las tasas de pérdida y ganancia de masa son iguales. La posición espacial de esta línea está determinada por la topografía y climas, por lo que son únicas para cada cuerpo de hielo (Heaberli, 2004; Barandun *et al.*, 2021).

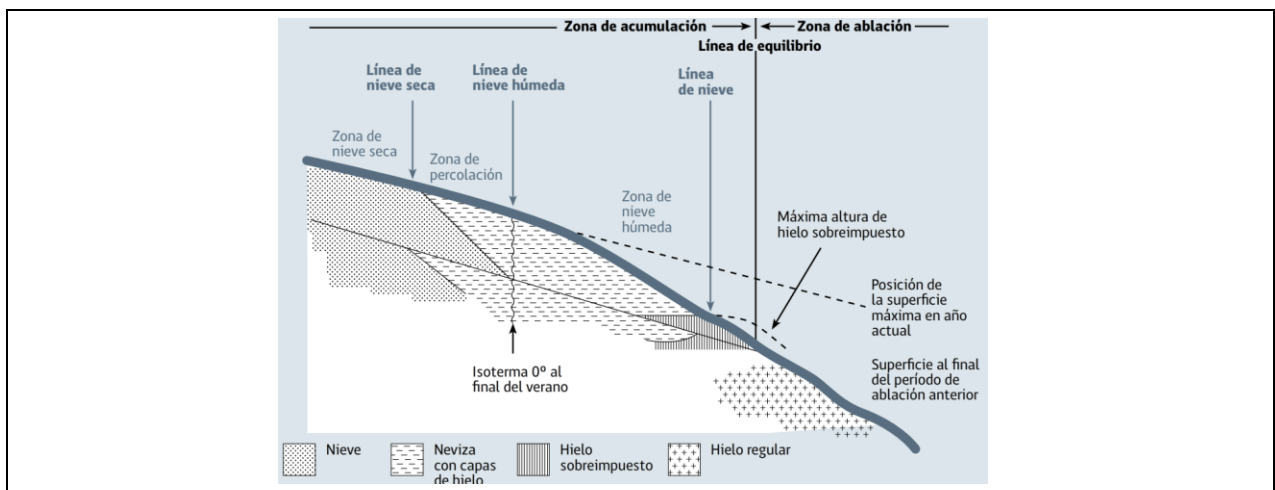


Figura 2.2: Esquema de zona de acumulación y de ablación. Estratigrafía glaciar. Extraído de Rivera *et al.*, (2017, en Manziee, 1995)).

Como plantea Cogley *et al.* (2011), existen algunas variables que podemos observar en los cálculos de balance de masa:

a	zona de ablación	c	zona de acumulación	b	Balance de masa ($c + a$)
ρ	densidad	h	espesor glaciar		
S	área de glaciar	V	Volumen		
AAR	(razón acumulación/área)	ELA	Línea de equilibrio		

Existen diversas formas de obtener el balance de masa de un glaciar y que están determinadas por las mediciones y la forma en que se quiera abordar la problemática (Jourdain *et al.*, 2023), lo que implica una serie de formulaciones, cada una con distintos inputs de información. Según Cogley *et al.* (2011) se puede trabajar con una formulación general para el balance de masa de glaciares, cuyo resultado se expresa en términos de la masa perdida o ganada en función del cambio de elevación (m) por unidad de tiempo. Esto es posible ya que se determina una densidad constante del hielo perdido, por lo que toda la masa que se ha ido del glaciar se asume reflejada en el cambio de elevación. A este método se le conoce como balance de masa geodésico y está determinado según la siguiente fórmula:

$$M_G = \frac{\Delta h}{\Delta t} * \rho$$

Donde M_G es el balance de masa geodésico tanto de ganancia (valores > 0), como pérdida (valores < 0), expresado según las unidades de medida kg m^{-2} por unidad de tiempo; Δh está dada por el promedio del cambio de elevación (m) de un área específica; Δt es el tiempo de observación (años); y ρ corresponde a la densidad del material, en este caso hielo, de unidad Kg m^{-3} y que se asume constante (Cogley, 2009) con un valor de $850 \pm 60 \text{ kg m}^{-3}$ y que arroja el equivalente directo en agua.

Existen varios tipos de balance de masa, determinados según el tipo de observaciones y metodologías. Aparte del balance geodésico, se puede calcular el balance glaciológico, que es obtenido con mediciones en terreno de volumen por unidades de área superficial, determinando densidades específicas de nieve y hielo, entre otros datos; y el balance geofísico, que utiliza datos de gravimetría normalizados (Rivera *et al.*, 2017; Vijay *et al.*, 2011). Cada uno de ellos representa

ventajas y limitaciones a la hora de modelar la pérdida de masa de un glaciar, pero todos derivan de la misma lógica (Vijay *et al.*, 2011).

Procesos como el *calving*, que consisten en el desprendimiento de bloques de hielo de la zona de ablación y que generalmente se asocian a glaciares que desembocan en el océano o lagos (Vijay *et al.*, 2011), no se consideran para este cálculo ya que no existe este tipo de proceso asociado a los glaciares de los Andes Centrales. Esto es relevante considerar ya que el cambio de elevación no es el único fenómeno que refleja la pérdida de masa en estos sistemas (Cogley *et al.*, 2011), pero implica otro tipo de metodología para su cálculo.

2.3. Línea de equilibrio

La línea de equilibrio glaciar o *equilibrium-line altitude (ELA)*, por sus siglas en inglés) es un término crítico en glaciología que marca y delimita la zona donde la acumulación es igual a la ablación (la combinación de la fusión, sublimación y *calving*) a lo largo de un año hidrológico para un glaciar particular. Esta línea divide al glaciar en estas dos grandes áreas y, en teoría, bajo esta línea el balance de masa es igual a cero (Fig. 2.3) (Cuffey *et al.*, 2010).

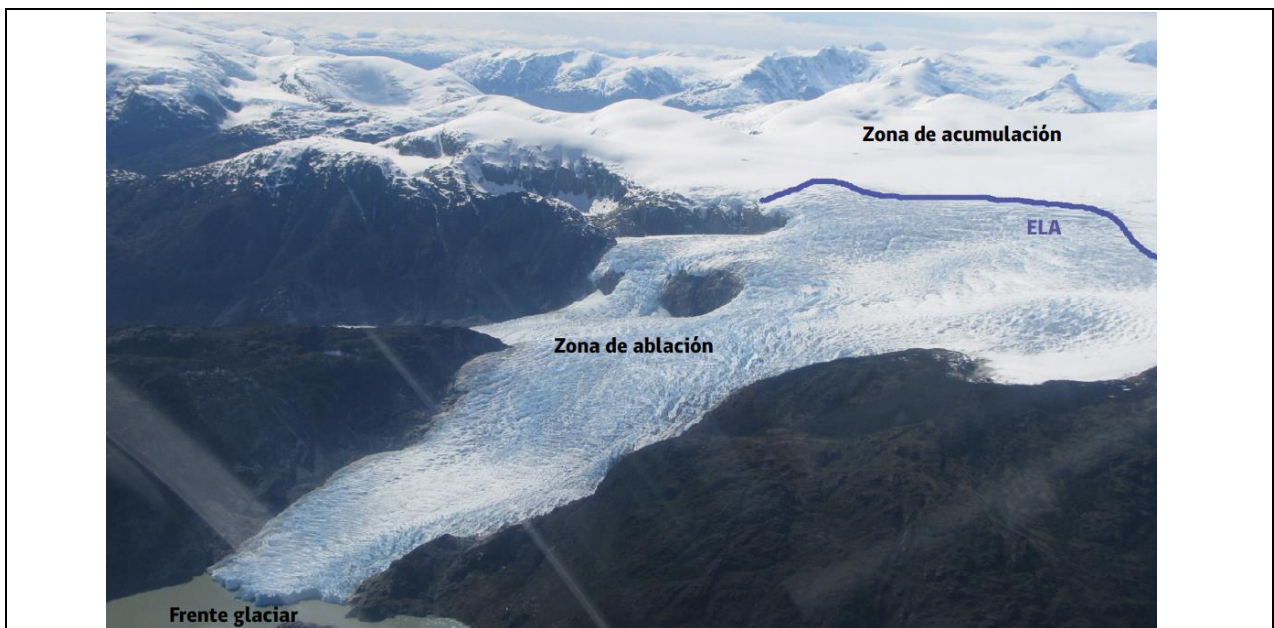


Figura 2.3: Fotografía aérea marcando línea de equilibrio. El límite entre ambas zonas está marcado por la ELA sobre un glaciar de montaña, diferenciando zona de ablación de zona de acumulación.

La *ELA* no es estática, fluctúa en función de variaciones climáticas anuales y tendencias climáticas de largo plazo. Por ejemplo, en años más cálidos o secos, la línea puede elevarse, mientras que en años más fríos o húmedos puede descender. Estas fluctuaciones en la posición tienen implicaciones directas en el balance de masa de un glaciar, que a su vez afecta el volumen y extensión de este (Rachel *et al.*, 2021).

El monitoreo de la línea de equilibrio es esencial para comprender el estado de salud y las tendencias de un glaciar. Cambios sustanciales en la posición de la línea a lo largo del tiempo indican cambios en el balance de masa del glaciar y, por ende, en su respuesta al clima regional. Cuando esta se eleva consistentemente por encima de la mitad de la superficie del glaciar durante periodos prolongados, es probable que el glaciar esté en retroceso. Por el contrario, si la *ELA* se encuentra consistentemente por debajo de la mitad del glaciar, es probable que el glaciar esté avanzando (Benn & Evans, 2010).

Determinar la posición exacta de la línea de equilibrio puede ser un desafío debido a las complejas interacciones entre factores climáticos y dinámicas glaciares. Típicamente, se utilizan técnicas que incluyen observaciones in situ, fotografía aérea y tecnologías satelitales para mapear y monitorear (Pelto, 2017).

2.4. Clasificación morfológica

La forma y estructura de los glaciares está directamente relacionada con la topografía y las latitudes a las que se emplazan. Sin embargo, no existe una única clasificación y dependen de la morfología, su relación topográfica y las dimensiones que estos alcanzan (Sugden & John, 1976). Para efectos de este trabajo, se utiliza la clasificación propuesta por Benn & Evans (2010) que describe los glaciares según su morfología y relación con la topografía. En esta sección solo describen glaciares presentes en el área de estudio. Para otras clasificaciones y definiciones, visitar Anexo 8.1 (clasificaciones morfológicas); Anexo 8.2 (dinámica glaciar); Anexo 8.3 (clasificación térmica).

2.4.1. Glaciares de valle

Un glaciar de valle es un cuerpo masivo de hielo que se desplaza hacia abajo desde altas montañas a lo largo de un valle preexistente, normalmente siguiendo el trayecto de un río anterior. Se originan

en zonas donde la acumulación de nieve supera su fusión, sublimación y fractura, lo que lleva a la formación de hielo a lo largo del tiempo (Benn & Evans, 2010). Los glaciares de valle se caracterizan por su flujo confinado entre laderas, que a menudo son el resultado de procesos erosivos. Estas masas de hielo son agentes erosivos potentes que, al desplazarse, modelan el paisaje circundante mediante procesos como abrasión, *plucking* y erosión fluvial. Con el tiempo, el movimiento y la erosión del glaciar pueden transformar un valle en forma de V en un valle en forma de U, con paredes empinadas y un fondo plano o ligeramente abovedado (Benn & Evans, 2010) (Fig. 2.4).



Figura 2.4: Fotografía de un glaciar de valle confinado. Glaciar Universidad (flecha negra), San Fernando, Chile. Vista hacia el NE. Fotografía de campaña de terreno, equipo UDEC.

El frente del glaciar, conocido como frente terminal, es la parte más baja del glaciar y es donde se produce la mayor cantidad de fusión y donde el hielo se descarga a menudo en ríos glaciares (Jennings & Hambrey 2021). Los laterales del glaciar, en contacto con las paredes del valle, son donde se pueden formar morrenas laterales debido a la acumulación de sedimentos.

La dinámica y el movimiento de un glaciar de valle son el resultado de la gravedad y del desequilibrio entre la acumulación y la ablación, y es posible gracias a la capacidad del hielo para deformarse internamente y, en ciertas condiciones, deslizarse en su base. La velocidad del flujo varía a lo largo del glaciar, siendo generalmente más rápido en el centro y más lento en los márgenes donde el hielo está restringido por las paredes del valle (Hambrey & Alean, 2004).

2.4.2. *Glaciarete*

Corresponde a una masa de hielo de menor tamaño en comparación con un glaciar y suele formarse en áreas montañosas, como resultado de la acumulación, compactación y recristalización de la nieve. Estas estructuras actúan como pequeños reservorios de agua dulce que se liberan lentamente durante los meses más cálidos. Los *glaciaretes* comparten características reológicas similares con los glaciares, como la capacidad de moverse bajo su propio peso y la presencia de morrenas. Debido a su menor volumen y área superficial, pueden responder más rápidamente a las variaciones de temperatura, lo que lleva a una disminución de su masa (Benn & Evans, 2014) (Fig. 2.5).



Figura 2.5: Fotografía *glaciarete*, ladera Cerro el Brujo. Valle del Río San Andrés, Cuenca del Tinguiririca. Glaciares, DGA 2014.

2.5. Clasificación según cobertura

2.5.1. Glaciares descubiertos o blancos

Los glaciares descubiertos, también conocidos como blancos o limpios, se caracterizan por tener mínimas cantidades de material superficial. Se forman a partir de la acumulación de nieve que se transforma gradualmente en neviza y luego en hielo. Estos glaciares presentan áreas claramente definidas para la acumulación y la ablación. Pueden contener una pequeña cantidad de material detrítico, cenizas o impurezas. Estas impurezas forman morrenas laterales, frontales o medias y se acumulan en la superficie del glaciar debido a factores como el viento, desprendimientos de laderas cercanas, la unión de lenguas glaciares de distintas cuencas o la caída de cenizas volcánicas, entre otros (Pelto *et al.*, 2000) (Fig. 2.6).



Figura 2.6: Ejemplo glaciar blanco. Glaciar Olivares, Región Metropolitana, Chile. (Glaciares, DGA 2014).

2.5.2. Glaciares cubiertos o con cobertura detrítica

Los glaciares cubiertos se distinguen principalmente porque están parcial o totalmente recubiertos por una capa de material detrítico que funciona como aislante. Este tipo de glaciar puede originarse a partir de un glaciar descubierto que, tras un proceso de retroceso y adelgazamiento o por un incremento en la cobertura de material detrítico, termina siendo envuelto por una capa cada vez más gruesa y extensa de este material. Estos glaciares se consideran una fase inicial en la transformación gradual de un glaciar descubierto en un glaciar rocoso. De este tipo se desprenden los glaciares estudiados, considerando sinónimos del mismo glaciar de detritos, glaciar con cobertura detrítica o *debris-covered glacier* (Anderson *et al.*, 2018) (Fig. 2.8).



Figura 2.7: Fotografía de glaciar de detritos. Se muestra una laguna supra-glaciar y por encima, una gruesa capa de detritos, cubriendo casi en su totalidad el glaciar. Fotografía glaciar Pirámide, Región Metropolitana, Chile. Tomada en campaña de terreno.

CAPÍTULO III

3. METODOLOGÍA

Para poder abordar los objetivos de la investigación, se estructura un procedimiento que permite abarcar de forma sistemática el problema. Este se basa principalmente en el análisis de datos remotos, tanto de imágenes satelitales como datos topográficos, que luego son procesados mediante el uso de códigos de programación *Python*. A continuación, se detalla cada metodología.

3.1. Delimitación superficial de glaciares

Para poder llevar a cabo un correcto balance de masa, se deben considerar muchos factores. Uno de ellos es la delimitación misma de la superficie del glaciar, tarea, pero relevante ya que es el parámetro para obtener el cambio de elevación medio con el que se trabajan los modelos de elevación digital para el balance de masa geodésico. Por ello, la precisión del modelo depende de qué tan bien diseñados estén los polígonos vectorizados que encierran una masa de hielo en particular.

3.1.1. Inventario Público de Glaciares

El Inventario Público de Glaciares (DGA, 2022) registra 26.180 cuerpos de hielo sobre 0,1 ha o 0,001 km² de superficie en el territorio continental chileno (Anexo 8.5). De acuerdo con el informe, estos polígonos se construyen en base la utilización de distintas herramientas de *remote-sensing* de variadas resoluciones, para poder identificar los contornos de glaciares. Esta metodología entrega polígonos de alta resolución y los clasifica de acuerdo con un conjunto de criterios. Para ello, se utilizó la clasificación de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO), que diferencia los glaciares de montaña (mayor o igual a 25 ha), *glaciarete* (menor a 25 ha), glaciar de valle (mayor a 25 ha y cuerpo principal confinado), glaciar efluente, y glaciar rocoso, todos con un valor umbral mínimo de 0,1 ha de superficie.

El procesamiento incluye una serie de datos, adquiridos entre los años 2010 y 2021, y que corresponden a imágenes satelitales de distinta resolución y que aseguran un bajo porcentaje de

cobertura nubosa y nival, privilegiando imágenes de fines de verano, entre noviembre y abril. Estas comprenden una variedad de sensores, bandas y resoluciones que se detallan en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1: Base de datos para la construcción de polígono. Extraído de la DGA (2022).

SATÉLITE/SOFTWARE	RESOLUCIÓN	BANDAS
<i>Landsat 8 OLI</i>	15 m <i>Pansharpened 1.</i>	R: 7 (infrarrojo de onda corta), G: 5 (infrarrojo cercano), B: 3 (verde).
<i>Sentinel – 2</i>	10 m Multiespectral.	R: 8 (infrarrojo cercano), G: 4 (rojo), B: 3 (verde).
<i>Spot 6</i>	1,5 m.	Color visible.
<i>Basemap/ArcMap</i>	<i>WorldView-2 y WorldView-4 (0,5 m), WorldView-3 (0,31 m) y GeoEye-1 (0,46 m).</i>	Color visible.
<i>Hycon 1955</i>	Escala 1:70.000.	
<i>PlanetScope</i>	3 m.	Color visible.
<i>LiDAR (2015-2019)</i>	1 y 1,8 m.	Color visible.
<i>Google Earth</i>	1,5 m.	Color visible.
<i>Pléiades</i>	0,5 m.	Color visible.
<i>RapidEye</i>	5 m.	Color visible.

Los autores emplean metodologías de clasificación y nomenclatura ya probadas y validadas, configurando y adaptando la misma metodología del IPG 2014 para la identificación de cada polígono, utilizando las cuencas y sub-cuencas hidrográficas como referencias de ubicación. Esta completa base de dato cuenta con un formato con al menos 20 campos obligatorios que identifica individualmente todas las características de un glaciar, además de su ubicación geográfica y otros datos relevantes (ANEXO 8.4).

El formato fue establecido en la Resolución (Exenta) N° 698 del 8 de abril de 2022, de conformidad con lo dispuesto en el artículo 48 de la Ley N° 19.880, de 22 de mayo de 2003, que establece bases de los Procedimientos administrativos que rigen los actos de los órganos de la administración del Estado (DGA, 2022).

Posteriormente, se construye un modelo en base a *Digital Elevation Models (DEMs)* SRTM (*Shuttle RADAR Topography Mission*), con una resolución espacial igual a 1 arco segundo (~30 m). La misión *SRTM* tuvo lugar durante el mes de febrero del año 2000 (Rodríguez *et al.*, 2005).

Con los datos obtenidos, se crean polígonos sobre las superficies de glaciares observados usando el software ArcGIS 10.2.1. Este modelamiento se realizó en un 100% por operadores humanos y fue revisado por una extensa comisión de investigadores asociados, siguiendo los parámetros de clasificación y observación establecidos previamente. Los glaciares se identificaron de acuerdo con un código que sigue la forma mostrada en la figura (Figura 3.1).

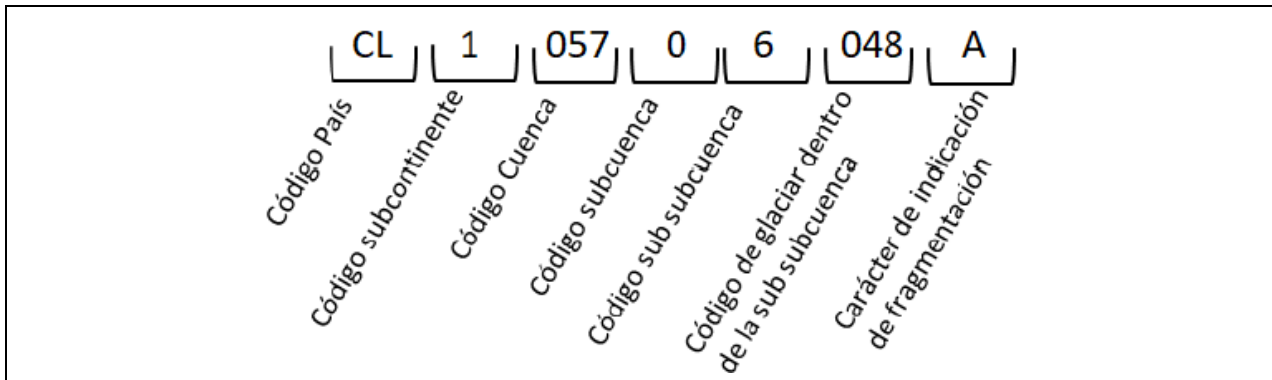


Figura 3.1: Formato de código de identificación de glaciares. Extraído de DGA, 2022.

Esta biblioteca se encuentra a libre disposición en la página oficial de la Dirección General de Aguas y, luego de su descarga, se procesan los datos en ArcGIS v.10.2.1. Estos datos corresponden a polígonos georreferenciados en formato *shape* (.shp) que contienen toda la información especificada, para cada glaciar.

Antes de proceder con el trabajo objetivo de la investigación, se filtran los polígonos según dos criterios principales. El primero consiste en filtrar según el área de trabajo, esto debido a que los polígonos no distinguen regiones específicas y están agrupados en un único archivo nacional que contiene los 26.169 glaciares. Así, la reducción de información es considerable, lo que facilita el correcto procesamiento. El segundo criterio corresponde a subdividir el inventario en las categorías de acuerdo con su clasificación, separando glaciares de montaña, de valle, *glaciarretes*, campos de hielo y glaciares rocoso, solo procesando los datos de glaciares de montaña, valle y *glaciarretes*, de los cuales un gran porcentaje presenta cobertura detrítica.

Para efectos de reducir la incertidumbre, se decide eliminar del proceso los glaciares cuya área sea inferior a 0,1 km², esto ya que los rangos de resolución, tanto de los *DEM* trabajados como de las imágenes *LandSat 8*, *Sentinel-2*, no son acordes a estas dimensiones. Todo lo anterior reduce

considerablemente el universo de observación, contemplando un total de 341 glaciares efectivamente estudiados y distribuidos de forma heterogénea a lo largo de esta porción de los Andes Centrales (Fig. 3.2).

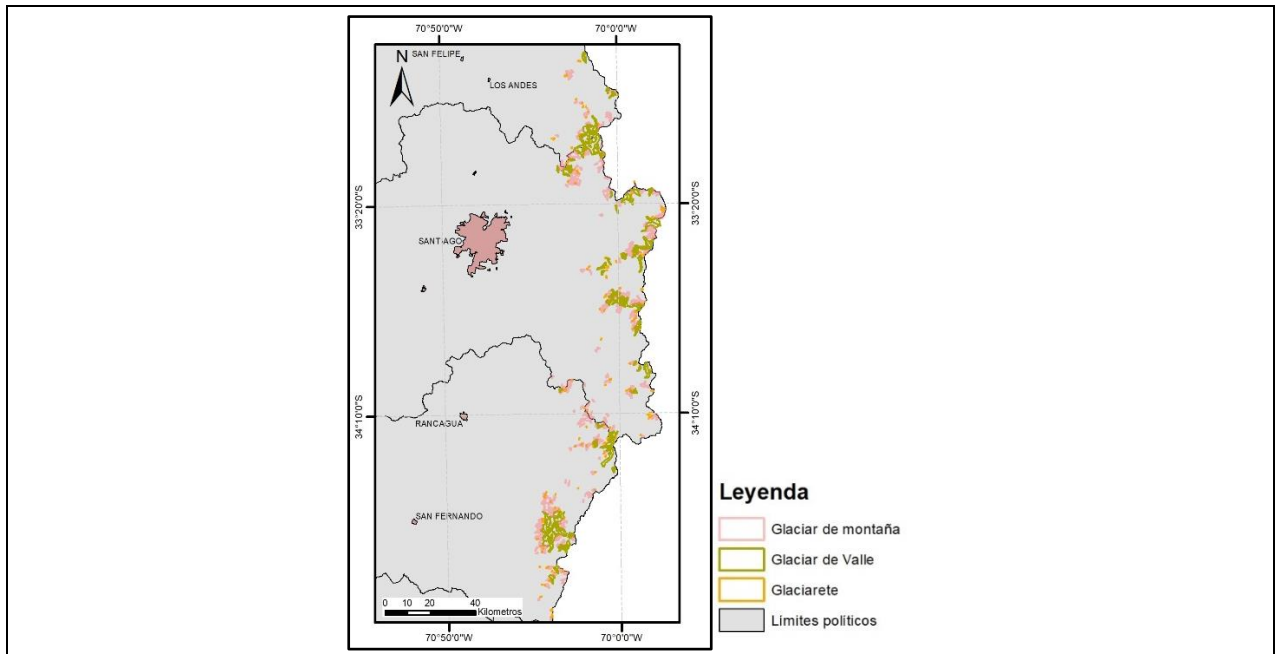


Figura 3.2: Mapa con contornos glaciares. Se distinguen tres grandes grupos de contornos detallados en la leyenda, y concentrados en tres grandes cuencas de la zona central, río Aconcagua, río Maipo, río Rapé. Imagen propia basada en polígonos DGA, 2022.

El inventario no reconoce diferencia entre el glaciar descubierto (glaciar blanco) y los glaciares de detritos, sino que los agrupa dentro de una misma clasificación. Es importante destacar que, si bien el inventario es del año 2022, la mayoría de las clasificaciones de los contornos glaciares se realiza con imágenes obtenidas dentro del periodo de estudio (2015-2019), fecha que se identifica dentro de la base de dato y es independiente para cada glaciar. Esto resulta relevante ya que permite tener una idea clara del comportamiento dentro de este lapso, sin la necesidad de grandes extrapolaciones, considerando que el área del polígono está dentro de los datos necesarios para el correcto cálculo de balance de masa.

3.1.2. Índices para la identificación remota

A través de diversos índices, como el NDVI (Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada) es posible identificar y analizar las áreas glaciares de manera efectiva. El NDVI es uno de los índices más conocidos y ampliamente utilizados en la detección remota (Alifu *et al.*, 2015) 2020; Holobăcă *et al.*, 2021). Se calcula a partir de las reflectancias en las bandas rojas e infrarrojas cercanas de la radiación solar:

$$NDVI = \frac{(NIR - RED)}{(NIR + RED)}$$

Aunque tradicionalmente se ha utilizado para evaluar la densidad y salud de la vegetación (ya que la clorofila absorbe fuertemente la radiación visible y refleja la radiación infrarroja cercana), el *NDVI* también puede ser útil en estudios glaciares. En áreas glaciares, un *NDVI* bajo puede indicar la presencia de hielo o nieve, mientras que un *NDVI* más alto puede indicar áreas libres de hielo o con vegetación (Knap *et al.*, 1999; Bajwa *et al.*, 2020).

El índice de nieve de diferencia normalizada (*NDSI*) es específico para la detección de nieve. Se calcula usando las bandas verdes y de infrarrojo cercano (*SWIR*):

$$NDSI = \frac{(GEREN - SWIR)}{(GREEN + SWIR)}$$

El *NDSI* es muy eficaz para identificar la cobertura de nieve, ya que la nieve refleja la luz en la banda verde y absorbe en la banda *SWIR*. Un alto valor de *NDSI* indica la presencia de nieve, lo que es útil para detectar y monitorear áreas glaciares (Paul *et al.*, 2002). Además de los índices específicos, el albedo (la reflectividad de una superficie) puede ser utilizado para diferenciar entre nieve fresca (alto albedo) y hielo glaciar o nieve fundida (albedo más bajo) (Fig. 3.3).

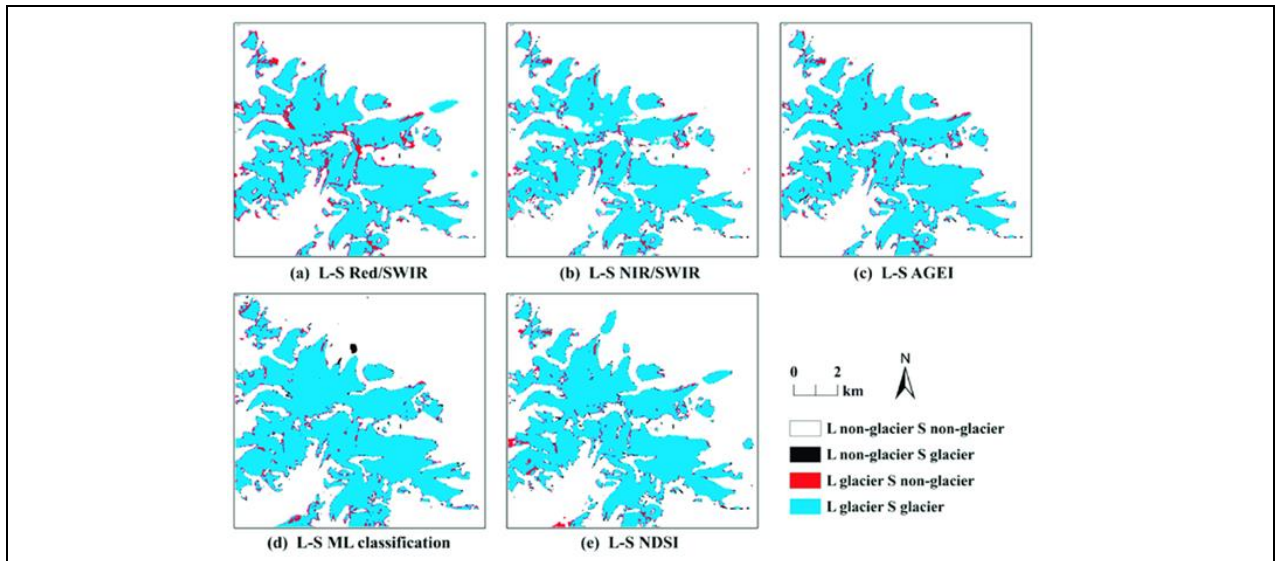


Figura 3.3: Delimitaciones glaciares usando distintos parámetros de teledetección. Extraído de Zhang *et al.*, 2019.

