



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

ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO GLACIAL Y PERIGLACIAL ASOCIADO A LA EVOLUCIÓN DE GLACIARES
ROCOSOS EN LA ALTA CUENCA DEL RÍO COCHIGUÁS, REGIÓN DE COQUIMBO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

CATALINA ANTONIETA PINO RIVAS

PROFESOR GUÍA:
GINO CASASSA ROGAZINSKI

PROFESOR CO-GUÍA:
GABRIEL VARGAS EASTON

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ROBERTO MERINO GONZÁLEZ
GUILLERMO AZÓCAR SANDOVAL

Este trabajo ha sido realizado con apoyo del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN)

SANTIAGO DE CHILE

2018

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL

TÍTULO DE: Geóloga

POR: Catalina Antonieta Pino Rivas

FECHA: Diciembre de 2018

PROFESOR GUÍA: Gino Casassa Rogazinski

ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO GLACIAL Y PERIGLACIAL ASOCIADO A LA EVOLUCIÓN DE GLACIARES ROCOSOS EN LA ALTA CUENCA DEL RÍO COCHIGUÁS, REGIÓN DE COQUIMBO

En los Andes Semiáridos, específicamente en la alta cuenca del río Cochiguás en la Región de Coquimbo, el ambiente glacial y periglacial está compuesto por un complejo sistema geomorfológico, en el que resaltan geoformas como los glaciares rocosos. Sin embargo, este es un tema de investigación reciente en Chile, donde no se sabe con certeza la dinámica, estructura interna y aporte hídrico a la cuenca de estos cuerpos. Adicionalmente, y bajo tendencias climáticas que apuntan a un calentamiento atmosférico paulatino en la zona y a una disminución evidente en las precipitaciones, es necesario estudiar los efectos que esto tendría en este tipo de glaciares.

En esta investigación, se estudió geomorfológicamente la alta cuenca del río Cochiguás, específicamente tres quebradas: Caballos, Del Toro Muerto, y Vallecillo, con el fin de caracterizar esta zona, la cual alberga glaciares rocosos de tipo glacial y criogénico. De esta manera, se han evidenciado rasgos glaciales y periglaciales, que sugieren un relieve con una marcada impronta glacial, y que posteriormente dio paso a condiciones más áridas, donde han predominado los procesos periglaciales y criogénicos, evidenciados por los abundantes depósitos de remoción en masa y nieve/hielo con abundancia de detritos. Se ha realizado, como producto final, un mapa geomorfológico actualizado de la zona de estudio, además de un inventario de glaciares rocosos que complementa los inventarios nacionales e internacionales actualmente existentes.

Adicionalmente, mediante técnicas de GNSS diferencial para el año 2018 y mediante el procesamiento fotogramétrico de estéreo fotografías para los años 1955 y 1999, se crearon Modelos Digitales de Elevación (MDE) que permitieron estudiar los cambios de volumen en un periodo de 63 años de dos glaciares rocosos ubicados en la quebrada Caballos, tributaria del río Cochiguás. Se estudió también el papel que juegan los parámetros geográficos (exposición de pendientes a la radiación solar y la estabilidad de ellas asociadas a su pendiente), geológicos (influencia de las paredes rocosas en la producción de detritos, la litología de la cubierta detrítica y el tamaño de los clastos) y climáticos (potencial influencia que han tenido las variaciones históricas en el comportamiento y variaciones de estos cuerpos).

Este estudio muestra que ambos glaciares rocosos han variado negativamente su altura en un promedio de 10 cm por año en el periodo 1955-1999, lo que en términos de volumen representa aproximadamente 1,7 millones de m³ de equivalente en agua. Estos datos concuerdan con estudios en Chile Central, donde se ha evidenciado un adelgazamiento de 16 cm aproximadamente por año en glaciares rocosos.



“Persigo la felicidad, y la montaña responde a mi búsqueda”
Chantal Maudit

“No conquistamos las montañas, sino a nosotros mismos.”
Edmund Hillary

A mi Mamita hermosa, a Pablito y a Panchito. A mi Papito y a la Mami. Al Oso.
Los amo con todo mi corazón.

Agradecimientos

En primer lugar, agradezco al Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), especialmente al grupo de Geología Regional, por haberme dado la oportunidad de realizar mi memoria de título con ellos, y por financiar las campañas de terreno que hicieron posible este trabajo. En particular a Miguel Ortiz y Roberto Merino, quienes se interesaron por esta temática y apoyaron el proyecto con ganas. A este último agradezco todo su apoyo, buena onda y gestiones para llevar a cabo el trabajo.

A los miembros de mi comisión: A Gabriel Vargas, por su calidad humana, buena onda y confianza en este proceso, y a Guillermo Azócar, con quien no tengo palabras para agradecer toda su ayuda y apoyo desinteresado en todo el proceso de mi memoria, por su calidad humana y por sus consejos.

Quiero agradecer, por sobre todas las cosas, a mi familia. A mi mamita linda, a la que adoro y que está conmigo en las buenas y en las malas, apoyándome, mimándome y alentándome, aun cuando el fin de mi carrera lo veía lejos. Gracias por tu amor infinito y tu confianza. Siempre estaremos juntas, siempre a tu lado.

A mi papito “el pobre viejo”, quien me ha apoyado en todo cuanto he necesitado y ha confiado siempre en lo que he podido ser. Gracias por enseñarme a enfrentarme al mundo y a soñar en grande, por tu amor y cariño. Sin duda no sería lo que soy hoy sin ti.

A mis hermanos Pablito y Panchito, por darme esa alegría y motivación siempre. No importa donde estemos, siempre estaremos juntos. A mi abuela (La Mami), por su amor, cariño y fuente de energía positiva que siempre me da. Los amo infinito!

A mi pololo hermoso Ricky (alias “El Oso”), palabras no tengo para agradecer todo lo que has sido para mí desde que estamos juntos. Gracias por todo tu amor, cariño, confianza, ternura, paciencia, risas y viajes. Sin ti, todo este camino habría sido muy distinto. Gracias por alentarme siempre y hacerme sentir la más seca del mundo.

A la Andrea, mi mejor amiga y a la que quiero con todo mi corazón. Gracias por haberte aparecido en mi camino universitario, gracias por tu inmenso apoyo, tus risas, los viajes juntas, nuestras conversaciones e infinitas ganas de cambiar el mundo, y tu forma de ser.

A Pablo Wainstein, infinitas gracias por todo el apoyo y pensamiento crítico que me alentaste a tomar en el ámbito científico, y por ser parte importante del presente trabajo.

A quienes me apoyaron para asistir a la conferencia en Francia, en particular al Colegio de Geólogos, al ex Director del Sernageomin Mario Pereira, y al ex director de la Escuela de Ingeniería Aldo Casali, quienes confiaron en mi proyecto y en mis ganas de dar lo mejor de mí.

A mis amigos de la vida: Tami, Clau, Pitha, a las que pese a la distancia las adoro un montón; Rodri lindo (el más seco!), Mati Clasing, Pame, Cote, Espe, Alex ratita, a mi Anita española, a la Andrea francesa, al gringo Scott, al Padre Pablo s.j.; a mis geoamigos hermosos con quienes compartí alegrías, sudor y largas noches estudiando: Tania, Totito lindo, Here, Tami, Peter, Gato, y a toda la generación de Geolokos de Campo II con quienes tengo ahora los más lindos recuerdos de mi paso por la U. A los amigos de la montaña: Pablito Corada, Macaco Campillay, Dani Ameka, Dieguín Zamorano, al que además agradezco enormemente en la obtención de puntos importantes de mi investigación. Finalmente, a los karukinkanos más lindos que ahora están en mi corazón: el Gordo y la Cami chamomila.

A la gente del Departamento de Geología que me (nos) ayudó siempre en todo: el Robert, el Vaca, la Profe Sofía, Don Carlos, Rosita, las tías del aseo, y especialmente agradecer a la gran Blanquita Baccola, por todas las risas, ayuda, apoyo, paciencia, copuchas y demases que compartimos juntas. Sin ti, esto no habría sido posible.

A los chiquillos del sexto piso del Sernageomin: Coloma, Cata, Pancha, don Rodrigo Arcos, Jorge Parra, Cristian Creixell, Isma, Chala, don José Antonio Naranjo y Carola. Agradecimiento VIP a Gustavo Cancino por haber trabajado arduamente en terreno ayudándome con el GPS y por toda la ayuda que me brindó en la oficina. Gracias por toda su buena onda, apoyo, chelas y risas durante mi estadía con ustedes.

A los chiquillos de Teatinos: Silvia, Constanza, don Alberto, sita Alice y especialmente Pablo Oliva quien me ayudó en la parte Geomática de la memoria. Gracias por todo!

A los que me han apoyado y han contribuido en mi formación en diferentes etapas de mi vida universitaria: a Rodrigo Riquelme de Geoinnova quien fue el gestor de financiamiento de mi viaje a Francia, a Paulette de la Fundación Moisés Mellado que siempre buscó la forma de ayudarme, a la Pili hermosa, quien fue mi mami en Difusión FCFM y a la que quiero mucho, a mi querida Mane, una gran mujer a la que le dirijo un beso al cielo, a mis lindas tías de la Biblioteca Central: Mariana y Claudia, por todo su cariño y apoyo siempre, aún más en momentos difíciles, a la Jenny, la mejor psicóloga de la tierra. A Javier Torres, Sebastián Vivero y José Estay, quienes me ayudaron mucho en la parte metodológica de la investigación. A los arrieros del río Cochiguás, en especial a Felipe Canihuante y su familia, quienes me ayudaron muchísimo en terreno, así como también a entender el valor que tiene para ellos este hermoso sector de la Región de Coquimbo.

Gracias a todos, y gracias a la vida también, que me ha dado infinito.

Tabla de contenido

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Ubicación y zona de estudio	5
1.2 Hipótesis de Trabajo	7
1.3 Objetivos	8
1.3.1 Objetivo General:	8
1.3.2 Objetivos Específicos:	8
2. MARCO TEÓRICO.....	9
2.1 Marco geológico regional.....	9
2.1.1 Antecedentes tectónicos y morfoestructurales.....	9
2.1.2 Principales unidades geológicas	10
2.2 Marco climático.....	13
2.2.1 Antecedentes climáticos generales de los Andes Semiáridos del norte de Chile	13
2.2.2 Fenómenos asociados al ENSO y a otros índices climáticos en las precipitaciones y temperaturas.....	14
2.2.3 Condiciones locales de temperatura y precipitaciones en el área estudiada	15
2.2.4 Antecedentes paleoclimáticos y glaciaciones de los Andes Semiáridos del norte de Chile	17
2.2.5 Antecedentes sobre geomorfología glacial en los Andes semiáridos ...	18
2.3 Ambiente periglacial y glaciares rocosos.....	20
2.3.1 Permafrost.....	20
2.3.2 Glaciares rocosos	22
2.4 Geomorfología glacial	31
2.4.1 Formas de erosión glacial	31
2.4.2 Formas deposicionales asociadas a glaciares	32
2.5 Fotogrametría	33
2.5.1 Ortorectificación.	34
2.5.2 Modelos Digitales de Elevación (MDE).....	35
3 METODOLOGÍA	36
3.1 Introducción.....	36
3.2 Caracterización geomorfológica del área de estudio	36
3.2.1 Mapeo geomorfológico remoto y en terreno	36
3.2.2 Criterios de identificación de depósitos y formas glaciales	36
3.2.3 Criterios de identificación de glaciares rocosos	37
3.2.4 Confeción de un mapa geomorfológico	39

3.2.5	Análisis morfométrico: pendientes y exposición solar	39
3.2.6	Cálculo de contenido en hielo teórico y grosor de glaciares rocosos ...	39
3.3	Caracterización litológica y sedimentaria de los glaciares rocosos.....	40
3.4	Estudio de cambios volumétricos y morfológicos de los glaciares rocosos .	41
3.4.1	Adquisición de fotografías aéreas.....	41
3.4.2	Toma de puntos de control y de elevación a través de GNSS	43
3.4.3	Ortorectificación de las fotografías aéreas HYCON 1955, GEOTEC 2000 y generación de MDEs	46
3.4.4	Cálculo de las diferencias altimétricas entre los MDE generados	48
3.4.5	Ajuste de los modelos de elevación HYCON 1955 y GEOTEC 1999	48
3.4.6	Exactitud de los MDE generados.....	50
3.4.7	Estimación de cambios de volumen para el periodo 1955 – 1999, 1999 – 2018 y 1955 - 2018	51
3.4.8	Estimación del error de los cambios de volumen para cada periodo ..	51
3.4.9	Estimación del Δ volumen de agua equivalente	51
3.4.10	Generación de MDE año 2018.....	52
3.5	Cambios morfológicos observados entre 1955 – 2008	53
4	RESULTADOS	54
4.1	Geomorfología de la sub-cuenca del río Cochiguás	54
4.2	Geoformas glaciales	55
4.2.1	De erosión glacial.....	55
4.2.2	De acumulación glacial – morrenas	58
4.3	Geoformas periglaciales y criogénicas.....	67
4.3.1	Glaciares rocosos	67
4.3.2	Protalus Rampart.....	72
4.3.3	Laderas criogénicas.....	73
4.3.4	Lobulos y laderas de geliflujión	74
4.3.5	Rasgos criogénicos sobreimpuestos	75
4.4	Geoformas de remoción en masa	79
4.4.1	Conos de talud.....	79
4.4.2	Conos mixtos.....	80
4.4.3	Flujos de detritos	81
4.4.4	Avalancha de roca	81
4.5	Mapa geomorfológico	83
4.6	Morfología y sedimentología de los glaciares rocosos de la quebrada Caballos	84
4.6.1	Características y dimensiones	84

4.6.2	Caracterización morfológica	87
4.6.3	Cubierta detrítica	97
4.7	Variación histórica y estimación de volumen de los glaciares rocosos de la quebrada Caballos	106
4.7.1	Generación de Modelo Digital de Elevación (DEM) a partir de puntos GNSS	106
4.7.2	Ortorectificación y generación de MDE a partir de fotografías aéreas	107
4.7.3	Cambios de altura para cada período	112
4.7.4	Estimación del error en las diferencias de altura de los MDE	117
4.7.5	Estimación de cambios de volumen para el periodo 1955 – 1999, 1999 – 2018 y 1955 - 2018	117
4.7.6	Estimación del error de los cambios de volumen para cada periodo .	117
4.7.7	Estimación del Δ volumen de agua equivalente	118
4.8	Cambios morfológicos observados entre 1955 – 2008	119
4.8.1	Fotografías Hycon 1955 – imágenes satelitales 2008	119
4.8.2	Fotografías GEOTEC 1999 – imágenes satelitales 2008	120
4.8.3	Mapeo de <i>ridges</i> en la superficie de ambos glaciares	121
4.9	Tendencias climáticas históricas	123
4.9.1	Datos meteorológicos: pluviometría y temperatura histórica en estaciones cercanas	123
5	DISCUSIÓN	128
5.1	Geomorfología de la sub-cuenca del río Cochiguás	128
5.1.1	Propuesta de evolución geomorfológica del sector de estudio	130
5.2	Glaciares rocosos de la cuenca.....	133
5.2.1	Glaciares rocosos de estudio 1 y 2: generalidades	134
5.2.2	Características sedimentológicas de los glaciares rocosos 1 y 2.....	135
5.2.3	Actividad de los glaciares rocosos 1 y 2	137
5.3.4	Contenido en hielo teórico.....	138
5.3	Variación histórica y estimación de volumen de los glaciares rocosos de la quebrada Caballos	140
5.3.1	Exactitud en los MDE generados el año 2018.....	140
5.3.2	Exactitud de los MDE generados y error estimado en las diferencias de altura calculadas.....	140
5.3.3	Variación altimétrica 1955 – 2018.....	142
5.3.4	Influencia de factores climáticos, geológicos y geográficos en el desarrollo y variaciones de los glaciares rocosos.....	144
5.3.5	Comportamiento de los glaciares rocosos 1 y 2 frente a las tendencias climáticas 1955 – 2018 y predicciones futuras.	148

6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	151
6.1 Conclusiones	151
6.2 Recomendaciones para trabajos futuros	152
BIBLIOGRAFÍA	154
ANEXOS	170
ANEXO A: MAPA DE PENDIENTES DEL SECTOR DE ESTUDIO	170
ANEXO B: MAPA DE RADIACION DEL SECTOR DE ESTUDIO.....	171
ANEXO C: GENERACION DE OTROS DEM A PARTIR DE INSUMOS DISPONIBLES Y CALCULO DE RMSE ASOCIADO	173
ANEXO D: MAPA GEOMORFOLOGICO DESARROLLADO POR PASKOFF (1968) 176	
ANEXO E: TEMPERATURA MEDIA ANUAL DEL AIRE (MAAT)	177
ANEXO F: TEST DE SIGNIFICANCIA ESTADISTICA PARA DATOS DE PRECIPITACION ESTACIONES CERCANAS.....	178
ANEXO G: ABSTRACT CONGRESO INTERNACIONAL DEL CAMBIO CLIMATICO Y SUS IMPACTOS, HUARAZ, PERU, 2017.	182
ANEXO H: ABSTRACT 5 TH EUROPEAN CONFERENCE ON PERMAFROST, CHAMONIX, FRANCIA, JUNIO 2018.	180
ANEXO I: ABSTRACT XV CONGRESO GEOLOGICO CHILENO, CONCEPCION, CHILE.....	115
ANEXO J: MAPA GEOMORFOLOGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO (adjunto).....	117

Índice de Figuras

Figura 1. Acceso al área de estudio. La línea azul representa la ruta de acceso desde La Serena. El rectángulo en azul delimita el sector de Quebrada Caballos, donde nace el río Cochiguás. Modificado de MOP, 2016.....	5
Figura 2. Ubicación y accesos de la zona de estudio. La imagen inferior izquierda representa la zona de estudio (en rojo). El rectángulo marcado con el número 1 representa la zona de acceso al lugar y donde termina el camino vehicular, y el rectángulo 2 muestra la quebrada en donde se localizan los glaciares rocosos 1 y 2 del estudio.	6
Figura 3. Morfoestructuras presentes en la zona de estudio: Cordillera de la Costa (CC), Cordillera Frontal (FC) y Precordillera (Prc). Se aprecia la ausencia de la Depresión Central (CD) en la zona definida como <i>flat slab</i> , a diferencia del resto de los Andes al norte y al sur de esta. CC, Cordillera de la Costa; CD, Depresión Central; DR, Cordillera de Domeyko; SD, Depresión Subandina; AP, Altiplano-Puna; FC, Cordillera Frontal; Prc, Precordillera; SP, Sierras Pampeanas; PC, Cordillera Principal. Modificado de Rodríguez <i>et al.</i> , 2013.	9
Figura 4. a) Mapa geológico general del sector con las principales unidades geológicas definidas por Mpodozis y Cornejo (1988) en la Hoja Pisco Elqui. b) Detalle de la geología de la zona de estudio. Modificado de Mpodozis y Cornejo (1988).....	12
Figura 5. Índice de precipitación anual (mm) en Sudamérica, y circulación atmosférica, donde se distingue en rojo la región denominada como Diagonal Árida. SMS: Sistema Monzónico Sudamericano. Extraído y modificado de Martini (2016).....	13
Figura 6. Correlación entre la temperatura media anual y anual de la IPO (izquierda) y la correlación entre la temperatura máxima en otoño y el otoño de la AAO. La región delimitada por el rectángulo negro corresponde a la zona de estudio. Modificado de Burger <i>et al.</i> , (2018).	15
Figura 7. Curvas de Temperatura Media Anual del Aire en la zona de estudio. Esquema desarrollado a partir del modelamiento de MAAT de Azócar (2013). Coordenadas UTM 19S.	16
Figura 8. Diagrama idealizado para representar la distribución altitudinal del permafrost en los Andes Semiáridos a los 29°S, en donde el permafrost esporádico se presenta en altitudes entre 4.150 y 4.500 m, el permafrost discontinuo entre 4500 m y 5000 m, y el permafrost continuo, por sobre los 5000 m (tomado y modificado de Azócar, 2013).....	22
Figura 9. Clasificación de glaciares rocosos de acuerdo a su morfología y posición (Tomado y modificado de Humlum 1982 en Irribarren, 2006).....	24
Figura 10. Esquema del control litológico en la morfología externa de pebbly rock glaciers y de bouldery rock glaciers (Tomado de Ikeda y Matsuoka, 2006).	27
Figura 12. Modelo de flujo de agua a través de un glaciar rocoso criogénico (modificado de Giardino, 2013).....	29
Figura 13. Proceso de ortorectificación, obtenido de Leica Geosystems (2005) en Torres (2013).....	34
Figura 14. a) La línea discontinua en amarillo muestra el área aproximada de 1 m ² seleccionada para hacer el muestreo litológico. b) Medición de rumbo de los clastos con respecto a su eje mayor.	41
Figura 15 (a) Par estéreo de fotografías aéreas del vuelo Hycon 1955 efectuado por el Instituto Geográfico Militar en las cercanías de la zona de estudio, números 9156 y 9157. (b) Par estéreo de fotografías aéreas del GEOTEC 2000 efectuado por el SAF, números	

15108 y 15109. El rectángulo rojo representa el sector donde se ubican los dos glaciares rocosos de estudio.	43
Figura 16. Puntos de control de terreno (GCPs) tomados en afloramientos rocosos de la quebrada Caballos y al pie y fuera de los glaciares rocosos 1 y 2. En amarillo se delimitan los contornos del glaciar rocoso 1 (GR1) y glaciar rocoso 2 (GR2). Mapa base: <i>Worldview</i> de ArcGIS, fecha Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, Datum WGS 84. ...	44
Figura 17. Instalación de Antena GNSS base. Izquierda: preparación del receptor móvil. Derecha: instalación de la antena receptora base.	45
Figura 17. Puntos GNSS tomados en terreno sobre la superficie y frente de los glaciares rocosos 1 y 2. Sistema de coordenadas UTM 19 S, Datum WGS 84.....	46
Figura 18. Diagrama de flujo simplificado del proceso de ortorectificación.....	47
Figura 19. Raster resultante de la diferencia altimétrica entre las superficies menores a 30° entre el MDE Hycon y MDE Geotec.	49
Figura 20. Puntos seleccionados en ambos glaciares para representar la altitud real en ese punto, y así poder utilizarlos para calcular el RMSE asociado al MDE generado mediante la interpolación de los puntos restantes. Sistema de coordenadas UTM 19 S, Datum WGS 84.	52
Figura 21. Vista desde Cerritos Blancos al W. Se observa el extenso valle en forma de artesa labrado por glaciares, cuyo contorno se delinea en amarillo. El depósito color gris-azul de la figura corresponde a un depósito morrénico denominado Cerritos Blancos. También se distinguen las pendientes cóncavas hacia el nivel base del río, lo que reafirma la evidencia de un pasado glaciar en ese sector.	54
Figura 22. Perfiles topográficos del fondo de las quebradas Caballos y del Toro Muerto. Se distinguen valles relativamente planos en su base y con laderas que varían desde levemente curvas a abruptas y rectas. <i>Hillshade</i> hecho a partir de la interpolación de las curvas de nivel IGM. Sistema de coordenadas UTM 19 S, Datum WGS 84.....	56
Figura 24. Ejemplos de circos rugosos y empinados en la zona estudio. El estado de meteorización de las paredes rocosas producto de una intensa alteración hidrotermal los hace susceptibles a una mayor producción de detritos.	57
Figura 25. Principales evidencias de erosión glacial en rocas y afloramientos de la quebrada Caballos. a, b corresponden a afloramientos en el sector oriental de la quebrada, los cuales presentan superficies estriadas y pulidas producto del avance del hielo. Por otro lado, c, d y e corresponden a bloques facetados y aborregados, ubicados sobre depósitos morrénicos al Oeste de la quebrada.	58
Figura 26. Ejemplo de morrenas identificadas en el sector de quebrada Caballos. MLW: morrena lateral occidental; MLE: morrena lateral oriental-, MB: morrena basal; MLF: morrena latero frontal. Las líneas rojas representan los ejes de las morrenas claramente observables en terreno, mientras que las líneas amarillas representan cordones compuestos de till glacial que predominan sobre el terreno relativamente plano del sector sur de la morrena lateral occidental (MLW). Sistema de coordenadas UTM 19S.	59
Figura 27. Vista al Oeste de la morrena lateral occidental en quebrada Caballos, la cual se presenta más ancha hacia el Sur, más plana y con un abrupto escarpe hacia el Este, mientras que hacia el Norte se ensancha, el eje axial de la morrena se hace más evidente y no se observa continuidad en el escarpe.	60
Figura 28. Detalle del sector sur de la morrena occidental. a) vista hacia el Norte de la morrena, en donde las líneas rojas delimitan la geoforma al Este y Oeste, la línea discontinua representa el eje del cordón morrénico observado, y la línea amarilla corresponde a la separación entre el cordón y el sector más plano del depósito. b) vista de perfil del cordón morrénico, en donde es posible distinguir el depósito morrénico A	

sobre un depósito clasto soportado con gradación inversa B y cuya base se aplanan, disminuyendo también la granulometría. c) vista en planta del cordón morrénico A. d) vista en planta de del depósito clasto soportado B el cual se observa con mejor selección que A y presenta un tamaño de clastos menor.	61
Figura 29. Sector norte de la morrena lateral occidental, donde se aprecian clastos tamaño bloque, material fino y vegetación. (a) Vista al NE, hacia el valle del río Cochiguás (b) vista hacia el Sur, hacia la quebrada Caballos (c) vista del costado Oeste de la morrena lateral, donde se aprecian leves superficies aplanadas, abundante material tamaño grava – bloque y un color más anaranjado que la superficie.	62
Figura 30. Detalle de la morrena lateral oriental (MLE). (a) Vista Oeste desde MLW, donde se aprecia el eje de axial de la morrena (b) Vista al Norte desde MLE. Notar la escasa vegetación (c) Vista hacia el Norte desde el costado Este de la superficie convexa de la morrena, la cual conserva características típicas de un depósito glacial. La línea amarilla discontinua señala el límite entre esta superficie convexa y otra más plana, en la cual abundan los clastos provenientes de los afloramientos superiores.....	63
Figura 31. Detalle de la morrena lateral oriental (MLE) (a) vista hacia el Este de la quebrada Caballos, donde se observa el sector sur de la morrena lateral oriental (b) Vista desde el sector sur de la MLE hacia el NO. La línea roja divide la ladera de la superficie plana correspondiente a la morrena; la línea discontinua señala zonas de color grisáceo en la morrena, las cuales corresponden al depósito de till glacial que compone esta geoforma. (c) Vista hacia el Norte desde la morrena, donde se observan bloques de más de 2 m de diámetro. (d) Vista en planta del depósito, donde se da cuenta claramente de la cubierta detrítica anaranjada proveniente de los afloramientos superiores sobre la morrena, muchas veces cubriendo la totalidad del depósito glacial.	64
Figura 32. Detritos provenientes de afloramientos superiores depositados directamente sobre la morrena MLE.	65
Figura 33. Vista hacia el Norte desde la quebrada Caballos, donde se distingue la morrena latero-frontal al Norte del río Cochiguás.	66
Figura 34. Morrena basal perteneciente a la unión de las quebradas del Toro Muerto y Vallecillo. (a) Morrena basal cortada por arroyos, en cuyos costados se han desarrollado bofedales. (b) Vista hacia el Norte desde la superficie, donde se aprecia la superficie acolinada del depósito.....	67
Figura 35. vista 3D hacia el Este de los glaciares rocosos 1 y 2.	68
Figura 36. Mapa geomorfológico desarrollado para enfatizar las geoformas correspondientes a los glaciares rocosos, señalando, además, algunas geoformas de origen glacial (morrenas) y procesos gravitacionales como caída de rocas y flujos de detritos (conos). Mapa hecho en base a los criterios citados por Brenning (2005).	69
Figura 37. Ejemplos de características observadas en los glaciares rocosos de la zona de estudio, cuya superficie corresponde a una capa detrítica de bloques gruesos. (a) Glaciar rocoso 7 con escarpe frontal abrupto, ubicado a los pies de la ladera indicada (b) Frontis del glaciar rocoso 1, el cual posee una coloración más blanquecina respecto a su superficie. (c) cordones y surcos (depresiones) en la superficie del glaciar rocoso 3, ubicado a los pies de una ladera.	72
Figura 38. Ejemplo de perfil de ladera criogénica identificada en el sector más distal de quebrada Caballos. Observar la continuidad de la ladera entre los 100 y 600 m y cuya pendiente es aproximadamente 24°.	73
Figura 39. Ejemplos de laderas criogénicas observadas en el sector de estudio. La coloración de las laderas anaranjadas se debe al grado de oxidación de los clastos que la cubren.....	74

Figura 40. Laderas de gelifluxión en el sector de Casa Piedra, ubicadas por sobre 4.100 m s.n.m. (a) Ladera de gelifluxión orientada al Oeste, con lóbulos en la superficie. (b) Ladera de gelifluxión con rasgos menos intensos que (a) y (c). Ejemplo de lóbulo de gelifluxión a los pies de la ladera NS del sector Casa Piedra (d). Vista frontal de (b).	75
Figura 41. Evidencias de criometeorización en afloramientos rocosos del sector de Vallecillo.	76
Figura 42. Nicho de nivación ubicado en la superficie del glaciar rocoso 2.	76
Figura 43. (a) rasgos de selección por congelamiento en la superficie de glaciar rocoso inactivo, donde las franjas evidencian diferencias de tamaño notables. (b) superficie de una ladera criogénica, donde se observan franjas compuestas de partículas tamaño limo intercaladas con franjas tamaño grava y bloque.	77
Figura 44. Superficie de MLW en el sector sur. a) superficie hummocky anaranjada. b) leves depresiones superficiales.	77
Figura 45. Detalle del sector Oeste de la morrena lateral occidental, la que mantiene características de depósito morrénico, pero presenta, además, zonas con una coloración anaranjada, tamaño de clastos más homogéneo y proporción clasto/matriz distinto al resto. (a) Delimitación en línea discontinua de la zona descrita anteriormente, y su similitud con las zonas oscuras del depósito más al Oeste. (b) Identificación y delimitación de una morrena lateral en la quebrada aladaña (quebrada Caballitos). (c) Vista en planta y detalle de la superficie de la zona delimitada en línea discontinua en (a).....	78
Figura 46. Morrena basal de quebrada del Toro Muerto. A la izquierda, imagen satelital del depósito, donde se delimitan en negro las superficies con rasgos especiales. A la derecha, fotografías del depósito en distintos ángulos, evidenciando la recurrencia de selección por congelamiento en depresiones del depósito, los que concentran, además, la mayor parte de los clastos oxidados anaranjados.	79
Figura 47. Conos de talud ubicados en las laderas de las quebradas de estudio, donde se observa su coalescencia lateral con otros conos.	80
Figura 48. (a) Vista en planta del depósito de remoción en masa identificado en el fondo de la quebrada Caballos. (b) Vista al E del escarpe de donde podría haberse generado la remoción, señalándose además los dos glaciares rocosos de la quebrada. (c) Superficie acolinada o hummocky del depósito de avalancha. (d) Frente del depósito, con bloques grisáceos sobresalientes.	82
Figura 49. Mapa geomorfológico desarrollado en la zona de estudio, el cual resume las observaciones realizadas y las geoformas identificadas. La línea amarilla representa el límite con Argentina. Mapa base: hillshade hecho a partir del DEM SRTM 2000, Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.	83
Figura 50. Izquierda: vista 3D de la zona de estudio, donde se distinguen los glaciares rocosos 1 y 2. Derecha: vista en planta de ambos glaciares rocosos con sus principales características y fuentes de alimentación de detritos.	84
Figura 51. Contornos de los glaciares rocosos 1 y 2 delimitados mediante puntos GPS tomados en terreno y en observaciones remotas. La línea punteada representa zonas inferidas debido a la complejidad del terreno. Mapa base: <i>Worldview ArcGIS</i> Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.	85
Figura 52. Mapa de pendientes de los glaciares rocosos, en donde se observa claramente el frontis abrupto y empinado de cada uno. Mapa base: <i>Worldview ArcGIS</i> Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.	86

Figura 53. Escarpe frontal abrupto de los glaciares 1 y 2 de la zona de estudio. El círculo amarillo señala los caballos como escala. La altura aproximada del escarpe frontal del glaciar rocoso 1 es de 20 m, mientras que para el glaciar rocoso 2 es de 15 m.	86
Figura 54. Vista en planta del glaciar rocoso 1, en donde se han marcado con línea negra las depresiones visibles en la imagen satelital, las cuales están concentradas en el límite inferior del cuerpo. Mapa base: imagen del 7 de mayo de 2008 del servidor Google Earth.	87
Figura 55. Localización de diferentes características observadas en la superficie del glaciar rocoso: 1) Tamaño heterogéneo de clastos (mala selección) caracterizado por clastos en su mayoría oxidados, rojizos y anaranjados. 2) Surcos de compresión distinguible tanto en terreno como en la imagen satelital. 3) Menor tamaño de clastos en la zona central-oriental del glaciar rocoso, caracterizado también por clastos meteorizados y oxidados. 4) Bloques angulosos, de mayor tamaño y con menor grado de oxidación, localizado en la zona cercana al límite lateral sur del glaciar. 5) y 6) Rasgos criogénicos como selección por congelamiento observables en los límites superiores del glaciar rocoso. 7) Cordones transversales con morfología de “montículo” sobresaliendo de la superficie del glaciar rocoso, cercano al límite inferior de este. 8) Escarpe lateral pronunciado del glaciar rocoso.	86
Figura 56. Perfiles realizados en la superficie del glaciar rocoso 1 donde se observa una superficie más o menos regular, cuyas depresiones se concentran en el sector lateral inferior del glaciar. Mapa base: <i>Worldview ArcGIS</i> Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.	89
Figura 57. Imagen satelital del glaciar rocoso 2 que muestra las principales depresiones longitudinales y transversales identificadas. Mapa base: imagen del 7 de mayo de 2008 del servidor Google Earth.	90
Figura 58. Perfiles realizados en la superficie del glaciar rocoso 2 donde se observa una clara superficie irregular marcada por profundos surcos y abundantes ridges de dimensiones mayores a 10 m. Mapa base: <i>Worldview ArcGIS</i> Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.	91
Figura 59. Principales rasgos distintivos superficiales del glaciar rocoso 2 y la ubicación de cada uno de ellos en él. 1) Criometeorización observada en el límite inferior, cercano a la confluencia de este glaciar con su vecino, el glaciar rocoso 1. 2) Surcos longitudinales profundos que marcan el límite de la coloración anaranjada y gris de la superficie. 3) Hielo cemento identificado bajo la cubierta detrítica 4). 5) Nieve presente en el sector superior del glaciar rocoso. 6) superficie irregular del glaciar. 7) Depresiones circulares ubicadas en el sector frontal del glaciar. 8) Cuerpo del glaciar rocoso 2 emplazado sobre depósitos no consolidados que se han clasificado como productos de remoción en masa.	92
Figura 60. Localización de hielo traslúcido en los surcos superiores del glaciar rocoso 2. El rectángulo y línea roja representan el sector donde se ha encontrado hielo.	94
Figura 61. Características físicas del hielo del glaciar rocoso 2. Izquierda: hielo cementando clastos de diversos tamaños, cubierto por una gruesa capa detrítica (como la observada en la figura anterior). Derecha: hielo transparente, limpio y con ausencia de burbujas.	95
Figura 62. Formas de nieve encontradas en el glaciar rocoso 2. Izquierda: nieve en forma de penitentes que cuya altura alcanza hasta 50 cm de alto. Derecha: arriba, nieve aterrazada enterrada que cubre la superficie de la zona superior del glaciar. Abajo, detalle de la nieve y dimensiones del espesor del alto de los bancos de nieve.	96

Figura 63. Depresiones circulares identificadas en la imagen satelital y en terreno. Superior: ubicación de estas depresiones en la imagen satelital, la cual ha sido numerada como 1 en la Figura X. Izquierda: depresión circular mayor. Derecha: depresión circular menor. Notar la heterogeneidad del material que las compone.	97
Figura 64. Diagramas de roseta para cada punto muestreado en terreno sobre la superficie del glaciar rocoso 1. El diagrama muestra la orientación preferencial del eje mayor de los clastos en cada uno de los puntos. Sistema de coordenadas UTM 19S.	98
Figura 65. Clastos imbricados cerca del punto 2 indicado en la Figura 61.	98
Figura 66. Distribución de los clastos medidos en los puntos de acuerdo al largo del eje mayor (cm), glaciar rocoso 1. Mapa base: <i>Worldview ArcGIS</i> Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.	99
Figura 67. – Ejemplar de toba cristalina color gris violáceo en la superficie del glaciar 1.	100
Figura 68. Pátina anaranjada de óxidos de hierro cubriendo la superficie de los clastos.	101
Figura 69. Proporción de litologías presentes en cada uno de los puntos muestreados en el glaciar rocoso 1. Mapa base: <i>Worldview ArcGIS</i> Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.	101
Figura 70. Diagramas de roseta para cada punto muestreado en terreno sobre la superficie del glaciar rocoso 2. El diagrama muestra la orientación preferencial del eje mayor de los clastos en cada uno de los puntos. Mapa base: <i>Worldview ArcGIS</i> Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.	102
Figura 71. Distribución de los clastos medidos en los puntos de acuerdo al largo del eje mayor (cm), glaciar rocoso 1. Mapa base: <i>Worldview ArcGIS</i> Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.	104
Figura 72. Proporción de litologías presentes en cada uno de los puntos muestreados en el glaciar rocoso 1. Mapa base: <i>Worldview ArcGIS</i> Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.	104
Figura 72. DEM desarrollados para los glaciares rocosos 1 y 2 a partir de los puntos GNSS, para 1 m de resolución (izquierda) y 26,67 m de resolución (derecha).....	106
Figura 74. Representación de los DEM generados con datos GNSS 2018 en el sector de estudio.	107
Figura 75. a) Fotografía aérea HYCON 1955 ortorectificada de 1 m de resolución. Coordenadas UTM Zona 19S. El rectángulo rojo delimita la ubicación de los glaciares rocosos 1 y 2 amplificados en el recuadro derecho.....	108
Figura 76. Fotografía aérea superpuesta al Modelo de Elevación Digital obtenido a partir de los procesos fotogramétricos. En rojo se delimitan los contornos de los glaciares 1 y 2 (GR1 y GR2 respectivamente).....	110
Figura 77. a) Fotografía aérea GEOTEC 1999 ortorectificada de 1 m de resolución. El rectángulo negro delimita la ubicación de los glaciares rocosos 1 y 2.....	111
Figura 78. Fotografía aérea superpuesta al Modelo de Elevación Digital obtenido a partir de los procesos fotogramétricos. En rojo se delimitan los contornos basales de los glaciares 1 y 2.....	112
Figura 79. Cambios de altura para los glaciares 1 y 2 en el periodo 1955 – 1999. Los ráster representativos de los cambios de elevación se han hecho con resolución de 26,67 m. Mapa base: <i>Worldview ArcGIS</i> Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.	113
Figura 80. Cambios de altura para los glaciares 1 y 2 en el periodo 1999 - 2018. Los ráster representativos de los cambios de elevación se han hecho con resolución de 26,67	

m. Mapa base: <i>Worldview ArcGIS</i> Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.	114
Figura 81. Cambios de altura para los glaciares 1 y 2 en el periodo 1955 - 2018. Los ráster representativos de los cambios de elevación se han hecho con resolución de 26,67 m. Mapa base: <i>Worldview ArcGIS</i> Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84. Unidad de coordenadas: metro.	115
Figura 82. Esquema que resume las diferencias de altura para el periodo 1955 – 2018 (línea azul) para ambos glaciares rocosos, considerando los periodos 1955 – 1999 y 1999 – 2018. G1: glaciar rocoso 2; G2: glaciar rocoso 2.....	116
Figura 83. Izquierda: bloque aislado ubicado en la ladera sur de la quebrada (a) que actualmente no está (b). Derecha: comparación de detritos distinguibles en ambas fotografías (a) y (b), donde en el caso (b) los detritos tamaño bloque, encerrados en rojo, son más numerosos y evidentes a lo pies del talud frontal del glaciar rocoso 1.	119
Figura 84. Comparación de imágenes que evidencian bloques presentes en las laderas laterales del glaciar rocoso 1 en el año 1955 y que en la actualidad (2008) están ausentes.	120
Figura 85. Comparación de imágenes que evidencian bloques presentes la zona superior del glaciar rocoso 2 en la actualidad (2008) y que están ausentes en las fotografías del año 1999.	121
Figura 86. <i>Ridges</i> (líneas rojas) identificados para ambos glaciares rocosos a partir de la fotografía Hycon 1955. Las líneas negras indican los <i>ridges</i> identificados actuales. El mapa base utilizado para los <i>ridges</i> de las fotografías Hycon (rojos) fue la imagen ortorectificada obtenida de la técnica fotogramétrica, con sistema de coordenadas UTM 19 S y datum WGS 84. Unidades de coordenadas: metros.	121
Figura 87. <i>Ridges</i> (líneas rojas) identificados para ambos glaciares rocosos a partir de la fotografía Hycon 1999. Las líneas negras indican los <i>ridges</i> identificados actuales (2008). El mapa base utilizado para los <i>ridges</i> de las fotografías GEOTEC (azules) fue la imagen ortorectificada obtenida de la técnica fotogramétrica, con sistema de coordenadas UTM 19 S y datum WGS 84. Unidades de coordenadas: metros.	122
Figura 88. <i>Ridges</i> para ambos glaciares rocosos en todos los periodos señalados: 1955 (rojo), 1999 (azul) y 2008 (negro). El mapa base utilizado para los <i>ridges</i> de las fotografías Hycon (rojo) y GEOTEC (azul) fueron las imágenes ortorectificadas obtenidas de la técnica fotogramétrica. Los contornos actuales (2008, en negro) fueron obtenidos utilizando como mapa base una imagen georeferenciada del 7 de mayo del 2008 del servidor Google Earth. Sistema de coordenadas UTM 19 S y datum WGS 84. Unidades de coordenadas: metros.....	122
Figura 89. Precipitación acumulada anual en estaciones meteorológicas cercanas para distintos periodos de tiempo. Los puntos en rojo indican las estaciones cercanas analizadas. No se incluye la estación La Serena por estar fuera del área aledaña.	123
Figura 90. Precipitación acumulada anual de la estación La Serena en el periodo 1900 – 2017. En rojo se indica la tendencia negativa de los datos históricos, así como la ecuación obtenida para tal regresión lineal.	124
Figura 91. Temperatura promedio anual en estaciones meteorológicas cercanas, para el periodo de tiempo estipulado en cada una de ellas.	125
Figura 92. Precipitación acumulada anual (mm) estimada a partir de los modelos climáticos para la zona de estudio hecha por el Centro de la Resiliencia del Clima (CR2).	126
Figura 93. Precipitación acumulada anual (mm) para todas las estaciones referidas anteriormente.....	127

Figura 94. Esquema de la posible dinámica asociada a la remoción en masa de la quebrada Caballos.	132
Figura 95. Glaciares rocosos (activos e inactivos) identificados en el estudio, donde además se muestran en rojo los glaciares identificados en el Inventario Nacional de Glaciares (DGA, 2014). Mapa base: hillshade desarrollado a partir del DEM SRTM 2000, curvas de nivel obtenidas del IGM. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.	133
Figura 96. Mapa geológico acotado a la zona de estudio, donde se observa la que la proveniencia litológica está dada principalmente por detritos pertenecientes a la Formación Pastos Blancos (PzTrpb) y por la zona de alteración hidrotermal (ah). La línea de roja representa el área de estudio, mientras que el contorno verde representa la ubicación de los glaciares rocosos 1 y 2 de estudio. Modificado de Mpodozis y Cornejo (1986). Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.	136
Figura 97. Frente de glaciares rocosos según la clasificación de Janke <i>et al.</i> (2015) y la comparación de los perfiles longitudinales realizados en ambos glaciares rocosos, una de las maneras de identificar a qué clase corresponde cada uno.	138
Figura 98. Tasas de fusión del hielo respecto al grosor de la capa de detritos en los glaciares cubiertos de diferentes lugares del mundo. Tomado de Mattson <i>et al.</i> (1993) en Torres (2010).	146
Figura 99. Tendencias de temperatura máxima por estación entre 1979 y 2015. Las tendencias de calentamiento significativas se muestran con triángulos rojos. La zona delimitada en negro representa el área aproximada donde se encuentra la zona de estudio. Modificado de Burger <i>et al.</i> , 2018.	149

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Características diagnósticas del estado de actividad en glaciares rocosos según Giardino y Vick (1987) e Imhof (1996) en Ferrando (2002).	26
Tabla 2. Criterios utilizados para la identificación de formas de relieve glacial mediante imágenes satelitales. Modificado de Izagirre (2018).	37
Tabla 3. Evaluación de características geomorfológicas, geomorfométricas y ambientales para la determinación de la actividad de glaciares rocosos en los Andes semiáridos de Chile (Modificado de Azócar, 2013).	38
Tabla 4. Supuestos para estimar los equivalentes en hielo de glaciares rocosos. Modificado de Brenning (2005).	40
Tabla 5. Fuente de datos y características de las fotografías aéreas adquiridas	42
Tabla 6. Diferencias de elevación del modelo Hycon y Geotec respecto de los puntos de control GCPs obtenidos en terreno (GNSS 2018).	48
Tabla 7. Error asociado (m) a la variación altimétrica en las zonas estables fuera del glaciar.	50
Tabla 8. Unidades geomorfológicas reconocidas en las tres principales quebradas de estudio.	55
Tabla 9. Glaciares rocosos identificados en la cuenca con sus características geométricas, volumen estimado y equivalente en agua.	70
Tabla 10. Largo, ancho, forma, composición y ubicación de los glaciares rocosos ubicados en la zona de estudio.	71
Tabla 11. Características geométricas de los glaciares rocosos 1 y 2, tomando en consideración el espesor calculado obtenido en el capítulo de geomorfología.	87
Tabla 12. Resumen de la resolución y RMSE calculado para los MDE generados a partir de datos GNSS superficiales adquiridos en terreno en 2018 en los glaciares rocosos 1 y 2.	106
Tabla 13. Características del modelo de elevación Hycon, año 1955.	110
Tabla 14. Características del modelo de elevación GEOTEC, año 1999	112
Tabla 15. Resumen de las diferencias de altura para el periodo 1955 – 1999 para ambos glaciares rocosos y la disminución anual promedio.	113
Tabla 16. Resumen de las diferencias de altura para el periodo 1999 – 2018 para ambos glaciares rocosos y la disminución promedio anual.	115
Tabla 17. Resumen de las diferencias de altura para el periodo 1955 – 2018 para ambos glaciares rocosos y la disminución promedio anual.	116
Tabla 18. Resumen general de las diferencias de altura para el periodo 1955 – 2018 para ambos glaciares rocosos, considerando la variación promedio entre ambos, cantidad de años y disminución promedio por año.	116
Tabla 19. Estimación del error del promedio de los cambios de elevación de los MDE para ambos glaciares rocosos.	117
Tabla 20. Estimación de los cambios de volumen en ambos glaciares rocosos respecto a los periodos mencionados	117
Tabla 21. Estimación del error de los cambios de volumen en ambos glaciares rocosos y el error promedio para cada periodo de estudio.	117
Tabla 22. Resumen de los cambios de volumen en ambos glaciares rocosos, el error promedio asociado para cada periodo de estudio, y el porcentaje que representa el error respecto de las variaciones volumétricas calculadas.	118

Tabla 23. Resumen de los cambios de volumen en ambos glaciares rocosos, el error asociado y el volumen de agua equivalente para cada periodo de tiempo.....	118
Tabla 24. Variación de precipitaciones en los periodos señalados para cada estación a partir de la curva de tendencia calculada.	124
Tabla 25. Variación de temperaturas medias anuales en los periodos señalados para cada estación a partir de la curva de tendencia calculada.	126
Tabla 26. Rangos de pendiente, procesos asociados y superficie que ocupan dentro de la cuenca.....	145

1. INTRODUCCIÓN

Los Andes Semiáridos es una zona de transición climática caracterizada por un clima árido por el norte, a uno semiárido por el sur. Al norte de los 27,5°S las precipitaciones ocurren principalmente durante el verano y asociadas al monzón tropical; hacia el sur de esta latitud ocurren principalmente durante el invierno y asociadas a la acción de los vientos del oeste (Garreaud *et al.*, 2008).

La isoterma de 0°C, obtenida a partir de la temperatura media anual (MAAT Mean *Annual Air Temperature* en inglés), en el sector del área de estudio (29°S) se sitúa aproximadamente a ~4350 m s.n.m., descendiendo hacia el sur hasta 3900 m s.n.m. a los 32°S (Azócar *et al.*, 2017). El régimen de precipitaciones, por otro lado, es mayoritariamente invernal sobrepasando los 150 mm (Azócar y Brenning, 2010) promedio en zonas cordilleranas, lo que va disminuyendo progresivamente hacia el norte. Las precipitaciones se ven influenciadas por El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), que provoca un aumento de las precipitaciones en periodos de El Niño y las reduce durante La Niña (Azócar y Brenning, 2010).

El área se ubica en el segmento de subducción plana, lo que controla el alto relieve que adquiere la cordillera, la intensa deformación que afecta a las rocas aflorantes y la elevada actividad sísmica de la región, además de la ausencia de volcanismo cuaternario activo, ejerciendo un importante control sobre la geomorfología (Elissondo, 2007). Este relieve montañoso está caracterizado por altas pendientes y profundos valles. La parte alta de la cuenca se caracteriza por una geomorfología glacial y periglacial con presencia de taludes, pendientes rectilíneas, glaciares rocosos y laderas de soliflucción y geliflucción.