3.1.3. Mapeo automatizado

El uso de técnicas automatizadas para el mapeo de unidades geológicas, zonas geográficas y otros, lleva ya varios años de desarrollo. Fang (2015) propone un método automatizado para determinar el área superficial de los glaciares utilizando imágenes SAR combinadas con datos ópticos y térmicos. El método utiliza características como el índice de diferencia normalizada de nieve (*NDSI*), el mapa de temperatura superficial del terreno (*LST*, por sus siglas en inglés), e información de textura derivada de la imagen de intensidad *SAR*. El método propuesto ha demostrado ser efectivo en discriminar entre áreas de glaciar y áreas no glaciares en imágenes *SAR*, logrando una precisión general del 76,05 %. Sin embargo, el artículo reconoce que hay espacio para mejoras en el método.

Recientemente, el estudio de Mölg *et al.* (2018) arrojó un nuevo inventario de glaciares para las regiones de Karakoram y Pamir en el Alto Asia, mapeando más de 27.400 glaciares que cubren un área de $35.287 \pm 1.209 \text{ km}^2$, con aproximadamente el 10% del área cubierta de detritos. Se aplicó un método semi automático de mapeo descrito por Paul (2002) y que identifica una serie de parámetros necesarios para la correcta identificación de estos, usando imágenes *Landsat-8*. Los resultados obtenidos por el autor consideran polígonos de glaciares cubiertos de detritos disponibles gratuitamente en la base de datos *GLIMS* y se pueden aplicar en el modelado del balance de masas, el cálculo del albedo, la determinación de la escorrentía y la futura evolución

geométrica. El modelo sin embargo necesita correcciones manuales para los glaciares de detritos (Anderson *et al.*, 2016).

Algunos de los estudios más recientes en cuanto al mapeo automatizado de glaciares utilizan una forma muy innovadora de programación. Xie *et al.* (2020) y Sharda *et al.* (2022) proponen el uso de técnicas de programación directa y de *deep-learning* para la identificación de glaciares de detritos. Los resultados varían bastante, pero presentan una precisión correcta en los contornos que identifican la parte descubierta del glaciar, y si bien se utilizan en zonas acotadas, es un paso importante para automatizar el mapeo de estas unidades. Así, la primera parte de esta metodología se centra en aplicar estos métodos, con el fin de poder diferenciar la cubierta detrítica en los glaciares andinos.

3.1.4. Método de programación directa

Este método se caracteriza por ser una serie de pasos predefinidos, con parámetros únicos para cada problema, y que resuelve mediante una aplicación lógica directa; en otras palabras, el *software* recibe una instrucción en base a parámetros específicos (Lu *et al.*, 2020; 2022) y este genera un resultado en base a lo programado (Chavez *et al.*, 2020).

Para el problema de esta investigación, el desarrollo del código se plantea de la siguiente manera: Primero, se debe identificar que parámetros permiten a un *software* diferenciar entre un glaciar y el resto del entorno, dentro de imágenes satelitales y deben ser adecuados a la zona de estudio. Esto debe incluir la diferencia de la roca circundante y de las masas de agua líquida de la zona, debido a que el agua tiene una reflectividad similar en ciertas bandas satelitales (Barella *et al.*, 2021).

Para realizar el análisis, se utiliza el *software* de *Google Earth Engine*, plataforma que permite programar, usando el lenguaje de programación *Javascript*, cualquier requerimiento, dentro de una completa base de datos de imágenes satelitales. Esta herramienta es de libre acceso y permite al usuario ejecutar programas en los servidores de *Google* alojados fuera de nuestro CPU, lo que mejora considerablemente el tiempo de respuesta. Con todo lo anterior, se construye el flujo de programación:

-
- i. **Objetivo:** identificar y delimitar glaciares en la cordillera de una región específica en Chile, utilizando imágenes satelitales de alta resolución (Chavez *et al.*, 2020). Excluir los cuerpos de agua y solo centrarse en las masas de hielo.
 - ii. **Selección de la biblioteca de imágenes:** Se inicia con la biblioteca *Landsat -8*, pero luego, buscando una mejor resolución, se opta por *Sentinel-2*, que ofrece una resolución espacial de hasta 10 m. Es posible el uso de *PlanteScope* que entrega resoluciones de 3 m, pero la complejidad y extensión del área limita su uso.
 - iii. **ROI (Región de Interés):** Se identifica el área con el fin de guardar la georreferenciación para trabajar posteriormente en el *software*. Se hacen pruebas en áreas menores, siendo la cordillera de la Región Metropolitana el primer ROI. Esta es una región rectangular que engloba una gran parte de la cordillera en esa área.
 - iv. **Índice NDSI:** se utiliza este índice ya que es el primer parámetro que permite identificar masas de hielo en imágenes satelitales. Es ampliamente utilizado en un sinnúmero de investigaciones y funciona como primera aproximación. Este parámetro sigue la siguiente relación:
 - v. **Procesamiento de imágenes:** se filtran las imágenes *Sentinel-2* por fecha (diciembre 2021 a marzo 2022) y por nubosidad (menos del 20%). Luego, para cada imagen en la colección, se calcula el NDSI utilizando la diferencia normalizada entre las bandas B3 (verde) y B11 (*SWIR*). Posteriormente, se promedian los valores de NDSI para todas las imágenes en el período de tiempo dado.
 - vi. **Valor umbral:** se utiliza un umbral para el NDSI que permite identificar las áreas de glaciares, excluyendo los cuerpos de agua. Este está definido en 0,4 que es el valor usado por el método de Lu *et al.* (2020).
 - vii. **Rectángulos de procesamiento:** debido a limitaciones de cálculo en *Earth Engine*, se divide la ROI en cuatro rectángulos similares y se procesan cada uno individualmente.
 - viii. **Reducción a Vectores:** una vez que se genere una máscara binaria del glaciar (donde 1 representa el glaciar y 0 el fondo), se utiliza la función ``reduceToVectors`` para convertir esa máscara en polígonos.

ix. Ajustes finales: es recurrente que el programa no ejecute de forma correcta la primera vez aplicado, por lo que es necesario revisar el código nuevamente antes de proceder, y corregir cualquier error.

El resultado final de toda esta línea de trabajo entrega un vector que encierra las masas de hielo identificadas para cada sub-zona (separada artificialmente) y que se enfoca solamente en la parte blanca o descubierta del glaciar, mucho más sencilla de generar (Fig. 3.4).

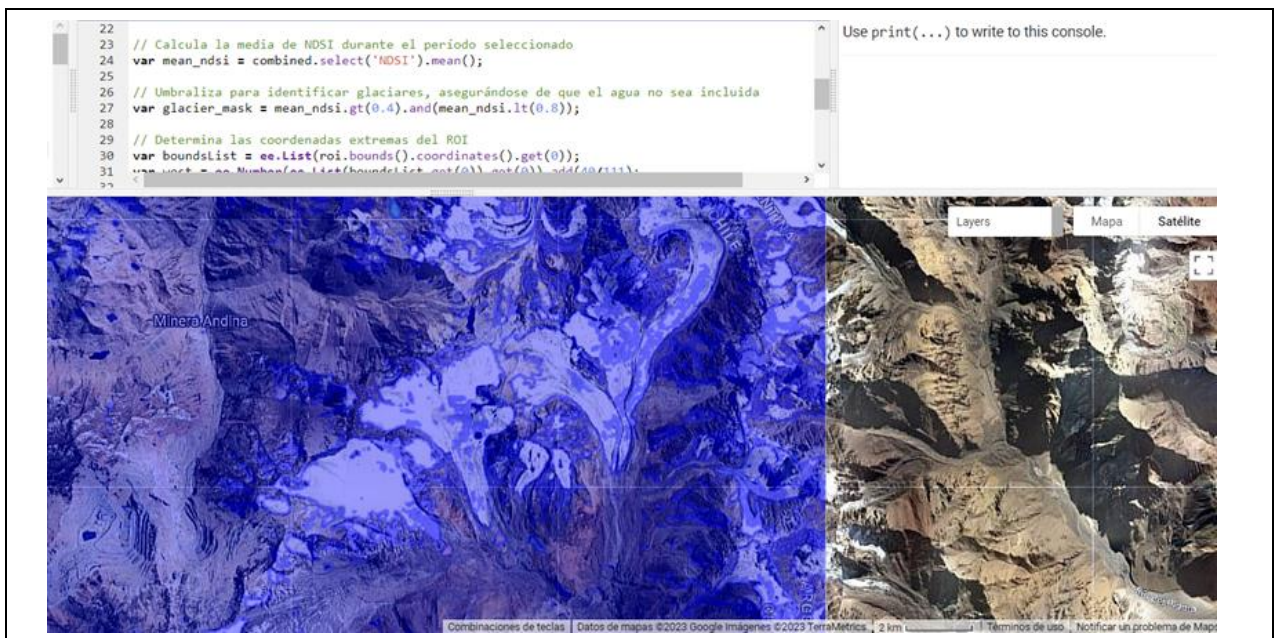


Figura 3.4: Pruebas de modelamiento autónomo directo en *Google Earth Engine*. El rectángulo azul corresponde al área de la cordillera de la Región Metropolitana. Los polígonos de azul oscuro delimitan glaciares blancos.

3.1.5. Correcciones

Una vez realizados los ajustes necesarios, el programa entrega polígonos exportados en formato *shape*, los que son cargados al *software* de *ArcGIS* v.10.2.1 para tratarlos.

Como se espera en este tipo de procesamiento, los resultados no son 100% precisos y requieren de intervención humana (Racoviteanu *et al.*, 2021). El primer tratamiento corresponde a usar imágenes de alta resolución obtenidas de la plataforma paga *PlanetScope*, en formato de 4 bandas (colores *RGB* y *NIR*) y de 3 m de resolución; cruzadas con el inventario de glaciares para determinar el grado de diferencia entre ellos. Dependiendo del tamaño y el tipo de cobertura, esta correlación

entre los polígonos generados y los presentado por el inventario va desde 90,21% para áreas grandes de hielo descubierto, hasta un 32,58% en glaciares de menor tamaño (Fig. 3.5).

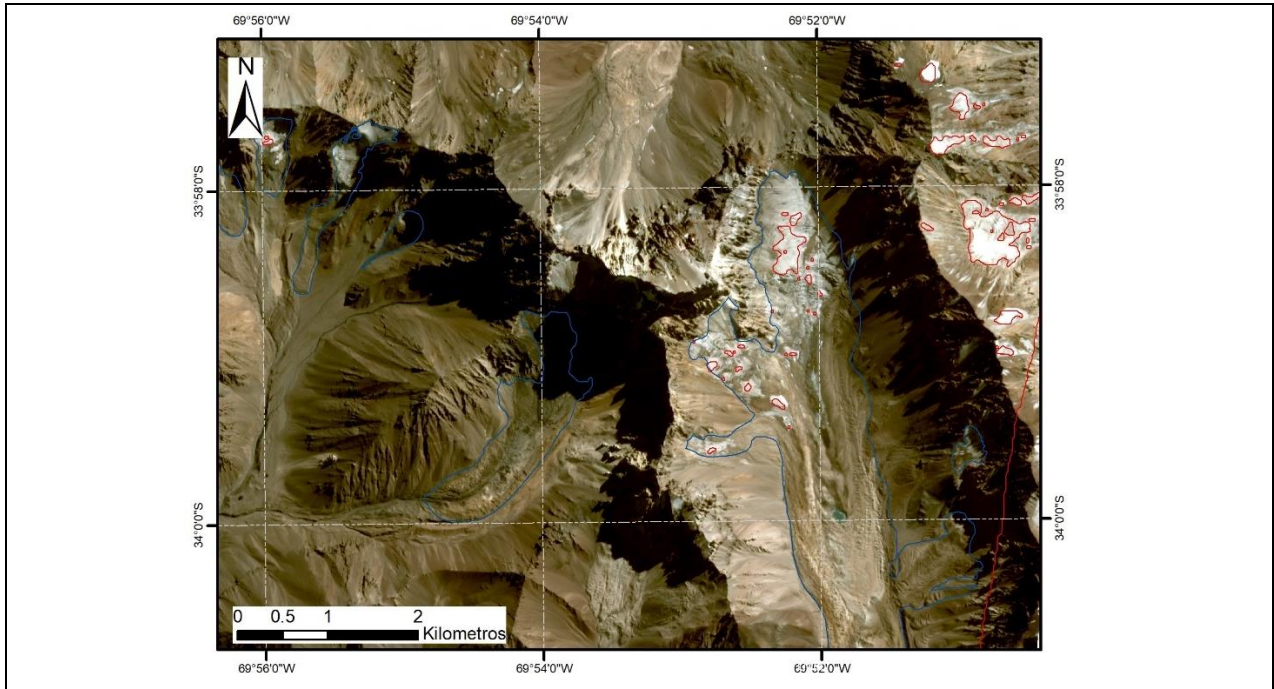


Figura 3.5: Incongruencias de delimitación de contornos. En rojo, el polígono generado por el modelo. Se observa una delimitación poco certera en zonas donde el glaciar no presenta zonas completamente blancas.

Con estos grados de varianza, la intervención manual es totalmente necesaria, aplicando correcciones al 96,8% de los glaciares estudiados, tanto correcciones menores como de gran escala. Si la correlación entre los polígonos generados en este trabajo y los entregados por la DGA está por debajo del 60%, se opta por dejar los polígonos de la DGA, ya que posee un mayor estudio y nos permite reducir considerablemente rangos de incertidumbre en el balance de masa.

Como el objetivo para el balance final es diferenciar la parte blanca de la parte cubierta de un glaciar, el mayor cuidado se tuvo en esta corrección. Usando definiciones planteadas por distintos autores (Maurer *et al.*, 2019; Farias-Barahona *et al.*, 2020; Sharda *et al.*, 2022), se logra mejorar los contornos, ajustando parámetros específicos de cada zona, como las razones de bandas, cambios en la resolución (a menor tamaño de glaciar, mayor resolución necesita) o simplemente adaptando de forma manual el polígono nuevo con el polígono DGA (Fig. 3.6).

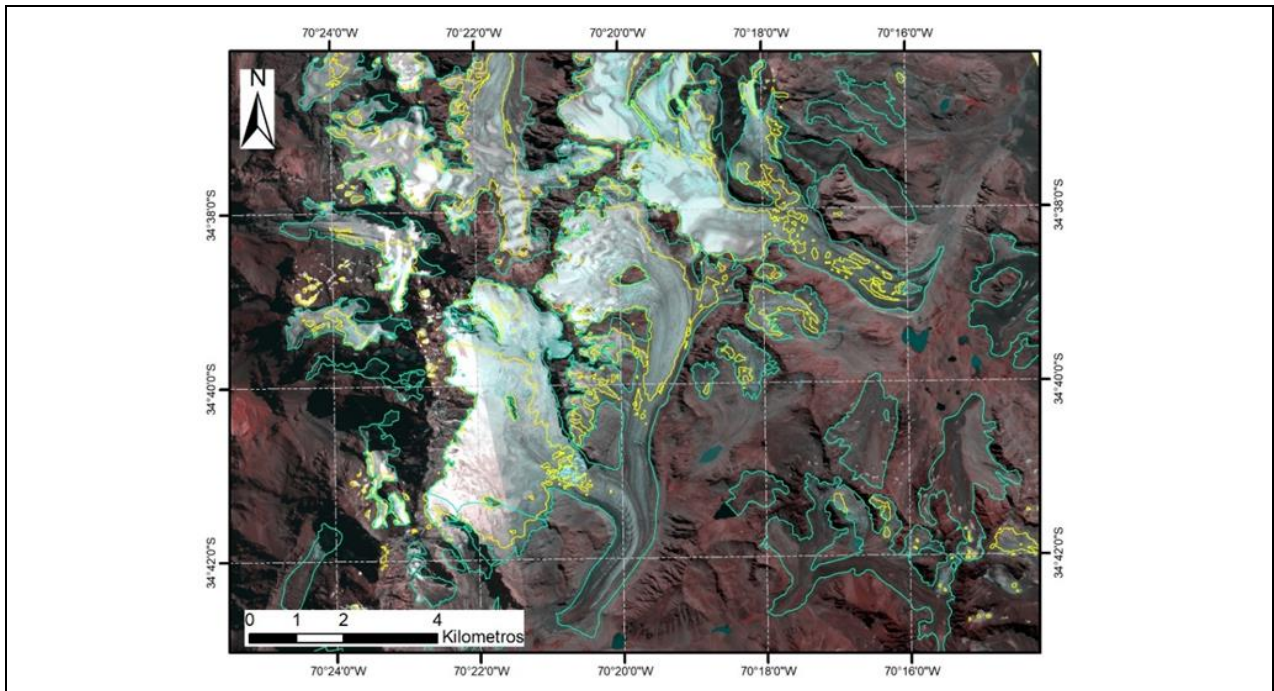


Figura 3.6: **Correlaciones de contornos.** En amarillo se muestran los contornos del modelo encerrando el hielo blanco; en verde, los contornos IPG DGA 2022, abarcando la totalidad del glaciar, incluida la zona cubierta.

Finalmente, se agrega a una nueva base de datos que sigue la misma forma de la base presentada por la DGA, donde se suman los datos de área (km^2), perímetro (km) y ubicación geográfica (UTM), además de las cuencas asociadas a los nuevos contornos glaciares. Esta es la base con la cual se realizan todos los cálculos matemáticos y estadísticos.

3.1.6. Testeo de método *deep-learning*

El *deep-learning* es una subcategoría del aprendizaje automatizado que utiliza redes neuronales con múltiples capas (conocidas como redes neuronales profundas) para analizar diversos tipos de datos. Estas redes son capaces de aprender características y patrones a partir de grandes cantidades de datos (Yan *et al.*, 2019; 2021). Funciona distinto a los métodos tradicionales de programación ya que aprende de los datos entregados y mejora su análisis con cada iteración (Fig. 3.7).

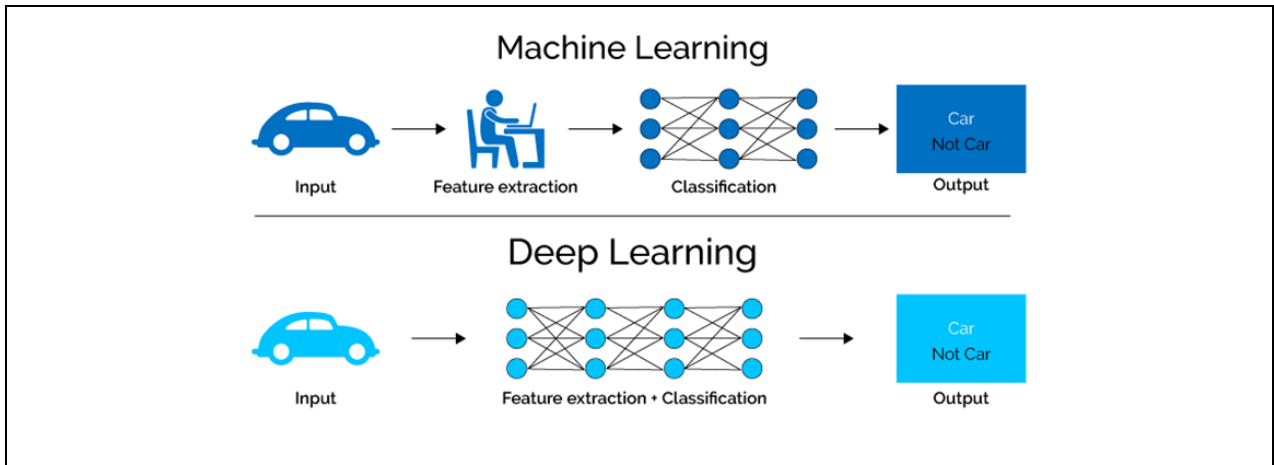


Figura 3.7: Esquema de funcionamiento de las redes neuronales. *Deep learning* no requiere un algoritmo predefinido para entregar resultados, ya que trabaja de forma independiente los datos. Extraído de *Semiconductor Engineering Platform*.

Uno de los principales usos del *deep-learning* en el mapeo de glaciares es la segmentación semántica. Esto implica clasificar cada píxel en una imagen satelital según si pertenece a un glaciar o no. Las redes neuronales convolucionales (CNN) son especialmente efectivas para esta tarea (Alifu *et al.*, 2020). Esta técnica puede ser utilizada para detectar cambios en las extensiones de los glaciares a lo largo del tiempo. Al comparar imágenes satelitales de diferentes fechas, las redes pueden identificar áreas de crecimiento o retroceso glaciar (Yan *et al.*, 2021). Además de la segmentación básica, las redes profundas pueden ser entrenadas para identificar características más sutiles de los glaciares, como la densidad de grietas o la edad aproximada del hielo basada en su color y textura (Zhang *et al.*, 2018).

El *deep-learning* puede automatizar el proceso de mapeo, lo que es útil dada la gran extensión de áreas cubiertas por glaciares en el mundo. Además, con datos de entrenamiento adecuados, las redes neuronales pueden superar a las técnicas tradicionales en términos de precisión, debido al uso complejo de datos e iteraciones de aprendizaje que le permiten analizar características a diferentes escalas (Kaushik *et al.*, 2022). Para ello, el *deep-learning* requiere grandes cantidades de datos etiquetados para entrenar modelos de alta precisión y conseguir estos datos para glaciares puede ser un desafío. Así, el esquema de trabajo de *deep-learning* se construye como plantea el modelo de Sharda *et al.* (2022). Cada uno de los parámetros debe ser analizado antes de poder estandarizar la prueba de *deep-learning*. Para ello se construye una tabla de ponderaciones para cada uno de los parámetros de la imagen (Fig. 3.8), con los que las redes neuronales podrán distinguir que parámetros usar en cada caso específico. Es decir, en áreas donde uno de los

parámetros no sea útil, la red podrá decidir que parámetro le sigue para diferenciar el detrito del glaciario blanco (Khan *et al.*, 2020; 2023).

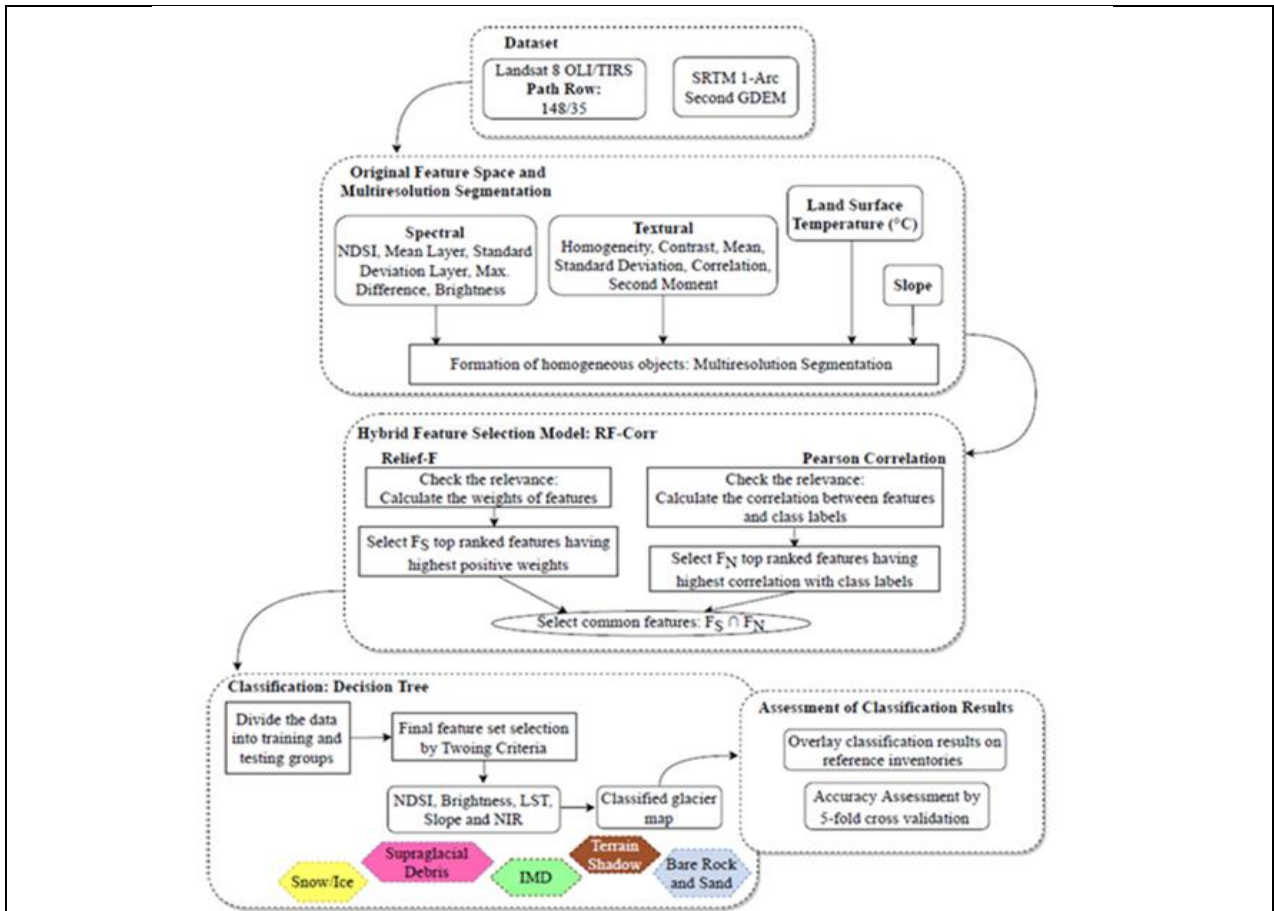


Figura 3.8: Esquema de trabajo de las redes neuronales. Extraído del modelo de *deep-learning* Shada *et al.* (2022).

Estas aplicaciones son posible gracias a librerías básicas, pero de libre acceso, y que permiten ser adoptadas a casos específicos (Karimi *et al.*, 2012). Sin embargo, este método requiere de un gran flujo de datos y tiempo de entrenamiento para poder ser aplicado de manera sistemática. La idea de elegir entre el método de programación directa y el método de *deep-learning* es poder distinguir la cubierta de detritos del resto del glaciario y sobre todo del suelo circundante, pero esta presenta un número considerable de heterogeneidades que resultan complejas para el proceso, haciendo poco práctico utilizarlo a gran escala en un acotado periodo. No se descarta para correcciones menores e individuales de glaciares, donde se puede hacer una fusión ponderada de ambos métodos.

De hecho, en casos donde los límites entre el glaciar blanco y su cubierta resulta confusa para el método directo, reprocesar el resultado con la base *deep-learning* permite acercar bastante los bordes a los planteados en el inventario (Fig. 3.9).

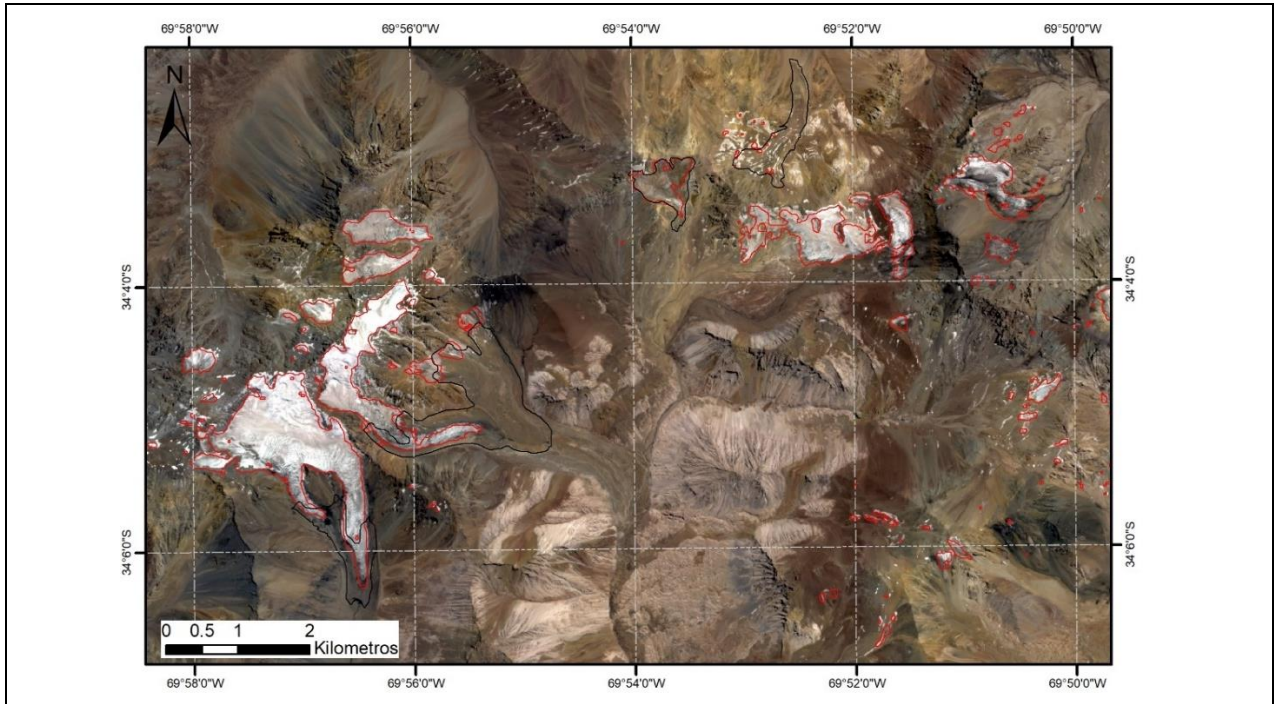


Figura 3.9: Correlación certera de contorno. Se observa una delimitación mejorada de la zona blanca del glaciar, y se correlaciona con contornos de la DGA. Leve desplazamiento de entre 5 y 10 m. Los polígonos negros marcan los contornos originales que envuelven el glaciar completo.

3.2. Modelo de cambio de elevación Hugonnet *et al.*, (2020)

Como se presenta en capítulos anteriores (estado del arte), el trabajo de Hugonnet y colaboradores (2020) utiliza una combinación de datos satelitales, incluyendo la base de datos de Mediciones Globales del Hielo Terrestre desde el Espacio (*GLIMS*, por sus siglas en inglés) y modelos de elevación digital para analizar la pérdida de masa de los glaciares del mundo durante 20 años (2000-2019). A modo de explicación sencilla, se recopilaron los datos de *ASTER43*, *ArcticDEM44* y el Modelo de Elevación de Referencia de la Antártida (*REMA45*), con un total de 100 TB de datos y se utilizó el modelo *TanDEM-X* de 90 m de resolución para la co-registración, corrigiendo 154,656 *DEM* de *ASTER* (resolución de 30 m) de las 440,548 imágenes estéreo *ASTER L1A* obtenidas.

El resultado final, es una completa base de datos a nivel mundial de modelos de elevación que registran los cambios Δh durante cuatro periodos 2000-2005, 2005-2009, 2009-2015 y 2015-2019, siendo este último el periodo de interés.

Hugonnet *et al.* (2020) presentan un complejo proceso de validación tanto de los mismos datos, como cálculos de incertidumbre para cada una de las zonas especificadas. Esta validación se realiza mediante la intersección de las series temporales de elevación con mediciones de alta precisión provenientes de las campañas *ICESat* de la *NASA* y *Operation IceBridge*, abarcando desde 2003 hasta 2019. La validación confirma la ausencia de sesgos temporales y espaciales en las estimaciones de cambio de elevación. Además, se utilizan datos de *ICESat* para restringir las correlaciones espaciotemporales y propagar las incertidumbres de elevación a incertidumbres en el cambio de volumen. Con estos datos validados y corregidos, se trabaja el balance de masa. La biblioteca es de libre acceso y se accede según la zona que se requiera estudiar. La Figura 3.10 muestra estos archivos que abarcan los 341 glaciares identificados para los Andes Centrales de la zona de estudio. Cada píxel de 100 m de resolución refleja el cambio de elevación entre los periodos establecidos, haciendo muy sencillo el manejo de cálculos estadísticos y balances finales.

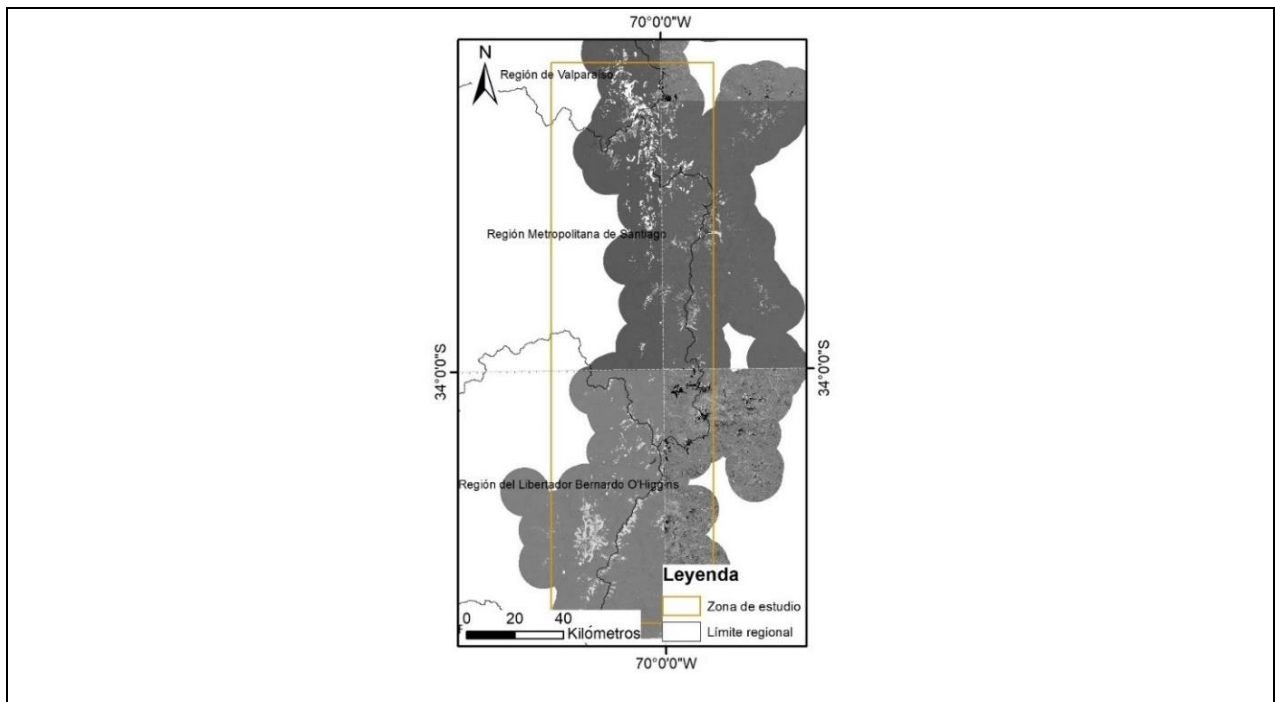


Figura 3.10: Modelos de cambio de elevación Hugonnet *et al.* (2020). Se muestran en una lámina sobre la zona de estudio. Esta área está cubierta por seis archivos DEM, con sus respectivos archivos de error asociados al modelo original.

Posteriormente, se realiza la extracción del *DEM* acorde a los polígonos finales generados, tanto para los polígonos DGA oficiales, como las nuevas máscaras de polígonos creadas para diferenciar la cubierta detrítica. Esta segmentación se realiza mediante un simple código de *Python v3.10* que permite trabajar de manera más acelerada los cálculos, de los que se obtienen cambios de elevación medio, estadísticas descriptivas de media, desviación estándar, máximos y mínimos, áreas y perímetros. La Figura 3.11 muestra el resultado bruto, el que posteriormente se procesa en *ArcGIS v.10* para generar un mapa de colorimetría con rangos de clases que permitan visualizar adecuadamente los cambios de elevación.

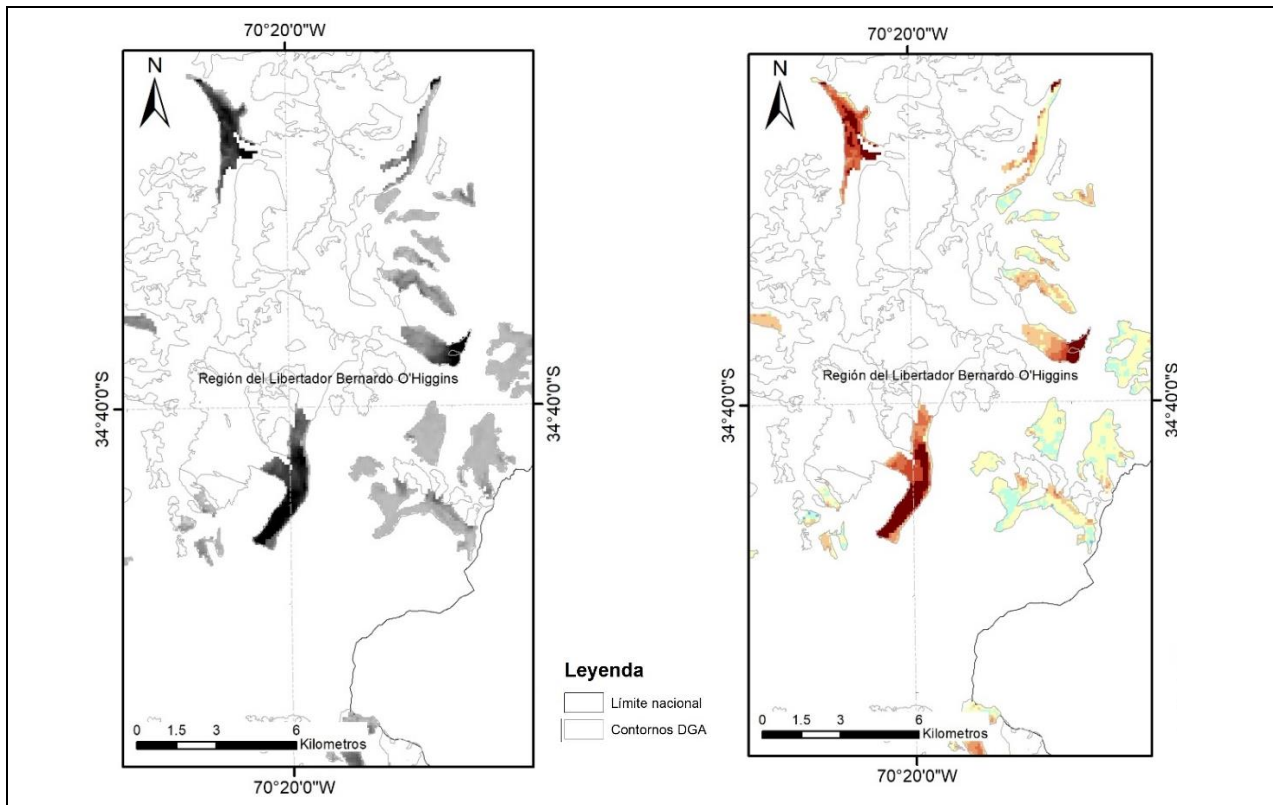


Figura 3.11: Ejemplo extracción de información. A la izquierda se muestra el DEM recortado según polígonos nuevos presentados en este trabajo. A la derecha, se muestra el DEM convertido en rango de colores para mejor observación.

3.3. Cálculo de balance de masa geodésico

Como se mostró en capítulos anteriores, el balance de masa es una métrica crítica en glaciología, y se refiere al cálculo del proceso mediante el cual los glaciares ganan o pierden masa (Cogley *et al.*, 2011). El ingreso de masa al sistema ocurre principalmente a través de la caída de nieve, pero

también puede incluir factores como la re-congelación del agua de deshielo o la caída de avalanchas de áreas circundantes al glaciar. La acumulación suele ser más prominente en las zonas altas de un glaciar, donde las temperaturas más bajas favorecen la precipitación en forma de nieve y reducen la fusión (Benn & Evans, 2010). También se consideran factores como la suma de masa de detritos rocosos sobre los glaciares, pero el análisis de esto es mucho más complejo.

Por otro lado, la ablación es el proceso mediante el cual un glaciar pierde masa. Esto puede ocurrir a través de varios medios: fusión en la superficie del glaciar, calentamiento en la base que provoca deslizamiento, sublimación, o mediante la rotura y *calving*. La ablación es más prominente en las zonas más bajas de un glaciar, donde las temperaturas más cálidas y otros factores conducen a una mayor pérdida de hielo (Benn & Evans, 2010). Para los cálculos geodésicos realizados en esta investigación se asume que toda la pérdida de masa se refleja en el cambio de elevación registrado (Cogley, 2009; Farías-Barahona *et al.*, 2020; Braun *et al.*, 2019; Maurer *et al.*, 2019), por lo que se descartan procesos como el *calvin*.

Con los datos obtenidos de Hugonnet *et al.* (2020) se pueden seguir dos caminos en el cálculo de balance de masa. El primero determina directamente el balance como el promedio de la diferencia de elevación de un cuerpo (Δh m) en un periodo Δt (años), conservando constante la densidad de hielo (Cogley, 2009; Farías-Barahona *et al.*, 2020). El promedio se calcula de acuerdo con lo presentado por Hugonnet *et al.* (2020), en donde el *DEM* generado presenta una resolución de 100 m por píxel, y cada píxel representa una medida $\Delta h/\Delta t$ entre los años 2015 y 2019. Este modelo sigue la siguiente fórmula:

$$M_G = \frac{\sum \frac{\Delta h}{\Delta t}}{Np} * \rho$$

Donde M_G es el balance de masa geodésico tanto de ganancia (valores > 0), como pérdida (valores < 0), expresado según las unidades de medida kg m^{-2} por unidad de tiempo; Np es la cantidad de píxeles dentro del contorno generado; Δh está dada por el promedio (μ) del cambio de elevación (m); Δt es el tiempo de observación (años); y ρ corresponde a la densidad del material, en este caso hielo, de unidad Kg m^{-3} y que se asume constante (Cogley, 2009) con un valor de $850 \pm 60 \text{ kg m}^{-3}$. Esta conversión de densidad se realiza para obtener el valor en metro equivalentes en agua, y corresponde a una de las formas más usadas para mostrar este tipo de resultados.

Los datos de balance de masa son específicos para cada glaciar, por lo que la forma más sencilla de representarlos y obtener interpretaciones directamente es en gráficos del tipo *scatter*, típicos para mostrar más de un conjunto de valores. Para estos resultados, se crean gráficos de balance de masa / código, donde el eje X representa el balance de masa en m de agua equivalente por año (m *w.e.* año⁻¹), y el eje Y muestra el código del glaciar asociado, según nomenclatura DGA (2022). Además, estos se orientan de norte a sur, pero no a escala real, para evitar una sobreimposición de valores que dificulte su visualización.

Otra aproximación válida al balance de masa es el conocido como balance de masa específico, donde el volumen y el área son datos ingresados como variables dependientes a la función (Maurer *et al.*, 2019). Esta ecuación sigue la forma:

$$M_e = \left(\frac{\sum (A_p * \frac{\Delta h}{\Delta t})}{A_T} \right) * \rho$$

Donde A_p es el área del píxel que depende de la imagen específica que se utilizó para el cálculo de cada polígono; A_T es el área total del polígono; Δh y Δt son los valores ya conocidos y ρ sigue siendo la misma densidad de hielo para la conversión a masa.

Ambos métodos son igual de válidos y entregan valores muy similares que reflejan la pérdida de masa de los glaciares (Cogley, 2009; Cogley *et al.*, 2011; Farías-Barahona *et al.*, 2019; Maurer *et al.*, 2019).

3.4. Incertidumbre

Si bien el modelo se basa casi en su totalidad en los cambios de elevación de Hugonnet *et al.* (2020), las incertidumbres asociadas al mismo no se pueden derivar directamente, ya que los datos arrojados por esta investigación están asociados a otros factores que determinan los balances de masa, tanto áreas y perímetros redefinidos, como distintas resoluciones en las imágenes usadas para el procesamiento y corrección. Por ello, y siguiendo el procedimiento descrito por Malz *et al.* (2018) y Braun *et al.* (2019), se calcula el error como el error de propagación asociado a cada variable independiente para la determinación del balance de masa, adaptando así la siguiente forma:

$$\delta M = \sqrt{\left(\frac{M_G}{\Delta t}\right)^2 * \left[\left(\frac{\delta h}{\Delta h}\right)^2 + \left(\frac{\delta A}{A t}\right)^2 + \left(\frac{\delta \rho}{\rho}\right)^2\right]} \quad (1)$$

En (1), $\delta h/dt$ corresponde al error asociado a las diferencias de elevación comparadas con la diferencia total $\Delta h/\Delta t$, el que viene incluido dentro de los datos de los *DEM* para cada píxel; $\delta \rho$ es el error asociado a la conversión de volumen a masa usando ρ como la densidad de hielo 850 kgm^{-3} , con una incertidumbre del 7% que corresponde a $\pm 60 \text{ kgm}^{-3}$ (Huss, 2013). δA corresponde al error del área ($A t$) para cada glaciar. En mapeos manuales el error para el área se estima en un 5% (Paul *et al.*, 2013), pero se agrega el mapeo automatizado considerando la resolución de la imagen utilizada y el perímetro del polígono, que solo contempla contornos que incluyen la cubierta detrítica del glaciar. Así, el error del área de los nuevos polígonos sigue la siguiente forma:

$$\delta A_c = \sqrt{\left(\frac{P}{r}\right) * (E_p)^2} \quad (2)$$

En (2), P es el perímetro (m) del glaciar; r la resolución o tamaño del píxel (m) y E_p es el error estimado por píxel. El error asociado con la posición de cada píxel ocurre cuando el perímetro real cae justo en el borde de un píxel. Sin embargo, una aproximación más conservadora sería usar $E_p = r/2$, asumiendo que el error promedio es la mitad de la dimensión de un píxel. Para efectos prácticos el uso de error de propagación solo para estas áreas no es relevante, ya que ninguna dimensión es totalmente independiente.

3.5. ELA

El último paso para definir correctamente el glaciar cubierto de detritos y diferenciarlo del glaciar blanco o descubierto, es determinar el límite entre la zona de ablación y la zona de acumulación. Esta línea (ELA, *equilibrium line altitude*) permite distinguir ambas zonas, (Cuffey *et al.*, 2010). Pero dada las características dinámicas de este límite, determinarlo resulta en un aumento sustancial de la incertidumbre en los resultados, ya que se deben hacer suposiciones en para grandes áreas, muy dispares en cuanto a la precipitación y altura.

Una primera aproximación es el límite propuesto por Ayala *et al.* (2020) que estima una ELA de 4.250 m s.n.m. Sin embargo, esta es aplicable a áreas muy acotadas de las cuencas más al norte y no se puede extrapolar de manera homogénea.

Otra aproximación consiste en usar los datos presentados por Barría *et al.* (2019), donde se construye un modelo predictivo de los cambios a largo plazo de la ELA, en base a datos de precipitación que van desde 1958 hasta 2018. Este modelo toma como base la isoterma 0° C (ZIA, *zero isotherm altitud*) medida en tres estaciones a lo largo del territorio nacional, sumada a una extensa base de datos de precipitación media anual para zonas de alta montaña. La expresión matemática del modelo se deriva de una ecuación de regresión lineal, donde ELA es una función de la ZIA_{lat} y del logaritmo de la precipitación (P_{mlat}) (Barría *et al.*, 2019).

$$ELA_{pmodel} = c1 - c2 * \log_{10}(P_{mlat}) + ZIA_{lat}$$

Como mencionan los autores, modelos similares han sido utilizados en otras investigaciones, validando la metodología (Carrasco *et al.*, 2005, 2008; Condom, 2002; Condom *et al.*, 2007; Masiokas *et al.*, 2016). El resultado de este modelo se muestra en la Fig. 3.12, donde la línea morada marca el modelo predictivo de ELA, la que es graficada según la latitud. Estos son los datos utilizados por esta investigación para discriminar de manera certera la zona de ablación.

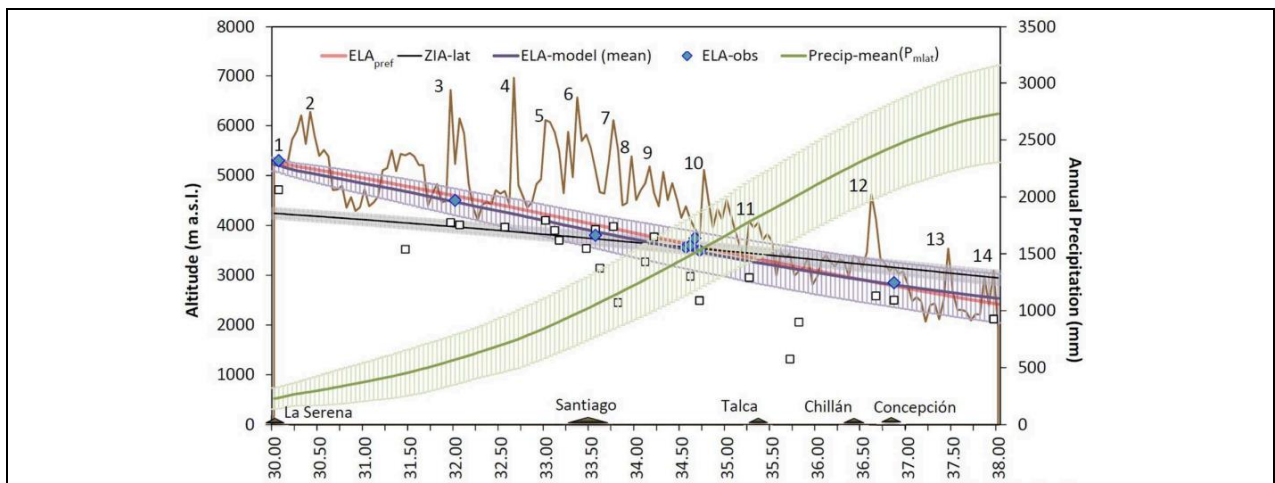


Figura 3.12: Perfil latitudinal del modelo predictivo de ELA: la ELA estimada (línea roja) y ELAmodel (curva morada) determinadas usando el ZIA y los datos de precipitación media. Los diamantes azules son ELA estimadas reportadas en diferentes artículos. La curva marrón representa la línea de cresta de los Andes identificando algunas cumbres importantes (1, Co. Tapado; 2, Co. de la Majadita; 3, Mercenario; 4, Aconcagua; 5, Nevado Juncal; 6, Tupungato; 7, Co. Marmolejo; 8, Co. Colina; 9, Maipo; 10, Co. Sosneado; 11, Vc. Peteroa; 12, Vc. Domuyo; 13, Sierra Velluda; 14, Copahue). Extraído de Barría *et al.*, 2019.

CAPÍTULO IV

4. RESULTADOS

4.1. Cobertura detrítica

El primer resultado obtenido corresponde a la caracterización de la capa detrítica sobre los glaciares de los Andes Centrales. De los 358 glaciares analizados (Anexo 8.5), fue posible distinguir que 174 de ellos poseen una capa de detritos con un área suficiente para su identificación y mapeo, de acuerdo con la escala y resolución descritas en la metodología. Esto implica que solo el 48,87% del total de cuerpos glaciares filtrados para la zona, resultan elementos de interés para el desarrollo del cálculo del balance de masa. Esto es particularmente relevante ya que, dentro del IPG (DGA, 2022), no existe una discriminación en este tipo de cuerpos y se suelen agrupar dentro de otras categorías. Sin embargo, esta aproximación solo nos arroja un conteo estadístico simple de la cantidad de glaciares que poseen una cubierta de detritos, pero no refleja cuales de ellos califican para ser catalogados como glaciares de detritos que, según lo definido en el marco teórico, deben estar en relación $A_{\text{cubierta}}/A_{\text{ablacion}} > 50\%$ (con A = área superficial) (Kirkbride, 2011; Anderson *et al.*, 2018).

La Figura 4.1 muestra la relación porcentual del área cubierta con respecto al área total de la zona de ablación de los 174 glaciares filtrados, agrupados para las tres grandes cuencas hidrográficas y graficados en función de la altura media registrada para cada uno. Aquellos glaciares cuya zona de ablación cumple con la condición establecida (sobre 50% cubierta) son los glaciares finalmente utilizados para modelar el balance de masa final, identificándolos como glaciares con cobertura detrítica. Con ello, el conteo final resulta en 150 glaciares de detritos (42,13% del total), representados individualmente en Anexo 8.6.

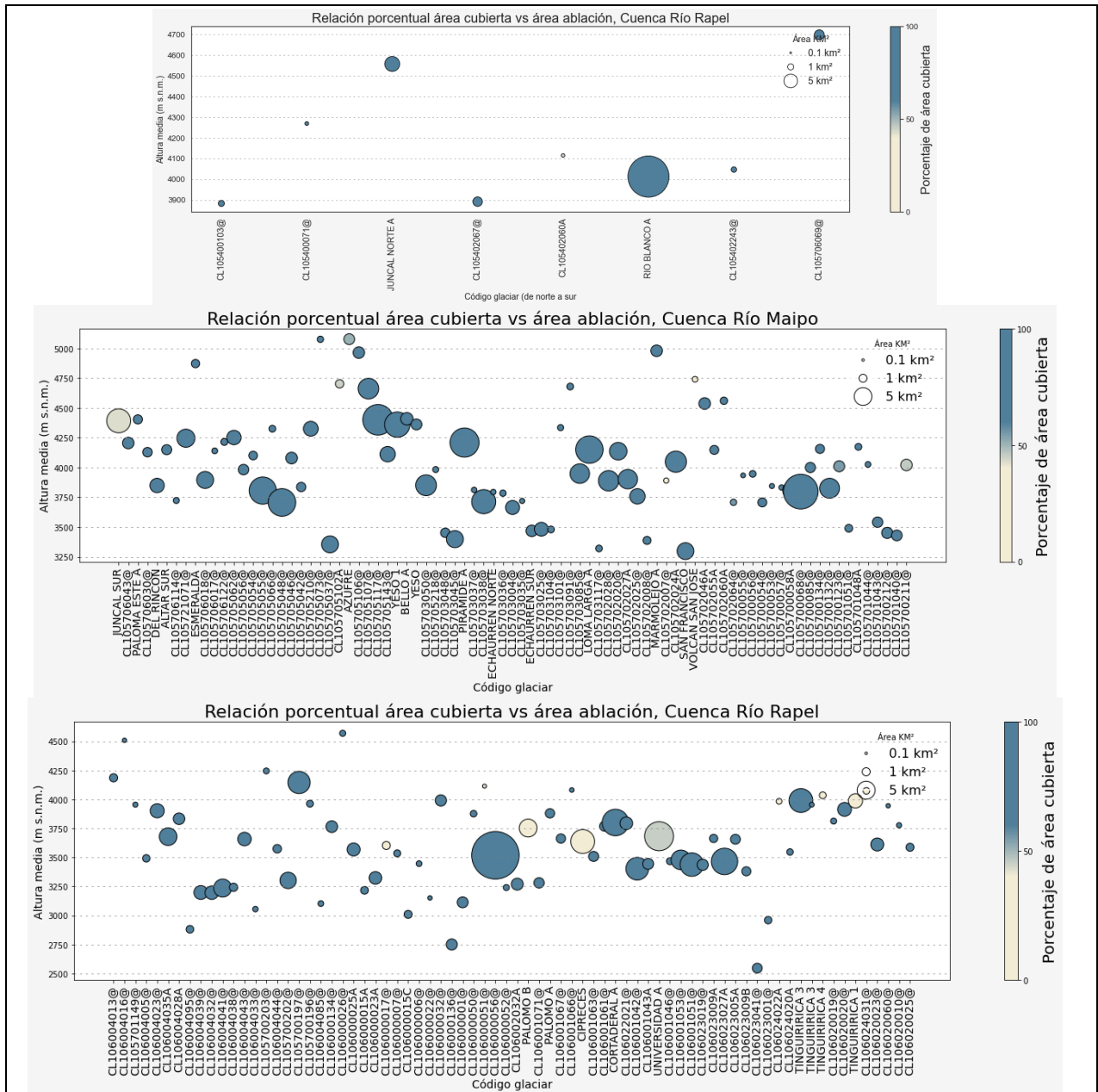


Figura 4.1: Gráficos de glaciares de detritos. Se separan por cuencas y se distinguen con colores (amarillo hielo blanco; azulado cubierto) el porcentaje de área cubierta de detritos con respecto al área de ablación. El tamaño de los marcadores es proporcional al área (km²). Se ordenan de norte a sur (izquierda a derecha) y se grafican en función de su elevación media (m s.n.m.).

4.2. Balance de masa total

El procesamiento de los datos de cambios de elevación obtenidos de Hugonnet *et al.* (2020) permitieron llegar a los resultados finales de balance de masa en metros equivalentes en agua por año, mostrados en la Figura 4.2. Estos gráficos de construcción en conjunto con plataforma de programación *Python v3.10*. y software *ArcGIS v10 PRO*.