Entre las formas de origen glacial se encuentran depósitos morrénicos, glaciares cubiertos y los circos glaciares en las cabeceras de las cuencas (Paskoff, 1967). Por otro lado, intensivos procesos de meteorización física y la ausencia de incisiones fluviales provee excelentes condiciones para el desarrollo de pendientes rectilíneas en el área, constituyendo una forma importante en el ambiente periglacial en esta zona (Brenning, 2005a). De la misma manera, se observa una importante presencia de depósitos de avalanchas de rocas, de nieve y glaciares rocosos en el área (Paskoff, 1967; Brenning, 2005a). El nombre oficial en Chile es “glaciar rocoso” (CECs-DGA, 2009; DGA, 2016), similar al francés, italiano y portugués (*glacier rocheux*, *ghiacciaio roccioso* y *geleira rochosa*, respectivamente), aunque se podría llamar glaciar de roca (Geoestudios-DGA, 2008) o glaciar de rocas (Marangunic y Marangunic, 2010) según una traducción literal del inglés (*rock glacier*).

Debido a la escasez de precipitaciones la mayor parte del año, las reservas hídricas en este sector dependen principalmente de la cantidad de nieve acumulada en la alta cordillera y de su posterior fusión e infiltración, lo que alimenta las cuencas de los

principales cursos fluviales, como es el caso del Elqui, Limarí y Choapa en la Región de Coquimbo. Esta configuración climatológica de alta montaña y sus consecuentes cursos fluviales constituyen un recurso primordial en el desarrollo de actividades agrícolas y ganaderas de la zona (Janke *et al.*, 2015).

Sin embargo, la región se ha visto frecuentemente impactada por eventos de sequía de diversa severidad, intensidad y duración (Aldunce y González, 2009; Garreaud *et al.*, 2017). De hecho, actualmente la región está siendo afectada por el fenómeno de la “megasequía de Chile central” (CR2, 2015), traducándose en un déficit hídrico aproximado del 30% entre 2010-2015 (Garreaud, 2017), y superando largamente cualquier otro evento durante el registro pluviométrico histórico. Este problema se vuelve más relevante en el futuro debido las tendencias que indican una disminución de la precipitación y un aumento en la temperatura del aire en la superficie en los Andes centrales de Chile, lo que continuaría en el siglo XXI (IPCC, 2013).

Todo lo anterior ha propiciado el interés de las comunidades y del Estado de Chile por conocer la disponibilidad de reservas hídricas, su dinámica a través del tiempo y su distribución espacial, en el que los glaciares rocosos han sido particularmente señalados como potenciales reservas hídricas en zonas áridas. Estos son unidades geomorfológicas presentes en ambientes de alta montaña de Chile y el mundo, los cuales han sido principalmente estudiados durante las últimas décadas, en términos de comprender su proceso de formación, distribución y rol hidrológico, entre otros aspectos (Azócar, 2017). Corresponden a formas de origen tanto glacial como periglacial, comúnmente descritos como formas de acumulación rocosa con contenido de hielo variable o nulo, producido, depositado y deformado principalmente durante el holoceno y en tiempos históricos recientes (Birkeland, 1973; Haeberli *et al.*, 2003).

Su génesis aún es un tema de discusión (Barsch, 1996; Potter *et al.*, 1998; Giardino *et al.*, 2011; Monnier, 2014; Janke, 2015) en la que, por un lado, se argumenta a favor de un origen predominantemente criogénico (Barsch, 1996), cuya estructura interna sería una matriz de roca con hielo intersticial, genéticamente del ámbito del permafrost, mientras que otros autores abogan por origen más bien glaciogénico (Whalley y Martin, 1992; Potter *et al.*, 1998; Burger *et al.*, 1999), donde corresponde a una forma transicional derivada de procesos glaciales. Sin embargo, hoy existe un consenso en que estas criofomas pueden tener uno u otro origen, e incluso pueden coexistir en una misma zona.

Entre los estudios desarrollados en materia de glaciares rocosos en el ambiente de alta montaña en los Andes chilenos, destacan los aportes de Liboutry (1956), quien se refiere a glaciares “subterráneos” e indica la presencia de glaciares rocosos en sectores áridos de la cordillera, entre el Volcán Lullaillo (24°23'S) y el Cerro Las Tórtolas (29°56'S). Posteriormente, Paskoff (1970) observa que la alta cordillera del sector semiárido presenta un dominio de numerosos glaciares rocosos resultantes tanto de procesos glaciales como periglaciales. Marangunic (1976) define aspectos cuantitativos de los glaciares rocosos, como el espesor de la cubierta detrítica y del hielo, la velocidad del

flujo y la acumulación neta anual. Por otro lado, los inventarios de glaciares de los años ochenta (Valdivia, 1984a y 1984b; Garin, 1987; Rivera, 1989) han identificado y localizado potenciales glaciares rocosos en la cordillera de los Andes, pero sin entregar antecedentes respecto de sus características morfológicas, genéticas y evolutivas.

En los últimos años, Geoestudios desarrolló para la Dirección General de Aguas un informe para la identificación de glaciares rocosos (Geoestudios Ltda.-DGA, 2008) en el que principalmente se utilizó fotointerpretación morfológica de los glaciares. Sin embargo, y como en el mismo informe se señala, es posible que las formas consideradas como glaciares rocosos realmente no lo sean, pudiendo corresponder a otras morfologías glaciales, y enfatizando además en que tal incertidumbre sólo se puede verificar en terreno. Una buena práctica es aquella adoptada en el primer inventario de glaciares de Argentina (IANIGLA-CONICET, 2018) en que solamente se incluyen glaciares rocosos (llamados glaciares de escombros en Argentina) con contenido de hielo, y se excluyen los glaciares rocosos fósiles.

El Instituto de Geografía de la Universidad Católica realizó para la DGA dos informes relacionados a la dinámica de glaciares rocosos en el Chile semiárido (PUC-DGA, 2010), en el que primeramente se ha definido un plan de monitoreo en terreno para evaluar la dinámica de estos cuerpos para así, posteriormente, proceder a la actualización del inventario de glaciares rocosos de las cuencas de los ríos Elqui, Limarí y Choapa. No obstante, el informe se hizo en base a observaciones en terreno para sólo dos glaciares de la cuenca alta del río Elqui, mientras que la mayor parte del inventario se hizo de manera remota y utilizando imágenes satelitales.

En 2014 la DGA (DGA, 2014) finalizó el primer inventario completo de glaciares de Chile, llamado Inventario Público de Glaciares, que explícitamente incluye los glaciares rocosos activos e inactivos, pero excluye en principio aquellos fósiles sin contenido de hielo.

A la fecha, destacan principalmente los aportes de Brenning (2003, 2004, 2005, 2006, 2010, 2012) y de Monnier y Kinnard (2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017), en donde se ha abarcado principalmente la importancia hidrológica, geomorfológica y estructura interna de glaciares rocosos en los Andes Semiáridos. Sin embargo, pese al avance en el conocimiento de este tema, aún faltan interrogantes por resolver, tanto acerca del origen criogénico vs. glaciogénico (Monnier *et al.*, 2014; Milana y Güell, 2008), como en lo que respecta a la relevancia hídrica de los glaciares rocosos (Azócar y Brenning, 2010; Brenning y Azócar, 2010; Arenson y Jakob, 2010; Brenning, 2010).

En ese sentido, la Quebrada Caballos, ubicada en las nacientes del río Claro y del río Cochiguás, en la alta cordillera de la Región de Coquimbo, representa un lugar potencialmente interesante para estudiar estas geofomas, abarcando la problemática respecto a su variación volumétrica temporal y su relación con el cambio climático. Resolver esta problemática tiene además implicancias sociales en cuanto al

conocimiento y protección de glaciares para las comunidades aledañas, las cuales necesitan conocer la ubicación y características de estos glaciares rocosos, y la disponibilidad de recursos hídricos para su sector, para así poder elaborar estrategias de conservación frente a amenazas ambientales generadas por las actividades mineras y de otra índole.

Esta investigación está enmarcada en el proyecto “Geología de las áreas Pisco Elqui – Río La Gloria y Paso de Agua Negra” en el marco del mapa geológico 1:100.000 del Plan Nacional de geología del SERNAGEOMIN, y apunta a contribuir al conocimiento de la criósfera en los Andes mediante el estudio de la morfología de glaciares rocosos, la caracterización de criofomas en terreno, la variación volumétrica de estos cuerpos en el tiempo y sus posibles implicancias hídricas en las cuencas de alta montaña.

1.1 Ubicación y zona de estudio

El área de estudio corresponde a la subcuenca del río Cochiguás, parte de la cuenca del río Elqui, localizada entre los 30°20' y 30°29' de latitud sur. Colinda al norte y noreste con la cuenca del río Ingaguás, y su nacimiento es en la alta cordillera en el límite con Argentina. Administrativamente, el sector se localiza en la comuna de Paihuano, provincia de Elqui en la región de Coquimbo, a 46 km al sureste de la comunidad de Alcohuz, en el Valle del Elqui.

Los glaciares rocosos a estudiar se ubican al interior de la Quebrada Caballos, parte de esta misma subcuenca, la cual se ubica entre los 30,44° y 30,47° de latitud sur, a los pies de la ladera rocosa que marca el límite fronterizo entre Chile – Argentina, en el nacimiento del río Cochiguás.

Accesos

Para acceder al área de estudio se debe conducir por la ruta 41, también conocida como Camino Internacional Gabriela Mistral, desde la ciudad de La Serena al oriente, y recorrer 75 km por el Valle del Elqui, hasta la localidad de Rivadavia (Figura 1). Una vez ahí, se accede a la ruta D-485 hacia el sur, bordeando el río Elqui, pasando por la localidad de Alcohuz hasta llegar al final del camino donde se ubica la entrada a el Área Protegida Privada y Santuario de la Naturaleza Estero Derecho (APP Estero Derecho).

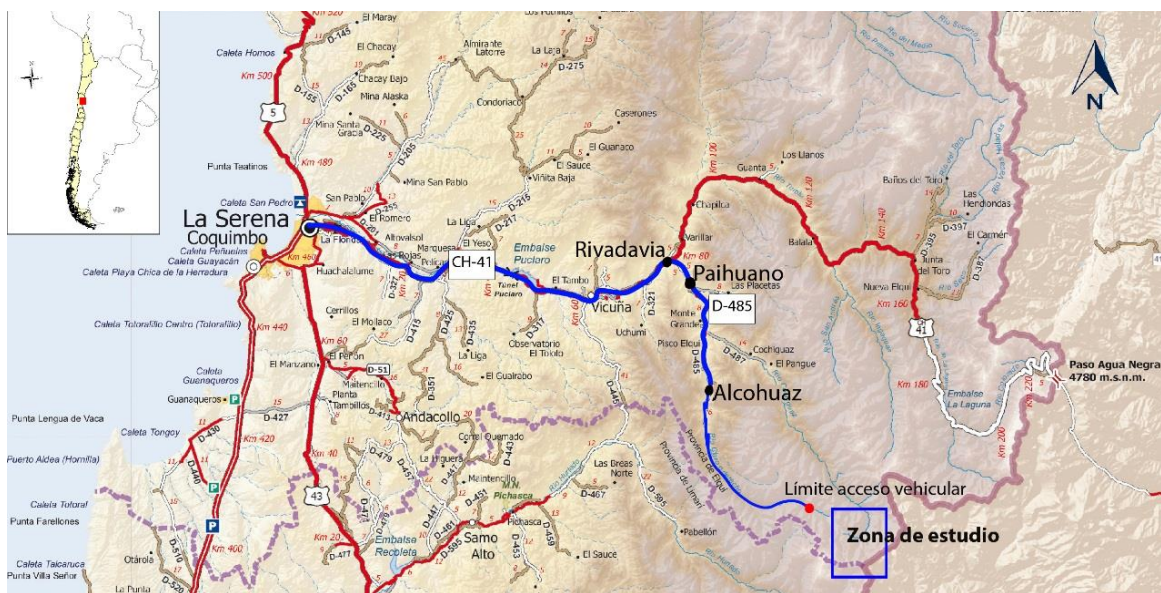


Figura 1. Acceso al área de estudio. La línea azul representa la ruta de acceso desde La Serena. El rectángulo en azul delimita el sector de Quebrada Caballos, donde nace el río Cochiguás. Modificado de MOP, 2016.

Desde este lugar es posible acceder en vehículo hasta el sector conocido como Cerritos Blancos (Figura 2, 1), pudiendo tomar dos alternativas para llegar al campamento base: una ruta más directa bordeando las nacientes del río Claro a caballo, u otra ruta continuando por el camino vehicular hasta donde éste termina (Figura 2, 1), para continuar descendiendo a caballo rodeando la cabecera del río Cochiguás, llegando al campamento base desde el Norte (Figura 2, 1).

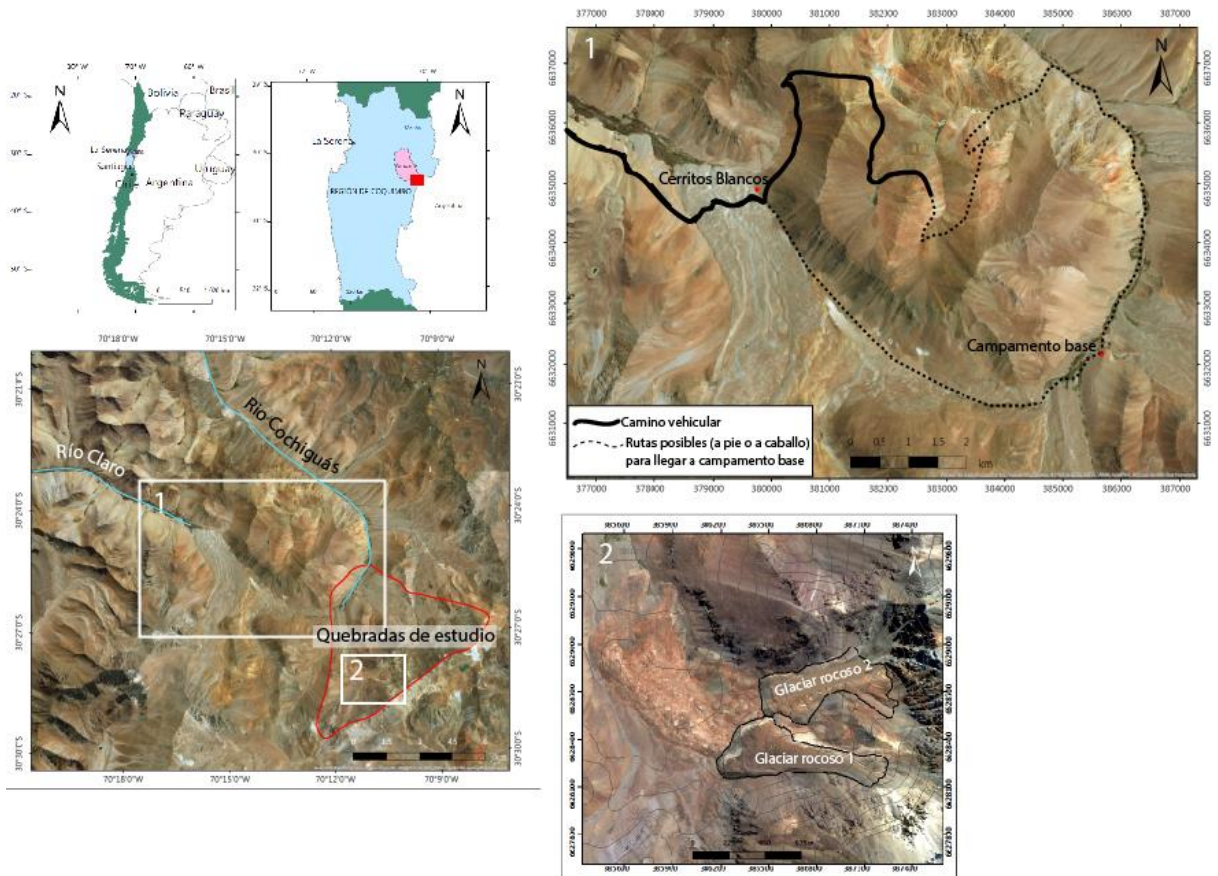


Figura 2. Ubicación y accesos de la zona de estudio. La imagen inferior izquierda representa la zona de estudio (en rojo). El rectángulo marcado con el número 1 representa la zona de acceso al lugar y donde termina el camino vehicular, y el rectángulo 2 muestra la quebrada en donde se localizan los glaciares rocosos 1 y 2 del estudio.

El acceso a los dos glaciares de estudio requiere recorrer 3,8 km a pié o a caballo en dirección sur desde el punto anterior. El sendero es regular y está bien delimitado por dos laderas tanto al oeste como al este de la quebrada, y prosigue hasta un gran depósito anaranjado de superficie aborregada que proviene desde el sureste. Aquí se debe remontar el depósito en dirección Sureste, para luego llegar al escarpe frontal de los glaciares rocosos a estudiar (Figura 2, rectángulo 2).

1.2 Hipótesis de Trabajo

La geomorfología de la alta cuenca del Río Cochiguás, Región de Coquimbo, es resultado de procesos glaciales y periglaciales pasados y activos en este ambiente de alta montaña. En ese contexto, los glaciares rocosos presentes en esa zona son expresiones geomorfológicas de estos procesos, cuyo volumen ha disminuido durante el periodo 1955 – 2018 como consecuencia de los factores climáticos que afectan a la zona, en particular el calentamiento y la disminución de precipitaciones.

Bajo esta hipótesis se espera obtener modelos de elevación digital que conlleven a cuantificar la variación de volumen de estas geoformas, para así poder relacionarlas a los datos climatológicos correspondientes al periodo de tiempo mencionado. Además, el mapeo geomorfológico y la consiguiente interpretación apuntan a mejorar los conocimientos sobre glaciares rocosos de los Andes chilenos, a realizar una buena delimitación y clasificación de estas geoformas, y a entender cómo el sector de estudio ha evolucionando en el tiempo. Por consiguiente, permitirá validar los inventarios actualmente disponibles, proponiendo mejoras respecto a la metodología y clasificación empleada.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General:

Estudiar y caracterizar la geomorfología glacial y periglacial en la alta cuenca del río Cochiguás, analizando su relación con las variaciones morfológicas y geométricas de los glaciares rocosos presentes en el sector, la geología de la zona y las condiciones climáticas recientes.

1.3.2 Objetivos Específicos:

1. Describir y caracterizar la geomorfología glacial y periglacial de la cuenca del río Cochiguás.
2. Comparar con información geomorfológica y geológica preexistente y con el Inventario Público de Glaciares.
3. Determinar las variaciones morfológicas y volumétricas de dos glaciares rocosos de la cuenca del río Cochiguás en el periodo comprendido entre 1956-2017 y su relación con cambios climáticos recientes.

2. MARCO TEÓRICO

2.1 Marco geológico regional

2.1.1 Antecedentes tectónicos y morfoestructurales

El área de estudio se ubica en los Andes Centrales del Sur, en la latitud $30^{\circ}28'S$, donde el ángulo de subducción entre las placas Nazca y Sudamericana es cerca de 10° , sector que usualmente es referido como el "segmento de subducción plana de Chile Central" (Barazangi e Isacks, 1976; Jordan *et al.*, 1983; Gutscher *et al.*, 2000) y como "segmento de subducción plana pampeano" por Folguera *et al.* (2002). Este segmento se caracteriza por un intenso acoplamiento entre las placas Nazca y Sudamericana, una corteza continental altamente comprimida y por la ausencia de un valle longitudinal que separe la Cordillera Frontal (morfoestructura de la Cordillera de Los Andes) de la Cordillera de la Costa (Figura 3) (Pardo *et al.*, 2006). Yañez *et al.* (2001) sugiere que la subducción plana en esta región está relacionada a la subducción del *ridge* asísmico de Juan Fernández a los $33^{\circ}S$, el cual ha estado continuamente subductando bajo Sudamérica en el mismo punto desde hace 10 Ma.

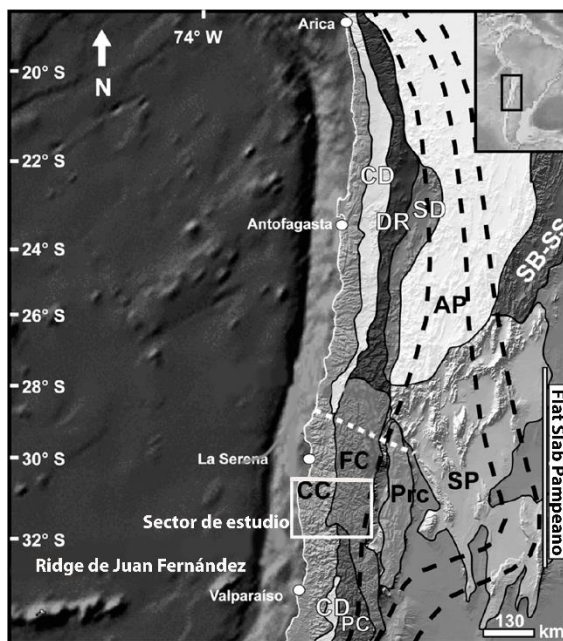


Figura 3. Morfoestructuras presentes en la zona de estudio: Cordillera de la Costa (CC), Cordillera Frontal (FC) y Precordillera (Prc). Se aprecia la ausencia de la Depresión Central (CD) en la zona definida como *flat slab*, a diferencia del resto de los Andes al norte y al sur de esta. CC, Cordillera de la Costa; CD, Depresión Central; DR, Cordillera de Domeyko; SD, Depresión Subandina; AP, Altiplano-Puna; FC, Cordillera Frontal; Prc, Precordillera; SP, Sierras Pampeanas; PC, Cordillera Principal. Modificado de Rodríguez *et al.*, 2013.

La geomorfología a gran escala en la zona de estudio está caracterizada por un marcado incremento en la elevación a lo largo de la transecta Oeste-Este (Aguilar *et al.*, 2011, 2013). Este rasgo geomorfológico de primer orden representa un frente topográfico que separa dos unidades morfoestructurales elongadas en dirección norte-sur, correspondientes a la Cordillera de la Costa, al Oeste, y a la Cordillera Frontal, al Este (Figura 3).

La Cordillera de la Costa se caracteriza por una serie de plataformas costeras que presentan baja pendiente (Paskoff, 1970; Ota *et al.*, 1995; Benado, 2000; Saillard *et al.*, 2009; Rodríguez *et al.*, 2015), mientras que, hacia el Este, esta alcanza su máxima elevación a los 3.200 m s.n.m. Esta morfoestructura corresponde principalmente a un homoclinal con vergencia Este de rocas volcano-sedimentarias Triásicas-Cretácicas inferior, en inconformidad al basamento metamórfico y sedimentario de edad Devónica-Pérmica (Rivano y Sepúlveda, 1991).

La Cordillera Frontal, por su parte, alcanza elevaciones de hasta 6.700 m s.n.m. Está formada por un núcleo de unidades magmáticas Carboníferas-Pérmicas (Nasi *et al.*, 1990; Pineda y Calderón, 2008), las cuales están cubiertas hacia el Oeste por un bloque de rocas volcano-sedimentarias Triásicas-Cretácicas Inferior, e intruidas por un arco magmático Cretácico Tardío-Paleoceno temprano (Mpodozis y Cornejo, 1988; Nasi *et al.*, 1990; Pineda y Emparán, 2006; Pineda y Calderón, 2008). Hacia el este, por otro lado, el basamento es intruido por un bloque compuesto mayormente por rocas volcánicas y magmáticas Permo-Triásicas sobreyacidas en inconformidad por rocas volcano-sedimentarias Oligocenas-Miocenas (Maksaev *et al.*, 1984; Nasi *et al.*, 1990; Bissig *et al.*, 2001; Murillo *et al.*, 2017).

Finalmente, el área al Este del frente topográfico principal corresponde a la Cordillera Principal, la cual está definida por un núcleo de rocas volcano-sedimentarias Oligocenas-Miocenas (Charrier *et al.*, 2002; Mpodozis *et al.*, 2009; Jara y Charrier, 2014). Estas rocas están cubiertas en inconformidad por rocas volcánicas subhorizontales Miocenas e intruidas por un arco magmático Mioceno de rumbo norte-sur (Mpodozis *et al.*, 2009; Jara y Charrier, 2014).

2.1.2 Principales unidades geológicas

En cuanto a la litología del sector (Figura 4), en la subcuenca del río Cochiguás afloran una serie de unidades intrusivas, metamórficas y sedimentarias, la mayor parte de ellas con edades que van desde el Paleozoico al Triásico (Mpodozis y Cornejo, 1988). Estas rocas corresponden al basamento de las unidades geomorfológicas que se detallan más adelante, y representan la principal litología de los distintos depósitos y geoformas identificadas en el sector.

El área principal de estudio (Figura 4, b) está constituida esencialmente por rocas carboníferas de la Super Unidad Elqui (SUE), por rocas Pérmico-Triásicas de la Super Unidad Ingaguás (SUI) y por rocas Miocenas de la Unidad Infiernillo, todas ellas rocas intrusivas.

Por un lado, la Super Unidad Elqui agrupa a un conjunto de plutones formados por granitoides leucocráticos a mesocráticos, de grano grueso, con bandeamiento sinmagmático, cataclástico y milonítico, surcados por enjambres de diques básicos (andesíticos y andesítico-basálticos) y félsicos. Incluye desde gabros a monzogranitos.

En la zona de estudio, esta super unidad está representada por granodioritas y monzogranitos leucocráticos de biotita y muscovita, de grano medio a grueso y color gris claro hasta blanco (Unidad Cochiguás); y por granodioritas y granitos cataclásticos de grano muy grueso y textura hipidiomórfica, afectados por fracturamiento y recristalización (Unidad El Volcán).

En el curso inferior del río Cochiguás aparece bien expuesto el Plutón Cochiguás, el mayor de los plutones de la unidad del mismo nombre. En la zona del río Claro, los plutones están atravesados por enjambres de diques básicos subverticales, que constituyen más del 50% del volumen total del plutón en algunos afloramientos. La Unidad El Volcán, en cambio, se encuentra en la zona cercana a la frontera con Argentina, intruyendo por el oeste a la Formación Hurtado, y por el este, a la Formación Pastos Blancos. Esto último marca el límite oriental de los intrusivos de la Super Unidad Elqui mediante un contacto intrusivo-tectónico.

La Super Unidad Ingaguás, por otro lado, es una asociación de plutones generalmente hololeucocráticos, que se disponen, en su mayor parte, al oriente de los afloramientos de la Super Unidad Elqui. Los granitoides de esta super unidad intruyen tanto a los esquistos del Complejo Metamórfico El Cepo como a la Formación Pastos Blancos y los granitoides de la Super Unidad Elqui.

En el sector central de la zona de estudio (Figura 4, b), esta super unidad está representada por monzogranitos y sienogranitos leucocráticos “rosados” de grano medio de la Unidad El León.

El último grupo de rocas intrusivas lo compone la Unidad Infiernillo, de edad Miocena, las que corresponden a dioritas cuarcíferas de grano medio-fino, granodioritas, tonalitas y pórfidos andesíticos subordinados. Las rocas de caja son el Complejo Metamórfico el Cepo, la Formación Pastos Blancos, granitoides Paleozoicos y la Formación Doña Ana. Rocas de esta unidad afloran en el sector oriental de la zona de estudio, en una franja N-S cerca del límite con Argentina.

Además de las rocas intrusivas señaladas anteriormente, hay una importante área al Sur-Sureste de la zona de estudio constituida por rocas volcánicas del Paleozoico Superior-Triásico Inferior de la Formación Pastos Blancos, las que corresponden principalmente a lavas riolíticas, flujos ignimbríticos, tobas, intercalaciones de brechas volcánicas y escasos niveles de areniscas y conglomerados.

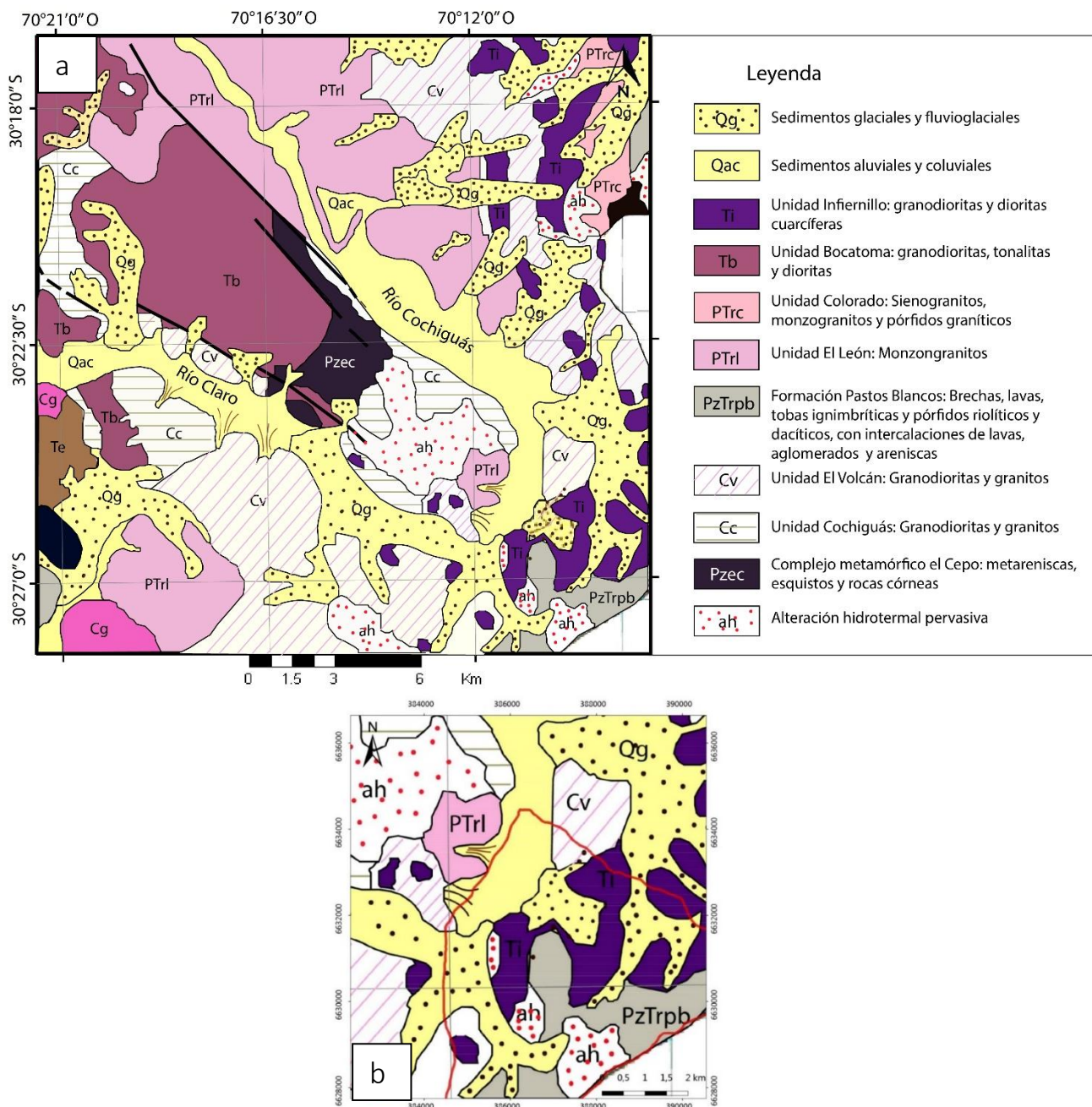


Figura 4. a) Mapa geológico general del sector con las principales unidades geológicas definidas por Mpodozis y Cornejo (1988) en la Hoja Pisco Elqui. b) Detalle de la geología de la zona de estudio. Modificado de Mpodozis y Cornejo (1988).

2.2 Marco climático

2.2.1 Antecedentes climáticos generales de los Andes Semiáridos del norte de Chile

En términos generales, el área de estudio se ubica en una zona de transición entre climas áridos y semi-húmedos, inmediatamente al sur de lo que se conoce como “Diagonal Árida”, la cual cruza Sudamérica desde el golfo de Guayaquil, en Ecuador, y finaliza en la costa atlántica de la Patagonia, entre lo 25° y 27° S (Eriksen, 1983; Zech *et al.*, 2006; Ginot *et al.*, 2006). Al norte de esta diagonal existe una mayor influencia del Sistema Amazónico (SMS, Sistema Monzónico Sudamericano), mientras que al sur está condicionado por el Sistema de Circulación del Pacífico y los *westerlies* (vientos del Oeste) (Figura 5), en donde se desarrollan glaciares generados por frentes húmedos provenientes del Pacífico y precipitaciones invernales (Ammann, *et al.*, 2001).

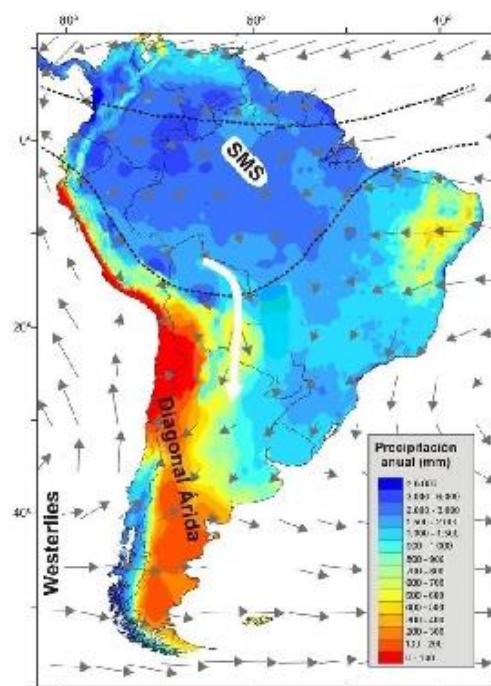


Figura 5. Índice de precipitación anual (mm) en Sudamérica, y circulación atmosférica, donde se distingue en rojo la región denominada como Diagonal Árida. SMS: Sistema Monzónico Sudamericano. Extraído y modificado de Martini (2016).

El clima de la zona depende también de la presencia del anticiclón del Pacífico. Este es un sistema de alta presión ubicado en el sureste del Océano Pacífico donde la presión atmosférica es mayor que su área circundante, lo que produce un movimiento descendente de las masas de aire que inhiben el desarrollo de nubosidad y precipitación, y favorecen cielos despejados con una alta radiación solar (Escobar y Aceituno, 1998).

2.2.2 Fenómenos asociados al ENSO y a otros índices climáticos en las precipitaciones y temperaturas

Otro patrón de circulación que tiene una fuerte influencia en las condiciones climáticas es el Fenómeno El Niño – Oscilación del Sur (ENSO), el cual corresponde a una reorganización de los patrones de circulación atmosférica-oceánica en el Pacífico tropical que produce un aumento en las precipitaciones en las latitudes medias. El proceso opuesto a este fenómeno se llama La Niña, la cual provoca una disminución en las precipitaciones que intensifican las condiciones de sequía en el área de estudio (Garreaud y Aceituno, 2007).

El ENSO es el modo más significativo de variabilidad climática interanual en el hemisferio sur con impactos globales. El Niño (La Niña) corresponde a la fase cálida (fría) que se caracteriza por vientos débiles (fuertes) y una temperatura superficial del mar (TSM) sobre (bajo) lo normal en el Océano Pacífico Ecuatorial (Aguirre, 2018).

La variabilidad interanual de precipitaciones es alta en la región de estudio, la cual está fuertemente vinculada al fenómeno del ENSO. Durante el paso de los frentes fríos, la isoterma de 0°C generalmente se ubica a aproximadamente 2.500 m s.n.m. (Garreaud 1992), lo que permite la acumulación de nieve en la mitad superior de las cuencas durante el invierno. Por lo tanto, las cuencas hidrográficas superiores en las cuencas suelen estar dominadas por un régimen nival con un máximo de escorrentía durante la primavera y principios del verano (de septiembre a enero).

En cuanto a las temperaturas, las variaciones anuales de temperatura en la costa de la región están significativamente correlacionadas positivamente con el índice de la Oscilación Interdecadal del Pacífico (IPO según su sigla en inglés), pero no en sectores de valles y cordilleranos. Esto indica una fuerte influencia del Pacífico en la señal de temperaturas en la costa que disminuye en influencia tierra adentro. Tierra adentro, y especialmente en la cordillera, la fase positiva actual de la Oscilación Antártica (AAO según su sigla en inglés) parece influir en las temperaturas en los valles del este y los Andes, y en las elevaciones troposféricas por encima de la capa de inversión, con una correlación generalizada de la temperatura máxima y la AAO en el otoño (Burger *et al.*, 2018). Esto señala una independencia de las tendencias al interior del continente con la IPO. Por lo tanto, esta sólo influye en la temperatura de la costa (Burger *et al.*, 2018), mientras que en los valles y en los Andes hay una correlación con la AAO en otoño, la cual, en la fase positiva, promueve subsidencia y calentamiento en Chile central (30°-35°S). (Figura 6).

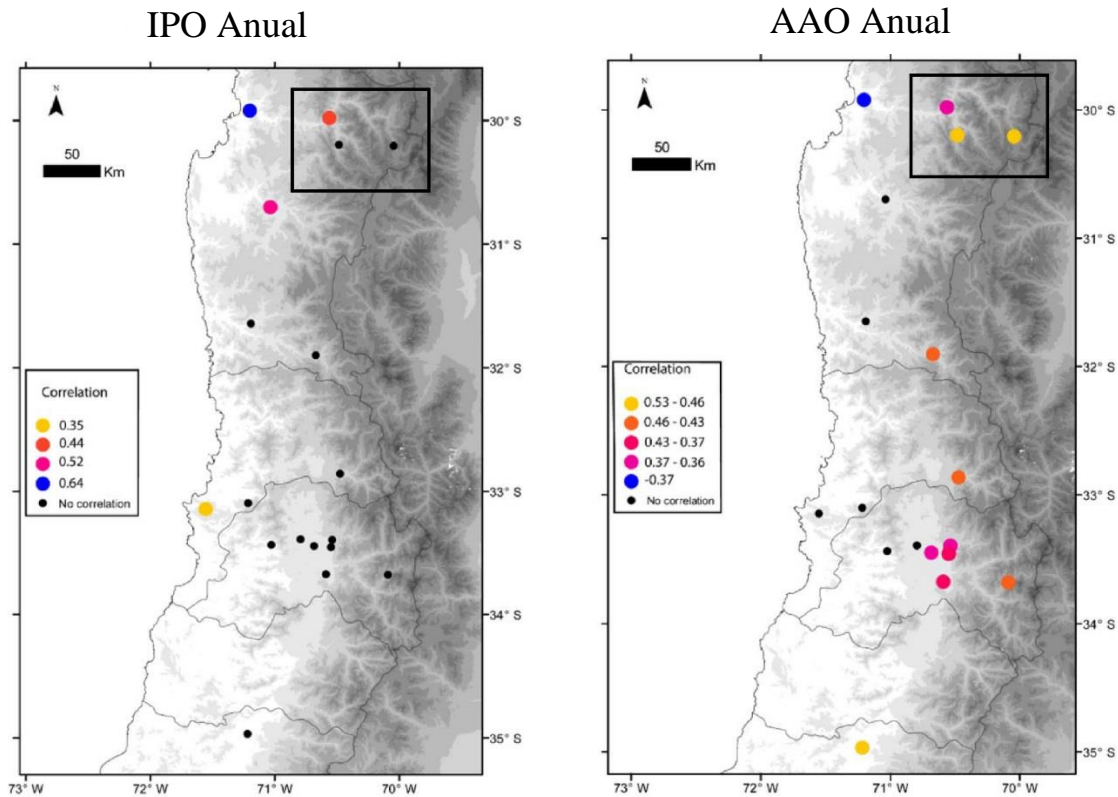


Figura 6. Correlación entre la temperatura media anual y anual de la IPO (izquierda) y la correlación entre la temperatura máxima en otoño y el otoño de la AAO. La región delimitada por el rectángulo negro corresponde a la zona de estudio. Modificado de Burger *et al.*, (2018).

Adicionalmente, se ha señalado que las temperaturas se han incrementado significativamente durante mediados del siglo XX en la costa (18°-33°S) (Rosenblüth *et al.*, 1997), pero estas comenzaron a decrecer durante los últimos 20-30 años (Falvey y Garreaud, 2009), con un enfriamiento costero de -0,2°C por década y un calentamiento de 0,25°C por década al interior del continente. Esta tendencia inversa ha sido atribuida a un cambio a una fase negativa de la IPO (Vuille *et al.*, 2015); mientras que un estudio anterior (Falvey y Garreaud, 2009) ha deducido que es una consecuencia de la intensificación del anticiclón del Pacífico Suroriente que a su vez es un efecto del calentamiento global. En contraste con el enfriamiento costero, Chile interior ha experimentado tendencias positivas de temperatura en las últimas décadas, a tasas variables que dependen de la elevación (Falvey y Garreaud, 2009; Vuille *et al.*, 2015), muy probablemente debido a un calentamiento climático antropogénico (Vuille *et al.*, 2015).

2.2.3 Condiciones locales de temperatura y precipitaciones en el área estudiada

De manera general, el clima actual de la zona de estudio, según la clasificación de W. Köppen (en Errázuriz *et al.*, 1998) corresponde a tundra por efecto de la altura con escasa o nula precipitación. Este clima es un subtipo del clima desértico marginal de

altura y se desarrolla de forma continua en la parte más alta de la cordillera de los Andes, desde los 28°S.

Respecto a las variaciones estacionales, la zona se caracteriza por inviernos fríos y veranos secos (Fiebig-Wittmaack *et al.*, 2012), por una fuerte variación de temperatura diurna entre el día y la noche, y un fuerte efecto altitudinal sobre la temperatura (Azócar, 2013). La mayor parte de la humedad del área se debe a la precipitación sólida (nieve) entre mayo y agosto (Gascoin *et al.*, 2010). Sin embargo, durante el verano, se observan pequeñas nevadas causadas por masas de aire húmedo del lado oriental de los Andes, principalmente entre los meses de enero y marzo (Garreaud y Rutllant, 1997) y asimismo por convección de aire húmedo desde el Oeste por las tardes.

La isoterma de 0°C de la Temperatura Media Anual del Aire (MAAT según su sigla en inglés) está situada aproximadamente a 4.150 m s.n.m. Sin embargo, esta tiende a situarse a 3.700 m durante el mes más frío (julio) y a más de 4.800 m en el mes más caluroso (enero) (Azócar, 2013).

Por otro lado, en las zonas más altas del área de estudio, y en particular en donde se ubican los glaciares rocosos 1 y 2, la MAAT varía entre 0°C (a 4.150 m) a -2° (a 4.400 m), según el cálculo desarrollado por Azócar (2013) (Figura 7).

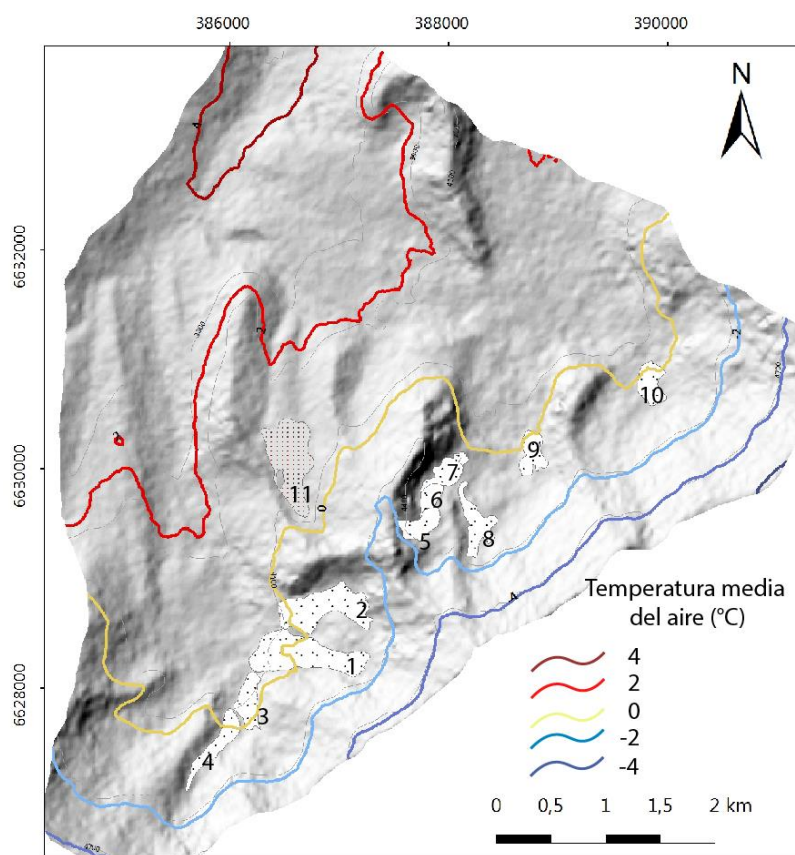


Figura 7. Curvas de Temperatura Media Anual del Aire en la zona de estudio. Esquema desarrollado a partir del modelamiento de MAAT de Azócar (2013). Coordenadas UTM 19S.

2.2.4 Antecedentes paleoclimáticos y glaciaciones de los Andes Semiáridos del norte de Chile

Durante el Cuaternario Tardío los Andes semiáridos estuvieron sometidos a diferentes glaciaciones, dejando como evidencia un notable modelado glacial (Paskoff, 1970). Brügger (1950), basándose en el estudio de depósitos morrénicos, señala la existencia de tres periodos glaciales en la cuenca del Elqui, cuestión discutida posteriormente por Paskoff, el que sólo distingue dos episodios, a los que denomina glaciación del Tapado, a 3.100 m s.n.m y glaciación de La Laguna, registrada a los 2.500 m.s.n.m. Por otro lado, casos de estudio llevados a cabo en las morrenas del Valle del Encierro (29°S) permitieron establecer que la Paleo-Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA, por sus siglas en inglés) estuvo en algún momento a los 4.000 m s.n.m, significativamente más abajo que la ELA actual (5.250-5.400) y la isoterma 0°C actual (4.300 – 4.500 m.s.n.m) (Ammann *et al.*, 2001).

Estudios posteriores referente a la dinámica glacial al sur de los Andes Centrales (entre las latitudes 18°S a 31°S) se identifican registros de avances glaciales separados en tramos. Estos tramos son entre las latitudes 18°S – 25°S y entre 27°S a 29°S (Jenny y Kammer, 1996; Ammann *et al.*, 2001), extendiéndose hasta los 31°S (Kull *et al.*, 2002; Zech *et al.*, 2006b). En las latitudes intermedias (25°S – 27°S) sólo se presentan débiles indicaciones de posibles depósitos glaciales y de reducida extensión (Ammann *et al.*, 2001).

Veit *et al.* (1993), realizaron una reconstrucción climática del Cuaternario Tardío en el Norte Chico (27°S – 33°S), basadas en estudios geomorfológicos y de suelos. Además, dieron la primera descripción de la geomorfología glacial en el Valle del Encierro, en la que identificaron un antiguo glaciar de valle en forma de lengua ubicado en un circo glaciar de orientación NE y pequeños glaciares colgados ubicados en un extremo del valle. Por otra parte, distinguieron tres estados glaciales, asignando una edad ¹⁴C de 30 ka BP (*Before Present* por sus siglas en inglés) para el avance más antiguo, y para el siguiente avance glacial propuso una edad ¹⁴C de 15 ka BP, sincrónico con niveles de lagos en los Andes argentinos.

El avance de 15 ka BP lo correlacionaron con morrenas del extremo norte (N-II; Jenny y Kammer, 1996) en la zona del altiplano boliviano asignado al periodo Tardi Glacial (*Late Glacial*, 16 a 12 ka BP; Seltzer, 1992).

Posteriormente, Jenny y Kammer (1996) sobre la base de un mapeo en terreno en el Valle del Encierro, identificaron cuatro estados morrénicos (S-I a S-IV, entre 3.500 a 3.850 m s.n.m., respectivamente). El estado S-I, identificado a los 3.500 m s.n.m., representa la morrena terminal más antigua, la que alcanza una longitud de 20 km aguas abajo del circo glaciar. El estado morrénico S-II, mejor preservado que el anterior, se

registró a los 3.650 m s.n.m., a 15 km aguas abajo del circo glaciar. Los estados más jóvenes S-III y S-IV, se encontraron aguas arriba del valle.

Por otra parte, Grosjean *et al.* (1998), mediante el mapeo en terreno de la zona, renombraron los estados morrénicos (M-I a M-IV) y encontraron un quinto estado (M-V) localizado entre los 4.300 y los 4.400 m s.n.m. Además, obtuvieron edades ^{14}C en suelos sobre morrenas que evidencian un re-avance de los glaciares en el Holoceno Tardío >2600 BP.

Zech *et al.* (2006a, b) en base a edades de exposición ^{10}Be , reconoce similitudes en la cronología de los avances glaciares del valle del Encierro y de Doña Rosa (29°S) con el aumento en el nivel de los lagos altiplánicos, sugiriendo una influencia del Sistema Amazónico en las glaciaciones del Cuaternario Tardío. Datos recientes, que consideran dataciones bajo el método de ^{10}Be para exposición de clastos, y ^{14}C en depósitos periglaciales, puntualizan sobre la cronología de los avances glaciares de los valles del Encierro y del Elqui. Estos autores identifican un importante avance glacial a los 20 – 25 ka y un avance menor a los ~15 ka BP, con un descenso de las temperaturas en unos 5.5° C y un aumento de las precipitaciones a unos 550 mm/a, seguido de un importante evento pluvial entre los ~10 – 12 ka BP, sincrónico a eventos pluviales registrados en el Altiplano. Por último, en el valle del Encierro, Lohse *et al.* (2009) indican que entre los 24 y 15 ka BP, y entre los 15 ka BP y la actualidad, hubo un ascenso de la ELA de 400 a 800 metros, respectivamente.

2.2.5 Antecedentes sobre geomorfología glacial en los Andes semiáridos

Las características geomorfológicas de los andes de Chile semiárido han sido estudiadas por diversos autores desde diferentes perspectivas, centrándose la mayor parte de las investigaciones en el análisis del número y alcance de las glaciaciones cuaternarias.