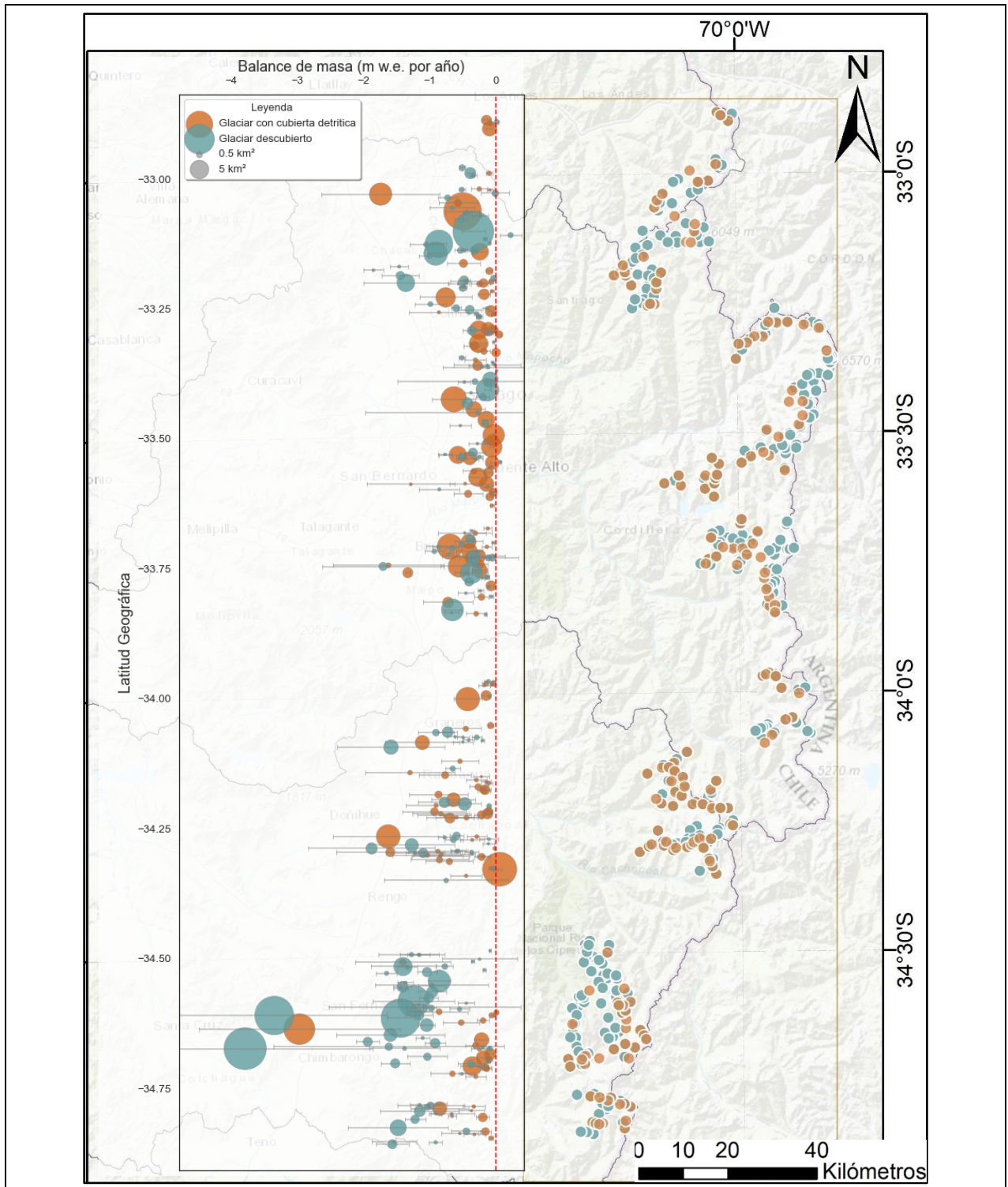


Figura 4.2: Mapa de balance de masa regional en los Andes centrales. Valores de balance de masa en metros equivalentes en agua por año ($m\ w.e.\ a\tilde{n}o^{-1}$). Los datos se muestran en funci3n de su latitud, de norte a sur. El tama1o de los c3rculos se muestra en una proporci3n al 1rea (km^2) obtenida para cada glaciar (datos de DGA y propios de este trabajo) y los colores en funci3n del tipo de glaciar medido: anaranjado, glaciar detritico; azulado, glaciar descubierto. Las l3neas grises representan el error de propagaci3n del balance final. A la derecha se muestran puntos de ubicaci3n geogr1fica.

Estos datos corresponden al resultado del cálculo de balance de masa para el periodo 2015-2019 y se muestran en una transecta que recorre toda la zona de estudio, orientados de norte a sur y agrupados según las principales cuencas hidrográficas presentes, con la Cuenca del Río Aconcagua al norte, la Cuenca del Río Maipo al centro, y la Cuenca del Río Rapel al Sur de la región.

Determinar una tendencia clara del comportamiento de la pérdida de masa para cada tipo de glaciar resulta complejo, dada la gran dispersión que se observa en los datos. Sin embargo, las primeras aproximaciones permiten identificar una tendencia generalizada a la pérdida de masa durante este periodo para el 98,21% de los glaciares muestreados. Esta pérdida se contabiliza en un valor acumulado para todos los Andes Centrales de $-56.85 \pm 18,34$ m *w.e.* año⁻¹ solo para glaciares detritos.

Además, se observan dos grandes comportamientos: al norte de los 34° S, los datos se encuentran menos dispersos comparativamente, mostrando balances de masa negativos que alcanzan hasta los $-2,0$ m *w.e.* año⁻¹, con solo seis glaciares mostrando un comportamiento levemente positivo (entre $0,003 \pm 0,002$ m *w.e.* año⁻¹ y $0,223 \pm 0,15$ m *w.e.* año⁻¹). Ninguno de estos glaciares con balance positivo supera 1 km² de superficie, siendo glaciares bastante pequeños y solo uno (CL105705066@) corresponde a un glaciar clasificado con cubierta detrítica. Por otro lado, al sur de los 34° S la dispersión de los datos aumenta considerablemente, con una desviación estándar de 0,633 lo que refleja esta gran variabilidad. Existen tres *outliers* a la tendencia general de esta zona que muestran valores por debajo de los $-2,5$ m *w.e.* año⁻¹. Estos son el glaciar Universidad ($-3,786 \pm 1,92$ m *w.e.* año⁻¹), el glaciar Cipreses ($-3,35 \pm 1,70$ m *w.e.* año⁻¹), y el glaciar Cortaderal ($-2,967 \pm 1,51$ m *w.e.* año⁻¹); los tres pertenecientes a la Cuenca del Río Rapel y el último catalogado como glaciar de detritos. Solo un glaciar muestra un comportamiento positivo con un balance de $0,058 \pm 0,03$ m *w.e.* año⁻¹ (CL106000056@, perteneciente a la Cuenca del Río Rapel).

Otro cambio de tendencia pronunciado en los 34° S guarda relación con la cantidad de glaciares de detritos, en comparación a la cantidad glaciares blancos. Al norte, se observa una distribución menor en la cantidad de glaciares con cubierta detrítica; mientras que, al sur, esta tendencia se invierte. Así, al norte de los 34° S, el 20,23% del universo muestreado corresponde a glaciares con cubierta detrítica; mientras que, al sur, el porcentaje de estos glaciares aumenta a un 23,79%. Esta diferencia no es muy clara para determinar cambios importantes, pero es una variable para

considerar en la discusión, ya que representan $207,66 \pm 11,08 \text{ km}^2$ y $341,40 \pm 15,84 \text{ km}^2$ de área superficial, respectivamente.

Lo que resulta bastante claro en el análisis, es la diferencia de área superficial entre los glaciares de detritos que varía de norte a sur. Dejando de lado los grandes glaciares blancos, la media del área decrece a medida que aumenta la latitud, y si bien a pequeña escala el cambio no es significativo, a gran escala se marca una fuerte quiebre entre los glaciares de la Cuenca del Río Maipo y los de la Cuenca del Río Rapel. Para los del norte, la media es de $1,95 \text{ km}^2$, mientras que para los del sur, el área promedio es de $1,69 \text{ km}^2$. En términos del volumen, estas diferencias resultan significativas cuando se calculan los balances totales, incrementado la diferencia en un orden de magnitud.

Sumando un respaldo estadístico a lo anterior, de acuerdo con la matriz de correlación de Pearson el área del glaciar y el balance de masa de este están en una correlación $-0,352$. Considerando la gran dispersión de los datos y que el error aumenta mientras más pequeña sea el área, este dato, que parece estadísticamente poco claro, marca una relación inversa entre el tamaño superficial del glaciar de detritos y la cantidad de masa perdida por este cuerpo.

4.3. Balance de masa glaciares de detritos

Los datos estadísticos descriptivos permiten tener una idea general del comportamiento de la cobertura detrítica sobre el balance de masa de un glaciar, mostrando valores menos negativos que el balance de masa total. Como la dispersión de los datos es considerable, y sumado a que la incertidumbre es proporcional al área del glaciar (Maurer *et al.*, 2019), se agrupan los valores de balance de masa en cuatro categorías en función del área del cuerpo. Estas clases se definen de acuerdo con estudios revisados anteriormente y a quiebres importantes en la incertidumbre asociada, que coinciden con: áreas menores a $0,2 \text{ km}^2$, entre $0,2 \text{ km}^2$ y $0,5 \text{ km}^2$, entre $0,5 \text{ km}^2$ y $1,0 \text{ km}^2$, y mayores a $1,0 \text{ km}^2$. Estas relaciones se muestran a continuación, agrupando los datos en cajas de muestreo descriptivos.

Los gráficos del tramo entre $0,0 - 0,2 \text{ km}^2$ (Fig. 4.3) muestran que el balance de masa para los glaciares con cobertura detrítica posee valores levemente más negativos con una media de $-0,43 \pm 0,15 \text{ m w.e. año}^{-1}$ comparado con el balance de la zona descubierta del mismo glaciar ($-0,405 \pm$

0,21 m *w.e.* año⁻¹). La desviación estándar es de 0,407 m *w.e.* año⁻¹ y 0,337 m *w.e.* año⁻¹ respectivamente, reflejando una agrupación moderada ente los datos. Por tanto, para áreas inferiores a 0,1 km², la cobertura detrítica es la que muestra el balance más negativo en estos glaciares. Importante es destacar que en la mayoría de ellos la cobertura detrítica ocupa más de 77,17% del área total.

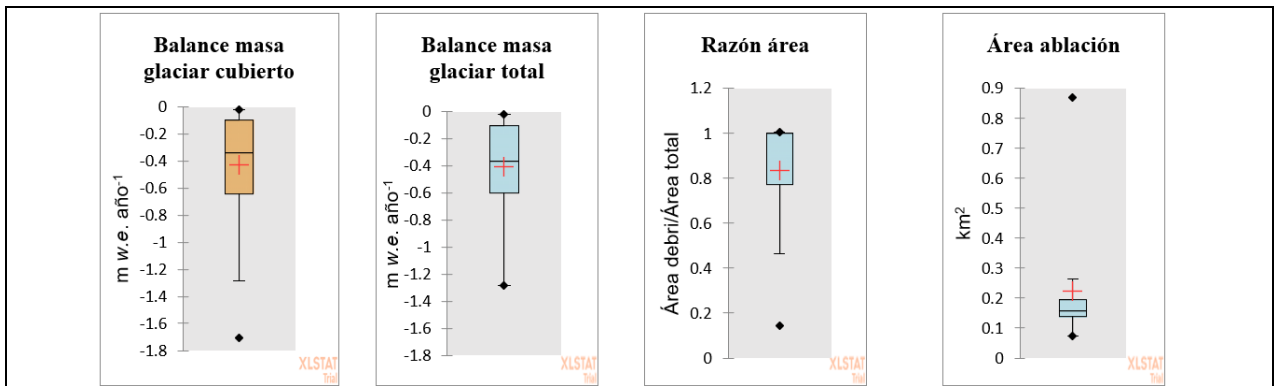


Figura 4.3: Gráfico de caja áreas <0,2 km². En naranja se muestran los balances de masa de todos los glaciares de detritos en esta categoría. Le siguen otros gráficos con información relevante de relaciones de área en términos de porcentajes.

Para el caso de los glaciares de área entre 0,2 y 0,5 km², la Figura 4.4 muestra una mediana ligeramente negativa, con un rango que va de -0,2 a -0,8 m *w.e.* año⁻¹, indicando una reducción en la masa de los glaciares cubiertos. El segundo gráfico, presenta una mediana cerca de -0,6 m *w.e.* año⁻¹ y un rango similar al primero, mostrando relacion no concluyente

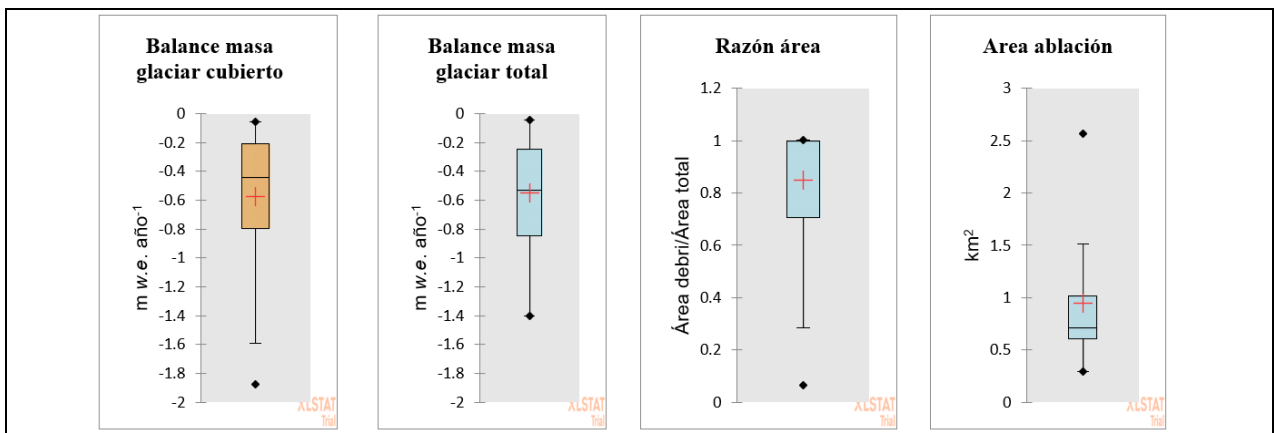


Figura 4.4: Gráfico de caja áreas 0,2-0,5 km². En naranja se muestran los balances de masa de todos los glaciares de detritos en esta categoría. Le siguen otros gráficos con información relevante de relaciones de área en términos de porcentajes.

Para los valores entre 0,5 y 1,0 km² (Fig. 4.5), las diferencias no son significativas, y solo se destaca el amplio rango de proporción entre el área de detrito y área de ablación.

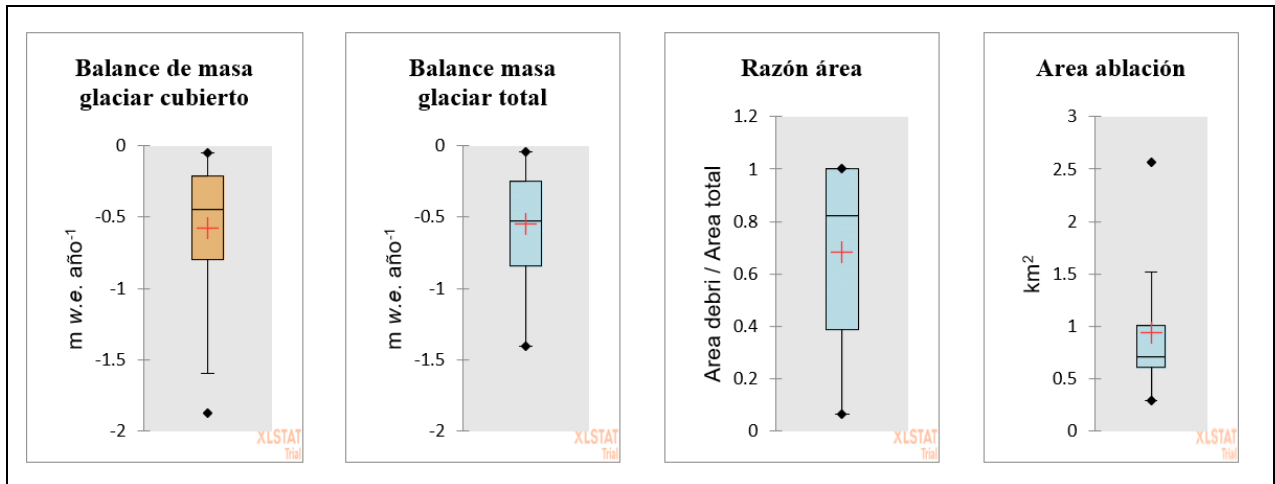


Figura 4.5: Gráfico de caja áreas 0,5-1,0 km². En naranja se muestran los balances de masa de todos los glaciares de detritos en esta categoría. Le siguen otros gráficos con información relevante de relaciones de área en términos de porcentajes

Para glaciares > 1,0 km² (Fig.4.6). En este tramo se marca una diferencia en el comportamiento del balance de masa de ambos casos. Siendo levemente más negativa para la cubierta de detritos (0,1 m w.e. año⁻¹ menos)

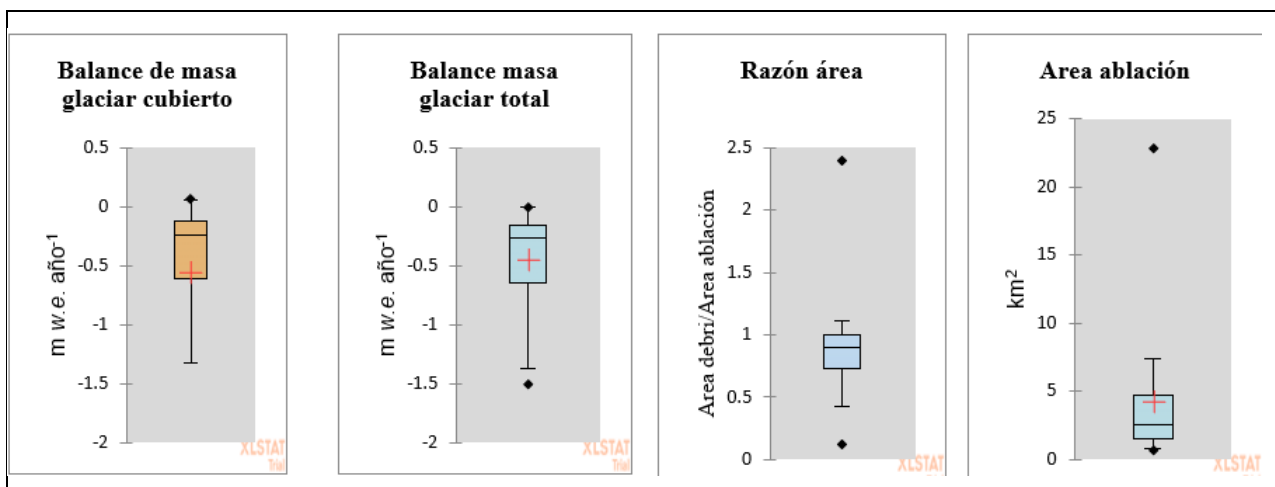


Figura 4.6: Gráfico de caja áreas >1,0 km². En naranja se muestran los balances de masa de todos los glaciares de detritos en esta categoría. Le siguen otros gráficos con información relevante de relaciones de área en términos de porcentajes

Dado lo heterogéneo del análisis general de los glaciares con cubierta detrítica, la aproximación más cercana a su comportamiento real se realiza mediante el estudio específico de sub-cuencas que agrupen un número considerable de glaciares, y que compartan la mayor cantidad de condiciones similares tanto climáticas como topográficas, con el fin de detectar patrones comparativos que reduzcan la incertidumbre. Por ello, se realiza un análisis detallado por cuenca y sub-cuenca de los cambios de elevación y balances de masa para cada glaciar.

4.4. Cambios de elevación y balances por cuencas

El análisis de los datos proporcionados por Hugonnet *et al.* (2020), arrojó mapas de cambio de elevación entre los periodos 2015-2019 para los glaciares de los Andes Centrales. Estos datos (Fig. 4.7) son la representación de la media aritmética de acuerdo con el valor $\Delta h/\Delta t$, calculados de forma independiente para cada glaciar de detritos. A su vez, se representan los datos obtenidos para la parte no cubierta de cada glaciar, con la finalidad de mostrar cuál de las zonas (cubiertas o blancas) refleja el mayor cambio de elevación.

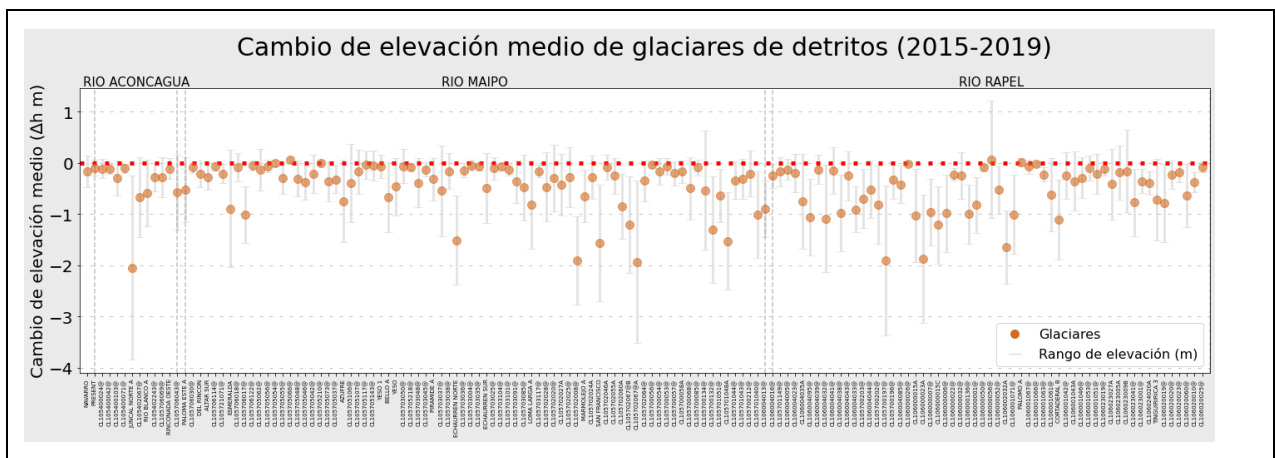


Figura 4.7: Gráfico cambios de elevación ($\Delta h/\Delta t$). Se grafican los glaciares de detritos en función de $\Delta h/\Delta t$ (m a^{-1}) y se ordenan de norte a sur (izquierda a derecha). Cada punto representa un glaciar en particular. Su tamaño es aleatorio y no depende del área. Las líneas grises marcan los máximos y mínimos para cada glaciar. La línea roja marca cambios de elevación igual a cero.

Estos cambios de elevación se corresponden con todas las observaciones hechas para la zona en cuanto a la evolución de los glaciares (Farías-Barahona *et al.*, 2019; Dussaillant *et al.*, 2019; Hugonnet *et al.*, 2020). El comportamiento negativo es marcado, aunque bastante heterogéneo. El

58,35% de los datos se encuentran dentro de márgenes muy menores de cambio de elevación (entre 0,0 y -0,5 m), de los cuales el 12,02% son glaciares de detritos.

4.4.1. Cuenca del Río Rapel

Para la Cuenca sur del Río Rapel (Fig.4.8), el promedio del balance de masa para la cubierta detrítica es de $-0,37 \pm 0,12$ m *w.e.* año⁻¹, con un valor mínimo de $-1,40 \pm 0,01$ m *w.e.* año⁻¹. En glaciares con porcentajes menores a 90% de superficie cubierta, el balance negativo se da principalmente en el total del glaciar, mientras que la zona cubierta presenta valores levemente menos negativos, es decir, la cubierta de detritos pierde menos masa comparativamente que la suma total del glaciar. Solo un caso refleja un comportamiento distinto, y corresponde al glaciar Tinguiririca 3, con un valor de $-0,85 \pm 0,02$ m *w.e.* año⁻¹ para la cubierta de detritos, y un valor de $-0,82 \pm 0,04$ m *w.e.* año⁻¹ para el total. La similitud entre los cambios de elevación medio, para la cobertura y el glaciar completo, y los balances de masa, sugiere una relación estrecha entre la pérdida de masa y la reducción en la elevación del glaciar.

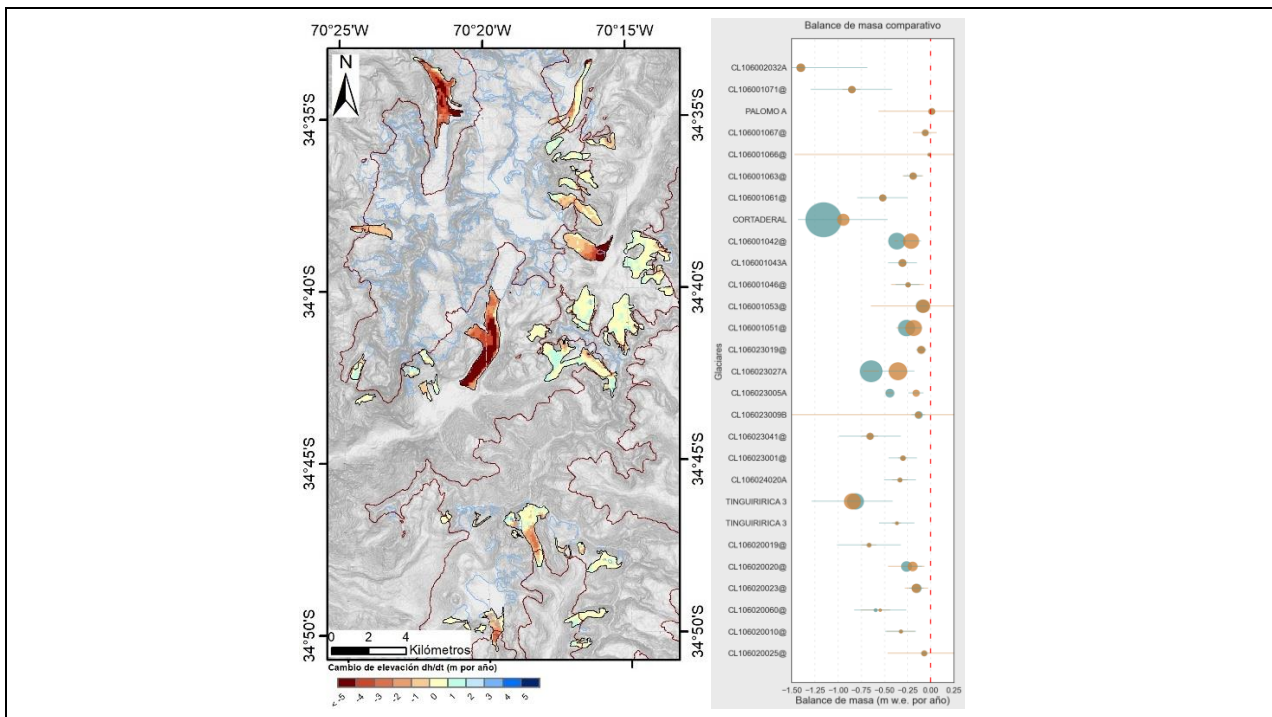


Figura 4.8: Mapa de cambios de elevación Cuenca del Río Rapel (sur, 34° 35' - 34° 50' S). A la derecha se muestra gráfico de balance de masa en m *w.e.* año⁻¹, ordenados de norte a sur, pero no ajustados a la latitud real. De fondo, un mapa de pendientes en gradiente de grises. Los polígonos negros delimitan el contorno de la cobertura detrítica; los azules, el contorno DGA,2022. La línea roja marca la ELA definida para esta zona.

Para la sección norte de la cuenca (Fig. 4.9), el comportamiento es ligeramente diferente, marcando un balance medio para la cubierta de detritos de $-0,55 \pm 0,15$ m *w.e.* año⁻¹, y $-0,52 \pm 0,28$ m *w.e.* año⁻¹ para el balance total de glaciares. Sin embargo, este valor incluye los glaciares completamente cubiertos, lo que sesga el valor medio. Si observamos los datos donde las áreas cubiertas son menores al área total, el comportamiento se repite al observado más al sur, donde el glaciar completo experimenta mayor pérdida de masa que su parte cubierta. Caso especial es el del glaciar CL106000056@, que arroja un balance positivo de $0,06 \pm 0,02$ m *w.e.* año⁻¹, contrario a la pérdida de masa total de dicho glaciar ($-0,09 \pm 0,05$ m *w.e.* año⁻¹).