Brüggen, en 1950, hace un análisis de la paleogeomorfología ligada a la acción glacial en la cuenca superior del río Elqui, cuestión posteriormente discutida y reforzada con los antecedentes aportados por autores como Paskoff (1970) y Veit (1993). Estos autores dan cuenta de vestigios del sistema glacial en la zona de estudio, con énfasis en el valle del río La Laguna al norte de la cuenca del río Ingaguaz, identificando diferentes generaciones de formaciones morrénicas.

En el norte chico, las morrenas son las formas deposicionales que han sido descritas con mayor recurrencia (Brüggen, 1950; Paskoff, 1970; Veit, 1993; Zech *et al.*, 2005) siendo utilizadas en la mayoría de los estudios como indicadores del número y alcance de las glaciaciones cuaternarias.

Más recientemente, Zech *et al.*, (2006), a través de dataciones con isótopos cosmogénicos (^{10}Be), intentó reconstruir la historia glacial del valle El Encierro, ubicado a los 29° de latitud sur en el norte de Chile. El autor distingue la presencia en el pasado de morrenas con núcleo de hielo (ice-cored moraines), reflejadas en un relieve actual tipo *hummocky*, cuestión que daría indicios de que las condiciones frías se pudieron haber mantenido algunos miles de años después del retroceso de los glaciares.

En otro ámbito, Ferrando (2002) y Soto *et al.*, (2002) analizan los aspectos genético-evolutivos de un sistema de glaciares rocosos y las características geomorfológicas de su cuenca de sustentación en la cuenca del río Limarí. Estos autores sintetizan los antecedentes existentes de las glaciaciones en esta zona, concluyendo que sólo existe evidencia de dos glaciaciones, correspondientes probablemente al Würm y al Riss, quedando aún por estudiar la presencia de rasgos de glaciaciones más antiguas. Estos términos (Würm y Riss) están referidos originalmente a glaciaciones de Los Alpes durante el Cuaternario, pero que son de un alcance global, y reciben diferentes términos según distintas zonas geográficas. La glaciación del Riss habría ocurrido entre 200.000-140.000 años mientras que la glaciación Würmiense (el Würm), hace aproximadamente 115.000-10.000 años (Herraiz, 2009).

Por otro lado, Mesina (2001) y Castro *et al.*, (2002) estudiaron la dinámica del sistema de vertientes de la cuenca del río Hurtado en función de los diferentes dominios morfoclimáticos que tienen lugar en el sector, coincidiendo en que la dinámica se manifiesta de manera activa en las vertientes (pendientes) mediante un constante aporte de detritos por gelifracción, generando taludes, conos de deyección y caída de rocas, glaciares rocosos, entre otras geoformas.

Hasta la fecha, Paskoff (1970) e Irribarren (2006) han sido los únicos que han hecho un análisis detallado de la geomorfología en este sector del Chile semiárido, señalando que en la cuenca del río Claro se registran profundos circos y artesas glaciales excavados preferentemente en orientación sur y este. Los diferentes tipos de artesas glaciares y circos identificados por el autor (de nicho sencillo, compuestos, en forma de cubeta, embudo, de extremidad de valle) tendrían en su génesis una fuerte influencia tectónico-estructural.

También señala que algunos de los valles en forma de “U” presentes en las cuencas altoandinas de esta región, tendrían su origen probablemente en la gran disección del Mioceno Inferior (última etapa del ciclo andino, compresión y alzamiento de valles preexistentes), paisajes que luego fueron colmatados con depósitos fluviales y ocupados sin ser alterados mayormente por los flujos glaciales del Cuaternario.

Pese a estos antecedentes, los estudios geomorfológicos realizados hasta la fecha en los Andes semiáridos de Chile son relativamente aislados, cubren un porcentaje menor de su superficie y en su mayoría no integran en sus análisis la influencia de los sistemas

morfológicos pasados en el modelado actual del relieve, excepción hecha por Paskoff (*op cit*).

2.3 Ambiente periglacial y glaciares rocosos

El término periglacial, adoptado por Lozinski en 1909, inicialmente se refería a ambientes y zonas circundantes a los grandes casquetes glaciares remanentes del Pleistoceno; sin embargo, éste se generalizó para hacer referencia a cualquier ambiente o proceso de bajas temperaturas sobre la superficie terrestre, regulado por fenómenos de hielo-deshielo (De Pedraza, 1997).

Según la Guía Terminológica de la Criología Sudamericana (Trombotto, 2014) el ambiente periglacial es un ambiente frío y criogénico con ocurrencia de permafrost en profundidad, o suelo congelado permanente, y posible presencia de hielo subterráneo entrampado y preservado bajo condiciones naturales por largo tiempo. Además, dominan los procesos de congelamiento con ciclos de congelamiento y descongelamiento que afectan a las rocas y a la parte superior del suelo, así como procesos de soliflucción, geliflucción y otros procesos criogénicos que modelan la geomorfología en regiones andinas.

2.3.1 Permafrost

El permafrost es referido al material litosférico que permanece permanentemente a 0° C o menos durante dos o más años consecutivos (French, 2007). Bajo esta definición, el permafrost puede, pero no necesita, contener agua o hielo. El permafrost que contiene agua en estado congelado puede considerarse parte de los sistemas de criósfera globales (Barry y Yew Gan, 2011). Cuando el permafrost carece de humedad o la humedad es insuficiente para permitir la formación de hielo intersticial, comúnmente se denomina permafrost seco (Embleton y King, 1975).

Este fenómeno se concentra mayoritariamente en regiones polares (French, 2007), así como también en regiones montañosas como Los Alpes, Los Himalayas y Los Andes, aunque en estas últimas su extensión es limitada, restringida a zonas de mayor altitud, y se expresa principalmente como glaciares rocosos (Barsch, 1996; Burger et al., 1999; Haerberli, 2000).

La mayoría de las áreas subyacentes por permafrost experimentan un deshielo estacional cuando las temperaturas del suelo cerca de la superficie aumentan más de 0 ° C durante el verano y caen por debajo de 0 ° C en el invierno. La capa del suelo que está sujeta a una variación estacional de la temperatura por encima y por debajo de 0 ° C se

denomina comúnmente "capa activa", y su espesor depende de varios factores ambientales, como la temperatura del aire, aspecto, cubierta de nieve, tipos de roca, vegetación, etc; (French, 2007); sin embargo, un espesor típico varía entre 0,5 y 8 m (Humlum, 1997; Gruber y Haeberli, 2009).

El permafrost de montaña (también llamado permafrost alpino) se distribuye cerca de las áreas polares y de todas las cadenas montañosas y mesetas más altas de la Tierra. Normalmente, el permafrost de montaña y su extrema variabilidad espacial están dominados por tres factores ambientales diferentes a diferentes escalas que influyen en las temperaturas del suelo: clima, topografía y condiciones del suelo (Hoelzle *et al.*, 2001; Gruber y Haeberli, 2009). Los procesos climáticos se refieren a la influencia que tienen la latitud y la circulación global sobre las zonas de montaña (escala global). Las condiciones topográficas pueden modificar los procesos climáticos generales (mesoescala), mientras que, a nivel local, la temperatura del suelo se modifica por las propiedades del mismo, el papel de la cubierta de nieve y su influencia en la transferencia de calor (microescala) (Azócar, 2013).

2.3.1.1 Permafrost en los Andes: características y distribución

El permafrost presente en Los Andes se clasifica dentro del permafrost alpino o de montaña. La altitud inferior límite para este tipo permafrost varía latitudinalmente en Los Andes: por ejemplo, en la zona cercana a Los Andes de Mendoza y Santiago, el límite se encuentra a 3.700 – 3.800 m s.n.m. aproximadamente, mientras que en los Andes Patagónicos (51°30') este límite desciende a 1.000 m s.n.m. (Roig, 1986).

Si bien los glaciares rocosos del tipo criogénico (vale decir formados por procesos periglaciales de congelamiento y descongelamiento) son la expresión de permafrost más abundante en estas zonas montañosas, estas no son las únicas: otros indicadores indirectos de permafrost corresponden, por ejemplo, a terrazas de crioturbación (cryoturbation steps), pingos, morfologías termokarst y protalus ramparts (Davis, 2000; French, 2007).

La distribución del permafrost en estas zonas se ha determinado tomando en cuenta la presencia de glaciares rocosos criogénicos activos (definición ahondada posteriormente) y la temperatura media anual del aire (MAAT) como referencia general (Barsch, 1978). Así, es posible sintetizar su distribución de la siguiente manera:

- El permafrost esporádico se localiza bajo la zona de glaciares rocosos criogénicos activos, o donde la temperatura alcanza valores cercanos a los positivos (de 0°C a -1/-2°C).
- El permafrost discontinuo se puede encontrar sobre el límite altitudinal inferior de glaciares rocosos criogénicos activos, donde la MAAT está frecuentemente por debajo de -2°C

- El permafrost continuo ocurre en zonas donde más del 90% de la superficie está subyacida por permafrost (Meyer, 2009) o donde la MAAT es inferior a -3°C (Gruber y Haeberli, 2009).

Asumiendo la validez de este modelo para los Andes Semiáridos, Azócar (2013) señala que es posible representar un diagrama teórico respecto a la distribución altitudinal del permafrost para Los Andes chilenos a la latitud de 29°S (Figura 8)

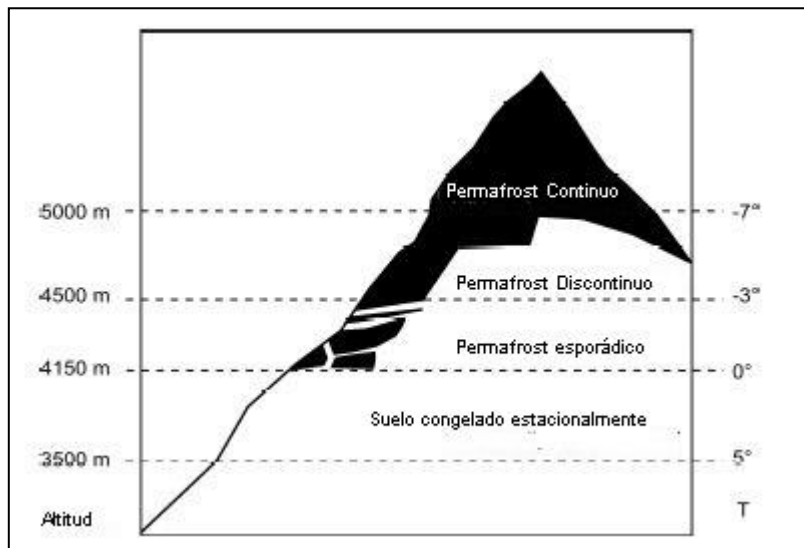


Figura 8. Diagrama idealizado para representar la distribución altitudinal del permafrost en los Andes Semiáridos a los 29°S , en donde el permafrost esporádico se presenta en altitudes entre 4.150 y 4.500 m, el permafrost discontinuo entre 4500 m y 5000 m, y el permafrost continuo, por sobre los 5000 m (tomado y modificado de Azócar, 2013).

2.3.2 Glaciares rocosos

Los glaciares rocosos criogénicos son manifestaciones del permafrost de montaña (Barsch, 1996) y que corresponden a formas de origen periglacial. La definición común corresponde a cuerpos lobulados (en laderas) o lingüiformes (al interior de valles) compuestos de material no consolidado, el cual está congelado de forma perenne, supersaturado de hielo intersticial, y se mueve pendiente abajo por reptación como consecuencia de la deformación del hielo contenido interiormente (Barsch, 1996).

2.3.2.1 **Génesis**

Actualmente existe un debate sobre el origen periglacial o glaciar de un glaciar rocoso, lo que se relaciona estrechamente con la estructura interna de este (matriz de hielo y roca, o un núcleo de hielo) (Janke *et al.*, 2013). Los que defienden el modelo periglacial (glaciares rocosos criogénicos) creen que el hielo cementado en los intersticios, y/o el hielo segregado (lentes de hielo) provoca una presión litostática tal que permite el

movimiento del glaciar mediante reptación (creep) (Wahrhaftig y Cox, 1959; Barsch, 1978; Wayne, 1981; Haeberli, 1985; Barsch, 1996).

Por otro lado, los partidarios de un modelo glacial (glaciares rocosos glaciogénicos) abogan por un núcleo de hielo que tendría su origen en un glaciar descubierto (o blanco), cubierto y enterrado por detritos (Potter, 1972; Whalley, 1974; Whalley y Azizi, 1994; Potter *et al.*, 1998). En ese sentido, los glaciares rocosos se consideran a menudo como parte de un continuum en el paisaje, es decir, un ciclo que describe la transición entre glaciares descubiertos, glaciares cubiertos, glaciares rocosos y depósitos de ladera (Corte, 1987; Johnson, 1984; Giardino y Vitek, 1988a).

Sin embargo, la evidencia actual apoya ambos modelos (Janke, 2013). Hoy en día se acepta que un glaciar rocoso puede tener un origen criogénico o bien un origen glaciogénico.

2.3.2.2 Estructura interna

La estructura de un glaciar rocoso activo o intacto (entendiéndose por intacto tanto los glaciares rocosos activos como inactivos que no pueden ser diferenciados entre ellos mediante fotografías aéreas (Barsch, 1996)) se puede generalizar como un sistema compuesto por tres niveles: una capa superior de fragmentos rocosos, habitualmente no congelada, de un espesor usualmente inferior a 5 m aproximadamente, que cubre un segundo nivel inferior cementado por hielo, el que a su vez sobreyace al basamento rocoso (Burger *et al.*, 1999; Humlum, 2000). De acuerdo a la distribución del hielo dentro del glaciar, es posible diferenciar dos posibles tipos de estructura interna:

- Glaciares rocosos con hielo predominantemente intersticial del tipo criogénicos: compuestos por una acumulación interna de clastos saturados de hielo intersticial, los que varían en tamaño desde bloques a finos. Se relaciona a un origen periglacial. El hielo intersticial se puede originar de dos fuentes: 1) la lluvia o el agua de fusión que percola a través de la matriz del glaciar durante los períodos de mayor temperatura; y 2) de la acumulación de nieve en invierno. También se ha señalado que las aguas subterráneas contribuyen a la acumulación de hielo en los glaciares rocosos (Haeberli, 2000).

- Glaciares rocosos con hielo masivo del tipo glaciogénicos: se componen de cuerpos de hielo cubiertos de detritos saturados en hielo, conformando taludes directamente sobre la superficie. Se relaciona a un origen periglacial. Tales cuerpos pueden corresponder a remanentes de hielo glaciar o a morrenas cubiertas y preservadas tras el retroceso glaciar. El hielo masivo también podría originarse como resultado de la compactación y posterior conversión a hielo de la nieve acumulada en circos glaciales, la que puede ser cubierta por avalancha de rocas, deslizamiento de rocas y caída de rocas. Este tipo de glaciares son consideradas formas “azonales” lo que limita su utilización como indicadores de la presencia de permafrost (Whalley y Azizi, 2003).

2.3.2.3 Clasificación morfológica

Humlum (1982) desarrolló una clasificación en base a criterios morfológicos, los que se muestran en la Figura 9. Dentro de esta clasificación se distinguen los glaciares rocosos multilenguas (o lingüiformes), lobulados de flanco de valle, de circo, de valle, de piedemonte, de fondo de valle lingüiforme, glaciares rocosos lobulados de flanco de valle y protalus Rampart (aquí señalados como *terraplén de protalud*)

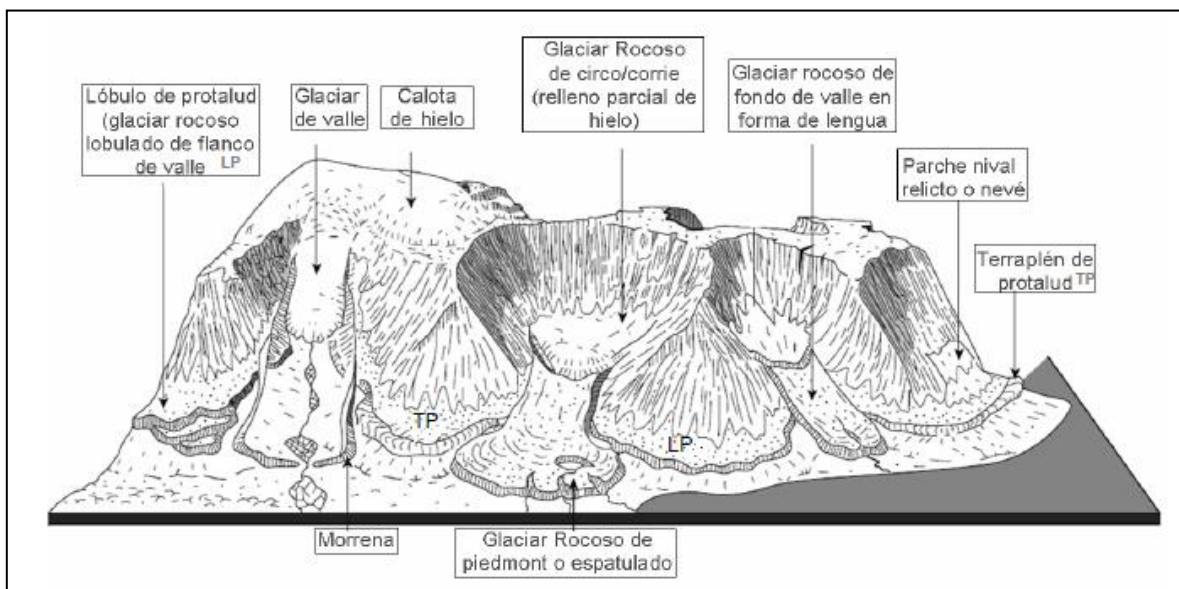


Figura 9. Clasificación de glaciares rocosos de acuerdo a su morfología y posición (Tomado y modificado de Humlum 1982 en Irribarren, 2006)

2.3.2.4 Clasificación respecto al grado de actividad

Esta es una de las clasificaciones comúnmente más usada, planteada por Barsch (1996), quien, a partir de un conjunto de características dinámicas, realiza inferencias en cuanto a la presencia de hielo al interior de un glaciar rocoso, basado en el principio de la presencia de hielo subsuperficial en diferentes planos de corte (Haeberli *et al.*, 2006). En esta categorización, los glaciares rocosos se clasifican en formas activas (en movimiento y con hielo en su interior), inactivas (sin movimiento, pero aun con hielo al interior) y fósiles o relictas (sin movimiento y donde se ha descongelado totalmente el contenido de hielo).

Según Barsch (1992), un glaciar rocoso se considera activo cuando muestra signos o evidencias de movimiento, cuando su frontis está fuertemente inclinado (cerca de 30-35°) o cuando en un perfil vertical exhibe procesos de sedimentación y signos visible de caída de rocas. Sus superficies activas presentan lóbulos superpuestos, ondulaciones y surcos característicos causados por el movimiento.

Por otro lado, un glaciar rocoso inactivo es el que ha cesado de moverse y muestra evidencia de movimientos pasados pero no presentes. Mientras su frente presenta una pendiente menor de 30°, su superficie ya es caótica con depresiones y señales de colapsos. La inactividad es generalmente resultante de tendencias de calentamiento que han causado una disminución del contenido de hielo de suelo (Trombotto *et al.*, 2014). Tanto formas activas como inactivas son comúnmente agrupadas como glaciares rocosos intactos, debido a la dificultad de diferenciar entre formas activas e inactivas mediante fotointerpretación (Barsch, 1996).

Por último, un glaciar rocoso relicto o fósil es una masa de fragmentos de roca y material más fino, en una ladera, que muestra evidencias del último movimiento, pero que ya no contiene ningún hielo de suelo o subterráneo. Su superficie ya se encuentra vegetada y sus frentes presentan ángulos menores a 20° (Trombotto *et al.*, 2014).

Comúnmente se han utilizado algunos parámetros morfológicos para evaluar el grado de actividad de un glaciar rocosos (Giardino y Vick, 1987; Imhof, 1996), los que se resumen en la Tabla 1:

Tabla 1. Características diagnósticas del estado de actividad en glaciares rocosos según Giardino y Vick (1987) e Imhof (1996) en Ferrando (2002).

Característica	Glaciar rocoso activo	Glaciar rocoso inactivo
Pendiente del frente	En ángulo de reposo; ángulo de contacto agudo con la superficie superior; empinada; microformas que evidencian movimiento reciente	La pendiente alcanza valores entre 20 y 35°; frente redondeado; ángulo de transición suave con la superficie superior
Líquenes y/o vegetación en la lengua	Lengua desprovista de líquenes o vegetación; tono notablemente claro en la fotografía aérea	Presencia de líquenes y/o vegetación
Movimientos de posición de la lengua	Cambios de distancia entre la lengua y puntos fijos externos	La distancia entre la lengua y los puntos fijos externos no cambia
Detritos superficiales	Fragmentos rocosos con caras frescas; fragmentos volcados con líquenes por debajo y pátina de oxidación por encima	Fragmentos rocosos intemperizados; fragmentos rocosos cubiertos con líquen
Estabilidad de los bloques presentes en superficie	Bloques de varias toneladas pueden ser movidos ligeramente cambiando el peso de una persona parada sobre ellos	Bloques de este tamaño no pueden ser movidos de esta manera
Lóbulos de empuje en la base de la lengua	Signos de deslizamiento activo en la base de la lengua	Carencia de signos de deslizamiento o formas relictas
Surcos sinuosos colapsados	Algunas veces, con presencia de hielo expuesto en el interior	Se presentan, pero el hielo interior se ha derretido causando un colapso de la superficie
Temperatura del agua de fusión	Aún en verano debería ser $\leq 0^{\circ}$ o sólo ligeramente superior	Debería ser mayor a 0° C durante los meses de verano

2.3.2.5 Clasificación de acuerdo al tamaño y forma de los detritos

Se ha señalado que la litología es un factor importante en la forma y tamaño de los detritos que componen el glaciar rocoso, en donde, según estudios relacionados en esta materia en Los Alpes, los clastos de mayor tamaño están asociados con rocas cristalinas (por ejemplo, ígneas), conglomerádicas y calizas, mientras que los de menor tamaño se relacionan con rocas foliadas y/o porosas como pizarras (Ikeda y Matsuoka, 2006). Los detritos de mayor tamaño suelen formar taludes de grandes dimensiones y glaciares rocosos en sectores delimitados por fuertes pendientes y con afloramientos rocosos cercanos, mientras que los detritos menores suelen formar lóbulos de soliflucción en sectores con pendiente menos pronunciada (Matsuoka *et al.*, 1997).

Lo anterior ha permitido clasificar los glaciares rocosos en dos tipos, de acuerdo al tamaño y forma de los detritos: el tipo *pebbly rock glacier* y el tipo *bouldery rock glacier* (Ikeda y Matsuoka, 2006).

Los del primer tipo se caracterizan por detritos de diámetro medio menor a 20 cm, en contraste con los del segundo tipo, cuyos clastos presentan, en general, un diámetro mayor a 20 cm. Esta diferencia en tamaño se debe a que el área que origina los detritos suele tener menor altura y pendiente, en el caso de los *pebbly rock glacier*, lo que origina

glaciares en los flancos de los valles, mientras que el área abastecedora de los *bouldery rock glacier* suele tener mayor pendiente y una mayor altitud, razón por la cual los glaciares originados en esta zona suelen extenderse valle abajo (Ikeda y Matsuoka, 2006). La Figura 1 esquematiza el control litológico que influye en la formación de estos dos tipos de glaciares rocosos:

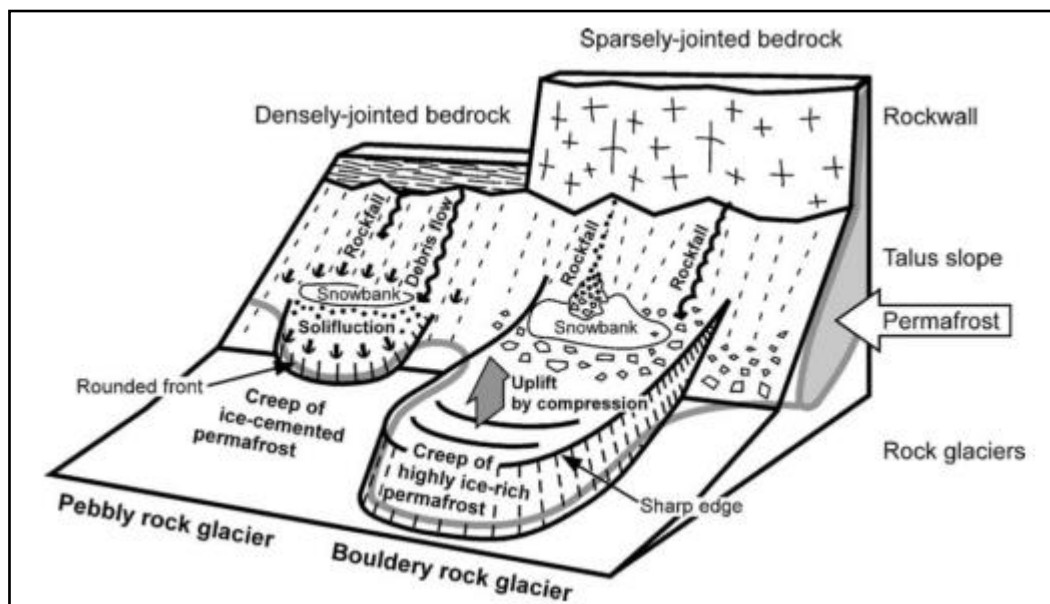


Figura 10. Esquema del control litológico en la morfología externa de pebbly rock glaciers y de bouldery rock glaciers (Tomado de Ikeda y Matsuoka, 2006).

2.3.2.6 Dinámica

Para referirse a la dinámica de glaciares rocosos es conveniente usar el término reptación (creep) producto del hielo intersticial o de la presión hidrostática (Barsch, 1996).

La reptación es la lenta deformación del suelo producto de la larga aplicación de una fuerza que es demasiado pequeña como para producir una falla instantánea en el material congelado.

En suelos congelados, las deformaciones de reptación resultan principalmente de la reptación del hielo intersticial y de la migración del agua líquida intersticial. En suelos saturados, ricos en hielo, la mayor parte de la reptación son distorsionales y no involucran un mayor cambio volumétrico. En suelos congelados con gran contenido de agua líquida, o en suelos congelados no saturados, también se presentan deformaciones lentas debido a la consolidación del material y reptación resultante de cambios volumétricos (Trombotto *et al.*, 2014)

La deformación plástica del hielo depende del tamaño y mineralogía de los detritos, de la presión, temperatura y contenido de aire dentro de la masa del glaciar, de la orientación de los cristales de hielo y de la pendiente de lugar donde se emplazan (Burger *et al.*, 1999).

Los cambios topográficos bajo el glaciar (tipo de basamento, cambio en la pendiente, entre otros) también pueden influir en estos procesos de deformación (Arenson *et al.*, 2002). Este movimiento y contenido de hielo permiten definir el estado de actividad o inactividad de un glaciar. Por consiguiente, la dinámica de glaciares rocosos se relaciona directamente con su grado de actividad, lo que además puede proveer información sobre el clima actual y pasado (Sailer y Kerschner, 1999).

Además de la clasificación morfológica (Tabla 1), también es posible calcular el esfuerzo de cizalle basal del glaciar rocoso para diferenciar formas activas o inactivas (Janke, 2013). Giardino y Vick (1987) determinaron que el esfuerzo de cizalle basal en glaciares activos varía entre 1.0 y 2.0 bar, mientras que Wahrhaftig y Cox (1959) determinaron un valor menor a 1.0 bar para formas inactivas.

Los estudios utilizados para analizar y medir el movimiento de glaciares rocosos han podido estimar que las tasas de movimiento por lo general varían entre unos pocos centímetros hasta algunas decenas de centímetros por año, con un promedio de entre 0,1 y 1 m; sin embargo, se han registrado desplazamientos de más de 1 m, por ejemplo, en la Cordillera de Alaska, en los Alpes Europeos (Barsch, 1996; Wahrhaftig y Cox, 1959, Roer y Nyenhuis, 2007, Delaloye *et al.*, 2008) y recientemente en los Andes chilenos semiáridos (UGP UC, 2010). No obstante, la velocidad de movimiento de los glaciares rocosos varía en profundidad, siendo más rápido el desplazamiento superficial que el registrado en la base de los glaciares (Wahrhaftig y Cox, 1959).

2.3.2.7 Hidrología

Si bien los glaciares rocosos han sido estudiados como morfologías especiales en regiones áridas, la relación hidrológica entre estos y las cuencas hidrográficas ha sido más o menos ignorada (Giardino, 2013). Entre los aportes en esta materia, destacan: Johnson (1981), quien examinó la relación entre la estructura interna y el flujo de agua en glaciares rocosos de Canadá; Giardino *et al.* (1992) estudió los aspectos químicos de afluentes alimentados por glaciares en Colorado; Brenning (2005), por otro lado, estudió los aspectos hidrológicos de glaciares rocosos en Los Andes.

Las propiedades hidrológicas de glaciares rocosos están controladas por las condiciones climáticas locales, por las propiedades térmicas de la cubierta de detritos, y por los mecanismos físicos que controlan el flujo del agua de fusión a través del glaciar rocoso. Por lo tanto, la variación estacional del abastecimiento de agua controla la variación de la descarga a través de estos cuerpos (Giardino, 2013).

Durante el verano, el agua proveniente del deshielo aumenta la descarga de un glaciar rocoso. Asimismo, la temperatura del glaciar durante esta estación se encuentra constantemente por debajo de 1°C y la conductividad eléctrica permanece baja como resultado de la gran cantidad de agua derivada de la fusión de la nieve, del hielo, y de las precipitaciones. La conductividad eléctrica se incrementa durante invierno y otoño, cuando la descarga es muy baja y consiste principalmente en agua subterránea (Burger *et al.*, 1999).

Giardino *et al.* (1992) ha señalado que la característica hidrológica de un glaciar rocoso criogénico puede verse como un sistema, donde el interior de un glaciar rocoso puede actuar como un acuífero. En su modelo para glaciares rocosos criogénicos (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**), el input de agua que ingresa a un glaciar rocoso proviene directamente de la precipitación, de la escorrentía de laderas adyacentes, de avalanchas, aguas subterráneas y escurrimiento superficial, descarga superficial, filtración subsuperficial, evaporación por sublimación y almacenamiento de hielo. Este modelo considera el flujo de agua como un flujo cercano a la superficie, sobre el permafrost, y como un flujo subterráneo profundo bajo el permafrost. Una capa de permafrost actúa como capa impermeable entre estos dos flujos. El agua en glaciares rocosos puede ocurrir en forma líquida o sólida, y el cambio neto en el almacenamiento de ésta depende del microclima y la naturaleza aislante de la capa detrítica (Johnson, 1981). Aun así, el cambio en el almacenamiento neto durante un periodo largo es muy lento (Burger *et al.*, 1999).

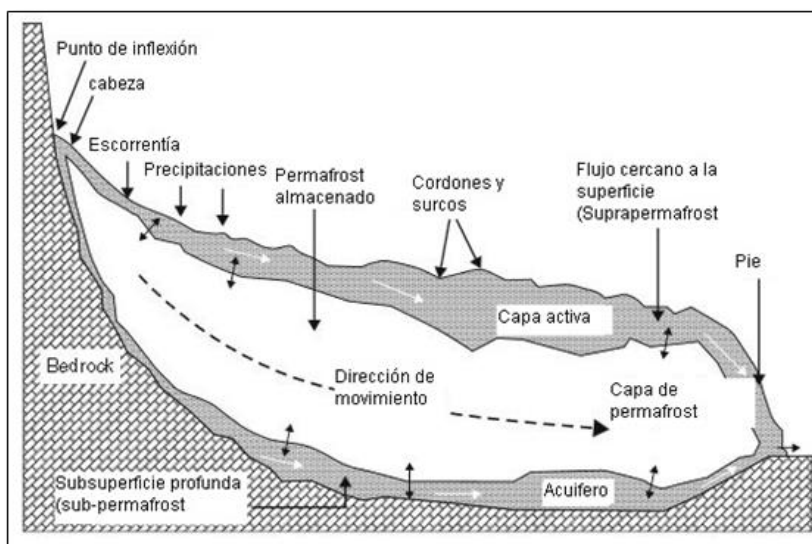


Figura 11. Modelo de flujo de agua a través de un glaciar rocoso criogénico (modificado de Giardino, 2013).

El ciclo hidrológico de un glaciar rocoso puede variar lentamente con el cambio climático a largo plazo, y más rápidamente con fluctuaciones estacionales en la temperatura (Johnson, 1981).

Burger *et al.* (1999) señala la variación en la descarga de agua a través de un glaciar rocoso según la estación: durante el invierno, el agua contenida en la capa detrítica (superficial) está congelada y la descarga se origina completamente a partir del flujo de agua subterránea en la base del glaciar. A finales de primavera e inicios del verano, el frente de descongelamiento se mueve hacia abajo, hacia la parte superior del permafrost perenne; el agua de fusión de nieve y hielos recarga la parte superior del glaciar rocoso y crea un acuífero estacional por sobre el núcleo congelado. Durante el verano, el agua libre dentro de la porción superior del glaciar rocoso desaparece, y la descarga proviene de la base del glaciar. La nieve sobre la superficie del glaciar continúa derritiéndose durante el verano. A fines del verano e inicios del otoño, el descenso en las temperaturas genera un frente congelado que se mueve hacia arriba desde el permafrost perenne, y hacia abajo desde la superficie del glaciar rocoso, limitando el agua en la porción central del cuerpo. Tormentas y frentes estacionales recargan el agua en la capa activa.

Según Giardino (2013), los glaciares rocosos juegan un papel importante en el ciclo hidrológico de regiones alpinas. Pueden almacenar agua como núcleos de hielo o como hielo intersticial, tanto a corto plazo como a largo plazo. Además, el contacto del hielo con el permafrost subyacente proporciona una vía de recarga para aguas subterráneas en la cuenca. Desde una perspectiva a corto plazo, estos glaciares facilitan un camino de percolación para el agua de fusión de nieve y avalanchas, ayudando a mantener el caudal durante verano y otoño.

Es frecuente observar una sobreestimación de la contribución hídrica de glaciares rocosos, en la que se asume su proveniencia a partir de la fusión de hielo intersticial contenido en estos cuerpos. Esto se debe principalmente a la dificultad de separar los hidrogramas en sus diferentes componentes de flujos, donde la fusión nival y el agua subterránea poco profunda que proviene de zonas superiores se combina erróneamente con la cantidad de agua derivada de la fusión de hielo intersticial (por ejemplo, Marangunic, 1976). Estudios recientes (Casassa *et al.*, 2015) indican que el aporte hídrico de glaciares rocosos en la zona central de Chile es un orden de magnitud menor que el aporte de glaciares descubiertos.

Si bien varios estudios han abordado el rol hidrológico del permafrost en el subsuelo y en glaciares rocosos en áreas montañosas, la heterogeneidad de condiciones previas (como origen), junto con las observaciones necesarias para una evaluación hídrica cuantitativa, ha concluido en estudios que orientan el tema de forma más bien cualitativa (Arenson y Jakob, 2010), por lo que uno de los desafíos más importantes respecto a la determinación de la contribución hídrica del ambiente periglacial es realizar mediciones en terreno (Arenson y Jakob, 2010).

2.4 Geomorfología glacial

2.4.1 Formas de erosión glacial

Las formas de erosión de origen glacial se generan básicamente en función de cuatro procesos: abrasión, plucking (o arranque), disolución y erosión por agua de fusión subglacial (subglacial meltwater erosion). Estos procesos actúan a diferentes escalas generando macro y micromorfologías (James, 2003).

Dentro de las formas más pequeñas generadas por la acción glacial se encuentran las estrías y las acanaladuras, que corresponden a incisiones o ralladuras en las rocas originadas por la fricción o roce mutuo entre aquellas transportadas por el hielo y las que forman el valle glacial. (Strahler, 1992). Las primeras formas tienen un tamaño centimétrico mientras que las segundas un ancho y profundidad milimétrico. Son formas de erosión asimétricas, donde la pendiente inclinada hacia el suelo es suave y pulida, mientras que la pendiente opuesta es rugosa y presenta mayor ángulo. La asimetría se genera por abrasión en el sector ubicado hacia el hielo, y arranque o *plucking* en el sector opuesto.

Los factores que influyen en la generación de estas formas son la presión basal, la velocidad del hielo, la cantidad de material que este transporta y la geología del lugar (James, 2003). Según el mismo autor, la importancia de este tipo de formas, dependiendo de su estado de conservación, es que pueden ser indicativas de la dirección, no así de la magnitud del flujo glacial.

En cuanto a las formas erosivas mayores, las más comunes son los circos y los valles glaciales o artesas. Los primeros son depresiones rocosas u oquedades que semejan anfiteatros. Corresponden al sector en donde está o estuvo durante las glaciaciones cuaternarias el nevero o zona de alimentación del sistema glacial.

Los valles glaciales o artesas, por otro lado, se disponen aguas abajo del circo glacial, se caracterizan por tener un perfil transversal en forma de “U” y un perfil longitudinal con ondulaciones producto de la presencia de cubetas u ombligos glaciales y umbrales rocosos. Son depresiones de dimensión variable que resultan del vaciado o sobre excavación del lecho basal del glaciar (De Pedraza, 1997).

La fisonomía característica de los valles glaciales anteriormente descrita puede sin embargo encontrarse también en lugares en donde no existen evidencias de glaciaciones. Incluso en algunos lugares ocupados recientemente por glaciares se identifica la forma de V característica de los valles netamente fluviales (Liboutry, 1956).

2.4.2 Formas deposicionales asociadas a glaciares

Los detritos transportados por el flujo glacial son depositados al fundirse el hielo, variar sus tensiones de atrape o cesar el empuje y arrastre de los materiales (De Pedraza, 1997). El mismo autor señala que el avance y retroceso del hielo genera un abandono masivo de derrubios no consolidados que reciben el nombre genérico de till. Este depósito tiene características diamícticas y suele presentar en su interior rocas con micromorfologías derivadas de la erosión glacial.

Por otra parte, las morrenas son la más evidente forma deposicional asociada a glaciares, las cuales son el resultado de la depositación de los detritos que el hielo extrajo de las paredes del valle y el basamento rocoso, o que le fue aportado desde las laderas de la cuenca. Tanto las acumulaciones de till como las morrenas tienen una gran heterogeneidad fisonómica, sin embargo, son comunes en este tipo de formas las colinas, montículos y alineaciones (De Pedraza, 1997).

Los criterios utilizados más recurrentemente para la clasificación de las morrenas son su posición respecto al hielo del glaciar (morrenas laterales, centrales, de fondo, frontales), su geometría, y su significado genético evolutivo (morrenas de recesión, de empuje etc.), (De Pedraza, 1997).

Entre las formas fluvioglaciales y glacialacustres destacan los kames, terrazas formadas por materiales estratificados que se disponen entre las morrenas laterales o las laderas del auge y la lengua de hielo, o entre la lengua de hielo y la parte proximal de las morrenas de empuje (Strahler, 1992).

Otras de las formas deposicionales comunes son los eskers, depósitos estratificados de arena y grava que se extienden paralelos a la dirección del hielo, originados por el transporte de materiales por agua de fusión bajo el glaciar (Lliboutry, 1956), conformando colinas semi planas y alargadas de ancho y longitud variable.

2.5 Fotogrametría

La teledetección enfocada al estudio de balances de masa de glaciares y a variaciones geométricas en general ha progresado considerablemente en las últimas décadas debido a los nuevos instrumentos y técnicas disponibles. Desde mediados de los años 80 el monitoreo satelital de los glaciares ha sido ampliamente utilizado. Sin embargo, el método fotogramétrico, el cual usa principalmente fotografías aéreas, sigue siendo útil para el estudio, identificación y caracterización de glaciares (Aizen *et al.*, 2007; Andreassen *et al.*, 2002).

Estas mediciones de balance de masa glaciar basadas en la percepción remota se denomina método geodésico, el cual tiene la ventaja de ser más económico y más rápido que los métodos tradicionales, especialmente desde la introducción de la fotogrametría digital y los modelos digitales de elevación (MDE), que han facilitado el estudio de glaciares monitoreados (Andreassen *et al.*, 2002; Berthier *et al.*, 2004).

El método fotogramétrico consiste en la medición e interpretación de las propiedades métricas y geométricas de los objetos (dimensión, forma, posición) a partir de las imágenes fotográficas (Moholdt, 2010). Con el uso de la fotogrametría digital, se ha facilitado la generación automática de ortoimágenes, estéreoortoimágenes y modelos digitales de elevación, basados en la restitución digital. Esta restitución involucra, tradicionalmente, los siguientes pasos: se ingresan las imágenes digitales al computador; y con el certificado de calibración de la cámara se ingresan las marcas fiduciales para establecer la orientación interna. Luego, se calcula la orientación relativa fijando ciertos parámetros que determinen un sistema de coordenadas e ingresando los puntos de enlace “tie points” necesarios para realizar la orientación relativa en forma matemática. Posteriormente, teniendo los parámetros de posición y orientación de las fotografías, se introducen los puntos de control “Ground Control Points” (GCP), que corresponden a puntos identificables en la imagen de los que se conoce sus coordenadas geográficas (X, Y, Z) (Toutin, 2004). Estos puntos permiten posicionamiento, orientación y una correcta escala del modelo tridimensional. El proceso de restitución puede ser iterativo con el operador o ser realizada en forma automática por correlación de imágenes. Finalmente, se selecciona la salida del elemento obtenido ya sea en formato ráster o formato vectorial (García, 2002; Torborg *et al.*, 2009).

Los MDE derivados de fotografías aéreas se consideran como la medida más fiable de balance de masa sobre una o varias décadas, aunque está limitado por el área de cobertura de las fotografías (30 a 40 km²), lo que lo restringe generalmente a glaciares de dimensiones pequeñas (Andreassen *et al.*, 2002).

2.5.1 Ortorectificación.

La ortorectificación es el proceso por medio del cual se remueve la distorsión geométrica presente en las fotografías, a causa de la orientación de la cámara o sensor, el desplazamiento debido al relieve y los errores sistemáticos asociados con la fotografía. El producto que se obtiene son imágenes ortorectificadas, planimétricamente correctas, con la ubicación real de los objetos del terreno y con un ajuste tridimensional (Lillesand *et al.*, 2004).

Durante esta corrección se deben ubicar varios puntos de control (GCP) cuya ubicación debe estar expresada en términos de sus coordenadas de imagen (columna y fila) en la fotografía y en términos de las coordenadas sobre el terreno de los puntos de control (X, Y y Z altitud). Es necesario ubicar un mínimo de tres GCP por cada fotografía a tratar y que existan superposiciones entre las mismas. Para un mejor resultado del proceso, la información puede ser complementada con los datos de altura de cada uno de los GCP, o también usar un MDE (Morgan *et al.*, 2010) (Figura 12).

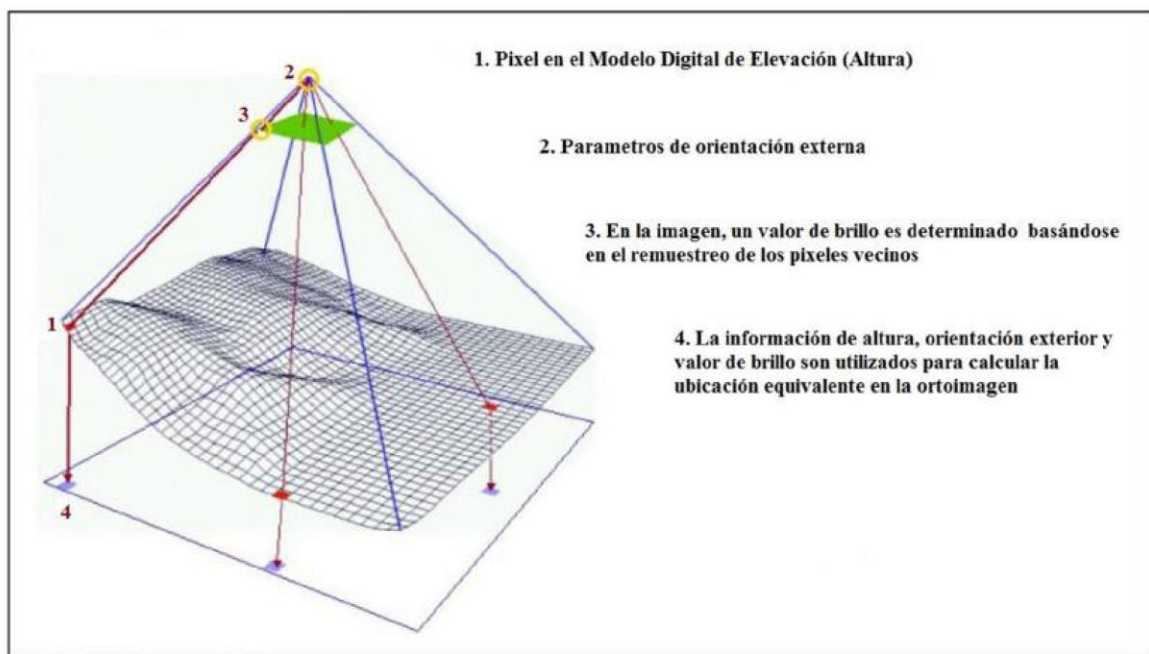


Figura 12. Proceso de ortorectificación, obtenido de Leica Geosystems (2005) en Torres (2013).

Los puntos de enlace (*tie points*, TP), son aquellos puntos no necesariamente georeferenciados que sirven para identificar pares de píxeles idénticos entre dos fotografías tratadas. Teniendo los GCP y los TP definidos, junto con la información básica del modelo del sensor, se procede a la triangulación. Esta permite establecer una relación matemática entre las fotografías, la cámara o sensor y el terreno real registrado. Esta triangulación y ajuste calculado para cada par estéreo, haciendo uso de los GCPs y los puntos de enlace “*tie points*”, permite calcular la posición y orientación de cada

imagen en el momento de la toma fotográfica, así como determinar las coordenadas terrestres de cualquiera de los puntos de enlace ubicados en las zonas de superposición de las fotografías (Liu *et al.*, 2010).

Una vez finalizada la ortorectificación, se asegura que cada píxel de la nueva imagen es correcto geométrica y geográficamente, y por lo tanto las medidas a realizar se corresponderán con las medidas reales tomadas en la superficie terrestre (Chmiel *et al.*, 2004).

2.5.2 Modelos Digitales de Elevación (MDE)

Un MDE es una representación digital de la superficie terrestre donde se observa la variación continua del relieve a través del espacio (Thompson *et al.*, 2001). La elaboración de un MDE consiste en la captura de la información hipsométrica y las transformaciones de la realidad geográfica a la estructura digital de los datos. Hay diversas maneras de obtener un DEM, ya sea aplicando interpolación de datos puntuales, a partir de curvas de nivel digitalizadas, extrayéndolos de pares estereoscópicos de fotografías aéreas o imágenes de satélite mediante procedimientos fotogramétricos, a partir de imágenes de radar aplicando la interferometría o, más recientemente, mediante LiDAR (Presutti, 2009; Oñate y Bosque, 2007).

Estos MDE tienen una precisión que depende de: la fuente de los datos de elevación y las técnicas de medición de estas (ya sean remotas o en terreno), la ubicación y densidad de los datos, los métodos utilizados para crear el MDE, la resolución horizontal y precisión vertical con la que se representan los datos de elevación; la complejidad topográfica del paisaje y los algoritmos utilizados para calcular los diferentes atributos del terreno (Thompson *et al.*, 2001).

3 METODOLOGÍA

3.1 Introducción

Para el presente trabajo se escogió la quebrada Caballos, al sur de las nacientes del río Cochiguás, en la cuenca alta del río Elqui. Esta elección se debe a que la zona presenta un relieve modelado principalmente por procesos glaciales con superposición de eventos paraglaciales y periglaciales (Slaymaker, 2011), donde se distingue al menos un valle predominantemente en forma de “U”, dos glaciares rocosos lingüiformes emplazados en un circo glacial, un glaciar lobulado, un protilus rampart, morrenas laterales y posibles morrenas de fondo.

Debido a estas características, se escogieron los dos glaciares rocosos anteriormente mencionados como objeto de estudio para relacionar la evolución geomorfológica del sector y la posible relación con la evolución volumétrica de estos dos glaciares, entendiéndolos como geoformas dinámicas en el tiempo. Para ello, es posible separar la metodología en dos tópicos: uno referido al estudio geomorfológico, litológico y sedimentario del área de estudio, mientras que el otro referido al estudio de la variación volumétrica en el tiempo de los glaciares rocosos de esta quebrada.

3.2 Caracterización geomorfológica del área de estudio

3.2.1 Mapeo geomorfológico remoto y en terreno

Se ha realizado un mapeo remoto del sector utilizando imágenes de alta resolución (1,7 m) de febrero de 2015 obtenidas del Servicio Nacional de Geología y Minería mediante el basemap *Worldview* de Arcgis. Se identificaron los principales rasgos morfológicos de la zona y se eligieron los 2 glaciares rocosos a estudiar. Posteriormente se realizó una campaña de terreno en marzo del 2017 y otra en enero de 2018, en donde se recorrió aproximadamente el 90% de la zona de estudio, determinando características litológicas y morfométricas asociadas a las morfologías previamente identificadas.

3.2.2 Criterios de identificación de depósitos y formas glaciales

La Tabla 2 muestra los criterios utilizados para el mapeo geomorfológico tanto remoto como en terreno. Si bien esta tabla se usó especialmente en el mapeo remoto, fueron complementados con observaciones en terreno en cuanto a la descripción de depósitos: esto es, grado de selección del material depositado, tamaño de clastos, madurez, redondeamiento, porcentaje de matriz (finos) y clastos (Hambrey *et al.*, 2007)

Tabla 2. Criterios utilizados para la identificación de formas de relieve glacial mediante imágenes satelitales. Modificado de Izagirre (2018).

Forma de relieve - geoformas	Criterios de identificación		Significancia glaciológica
	Morfología	Color/estructura/textura	
Relieve y montañas afiladas	Montañas generalmente de forma piramidal debido a erosión glacial y periglacial en dos o mas lados	Colores oscuros con posible sombreado y textura rugosa	Divide una o mas masas de hielo presente o pasadas
Escarpes	Escalones abruptos en pendientes	Sombreado, con colores oscuros destacando basamento rocoso rugoso	Indica erosión glacial o debilitamiento basal en laderas rocosas
Circos glaciales	Grandes huecos en forma de anfiteatro en flancos montañosos	Limites definidos con el terreno circundante	Indican la presencia de glaciación alpina localizada
Roca fracturada por hielo	Basamento rocoso expuesto que contiene usualmente pequeñas cuencas lacustres y/o fracturas abiertas	Estructuras rocosas como fallas o fracturas estan presenten usualmente. La superficie se presenta rugosa desde un extremo y suave por el extremo opuesto	Evidencia de áreas extensas de hielo pasado a un punto de fusion por presión
Lineaciones glaciales	Estructuras paralelas con características lineares formadas por acción del sedimento glacial o erosión del glaciar en el basamento rocoso	En terreno, cambios en la estructura de la superficie comparada con el terreno circundante.	Muestra la dirección del hielo pasado y puede indicar altas velocidades de este
Complejos o depositos morrénicos	Topografía ondulosa en el cual se presentan cordones morrénicos distintivos	Diferente textura y color respecto al terreno adyacente. Presencia de ridges morrénicos elevados.	Marca aproximadamente la extensión de la depositación marginal del hielo
Ridges morrénicos	Ridges prominentes, simples o compuestos, con relieve positivo. Formas lineales, curvadas o sinuosas en plataforma	Sombreados debido al cambio de relieve y cambio de color donde las morrenas poseen vegetación	Marca antiguas posiciones de las lenguas glaciares externas

3.2.3 Criterios de identificación de glaciares rocosos

La Tabla 3 resume los criterios utilizados para la discriminación y clasificación de los glaciares rocosos estudiados en este trabajo. Como acotación a esta tabla, generalmente los glaciares rocosos activos e inactivos tienden a tener rocas que no parecen meteorizadas; además, hay signos claros movimiento de los bloques en la superficie

rocosa. Por otro lado, los glaciares rocosos relictos tienen fragmentos de rocas que parecen estar meteorizadas y pueden presentar crecimiento de líquenes (vegetación).

En glaciares rocosos activos e inactivos, es posible que algunos bloques se puedan mover a mano; mientras que, en un glaciar de roca relictos, los bloques se han asentado en la superficie y son casi imposibles de mover con la fuerza de una persona.

Bajo estos mismos criterios aquí presentados, la presencia de hielo indica que un glaciar rocoso no es relictos, sino que activo o inactivo; en contraste, la ausencia de afloramientos de hielo es irrelevante para la actividad del glaciar en el estado. Por último, la ausencia de depresiones termokarst no significa necesariamente que el glaciar rocoso esté activo o inactivo; en contraste, la presencia de estas depresiones podría indicar que un glaciar rocoso está activo o inactivo, pero no es un relictos.

Tabla 3. Evaluación de características geomorfológicas, geomorfométricas y ambientales para la determinación de la actividad de glaciares rocosos en los Andes semiáridos de Chile (Modificado de Azócar, 2013).

Método-indicador	Determinado por	Tipo de dato	¿Indicador adecuado de la actividad de un glaciar rocoso?		
			Activo vs. inactivo	Inactivo vs relictos	Activo vs. relictos
Ángulo del escarpe frontal del glaciar rocoso	Ángulo del frente: pronunciado/plano	Cuantitativo	No adecuado	Deficiente	Bueno
Apariencia geomorfológica del frente del glaciar rocoso	Formas geomorfológicas a microescala indicando movimiento	Descriptivo	Muy bueno	Deficiente	Muy bueno
Apariencia de tono del frente del glaciar rocoso en fotos aéreas o imágenes satelitales	Presencia de tonos claros en la pendiente frontal	Descriptivo	Muy bueno	Bueno	Muy bueno
Abundancia de vegetación o líquen	Distribución espacial	Descriptivo	No adecuado	No adecuado	No adecuado
Apariencia geomorfológica de la superficie del relieve	Presencia de cordones y surcos	Descriptivo	Deficiente	deficiente	Bueno
Apariencia de las rocas en la superficie del glaciar rocoso	Grado y posición de la meteorización de las rocas	Descriptivo	Deficiente	Bueno	Muy bueno
Estabilidad de bloques en la superficie del glaciar rocoso	Bloques removibles con la mano	Descriptivo	Deficiente	Bueno	Muy bueno
Ocurrencia de afloramientos de hielo	Ubicación de la característica	Descriptivo	No adecuado	Muy bueno	Muy bueno
Ocurrencia de termokarst	Ubicación de la característica	Descriptivo	No adecuado	Muy bueno	Muy bueno

3.2.4 Confección de un mapa geomorfológico

Tomando como base y criterios geomorfológicos la carta geomorfológica de la quebrada de Agua Negra, San Juan, Argentina (Elissondo, 2007) y la Guía Terminológica Sudamericana (Trombotto, 2014), especialmente a lo referido a las geoformas periglaciales, se ha confeccionado un mapa geomorfológico escala 1:25.000 del sector de estudio a partir de la información tomada en terreno, determinando criterios comunes a las morfologías asociadas y caracterizando los depósitos no consolidados del sector. La confección de este mapa se ha realizado mediante el software *ArcGIS 10.4* y el software *Adobe Illustrator 2018*.

3.2.5 Análisis morfométrico: pendientes y exposición solar

Las herramientas morfométricas digitales son útiles para diferenciar las características del relieve, usando para ello la información altimétrica dada por un Modelo Digital de Elevación (MDE).

A partir del modelo SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) de febrero 2000, a una resolución espacial de 26,7 m, se construyó un mapa de pendientes para el posterior análisis de laderas estables y de susceptibilidad a generar inestabilidades de ladera y remociones en masa. Adicionalmente, se realizó un mapa de radiación solar incidente (Anexo B) para evaluar las zonas con mayor y menor radiación de la zona de estudio.

3.2.6 Cálculo de contenido en hielo teórico y grosor de glaciares rocosos

El contenido de hielo teórico de los glaciares rocosos se ha hecho siguiendo la metodología de Brenning (2005), quien supone que la capa rica en hielo de un glaciar rocoso tiene un contenido promedio en volumen de hielo entre un 40% a un 60%, con una densidad de hielo de $0,9 \text{ g cm}^3$ (Barsch, 1996; Burger *et al.*, 1999; Arenson *et al.*, 2002). Para la comparación con el equivalente en agua de los glaciares, se han usado datos combinados de inventario de glaciares de Garin (1987), Golder Associates (2005), Bown *et al.* (2008) y Vivero (2008).

En cuanto a la estimación del espesor del glaciar rocoso, Brenning (2005) se basa en las mediciones morfométricas en terreno en los Andes de Santiago, la cual es consistente si se compara con la relación entre el espesor y el área calculada por Barsch (1977c) en los Alpes suizos. Según Brenning (*op cit*), la relación empírica que se aplicó en las estimaciones del espesor de los glaciares (Chen y Ohmura, 1990) es más consistente que la utilizada en los inventarios de glaciares chilenos.

La Tabla 4 resume los supuestos utilizados para el autor para calcular el volumen de agua contenido en glaciares rocosos así como el espesor de ellos en función de parámetros morfométricos.

Tabla 4. Supuestos para estimar los equivalentes en hielo de glaciares rocosos. Modificado de Brenning (2005).

Parámetro	Valor	Fuente
Contenido promedio de hielo en un glaciar rocoso	40-60%	Barsch (1996); Burger <i>et al.</i> (1999); Arenson <i>et al.</i> (2002)
Densidad del hielo	0,9 g cm ⁻³	Paterson (1994)
Espesor de la capa rica en hielo de un glaciar rocoso	50 x (área [km ²]) ^{0,2}	Brenning (2005b)
Espesor del glaciar rocoso	50 x (área [km ²]) ^{0,357}	Chen y Ohmura (1990)

3.3 Caracterización litológica y sedimentaria de los glaciares rocosos

Se ha realizado una caracterización litológica y sedimentológica en la cubierta detrítica de ambos glaciares rocosos con el objetivo de identificar proveniencias y patrones de compresión, basándose en la metodología utilizada por Monnier *et al.* (2014). Esta consiste en la elección de puntos experimentales dentro y alrededor de la geoforma, cuyo objetivo es complementar el mapeo superficial y la delineación de las principales unidades.

Para ello, se tomaron 12 puntos en el glaciar rocoso 1 y 13 puntos en el glaciar rocoso 2. Cada punto experimental tomado en superficie correspondió a un área de 1 m² (Figura 13, a), donde se midieron y analizaron los clastos con ejes mayores a 8 cm. Se identificó la litología respectiva, se midió la longitud del eje principal de cada uno y se tomó el rumbo del eje mayor (Figura 13, b). Se midieron en total 600 clastos en las 2 geoformas identificadas, así como en sus alrededores. Además, se recogieron muestras para análisis petrológicos en laboratorio para poder deducir, posteriormente, la proveniencia de estos clastos con respecto a los afloramientos cercanos.



Figura 13. a) La línea discontinua en amarillo muestra el área aproximada de 1 m² seleccionada para hacer el muestreo litológico. b) Medición de rumbo de los clastos con respecto a su eje mayor.

3.4 Estudio de cambios volumétricos y morfológicos de los glaciares rocosos

Para esto, se ha utilizado el método fotogramétrico, el cual permite generar y comparar Modelos Digitales de Elevación (DEM) construidos en fechas diferentes, y a partir de estos se estimar el cambio de volumen de los glaciares rocosos durante un periodo determinado ($\Delta h/\Delta t$) tomando en cuenta la diferencia de las elevaciones de superficie de cada modelo digital de elevación creado que presenten un traslape espacial (Ramírez y Machaca, 2011).

Lo anterior permite obtener representaciones reales de la superficie de terreno por medio de modelos digitales de elevación, generando así una serie de superficies topográficas de resoluciones métricas de los glaciares rocosos y su entorno, desde el año 55 hasta la actualidad. Mediante la comparación de DEM derivados del año 1955, 1999 y 2018 se pueden evaluar cambios de volumen de los glaciares rocosos de la quebrada Caballos a una escala de tiempo geológico reciente.

3.4.1 Adquisición de fotografías aéreas

Para la elaboración de los modelos digitales de elevación, se recopilaron dos pares de fotografías aéreas de diferentes vuelos. El primer par corresponde a fotografías del vuelo Hycon, año 1955, escala 1:70.000, efectuado por la Fuerza Aérea de EE.UU., distribuidas por el Instituto Geográfico Militar (IGM), mientras que el segundo corresponde a fotografías del vuelo GEOTEC, año 1999, escala 1:50.000 efectuado por el Servicio Aerofotogramétrico (SAF) (Figura 14).

Las fotografías correspondientes al vuelo Hycon 1955 fueron adquiridas por el Servicio Nacional de Geología y Minería en formato papel, y luego en formato digital escaneadas a una

resolución de 1200 dpi. Por otro lado, las fotografías del vuelo GEOTEC 1999 fueron adquiridas en formato digital, escaneadas a una resolución de 1400 dpi (Tabla 5).

Tabla 5. Fuente de datos y características de las fotografías aéreas adquiridas

Fuente de datos	Información Adquirida				
	Insumo	Año	Escala	Resolución escaneo	N° fotograma
Instituto Geográfico Militar (IGM)	Par estéreo de fotografías aéreas vuelo Hycon	1955	1:70.000	1200 dpi	9156; 9157
Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea (SAF)	Par estéreo de fotografías aéreas vuelo GEOTEC	1999	1:50.000	1400 dpi	15108; 15109



(a)

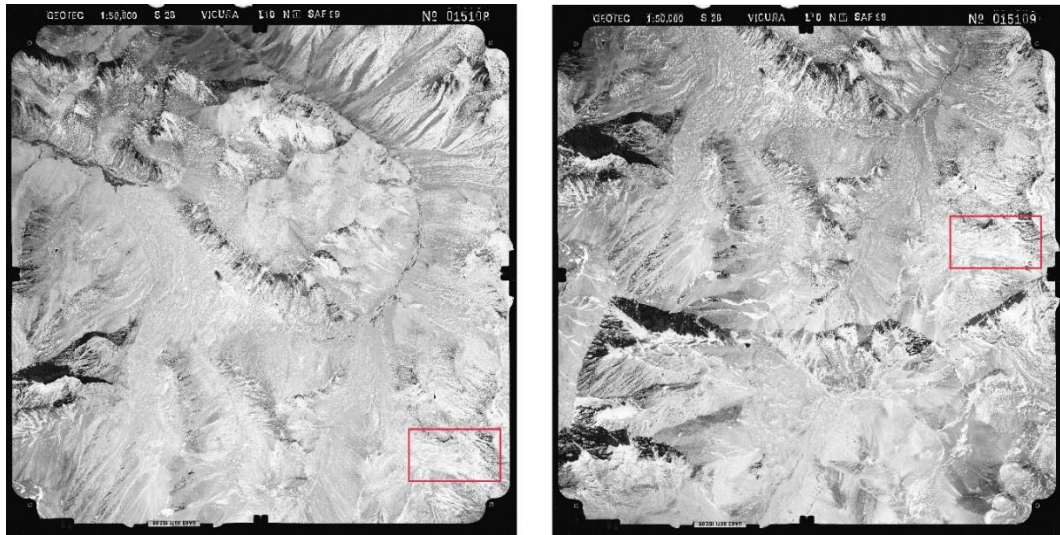


Figura 14 (a) Par estéreo de fotografías aéreas del vuelo Hycon 1955 efectuado por el Instituto Geográfico Militar en las cercanías de la zona de estudio, números 9156 y 9157. (b) Par estéreo de fotografías aéreas del GEOTEC 2000 efectuado por el SAF, números 15108 y 15109. El rectángulo rojo representa el sector donde se ubican los dos glaciares rocosos de estudio.

3.4.2 Toma de puntos de control y de elevación a través de GNSS

Para generar el Modelo Digital de Elevación de los años 1955 y 1999, se han tomado 46 puntos de control terrestre (GCPs, *Ground Control Points* según su sigla en inglés) tanto en afloramientos aledaños a la zona de estudio como al pie de los glaciares rocosos (Figura 15), mediante dos receptores de doble frecuencia marca TOPCON. Estos puntos de control tienen como objetivo mejorar la precisión de los modelos de elevación generados otorgándole al modelo alturas con mejor exactitud en la zona estudiada. Estos puntos se escogieron tomando en consideración las condiciones del terreno (clima, accesos, logística) así como la cercanía a los glaciares rocosos.

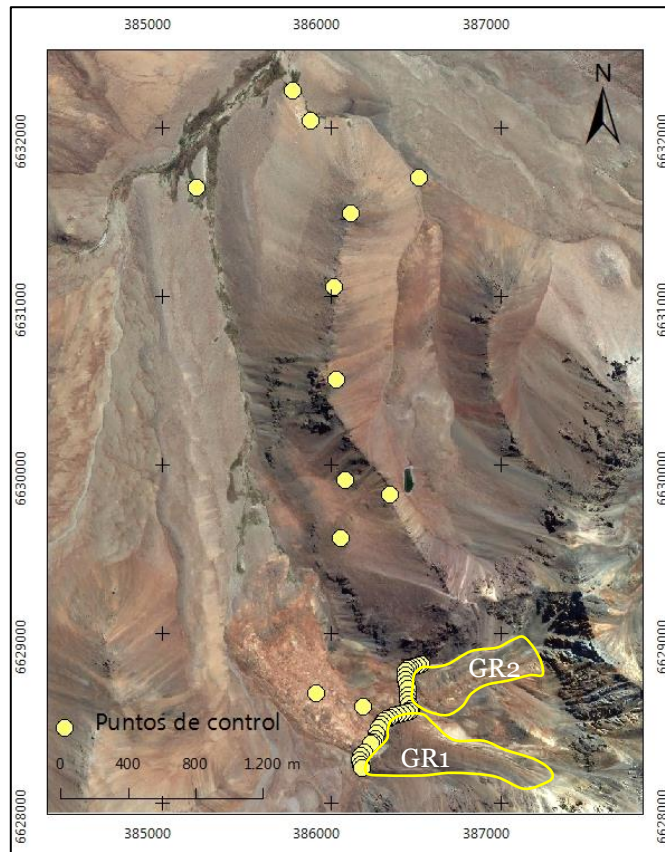


Figura 15. Puntos de control de terreno (GCPs) tomados en afloramientos rocosos de la quebrada Caballos y al pie y fuera de los glaciares rocosos 1 y 2. En amarillo se delimitan los contornos del glaciar rocoso 1 (GR1) y glaciar rocoso 2 (GR2). Mapa base: *Worldview* de ArcGIS, fecha Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, Datum WGS 84.

Adicionalmente se obtuvieron 5.340 puntos sobre la superficie de ambos glaciares rocosos empleando la metodología de GNSS (Global Navigation Satellite System, que incluye el GPS) diferencial (dGNSS). El fin de este procedimiento fue obtener los datos necesarios para construir un Modelo de Elevación Digital año 2018 tanto para el glaciar rocoso 1 como el glaciar rocoso 2. Para ello, se han utilizado receptores de doble frecuencia marca *Trimble R6* referidas al modelo geoidal EGM2008, pertenecientes a la Unidad de Geofísica del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) (Figura 16).

Esta técnica requiere tener un receptor fijo, denominado base, la cual tiene un tiempo de medición del orden de horas a un intervalo de muestreo de 0,33 Hz. Por otro lado, se requiere tener otro receptor, denominado móvil, también a una tasa de muestreo de 0,33 Hz, el cual a través del sistema RTK permite obtener la coordenada con precisión del orden de centímetros.

Durante tiempos iguales de medición, ambos receptores captan la señal de satélites en común, obteniendo in situ precisiones centimétricas en las coordenadas, las cuales son re-corregidas en post-procesamiento a través del software Trimble bussines.

En este trabajo, los equipos registraron los datos con intervalos de 3 segundos, donde se levantaron los puntos de superficie de los glaciares rocosos 1 y 2 de la quebrada Caballos, así como también un punto de control asociado al afloramiento rocoso, de modo de asegurar un punto fijo en el sector.

Para obtener las coordenadas de las estaciones base se utilizó el servicio gratuito de post-procesamiento basado en la tecnología RTK de Trimble.



Figura 16. Instalación de Antena GNSS base. Izquierda: preparación del receptor móvil. Derecha: instalación de la antena receptora base.

Los puntos obtenidos (Figura 17) abarcaron casi la totalidad de la superficie del glaciar rocoso 1 y, debido a las limitaciones del terreno, gran parte de la superficie del glaciar rocoso 2. Adicionalmente se demarcaron y midieron los contornos frontales de ambos glaciares.

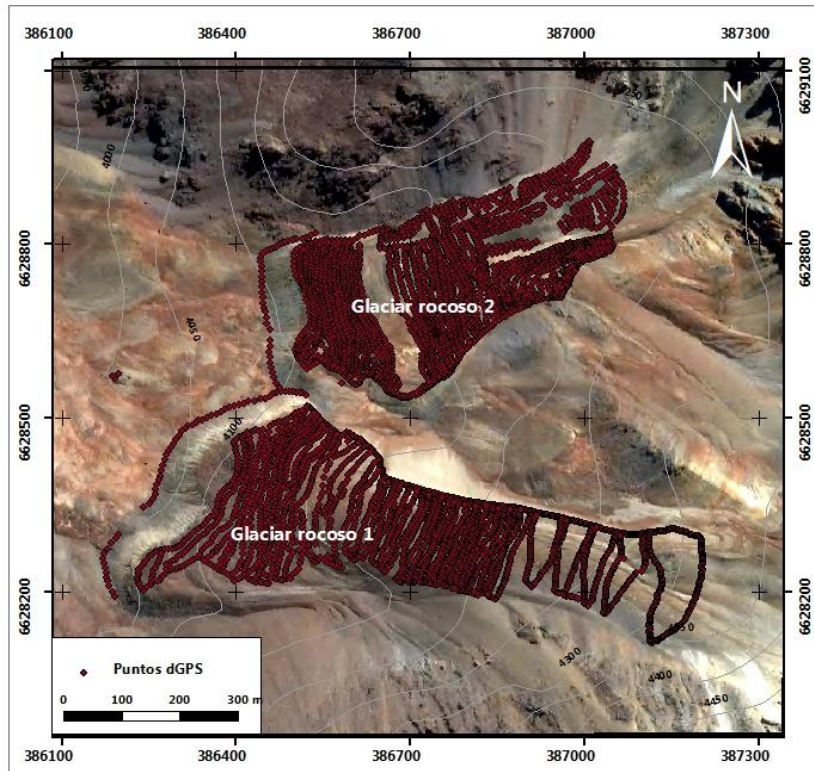


Figura 17. Puntos GNSS tomados en terreno sobre la superficie y frente de los glaciares rocosos 1 y 2. Sistema de coordenadas UTM 19 S, Datum WGS 84.

3.4.3 Ortorectificación de las fotografías aéreas HYCON 1955, GEOTEC 2000 y generación de MDEs

El par de fotografías Hycon y GEOTEC (cada par por separado) fueron ingresadas al módulo *OrthoEngine* del software *PCI GEOMÁTICA 2016*, con lo que se ejecutó el proceso de ortorectificación.

Inicialmente se definió el sistema Universal Transversal de Mercator (UTM) como sistema de referencia, para luego aplicar el proceso de restitución digital en las fotografías, ingresando los valores de calibración de la cámara fotográfica (distancia focal, marcas fiduciales y valores de distorsión radial), con el fin de establecer la orientación interna del par estereoscópico. Posteriormente, se ingresaron los 46 puntos de control (GCPs) obtenidos en terreno para asociar las coordenadas X, Y, Z de estos con los puntos análogos observables en las fotografías aéreas.

Terminado el proceso anterior, se ingresaron un total de 68 *tie points* (o puntos de enlace) que corresponden a puntos idénticos en cada fotografía, esto con el fin de ubicar los mismos píxeles en cada una de ellas y para que luego el software ejecutara el cálculo matemático de la orientación relativa y asociación de las fotografías.

Posteriormente, se generó automáticamente la proyección epipolar para cada una de las fotografías, lo que aseguró que las dos fotografías estuvieran compensadas en el eje X. Finalmente, el pixel correspondiente en la fotografía original se localizó en la imagen epipolar (el software realiza esta acción utilizando funciones estadísticas calculadas para la ventana de interés definida, en donde la media del paralaje del pixel correspondiente es usado para calcular la elevación en este punto).

Como resultado de todos los procesos anteriores, el software ejecuta la triangulación, rectificación diferencial y ajustes necesarios para cada fotografía, obteniendo pares de fotografías epipolares con las cuales se elaboró automáticamente, y mediante el software, el Modelo Digital de Elevación HYCON 1955 y GEOTEC 1999, ambos con resolución de 26,7 m.

De esta manera, finalmente el software entrega un Modelo de Elevación Digital de resolución métrica y con un buen nivel de detalle, el cual se puede perfeccionar eliminando GCPs con altos valores de residual en X, Y o en Z. La simplificación de este proceso se observa en la Figura 18.

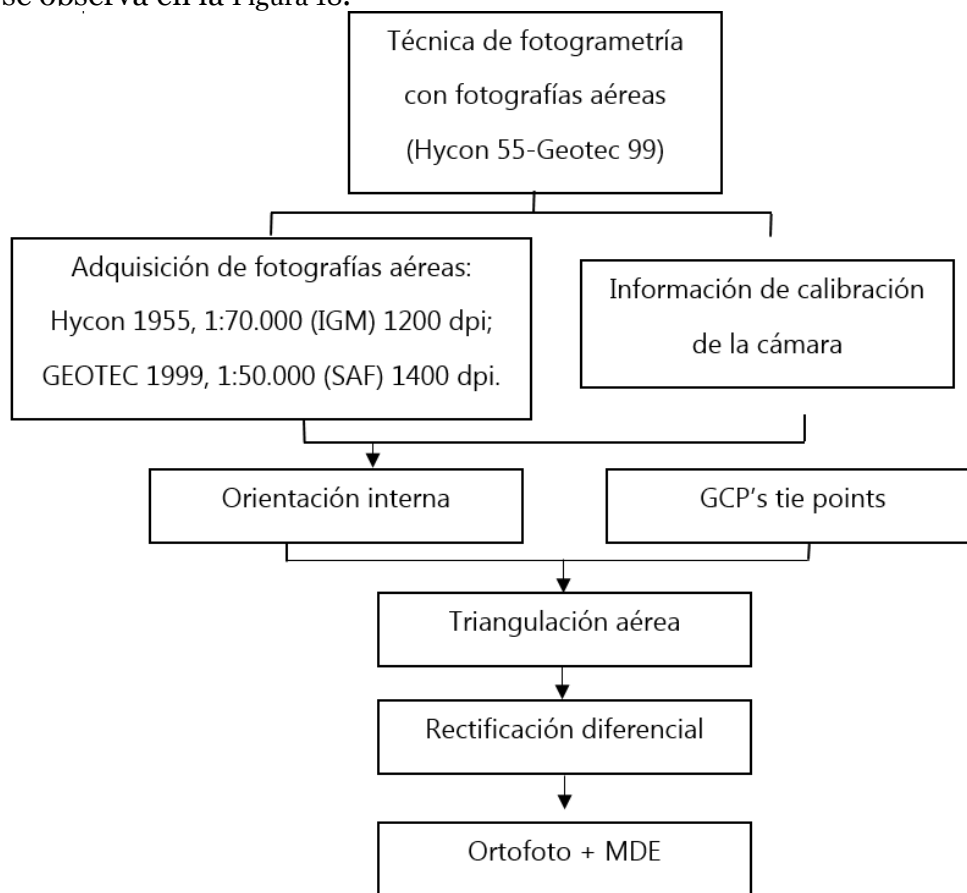


Figura 18. Diagrama de flujo simplificado del proceso de ortorectificación.

3.4.4 Cálculo de las diferencias altimétricas entre los MDE generados

Para poder realizar este proceso, se efectuó en *ArcGIS* una operación de extracción por máscara (“*Extract by mask*”) a cada uno de los MDE generados del proceso fotogramétrico. Éste consiste en extraer de los MDE un área de estudio digitalizada (polígono) correspondiente a los dos glaciares rocosos. Posteriormente, se realizó la comparación directa entre 2 de estos y se calculó la diferencia de alturas (Δh) a través de una resta simple hecha con la herramienta *Raster Calculator* de *ArcGIS*:

$$\Delta h = \text{MDE antiguo} - \text{MDE más reciente}$$

De esta manera se calculó la diferencia entre el MDE Hycon 1955 – MDE GEOTEC 2000 y MDE GEOTEC 2000 – MDE año 2018.

Con base en los resultados obtenidos, se analizó el comportamiento de los glaciares rocosos en el tiempo de estudio correspondiente a cada diferencia, reconociendo las principales zonas de pérdida o ganancia de volumen y detectando los cambios de espesor.

3.4.5 Ajuste de los modelos de elevación HYCON 1955 y GEOTEC 1999

Se realizó el primer ajuste del modelo extrayendo los valores de altitud para cada MDE generado. Para ello, se utilizó la herramienta “*Extract multi values to points*” del software *ArcGIS* para luego exportar una tabla con los valores de altura real (dada por los puntos de control GCP), la altura de las coordenadas de los GCP en el MDE HYCON y la altura de las coordenadas de los GCP en el MDE GEOTEC. Luego se analizó la diferencia altitudinal en metros entre los puntos en los MDE respecto a la altura real de los GCPs medidos con GNSS en 2018, que se muestra a continuación (Tabla 6):

Tabla 6. Diferencias de elevación del modelo Hycon y Geotec respecto de los puntos de control GCPs obtenidos en terreno (GNSS 2018).

Altura	Diferencia (m)		
	Real (2018)	Hycon	Geotec
Real (2018)	0	-3,73	-2,84
Hycon	3,72	0	0,87
Geotec	2,84	-0,87	0

Esto señala que, en promedio y para las mismas coordenadas de los puntos de control, las alturas del modelo Hycon están 3,73 m sobre la altura real, por lo que al MDE Hycon

se le sustrajo 3,73 m para calibrarlo. De manera análoga, la tabla señala que las alturas del modelo Geotec están, en promedio, 2,84 m sobre la altura real, por lo que igualmente se les sustrajo 2,84 m al MDE generado para así contrarrestar las diferencias.

Posteriormente se hizo un ajuste dado por la diferencia altimétrica de zonas estables fuera de los glaciares, es decir, zonas con pendientes menores a 30°. Esto se llevó a cabo seleccionando sólo las pendientes menores a 30° en ambos MDE (Hycon y Geotec) en un área de 1,4 km² (Figura 19). Luego se realizó la operación MDE Hycon – MDE Geotec con la herramienta *Raster Calculator* de ArcGIS y se generó el ráster de la Figura 19, el cual representa la diferencia altimétrica en cada pixel de las superficies fuera de ambos glaciares rocosos, menores a 30°.

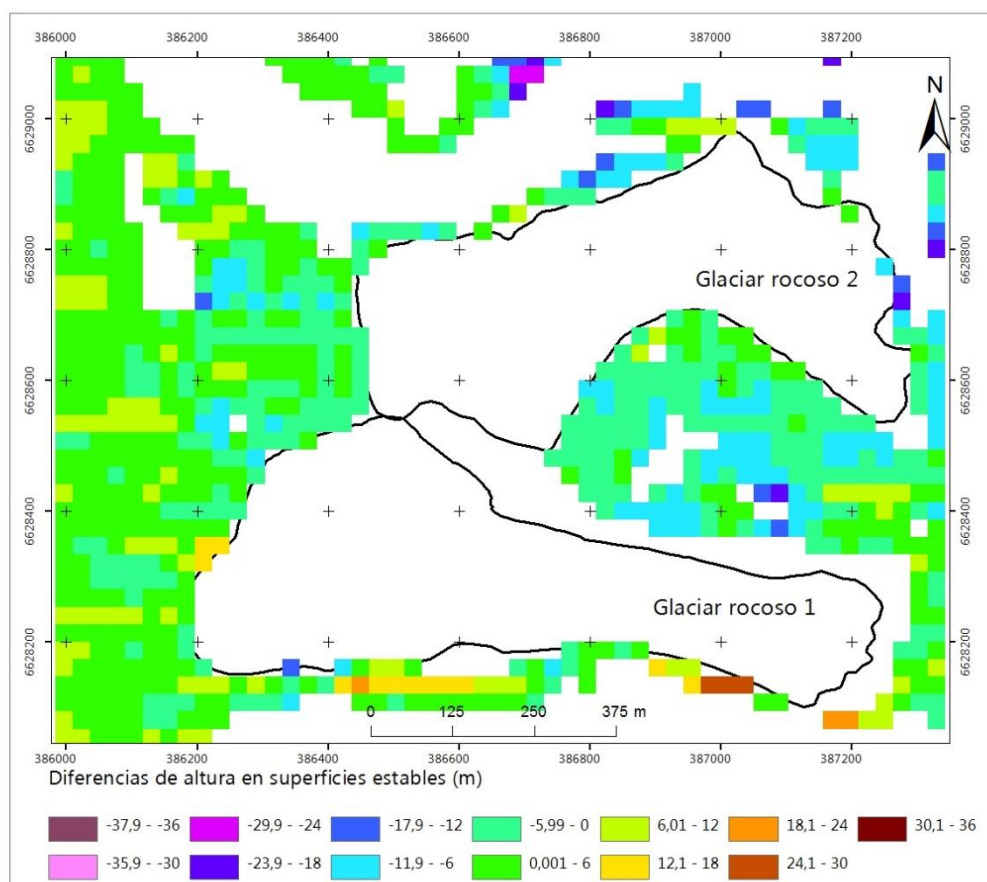


Figura 19. Raster resultante de la diferencia altimétrica entre las superficies menores a 30° entre el MDE Hycon y MDE Geotec.

En promedio, la diferencia altimétrica entre ambas superficies estables (MDE HYCON – MDE GEOTEC) tiene un valor de 0,39 m, por lo que finalmente se le sustrajo este valor al MDE HYCON generando la compensación final.

En cuanto al error e asociado a esta variación altimétrica, se utilizó la fórmula:

$$e = \frac{E_{PI}}{\sqrt{n}}$$

Donde E_{PI} = desviación estándar de cada diferencia de elevación HYCON-GEOTEC (ver abajo) y n =número de píxeles. Así, se obtuvo un error de 0,22 m, tal como se muestra en la Tabla 9.

Tabla 7. Error asociado (m) a la variación altimétrica en las zonas estables fuera del glaciar.

n	Desv. estándar	Error
1043	7,16	0,22

3.4.6 Exactitud de los MDE generados

Para obtener la exactitud de los MDE generados de las fotografías aéreas, se compararon las alturas reales de los 46 puntos de control terrestres fijos (GCP), los que teóricamente no presentan cambios a través del tiempo, con los valores estimados de éstos mismos puntos en cada uno de los MDE (MDE Hycon 1955 y MDE GEOTEC 2000). Posteriormente se calculó el valor del Error Medio Cuadrático (RMSE en inglés) con el uso de la siguiente fórmula (Li, 1991; Felicísimo, 1994; Yang y Hodler, 2000):

$$EMC = RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (z_i - z_j)^2}{N}}$$

donde z_i es el valor de altura de cada uno de los 1 puntos en cada MDE, z_j es la altura real y N es el número de puntos tomados.

Posteriormente se calcula el error de los cambios de elevación en los puntos individuales fuera de los glaciares (E_{PI}) de cada MDE, con la fórmula

$$E_{PI} = \sqrt{\sigma_{MDE 1}^2 + \sigma_{MDE 2}^2}$$

donde σ_{MDE} es la desviación estándar de las diferencias de alturas en puntos estables no glaciares en cada MDE (Barrand *et al.*, 2010; Berthier *et al.*, 2010; Bolch *et al.*, 2011).

Luego, se estima el **error (e)** de la media de los cambios de elevación en los MDE, por medio de la ecuación:

$$e = \frac{E_{PI}}{\sqrt{n}}$$

donde n es el número de medidas tomadas o el número de píxeles de la muestra (Barrand *et al.*, 2010; Berthier *et al.*, 2010; Bolch *et al.*, 2011).

3.4.7 Estimación de cambios de volumen para el periodo 1955 – 1999, 1999 – 2018 y 1955 - 2018

Como los MDE se obtuvieron en formato ráster, el tamaño de pixel con el que fue generado cada uno es conocido y se puede estimar el cambio de volumen entre los distintos periodos usando la ecuación:

$$dV = l_p^2 \sum (h_{i1} - h_{i2})$$

En donde $(h_{i1} - h_{i2})$ representa la diferencia de altura por pixel de ambos MDE, y l_p^2 el área de cada píxel (Etzelmüller *et al.*, 1993).

3.4.8 Estimación del error de los cambios de volumen para cada periodo

El cálculo del error asociado a los cambios de volumen (E_V) se obtiene mediante la fórmula:

$$E_V = e * A$$

En donde e corresponde al error del promedio de los cambios de elevación calculado anteriormente, y A al área de cada glaciar rocoso (Barrand *et al.*, 2010; Berthier *et al.*, 2010; Bolch *et al.*, 2011). Con respecto al cálculo de área total de cada geoforma, se han contabilizado 279 píxeles para el glaciar rocoso 1 y 206 píxeles para el glaciar rocoso 2, los que, multiplicados por el valor del área de pixel, entregan el valor del área total.

3.4.9 Estimación del Δ volumen de agua equivalente

Finalmente, para calcular el volumen de agua equivalente (V.a.e.) se asume una densidad del hielo de $0,9 \text{ g/cm}^3$ (Paterson, 1994; Brenning, 2005a; Bodin *et al.*, 2010) la cual es multiplicada por la variación de volumen (dV) de ambos glaciares.

$$V.a.e. = dV * 0,9$$

3.4.10 Generación de MDE año 2018

En primer lugar, del total de los puntos GNSS obtenidos en la superficie de ambos glaciares rocosos se extrajeron 30 puntos por cada uno, para así tener valores de altitud reales con los cuales calcular el EMC de los modelos generados (Figura 20).

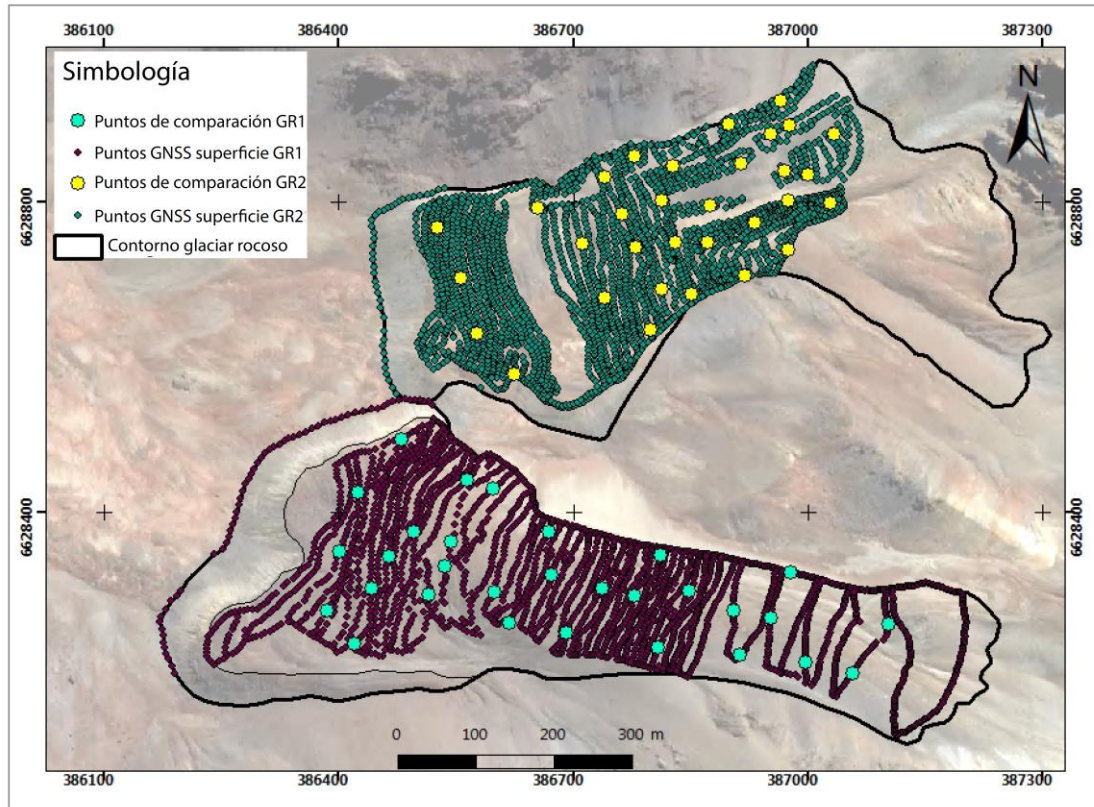


Figura 20. Puntos seleccionados en ambos glaciares para representar la altitud real en ese punto, y así poder utilizarlos para calcular el RMSE asociado al MDE generado mediante la interpolación de los puntos restantes. Sistema de coordenadas UTM 19 S, Datum WGS 84.

Con los puntos restantes, se realizó el Modelo de Elevación Digital actual (año 2018) para cada glaciar rocoso. Esto se logró interpolando los puntos superficiales utilizando los distintos métodos disponibles en el software *ArcGIS*, los cuales corresponden a *Kriging*, *Natural Neighbor* (vecino más cercano), *IDW* (el inverso de la distancia), *Spline* y *Topo to raster*. El interpolador utilizado fue *Natural Neighbor* debido a la mejor representatividad del terreno, mientras que la resolución escogida para estos modelos fue de 26,67 m para lograr representatividad con los datos obtenidos por pixel y para tener un estándar de comparación con el MDE SRTM 2000 cuya resolución es 26,67 m.

3.5 Cambios morfológicos observados entre 1955 – 2008

Debido a la dificultad de obtener imágenes de alta resolución actuales para la zona de estudio, se analizaron los cambios morfológicos en los dos glaciares rocosos basándose en las observaciones visuales de las imágenes satelitales correspondientes al año 2008 (las más recientes) disponibles en el servidor *Google Earth* y sobre las fotografías ortorectificadas del año 1955 y 2000. Estas comparaciones se han hecho para el par Hycon 1955 – 2008 y para el par Geotec 1999 – 2008, no haciendo comparaciones entre las dos fotografías aéreas correspondientes al año 1955 y 1999 debido al escaso detalle entre ambas. Sin embargo, tanto para 1955 – 2008 y 1999 – 2008, sólo se observaron características relacionadas a la presencia y/o ausencia de bloques, no reconociéndose a simple vista algún tipo de cambio morfológico a escala mayor.

Mediante esta observación de cambios morfológicos se confeccionó un mapeo de los *ridges* (cordones) y límites de cada glaciar para el año 1955, 1999 y 2008, así como un esquema resumen con todos los *ridges* identificados.

4 RESULTADOS

4.1 Geomorfología de la sub-cuenca del río Cochiguás

Actualmente la sub-cuenca del río Cochiguás se encuentra gobernada y controlada por procesos periglaciales. Este tipo de procesos implica un reajuste y remodelado de las formas y depósitos glacio-genéticos desarrollados durante una glaciación (Ballantyne, 2002). Es decir, que en cada retroceso glacial existe un proceso paraglacial y asimismo periglacial como respuesta del sistema morfo-dinámico a las nuevas condiciones, en la cual se desarrollan formas características y sedimentos postglaciares, como conos de talud y mixtos, rellenos de fondo de valle asociados a la dinámica de laderas y/o fluvial; presentándose además formas de geliflujión.

Al entrar al valle del río Cochiguás, por el sector del río Claro, se observa claramente el cambio morfológico existente entre el valle fluvial aguas abajo, el cual abarca todo el sector del valle del Elqui, y el valle en U donde se emplaza el depósito de Cerritos Blancos (Figura 21), observándose una transición desde un valle con perfil transversal en forma de V, a un ancho valle glacial caracterizado por pendientes abruptas y cóncavas. Desde este punto, y en todo el sector oriental, la geomorfología tiene un marcado origen glacial, con quebradas cóncavas y depósitos caóticos mal seleccionados.

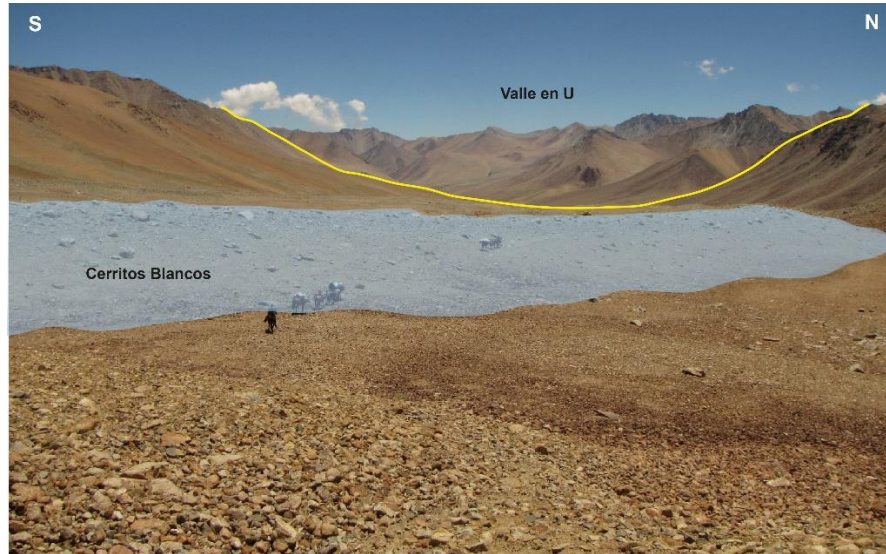


Figura 21. Vista desde Cerritos Blancos al W. Se observa el extenso valle en forma de artesa labrado por glaciares, cuyo contorno se delinea en amarillo. El depósito color gris-azul de la figura corresponde a un depósito morrénico denominado Cerritos Blancos. También se distinguen las pendientes cóncavas hacia el nivel base del río, lo que reafirma la evidencia de un pasado glacial en ese sector.

La zona de estudio posee claramente estas características, donde las geoformas generadas por procesos glaciales y glacio-criogénicos son muy evidentes, preservando su morfología en la mayor parte de los casos.

A continuación, se presenta la clasificación de las principales geoformas y rasgos morfológicos identificados en la zona de estudio (Tabla 8):

Tabla 8. Unidades geomorfológicas reconocidas en las tres principales quebradas de estudio.

Geoformas glaciales	Geoformas de erosión glacial
	Geoformas de acumulación glacial - Morrenas
Geoformas periglaciales y criogénicas	Glaciares rocosos
	Protalus rampart
	Laderas criogénicas
	Lóbulos y laderas de gelifluxión
	Rasgos criogénicos sobreimpuestos
Geoformas de remoción en masa	Conos de talud
	Conos de flujos y caída de roca (mixtos)
	Flujos saturados
	Avalanchas y deslizamientos
Geoformas fluviales	Abanicos aluviales
Otros	Afloramiento rocoso

4.2 Geoformas glaciales

4.2.1 De erosión glacial

Las geoformas de erosión glacial resaltan en el paisaje, variando desde circos y artesas glaciales (Figura 22, Figura 23), hasta rasgos de menor escala como rocas aborregadas y estrías (Figura 24).

Artesas: Toda la extensión longitudinal de las quebradas corresponde a un valle con forma de “U”, cuyas pendientes varían desde una forma curva en su base (cerca de 25°) hasta formas más rectas y abruptas de 45° en las zonas más altas. La base de estos valles es relativamente plana, cuyo ancho varía de 500 m en la zona más distal, hasta 800 m en el fondo de estos (Figura 22).

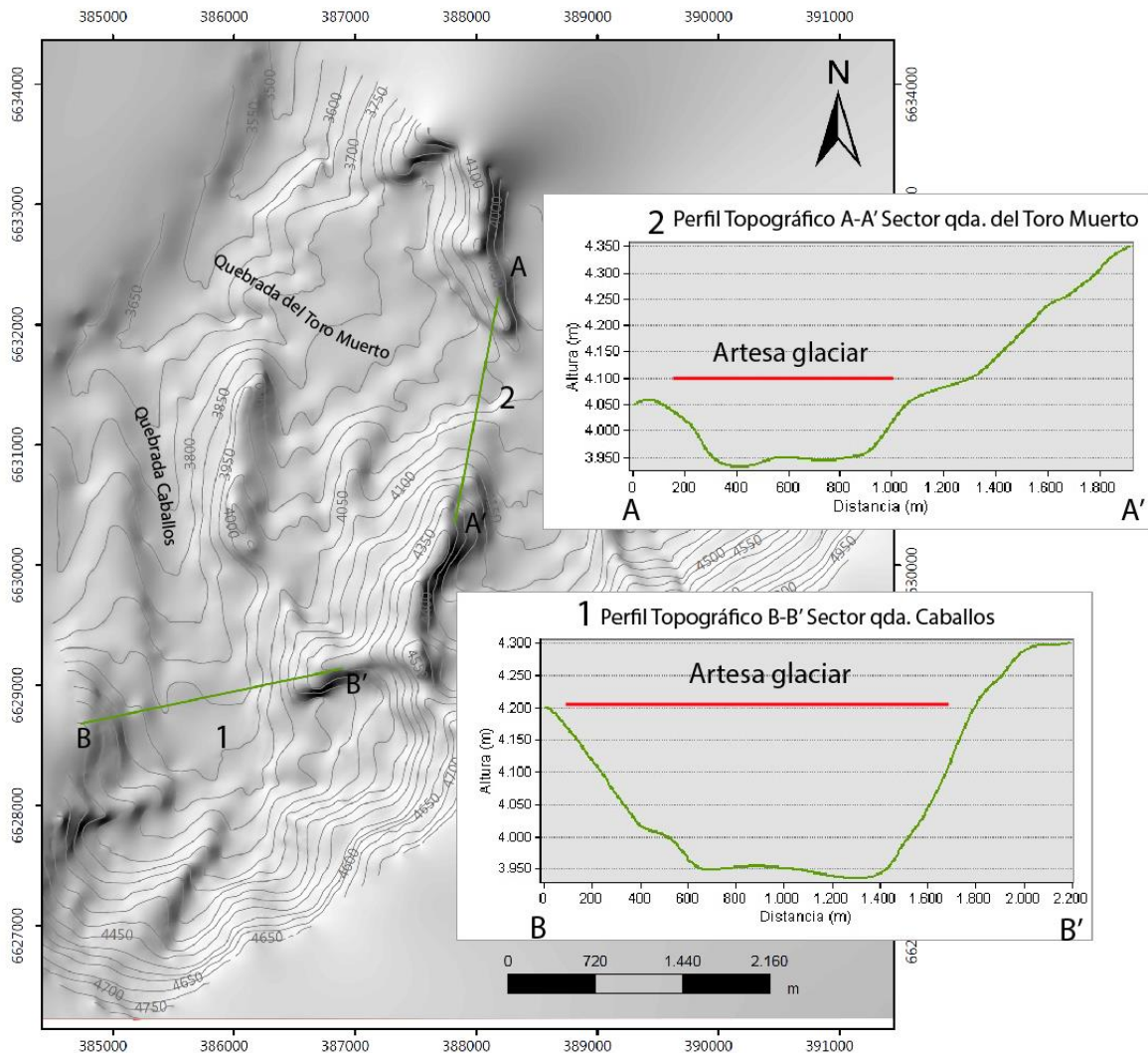


Figura 22. Perfiles topográficos del fondo de las quebradas Caballos y del Toro Muerto. Se distinguen valles relativamente planos en su base y con laderas que varían desde levemente curvas a abruptas y rectas. *Hillshade* hecho a partir de la interpolación de las curvas de nivel IGM. Sistema de coordenadas UTM 19 S, Datum WGS 84.