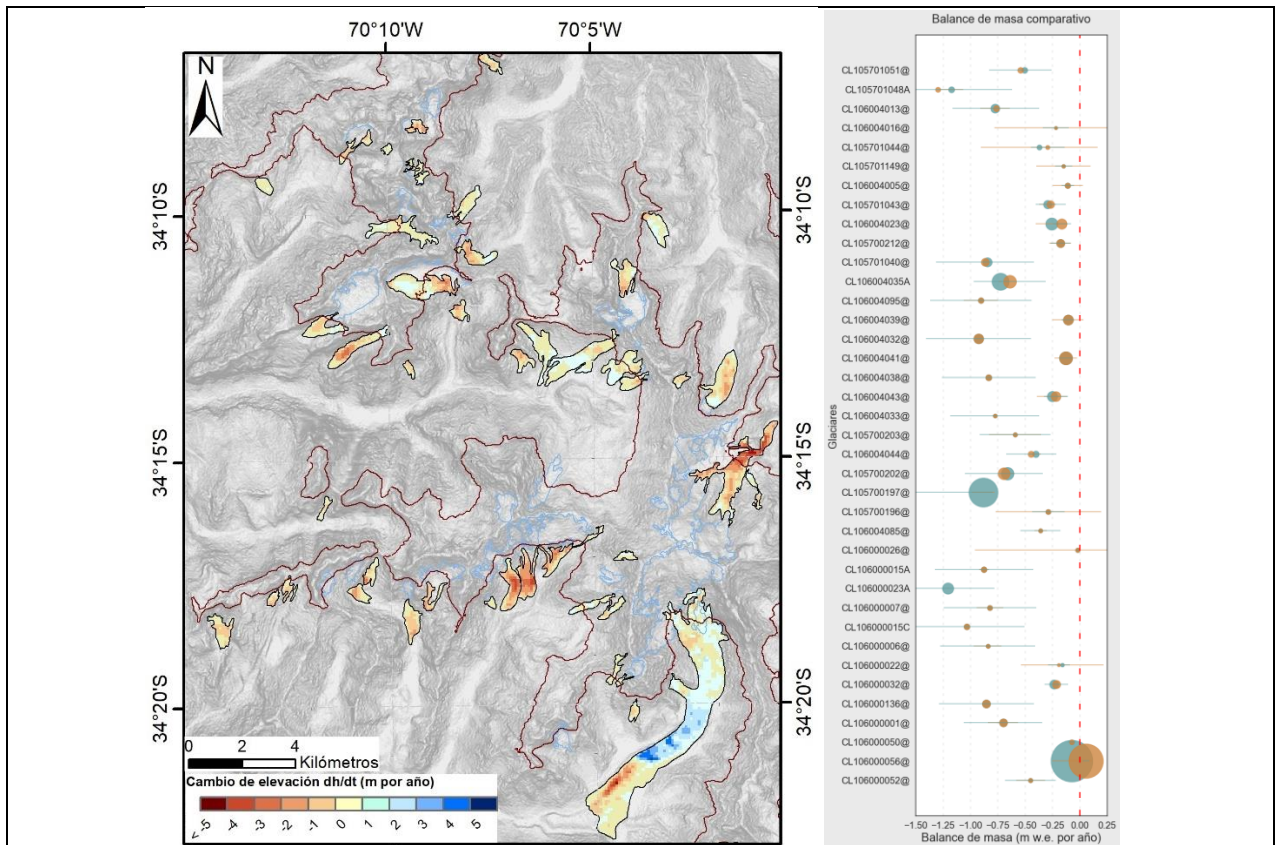


Figura 4.9: Mapa de cambios de elevación Cuenca del Río Rapel (norte, 34° 00' – 34° 25' S). A la derecha se muestra gráfico de balance de masa en m *w.e.* año⁻¹, ordenados de norte a sur, pero no ajustados a la latitud real. De fondo, un mapa de pendientes en gradiente de grises. Los polígonos negros delimitan el contorno de la cobertura detrítica; los azules, el contorno DGA,2022. La línea roja marca la ELA definida para esta zona.

4.4.2. Cuenca del Río Maipo

El primer comportamiento inverso a la tendencia que se registra desde el sur ocurre en la transición entre las cuencas del Río Rapel y Río Maipo (Cuenca Río Maipo sur) (Fig. 4.10). Los datos muestran un balance de masa negativo registrado principalmente para la parte cubierta de los glaciares. El cambio más significativo lo marcan los glaciares CL105700132@ y CL105700068@, con valores de $-1,11 \pm 0,57$ m w.e. año⁻¹ y $-0,5 \pm 0,02$ m w.e. año⁻¹ respectivamente. En una vista de detalle, el glaciar CL105700068@ (1) presenta el cambio de elevación más marcado, con valores muy negativos concentrados en la zona proximal, mientras en la zona más distal, se observan $\Delta h/\Delta t$ positivos, que van entre 0,5 y 1,09 m, sin embargo, no son significativos para la media negativa del balance de masa de la cubierta del glaciar de detritos.

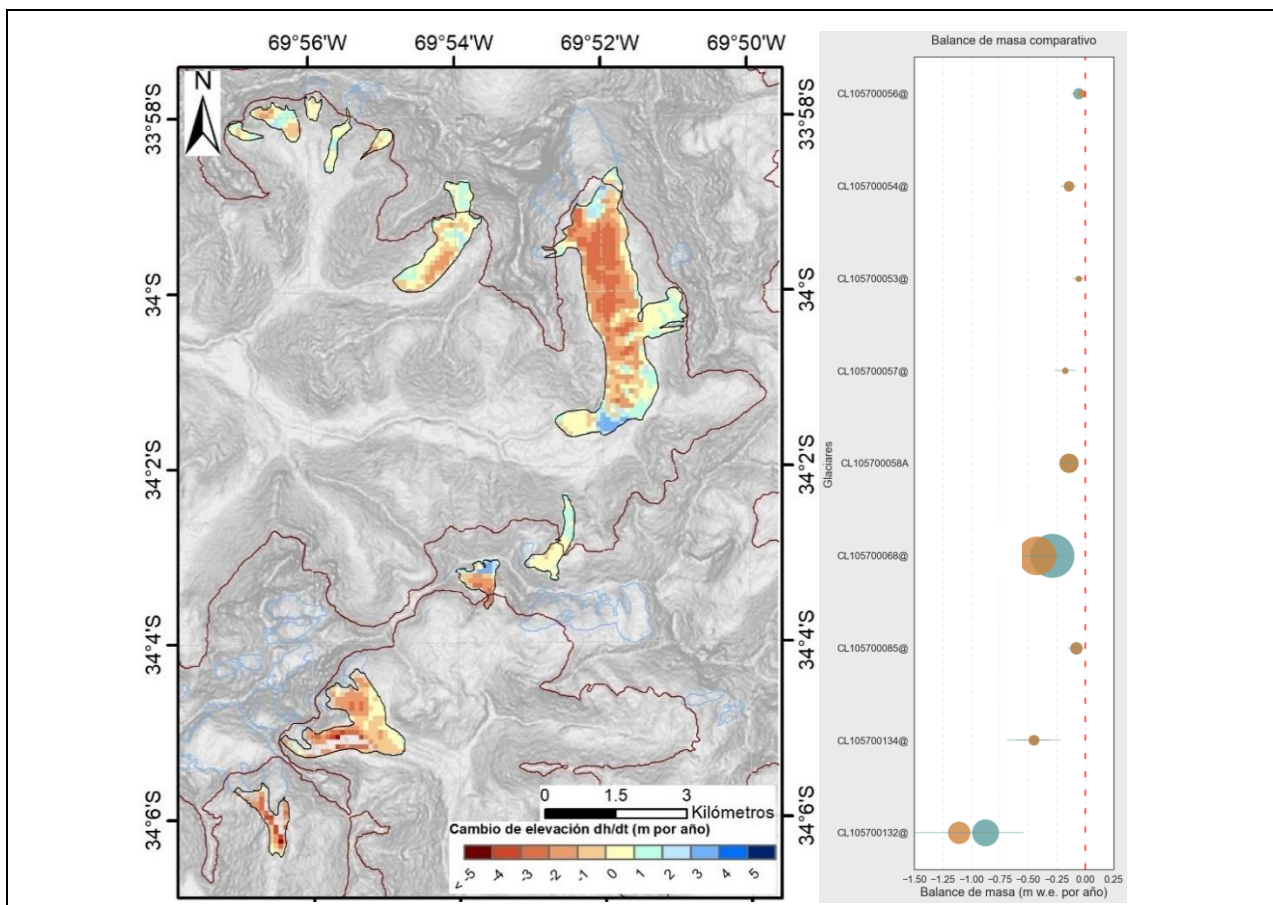


Figura 4.10: Mapa de cambios de elevación Cuenca del Río Maipo (sur, 33° 58' – 34° 6' S). A la derecha se muestra gráfico de balance de masa en m w.e. año⁻¹, ordenados de norte a sur, pero no ajustados a la latitud real. De fondo, un mapa de pendientes en gradiente de grises. Los polígonos negros delimitan el contorno de la cobertura detrítica; los azules, el contorno DGA,2022. La línea roja marca la ELA definida para esta zona.

Para esta zona de la cuenca del Río Maipo, (sur este), los balances de masa más negativos se dan bajo los $33^{\circ} 40' S$, alcanzando valores de hasta $-1,5 \text{ m w.e. año}^{-1}$. Como se muestra en el gráfico (Fig. 4.11), estos representan los glaciares de menor tamaño dentro esta subárea, mientras que los glaciares cubiertos de mayor tamaño se encuentran hacia el norte y presentan valores significativamente menores en el balance total. Ninguno de los glaciares muestreados presenta un balance positivo.

La dispersión en los datos es significativa, sin embargo, la tendencia de aumento de pérdida de masa se hace evidente con el aumento de la latitud, y es inversamente proporcional al tamaño de los glaciares presentes.

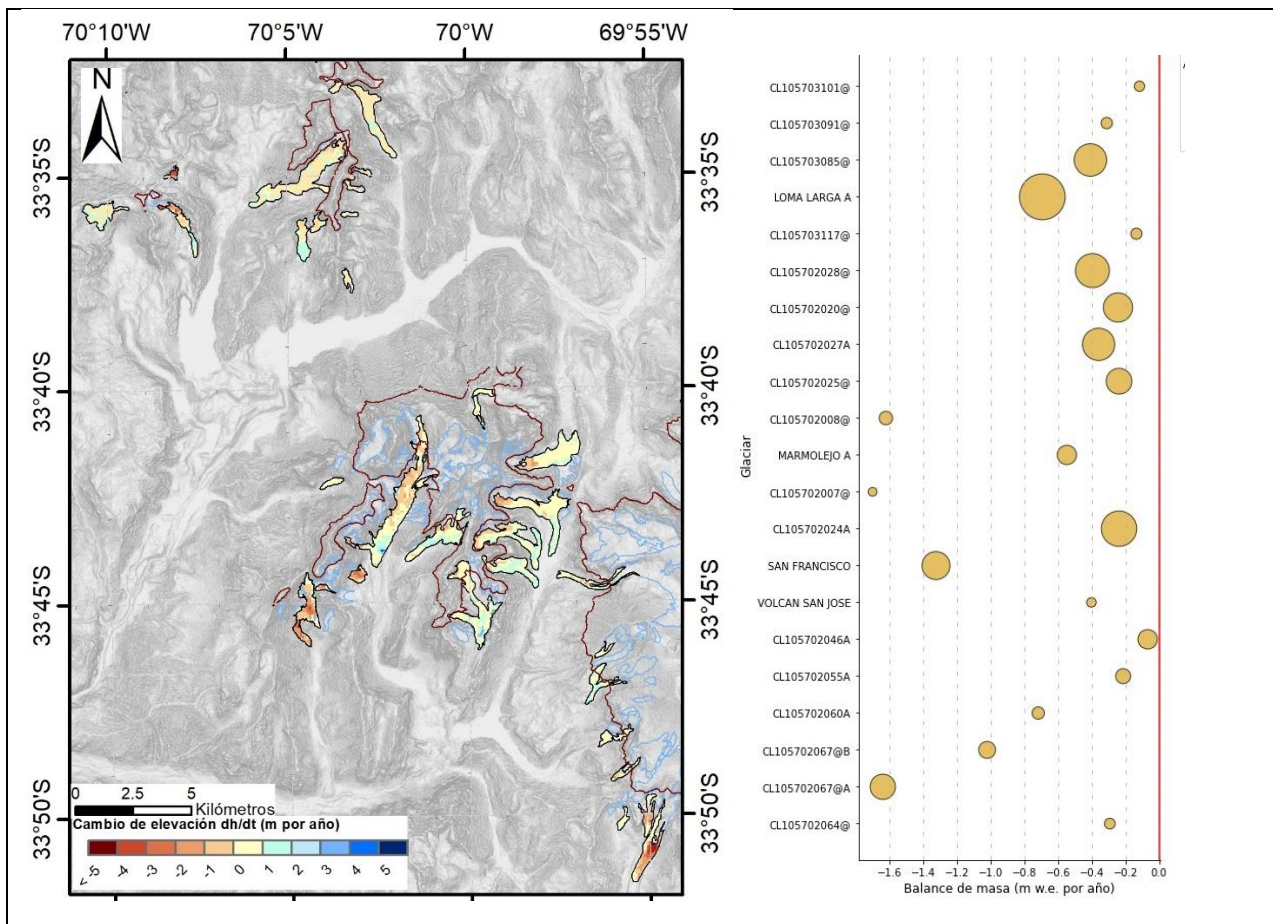


Figura 4.11: Mapa de cambios de elevación Cuenca del Río Maipo (sureste, $33^{\circ} 35' - 33^{\circ} 50' S$). A la derecha se muestra gráfico de balance de masa en m w.e. año^{-1} , ordenados de norte a sur, pero no ajustados a la latitud real. De fondo, un mapa de pendientes en gradientes de grises. Los polígonos negros delimitan el contorno de la cobertura detrítica; los azules, el contorno DGA, 2022. La línea roja marca la ELA definida para esta zona.

Unos kilómetros al noreste (Fig 4.12), en el centro de la cuenca (33°36' y 33°26' S), el comportamiento del balance de masa para la cubierta de detritos vuelve a cambiar, esta vez con diferencias marcadas, menos negativas que el balance total del glaciar. Solo en un glaciar (Azufre) el comportamiento es inverso, pero aquí el porcentaje de zona cubierta es mucho menor que 50% de la zona de ablación (solo un 6,43% del área total), no calificando como glaciar de detritos. La media de balance de masa para la cobertura detrítica es de $-0,27 \pm 0,14$ m *w.e.* año⁻¹, y que varía de sur a norte, marcando valores más negativos al sur de los 33°32' S, y valores más homogéneos al norte que no superan los $-0,25$ m *w.e.* año⁻¹. Importante es notar que, para esta zona de la cuenca, los glaciares con orientación S - SE, son los que presentan la tendencia más negativa en el balance de masa, alcanzado hasta $-0,78 \pm 0,03$ m *w.e.* año⁻¹ (glaciar Bello A).

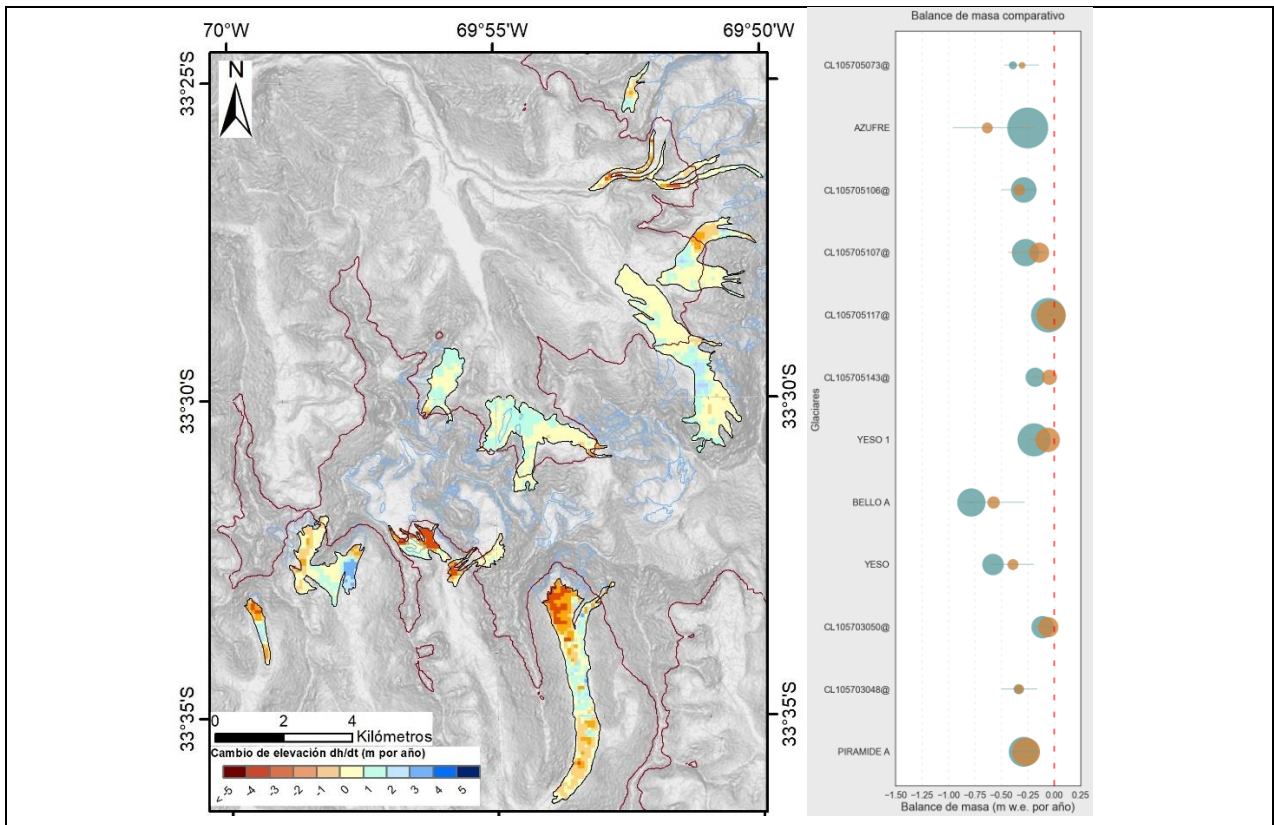


Figura 4.12: Mapa de cambios de elevación Cuenca del Río Maipo (centro, 33° 25' – 33° 35' S). A la derecha se muestra gráfico de balance de masa en m *w.e.* año⁻¹, ordenados de norte a sur, pero no ajustados a la latitud real. De fondo, un mapa de pendientes en gradiente de grises. Los polígonos negros delimitan el contorno de la cobertura detrítica; los azules, el contorno DGA,2022. La línea roja marca la ELA definida para esta zona.

La zona más septentrional de esta cuenca (Fig. 4.13) es la que presenta mayor homogeneidad en el balance de masa para los glaciares con cubierta detrítica. Aquí, la media es de $-0,22 \pm 0,11$ m *w.e.* año⁻¹ para los glaciares de detritos, y $-0,25 \pm 0,15$ m *w.e.* año⁻¹ para el balance total. Al igual que en el sur, la tendencia se marca una pérdida de masa mayor asociada al balance total, mientras que para la cobertura detrítica este se hace menos negativa. Solo tres glaciares muestran comportamientos ligeramente inversos CL105705055, CL105705048 y CL105705042, con una diferencia media del 15,38% con el balance total. Hacia el norte, se observa un aumento progresivo en la pérdida de masa, con el último glaciar de esta zona (de sur a norte), mostrando balance de $-0,51 \pm 0,24$ m *w.e.* año⁻¹.

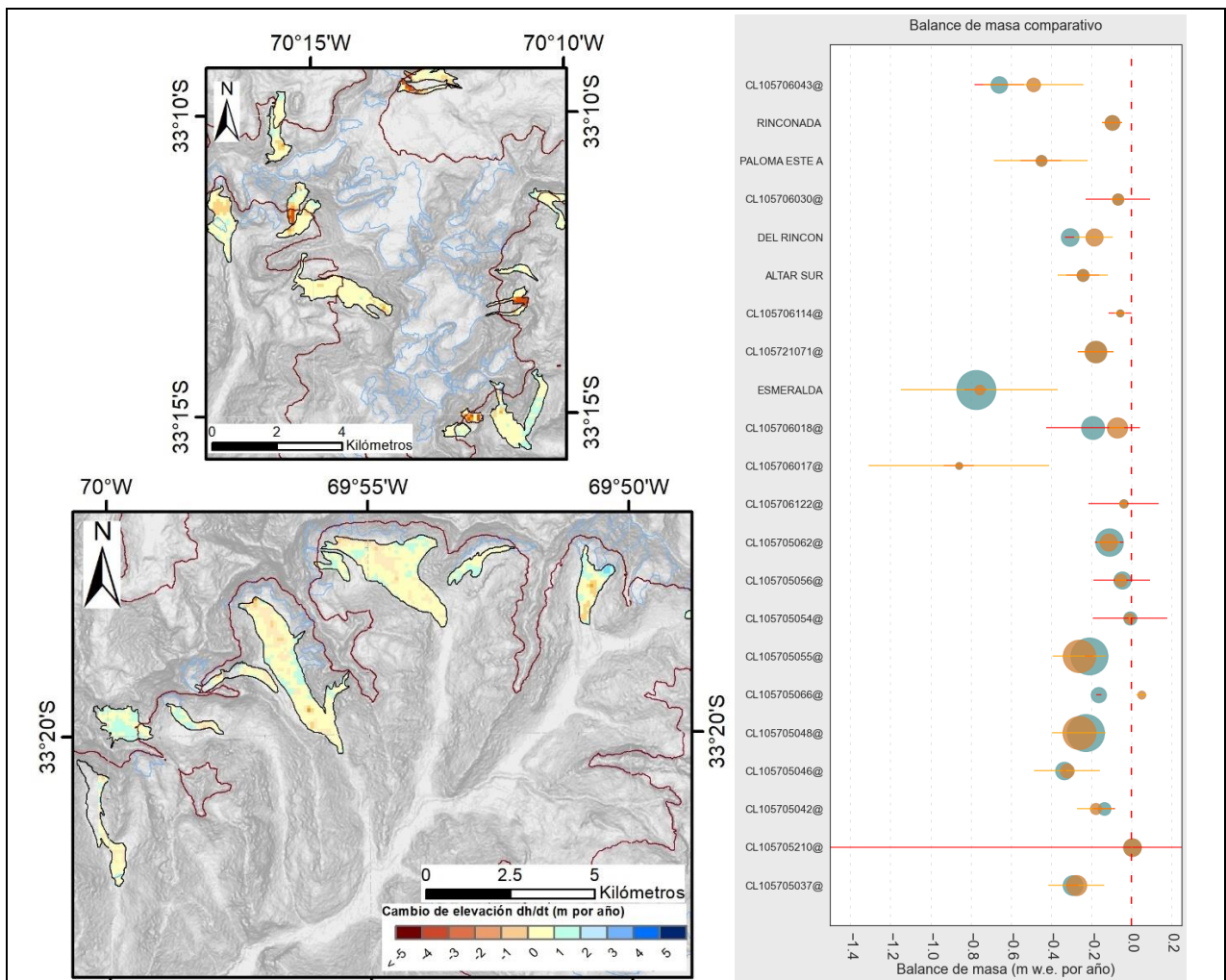


Figura 4.13: Mapa de cambios de elevación Cuenca del Río Maipo (norte, 33° 10' – 33° 25' S). A la derecha se muestra gráfico de balance de masa en m *w.e.* año⁻¹, ordenados de norte a sur, pero no ajustados a la latitud real. De fondo, un mapa de pendientes en gradiente de grises. Los polígonos negros delimitan el contorno de la cobertura detrítica; los azules, el contorno DGA,2022. La línea roja marca la ELA definida para esta zona.

4.4.3. Cuenca del Río Aconcagua

Finalmente, los glaciares más al norte de la zona de estudio (Figura 4.14) registran el mismo tipo de comportamiento, marcado por un balance de masa menos negativo para la cubierta de detritos comparado con el balance total. Las heterogeneidades locales se acentúan, tanto para el valor de pérdida de masa, como para los tamaños de los glaciares muestreados. La media del balance de masa es de $-0,36 \pm 0,18$ m *w.e.* año⁻¹ para los glaciares cubiertos, mientras que un $-0,32 \pm 0,05$ m *w.e.* año⁻¹ para el balance total. Sin embargo, este valor medio de la cubierta está sesgado por el valor anómalo arrojado por el glaciar Juncal Norte A, que presenta $-1,74 \pm 0,89$ m *w.e.* año⁻¹ siendo el único glaciar de esta región donde la cobertura detrítica presenta valores mucho más negativos que el balance total del glaciar. En este glaciar (7), los grandes cambios de elevación se dan inmediatamente bajo la línea de ablación evidenciado casi ningún punto positivo en el área del detrito; área que además corresponde al 27,01% del total del glaciar.

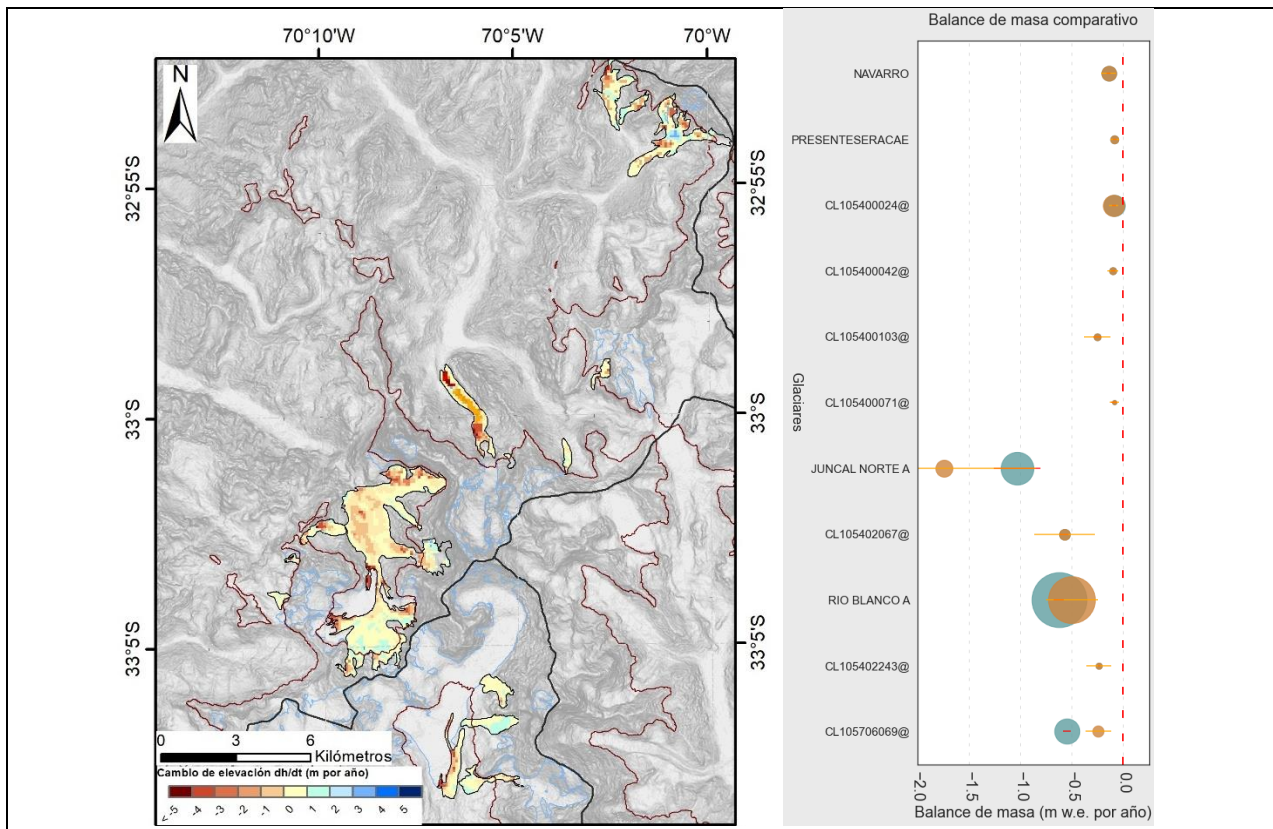


Figura 4.14: Mapa de cambios de elevación Cuenca del Río Aconcagua (norte, 32° 50' – 33° 10' S). A la derecha se muestra gráfico de balance de masa en m *w.e.* año⁻¹, ordenados de norte a sur, pero no ajustados a la latitud real. Los polígonos negros delimitan el contorno de la cobertura detrítica; los azules, el contorno DGA, 2022. La línea roja marca la ELA definida para esta zona. La línea negra más gruesa marca el límite regional entre Región Metropolitana (sur) y Región de Valparaíso (norte).

5. DISCUSIONES

Los resultados muestran una clara tendencia a la pérdida de masa para el 98% de los glaciares muestreados y son un marco inicial para comprender el rol de la cobertura detrítica en los glaciares de los Andes Centrales. Los valores medios de $-0,38 \pm 0,19$ m *w.e.* año⁻¹ son reflejo de la acelerada tasa de pérdida de masa de los cuerpos de hielo en las cuencas de la zona central, que se registra desde 2010, y se correlacionan con valores de autores previos (Paul *et al.*, 2018; Dussaillant *et al.*, 2019; Farías-Barahona *et al.*, 2019; Braun *et al.*, 2019; Farías-Barahona *et al.*, 2021). Estos valores muestran un leve gradiente negativo de norte a sur, con $-0,31 \pm 0,18$ m *w.e.* año⁻¹ para la Cuenca del Río Aconcagua; $-0,34 \pm 0,15$ m *w.e.* año⁻¹ para la cuenca del Río Maipo; y $-0,46 \pm 0,24$ m *w.e.* año⁻¹. Este cambio latitudinal puede ser reflejo de modificaciones climáticas que afectan directamente la tasa de aporte de masa. Pero sin datos específicos para cada glaciar, y con una ventana temporal acotada, es difícil poder discernir entre un cambio permanente o producto de las oscilaciones climáticas que afectan el centro de Chile (Boisier *et al.*, 2016; Garreaud *et al.*, 2017, 2019). Además, los glaciares según su tamaño son particularmente diversos en responder a estos cambios, dificultando generalizar correlaciones estadísticas sobre los resultados.

Solo se registran cuatro anomalías donde esta relación es inversa, existiendo mayor pérdida en la zona cubierta de detritos en comparación con el balance total del glaciar. Estas se asocian a los glaciares: Juncal Norte en la cuenca del Río Aconcagua, con un balance $-1,74 \pm 0,89$ m *w.e.* año⁻¹; y los glaciares CL105705055, CL105705048 y CL105705042 en la Cuenca del Río Maipo.