Circos: En el sistema de cabecera de todas las quebradas de estudio se observan circos bien desarrollados, semi-circulares y escarpados. La mayoría se orienta al NE, mientras que unos pocos se orientan hacia el E. Estas morfologías aún mantienen evidencias glaciales, coexistiendo actualmente con las formas propias del ambiente periglacial. Además, presentan un importante nivel de disección y excavación, originando paredes rocosas abruptas con fuerte desnivel, constituyendo fuentes de abastecimiento de detritos (Figura 23 a,b)

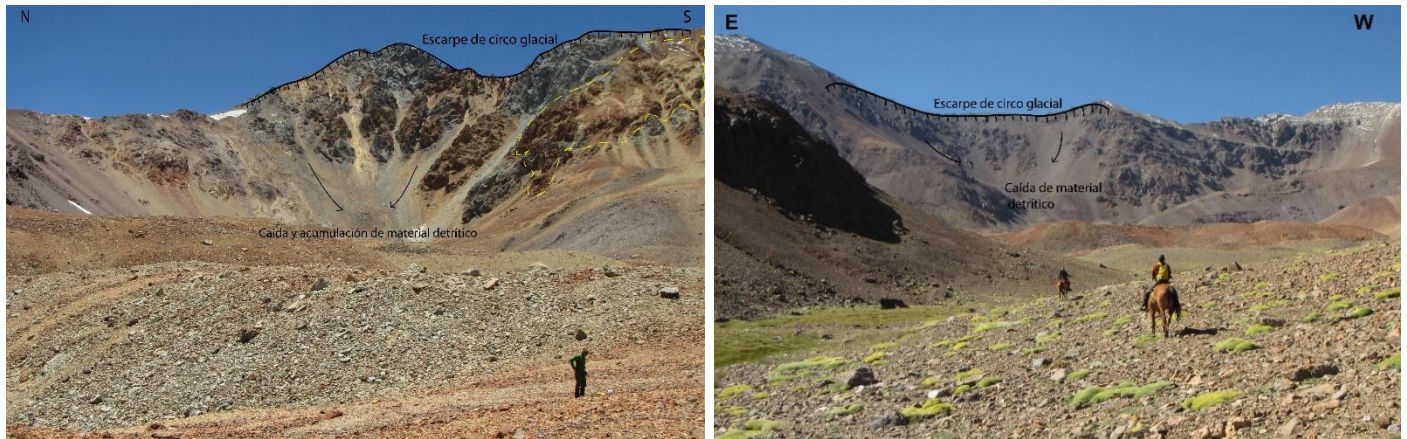


Figura 23. Ejemplos de circos rugosos y empinados en la zona estudio. El estado de meteorización de las paredes rocosas producto de una intensa alteración hidrotermal los hace susceptibles a una mayor producción de detritos.

La existencia de una gran acumulación detrítica en su base, indica que estos están siendo afectados actualmente por crioclastismo, por procesos de remoción en masa y acción fluvial, mientras que el buen desarrollo de su morfología indica una prolongada evolución bajo condiciones glaciarias-criogénicas. La mayoría de éstos está en contacto con glaciares rocosos en su base.

Estrías glaciares: se observan en afloramientos ubicados en la quebrada del Toro Muerto y en las laderas de la quebrada Caballos, en dirección NS, siendo evidentes en rocas piroclásticas de la Formación Pastos Blancos en la ladera oriental de ésta (Figura 24 a, b). La superficie pulida se aprecia desde Sur a Norte, indicando el avance del hielo en esa dirección. Estas marcas también están presentes en bloques facetados de dimensiones métricas (Figura 24 c, d, e) ubicados sobre los depósitos morrénicos que limitan la quebrada tanto al Este como al Oeste de esta.



Figura 24. Principales evidencias de erosión glacial en rocas y afloramientos de la quebrada Caballos. a, b corresponden a afloramientos en el sector oriental de la quebrada, los cuales presentan superficies estriadas y pulidas producto del avance del hielo. Por otro lado, c, d y e corresponden a bloques facetados y aborregados, ubicados sobre depósitos morrénicos al Oeste de la quebrada.

4.2.2 De acumulación glacial – morrenas

En la zona de estudio se han identificado principalmente morrenas laterales elongadas con un buen grado de preservación, reconociéndose fácilmente su morfología, así como también morrenas basales o de fondo. No se distinguen morrenas frontales evidentes, sin embargo, al norte de la quebrada Caballos y del río Cochiguás el depósito grisáceo mal seleccionado, ubicado al pie de la ladera del cerro, podría corresponder a una morrena ya sea frontal o lateral.

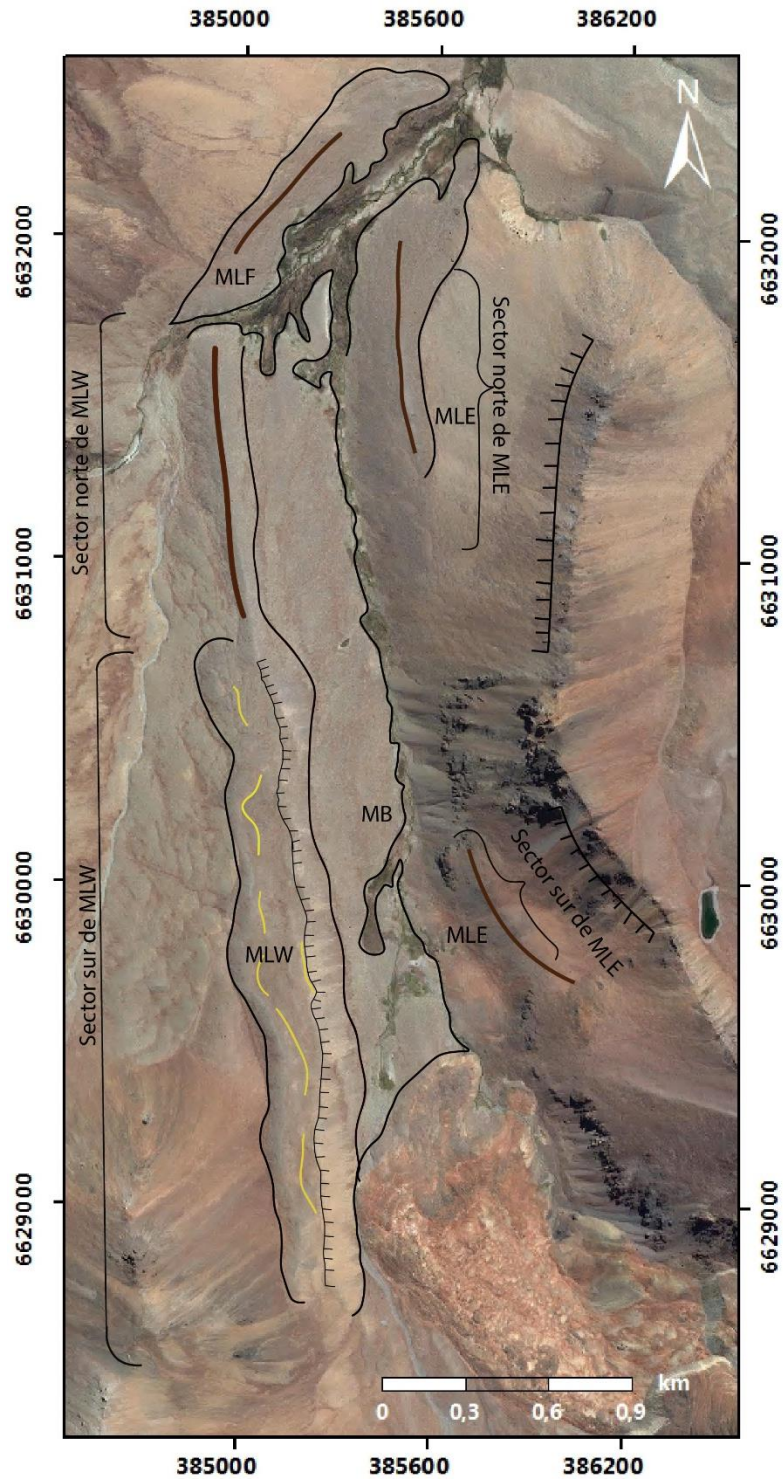


Figura 25. Ejemplo de morrenas identificadas en el sector de quebrada Caballos. MLW: morrena lateral occidental; MLE: morrena lateral oriental-, MB: morrena basal; MLF: morrena latero frontal. Las líneas rojas representan los ejes de las morrenas claramente observables en terreno, mientras que las líneas amarillas representan cordones compuestos de till glacial que predominan sobre el terreno relativamente plano del sector sur de la morrena lateral occidental (MLW). Sistema de coordenadas UTM 19S.

Morrenas laterales (ML):

Estas geoformas son evidentes en ambos costados de la quebrada Caballos, delimitando lateralmente el sector en dirección N-S. Se presentan dos cuerpos longitudinales principales, uno al oriente y otro al occidente. (Figura 25).

La morrena más occidental (MLW), por un lado, posee una extensión de 3,12 km aguas abajo, una altura entre 4.033 y 3.695 m s.n.m. y se encuentra mejor preservada que la morrena oriental, debido a la ausencia de afloramientos cercanos que pudiesen ser fuente de detritos (Figura 25, Figura 26).



Figura 26. Vista al Oeste de la morrena lateral occidental en quebrada Caballos, la cual se presenta más ancha hacia el Sur, más plana y con un abrupto escarpe hacia el Este, mientras que hacia el Norte se ensancha, el eje axial de la morrena se hace más evidente y no se observa continuidad en el escarpe.

Hacia el Sur, la morrena presenta un escarpe abrupto orientado al Este, con material fino en la parte superior y más grueso en su base (Figura 27). El depósito que la compone se observa desprovisto de vegetación, más o menos plano, con estrechos cordones longitudinales de rumbo NS que sobresalen levemente del depósito, y cuyo color difiere de las superficies más aplanadas que se encuentran a un nivel inferior de estos cordones (Figura 27).

Los cordones longitudinales se componen de un depósito mal seleccionado, con abundancia de clastos prismáticos, angulosos, de un largo entre 5 a 20 cm, y una matriz tamaño limo-arena (Figura 27 a, c). Hay presencia de bloques facetados de mayores dimensiones, entre 40 cm a 1,5 m, pero representan un porcentaje menor del depósito. La mayoría de estos clastos y bloques tienen una pátina de alteración con minerales oxidados de hierro, y litológicamente corresponden a rocas piroclásticas, específicamente a tobas cristalinas gris violáceas con alto contenido en cuarzo, encontrándose también un porcentaje mucho menor de rocas intrusivas como dioritas de anfíbola y granodioritas de biotita.

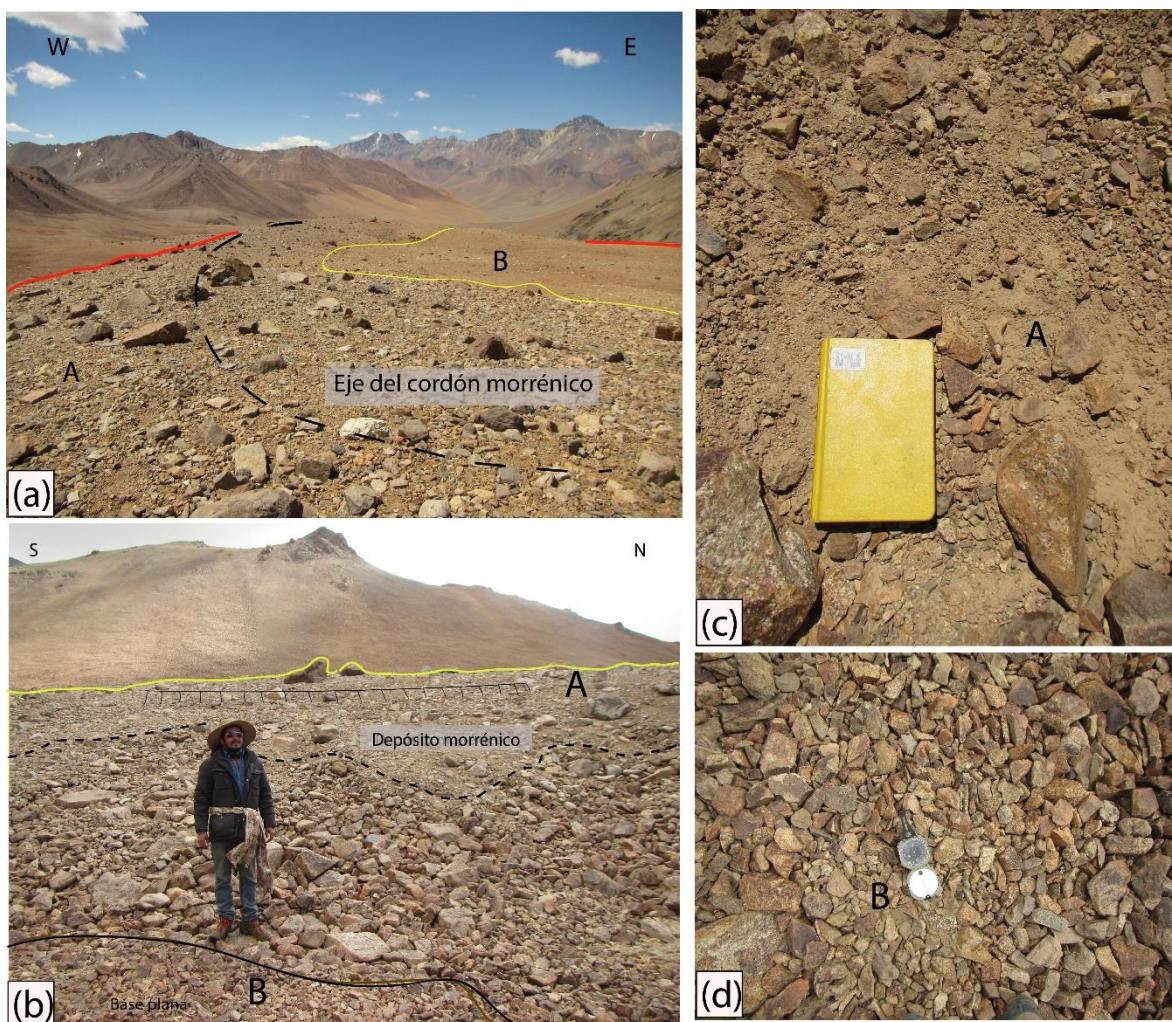


Figura 27. Detalle del sector sur de la morrena occidental. a) vista hacia el Norte de la morrena, en donde las líneas rojas delimitan la geoforma al Este y Oeste, la línea discontinua representa el eje del cordón morrénico observado, y la línea amarilla corresponde a la separación entre el cordón y el sector más plano del depósito. b) vista de perfil del cordón morrénico, en donde es posible distinguir el depósito morrénico A sobre un depósito clasto soportado con gradación inversa B y cuya base se aplana, disminuyendo también la granulometría. c) vista en planta del cordón morrénico A. d) vista en planta de del depósito clasto soportado B el cual se observa con mejor selección que A y presenta un tamaño de clastos menor.

El sector B indicado en la Figura 27, se distingue del cordón morrénico indicado como A tanto en su morfología como en el color. Este se ha caracterizado como producto de procesos criogénicos sobreimpuestos a la morrena original, lo que será analizado y tratado más adelante.

El sector norte de la morrena lateral occidental presenta características distintas al sector sur, principalmente por la presencia de vegetación y por un aumento en la cantidad de bloques facetados en su superficie (Figura 28 a, b). Se distingue también claramente el eje axial de la morrena, así como también existen mayores evidencias glaciales, como por ejemplo estrías en los bloques. Al igual que en toda la morrena, abundan tobas cristalinas ricas en cuarzo, siendo la litología predominante de los

bloques de más de 1 m. Sin embargo, aunque escasos, también es posible encontrar bloques de granodioritas, muchas veces más fracturados y meteorizados que las mismas tobas.

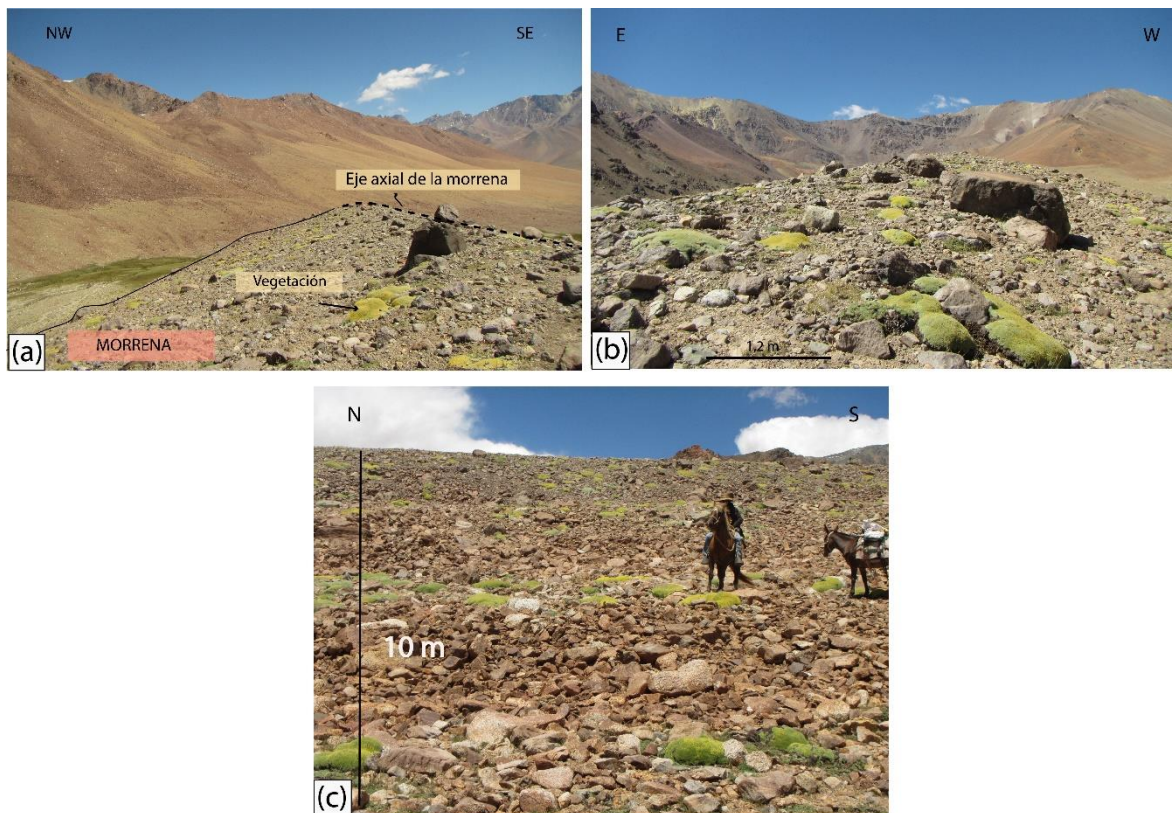


Figura 28. Sector norte de la morrena lateral occidental, donde se aprecian clastos tamaño bloque, material fino y vegetación. (a) Vista al NE, hacia el valle del río Cochiguás (b) vista hacia el Sur, hacia la quebrada Caballos (c) vista del costado Oeste de la morrena lateral, donde se aprecian leves superficies aplanadas, abundante material tamaño grava – bloque y un color más anaranjado que la superficie.

Similares características se encuentran en el sector norte de la morrena MLE, compuesta de un depósito mal seleccionado, con una matriz limo-arcillosa, clastos angulosos, prismáticos, de entre 10 – 20 cm, y diversos bloques facetados de más de 1 m de largo. Hay presencia de vegetación, aunque no es tan abundante como en la morrena occidental (Figura 28, b).



Figura 29. Detalle de la morrena lateral oriental (MLE). (a) Vista Oeste desde MLW, donde se aprecia el eje de axial de la morrena (b) Vista al Norte desde MLE. Notar la escasa vegetación (c) Vista hacia el Norte desde el costado Este de la superficie convexa de la morrena, la cual conserva características típicas de un depósito glacial. La línea amarilla discontinua señala el límite entre esta superficie convexa y otra más plana, en la cual abundan los clastos provenientes de los afloramientos superiores.

Hacia el oriente de la quebrada Caballos se identifica otra morrena lateral identificada como MLE y se presenta de manera discontinua, aunque evidente, a lo largo de la quebrada, en la zona centro-norte de esta, y con forma levemente convexa hacia arriba en los sectores más grisáceos, es decir, las zonas que no están cubiertas por detritos provenientes de los afloramientos rocosos superiores.

Esta morrena es posible dividirla en un sector norte y un sector sur (Figura 25), en el que sus alturas promedio corresponden a 3.770 y 3.904 m s.n.m., respectivamente.

El sector sur, por un lado, tiene una forma elongada y plana en su superficie (Figura 28 a), y está cubierto, en parte, por fragmentos oxidados anaranjados. Éstos provienen de afloramientos superiores con una intensa meteorización producto de alteración hidrotermal (Figura 30, b).

Las zonas más grisáceas en superficie corresponden al depósito glacial original con el que es posible inferir que se trata de una morrena lateral (Figura 30, b, c). Este depósito tiene matriz limo-arcillosa, grandes bloques estriados, angulosos, y mal seleccionados.

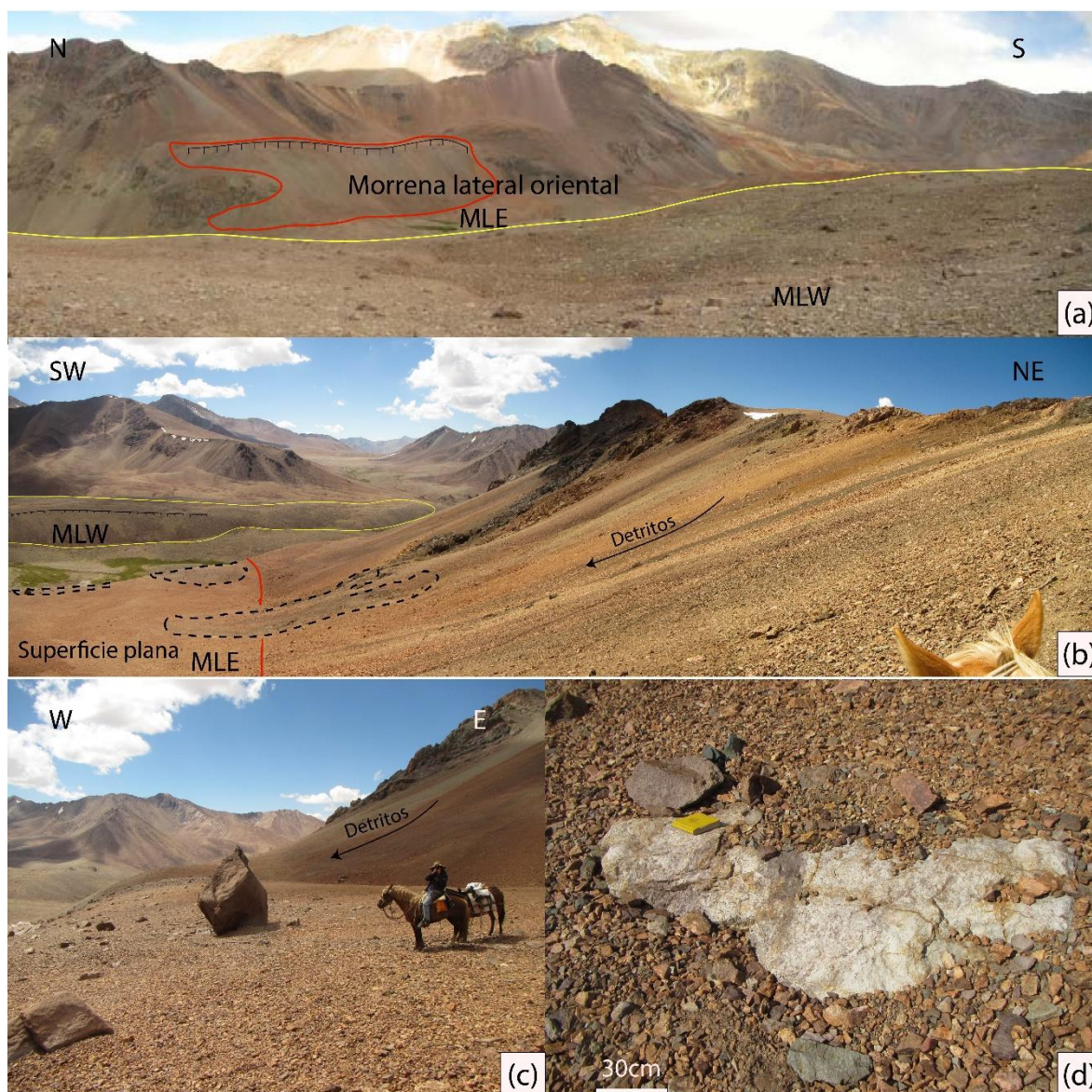


Figura 30. Detalle de la morrena lateral oriental (MLE) (a) vista hacia el Este de la quebrada Caballos, donde se observa el sector sur de la morrena lateral oriental (b) Vista desde el sector sur de la MLE hacia el NO. La línea roja divide la ladera de la superficie plana correspondiente a la morrena; la línea discontinua señala zonas de color grisáceo en la morrena, las cuales corresponden al depósito de till glacial que compone esta geofoma. (c) Vista hacia el Norte desde la morrena, donde se observan bloques de más de 2 m de diámetro. (d) Vista en planta del depósito, donde se da cuenta claramente de la cubierta detrítica anaranjada proveniente de los afloramientos superiores sobre la morrena, muchas veces cubriendo la totalidad del depósito glacial.

Los afloramientos que se encuentran en la parte superior de estas geofomas juegan un rol fundamental en la composición del depósito, ya que aportan detritos directamente sobre la superficie, los cuales son angulosos, prismáticos, con un color anaranjado típico

de la alteración supérgena predominante en el sector, y que han sido depositados sobre la morrena por procesos de meteorización por crioclastismo. De hecho, la principal diferencia entre ambas morrenas laterales (MLW y MLE) se debe a que los detritos provenientes de estos afloramientos cubren el depósito en gran parte de la superficie, alcanzando hasta la mitad de los bloques métricos de la morrena en algunos casos (Figura 31, d).



Figura 31. Detritos provenientes de afloramientos superiores depositados directamente sobre la morrena MLE.

Otra característica interesante a mencionar es lo que se ha señalado en la Figura 25 como eje de la morrena, marcado con una línea roja en la figura, y que de forma remota se observa como un cordón longitudinal elongado, grisáceo, de rumbo NS, marcado con una línea roja oscura, al igual que todos los ejes de morrena. La morfología y composición de ese cordón es idéntico a los identificados en todas las morrenas de la zona de estudio.

Este cordón es levemente convexo hacia arriba y no está cubierto con detritos anaranjados subangulosos – prismáticos como el resto del depósito. Sólo se compone de material fino limo-arcilloso y clastos tamaño grava – bloque, muchas veces estriados y con bordes levemente suavizados. Esto último permite atribuirlo a un depósito glacial sin indicios de otros procesos posteriores como en el resto de la geoforma, el cual sobresale de manera notoria en esta.

Morrenas Laterales – Frontales (MLF):

Dentro de esta categoría se ha identificado sólo un ejemplar, y está presente en forma de arco al Norte del río Cochiguás, al final de la quebrada Caballos. Está compuesta de un depósito grisáceo, mal seleccionado y con matriz limosa. Se encuentra retrabajada

probablemente por procesos fluviales y criogénicos, y está cubierta parcialmente por depósitos de ladera. Se le ha denominado frontal debido a su posicionamiento respecto a la quebrada Caballos; sin embargo, bajo este mismo criterio, es posible identificarla también como morrena lateral debido a su posición con respecto al río Cochiguás. (Figura 32).

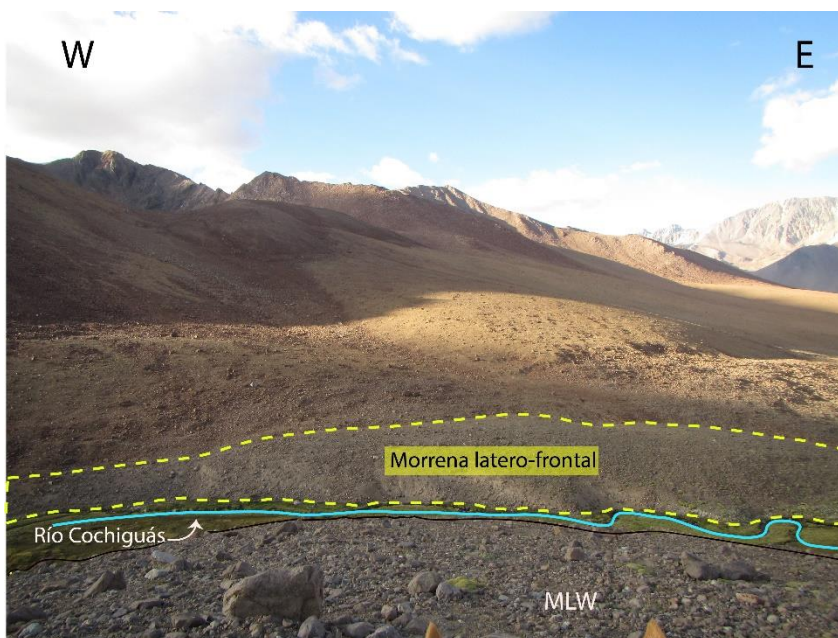


Figura 32. Vista hacia el Norte desde la quebrada Caballos, donde se distingue la morrena latero-frontal al Norte del río Cochiguás.

Morrenas Basales:

Este tipo de morrenas son las que más abundan en la zona de estudio, cubriendo la base de la artesa de la quebrada Caballos, del Toro Muerto y Vallecillo. Este tipo de morrena es el menos preservado en el sector, presentando muchas veces retrabajo por procesos fluviales (Figura 33, a). La superficie se caracteriza por una topografía “acolinada” tipo hummocky (Figura 33, b), y el depósito, de forma similar a los otros tipos de morrena, es de color grisáceo, mal seleccionado y matriz soportado, donde resaltan bloques de más de 1 m de diámetro, facetados y pulidos en el sector más alto. El ancho de la morrena basal más notoria en la zona de estudio (sector quebrada del Toro Muerto) tiene un ancho aproximado de 1.240 m y un largo de 2.700 m aproximadamente.

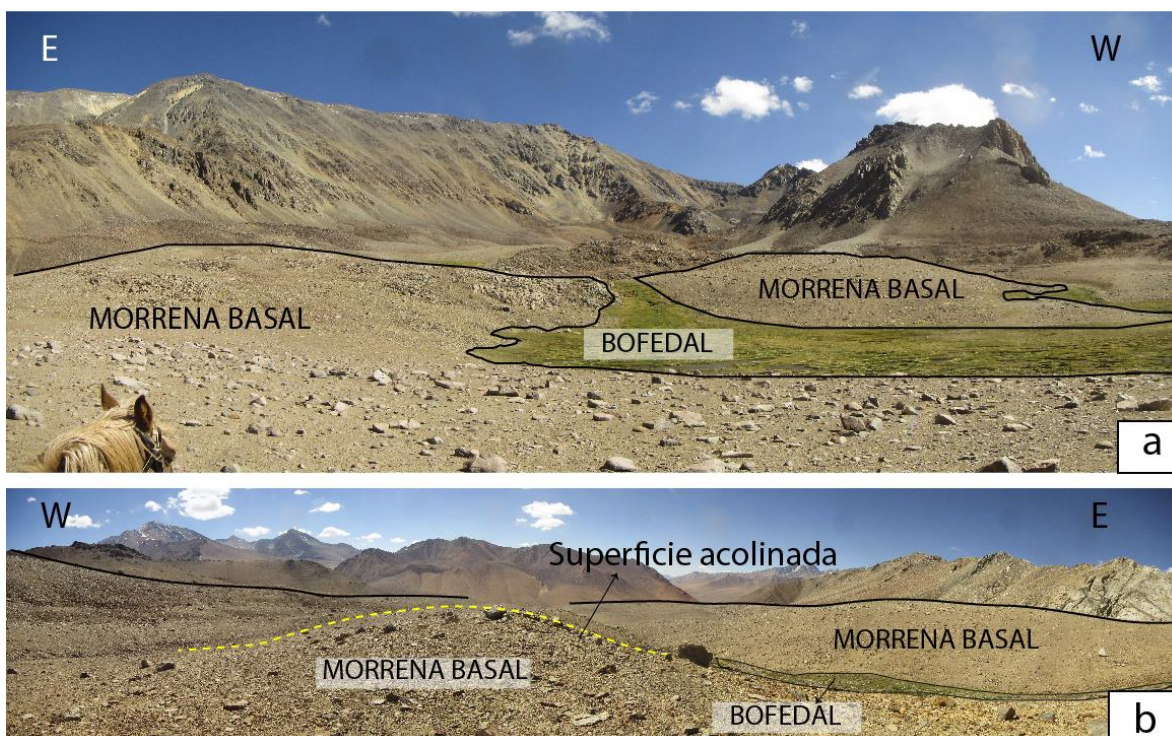


Figura 33. Morrena basal perteneciente a la unión de las quebradas del Toro Muerto y Vallecillo. (a) Morrena basal cortada por arroyos, en cuyos costados se han desarrollado bofedales. (b) Vista hacia el Norte desde la superficie, donde se aprecia la superficie acolinada del depósito.

4.3 Geformas periglaciales y criogénicas

4.3.1 Glaciares rocosos

En la zona de estudio se han identificado 11 glaciares rocosos entre activos e inactivos (Figura 35). Abarcan un área total de 1,27 km², se concentran sobre los 4.000 m s.n.m. en las quebradas Caballo y Vallecillo, y están ubicados principalmente en el fondo de estas, bajo abruptos escarpes rocosos. Se reconocen diferentes tipos tomando en consideración parámetros como morfología y posición. Los glaciares rocosos 1 y 2 (Figura 34) son los de mayor área inventariada en el presente trabajo, y corresponden a los glaciares principales del estudio. El detalle morfoestratigráfico de ambas geformas se abarca en detalle en la próxima sección.

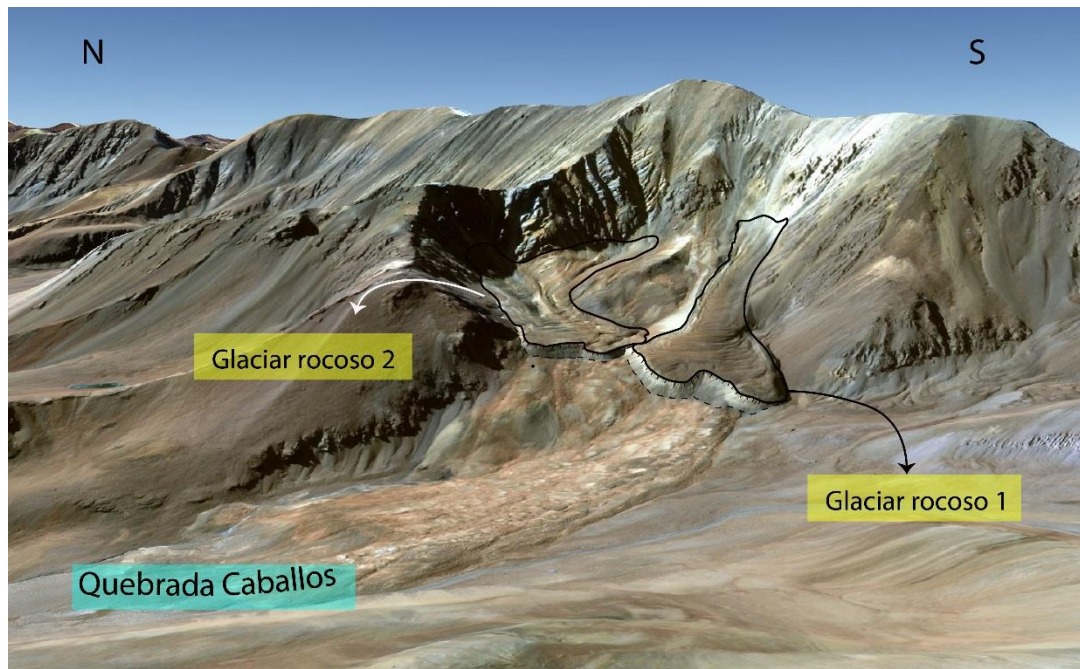


Figura 34. vista 3D hacia el Este de los glaciares rocosos 1 y 2.

Del total de los glaciares inventariados, 10 corresponden a glaciares rocosos activos y sólo uno se ha identificado como inactivo (Figura 35). El límite inferior del glaciar rocoso inactivo se sitúa aproximadamente a 3.900 m s.n.m., mientras que el límite inferior para las formas activas se sitúa a 4.080 m s.n.m.

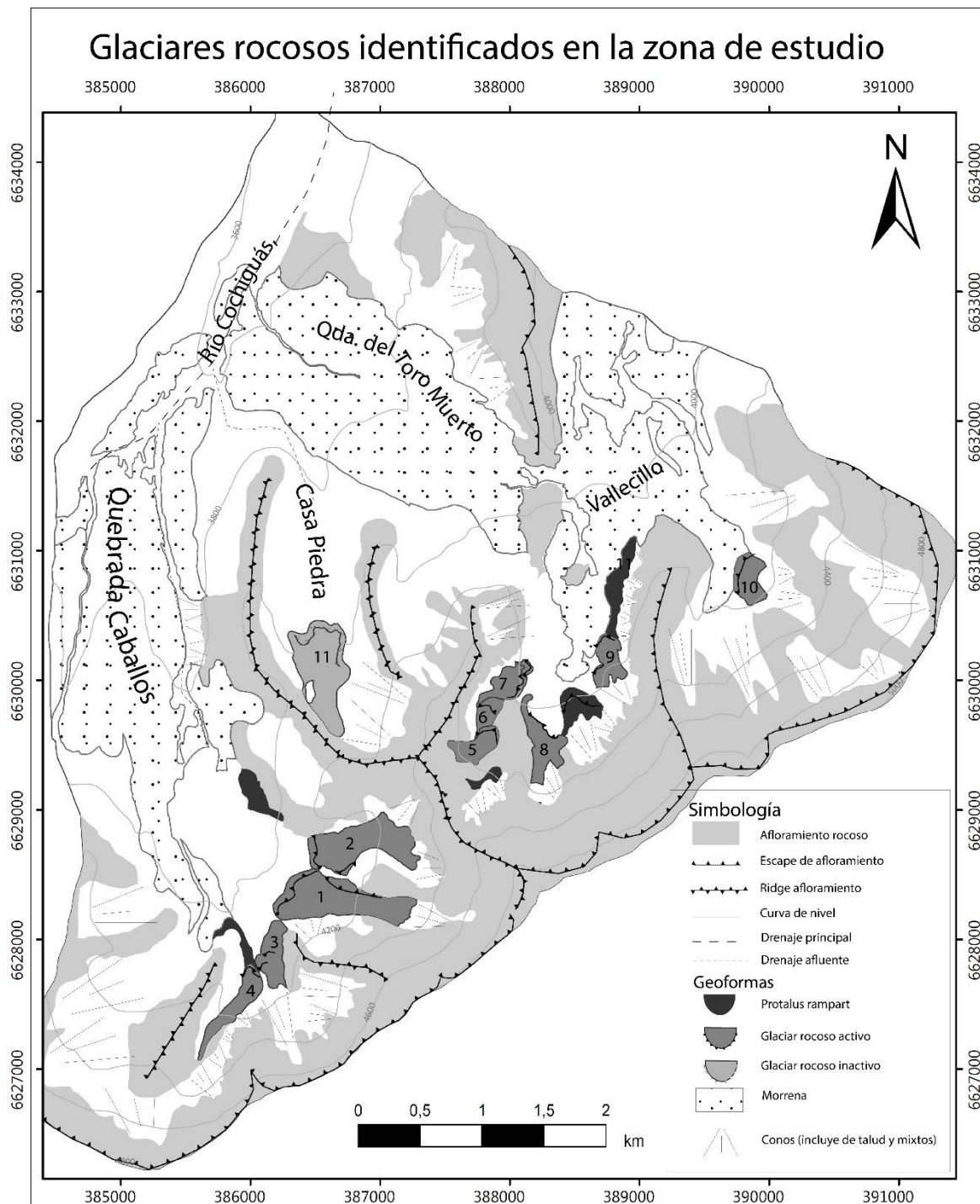


Figura 35. Mapa geomorfológico desarrollado para enfatizar las geoformas correspondientes a los glaciares rocosos, señalando, además, algunas geoformas de origen glacial (morrenas) y procesos gravitacionales como caída de rocas y flujos de detritos (conos). Mapa hecho en base a los criterios citados por Brenning (2005).

De manera general, la superficie de estos cuerpos se encuentra cubierta por material grueso y presentan una superficie con crestas y depresiones transversales curvadas (Figura 36, a,b,c). Una de las características más remarcables, especialmente las

observadas en los glaciares rocosos 1 y 2, corresponden a escorrentías superficiales provenientes del pie de ambas geofformas, además de evidencia in situ de escorrentía/flujo de agua al interior del cuerpo del glaciar rocoso 1.

La Tabla 9 muestra el área (km²) de los glaciares rocosos identificados, así como el grosor (m), volumen de hielo (km³) y equivalente en agua (km³ y m³) basadas en las estimaciones estadísticas de un 40% y 60% desarrolladas por Brenning y Azócar (Brenning, 2005a; Brenning 2005b; Brenning, 2010; Azócar y Brenning, 2010) bajo los métodos mencionados en la sección 3.2.6..

Tabla 9. Glaciares rocosos identificados en la cuenca con sus características geométricas, volumen estimado y equivalente en agua.

Glaciar Rocoso	Tipo	Área (km ²)	Grosor (m)	Volumen de hielo (km ³) 60%	Equivalente en agua (km ³) 60%	Equivalente en agua (m ³) 60%	Volumen de hielo (km ³) 40%	Equivalente en agua (km ³) 40%	Equivalente en agua (m ³) 40%
1	Activo	0,2683	38	0,00619	0,00557	5.568.906	0,00413	0,00371	3.712.604
2	Activo	0,2227	37	0,00495	0,00445	4.453.546	0,00330	0,00297	2.969.030
3	Activo	0,0790	30	0,00143	0,00128	1.284.045	0,00095	0,00086	856.030
4	Activo	0,0861	31	0,00158	0,00142	1.424.292	0,00106	0,00095	949.528
5	Activo	0,0672	29	0,00117	0,00106	1.057.343	0,00078	0,00070	704.895
6	Activo	0,0367	26	0,00057	0,00051	511.738	0,00038	0,00034	341.159
7	Activo	0,0617	29	0,00106	0,00095	953.760	0,00071	0,00064	635.840
8	Activo	0,0641	29	0,00111	0,00100	999.404	0,00074	0,00067	666.270
9	Activo	0,0683	29	0,00120	0,00108	1.079.038	0,00080	0,00072	719.359
10	Activo	0,0728	30	0,00129	0,00116	1.163.628	0,00086	0,00078	775.752
11	Inactivo	0,2451	38	0,00555	0,00499	4.994.649	0,00370	0,00333	3.329.766

Por lo tanto, bajo esta estimación, el contenido total de hielo almacenado varía entre 0,017 y 0.026 km³. La mayoría de los glaciares se orienta al NNE, mientras que otro pequeño porcentaje, entre ellos los glaciares 1 y 2, tienen exposición NO. El tamaño promedio de los glaciares corresponde a 0.12 km², con valores que varían entre 0,04 y 0,27 km².

Las formas predominantes son las lingüiformes y lobuladas, seguidas de las transicionales, caracterizándose por laterales y frente empinados (Figura 36 a,b). La mayoría de las estructuras son simples, es decir, una sola unidad en relación a su frente (Tabla 10). El espesor promedio calculado según la fórmula de Brenning (2005a) de los glaciares rocosos es de 31,4 m (ver sección 3.2.6).

Tabla 10. Largo, ancho, forma, composición y ubicación de los glaciares rocosos ubicados en la zona de estudio.

Glaciar Rocosos	Largo (km)	Ancho (km)	Forma	Simple o compuesto	Ubicación
1	1	0,2	Lingüiforme	Simple	Fondo de valle
2	0,8	0,2	Lingüiforme	Simple	Fondo de valle
3	0,5	0,2	Lobulado	Compuesto	Ladera
4	0,8	0,1	Lingüiforme	Simple	Ladera
5	0,4	0,1	Lobulado	Simple	Fondo de valle
6	0,2	0,1	Lobulado	Simple	Ladera
7	0,4	0,2	Lingüiforme	Compuesto	Ladera
8	0,7	0,3	Lingüiforme (ambigua)	Compuesto	Fondo de valle
9	0,3	0,2	Transicional	Simple	Ladera
10	0,4	0,2	Lobulado	Compuesto	Ladera
11	0,9	0,4	Lobulado	Simple	Alejado de la fuente

De acuerdo a su genética y dinámica, es posible señalar que la mayor parte de los detritos que conforman los cuerpos de estas geoformas provienen de taludes y afloramientos superiores, mientras que no es posible señalar ningún glaciar que se forme a partir de depósitos morrénicos preexistentes.

Casi el 100% de los glaciares aquí inventariados corresponden a formas activas. Esto se sustenta en base a observaciones morfológicas que denotan flujo y retrabajo en el frente (cordones y surcos de compresión claramente visibles además de escarpes blanquecinos) (Figura 36, b,c) tanto en terreno como mediante imágenes satelitales.

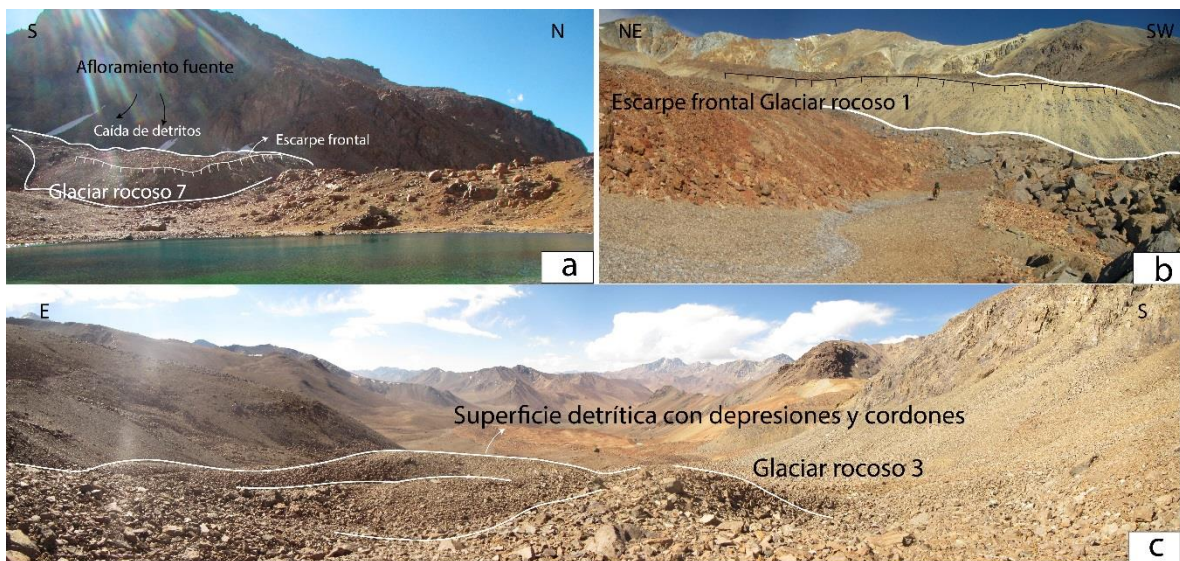


Figura 36. Ejemplos de características observadas en los glaciares rocosos de la zona de estudio, cuya superficie corresponde a una capa detrítica de bloques gruesos. (a) Glaciar rocoso 7 con escarpe frontal abrupto, ubicado a los pies de la ladera indicada (b) Frontis del glaciar rocoso 1, el cual posee una coloración más blanquecina respecto a su superficie. (c) cordones y surcos (depresiones) en la superficie del glaciar rocoso 3, ubicado a los pies de una ladera.

El único glaciar rocoso inactivo identificado de ubica sobre la isoterma cero en la zona de estudio, posee una superficie mas irregular y acolinada que el resto de los glaciares rocosos, y el ángulo de su pendiente frontal es aproximadamente 26° .

Respecto a su contexto geomorfológico y ubicación, todas las formas activas tienen alimentación directa desde los afloramientos fuente de material, ubicándose un 50% en los fondos de valle (cabecera de un circo glaciar) y un 50% a los pies de alguna ladera.

4.3.2 Protalus Rampart

De estas geoformas criogénicas, consideradas como proto glaciares rocosos (Trombotto *et al.*, 2014), se han identificado 5 ejemplares en la zona de estudio, en menor cantidad que los glaciares rocosos. Corresponden a relieves de detrito menores a $0,01 \text{ km}^2$ desarrollados a lo largo de laderas, formados principalmente por la acumulación detrítica. La deformación de este tipo de geoformas está condicionada por el hielo interior entre los detritos gruesos, lo que genera una deformación viscoplástica (P. Wainstein, comunicación personal). Abarcan un área total de $0,26 \text{ km}^2$ y presentan superficies lobuladas y acolinadas.