Aun así, lo más importante es notar que los glaciares cuya cobertura detrítica supera el 50% del área de ablación, muestran un balance de masa menos negativo que el total de los glaciares o la zona descubierta, es decir, en el periodo de estudio, la cubierta detrítica actuó como un amortiguador en la pérdida de masa, marcando diferencias en el balance total. Considerando que la sumatoria de área de todos los glaciares de detritos es significativamente menor al área total de glaciares muestreados ($168,86 \pm 8,47$ km² y $568,56 \pm 11,36$ km², respectivamente), resulta intrigante la gran influencia que ejerce en el balance a escala regional a pesar de cubrir relativamente poca superficie.

Si bien la tendencia general de la región es la pérdida de masa, con glaciares descubiertos perdiendo un 15,04% más de masa comparativamente a los glaciares de detritos, y es consistente con las

observaciones de diversos autores para el periodo establecido (Dussaillant *et al.*, 2019; Farías-Barahona *et al.*, 2019; Braun *et al.*, 2019; Hugonett *et al.*, 2020), la afirmación de que la cubierta detrítica disminuye la pérdida de masa, se relaciona solo parcialmente a lo presentado por Maurer *et al.* (2019), que registran una anomalía similares incluso negativas, para los glaciares de detritos estudiados. Sin embargo, la zona de estudio de estos autores dista bastante de ser similar al caso andino (Azam *et al.*, 2018), ya que los Himalayas comprenden distintas geografías, están controlados por otros procesos atmosféricos y la media de altura de los glaciares estudiados está por sobre la media de esta región de los andes. Pero la afirmación planteada tiene restricciones que son desarrolladas a continuación.

5.1. Capacidad de reconocimiento del algoritmo

El ajuste del proceso de identificación de los glaciares tiene dos grandes dificultades: la primera guarda relación con los desajustes que se generan entre los contornos de este trabajo en comparación con los desarrollados en el IPG 2022. Esto se correlaciona con diferencias espaciotemporales entre las fotografías o imágenes satelitales utilizadas para cada contorno del glaciar. Estas diferencias se acentúan a medida que disminuye el tamaño del glaciar, donde se requieren mayores resoluciones para generar un polígono coherente y donde error se incrementa. Además, en los glaciares menores la cubierta detrítica ocupa casi la totalidad de la superficie, generando interferencias con la litología circundante. Para resolver estas problemáticas, existen dos estudios que apuntan a mejorar la capacidad de reconocimiento del procesamiento automatizado.

El primero corresponde al modelo presentado por Alifu *et al.* (2020), donde presentan un esquema de clasificación de aprendizaje automático para la cartografía jerárquica de glaciares con cobertura detrítica sobre una extensa área, utilizando datos de coherencia SAR, datos ópticos, datos térmicos y datos topográficos. La efectividad de estos modelos de aprendizaje automático se evalúa mediante máquina de vectores de soporte, potenciación del gradiente y árboles de decisión para una nube de datos de teledetección multisensorial. Los resultados obtuvieron en el mejor caso, una precisión de clasificación del 97% utilizando el clasificador de bosque aleatorio (algoritmo de aprendizaje supervisado).

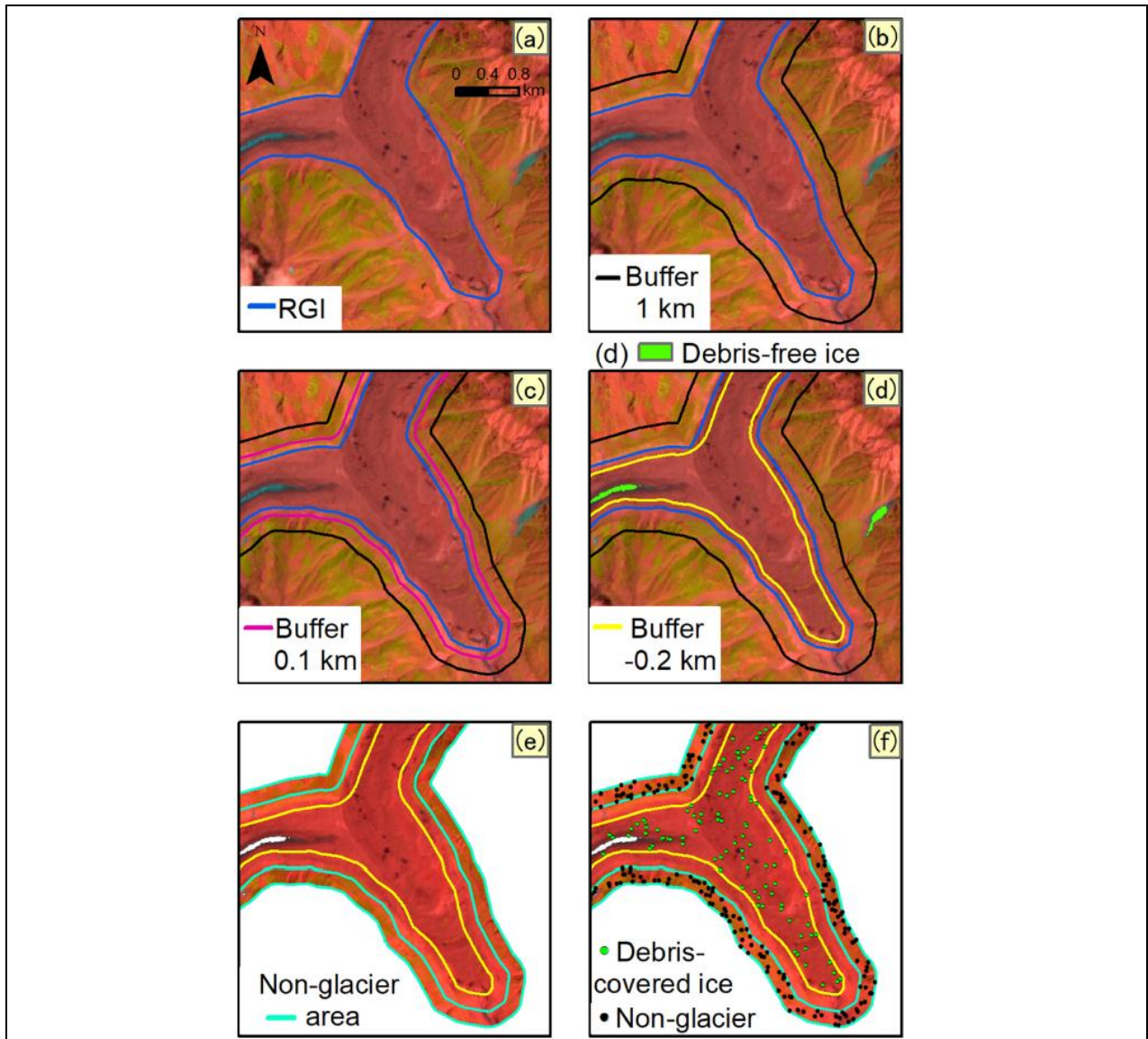


Figura 4.15: Progreso de modelo de aprendizaje automatizado. Línea de progresión de contornos glaciares. El resultado final (f) muestra puntos de que diferencian la zona detrítica del entorno de roca. Extraído de Alifu *et al.*, 2020)

5.2. Características de la cobertura detrítica.

Dado que los glaciares de detritos presentan razones de área (cubierta/sin cubierta) bastante heterogéneas, asumir que poseen un comportamiento similar queda bastante lejos de una correcta interpretación. Por ello, una forma de restringir su análisis se basa en agrupar datos en rangos de porcentaje A_{debris}/A_{total} para identificar patrones en la pérdida de masa.

Rango de área cubierta (<i>debri</i> / área total)	Media balance de masa (m w.e. año ⁻¹)
0,06-0,5	-0,60 ± 0,31
0,5-0,7	-0,35 ± 0,18
0,7-0,9	-0,38 ± 0,19
>0,9	-0,36 ± 0,20

Existe una baja correlación entre el porcentaje que ocupa la cobertura detrítica y el balance de masa de los glaciares de detritos, marcando solo una diferencia importante en glaciares (16) cuya zona cubierta representa menos del 50% del área total, pero que reflejan un balance más negativo. Este dato requiere de otra variable para ser representativo de alguna tendencia ya que, por ejemplo, la varianza de área en los glaciares sobre 90% de cobertura es dos veces mayor a la varianza del área de glaciares entre 6-50% cubiertos, siendo la cantidad de glaciares por tramos el responsable de estas diferencias (aumenta considerablemente hacia el 100%).

La Figura 4.16 muestra un gráfico de dispersión donde se refleja la relación entre el área del glaciar de detritos comparado con el balance de masa. Se puede rescatar que los glaciares cuya superficie cubierta está entre 0,1 y 2,0 km² presentan una gran variabilidad en el balance final, y aquellos más alejados del grupo de datos, tienden mostrar valores menos negativos de pérdida. La correlación de estas variables es de 0,033, mostrando que no existe un respaldo que permita aseverar una influencia directa del área cubierta en el balance final. Sin embargo, estas bajas correlaciones sirven para comprender lo complejo de estudiar los balances a gran escala, y que cada glaciar es influenciado no por uno, sino por varios factores dependientes o independientes entre sí.

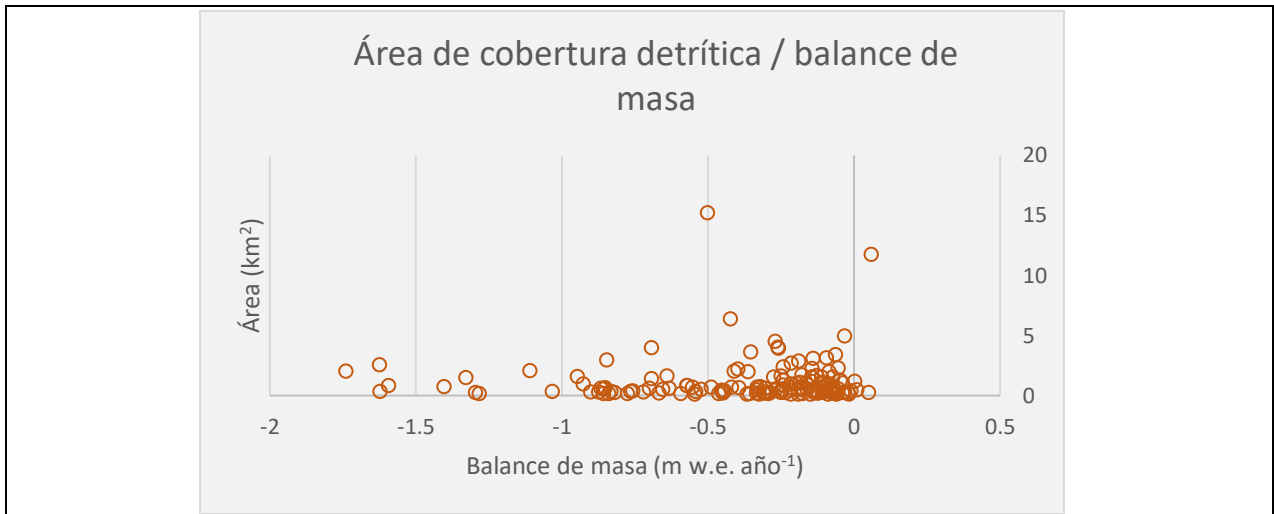


Figura 4.16: Gráfico de dispersión del balance de masa en función del área.

5.3. Espesor de la cobertura detrítica

Uno de los factores que afecta directamente en el balance de masa de los glaciares de detritos es el espesor de esta misma capa (Brook *et al.*, 2013). La complejidad de usarlo para modelos de balance radica en que es un factor completamente heterogéneo e independiente para cada glaciar, ya que responde a tasas de erosión, niveles de precipitación, pérdida de material detrítico, y aporte esporádico sobre la superficie del cuerpo de hielo (Chand *et al.*, 2015; Brun *et al.*, 2016).

Existen distintos métodos para la delimitación de esta cubierta de detritos, desde mediciones en terreno (método glaciológico) hasta estimaciones con el uso de técnicas de *remote-sensing* (Brun *et al.*, 2016). El modelo de Rounce *et al.*, (2021) utiliza un método de inversión del derretimiento para estimar el grosor de los detritos sobre áreas cubiertas (Fig. 4.17), para luego utilizar un método de inversión de temperatura superficial para estimar el grosor de la cubierta detrítica distribuida sobre toda el área del glaciar. Con ello se logró cuantificar el impacto del grosor de los detritos en el balance de masa regional para Europa Central, Cáucaso Oriente Medio y Alta Montaña Asia, estimando el balance de masa climático de cada glaciar. Los autores generaron las primeras estimaciones globales del grosor de los detritos para cada uno de los 92,033 glaciares cubiertos de detritos en el Inventario de Glaciares Randolph (RGI, versión 6), excluyendo las capas de hielo Rounce *et al.*, (2021).

Esta es una de las últimas aproximaciones que cuantifican tanto el grosor de la cubierta detrítica como su rol en el balance de masa de una región, pero no está enfocada en el área de estudio, lo que abre una línea de investigación totalmente nueva y necesaria. A la fecha, existen muchos datos de elevación y termometría que pueden ser aplicados a este tipo de modelos para acotar

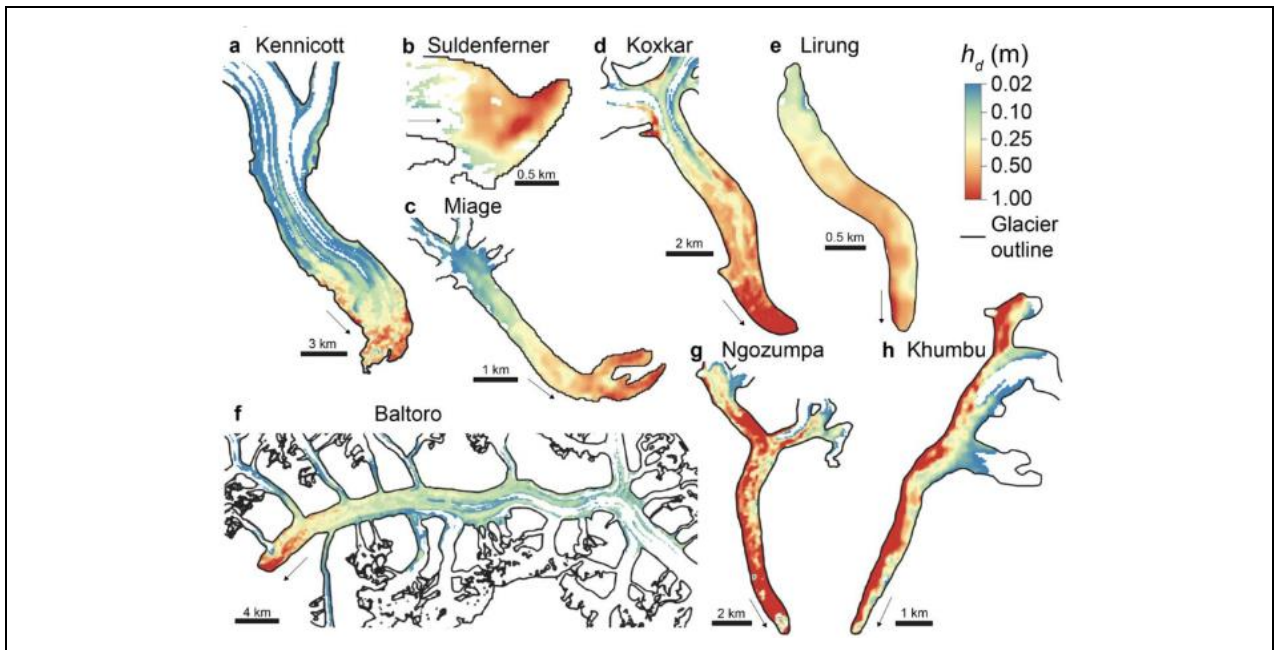


Figura 4.17: Mapa de espesores de cobertura detrítica (m). Modelo de reconocimiento espesor de capa de detritos. Extraído de Rounce *et al.*, 2021.

De acuerdo con observaciones de terreno de equipos del departamento de Geografía de la Universidad de Concepción, existen estimaciones de espesores de la cubierta detrítica para el glaciar Pirámide en la Región Metropolitana de entre 0,56 m hasta 1,20 m, rango que refleja la variabilidad de la capa, dependiente tanto de la carga erosiva, la pendiente y el movimiento glaciar. Autores como Mayr & Hagg (2018) proponen que el comportamiento aislante de esta capa tiene un umbral marcado en pocos centímetros, identificando que una capa muy delgada aumenta la fusión superficial del hielo, y solo una capa de mayor espesor es la que permite un aislamiento efectivo. Además, la acumulación y crecimiento de esta capa depende inversamente de la velocidad a la que el glaciar fluye, en otras palabras, la dinámica del glaciar determina el nivel de crecimiento de la cubierta detrítica, aumentando su extensión y grosor cuando el glaciar disminuye su flujo hacia cotas inferiores, y disminuyendo en caso contrario (Cogley *et al.*, 2011).

5.4. Rol del gradiente latitudinal y altimétrico

Una forma de visualizar el comportamiento del balance de masa en los glaciares de detritos es observar su distribución altimétrica y latitudinal. El gráfico (Fig. 4.18) muestra una tendencia significativa a una disminución hacia el sur (derecha) de la altura media de los glaciares de detritos, marcado claramente por la disminución de altura del frente cordillerano. A su vez, el balance de masa medio se hace más negativo a medida que nos acercamos a la transición entre las cuencas Maipo y Rapel, destacando que un gran número de glaciares muestran pérdidas de masa inferiores a $-0,6 \text{ m w.e. año}^{-1}$. Bajo los 3.900 m s.n.m. estos valores alcanzan balances negativos por debajo de $-0,8 \text{ m w.e. año}^{-1}$ y, exceptuando algunos comportamientos atípicos, la gran mayoría de los glaciares con balances extremadamente negativos se encuentran por debajo de los 3.500 m s.n.m. (entre $-1,2 \text{ m w.e. año}^{-1}$ y $<-1,6 \text{ m w.e. año}^{-1}$).

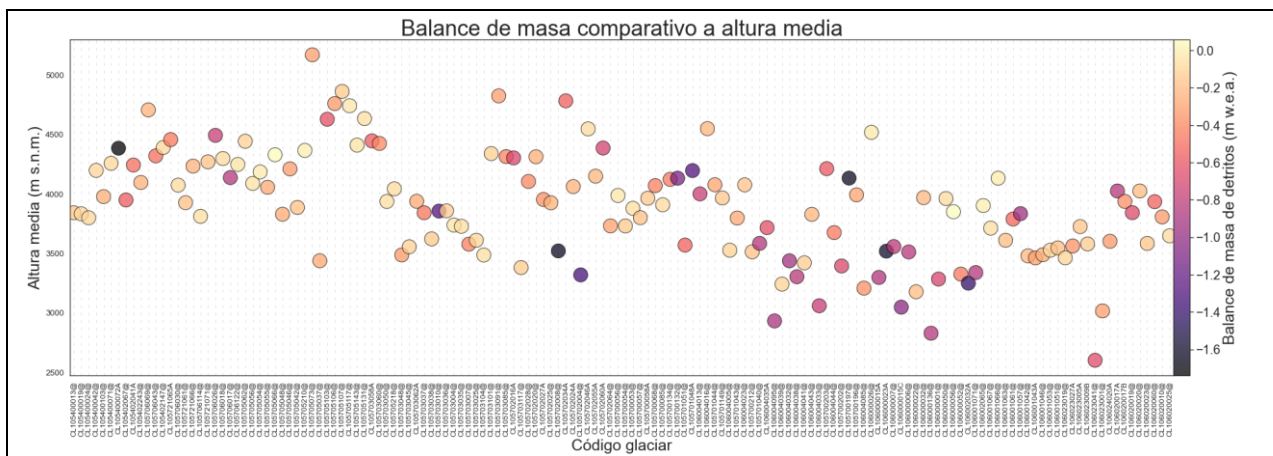


Figura 4.18: Gráfico balance de masa glaciares de detritos. Ubicados de norte a sur y de acuerdo con la altura media (metros sobre el nivel del mar) definida en DGA, 2022. La colorimetría indica el balance de masa en m w.e. año^{-1} , donde los colores oscuros representan balance más negativo, y los colores claros, balances menos negativos.

Esta es una de las pocas correlaciones efectivas que se logran obtener de un análisis regional de los datos, y puede estar determinada por el aumento progresivo en la superficie de los glaciares o, como vimos anteriormente, en la disminución de la cobertura detrítica indicando que, bajo estas latitudes, el aporte de sedimento no es suficiente para contrarrestar el efecto de la fusión.

6. CONCLUSIONES

La delimitación de contornos de los glaciares de detritos o *debris-covered glaciers* resulta uno de los factores principales en modelos de estimación de balance de masa. Este trabajo aborda una de muchas técnicas de mapeo que permiten caracterizar y distinguir la porción cubierta de la porción blanca del glaciar. Basado en Inventario de Glaciares de la DGA, se lograron identificar 174 porciones detríticas de un universo de 358 glaciares en los Andes Centrales (glaciares de montaña, de valle y *glaciaretas*), de los cuales solo 150 de ellos cumplen con el requisito de poseer una cobertura mayor al 50% del área de ablación, sumando una superficie de $168,86 \pm 8,47 \text{ km}^2$.

Estos 150 glaciares son la base del objetivo final de la investigación, que consiste en calcular el balance de masa de la cubierta detrítica, para así comprar su comportamiento durante el periodo 2015-2019. Usando datos de cambio de elevación de Hugonnet *et al.* (2020), se logró identificar una pérdida de masa de los glaciares muestreados con un valor medio de $-0,384 \pm 0,198 \text{ m w.e. año}^{-1}$ para los glaciares cubiertos, y de $-0,452 \pm 0,128 \text{ m w.e. año}^{-1}$ para los descubiertos. Esta diferencia es relevante ya que evidencia el comportamiento aislante de la capa de detritos, amortiguando la pérdida de masa. Solo se detectan seis anomalías donde este comportamiento es inverso, pero en cuatro de ellas la diferencia se encuentra dentro del margen de error y es posible que respondan a desajuste en el ingreso de parámetros al modelo.

No existe una correlación fuerte entre los valores de área de la cobertura con el balance final, por lo que asignar este parámetro como único indicador de este comportamiento es alejado a lo que los datos reflejan. Sin duda, y de acuerdo con estudios visitados, el espesor de la capa de detritos juega un rol importante en el aislamiento térmico del glaciar de detritos. Actualmente los datos sistemáticos al respecto son escasos, limitando bastante el análisis de su influencia.

Por otra parte, la incertidumbre se ve influenciada con el ingreso de factores con alto grado de error; 5% para las áreas mapeadas; entre un 8 y 10% para la línea de equilibrio; y un error asociado a los cambios de elevación proporcionados, independientes para cada glaciar.

Si bien este trabajo es una aproximación al entendimiento de este fenómeno en los glaciares de los Andes Centrales, todo lo anterior permite concluir que su estudio debe ser mucho más enfocado en glaciares con una gran base de información válida y útil, para reducir la incertidumbre, mejorar los modelos y llegar a conclusiones mucho más acabadas.

7. REFERENCIAS

- Alifu, H., Tateishi, R., & Johnson, B. (2015). A new band ratio technique for mapping debris-covered glaciers using Landsat imagery and a digital elevation model. *International Journal of Remote Sensing*, 2063-207. <https://doi.org/10.1080/2150704X.2015.1034886>
- Alifu, H., Vuillaume, J.-F., Johnson, B. A., & Hirabayashi, Y. (2020). Machine-learning classification of debris-covered glaciers using a combination of Sentinel-1/-2 (SAR/optical), Landsat 8 (thermal) and digital elevation data. *Geomorphology*, 369, 107365. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107365>.
- Amanda, M., Grannas., Christian, Bogdal., Kimberly, J., Hageman., Crispin, J., Halsall., Tom, Harner., Hayley, Hung., Roland, Kallenborn., Petr, Klán., Jana, Klánová., Robie, W., Macdonald., Robie, W., Macdonald., Thorsten, Meyer., Frank, Wania. (2013). The role of the global cryosphere in the fate of organic contaminants. *Atmospheric Chemistry and Physics*, doi: 10.5194/ACP-13-3271-2013
- Anderson, S., Anderson, R. S. (2016). Modeling debris-covered glaciers: Response to steady debris deposition. *The Cryosphere*, 10(3), 1105-1124. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1105-2016>.
- Anderson, R. S., Anderson, L. S., Armstrong, W. H., Rossi, M. W., & Crump, S. E. (2018). Glaciation of alpine valleys: The glacier–debris-covered glacier–rock glacier continuum. *Geomorphology*, 311, 127-142.
- Ayala, A., Pellicciotti, F., MacDonell, S., McPhee, J., Vivero, S., Campos, C., & Egli, P. (2016). Modelling the hydrological response of debris-free and debris-covered glaciers to present climatic conditions in the semiarid Andes of central Chile. *Hydrological Processes*, 30(22), 4036-4058.
- Azam, M. F., Wagon, P., Berthier, E., Vincent, C., Fujita, K., Kargel, J. S. (2018). Review of the status and mass changes of Himalayan-Karakoram glaciers. *Journal of Glaciology*, 64(243), 61–74. doi:10.1017/jog.2017.86
- Bajwa, R. S., Ahsan, N., & Ahmad, S. R. (2020). A Review of Landsat False Color Composite Images for Lithological Mapping of Pre-Cambrian to Recent Rocks: A Case Study of Pail/Padhrar Area in Punjab Province, Pakistan. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 48(5), 721-728. <https://doi.org/10.1007/s12524-019-01090-7>
- Barandun, M., Pohl, E., Naegeli, K., McNabb, R., Huss, M., Berthier, E., Saks, T., & Hoelzle, M. (2021). Hot Spots of Glacier Mass Balance Variability in Central Asia. *Geophysical Research Letters*, 48(11), e2020GL092084.
- Barella, R., Callegari, M., Marin, C., Klug, C., Sailer, R., Galos, S. P., Dinale, R., Gianinetto, M., & Notarnicola, C. (2022). Combined Use of Sentinel-1 and Sentinel-2 for Glacier Mapping: An Application Over Central East Alps. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 15, 4824-4834. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2022.3179050>.
- Bartels-Rausch, T., Bergeron, V., Cartwright, J. H., Escibano, R., Finney, J. L., Grothe, H., ... & Uras-Aytemiz, N. (2012). Ice structures, patterns, and processes: A view across the icefields. *Reviews of Modern Physics*, 84(2), 885.

- Benn, D., & Evans, D.J.A. (2010). *Glaciers and Glaciation*, 2nd edition (2nd ed.). Routledge. <https://doi.org/10.4324/9780203785010>.
- Boisier, J.P., Rondanelli, R., Garreaud, R., and Muñoz, F. (2016). Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 413–421, doi:10.1002/2015GL067265.
- Braun, M. H., Malz, P., Sommer, C., Farías-Barahona, D., Sauter, T., Casassa, G., Soruco, A., Skvarca, P., & Seehaus, T. C. (2019). Constraining glacier elevation and mass changes in South America. *Nature Climate Change*, 9(2), 130-136. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0375-7>.
- Brook, M. S., Hagg, W., & Winkler, S. (2013). Debris cover and surface melt at a temperate maritime alpine glacier: Franz Josef Glacier, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 56(1), 27–38
- Brun, F., Wagnon, P., Berthier, E., Jomelli, V., Maharjan, S. B., Shrestha, F., & Kraaijenbrink, P. D. A. (2019). Heterogeneous Influence of Glacier Morphology on the Mass Balance Variability in High Mountain Asia. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124(6), 1331-1345. <https://doi.org/10.1029/2018JF004838>
- Brun, F., Wagnon, P., Berthier, E., Shea, J. M., Immerzeel, W. W., Kraaijenbrink, P. D. A., Vincent, C., Reverchon, C., Shrestha, D., & Arnaud, Y. (2018). Ice cliff contribution to the tongue-wide ablation of Changri Nup Glacier, Nepal, central Himalaya. *The Cryosphere*, 12(11), 3439-3457. <https://doi.org/10.5194/tc-12-3439-2018>.
- Carrivick, J. L., & Tweed, F. S. (2016). A global assessment of the societal impacts of glacier outburst floods. *Global and Planetary Change*, 144, 1-16.
- Carrasco, J., Casassa, G., and Quintana, J. (2005). Changes of the 0 °C isotherm and equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th Century. *Hydrol. Sci. J.*, 50, 933–948.
- Chand, M. B., Kayastha, R. B., Parajuli, A., & Mool, P. K. (2015). Seasonal variation of ice melting on varying layers of debris of Lirung Glacier, Langtang Valley, Nepal. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 368, 21–26
- Chaves, M., Picoli, M., D. Sanches, I. (2020). Recent Applications of Landsat 8/OLI and Sentinel-2/MSI for Land Use and Land Cover Mapping: A Systematic Review. *Remote Sensing*, 12(18), 3062. <https://doi.org/10.3390/rs12183062>.
- Clague, J. J., & Evans, S. G. (2000). A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia. *Quaternary Science Reviews*, 19 (17-18), 1763-1783.
- Condom, T., Coudrain, A., Sicart, J. E., & Théry, S. (2007). Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10 N–55 S). *Global and Planetary change*, 59(1-4), 189-202.
- Cortés, G., and Margulis, S. (2017). Impacts of El Niño and La Niña on interannual snow accumulation in the Andes: Results from a high-resolution 31 year reanalysis, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 6859–6867, <https://doi.org/10.1002/2017GL073826>.
- Cuffey, K. M., & Paterson, W. S. B. (2010). *The physics of glaciers* (4th ed.). Butterworth-Heinemann.