4.3.3 Laderas criogénicas

Este tipo de laderas se caracterizan por sus perfiles suaves, levemente cóncavas en su base, sin quiebres abruptos de pendiente, con ángulos que varían entre 20° y 30°, como la observada en la Figura 37:

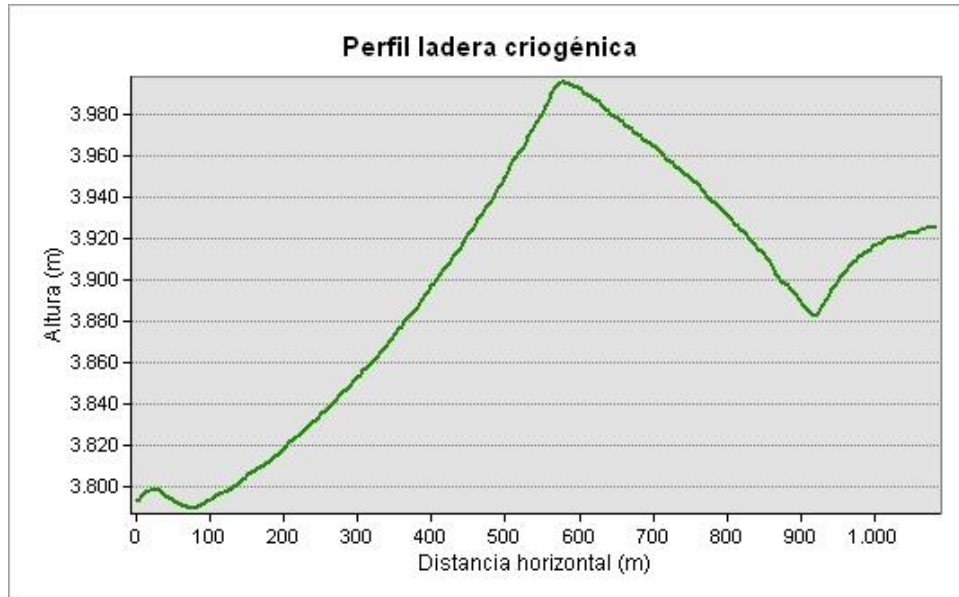


Figura 37. Ejemplo de perfil de ladera criogénica identificada en el sector más distal de quebrada Caballos. Observar la continuidad de la ladera entre los 100 y 600 m y cuya pendiente es aproximadamente 24°.

De manera general, las laderas observadas están cubiertas por una capa fina de detritos que no sobrepasan los 20 cm de longitud, los cuales en su mayoría corresponden a detritos oxidados y anaranjados, angulosos y prismáticos. Por lo general, la cubierta detrítica tiene buena a moderada selección y no se observan afloramientos rocosos, salvo en las cumbres y de dimensiones menores. En gran parte de la superficie de las laderas, los clastos se observan ordenados debido a selección por congelamiento (Figura 38). Estos clastos provienen de afloramientos superiores, los cuales presentan alto grado de oxidación y fracturamiento.

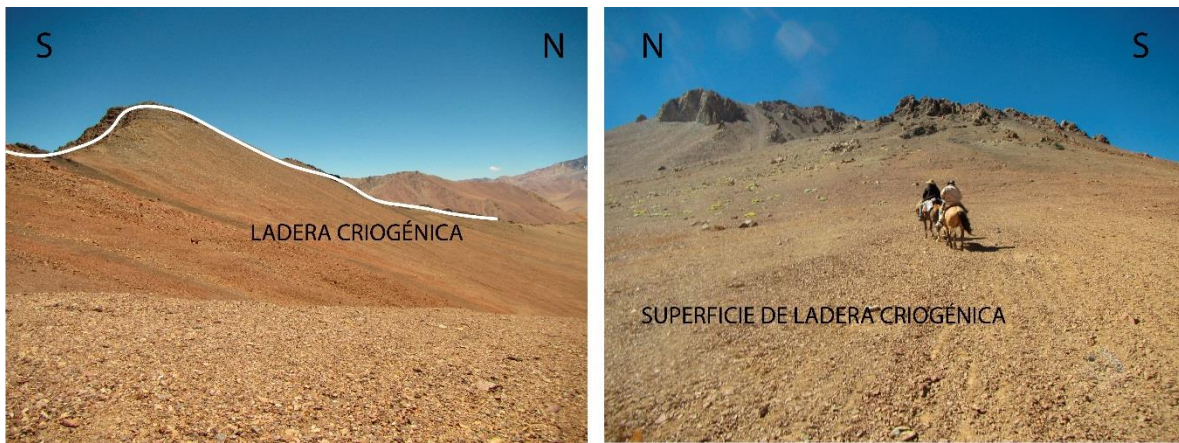


Figura 38. Ejemplos de laderas criogénicas observadas en el sector de estudio. La coloración de las laderas anaranjadas se debe al grado de oxidación de los clastos que la cubren.

4.3.4 Lobulos y laderas de geliflujión

La geliflujión es un proceso de flujo lento y saturado, que, si bien se trata de un movimiento de remoción en masa, las formas resultantes de este proceso se incluyen en este ítem por tratarse de un rasgo exclusivo de este ambiente.

En el área de estudio se reconocen extensas laderas caracterizadas por presencia de lóbulos y rugosidades, las que se ubican predominantemente en zonas de mayor altitud (superior a 4.100 m s.n.m.) (Figura 39).



Figura 39. Laderas de gelifluxión en el sector de Casa Piedra, ubicadas por sobre 4.100 m s.n.m. (a) Ladera de gelifluxión orientada al Oeste, con lóbulos en la superficie. (b) Ladera de gelifluxión con rasgos menos intensos que (a) y (c). Ejemplo de lóbulo de gelifluxión a los pies de la ladera NS del sector Casa Piedra (d). Vista frontal de (b).

Estas laderas se observan rugosas porque están directamente relacionadas con la granulometría del suelo, que es generalmente fina. Esto ocurre porque, si hay humedad suficiente (hielo) esta superficie se hincha perpendicular al suelo, mientras que cuando el suelo se descongela estacionalmente, la superficie cae paralela a la fuerza de gravedad, es decir, se asienta de forma vertical hacia abajo, mostrando esa deformación (French, 2007). Los lóbulos son la forma de relieve resultante, pudiendo estar a lo largo y ancho de toda la ladera.

4.3.5 Rasgos criogénicos sobreimpuestos

Criometeorización

Fenómeno presente en rocas y afloramientos de la zona de estudio, siendo más evidente en el sector de Vallecillo (Figura 40). Corresponde a la desintegración mecánica del suelo o roca como consecuencia de procesos de congelamiento y descongelamiento, presión del hielo e hidratación (Trombotto *et al.*, 2014).



Figura 40. Evidencias de criometeorización en afloramientos rocosos del sector de Vallecillo.

Nichos de nivación

Los nichos de nivación se observan sobre los 4.000 m s.n.m., notorios sobre la superficie de los glaciares rocosos de la quebrada Caballos. Se trata de depresiones cuya forma en planta varía de forma semicircular a ovalada, rellenas por material detrítico más fino, provenientes del glaciar rocoso en el que se ubican, y cubiertas de nieve estacionaria o semi-permanente (Figura 41).



Figura 41. Nicho de nivación ubicado en la superficie del glaciar rocoso 2.

Selección por congelamiento:

Este es el rasgo más común sobrepuesto a un gran número de geoformas, como consecuencia del movimiento vertical y horizontal de sedimentos de diferente granulometría bajo procesos de congelamiento y descongelamiento. Las superficies que han sufrido este fenómeno presentan cordones de diferente granulometría, compuestos por una alternancia de clastos de granulometría gruesa y fina. Los clastos gruesos, angulosos, varían entre 5 y 30 cm, mientras que la fracción fina es menor a 2 cm hasta

tamaño arena. Se desarrollan en zonas con escasa pendiente, elongados en la dirección de máxima inclinación (Figura 42).

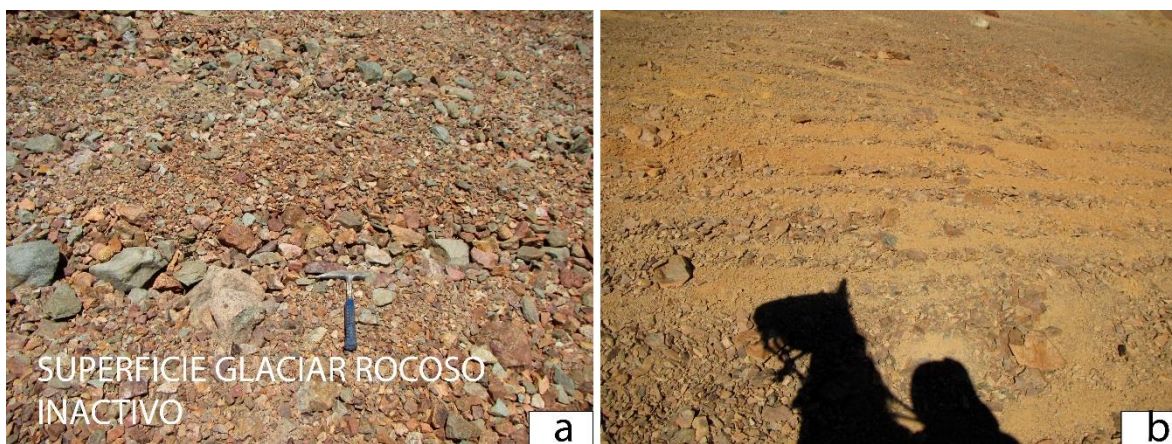


Figura 42. (a) rasgos de selección por congelamiento en la superficie de glaciar rocoso inactivo, donde las franjas evidencian diferencias de tamaño notables. (b) superficie de una ladera criogénica, donde se observan franjas compuestas de partículas tamaño limo intercaladas con franjas tamaño grava y bloque.

La selección de materiales sueltos constituye una de las evidencias más notorias de la acción del congelamiento-descongelamiento del agua en ambientes criogénicos. Evidencia de geformas afectadas por este proceso corresponden a la morrena lateral occidental sur de la quebrada Caballos (MLW) y la morrena basal de la quebrada del Toro Muerto. La superficie del sector sur de MLW se encuentra levemente aborregada en su centro (Figura 43, a), existe una disminución en el porcentaje de matriz y el tamaño de clastos se vuelve más homogéneo, identificándose principalmente clastos tamaño grava y bloque, de entre 5 a 10 cm de largo, prismáticos y angulosos, con ausencia de material fino entre ellos (Figura 43, b).

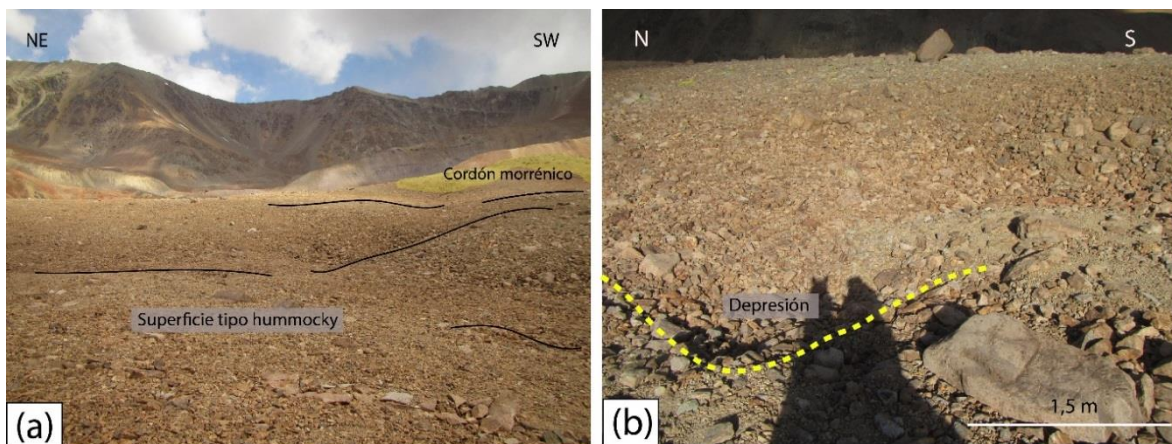


Figura 43. Superficie de MLW en el sector sur. a) superficie hummocky anaranjada. b) leves depresiones superficiales.

Los clastos están imbricados en su mayoría, y se ubican principalmente en depresiones de las superficies acolinadas (Figura 43, b). Esta concentración se relaciona con el cambio en la coloración del depósito a un tono más anaranjado-ocre observado a distancia, el cual no es homogéneo sino que se expresa en forma de bandas anaranjadas en toda la superficie del depósito (Figura 44, a).

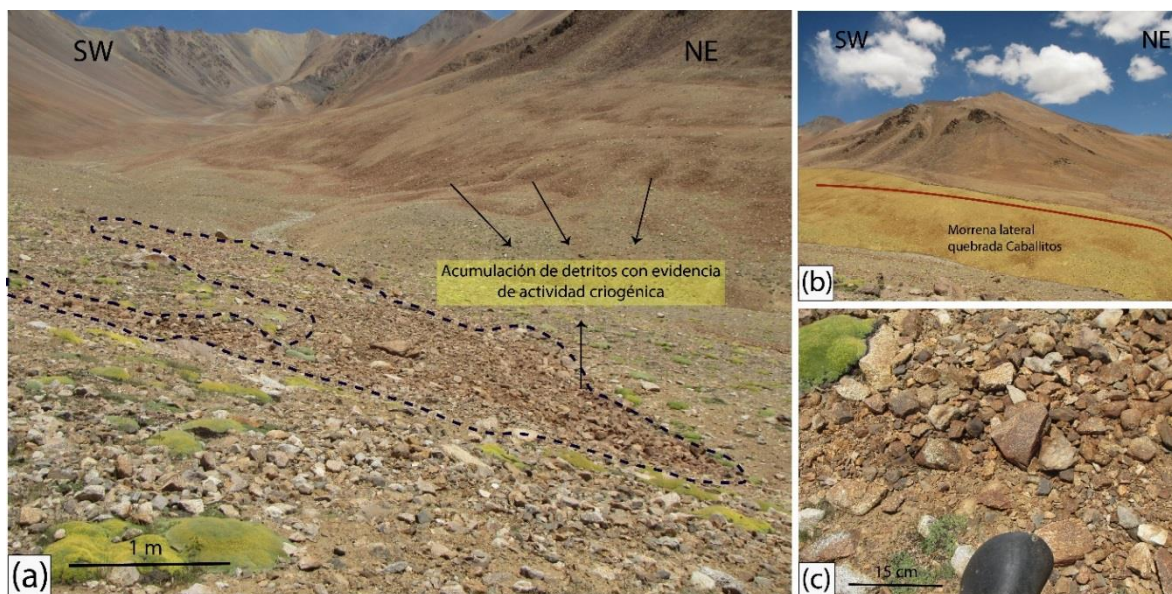


Figura 44. Detalle del sector Oeste de la morrena lateral occidental, la que mantiene características de depósito morrénico, pero presenta, además, zonas con una coloración anaranjada, tamaño de clastos más homogéneo y proporción clasto/matriz distinto al resto. (a) Delimitación en línea discontinua de la zona descrita anteriormente, y su similitud con las zonas oscuras del depósito más al Oeste. (b) Identificación y delimitación de una morrena lateral en la quebrada aledaña (quebrada Caballitos). (c) Vista en planta y detalle de la superficie de la zona delimitada en línea discontinua en (a).

Similar situación es la ya mencionada morrena basal de la quebrada del Toro Muerto. Esta morrena, al ser analizada remotamente en un principio (Figura 45, a) representaba dificultad para determinar su morfología, debido a que la superficie presentaba coloraciones anaranjadas difíciles de establecer. Sin embargo, como se muestra en la secuencia vertical de la Figura 45, y concordantemente con lo expuesto anteriormente, se concluye que las coloraciones anaranjadas son producto de procesos criogénicos posteriores a la depositación de la morrena, debido al ambiente en donde esta se encuentra, de manera similar a la morrena MLW de la quebrada Caballos.

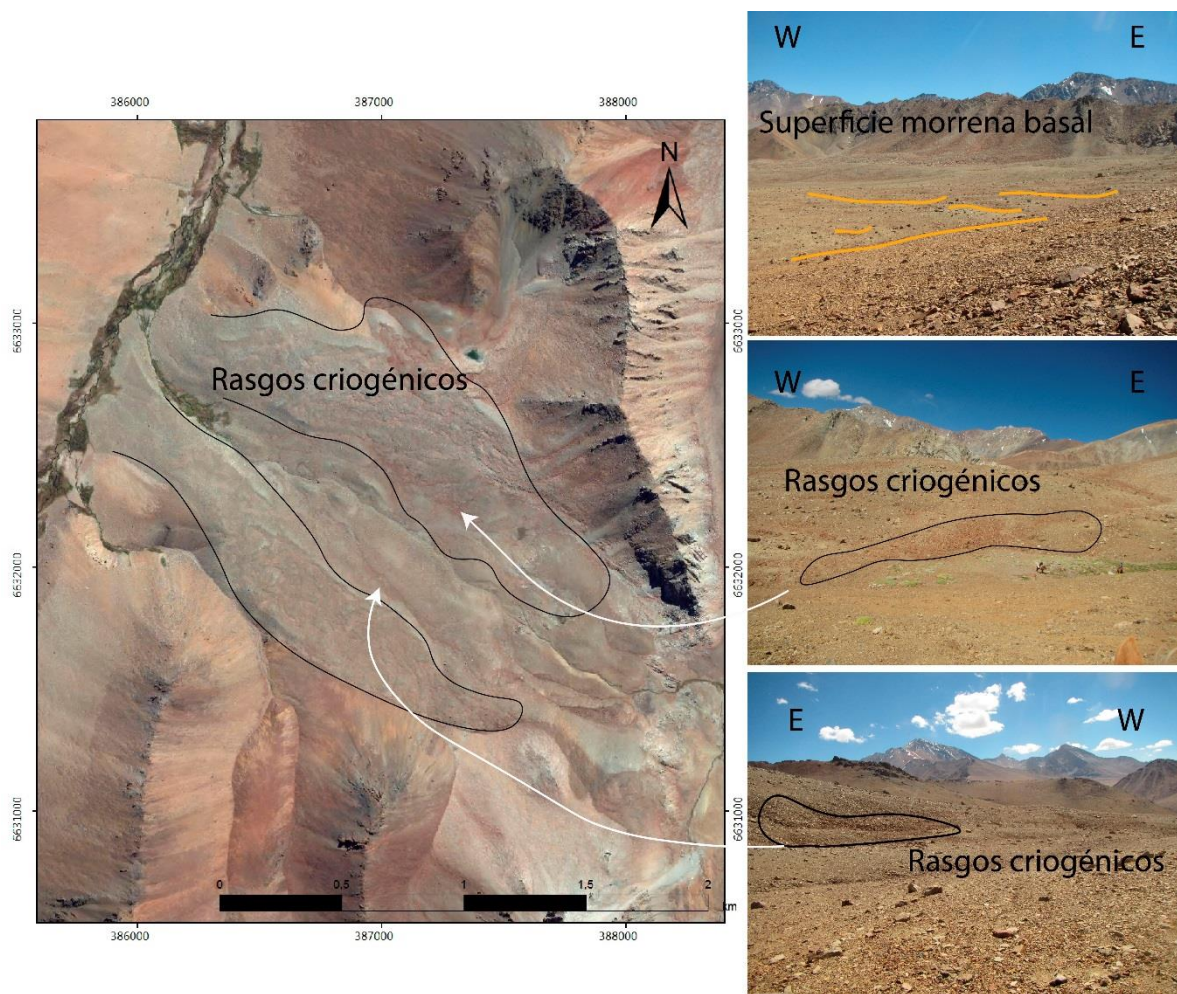


Figura 45. Morrena basal de quebrada del Toro Muerto. A la izquierda, imagen satelital del depósito, donde se delimitan en negro las superficies con rasgos especiales. A la derecha, fotografías del depósito en distintos ángulos, evidenciando la recurrencia de selección por congelamiento en depresiones del depósito, los que concentran, además, la mayor parte de los clastos oxidados anaranjados.

4.4 Geformas de remoción en masa

4.4.1 Conos de talud

La evidente meteorización de las laderas rocosas, circos y afloramientos en general facilita el aporte de un gran volumen de detritos, los que originan múltiples conos de talud. Estas morfologías se desarrollan mayoritariamente bajo afloramientos fracturados, se componen de abundante material detrítico no consolidado, clastos angulosos de litología variable que depende de la fuente, y poseen una inclinación entre 20 y 30°. El tamaño de los clastos varía desde grueso en su base (bloques) hasta más finos cerca de la fuente. En la zona de estudio se observan tanto como morfologías aisladas (Figura 46, b, c) así como mantos detríticos continuos (Figura 46, a). Están presentes en casi toda la zona de estudio, concentrándose en los sectores más altos, bajo

las laderas que delimitan la frontera con Argentina, y son la principal fuente de detritos de la cubierta detrítica de otras morfologías, como los glaciares rocosos. En estos sectores de mayor altitud, este tipo de geoforma adquiere sus mayores dimensiones, así como también se disponen mayormente como mantos detríticos.



Figura 46. Conos de talud ubicados en las laderas de las quebradas de estudio, donde se observa su coalescencia lateral con otros conos.

Este tipo de cono está formado principalmente por procesos gravitacionales (caída de rocas) asociados a la meteorización física (crioclastismo) de los afloramientos fuente.

4.4.2 Conos mixtos

Asociados a procesos tanto de caída de rocas como con la participación de flujo de detritos, este tipo de geoforma se reconoce sólo en los sectores más altos de la zona de estudio, cerca de la frontera con Argentina, siendo evidentes mediante la observación y análisis de imágenes satelitales. El carácter mixto responde a la superposición de flujos durante la época de fusión estival, al aporte de material por caída de rocas, reptaje, acción fluvial efímera y avalanchas de nieve.

4.4.3 Flujos de detritos

En la zona de estudio se reconocen a lo menos 3 flujos de este tipo, ubicados todos por sobre los 4.000 m s.n.m. Estos no desarrollan ninguna morfología específica, y sólo se han identificado mediante imágenes satelitales. Se desarrollan cerca de las cabeceras de las quebradas de Vallecillo y Caballitos, distinguiéndose los canales de transporte y los depósitos en su base. Corresponden básicamente a flujos de detritos.

4.4.4 Avalancha de roca

Se distingue un depósito color anaranjado, de un área de 0,68 km², con un largo de 1.229 m, posicionado al pie de los glaciares rocosos 1 y 2 de la quebrada Caballos, a 3.978 m s.n.m. (Figura 47,a). Este depósito no presenta estructuras sedimentarias evidentes, sino que es más bien caótico. Contiene clastos muy angulosos, todos muy alterados principalmente a minerales de óxido de hierro como jarosita, goetita y hematita, siendo esta última la más abundante, así como también cuarzo hidrotermal.

La superficie del depósito es acolinada, tipo hummocky (Figura 47, c) y el tamaño de los clastos varía desde unos pocos centímetros (aproximadamente 5 cm) hasta bloques mayores a 1 m, siendo los clastos entre 10 y 15 cm los más abundantes. Su frontis está compuesto por detritos tamaño bloque, poco alterados, grisáceos, que forman un escarpe de aproximadamente 20° con el plano horizontal (Figura 47, d).

La forma de este depósito se generó, probablemente, por una avalancha de rocas provenientes del sector SE de la quebrada. Por su posición en el valle permite inferir que se trata de un evento más antiguo a la formación de los dos glaciares rocosos presentes en el lugar (Figura 47, b) y que podría deberse a un desprendimiento catastrófico de laderas rocosas meteorizadas preexistentes. Sin embargo, es necesario señalar que debido a su complejidad morfológica y deposicional, es difícil caracterizarlo 100% como una avalancha de rocas.

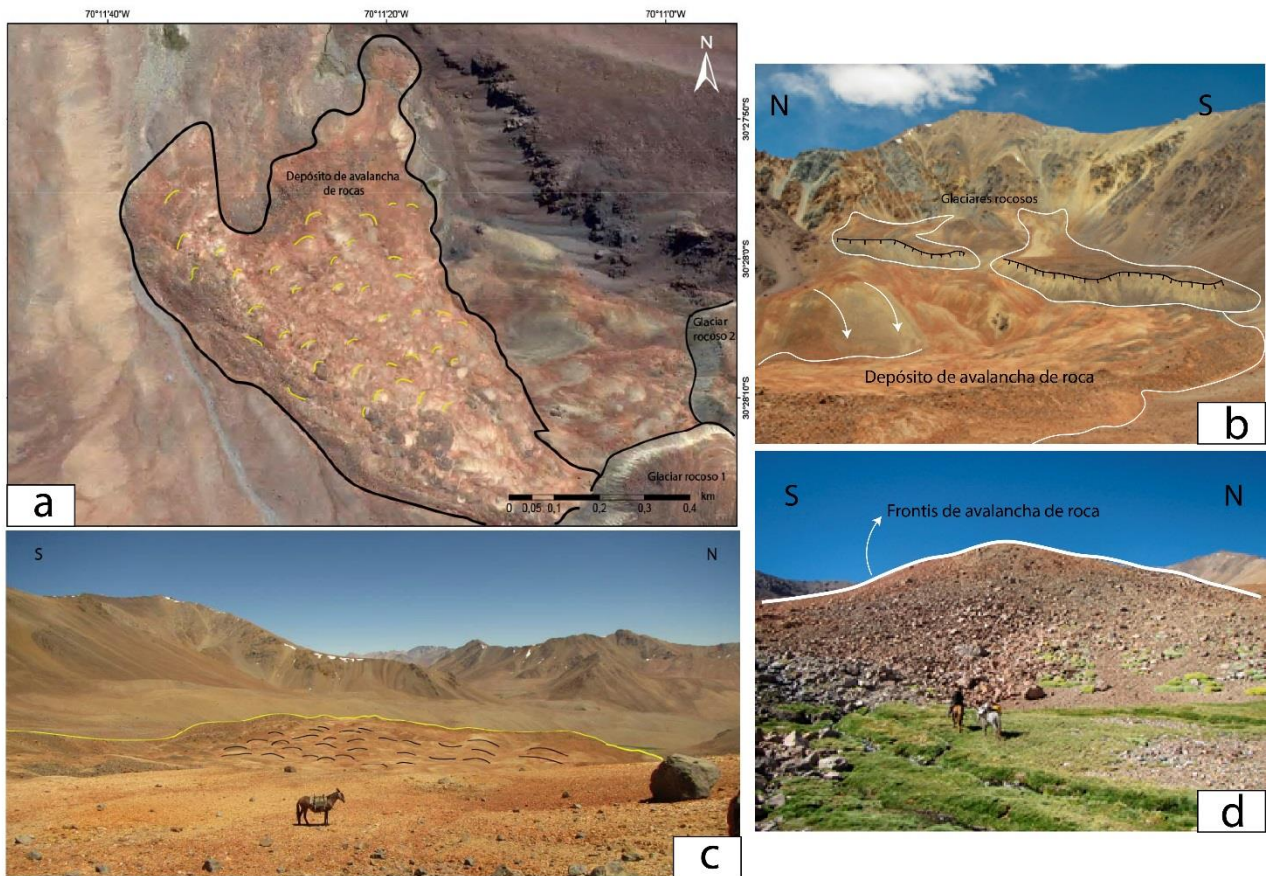


Figura 47. (a) Vista en planta del depósito de remoción en masa identificado en el fondo de la quebrada Caballos. (b) Vista al E del escarpe de donde podría haberse generado la remoción, señalándose además los dos glaciares rocosos de la quebrada. (c) Superficie acolinada o hummocky del depósito de avalancha. (d) Frente del depósito, con bloques grisáceos sobresalientes.

4.5 Mapa geomorfológico

A continuación, se muestra el mapa geomorfológico con el resumen de todas las geoformas identificadas en el sector de estudio (Figura 48). Se presenta adjunto el mapa tamaño real (Anexo J).

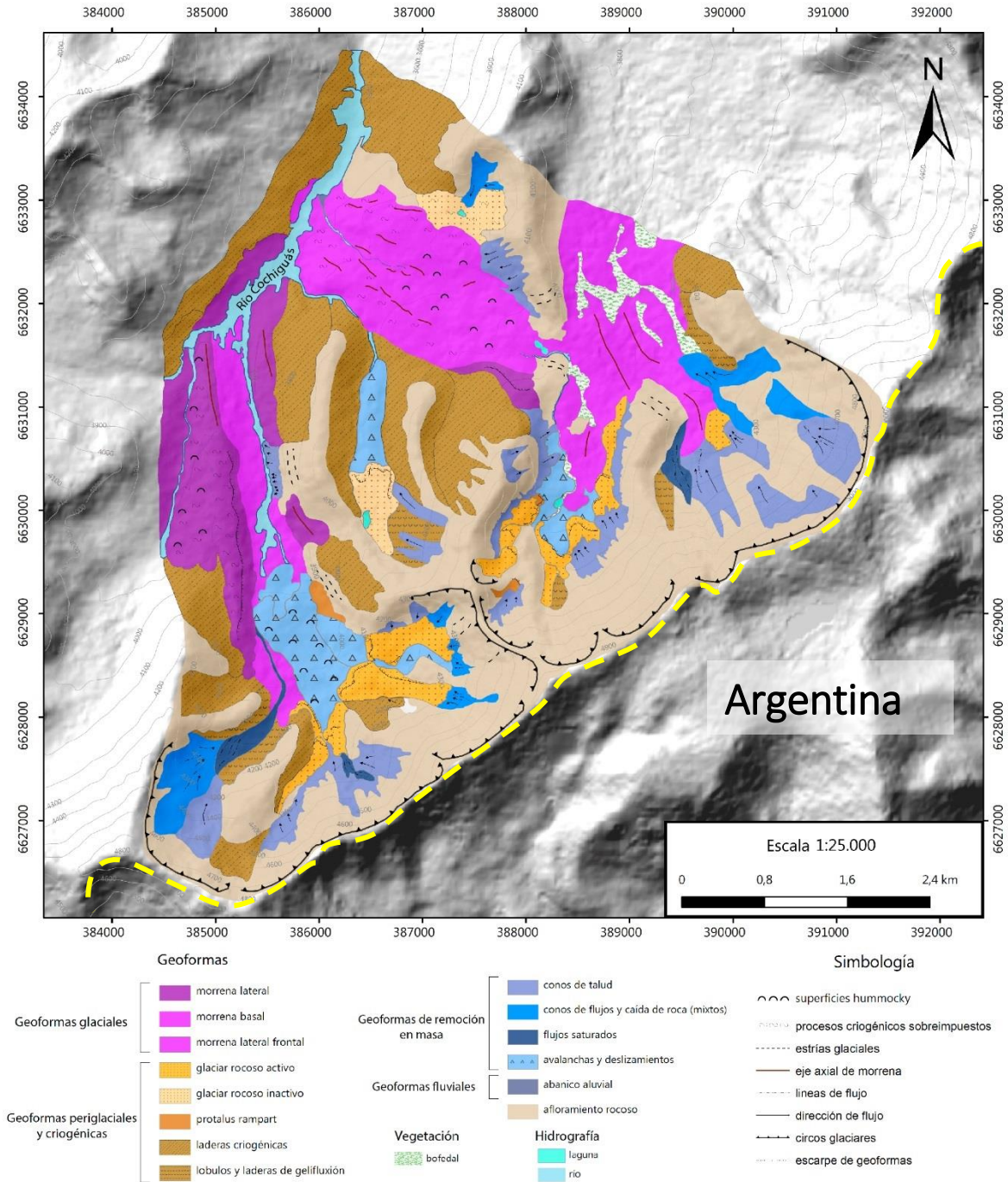


Figura 48. Mapa geomorfológico desarrollado en la zona de estudio, el cual resume las observaciones realizadas y las geoformas identificadas. La línea amarilla representa el límite con Argentina. Mapa base: hillshade hecho a partir del DEM SRTM 2000, Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.

4.6 Morfología y sedimentología de los glaciares rocosos de la quebrada Caballos

La quebrada Caballos corresponde a un valle angosto y moderadamente escarpado de 4,7 km de longitud, cuyo fondo asciende desde 3.880 a 4.956 m s.n.m., con una diferencia altitudinal de 1.076 m aproximadamente. Sus límites laterales se elevan cerca de 300 m, por el sector E, y un poco más de 100 metros por el sector O, esto con respecto al nivel de base actual. La sección superior de la quebrada está orientada NO-SE, mientras que la sección media – inferior está orientada N-S.

El valle corresponde a una artesa glaciar, su cabecera presenta circos, aristas y cumbres piramidales, y su zona central está cubierta por una capa de sedimentos glaciogénicos que forman morrenas de fondo, extendiéndose a lo largo de la quebrada al igual que las morrenas laterales que lo colindan, hasta aproximadamente los 3.663 m s.n.m., a 4,7 km aguas abajo del circo glaciar de la cabecera de la quebrada.

Al fondo de esta quebrada, emplazados en la base de los circos que la delimitan, se encuentran los glaciares rocosos 1 y 2 en los que se aborda la mayor parte de este trabajo (Figura 49).

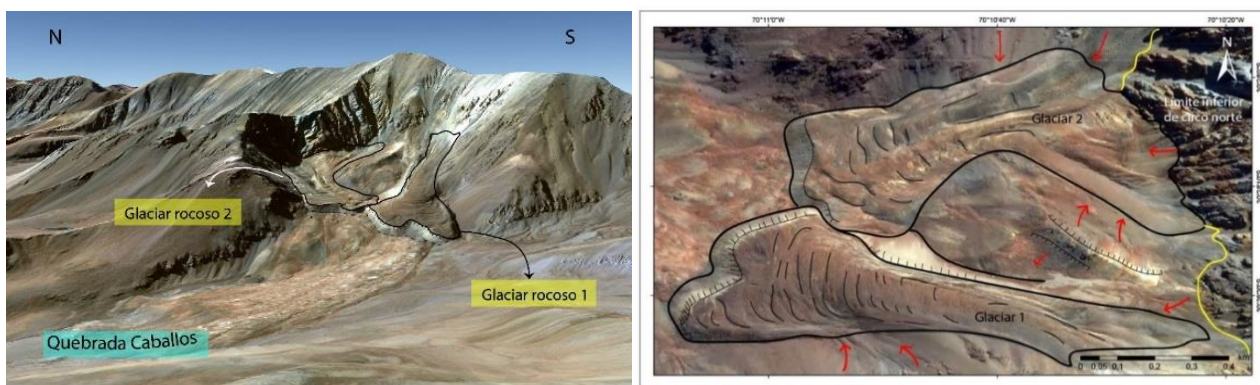


Figura 49. Izquierda: vista 3D de la zona de estudio, donde se distinguen los glaciares rocosos 1 y 2. Derecha: vista en planta de ambos glaciares rocosos con sus principales características y fuentes de alimentación de detritos.

4.6.1 Características y dimensiones

La delimitación de los contornos basales y superficiales de estas geofomas se realizó a partir de los puntos GPS tomados en el lugar y mediante observaciones remotas debido a la complejidad del terreno, las cuales imposibilitaron la toma de datos in situ. El resultado de los contornos obtenidos se muestra en la Figura 50.

Contornos de los glaciares rocosos 1 y 2

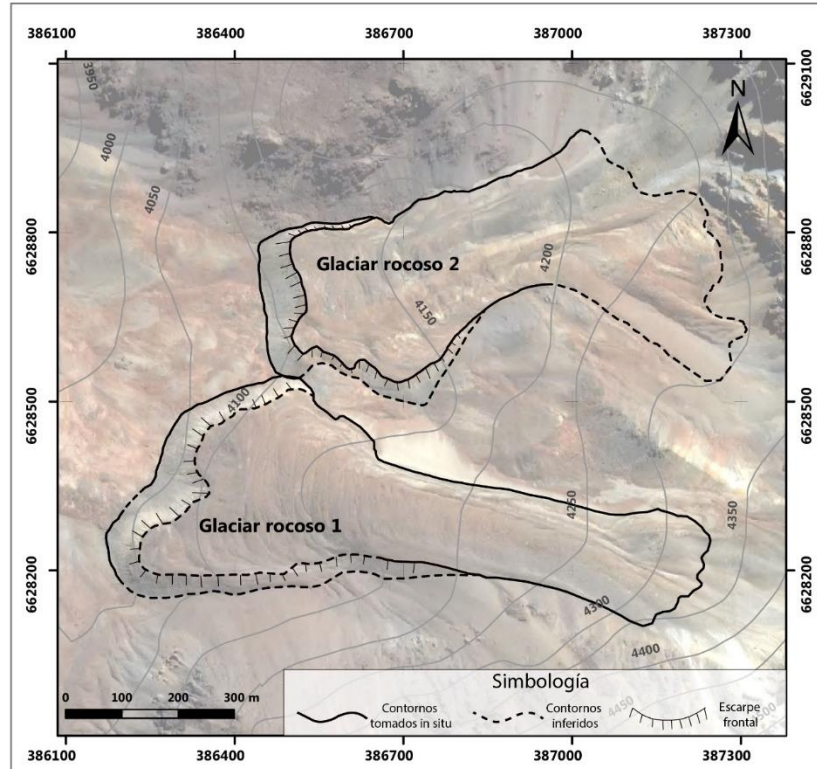


Figura 50. Contornos de los glaciares rocosos 1 y 2 delimitados mediante puntos GPS tomados en terreno y en observaciones remotas. La línea punteada representa zonas inferidas debido a la complejidad del terreno. Mapa base: *Worldview ArcGIS* Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.

De esta forma, es posible señalar que los glaciares rocosos presentan una forma superficial multilingua, y sus cabeceras nacen directamente de la base de las paredes rocosas (circos) de fondo (caso del glaciar 2) o muy cercana a ellas (glaciar 1).

Por otro lado, ambos tienen un largo aproximado de 1 km y un área de 0,22 km² (glaciar rocoso 2) y 0,26 km² (glaciar rocoso 1). Están orientados en dirección E-O (glaciar 1) y SO (glaciar 2) y poseen un ángulo frontal similar, entre 35° y 37° (Figura 51). Sin embargo, hay sectores del frente que alcanzan valores mayores a 40°, especialmente en el glaciar 2 (Figura 51).

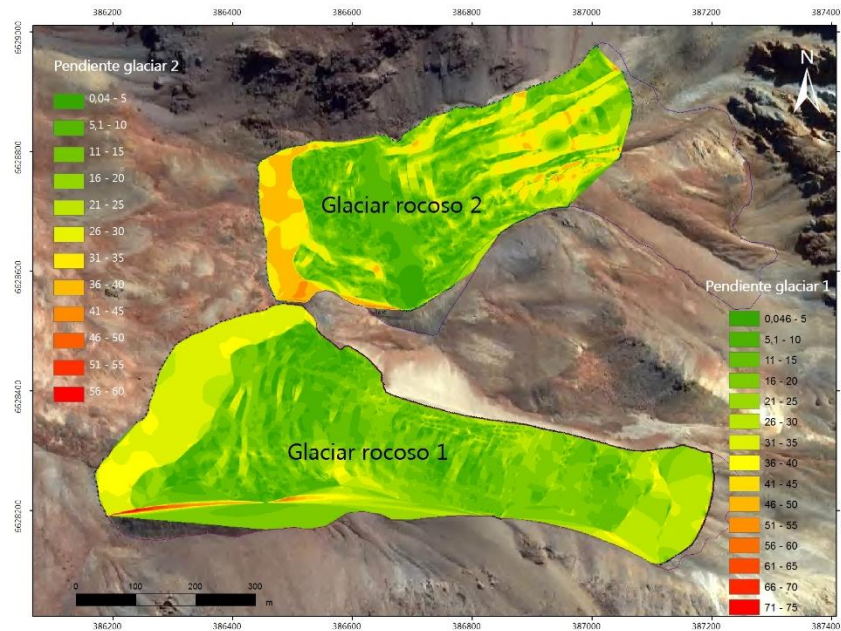


Figura 51. Mapa de pendientes de los glaciares rocosos, en donde se observa claramente el frentis abrupto y empinado de cada uno. Mapa base: *Worldview ArcGIS* Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.

La Figura 52 muestra la magnitud del escarpe y el alto de los glaciares 1 y 2 en terreno.



Figura 52. Escarpe frontal abrupto de los glaciares 1 y 2 de la zona de estudio. El círculo amarillo señala los caballos como escala. La altura aproximada del escarpe frontal del glaciar rocoso 1 es de 20 m, mientras que para el glaciar rocoso 2 es de 15 m.

El resumen de las características dimensionales de ambos glaciares rocosos se muestra en la Tabla 11:

Tabla 11. Características geométricas de los glaciares rocosos 1 y 2, tomando en consideración el espesor calculado obtenido en el capítulo de geomorfología

Crioforma	Área [km ²]	Largo [m]	Orientación	Altura [m s.n.m.]	Ángulo frontal (°)	Ángulo superficial (°)	Espesor calculado (m)*
Glaciar rocoso 1	0,27	1.055	E-O	4.279	35	15	38
Glaciar rocoso 2	0,22	819	SO	4.201	37	7	37

*Espesor calculado tomando en cuenta el contenido promedio de hielo interno, grosor de hielo y densidad de hielo en la tesis empírica planteada por Brenning (2005) para los Andes semi áridos.

4.6.2 Caracterización morfológica

1) **Glaciar rocoso 1**

El glaciar rocoso 1, ubicado bajo la ladera rocosa más al sur del fondo de la quebrada Caballos, presenta rasgos típicos de compresión como cordones transversales a la longitud máxima del cuerpo, así como surcos o depresiones hacia el final de este. Estos últimos son los más visibles en imagen satelital y se encuentran entre cordones o *ridges*, también transversales (Figura 53). Estas formas de compresión se hacen más recurrentes en la parte más distal del glaciar, en la zona con menor pendiente superficial. También presenta depresiones y cordones longitudinales, pero éstos no son tan recurrentes como los de tipo transversal, y se localizan en el sector centro – alto del cuerpo, en los extremos laterales de éste (Figura 53).

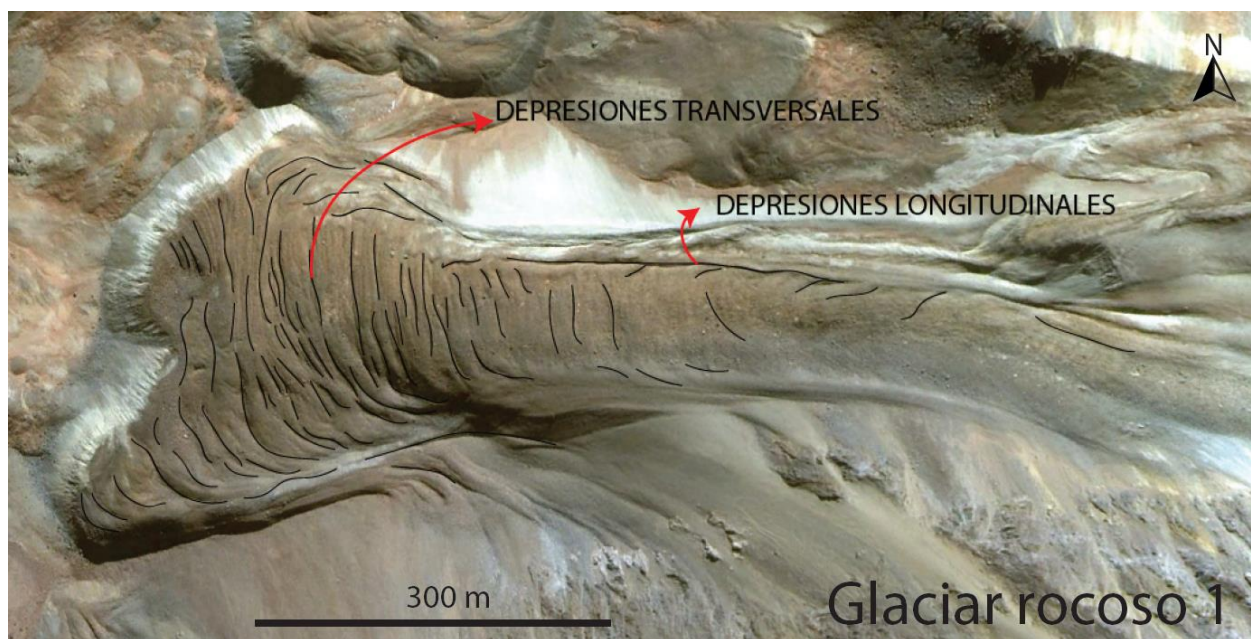


Figura 53. Vista en planta del glaciar rocoso 1, en donde se han marcado con línea negra las depresiones visibles en la imagen satelital, las cuales están concentradas en el límite inferior del cuerpo. Mapa base: imagen del 7 de mayo de 2008 del servidor Google Earth.

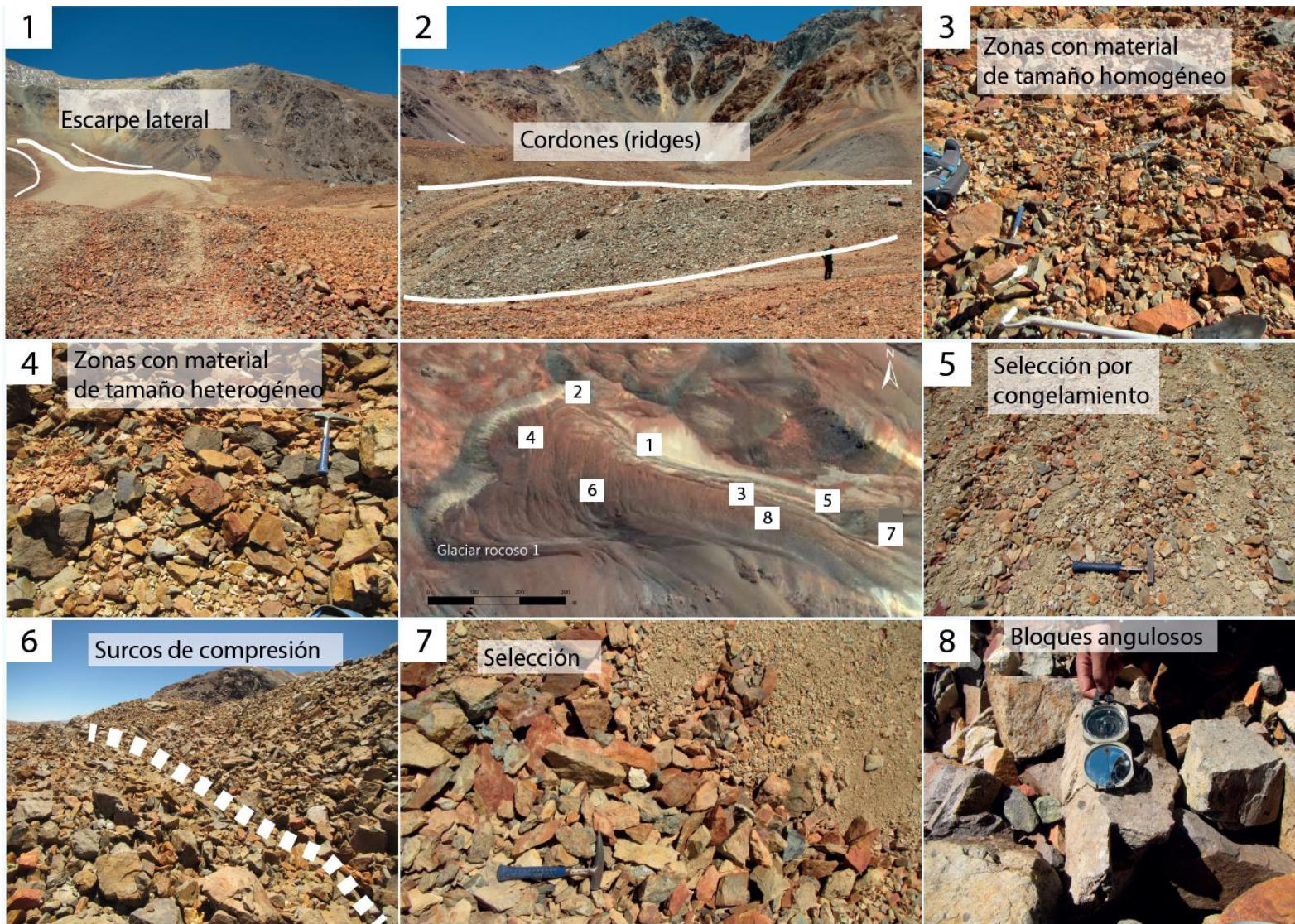


Figura 54. Localización de diferentes características observadas en la superficie del glaciar rocoso: 1) Tamaño heterogéneo de clastos (mala selección) caracterizado por clastos en su mayoría oxidados, rojizos y anaranjados. 2) Surcos de compresión distinguible tanto en terreno como en la imagen satelital. 3) Menor tamaño de clastos en la zona central-oriental del glaciar rocoso, caracterizado también por clastos meteorizados y oxidados. 4) Bloques angulosos, de mayor tamaño y con menor grado de oxidación, localizado en la zona cercana al límite lateral sur del glaciar. 5) y 6) Rasgos criogénicos como selección por congelamiento observables en los límites superiores del glaciar rocoso. 7) Cordones transversales con morfología de “montículo” sobresaliendo de la superficie del glaciar rocoso, cercano al límite inferior de este. 8) Escarpe lateral pronunciado del glaciar rocoso.

Entre otras características de la superficie del glaciar rocoso 1 se cuenta el abrupto y pronunciado escarpe lateral (Figura 54, 8) y las diferencias en el grado de selección de la cubierta detrítica (Figura 54, 1,6,5,4), las cuales se localizan en diferentes puntos del glaciar rocoso.

Es así como se distinguen diferentes rasgos en la morfología superficial que dependen del sector del glaciar rocoso, que en ciertos casos se condicen con la coloración anaranjada, grisácea y blanquecina observada en las imágenes satelitales. Por un lado, la coloración anaranjada se localiza predominantemente en el límite lateral norte del glaciar, correspondiendo principalmente a clastos mal seleccionados, angulosos y prismáticos con una evidente alteración de óxidos de hierro. La coloración más blanquecina se localiza al límite norte del glaciar y corresponde al escarpe lateral mencionado, compuesto de material más fino tamaño limo-arena e incluso gravilla, material que también se identifica en las franjas producidas por selección por congelamiento en el sector superior del glaciar rocoso. Por otro lado, la coloración más grisácea se distingue en los sectores más cercanos a las laderas rocosas al sur del glaciar, en el límite lateral su de este. Si bien hay un porcentaje importante de clastos oxidados, prismáticos y de un tamaño promedio de 7 cm, existen también clastos de mayor tamaño, angulosos, en muchos casos mayores a 25 cm, con ausencia de alteración y grisáceos.