- Darvill, C. M., Bentley, M. J., Stokes, C. R., & Shulmeister, J. (2016). The timing and cause of glacial advances in the southern mid-latitudes during the last glacial cycle based on a synthesis of exposure ages from Patagonia and New Zealand. *Quaternary Science Reviews*, 149, 200–214.
- Davies, B. (2020). The evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 ka to the present day. *Earth-Science Reviews*, 204, 103152.
- Dirección General de Aguas (DGA), 2022. METODOLOGÍA DEL INVENTARIO PÚBLICO DE GLACIARES, SDT N°447, 2022. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas Unidad de Glaciología y Nieves. Realizado por: Casassa, G., Espinoza, A., Segovia, A., Huenante, J.
- Douglas, I., Benn, S., Sarah, Thompson, J., Jason, Gulley, J., Jordan, Mertes, A., Adrian, Luckman, L., Lindsey, Nicholson. (2017). Structure and evolution of the drainage system of a Himalayan debris-covered glacier, and its relationship with patterns of mass loss. *The Cryosphere*, doi: 10.5194/TC-11-2247-2017
- Farías-Barahona D, Vivero S, Casassa G, Schaefer M, Burger F, Seehaus T, Iribarren-Anaconda P, Escobar F, Braun MH. (2019). Geodetic Mass Balances and Area Changes of Echaurren Norte Glacier (Central Andes, Chile) between 1955 and 2015. *Remote Sensing*. <https://doi.org/10.3390/rs11030260>
- Farías-Barahona, D., Wilson, R., Bravo, C., Vivero, S., Caro, A., Shaw, T. E., Braun, M. H. (2020). A near 90-year record of the evolution of El Morado Glacier and its proglacial lake, Central Chilean Andes. *Journal of Glaciology*, 66(259), 846–860. doi:10.1017/jog.2020.52
- Farías-Barahona D, Ayala Á, Bravo C, Vivero S, Seehaus T, Vijay S, Schaefer M, Buglio F, Casassa G, Braun MH. (2020). 60 Years of Glacier Elevation and Mass Changes in the Maipo River Basin, Central Andes of Chile. *Remote Sensing*. 12(10):1658. <https://doi.org/10.3390/rs12101658>.
- Frey, H., Haeberli, W., Linsbauer, A., Huggel, C., & Paul, F. (2010). A multi-level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(2), 339-352.
- Dussaillant, I., Berthier, E., Brun, F., Masiokas, M., Hugonnet, R., Favier, V., Rabatel, A., Pitte, P., & Ruiz, L. (2019). Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nature Geoscience*, 12(10), 802-808. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0432-5>
- Garreaud, R., Alvarez-Garretón, C., Barichivich, J., Boisier, J.P., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., and Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010–2015 mega drought in Central Chile: Impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 6307–6327, doi:10.5194/hess-21-6307-2017.
- Garreaud, R., Boisier, J.P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H., and Veloso-Águila, D. (2020). The Central Chile Mega Drought (2010–2018): A Climate dynamics perspective. *Int. J. Climatol.* 2020, 40, 421–439.
- Geertsema, M., Hungr, O., Schwab, J. W., & Evans, S. G. (2006). A large rockslide–debris avalanche in cohesive soil at Pink Mountain, northeastern British Columbia, Canada. *Engineering Geology*, 83(1-3), 64-75.

- Ginot P., Kull C., Schotterer U., Schwikowski M., & Gaggeler H.W. (2006) : “Glacier mass balance reconstruction by sublimation induced enrichment of chemical species on Cerro Tapado (Chilean Andes).” *Climate of the Past*, 2, 21-30.
- Hambrey, M., & Alean, J. (2004). *Glaciers* (2nd ed.). Cambridge University Press.
- Hock, R., G. Rasul, C. Adler, B. Cáceres, S. Gruber, Y. Hirabayashi, M. Jackson, A. Kääb, S. Kang, S. Kutuzov, Al. Milner, U. Molau, S. Morin, B. Orlove, and H. Steltzer, 2019: High Mountain Areas. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 131–202. <https://doi.org/10.1017/9781009157964.004>.
- Holobacă, I.-H., Tielidze, L. G., Ivan, K., Elizbarashvili, M., Alexe, M., Germain, D., Petrescu, S. H., Pop, O. T., & Gavrindashvili, G. (2021). Multi-sensor remote sensing to map glacier debris cover in the Greater Caucasus, Georgia. *Journal of Glaciology*, 67(264), 685-696. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.47>
- Hugonnet, R., McNabb, R., Berthier, E., Menounos, B., Nuth, C., Girod, L., Farinotti, D., Huss, M., Dussaillant, I., Brun, F., & Kääb, A. (2021). Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. *Nature*, 592(7856), 726-731. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z>
- IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Jennings, S. J., & Hambrey, M. J. (2021). Structures and deformation in glaciers and ice sheets. *Reviews of Geophysics*, 59(3), e2021RG000743.82(1-4), 116-129.
- Jourdain, B., Vincent, C., Réveillet, M., Rabatel, A., Brun, F., Six, D., Laarman, O., Piard, L., Ginot, P., Sanchez, O., & Berthier, E. (2023). A method to estimate surface mass-balance in glacier accumulation areas based on digital elevation models and submergence velocities. *Journal of Glaciology*, 69(277), 1403-1418. <https://doi.org/10.1017/jog.2023.29>.
- Karimi, N., Farokhnia, A., Karimi, L., Eftekhari, M., & Ghalkhani, H. (2012). Combining optical and thermal remote sensing data for mapping debris-covered glaciers (Alamkouh Glaciers, Iran). *Cold Regions Science and Technology*, 71, 73-83. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2011.10.004>
- Kaushik, S., Singh, T., Bhardwaj, A., Joshi, P. K., & Dietz, A. J. (2022). Automated Delineation of Supraglacial Debris Cover Using Deep Learning and Multisource Remote Sensing Data. *Remote Sensing*, 14(6), 1352. <https://doi.org/10.3390/rs14061352>
- Khan, A. A., Jamil, A., Hussain, D., Ali, I., & Hameed, A. A. (2023). Deep learning-based framework for monitoring of debris-covered glacier from remotely sensed images. *Advances in Space Research*, 71(7), 2978-2989. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2022.05.060>

- Khan, A. A., Jamil, A., Hussain, D., Taj, M., Jabeen, G., & Malik, M. K. (2020). Machine-Learning Algorithms for Mapping Debris-Covered Glaciers: The Hunza Basin Case Study. *IEEE Access*, 8, 12725-12734. <https://doi.org/10.1109/ACCESS.2020.2965768>
- Kirkbride, M.P. (2011). Debris-Covered Glaciers. In: Singh, V.P., Singh, P., Haritashya, U.K. (eds) *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_622.
- Le Quesne, C., Acuña, C., Boninsegna, J. A., Rivera, A., & Barichivich, J. (2009). Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 334-344.
- Lliboutry, L. (1998). *Glaciers of South America*, US Geological Survey Professional Paper.
- Lu, Y., Zhang, Z., & Huang, D. (2020). Glacier Mapping Based on Random Forest Algorithm: A Case Study over the Eastern Pamir. *Water*, 12(11), 3231. <https://doi.org/10.3390/w12113231>
- Lu, Y., Zhang, Z., Kong, Y., & Hu, K. (2022). Integration of optical, SAR and DEM data for automated detection of debris-covered glaciers over the western Nyainqentanglha using a random forest classifier. *Cold Regions Science and Technology*, 193, 103421. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2021.103421>.
- Masiokas, M. H., Christie, D. A., Le Quesne, C., Pitte, P., Ruiz, L., Villalba, R., ... & Barcaza, G. (2016). Reconstructing the annual mass balance of the Echaurren Norte glacier (Central Andes, 33.5 S) using local and regional hydroclimatic data. *The Cryosphere*, 10(2), 927-940.
- Malmros, J.K., Merlind, S.H., Wilson, R., Tagesson, T., and Fensholt, R. (2018). Snow cover and Snow albedo changes in the central Andes of Chile and Argentina from daily MODIS observations (2000-2016). *Remote Sens. Environ.*, 209, 240-252. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.02.072>.
- Margold, M., Stokes, C. R., & Clark, C. D. (2015). Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: Identification, characteristics and comparison to modern ice sheets. *Earth-Science Reviews*, 143, 117-146.
- Marzeion, B., Jarosch, A. H., & Hofer, M. (2012). Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers. *The Cryosphere*, 6 (6), 1295-1322.
- Maurer, J. M., Schaefer, J. M., Rupper, S., & Corley, A. (2019). Acceleration of ice loss across the Himalayas over the past 40 years. *Science Advances*, 5(6), eaav7266. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aav7266>.
- Mayr, E., & Hagg, W. (2019). Debris-covered glaciers. *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes*, 59-71.
- Mölg, N., Bolch, T., Rastner, P., Strozzi, T., & Paul, F. (2018). A consistent glacier inventory for Karakoram and Pamir derived from Landsat data: Distribution of debris cover and mapping challenges. *Earth System Science Data*, 10(4), 1807-1827. <https://doi.org/10.5194/essd-10-1807-2018>

- Nicholson L, Wirbel A, Mayer C and Lambrecht A (2021) The Challenge of Non-Stationary Feedbacks in Modeling the Response of Debris-Covered Glaciers to Climate Forcing. *Front. Earth Sci.* 9:662695. doi: 10.3389/feart.2021.662695
- Paul, F., Rastner, P., Azzoni, R. S., Diolaiuti, G., Fugazza, D., Le Bris, R., Nemec, J., Rabatel, A., Ramusovic, M., Schwaizer, G., & Smiraglia, C. (2020a). Glacier shrinkage in the Alps continues unabated as revealed by a new glacier inventory from Sentinel-2. *Earth System Science Data*, 12(3), 1805-1821. <https://doi.org/10.5194/essd-12-1805-2020>.
- Pellicciotti, F., Burlando, P., and Van Vliet, K. (2007). Recent trends in precipitation and streamflow in the Aconcagua River Basin, central Chile. In *Glacier Mass Balance Changes and Meltwater Discharge (Selected Papers from Sessions at the IAHS Assembly in Foz do Iguacu, Brazil, 2005)*, IAHS Publ.: Wallingford, Oxfordshire, UK, 2007, p. 318.
- Pelto, M. (2000). Mass balance of adjacent debris-covered and clean glacier ice in the North Cascades, Washington. *Iahs Publication*, 35-42.
- Pelto, M. (2017). Monitoring and assessing glacier changes and their associated hydrological impacts. In V. P. Singh, U. K. Haritashya, & P. Singh (Eds.), *Encyclopaedia of Snow, Ice and Glaciers* (pp. 295-307). Springer.
- Rachel, P., Oien., Brice, R., Rea., Matteo, Spagnolo., Iestyn, D., Barr., Robert, Bingham. (2021). Testing the area–altitude balance ratio (AABR) and accumulation–area ratio (AAR) methods of calculating glacier equilibrium-line altitudes. *Journal of Glaciology*, doi: 10.1017/JOG.2021.100
- Racoviteanu, A. E., Nicholson, L., & Glasser, N. F. (2021). Surface composition of debris-covered glaciers across the Himalaya using linear spectral unmixing of Landsat 8 OLI imagery. *The Cryosphere*, 15(9), 4557-4588. <https://doi.org/10.5194/tc-15-4557-2021>
- Radic, V., & Hock, R. (2010). Regional and global volumes of glaciers derived from statistical upscaling of glacier inventory data. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F1).
- Rau, F., Mauz, F., Vogt, S., Khalsa, S. J. S., & Raup, B. (s. f.). *Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual*.
- Rignot, E., Rivera, A., Casassa, G. (2003). Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise. *Science*, 302(5644), 434-437.
- Ritter, F., Kochel C., Miller, R. (2011). *Process Geomorphology*. Long Grove, IL: Waveland Press.
- Rojas, M., Arias, P. A., Flores-Aqueveque, V., Seth, A., & Vuille, M. (2016). The South American monsoon variability over the last millennium in climate models. *Climate of the Past*, 12(8), 1681-1691.
- Rounce, D. R., Hock, R., McNabb, R. W., Millan, R., Sommer, C., Braun, M. H., et al. (2021). Distributed global debris thickness estimates reveal debris significantly impacts glacier mass balance. *Geophysical Research Letters*, 48, e2020GL091311. <https://doi.org/10.1029/2020GL091311>
- Sarricolea, P., Herrera-Ossandon, M. and Meseguer-Ruiz, O. (2017). Climatic regionalisation of continental Chile. *J. Maps*, 13:2, 66-73, <https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1259592>

- Sæmundsson, Þ., Morino, C., Helgason, J. K., Conway, S. J., & Pétursson, H. G. (2018). The triggering factors of the Móafellshyrna debris slide in northern Iceland: Intense precipitation, earthquake activity and thawing of mountain permafrost. *Science of the total environment*, 621, 1163-1175.
- Schaefer, M., Fonseca, D., Farías-Barahona, D., and Casassa, G. (2020). Surface energy fluxes on Chilean glaciers: measurements and models. *Cryosphere* 14, 2545-2565. Discuss. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2545-2020>.
- Sharda, S., Srivastava, M., Gusain, H. S., Sharma, N. K., Bhatia, K. S., Bajaj, M., Kaur, H., Zawbaa, H. M., & Kamel, S. (2022). A hybrid machine learning technique for feature optimization in object-based classification of debris-covered glaciers. *Ain Shams Engineering Journal*, 13(6), 101809. <https://doi.org/10.1016/j.asej.2022.101809>
- Shukla, A., Arora, M. K., & Gupta, R. P. (2010). Synergistic approach for mapping debris-covered glaciers using optical–thermal remote sensing data with inputs from geomorphometric parameters. *Remote Sensing of Environment*, 114(7), 1378-1387. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.01.015>
- Sugden, D. E., & John, B. S. (1976). *Glaciers and landscape: a geomorphological approach* (Vol. 365). London: Edward Arnold.
- Trenberth, K. (2012). El Niño-Southern Oscillation (ENSO). doi: 10.1016/B978-0-12-409548-9.04082-3
- Thompson, L., Mosley-Thompson, E., Davis, E., Brecher, H. (2011). Tropical glaciers, recorders and indicators of climate change, are disappearing globally. *Annals of Glaciology*, 52(59), 23-34.
- Vaughan, G., Corr, H. F., Bindschadler, R. A., Dutrieux, P., Gudmundsson, G. H., Jenkins, A., Wingham, D. J. (2012). Subglacial melt channels and fracture in the floating part of Pine Island Glacier, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F3).
- Vimeux, F., Ginot, P., Schwikowski, M., Vuille, M., Hoffmann, G., Thompson, L. G., & Schotterer, U. (2009). Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice cores: A review of methodology and recent results. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 229-241.
- Vincent, C., Wagon, P., Shea, J. M., Immerzeel, W. W., Kraaijenbrink, P., Shrestha, D., Soruco, A., Arnaud, Y., Brun, F., Berthier, E., & Sherpa, S. F. (2016). Reduced melt on debris-covered glaciers: Investigations from Changri Nup Glacier, Nepal. *The Cryosphere*, 10(4), 1845-1858. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1845-2016>
- Wendleder, A., Schmitt, A., Erbertseder, T., D'Angelo, P., Mayer, C., & Braun, M. H. (2021). Seasonal Evolution of Supraglacial Lakes on Baltoro Glacier From 2016 to 2020. *Frontiers in Earth Science*, 9, 725394. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.725394>
- Xie, Z., Haritashya, U. K., Asari, V. K., Young, B. W., Bishop, M. P., & Kargel, J. S. (2020). GlacierNet: A Deep-Learning Approach for Debris-Covered Glacier Mapping. *IEEE Access*, 8, 83495-83510. <https://doi.org/10.1109/ACCESS.2020.2991187>.

-
- Yan, S., Xu, L., & Wu, R. (2019). Automatic Classification of Glaciers from Sentinel-2 Imagery Using A Novel Deep Learning Model. *Proceedings of the 2019 3rd International Conference on Advances in Image Processing*, 155-159. <https://doi.org/10.1145/3373419.3373460>
- Yan, S., Xu, L., Yu, G., Yang, L., Yun, W., Zhu, D., Ye, S., & Yao, X. (2021). Glacier classification from Sentinel-2 imagery using spatial-spectral attention convolutional model. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 102, 102445. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2021.102445>.
- Zemp, M., Nussbaumer, S. U., Gärtner-Roer, I., Huber, J., Machguth, H., Paul, F., & Hoelzle, M. (Eds.). (2017). *Global Glacier Change Bulletin No. 2 (2014–2015)*. World Glacier Monitoring Service.
- Zemp, M., Huss, M., Thibert, E., Eckert, N., McNabb, R., Huber, J., Barandun, M., Machguth, H., Nussbaumer, S. U., Gärtner-Roer, I., Thomson, L., Paul, F., Maussion, F., Kutuzov, S., & Cogley, J. G. (2019). Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. *Nature*, 568(7752), 382-386. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1071-0>.
- Zhang, Y., Wallace, J. M., & Battisti, D. S. (1997). ENSO-like Interdecadal Variability: 1900-93. *Journal of Climate*, 10(5), 1004-1020.
- .

ANEXOS

INDICE DE FIGURAS ANEXO

Figura		Página
8.	1. Fotografía de glaciar El Toro, Chile, circo glaciar.....	81
8.	2. Fotografía aérea de glaciar de piedemonte, península de Kronprins.....	82
8.	3. Ejemplo campos de hielo.....	84
8.	4. Ejemplo de <i>ice sheets</i> antártico.....	85
8.	5. Perfil longitudinal.....	86
8.	6. Perfil térmico de glaciares de los Andes Centrales.....	86
8.	7. Gráfico porcentaje de cobertura detrítica, Cuenca Río Aconcagua.....	90
8.	8. Gráfico porcentaje de cobertura detrítica, Cuenca Río Maipo.....	91
8.	9. Gráfico porcentaje de cobertura detrítica, Cuenca Río Rapel.....	92
Tabla		Página
8.	1. Formato de identificación de glaciares.....	87
8.	2. Base de datos resumida y acotada.....	88

8. Anexo 1: Otras definiciones morfológicas

8.1.1. Circo glaciar

Circo glaciar es un término dual que se utiliza tanto para el glaciar mismo, como al rasgo morfológico que deja detrás. Un circo glaciar corresponde a una masa de hielo emplazada en las partes altas de las montañas, generalmente en espacios reducidos construidos a partir de la misma erosión y que posee una forma de nicho semicircular abierto o anfiteatro (Fig. 2.5) (Ben & Evans, 2007; Vijay *et al*, 2011). El término circo se refiere a la morfología construida por erosión glaciar que se origina en un área confinada, como una hendidura en la montaña o una depresión y que queda descubierta cuando el glaciar retrocede o desaparece. Lewis (1960) hace la distinción entre ellos para trabajarlos de manera independiente, por un lado, el hielo mismo, y por otro la morfología que deja detrás. Como se encuentran entre los glaciares de menor tamaño, estos son muy susceptibles a los cambios climáticos. De hecho, se ha registrado que son los principales afectados por el rápido incremento en las temperaturas globales, retrocediendo a una tasa sin precedentes (Haerberlie *et al.*, 2007).



Figura 8.1: Fotografía de glaciar El Toro, Chile, circo glaciar. Foto obtenida de Rivera (2017).

8.1.2. Glaciar piedemonte

Un glaciar piedemonte es una masa de hielo que se origina por la convergencia de varios glaciares de valle que descienden desde zonas montañosas, extendiéndose sobre un área más llana o de menor pendiente a los pies de estas montañas. A medida que los glaciares de valle avanzan hacia zonas de menor altitud, la acumulación de hielo puede superar la capacidad del valle para contenerlo, lo que lleva a que el hielo se desborde y se expanda sobre el terreno adyacente de menor inclinación (Ritter *et al*, 2011) (Fig. 8.2).



Figura 8.2: Fotografía aérea de glaciar de piedemonte, península de Kronprins.

8.1.3. Glaciar *outlet*

Este tipo de morfología se caracteriza por ser de rápido movimiento y radia desde los centros de casquetes y capas de hielo. Estos glaciares se encauzan en gargantas o valles donde el flujo se ve afectado por la interacción con las laderas (Bently, 1987).

8.1.4. Domos

Corresponden a extensas áreas de zonas elevadas de una capa de hielo o casquete de hielo. El terreno debajo de él puede ser de alta elevación (como la Antártida Oriental) o una depresión significativa (como los centros de las antiguas capas de hielo Laurentide y Escandinava). El grosor del hielo en los domos de casquetes de hielo puede superar los 3.000 m, generando un complejo

sistema de coalescencia, mientras que en domos de capas de hielo tiene solo unos pocos cientos de metros de espesor. Estos son de movimiento relativo lento debido a su gran tamaño y a que la pendiente topográfica no presenta un factor importante dentro de las fuerzas que impulsan su desplazamiento (Benn & Evans, 2010).

8.1.5. Campos de hielo

Tipo de glaciar o complejo de estos que, a diferencia de las capas de hielo, no poseen una forma tipo domo, y su movimiento está directamente influenciado por la topografía bajo ellos. Un campo de hielo es una vasta extensión de hielo glacial que cubre un área superior a la que podría ser ocupada por un solo glaciar. Estos campos se localizan en regiones montañosas y, a diferencia de las capas de hielo que cubren Groenlandia y la Antártida, no cubren todo el paisaje subyacente, dejando expuestas algunas cumbres montañosas que aparecen como *nunataks*. El hielo en estos campos suele tener un grosor considerable y se alimenta principalmente de la acumulación de nieve (Evans, 2007; Vijay *et al*, 2011).

Desde los campos de hielo, se originan varios glaciares que fluyen en diversas direcciones hacia los valles circundantes. Debido a su extenso tamaño, estos campos actúan como reservorios importantes de agua dulce. Las fluctuaciones en el volumen de hielo y en la extensión de estos campos pueden tener un impacto significativo en el nivel del mar, los recursos hídricos regionales y los ecosistemas locales (Bartels-rausch *et al.*, 2012).

Los campos de hielo son sensibles a las variaciones climáticas. En las últimas décadas, debido al calentamiento global, muchos campos de hielo en todo el mundo han experimentado una reducción en su tamaño, lo que ha llevado a un retroceso de los glaciares que de ellos se desprenden.

Uno de los campos de hielo más conocidos es el Campo de Hielo Patagónico, ubicado en la frontera entre Chile (Fig. 8.3) y Argentina. Este es uno de los mayores reservorios de agua dulce no polar del mundo y es fuente de numerosos glaciares que fluyen tanto hacia el Pacífico como hacia el Atlántico (Rignot *et al.*, 2013).

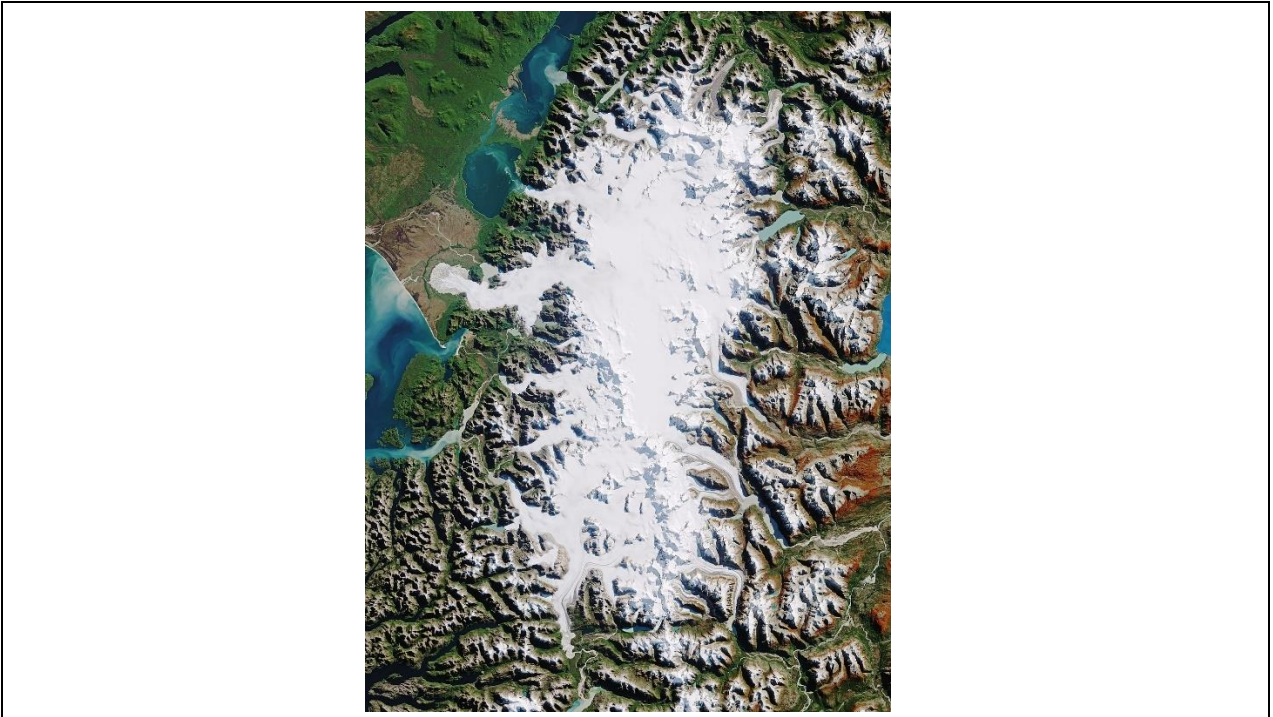


Figura 8.3: Ejemplo campos de hielo. Fotografía satelital de Campos de Hielo Norte, Patagonia chilena (*Google Earth, 2020*).

8.1.6. Casquetes (*ice sheets*) y capas de hielo

Se caracterizan por cubrir la topografía circundante casi en su totalidad, y forman gigantescas capas de hielo cuyo umbral mínimo está definido en 50.000 km² de área entre las capas de hielo y los *ice sheet* (Fig. 8.4). Su máximo espesor se ha registrado en las zonas de acumulación, generalmente en el centro mismo del cuerpo y, a medida que se avanzan hacia regiones externas, se forman lenguas de hielo que se confinan entre los valles no erosionados (Margold *et al.*, 2015). Los *ice sheets* están ubicados en Antártica y Groenlandia, cubriendo casi la totalidad de estas regiones y modelando completamente su geografía, mientras que las capas de hielo podemos encontrar en Svalbarad, Islandia y la isla Ellesmere. Tanto los *ice sheets* como las capas de hielo pueden ser subdivididas de acuerdo con la velocidad en que estos fluyen, generando una subdivisión que incluye domos y glaciares *outlet* (Margold *et al.*, 2015).



Figura 8.4: Ejemplo de *ice sheets* antártico.

8.2. Anexo 2: Dinámica glaciar

El movimiento que permite a un glaciar fluir por los valles depende de muchos factores, pero se puede aproximar de forma general como la relación entre las fuerzas de empuje (*driving forces*) y las fuerzas de resistencia, generando el desplazamiento cuando las fuerzas de empuje resultan mayores a las fuerzas de resistencia (Fig. 8.5). Los factores que determinan el comportamiento reológico del glaciar son principalmente físicos, tales como la temperatura, densidad y viscosidad (McColl, 2013) Al igual que un líquido encausado, las fuerzas de resistencia actúan frenando el glaciar en sus márgenes (contacto con ladera de valles) y en la base del glaciar (contacto con suelo rocos), por ello, la mayor velocidad se concentra en las partes altas y medias del cuerpo (Kirkbrid, 2001). Tanto los aportes como las pérdidas de masa de hielo están en un equilibrio dinámico y, mientras este equilibrio se mantenga, las tasas de desplazamiento son concordantes con las tasas de carga de masa en la zona de acumulación. Sin embargo, este equilibrio dinámico es muy susceptible a cambios externos, generando todo tipo efectos anómalos en el glaciar distintos a los presentados por las diferencias de temperatura.

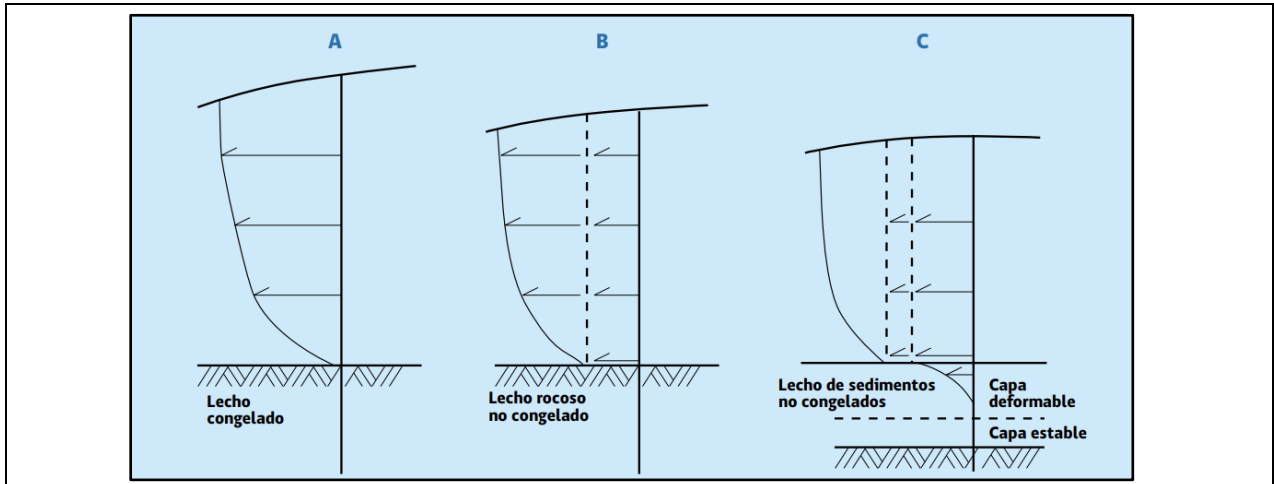


Figura 8.5: Perfil longitudinal. Esquema de comportamiento reológico glaciar. Extraído de Rivera *et al.*, 2017.