En lo que respecta a la topografía del glaciar rocoso 1, la Figura 55 muestra 4 perfiles realizados en la superficie de éste a partir de un MDE generado con GNSS diferencial (detalles en los capítulos posteriores), 1 de tipo longitudinal y 3 de tipo trasversal. En el perfil longitudinal es posible notar una menor pendiente de la superficie en relación con el ángulo frontal, teniendo un valor aproximado de 15° , así como una superficie homogénea hasta su límite superior. Así mismo, en los perfiles trasversales se evidencia una superficie más o menos regular con variaciones leves en el centro del cuerpo, y que son más evidentes en el límite lateral sur del glaciar rocoso.

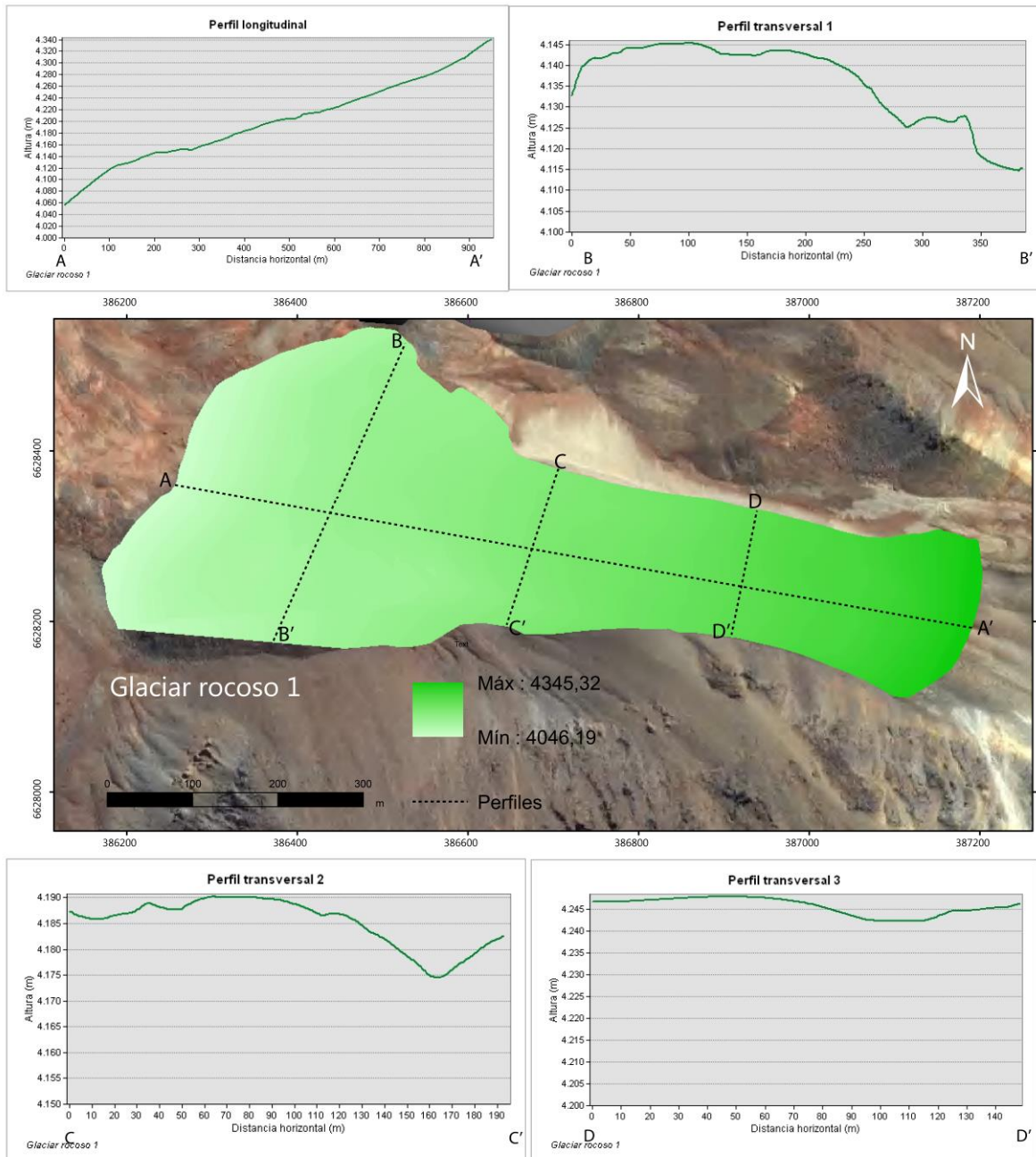


Figura 55. Perfiles realizados en la superficie del glaciar rocoso 1 donde se observa una superficie más o menos regular, cuyas depresiones se concentran en el sector lateral inferior del glaciar. Mapa base: *Worldview ArcGIS* Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.

1) *Glaciar rocoso 2*

El glaciar rocoso 2 se ubica inmediatamente bajo laderas rocosas con exposición Sur y exposición SO, otorgándole a esta geoforma una orientación preferencial hacia el SO. Morfológicamente es distinto al glaciar rocoso 1, debido a que su superficie se caracteriza por pronunciadas y profundas depresiones tanto transversales como longitudinales, como las señaladas en la Figura 56.

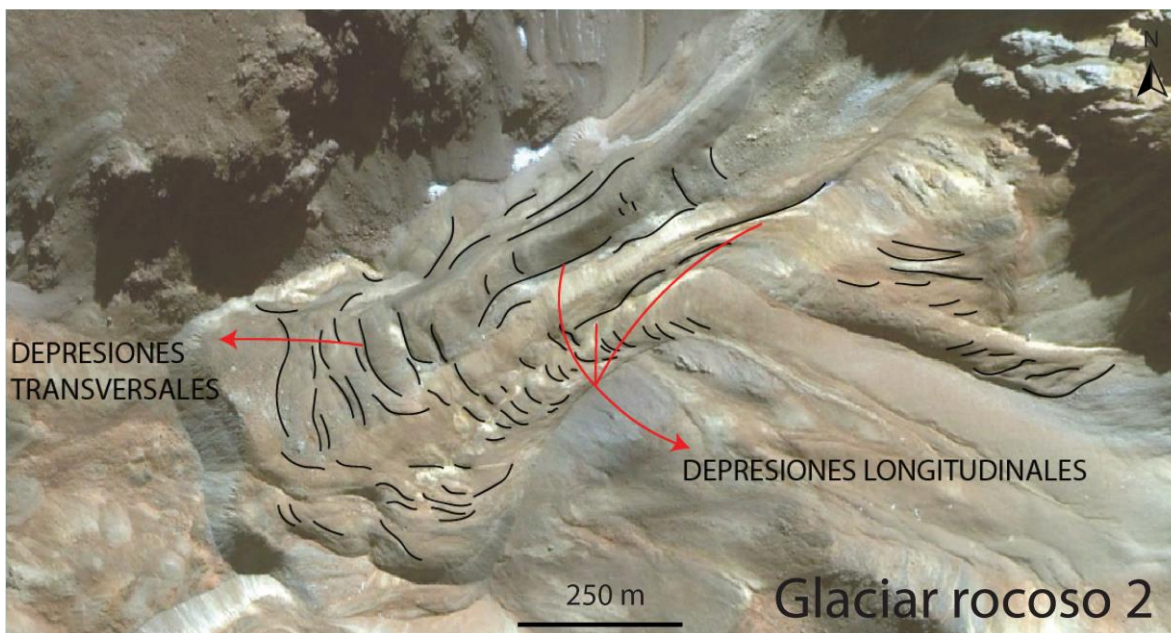


Figura 56. Imagen satelital del glaciar rocoso 2 que muestra las principales depresiones longitudinales y transversales identificadas. Mapa base: imagen del 7 de mayo de 2008 del servidor Google Earth

Sin embargo, contrariamente a lo observado en el glaciar rocoso 1, los surcos o depresiones producto de procesos compresionales no son tan numerosos ni tan cercanos entre sí, y se ubican principalmente en la zona inferior del glaciar. Abundan las depresiones longitudinales localizadas principalmente en el centro del cuerpo, las que marcan además un evidente cambio en la coloración superficial de la cubierta detrítica. La forma superficial no es tan alargada como el glaciar vecino, y su fuente de alimentación, al parecer, proviene directamente de los afloramientos rocosos ubicados cerca de su límite superior.

Como se ha mencionado anteriormente, este glaciar tiene un escarpe frontal abrupto de 37° en promedio aproximadamente, el cual se puede observar en el perfil longitudinal de la Figura 57. Adicionalmente en este mismo perfil, se observa claramente una superficie irregular con *ridges* o cordones que alcanzan hasta 10 m de alto.

De acuerdo a los perfiles transversales señalados en la misma Figura 57, también es posible evidenciar que las depresiones longitudinales señaladas anteriormente se hacen más profundas en el sector superior del glaciar rocoso 2, alcanzando dimensiones de más de 10 m, una característica que lo hace especialmente distinto del glaciar rocoso vecino. En el perfil longitudinal 1, además, es posible evidenciar el abrupto ángulo del escarpe frontal, el que ha sido señalado de 37° en promedio, pero que, en este perfil en particular, tiene un valor cercano a 45° . El ángulo de reposo del glaciar es difícil de determinar debido a la irregularidad del terreno; sin embargo, de forma aproximada se puede señalar que varía entre 4 a 7° , sin tomar en cuenta los surcos y *ridges* que lo caracterizan.

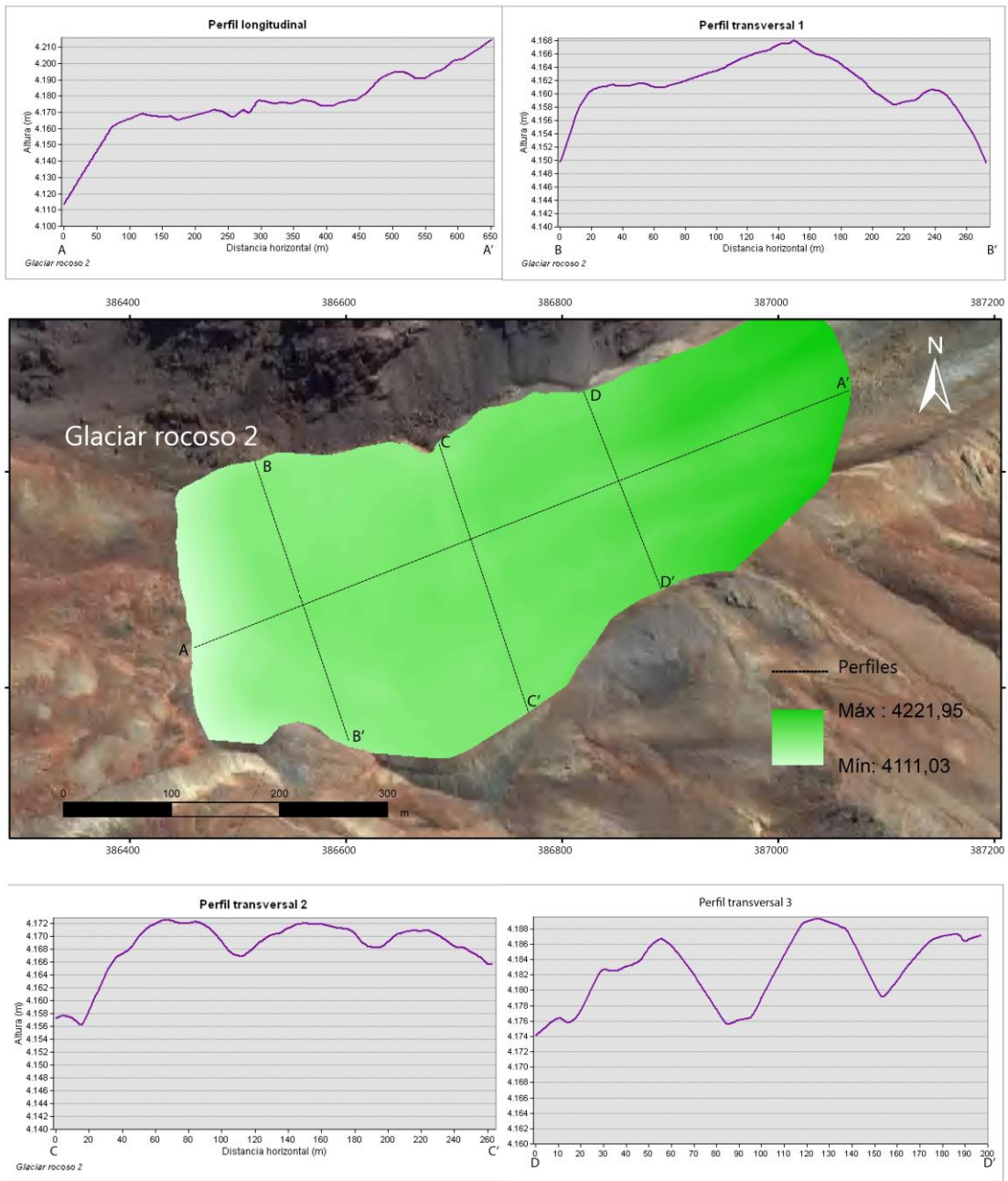


Figura 57. Perfiles realizados en la superficie del glaciar rocoso 2 donde se observa una clara superficie irregular marcada por profundos surcos y abundantes ridges de dimensiones mayores a 10 m. Mapa base: *Worldview ArcGIS* Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.

Dentro de las características importantes en este glaciar, cabe señalar la presencia de rasgos criogénicos como criometeorización, depresiones circulares, una cubierta irregular caracterizada por surcos longitudinales profundos de hasta 10 m de profundidad, la presencia de hielo interno bajo la cubierta detrítica en la zona superior del glaciar rocoso, formas de nieve como penitentes y nieve aterrazada cubierta por detritos, los que se resumen en la Figura 58

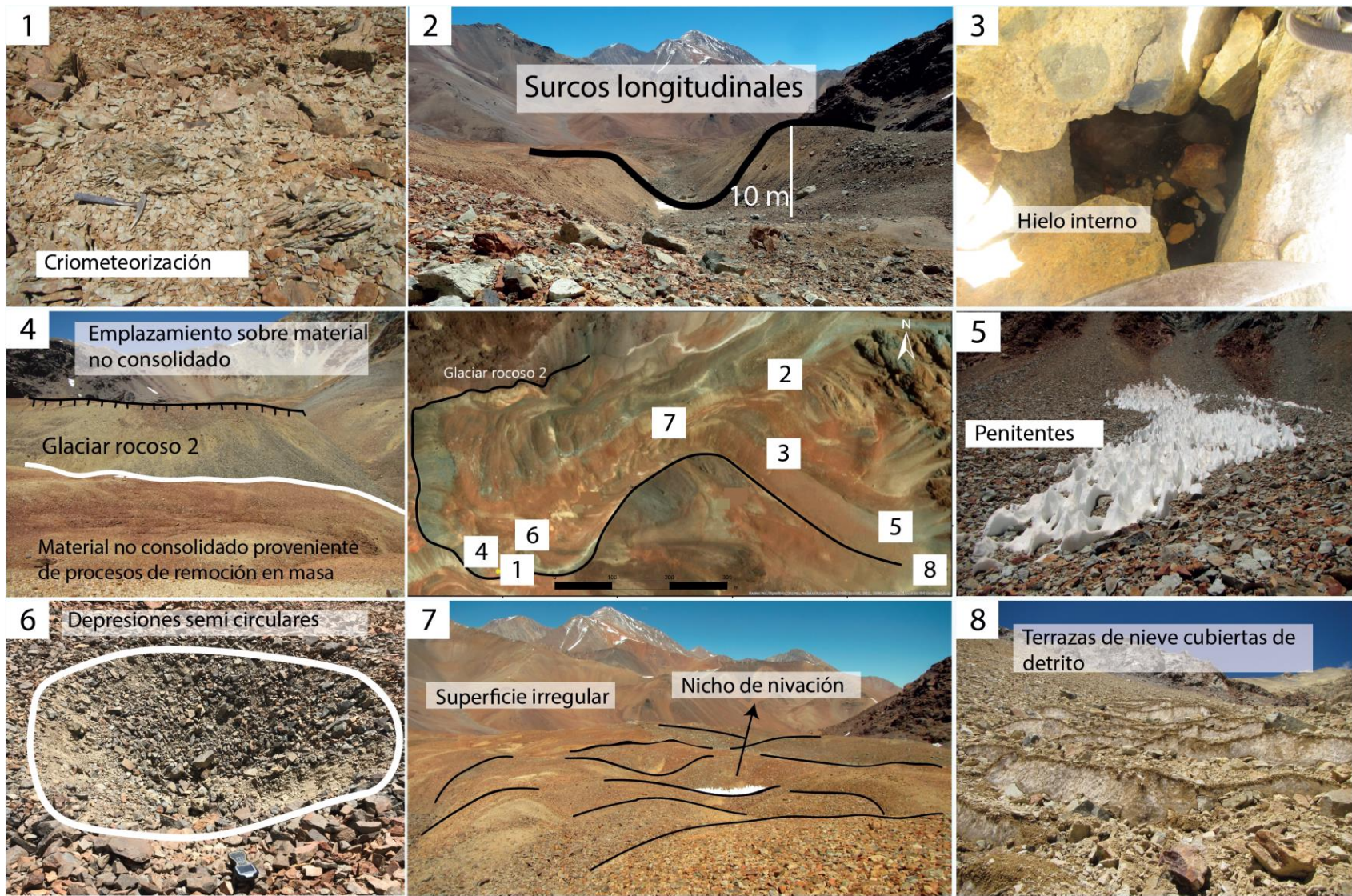


Figura 58. Principales rasgos distintivos superficiales del glaciar rocoso 2 y la ubicación de cada uno de ellos en él. 1) Criometeorización observada en el límite inferior, cercano a la confluencia de este glaciar con su vecino, el glaciar rocoso 1. 2) Surcos longitudinales profundos que marcan el límite de la coloración anaranjada y gris de la superficie. 3) Hielo cemento identificado bajo la cubierta detrítica 4). 5) Nieve presente en el sector superior del glaciar rocoso. 6) superficie irregular del glaciar. 7) Depresiones circulares ubicadas en el sector frontal del glaciar. 8) Cuerpo del glaciar rocoso 2 emplazado sobre depósitos no consolidados que se han clasificado como productos de remoción en masa.

Presencia de hielo

Éste hielo se ha encontrado en la parte alta del glaciar 2, a casi 4.270 m s.n.m., en un surco en el que se han cavado cerca de 50 cm desde la superficie. En este surco la cubierta detrítica es gruesa, el tamaño de los bloques oscila entre 20 y 30 cm e incluso más, alcanzando tamaños de hasta 70 cm en algunos casos (Figura 59). Para remover los detritos se ha tenido precaución con las laderas colindantes debido a que éstas se encontraban inestables y había probabilidad de caída de rocas.



Figura 59. Localización de hielo traslúcido en los surcos superiores del glaciar rocoso 2. El rectángulo y línea roja representan el sector donde se ha encontrado hielo

El hielo es masivo y traslúcido, y dentro contiene clastos de menor tamaño, congelados y unidos por este hielo (Figura 60). Este hielo se encuentra en la matriz sedimentaria de la cubierta detrítica cementando los clastos de menor tamaño, por lo que se ha clasificado como hielo cemento o hielo matriz.



Figura 60. Características físicas del hielo del glaciar rocoso 2. Izquierda: hielo cementando clastos de diversos tamaños, cubierto por una gruesa capa detrítica (como la observada en la figura anterior). Derecha: hielo transparente, limpio y con ausencia de burbujas

Los cordones aledaños al surco donde se ha encontrado este hielo poseen alturas entre 3 y 6 m, por lo que el hielo podría encontrarse a esta profundidad o incluso más. La litología mayoritaria de este sector corresponde a tobas blanquecinas (bloques mayores) mientras que para los bloques menores la litología es heterogénea, encontrándose abundante material oxidado. El depósito en general es mal seleccionado, inestable, polimíctico, de clastos angulosos y mal redondeados. No se observa imbricación de clastos como en otros sectores.

Nieve: penitentes y nieve enterrada

En las zonas superiores del glaciar rocoso 2 hay presencia de nieve en forma de penitentes, cuya altura varía entre 10 a 50 cm. Se observan también rellenando nichos de nivación sobre el glaciar rocoso 2, cubriendo un área de pequeñas dimensiones (Figura 61, izquierda). Adicionalmente, en el límite superior del glaciar se ha encontrado nieve superficial depositada en forma de terrazas, las que actualmente están cubierta por una delgada capa de detritos finos de aproximadamente 5 cm de espesor. Por sobre estas terrazas de nieve, es posible observar detritos mayor tamaño distribuidos de manera caótica. Estos detritos de mayores dimensiones también se encuentran bajo bancos de nieve, como los observados en la Figura 61, (derecha inferior). El alto de cada banco de nieve es de aproximadamente 40 cm, y la nieve que los componen se encuentra blanda y sucia. Esta nieve enterrada podría corresponder a nieve multianual, lo que podría relacionarse con la formación de hielo superficial evidenciado anteriormente.

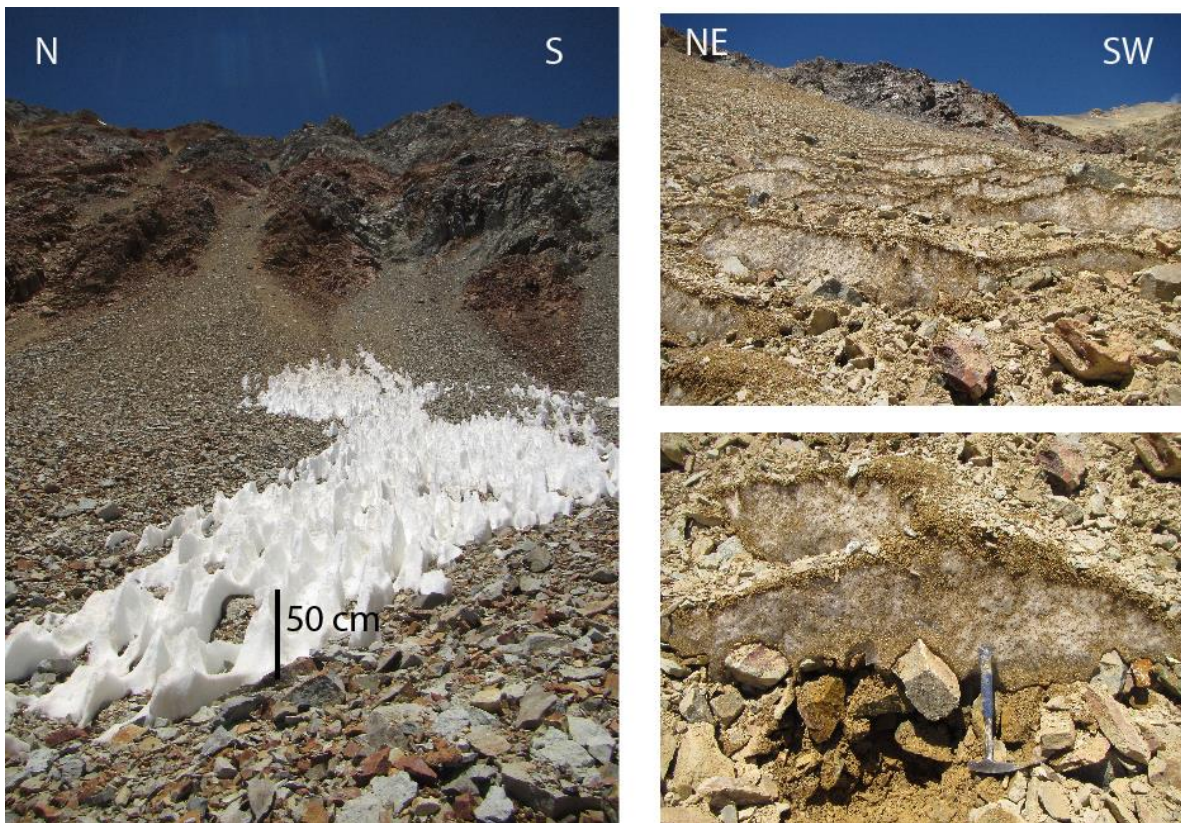


Figura 61. Formas de nieve encontradas en el glaciar rocoso 2. Izquierda: nieve en forma de penitentes que cuya altura alcanza hasta 50 cm de alto. Derecha: arriba, nieve aterrazada enterrada que cubre la superficie de la zona superior del glaciar. Abajo, detalle de la nieve y dimensiones del espesor del alto de los bancos de nieve.

Depresiones semi circulares

Indicadas con el número 1 en la Figura 58, las depresiones circulares representan una característica particular en el sector inferior del glaciar rocoso. Estas se observan en la imagen satelital como depresiones aisladas, con forma circular a elipsoidal, ubicadas muy cerca entre sí. In situ (Figura 62), estas depresiones tienen un largo entre 2 y 3 m, y una profundidad entre 1 m y 1,5 m, en la cual hay presencia de humedad. Están compuestas de material tamaño bloque, grava, gravilla, y limo. La distribución de tamaño del material que lo compone es caótico, mal seleccionado, pero con abundante predominio de material más fino como limo.

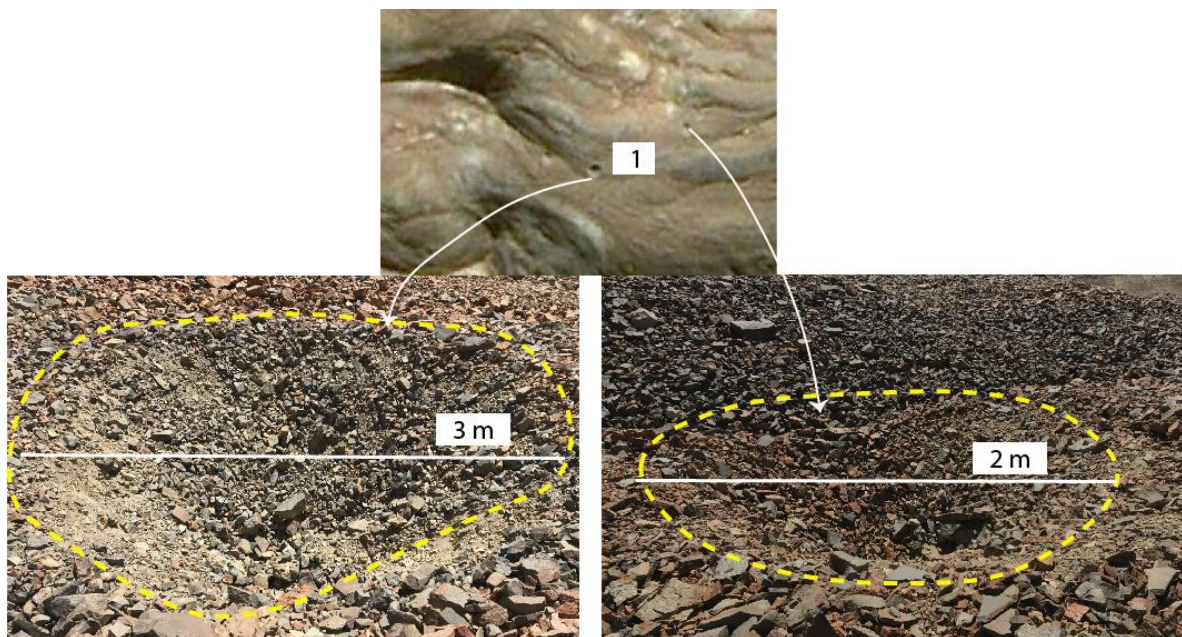


Figura 62. Depresiones circulares identificadas en la imagen satelital y en terreno. Superior: ubicación de estas depresiones en la imagen satelital, la cual ha sido numerada como 1 en la Figura X. Izquierda: depresión circular mayor. Derecha: depresión circular menor. Notar la heterogeneidad del material que las compone.

4.6.3 Cubierta detrítica

1) Glaciar rocoso 1

a) Orientación de los clastos

La orientación de los clastos se usa en sedimentología para indicar direcciones de flujo y sugerir posibles procesos y facies de depositación. A partir de los 20 clastos medidos en cada uno de los 12 puntos del glaciar rocoso 1 (cada área de muestreo de 1 m^2), se ha representado la orientación del eje mayor de éstos usando para ello la distribución de frecuencias en un diagrama 2D de roseta (Figura 63), lo que otorga una buena impresión visual de las variaciones en el azimuth de los ejes.

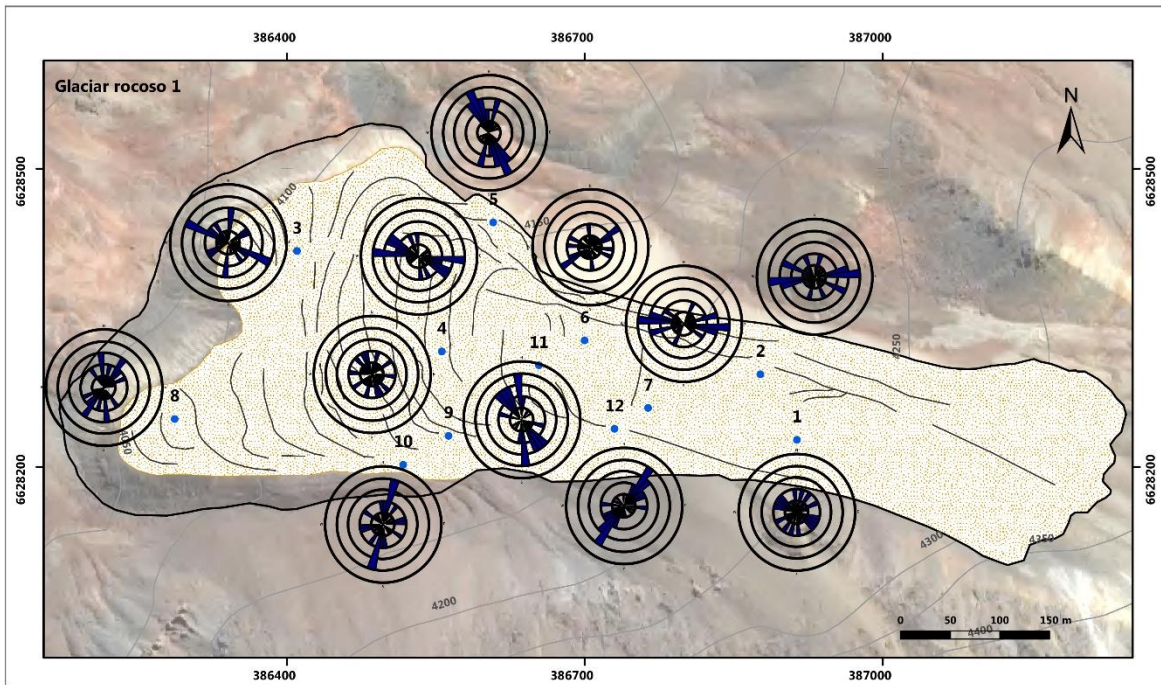


Figura 63. Diagramas de roseta para cada punto muestreado en terreno sobre la superficie del glaciar rocoso 1. El diagrama muestra la orientación preferencial del eje mayor de los clastos en cada uno de los puntos. Sistema de coordenadas UTM 19S.

Es posible distinguir zonas en que los clastos tienen una orientación preferencial más marcada, como por ejemplo la indicada en la Figura 64.



Figura 64. Clastos imbricados cerca del punto 2 indicado en la Figura 61.

Los puntos 2, 7 y 4 se orientan preferentemente en dirección EO, los puntos 6, 10 y 12 tienen orientación NE-SO, los puntos 3, 5 y 11 predominantemente al NO-SE y el punto 8 tiene tendencias tanto NS como NE-SO. Sin embargo, los puntos 1 y 9 no muestran

ninguna tendencia en su orientación, siendo el diagrama de distribución más homogéneo.

De esta manera la componente compresional estaría actuando principalmente de manera perpendicular al largo del cuerpo, mientras que la componente compresional que origina los surcos transversales estaría actuando de manera longitudinal al cuerpo hacia el límite inferior de este.

b) Tamaño de los clastos

Como se observa en la Figura 65, la mayor parte de los clastos muestreados tienen un largo que varía entre 8 a 25 cm, con un promedio de 20,37 cm, existiendo casos en que llegan hasta 60 cm, como en el punto 7.

El tamaño de estos parece aumentar en su margen sureste (punto 1, cerca de las paredes rocosas) y en el centro del glaciar (puntos 4, 7 y 11) observándose poco material menor a 10 cm. Por otro lado, en los puntos cerca del límite frontal inferior (puntos 3 y 8), de los límites inferiores (puntos 9, 10 y 12) y de los límites superiores (puntos 2 y 5) predomina un tamaño menor a 20 cm.

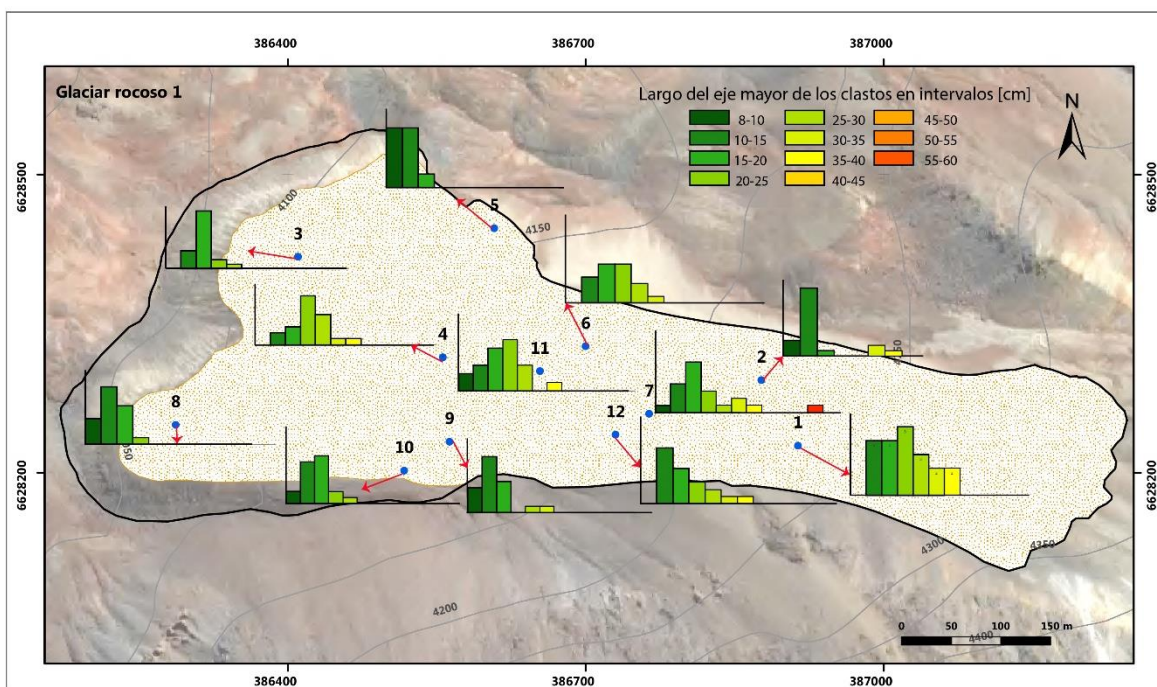


Figura 65. Distribución de los clastos medidos en los puntos de acuerdo al largo del eje mayor (cm), glaciar rocoso 1. Mapa base: *Worldview ArcGIS* Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.

c) Litología

En este muestreo es posible identificar 4 tipos generales de litologías: tobas (dentro de las que se encuentran tobas líticas y tobas cristalinas), intrusivos, lavas y rocas alteradas. Las tobas (Figura 66) tienen en su mayoría un color gris violáceo en ausencia de alteración, y presentan cristales de plagioclasa (blanca y/o rosada), y líticos negros en distintas proporciones, identificándose también, en pocos casos, pómez y fiammes alargados. También se distinguen tobas con pátinas de óxidos y matriz blanquecina producto de alteración hidrotermal.



Figura 66. – Ejemplar de toba cristalina color gris violáceo en la superficie del glaciar 1.

Los intrusivos presentes son principalmente dioritas y granodioritas. Son de color rosáceo, tienen textura fanerítica, holocristalina y equigranular, son ricos en cuarzo y muchos de ellos están cubiertos por una pátina de óxidos rojiza o anaranjada.

Las lavas corresponden principalmente a andesitas con textura porfírica, de color oscuro, compuesta de vidrio y plagioclasas tabulares traslúcidas.

Las rocas clasificadas como “alteradas” tienen distinto grado de alteración, algunas muy pervasivas, del tipo argílica y argílica avanzada, y otras con una pátina de óxidos anaranjados y rojizos que las cubren completamente (alteración supérgena) (Figura 67). Es frecuente la presencia de cuarzo masivo en rocas con intensa alteración. Sea cual sea el caso, en esta categoría recaen todas las rocas que, teniendo uno u otro tipo de alteración, no es posible reconocer la roca original.



Figura 67. Pátina anaranjada de óxidos de hierro cubriendo la superficie de los clastos.

La Figura 68 muestra el tipo de litologías predominante en cada punto del muestreo. Como se observa, la mayor parte de las rocas muestreadas corresponden a tobas cristalinas, seguidas de tobas líticas. Éstas se concentran por sobre todo al límite lateral sur del glaciar rocoso (como en los puntos 8 y 10), en donde además se evidencia el poco porcentaje de rocas alteradas.

Las rocas alteradas, en cambio, están presentes en un mayor porcentaje en el centro y el límite lateral norte, en puntos que concentran hasta el 100% del muestreo (punto 5). Con respecto a lo intrusivos, estos se identificaron sólo en el muestreo del punto 2, abarcando un 33% de los clastos, mientras que las andesitas se identificaron en los puntos 9 y 11, cerca del límite inferior sur del glaciar, en proporciones menores al 25% del muestreo en cada uno de ellos.

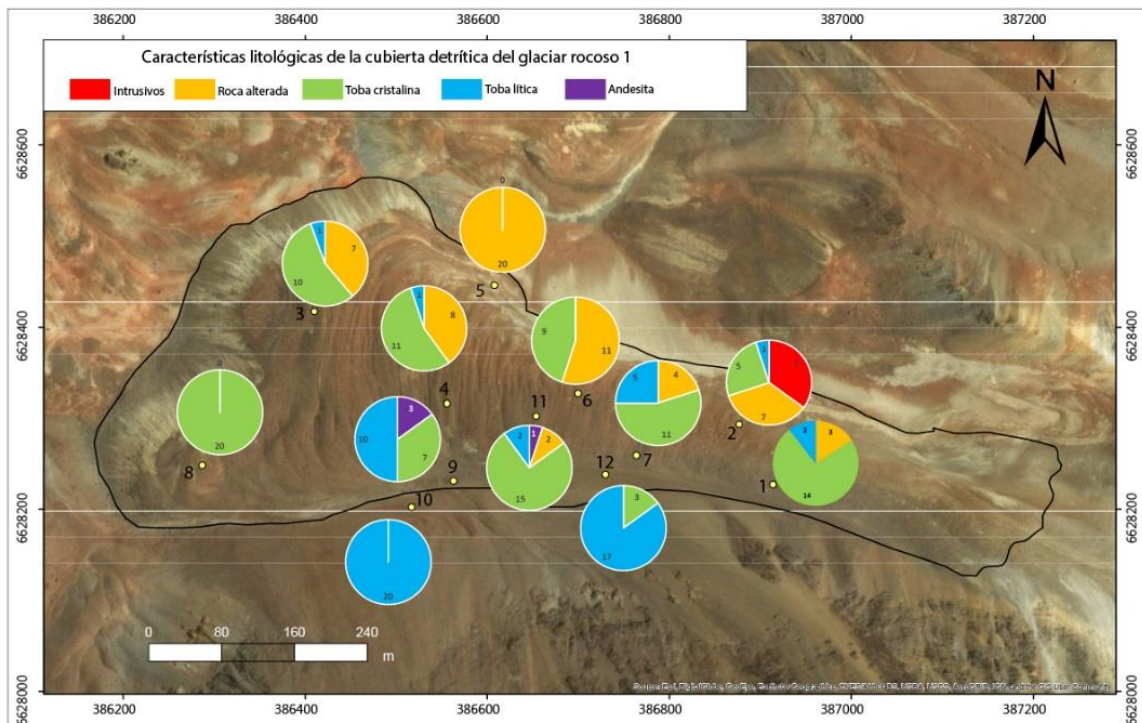


Figura 68. Proporción de litologías presentes en cada uno de los puntos muestreados en el glaciar rocoso 1. Mapa base: *Worldview ArcGIS* Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.

2) Glaciar rocoso 2

a) Orientación de los clastos

De forma análoga a la del glaciar rocoso 1, se ha desarrollado para el glaciar rocoso 2 los diagramas 2D de roseta correspondientes para analizar la orientación preferencial de los clastos muestreados, graficado en la Figura 69.

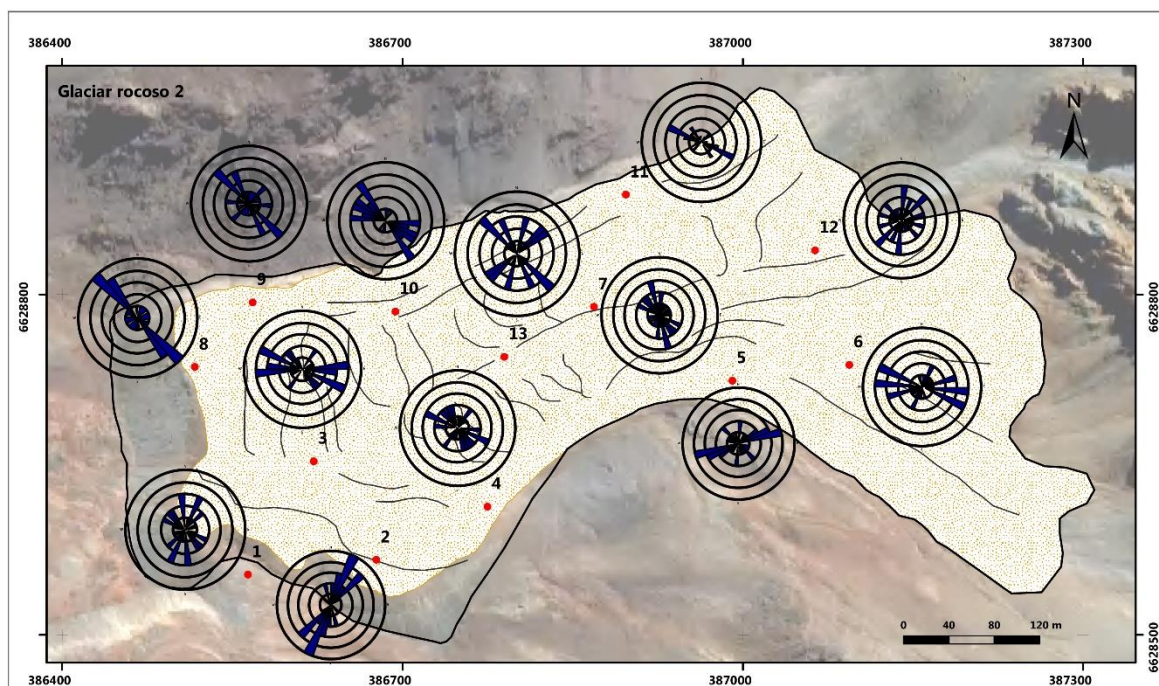


Figura 69. Diagramas de roseta para cada punto muestreado en terreno sobre la superficie del glaciar rocoso 2. El diagrama muestra la orientación preferencial del eje mayor de los clastos en cada uno de los puntos. Mapa base: *Worldview ArcGIS* Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.

En los puntos 7, 8, 9, 10 y 11 hay una marcada tendencia NO-SE en la mayoría de los clastos. Estos puntos (salvo el N°7) se ubican en el límite lateral norte del glaciar rocoso, a los pies de la ladera rocosa escarpada, mientras que el número 7 se ubica entre dos *ridges* de gran altitud descritos anteriormente. Los puntos 3, 6 muestran tendencias EO, así como NO-SE ubicándose ambos puntos entre ambos límites laterales. Los puntos 1 y 12 presentan tendencias tanto NS como NE-SO, ubicándose en los extremos inferior y superior del glaciar, respectivamente. El punto 13, por otro lado, presenta tendencias marcadas tanto hacia el NO-SE como al NE-SO; el punto 4 pareciera ser que tiende al NO-SE sin embargo es confuso; las muestras del punto 5 tienen una clara orientación casi EO y en el punto 2 predomina una orientación NE-SO.

Con estas observaciones es posible plantear que hay una componente compresional de dirección y sentido SO, así como otra componente, menos predominante, de dirección y sentido NE.

b) Tamaño de los clastos

Como se observa en la

Figura 70, la mayor parte de los clastos muestreados tienen un largo que varía entre 8 a 25 cm al igual que en el glaciar rocoso 1, mientras que el largo promedio tiene un valor de 15,4 cm.

Hay clastos que alcanzan dimensiones de hasta 50 cm, como en el punto 10, pero estos no representan un porcentaje importante del muestreo. En casi todos los puntos el largo máximo del eje mayor alcanza 25 cm, siendo casos aislados (como el punto 1, 10 y 12) los que presentan bloques de mayores dimensiones.

El tamaño de estos parece aumentar en los márgenes del glaciar (punto 1, 2, 4, 5, 6) aunque no de forma significativa; sin embargo, la presencia de clastos con ejes menores a 10 cm es escasa. Por otro lado, en los puntos cerca del límite lateral superior (puntos 8, 9 y 11), hay un mayor porcentaje de clastos con tamaño entre 8 y 10 cm.

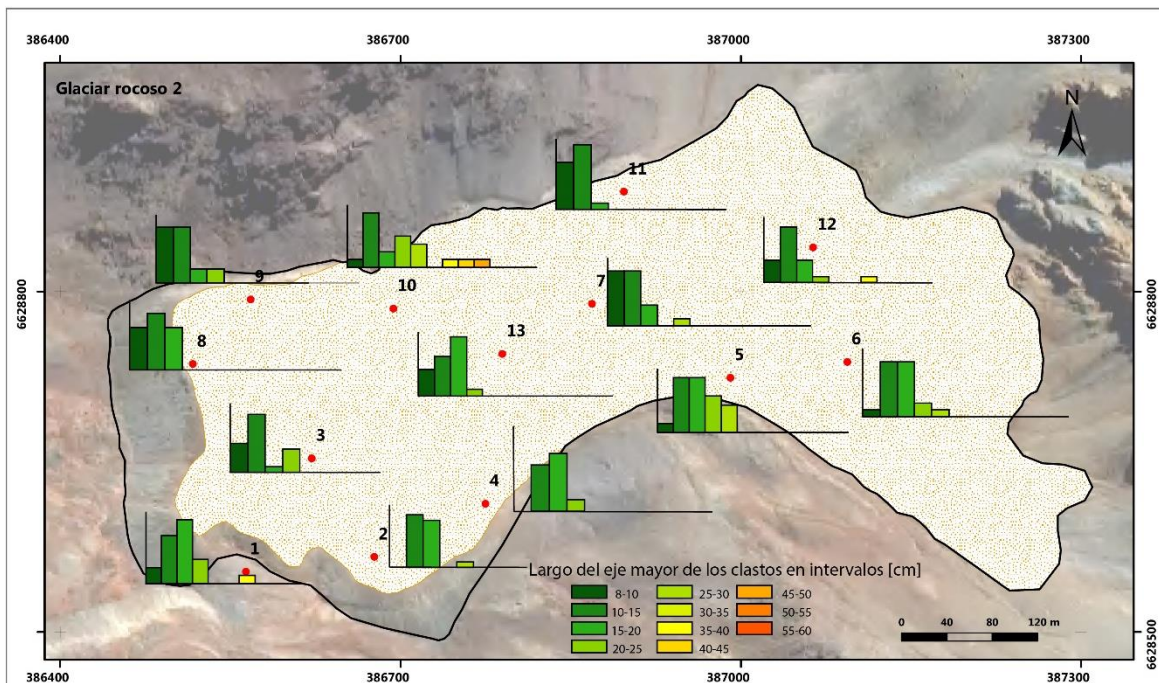


Figura 70. Distribución de los clastos medidos en los puntos de acuerdo al largo del eje mayor (cm), glaciar rocoso 1. Mapa base: *Worldview ArcGIS* Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.

c) Litología

Litológicamente, el tipo de roca es el mismo identificado en el glaciar rocoso 1. Sin embargo, y de manera general, hay un aumento en la proporción de intrusivos y andesitas en el muestreo, como se observa en la Figura 71.