8.3. Anexo 3: Clasificación térmica

Como se mostró anteriormente, los glaciares pueden ser clasificados en varias categorías basadas en diferentes características como su forma o su cobertura superficial. Pero también existe una clasificación de acuerdo con la temperatura que estos presentan, y cuyo promedio en el hielo varía globalmente (Cuffey & Paterson, 2010), jugando un papel crucial en la comprensión de cómo se pierde masa en los glaciares (Ginot *et al.*, 2006; Thompson *et al.*, 2011). Cogley *et al.* (2011), proponen que la temperatura interna de un glaciar está lejos de ser homogénea (Fig. 8.6) y responde a factores como fuente de calor superficiales, en la base como gradiente geotérmico, y en el mismo cuerpo de un glaciar, lo que determina unas características y reologías específicas, dando origen a una clasificación de acuerdo con estas características térmicas.

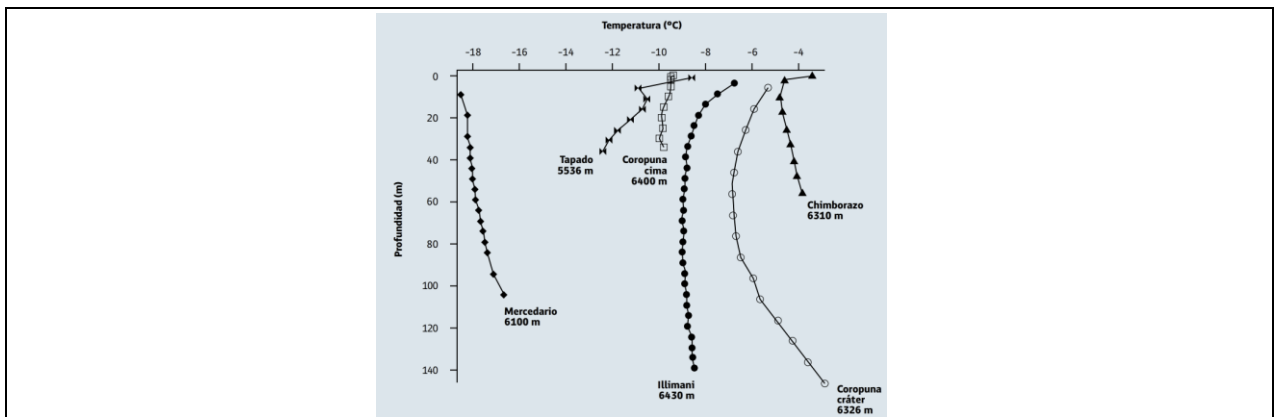


Figura 8.6: Perfil térmico de glaciares de los Andes Centrales. Temperatura (°C) en función de la profundidad (m). Los nombres identifican algunos glaciares del estudio. Extraído de Vimeux *et al.* (2009).

8.3.1. Glaciares fríos

Corresponden a aquellos cuya temperatura interna del hielo está por debajo del punto de fusión y su flujo se determina principalmente por deformación interna. Esta clasificación considera la presión del cuerpo como factor de cambio termal en profundidad del glaciar, pudiendo modificar el punto de fusión a algunos grados bajo cero (Vaughan *et al.*, 2007). El deslizamiento basal se encuentra muy limitado ya que la base del glaciar se encuentra congelada junto con el suelo, aumentando considerablemente las fuerzas de resistencia (Rivera *et al.*, 2017).

8.3.2. Glaciares temperados

En estos glaciares, casi toda su masa se encuentra a 0° C o la temperatura de su punto de fusión, variando según sean las condiciones de presión atmosférica o del espesor del hielo mismo. Esta condición implica la presencia de agua en contacto con hielo (Cuffey & Paterson, 2010), mostrando que el derretimiento es la principal fuente de pérdida de masa. Se suelen asociar a zonas tropicales o subtropicales.

8.3.3. Glaciares poli-termales

Denominados térmicamente complejos, estos glaciares resultan en una conjunción de condiciones que se expresan en una temperatura templada en su base, y fría en su superficie. Estos glaciares suelen comportarse como glaciares fríos en sus bordes o en zonas cuyo espesor es menor. También están sujetos a condiciones climáticas, donde en temporadas fría las ondas gélidas pueden adentrarse en el hielo. Estas condiciones se pueden dar como una transición altitudinal, en donde la zona de acumulación refleja temperaturas bajo el punto de fusión, y que va migrando hacia temperaturas cercanas o levemente superior a 0° C en la zona de ablación (Rivera *et al.*, 2017).

8.4. Anexo 4: Tabla de identificación DGA

Tabla 8.1: Formato de identificación de glaciares. Extraído de.DGA IPG, 2022.

	CAMPO	DESCRIPCIÓN	UNIDAD
1	SHAPE	Tipo de vector utilizado (polígono)	Texto
2	COD_GLA	Código del glaciar definido según normas UNESCO/WGI (<i>United Nations educational, Scientific and Cultural Organization/ World Glacier Inventory</i>)	Texto
3	NOMBRE	Nombre del Glaciar (en el caso de que posea un nombre, de lo contrario S/N)	Texto
4	CLASIFICA	Clasificación primaria del glaciar según normas UNESCO/WGI	Texto
5	ÁREA_KM2	Área total de hielo glaciar excluyendo afloramientos rocosos (<i>nunataks</i>)	Texto
6	REGIÓN	Nombre de la región donde se sitúa el glaciar	Texto
7	PROVINCIA	Nombre de la provincia donde se sitúa el glaciar	Texto
8	COMUNA	Nombre de la comuna donde se sitúa el glaciar	Texto
9	DATUM	Sistema de referencia geodésico	Texto
10	HUSO	Zona UTM (<i>Universal Transverse Mercator</i>) en el que se sitúa el glaciar	Texto
11	NORTE_M	Coordenada Norte UTM (centroide del polígono)	m
12	ESTE_M	Coordenada Este UTM (centroide del polígono)	m
13	FUENTE_DIG	Fuente digitalización (imagen satelital, foto aérea, ortofoto <i>LiDAR</i> , etc.)	Texto
14	FUENTE_FECHA	Fecha de la fuente utilizada para la digitalización	dd/mm/aaaa
15	INVENT_FECHA	Año de digitalización del polígono glaciar	4 dígitos
16	NOM_CUEN	Nombre de la cuenca donde se sitúa el glaciar	Texto
17	COD_CUEN	Código BNA (Banco Nacional de Aguas) de la cuenca donde se sitúa el glaciar	Número
18	COD_SCUEN	Código BNA de la sub-cuenca donde se sitúa el glaciar	Número
19	COD_SSCUEN	Código BNA de la sub-sub-cuenca donde se sitúa el glaciar	Número
20	MZONA_GLACI	Macro-zona glaciológica donde se sitúa el glaciar	Texto

8.5. Anexo 5: Base de datos glaciares DGA

Tabla 8.2. Base de datos resumida y acotada. Se incluyen de los 358 glaciares estudiados, pertenecientes al informe IPG DGA, 2022.

COD_GLA	NOMBRE	ÁREA COMUNA	CUENCA	COD_GLA	NOMBRE	ÁREA COMUNA	CUENCA	COD_GLA	NOMBRE	ÁREA COMUNA	CUENCA	COD_GLA	NOMBRE	ÁREA COMUNA	CUENCA	COD_GLA	NOMBRE	ÁREA COMUNA	CUENCA						
CL1002011A	UNIVERSIDAD A	26.23014	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL1002007B	TINGUERIBICA 3	CL100702110	S/N	1.72186	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070056A	S/N	0.28825	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070010B	ECHAURREN NOR	0.15504	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070023B	S/N	0.92217	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000240A	S/N	1.34545	MACHALI	RIO RAPEL	CL10020010B	S/N	0.14248	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10000405B	S/N	0.30216	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070020B	S/N	2.37269	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070030B	S/N	2.83045	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL1002027A	S/N	5.41401	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL1002022C	S/N	0.08984	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10070202B	S/N	1.04043	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070030A	PRAMIÉA A	5.13681	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070018B	S/N	1.9555	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000105A	S/N	3.06775	MACHALI	RIO RAPEL	CL1002024B	S/N	0.16793	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10000401B	S/N	0.76705	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070202B	S/N	3.76967	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070038B	S/N	0.51141	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000107A	S/N	0.80851	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000201A	S/N	0.18491	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10070201A	S/N	1.29942	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070201A	LOMA LARGA A	5.98799	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070032B	PRAMIÉB	0.91307	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000201A	S/N	1.81294	MACHALI	RIO RAPEL	CL1002030B	S/N	0.19475	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10000202A	S/N	1.92984	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070202A	S/N	2.60914	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070030B	S/N	2.96116	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000206B	S/N	4.97789	MACHALI	RIO RAPEL	CL1002024D	S/N	0.10387	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10000300B	S/N	17.28962	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070030B	S/N	2.77174	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070030A	HELLO A	4.50684	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000108B	S/N	0.52891	MACHALI	RIO RAPEL	CL1002015A	S/N	0.12362	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10070198B	S/N	0.18958	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070207B	S/N	1.61059	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070036B	S/N	0.15781	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO				
CL10020110B	S/N	1.21454	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL1002020A	S/N	0.21256	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10070196B	S/N	0.24078	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070204D	VOLCAN SAN JOSE	0.74884	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070097B	VOLCAN TUPUN	7.50742	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO				
CL1002025B	S/N	0.04026	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL1002019B	S/N	0.19081	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10070204B	S/N	0.10264	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070204B	VOLCAN SAN JOSE	0.62652	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070131A	YESO 1	6.25066	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL1002013A	S/N	0.88184	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL1002006B	S/N	0.12507	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10000404B	S/N	0.15554	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070204B	S/N	0.50785	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070037B	S/N	0.32437	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000205B	S/N	0.41297	MACHALI	RIO RAPEL	CL10020309A	S/N	0.03651	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10070309A	S/N	0.17073	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070309A	S/N	0.58251	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070430B	S/N	2.09858	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL1002010B	S/N	1.306	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10020305A	S/N	0.09458	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10000205B	S/N	0.19442	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070201B	S/N	0.37453	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070089A	S/N	0.51758	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL1002010B	S/N	0.26677	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL1002024D	S/N	1.41798	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10000202B	S/N	0.13865	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070204B	S/N	0.92319	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070102A	S/N	0.84369	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000308A	S/N	1.34538	MACHALI	RIO RAPEL	CL10020226A	S/N	0.15518	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10000006B	S/N	0.17201	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070385B	S/N	3.27054	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070102A	S/N	0.77945	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10020206A	S/N	0.87722	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10020201A	S/N	2.45456	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10000403B	S/N	0.15096	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070204A	S/N	3.40801	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070310B	S/N	1.88322	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10020201B	S/N	0.26238	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10020201A	S/N	2.45456	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10000020B	S/N	0.19219	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070249B	MARMOLEJO	2.19154	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070120B	YESO 2	1.29633	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000203A	S/N	0.31079	MACHALI	RIO RAPEL	CL10020209A	S/N	2.5259	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10000030B	S/N	0.22865	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070181B	S/N	0.81228	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070084B	S/N	3.62788	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000202A	S/N	0.18383	MACHALI	RIO RAPEL	CL10020209A	S/N	2.5259	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10000010B	S/N	0.24485	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070202A	S/N	0.34908	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070224B	S/N	0.2754	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000303A	S/N	0.31126	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000205B	S/N	1.77304	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000016B	S/N	0.14517	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070181B	S/N	0.15951	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070181B	S/N	0.69912	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000304A	S/N	0.62358	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000302A	S/N	0.92699	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000406B	S/N	0.12061	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070204B	SAN FRANCISCO	1.05823	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070134B	S/N	0.23746	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL1002019B	S/N	0.62366	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10000302B	S/N	0.18306	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070149B	S/N	0.13459	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070380B	S/N	0.61275	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070093B	S/N	0.14620	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO				
CL10000105B	S/N	1.90079	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000302B	S/N	0.19420	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070302B	S/N	0.17280	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070302B	S/N	0.57625	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070134B	S/N	0.17708	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000046B	S/N	0.02274	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000302B	S/N	0.17748	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070097B	S/N	8.3322	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070074B	S/N	0.1009	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070099B	S/N	0.12028	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO				
CL10000100B	S/N	0.52565	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000181B	CPREDES	22.34245	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070097B	S/N	8.3322	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070204B	VOLCAN SAN JOSE	0.26739	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070097B	S/N	0.12112	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070076B	S/N	0.48094	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	
CL10000074B	S/N	1.04847	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000302B	CPREDES NORTE	7.30925	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000302B	S/N	0.18301	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070206B	MIRADOR DEL M	0.28851	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070092B	S/N	0.87521	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10050300B	S/N	0.40620	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO
CL10000107B	S/N	0.59203	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000304A	S/N	1.84926	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000400B	S/N	0.38269	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070206B	S/N	0.10699	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070128B	S/N	0.14555	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000206B	S/N	0.29227	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000304B	S/N	4.97789	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000400B	S/N	0.38269	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070205B	S/N	0.14821	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070128B	S/N	0.13498	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000205B	PALMOA	0.45888	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000304B	S/N	1.34878	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000400B	S/N	0.38269	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070205B	S/N	0.13114	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070128B	S/N	0.11414	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10020108B	S/N	0.64875	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10000306A	PALMOA	14.57771	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000025A	S/N	1.92984	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070205B	S/N	0.12801	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070077B	S/N	0.27112	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10020104B	S/N	0.50217	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10000306A	PALMOA	14.57771	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000025B	S/N	0.32367	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070202B	S/N	0.12927	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070076B	S/N	0.17348	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000166B	S/N	0.11917	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000306B	S/N	0.45275	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000134B	S/N	2.04217	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070202B	S/N	0.15137	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070076B	S/N	0.30457	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000201B	PALMOA B	0.14921	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000106B	S/N	0.51459	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000023B	S/N	0.24421	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070204B	S/N	0.108	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070119B	S/N	0.12406	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000201B	S/N	0.22471	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000107B	CORTADRAL	14.17726	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000030B	S/N	0.86286	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070310B	S/N	0.20927	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070130B	S/N	0.11950	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000202B	S/N	0.15389	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000107B	CORTADRAL	14.17726	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070097B	S/N	8.3322	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070203A	S/N	0.12486	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070130B	S/N	9.7081	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO				
CL10000104B	S/N	0.12846	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000104B	S/N	1.28996	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000403A	S/N	2.89722	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070309A	S/N	0.11894	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070130B	S/N	3.70332	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO			
CL10000106A	S/N	0.15501	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070202B	S/N	1.59673	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10000403A	S/N	2.89722	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070206B	S/N	0.14676	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070130B	S/N	4.2451	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO				
CL10020103B	S/N	0.44927	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10000402A	S/N	0.30349	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10000402A	S/N	2.95133	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070307A	S/N	0.12977	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070130B	S/N	6.6528	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO				
CL10000309B	S/N	0.11788	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070108A	S/N	0.3532	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10000402B	S/N	1.46776	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070130B	S/N	0.18191	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070062B	S/N	2.80899	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO				
CL10000204A	S/N	0.12248	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070129B	S/N	0.78401	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10000402B	S/N	1.46776	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070130B	S/N	0.24377	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070062B	S/N	0.25242	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO				
CL10000207B	S/N	0.21633	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070104B	S/N	0.25762	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070104B	S/N	0.18352	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070104B	S/N	0.17586	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070064B	S/N	1.27221	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO					
CL10000108B	S/N	0.15631	SAN FERNANDO	RIO RAPEL	CL10070104B	S/N	0.15322	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070104B	S/N	3.14634	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070267B	S/N	7.16525	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070066B	S/N	0.80999	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO					
CL10000105B	S/N	0.16445	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070105B	S/N	0.39608	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070105B	S/N	0.49025	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070206A	S/N	0.16124	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070066B	S/N	0.61424	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO					
CL10000202A	S/N	0.16669	MACHALI	RIO RAPEL	CL10000404B	S/N	0.41712	MACHALI	RIO RAPEL	CL10070095B	S/N	0.12822	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070305A	S/N	0.6928	SAN JOSE DE MA RIO MAIPO	CL10070046B	S/N	1.16785	SAN JOSE DE MA RIO				

8.6. Anexo 4: Gráficos de porcentajes

Comparaciones entre cobertura detrítica versus área de ablación. El círculo completo representa el 100% del área de ablación (color verde). Los radios marcan el valor del porcentaje de área cubierta (color amarillo). Sobre cada disco se identifica el nombre o código de glaciar (en negrita). Bajo el disco, el error ponderado del área. Cada lámina representa los glaciares de detritos identificado por cuencas.

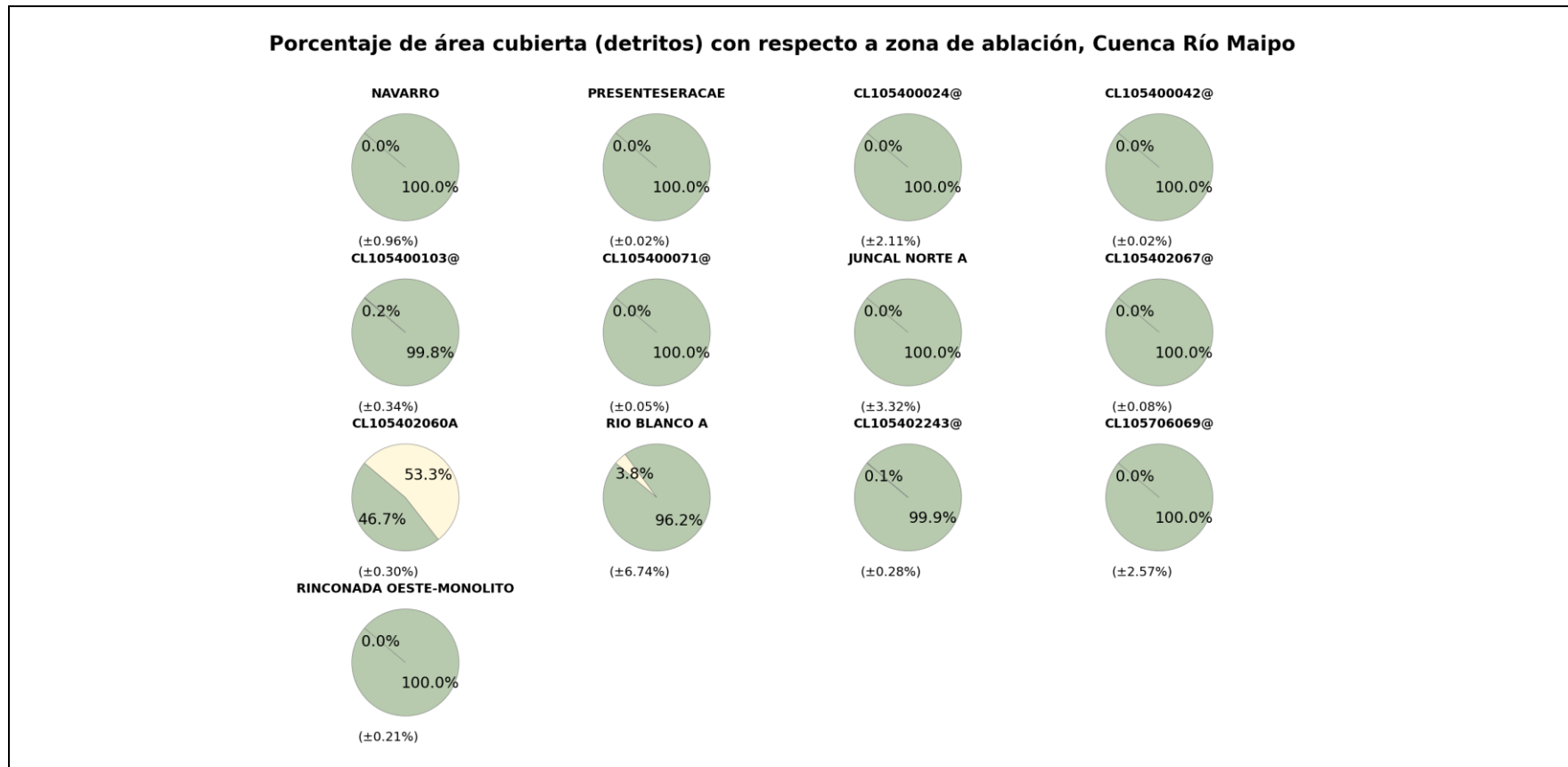


Figura 8.7: Gráfico porcentaje de cobertura detrítica, Cuenca Río Aconcagua. En amarillo se destaca la zona descubierta del glaciar. En verdes, la zona cubierta. El total del círculo corresponde al 100% de área de ablación, y el radio de esta marca el porcentaje de área cubierta. Se identifican según código o nombre. Bajo el gráfico, se muestra el error asociado a las áreas (en porcentaje).

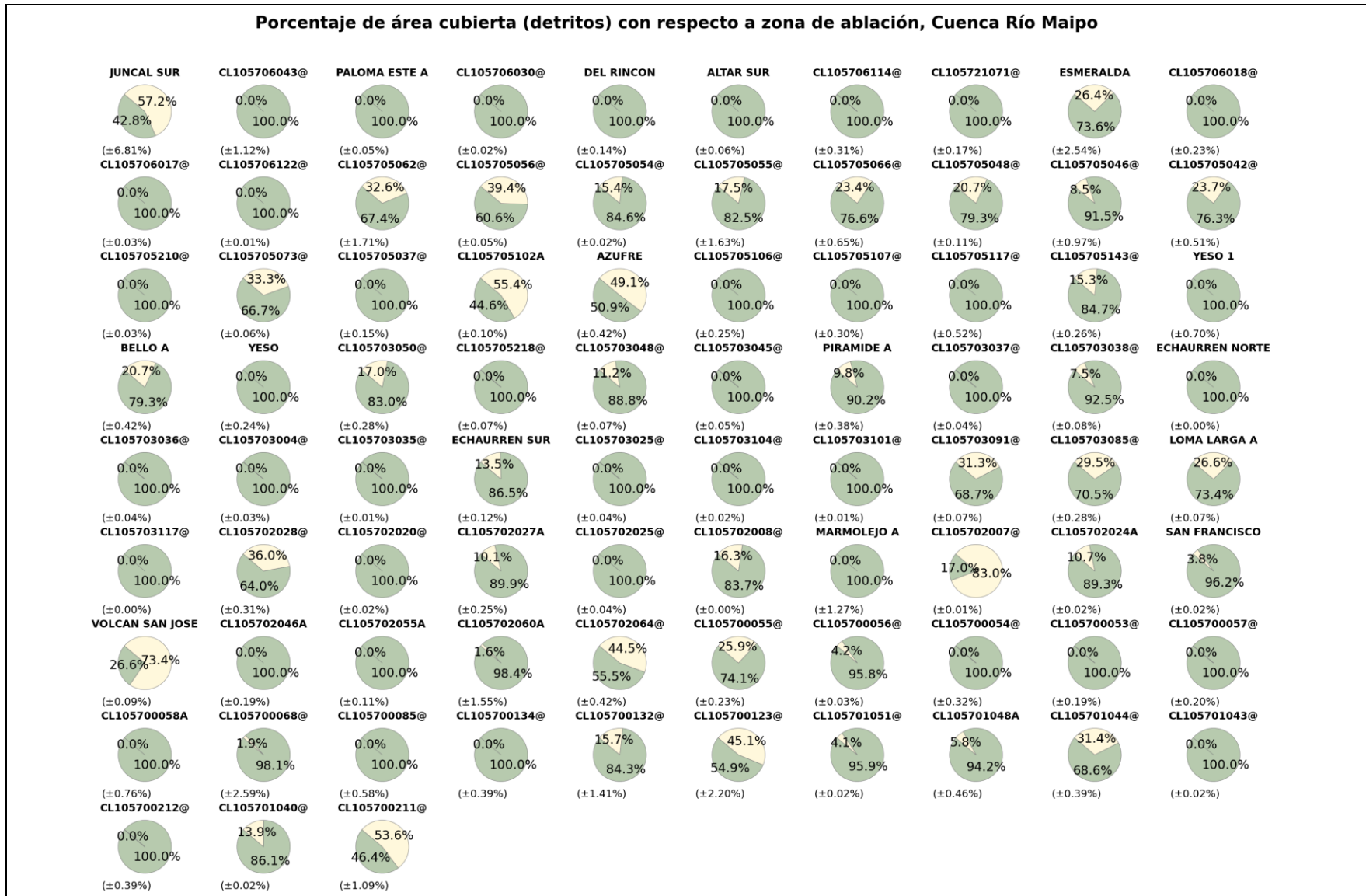


Figura 8.8: Gráfico porcentaje de cobertura detrítica, Cuenca Río Maipo. En amarillo se desata la zona descubierta del glaciar. En verdes, la zona cubierta. El total del círculo corresponde al 100% de área de ablación, y el radio de esta marca el porcentaje de área cubierta. Se identifican según código o nombre. Bajo el gráfico, se muestra el error asociado a las áreas (en porcentaje).

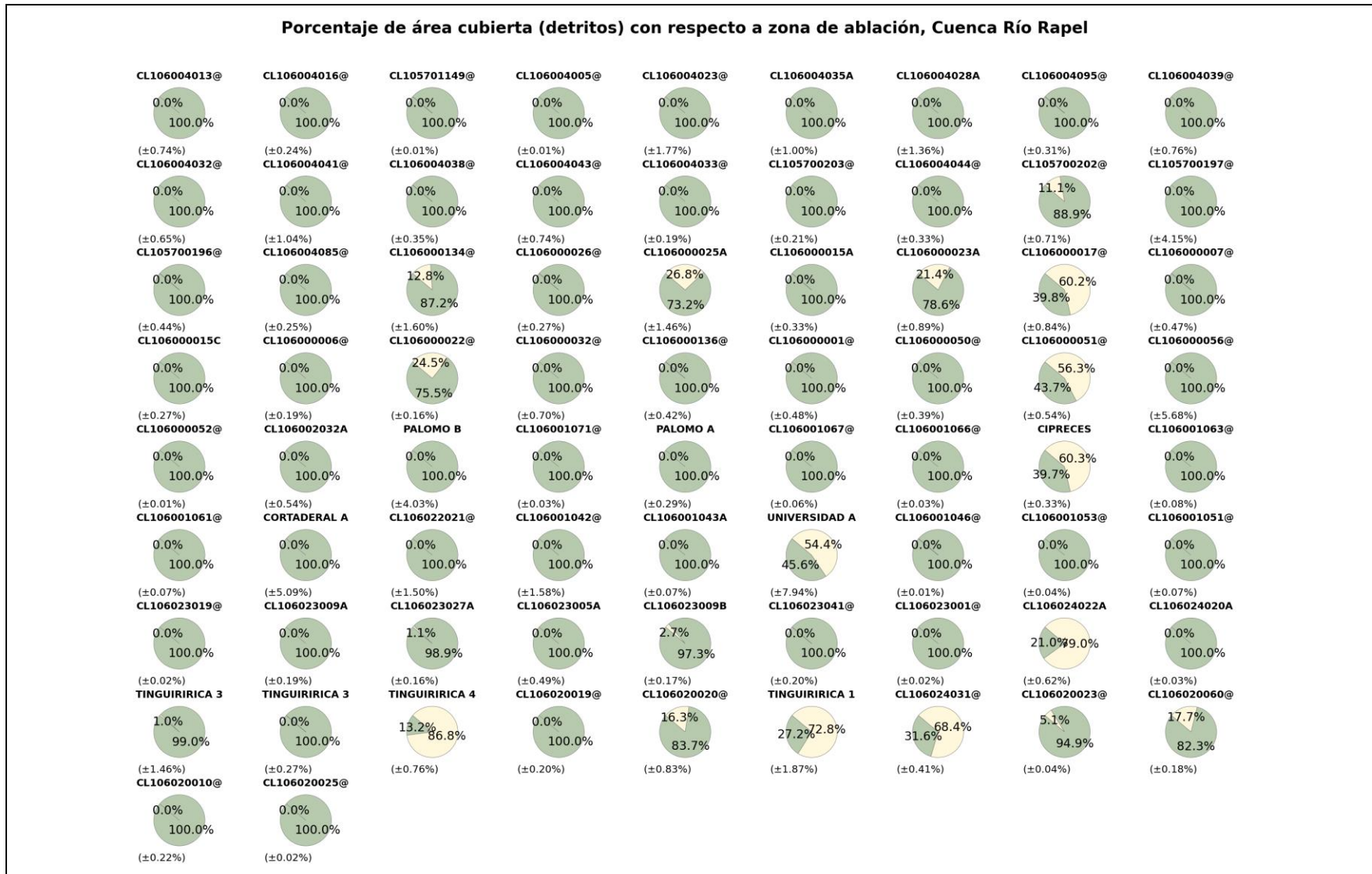


Figura 8.9: Gráfico porcentaje de cobertura detrítica, Cuenca Río Aconcagua. En amarillo se desata la zona descubierta del glaciar. En verdes, la zona cubierta. El total del círculo corresponde al 100% de área de ablación, y el radio de esta marca el porcentaje de área cubierta. Se identifican según código o nombre. Bajo el gráfico, se muestra el error asociado a las áreas (en porcentaje).