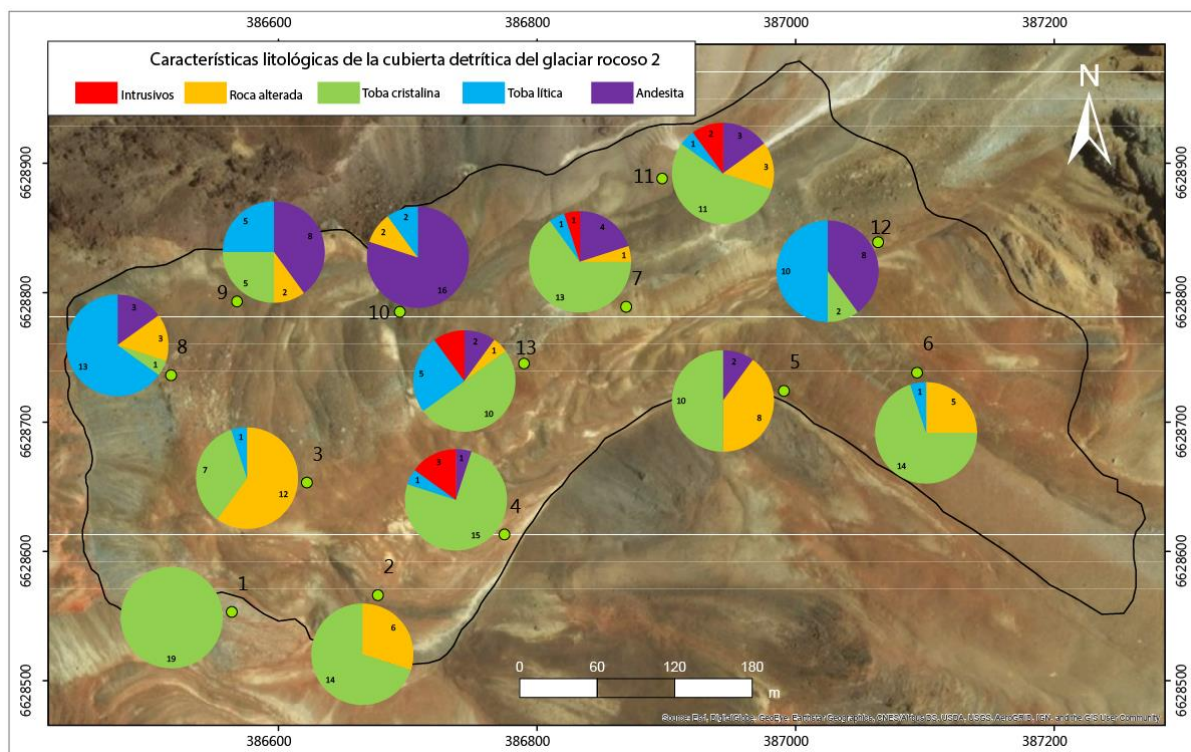


Figura 71. Proporción de litologías presentes en cada uno de los puntos muestreados en el glaciar rocoso 1. Mapa base: *Worldview ArcGIS* Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.

La mayor parte de las rocas alteradas se concentra en la zona inferior del glaciar rocoso, donde se advierte una coloración más rojiza en la superficie. No obstante, también hay un porcentaje importante de tobas cristalinas con leve alteración y en las que es posible distinguir la roca original.

Las tobas líticas se concentran principalmente en la zona superior del glaciar rocoso, mientras que los intrusivos están repartidos por gran parte de la superficie, como lo muestran los puntos 4, 13, 7 y 11.

Las rocas andesíticas están presentes cerca de la base de los afloramientos rocosos, como lo señalan los puntos 9, 10 y 12, donde abarcan más de un 33% del muestreo realizado en

estos puntos, y también en la zona inferior del glaciar rocoso, pero en proporciones mucho menores que en la superior.

Por lo tanto, la litología predominante en este glaciar son tobas cristalinas, seguidas de tobas líticas, rocas alteradas, andesitas, y por último, intrusivos.

4.7 Variación histórica y estimación de volumen de los glaciares rocosos de la quebrada Caballos

4.7.1 Generación de Modelo Digital de Elevación (DEM) a partir de puntos GNSS

Los Modelos Digitales de Elevación generados con datos GNSS adquirido en terreno el año 2018 se muestran en la Figura 72.

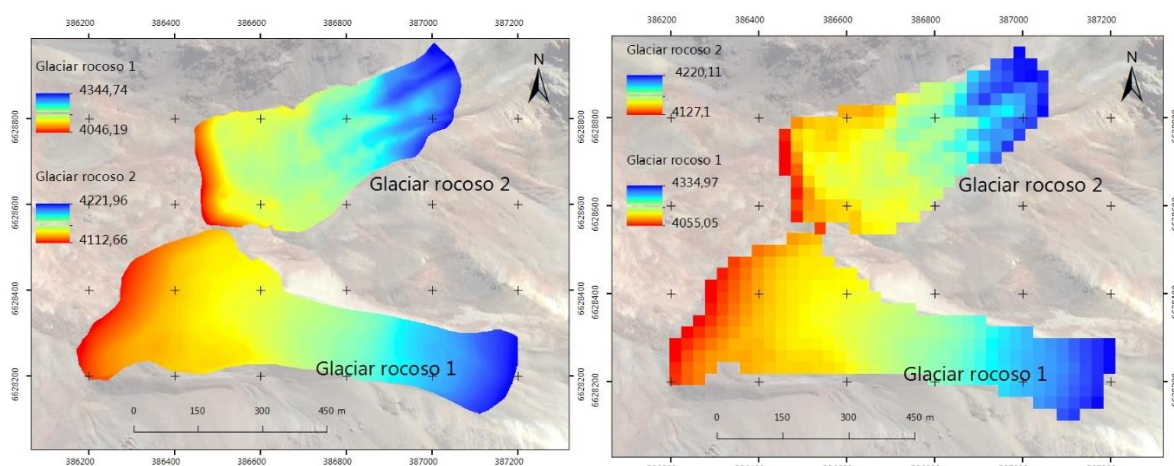


Figura 72. DEM desarrollados para los glaciares rocosos 1 y 2 a partir de los puntos GNSS, para 1 m de resolución (izquierda) y 26,67 m de resolución (derecha)

Los Errores Medios Cuadraticos (RMSE) respectivos para cada DEM 2018 generado se resumen en la Tabla 11, los cuales indican la precisión de los modelos respecto a la fórmula mencionada en la sección 3.4.6.

Tabla 12. Resumen de la resolución y RMSE calculado para los MDE generados a partir de datos GNSS superficiales adquiridos en terreno en 2018 en los glaciares rocosos 1 y 2.

MDE 2018	Sistema de referencia	Resolución (m)	RMSE
Glaciar rocoso 1	WGS 84 UTM Zona 19 Sur	1	0,005
Glaciar rocoso 1	WGS 84 UTM Zona 19 Sur	26,67	4,666
Glaciar rocoso 2	WGS 84 UTM Zona 19 Sur	1	0,003
Glaciar rocoso 2	WGS 84 UTM Zona 19 Sur	26,67	2,743

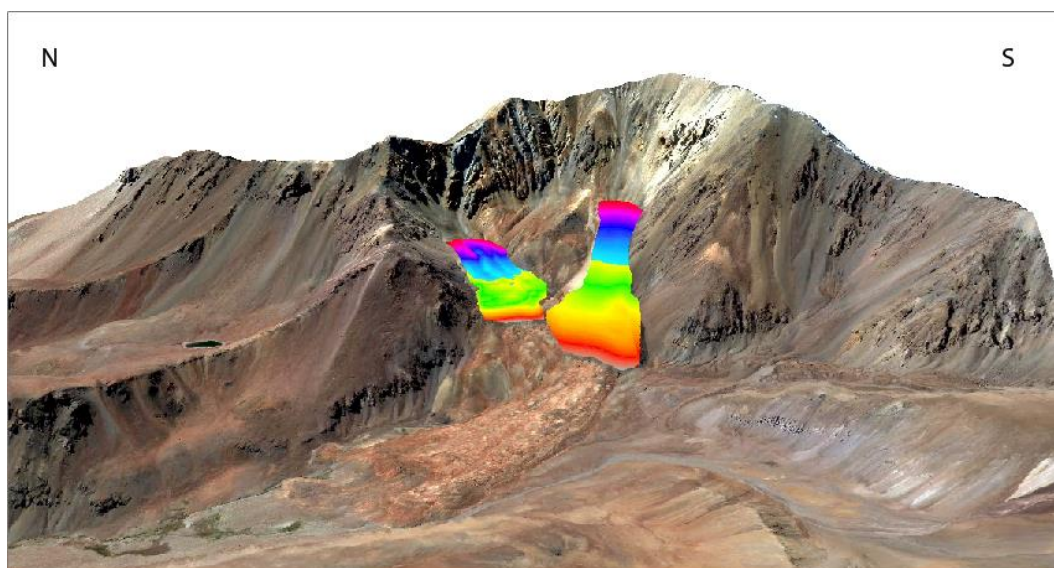


Figura 73. Representación de los DEM generados con datos GNSS 2018 en el sector de estudio.

4.7.2 Ortorectificación y generación de MDE a partir de fotografías aéreas

HYCON 1955

Mediante el proceso fotogramétrico realizado con las fotografías HYCON de 1955, se obtuvo una fotografía ortorectificada (Figura 74, a) y un Modelo de Elevación Digital de 1 m y 26,67 m de resolución, con un sistema de referencial espacial WGS 84 UTM Zona 19 Sur.

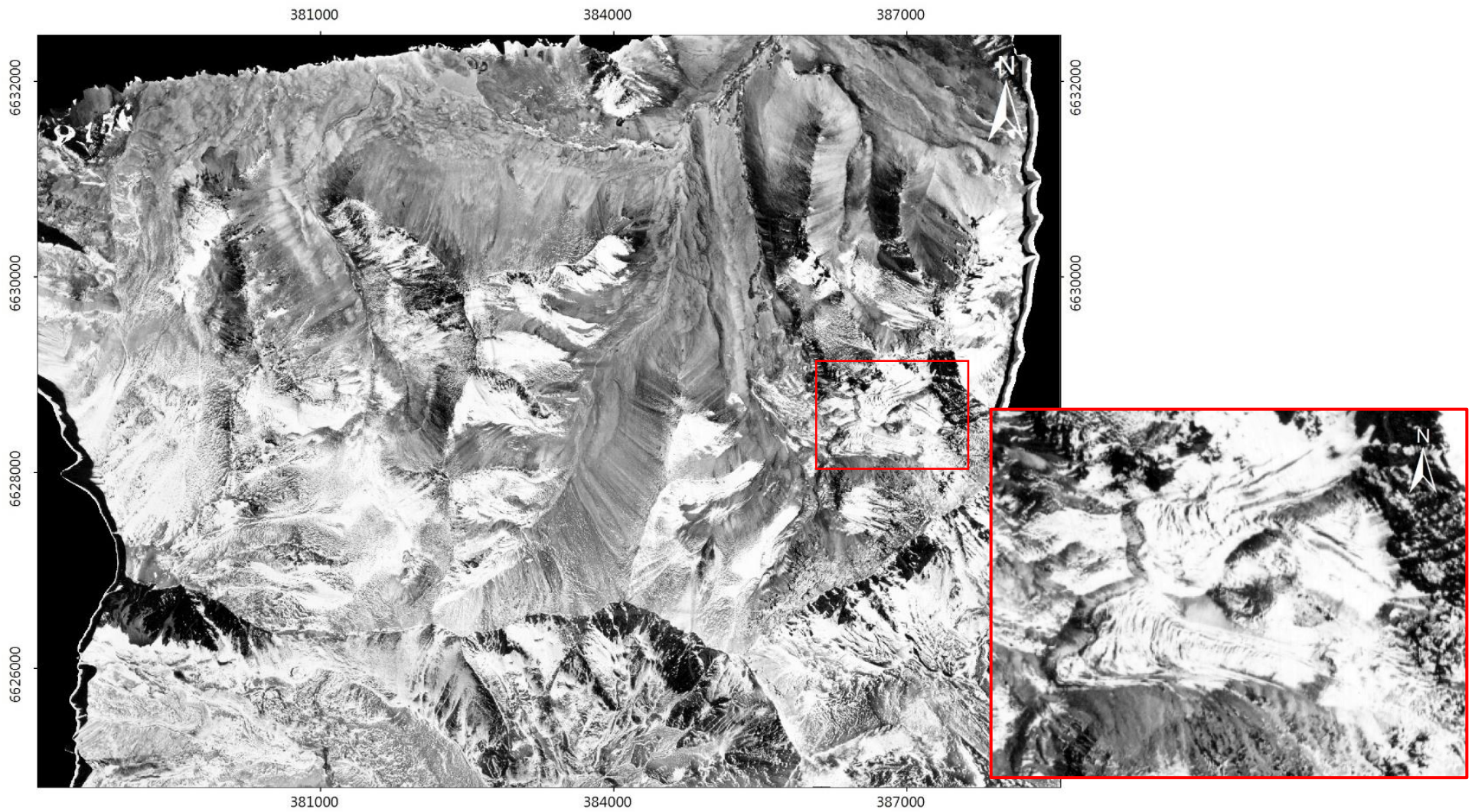


Figura 74. a) Fotografía aérea HYCON 1955 ortorectificada de 1 m de resolución. Coordenadas UTM Zona 19S. El rectángulo rojo delimita la ubicación de los glaciares rocosos 1 y 2 ampliados en el recuadro derecho.

A nivel general, el MDE generado presenta un nivel intermedio de detalle, con superficies levemente ondulosas que se corrigieron en el software *PCI Geomatica* una vez que se generó el modelo. Sin embargo, debido a la escala de la fotografía, no se logran observar muy bien los detalles de la misma. La Figura 75 muestra una representación tridimensional de los glaciares rocosos 1 y 2 para el año 1955.

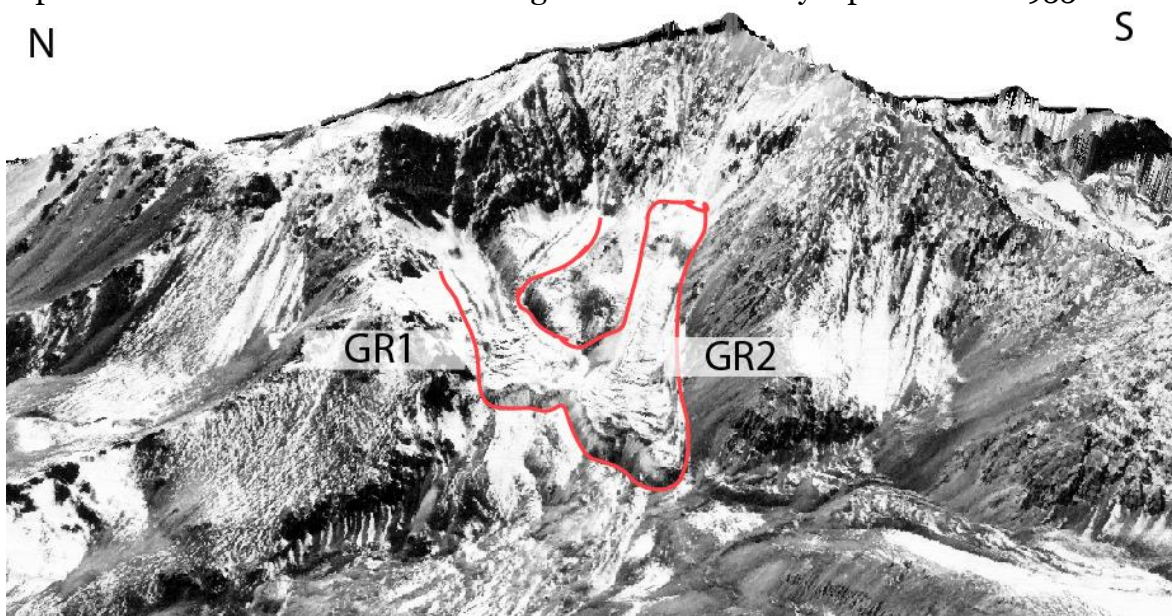


Figura 75. Fotografía aérea superpuesta al Modelo de Elevación Digital obtenido a partir de los procesos fotogramétricos. En rojo se delimitan los contornos de los glaciares 1 y 2 (GR1 y GR2 respectivamente).

La Tabla 13 resume las principales características del DEM HYCON 1955 anteriormente descrito.

DEM	Sistema de referencia	Resolución (m)
HYCON 1955	WGS 84 UTM Zona 19 Sur	1 26,67

GEOTEC 1999

El mismo proceso se realizó para las fotografías aéreas GEOTEC, donde se obtuvo una fotografía ortorectificada y un MDE de 1 m de resolución (Figura 76, a) y 26,67 m de resolución, con un sistema de referencial espacial WGS 84 UTM Zona 19 Sur.

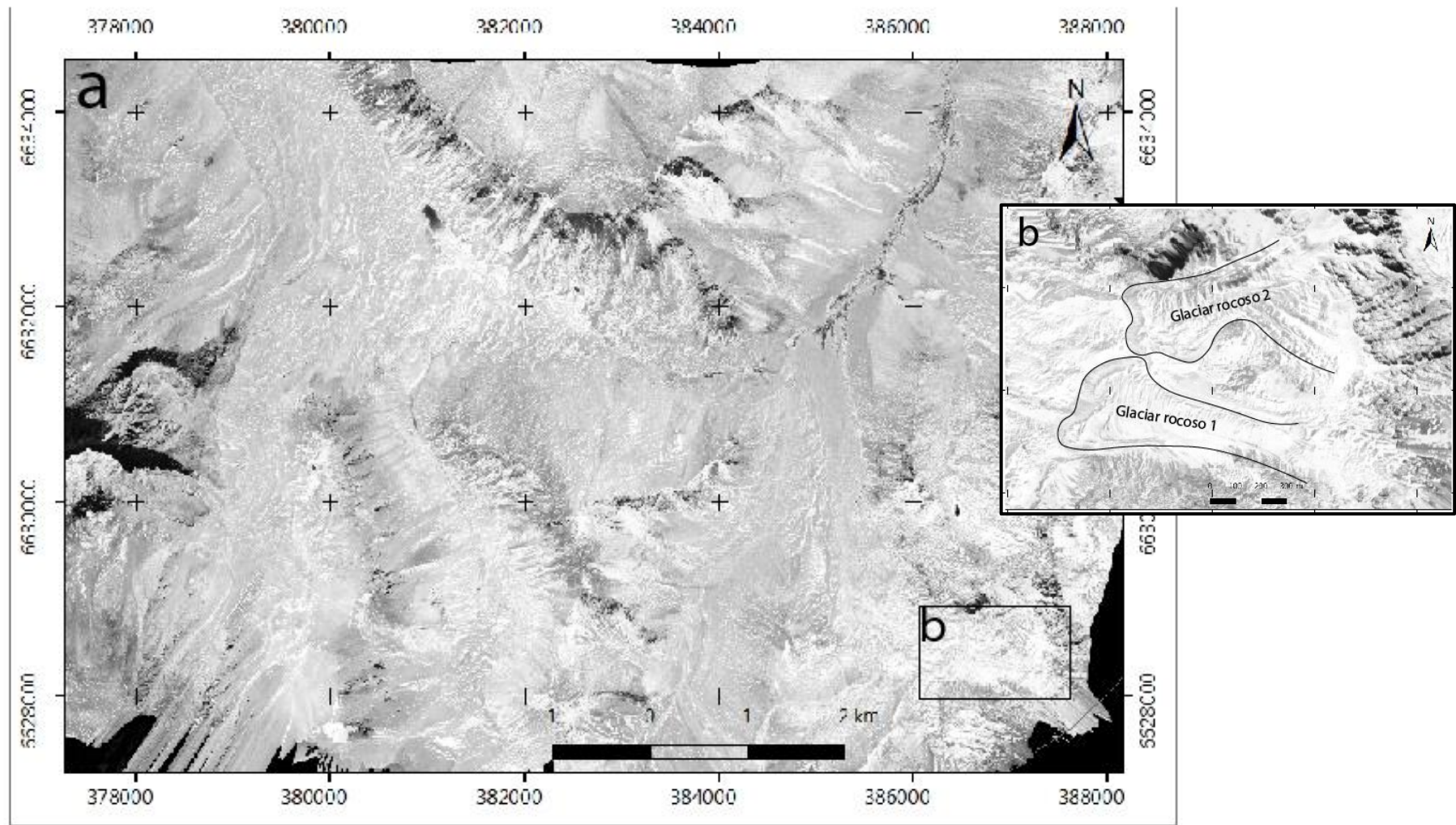


Figura 76. a) Fotografía aérea GEOTEC 1999 ortorectificada de 1 m de resolución. El rectángulo negro delimita la ubicación de los glaciares rocosos 1 y 2 detallados en b).

A nivel general, el MDE generado presenta buen nivel de detalle y buena resolución de las superficies montañosas y no montañosas (Figura 77). La superficie generada se observa regular y sin presencia de artefactos (montículos y/o depresiones).

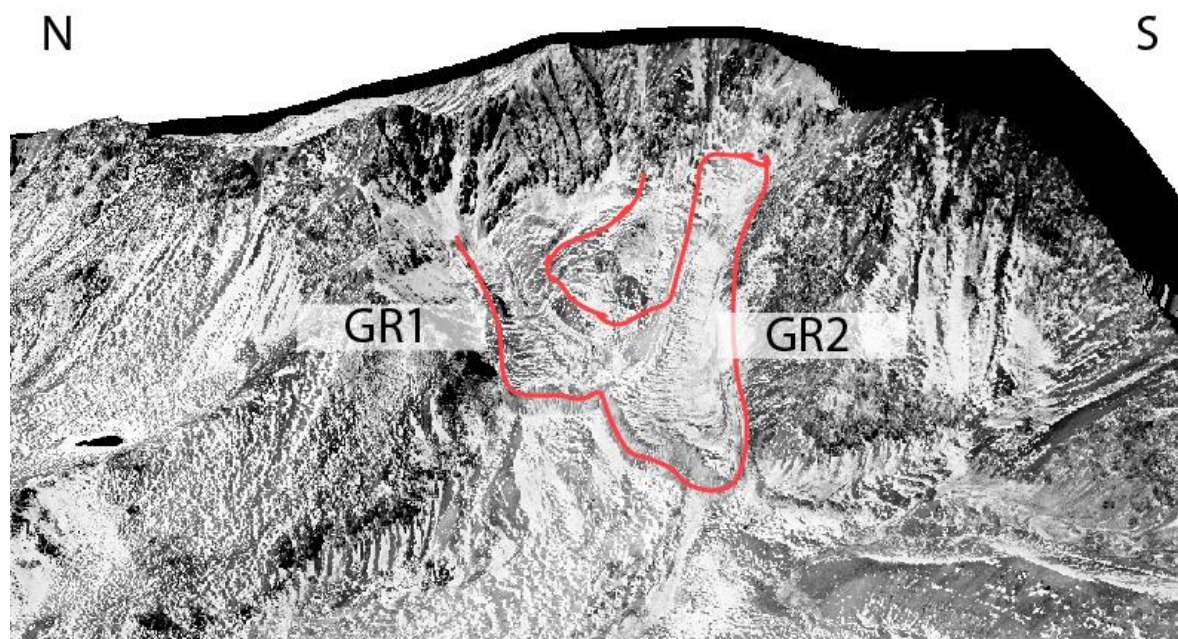


Figura 77. Fotografía aérea superpuesta al Modelo de Elevación Digital obtenido a partir de los procesos fotogramétricos. En rojo se delimitan los contornos basales de los glaciares 1 y 2.

La Tabla 14 resume las principales características del MDE GEOTEC 1999 anteriormente descrito.

Tabla 14. Características GEOTEC, año 1999

del modelo de elevación

MDE	Sistema de referencia espacial	Resolución (m)
GEOTEC 1999	WGS 84 UTM Zona 19 Sur	1 26,67

4.7.3 Cambios de altura para cada período

DEM HYCON – DEM GEOTEC (1955 - 1999)

La Figura 78 representa las diferencias altimétricas respectivas para el glaciar rocoso 1 y 2, obtenidas a partir del proceso de sustracción entre el MDE GEOTEC y el MDE HYCON. Este resultado muestra los cambios de elevación que han tenido las superficies de ambos glaciares en el periodo 1955 – 1999. Valores negativos indican adelgazamiento del glaciar en el periodo, mientras que valores positivos indican engrosamiento.

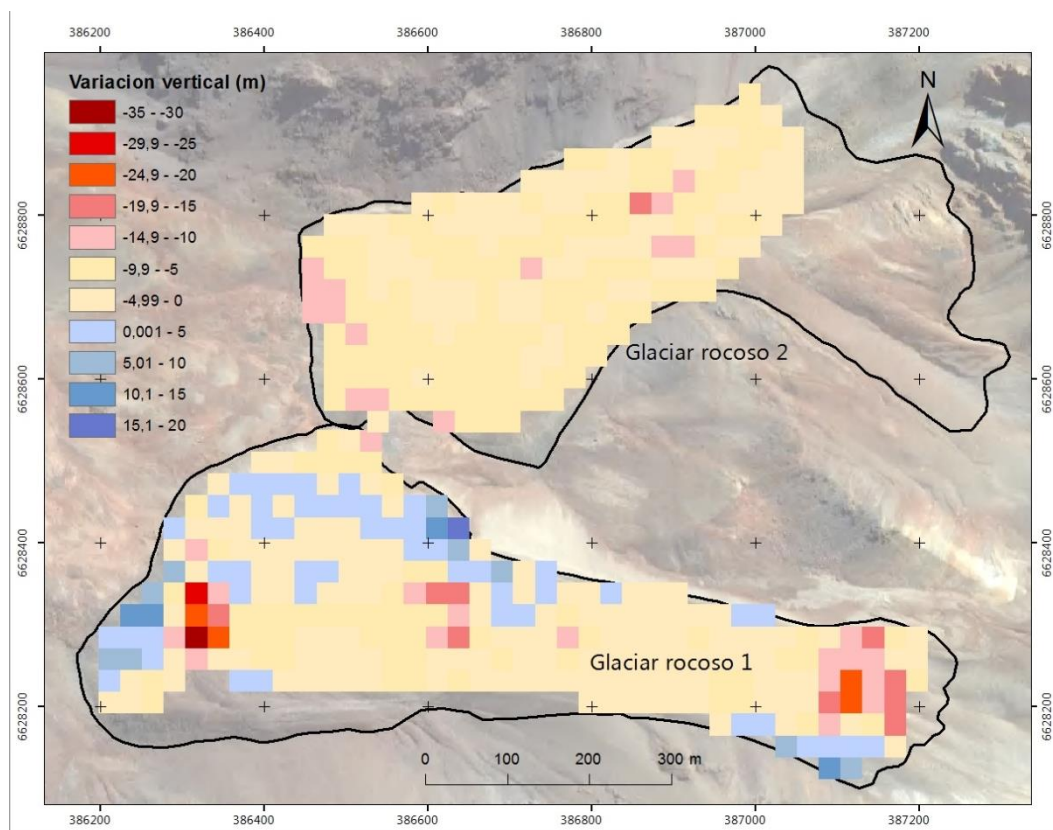


Figura 78. Cambios de altura para los glaciares 1 y 2 en el periodo 1955 – 1999. Los ráster representativos de los cambios de elevación se han hecho con resolución de 26,67 m. Mapa base: *Worldview ArcGIS* Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.

Según se observa en la Figura 78, las zonas de pérdida (adelgazamiento, en rojo y amarillo) se concentran en zonas puntuales del glaciar rocoso 1, específicamente en el sector inferior, medio y central, mientras que las zonas de ganancia (engrosamiento, en azul) también se concentran en estos sectores, aunque en las zonas limítrofes del glaciar. En cuanto al glaciar rocoso 2, la distribución de las zonas de pérdida y ganancia es más heterogénea, sin embargo, se aprecia una disminución en las zonas frontales y centro-superior de manera localizada

La variación altimétrica promedio para el glaciar rocoso 1 es -3,7 m con una desviación estándar de 6,2 m, mientras que para el glaciar rocoso 2 el valor promedio de la diferencia altitudinal corresponde a -6,1 m con una desviación estándar de 2,5 m. Por lo tanto, el promedio de la diferencia altimétrica para este periodo para ambos glaciares es -4,8 m, lo que significa una disminución promedio por año de 11,1 cm. El resumen de los valores para cada glaciar rocoso se muestra en la Tabla 15:

Tabla 15. Resumen de las diferencias de altura para el periodo 1955 – 1999 para ambos glaciares rocosos y la disminución anual promedio.

PERIODO (años)	Variación de altura (m)		Variación promedio ambos glaciares (m)	Cantidad de años	Adelgazamiento promedio anual (m/a)
	Glaciar rocoso 1	Glaciar rocoso 2			
1955 - 1999	-3,7	-6,1	-4,9	44	-0,11

DEM GEOTEC –DEM 2018 (1999 – 2018)

La Figura 79 representa las diferencias altimétricas respectivas para el glaciar rocoso 1 y 2, obtenidos a partir del proceso de sustracción entre el MDE 2018 y el MDE GEOTEC. Este resultado muestra los cambios de elevación que han tenido las superficies de ambos glaciares en el periodo 1999 – 2018.

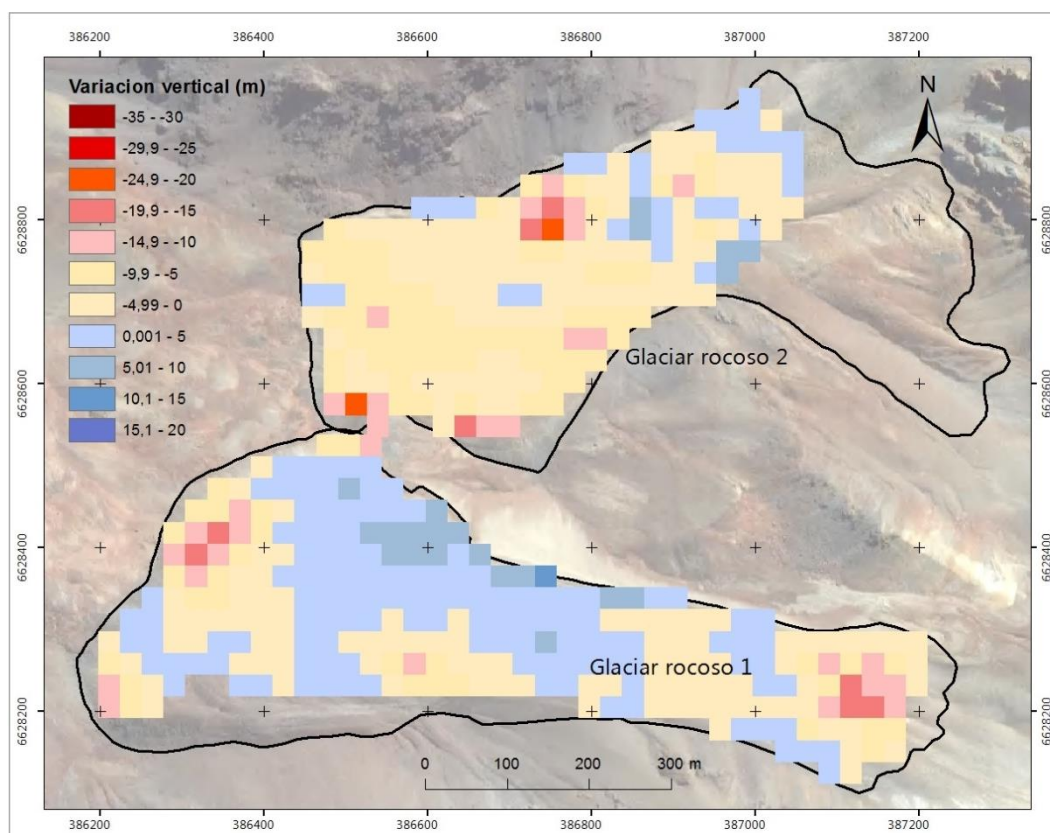


Figura 79. Cambios de altura para los glaciares 1 y 2 en el periodo 1999 - 2018. Los ráster representativos de los cambios de elevación se han hecho con resolución de 26,67 m. Mapa base: *Worldview ArcGIS* Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.

Según la figura anterior, las zonas de pérdida (en rojo y amarillo) se concentran en la zona superior e inferior del glaciar rocoso 1, así como también en su costado lateral inferior. Las zonas de ganancia (en azul), por otro lado, se concentran en la zona central, y aisladamente en el sector frontal inferior. El glaciar rocoso 2, en cambio, concentra los valores negativos en la zona centro e inferior, mientras que en la zona superior predominan los valores positivos.

La variación altimétrica promedio para el glaciar rocoso 1 es 1,13 m con una desviación estándar de 5,10 m, mientras que para el glaciar rocoso 2 el valor promedio de la diferencia altitudinal corresponde a -4,20 m con una desviación estándar de 4,72 m. Por lo tanto, el promedio de la diferencia altimétrica para este periodo para ambos glaciares es -1,54 m, lo que significa una disminución promedio por año de 8 cm. El resumen de los valores para cada glaciar rocoso se muestra en la Tabla 16.

Tabla 16. Resumen de las diferencias de altura para el periodo 1999 – 2018 para ambos glaciares rocosos y la disminución promedio anual.

PERIODO (años)	Variación de altura (m)		Variación promedio ambos glaciares (m)	Cantidad de años	Adelgazamiento promedio anual (m/a)
	Glaciar rocoso 1	Glaciar rocoso 2			
1999 - 2018	1,13	-4,20	-1,54	19	-0,08

MDE HYCON – MDE 2018 (1955 – 2018)

La Figura 80 representa las diferencias altimétricas respectivas para el glaciar rocoso 1 y 2, obtenidos a partir del proceso de sustracción entre el MDE 2018 y el MDE HYCON 1955. Este resultado muestra los cambios de elevación que han tenido las superficies de ambos glaciares en el periodo 1955 – 2018.

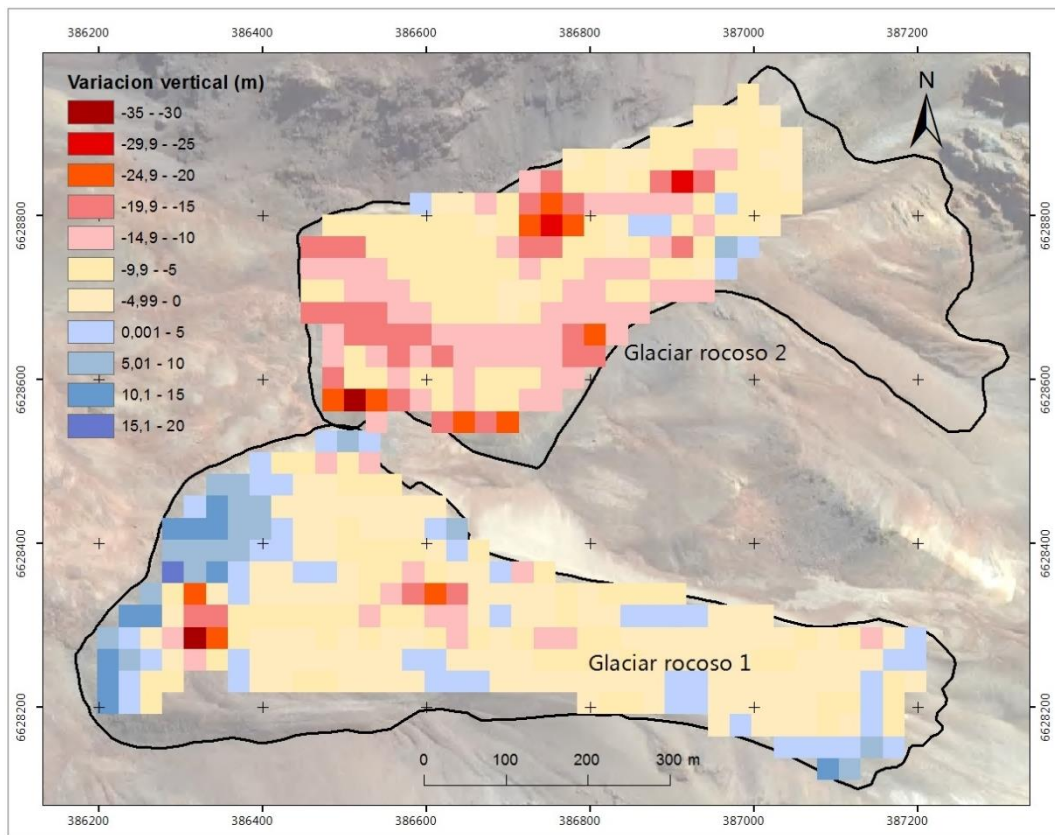


Figura 80. Cambios de altura para los glaciares 1 y 2 en el periodo 1955 - 2018. Los ráster representativos de los cambios de elevación se han hecho con resolución de 26,67 m. Mapa base: *Worldview ArcGIS* Febrero 2015. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84. Unidad de coordenadas: metro.

De acuerdo a la Figura 80, las zonas de pérdida (en rojo y amarillo) se concentran en la zona central de ambos glaciares rocosos, intensificándose en zonas puntuales en el frontis del glaciar rocoso 1 y el frente inferior del glaciar rocoso 2. Por otro lado, las zonas que presentan una variación positiva en este periodo (en color azul) se concentran principalmente en los extremos superior e inferior del glaciar rocoso 1 y muy escasamente en la zona superior del glaciar rocoso 2.

La variación altimétrica promedio para el glaciar rocoso 1 es -2,56 m con una desviación estándar de 6,34 m, mientras que para el glaciar rocoso 2 el valor promedio de la diferencia altitudinal corresponde a -10,26 m con una desviación estándar de 5,60 m. Por lo tanto, el promedio de la diferencia altimétrica para este periodo para ambos glaciares es -6,41 m, lo que significa una disminución promedio por año de 10,17 cm. El resumen de los valores para cada glaciar rocoso se muestra en la Tabla 17:

Tabla 17. Resumen de las diferencias de altura para el periodo 1955 – 2018 para ambos glaciares rocosos y la disminución promedio anual.

PERIODO (años)	Variación de altura (m)		Variación promedio ambos glaciares (m)	Cantida d de años	Adelgazamiento promedio anual (m/a)
	Glaciar rocoso 1	Glaciar rocoso 2			
1955 - 2018	-2,56	-10,26	-6,41	63	-0,10

De esta manera, la variación total para el periodo 1955 – 2018 corresponde a -6,41 m, es decir, -10 cm por año. Todos los resultados expuestos anteriormente se resumen en la Tabla 18 y en la Figura 81.

Tabla 18. Resumen general de las diferencias de altura para el periodo 1955 – 2018 para ambos glaciares rocosos, considerando la variación promedio entre ambos, cantidad de años y disminución promedio por año.

RESUMEN					
PERIODO (años)	Variación alturas (m)		Variación promedio ambos glaciares (m)	Cantidad de años	Adelgazamiento promedio anual (m/a)
	Glaciar rocoso 1	Glaciar rocoso 2			
1955 - 1999	-3,68	-6,06	-4,87	44	-0,11
1999 - 2018	1,13	-4,20	-1,54	19	-0,08
1955 - 2018	-2,56	-10,26	-6,41	63	-0,10

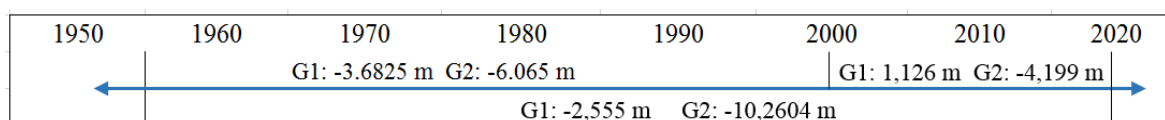


Figura 81. Esquema que resume las diferencias de altura para el periodo 1955 – 2018 (línea azul) para ambos glaciares rocosos, considerando los periodos 1955 – 1999 y 1999 – 2018. G1: glaciar rocoso 1; G2: glaciar rocoso 2.

Lo anterior permite estimar tasas de adelgazamiento entre 8 y 11 cm por año; sin embargo, es importante recalcar que la tasa de adelgazamiento para ambos glaciares por separado muestra diferencias en cuanto a su magnitud. Se observa que el adelgazamiento en el glaciar rocoso 2 entre 1955 y 2018 (-10,26 m) es muy superior comparado con el glaciar rocoso 1 (-2,55 m) lo que indica tasas de adelgazamiento por año de 16 cm por año en el glaciar rocoso 2 versus 4 cm por año en el glaciar rocoso 1.

4.7.4 Estimación del error en las diferencias de altura de los MDE

La Tabla 19 resume los resultados en cuanto a los errores en las diferencias de altura de los MDE estudiados.

Tabla 19. Estimación del error del promedio de los cambios de elevación de los MDE para ambos glaciares rocosos.

	PÍXELES <i>n</i>	\sqrt{n}	Desviación estándar E_{PI} (m)			Error de Δh e (m)		
			HYCON- 2018	HYCON - GEOTEC	GEOTEC - 2018	HYCON- 2018	HYCON - GEOTEC	GEOTEC - 2018
G.ROCOS 1	279	16,70	6,34	6,21	5,09	0,37	0,37	0,31
G.ROCOS 2	206	14,35	5,59	2,53	4,72	0,39	0,18	0,33

4.7.5 Estimación de cambios de volumen para el periodo 1955 – 1999, 1999 – 2018 y 1955 - 2018

La Tabla 20 muestra los resultados respecto a los cambios de volumen para el periodo total 1955 – 2018, detallando en las variaciones particulares de ambos glaciares rocosos. Como se evidencia, la variación de volumen total corresponde a una disminución de 2.010.628 m³.

Tabla 20. Estimación de los cambios de volumen en ambos glaciares rocosos respecto a los periodos mencionados

Periodo	Glaciar rocoso 1			Glaciar rocoso 2			Variación de volumen total dV (m ³)
	$\Sigma (h_{i1} - h_{i2})$ (m)	l_p^2 (m ²)	dV (m ³)	$\Sigma (h_{i1} - h_{i2})$ (m)	l_p^2 (m ²)	dV (m ³)	
1955 1999	-1027,41	711	-730.791	-1248,47	711	-888.024	-1.618.815
1999 2018	314,33	711	223.585	-865,18	711	-615.398	-391.812
1955 2018	-713,07	711	-507.205	-2113,66	711	-1.503.423	-2.010.628

4.7.6 Estimación del error de los cambios de volumen para cada periodo

La Tabla 21 señala los errores asociados a los cambios volumétricos para cada glaciar rocoso por separado, así como el error promedio para cada periodo. Se considera un total de 279 pixeles para el glaciar rocoso 1 y 206 pixeles de 26,67 m para el glaciar rocoso 2.

Tabla 21. Estimación del error de los cambios de volumen en ambos glaciares rocosos y el error promedio para cada periodo de estudio.

Periodo	Glaciar rocoso 1			Glaciar rocoso 2			Error promedio de Δ volumen total (m ³)
	Área (m ²)	<i>e</i> (m)	<i>Ev</i> (m ³)	Área (m ²)	<i>e</i> (m)	<i>Ev</i> (m ³)	
1955 - 1999	198.449	0,37	73.821	146.525	0,17	25.845	78.215
1999 - 2018	198.449	0,30	60.533	146.525	0,32	48.196	773.769

1955 - 2018	198.449	0,38	75.327	146.525	0,39	57.167	94.563
-------------	---------	------	--------	---------	------	--------	--------

De esta manera y para una mejor visualización de la información, la Tabla 22 resume las variaciones volumétricas para cada glaciar rocoso con el respectivo error asociado y el porcentaje de este error respecto a la variación.

Tabla 22. Resumen de los cambios de volumen en ambos glaciares rocosos, el error promedio asociado para cada periodo de estudio, y el porcentaje que representa el error respecto de las variaciones volumétricas calculadas.

Periodo	Glaciar rocoso 1			Glaciar rocoso 2			Δ Volumen total (m ³)	Ev total (km ³)	% de error
	dV (m ³)	Ev (m ³)	% de error	dV (m ³)	Ev (m ³)	% de error			
1955-1999	-730.791	73.821	10,1	-888.024	25.845	2,9	-1.610.000	78.000	-4,8
1999-2018	223.585	60.533	27,1	-558.591	48.196	8,6	-330.000	77.000	-22,9
1955-2018	-507.205	75.327	14,8	-1.446.615	57.167	3,9	-1.940.000	94.000	-4,8

Según la Tabla 22, los mayores porcentajes de error corresponden al periodo 1999 – 2018, mientras que, al comparar ambos glaciares rocosos, los mayores porcentajes de error se observan en el glaciar rocoso 1, llegando incluso a un 22,9% para el periodo 1999 – 2018.

4.7.7 Estimación del Δ volumen de agua equivalente

Suponiendo que las pérdidas de volumen se deben a la fusión del hielo interno, para el periodo comprendido (1955 – 2018) se obtuvo una pérdida de volumen aproximada de -1.940.000 m³, la que al multiplicar por la densidad del hielo (0,9 g/cm³) equivale a 1,773 millones de m³ que representa 28.142 m³ de volumen de agua equivalente (V.a.e.) de pérdida anual (Tabla 23).

Tabla 23. Resumen de los cambios de volumen en ambos glaciares rocosos, el error asociado y el volumen de agua equivalente para cada periodo de tiempo

Periodo	Glaciar rocoso 1			Glaciar rocoso 2			V.a.e. total (m ³)	Error V.a.e. (m ³)
	dV (m ³)	Ev (m ³)	V.a.e. (m ³)	dV (m ³)	Ev (m ³)	V.a.e. (m ³)		
1955-1999	-730.791	73.821	-657.712	-888.024	25.845	-799.221	-1.456.934	70.394
1999-2018	223.585	60.533	201.227	-558.591	48.196	-502.732	-301.505	69.639
1955-2018	-507.205	75.327	-456.484	-1.446.615	57.167	-1.301.954	-1.758.439	85.108

4.8 Cambios morfológicos observados entre 1955 – 2008

4.8.1 Fotografías Hycon 1955 – imágenes satelitales 2008

Se evaluaron las diferencias morfológicas en el periodo 1955-2008, utilizando imágenes Hycon del 18 de abril de 1955 e imágenes del servidor Google Earth con fecha del 7 de mayo del 2008. La presencia de nieve en las imágenes de 1955 dificulta la identificación de geoformas. Sin embargo, una comparación general con las imágenes de 2008 muestra que no han ocurrido cambios detectables en el periodo, salvo en sus frentes (ver sección siguiente). A pesar de ello, se pueden observar cambios en bloques presentes en el glaciar rocoso 1.

La

Figura 82 (izquierda), por ejemplo, (a) muestra la presencia de un bloque de dimensiones métricas presente en una de las laderas al sur del glaciar rocoso 1, mientras que en la imagen actual (b) el bloque no está presente. La

Figura 82 (derecha) señala, por el contrario, una mayor cantidad de bloques a los pies del escarpe frontal de la imagen actual en comparación con la imagen antigua, así como también otros detritos visibles alrededor el bloque mayor ubicado en la parte inferior izquierda de la

Figura 82.

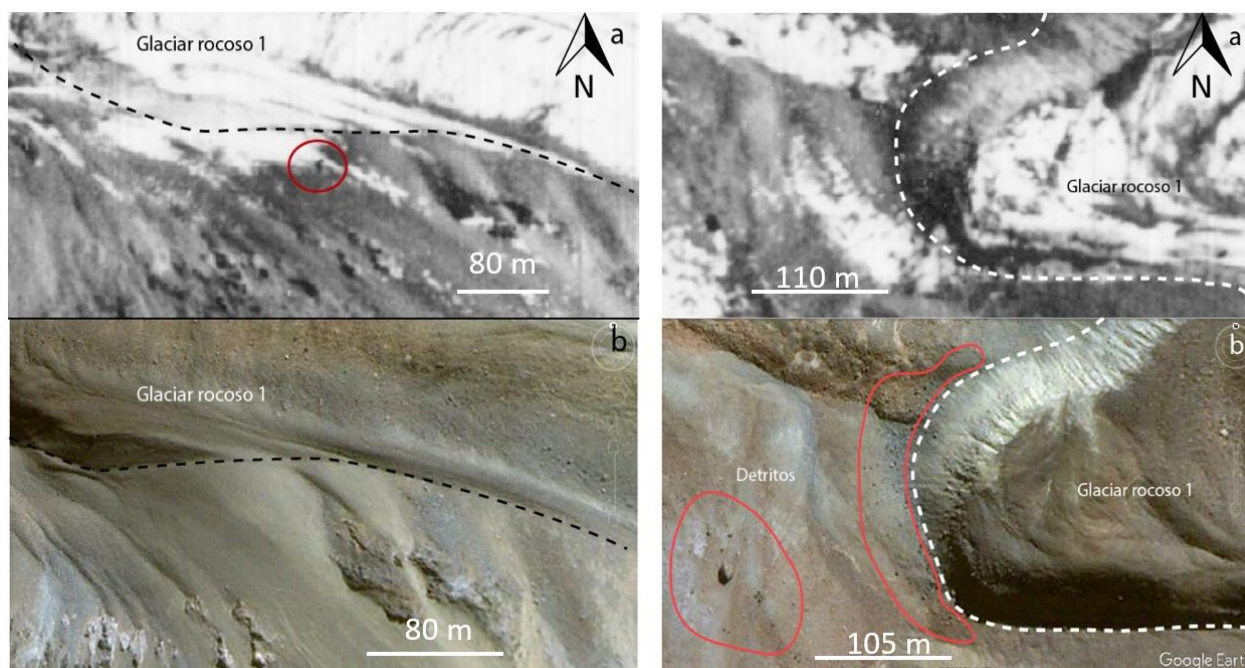


Figura 82. Izquierda: bloque aislado ubicado en la ladera sur de la quebrada (a) que actualmente no está (b). Derecha: comparación de detritos distinguibles en ambas fotografías (a) y (b), donde en el caso (b) los detritos tamaño bloque, encerrados en rojo, son más numerosos y evidentes a lo pies del talud frontal del glaciar rocoso 1.

En la Figura 83, tanto en la izquierda como derecha se muestran bloques de rocas aislados, ubicados sobre la ladera lateral superior del glaciar rocoso 1. Estos bloques están presentes en el año 1955 y ausentes en la imagen actual, donde el área actual se encuentra cubierta de detritos más finos que el resto del glaciar rocoso. Adicionalmente, se observa un cambio en el escarpe sobre la superficie al Este de los puntos rojos indicados en la Figura 83, a,b del sector derecho.

Estos cambios en la presencia de bloques se interpretan como un efecto de posibles remociones en masa que podrían haber ocurrido en el periodo, sin relación con cambios estructurales o dinámicos de los glaciares mismos.

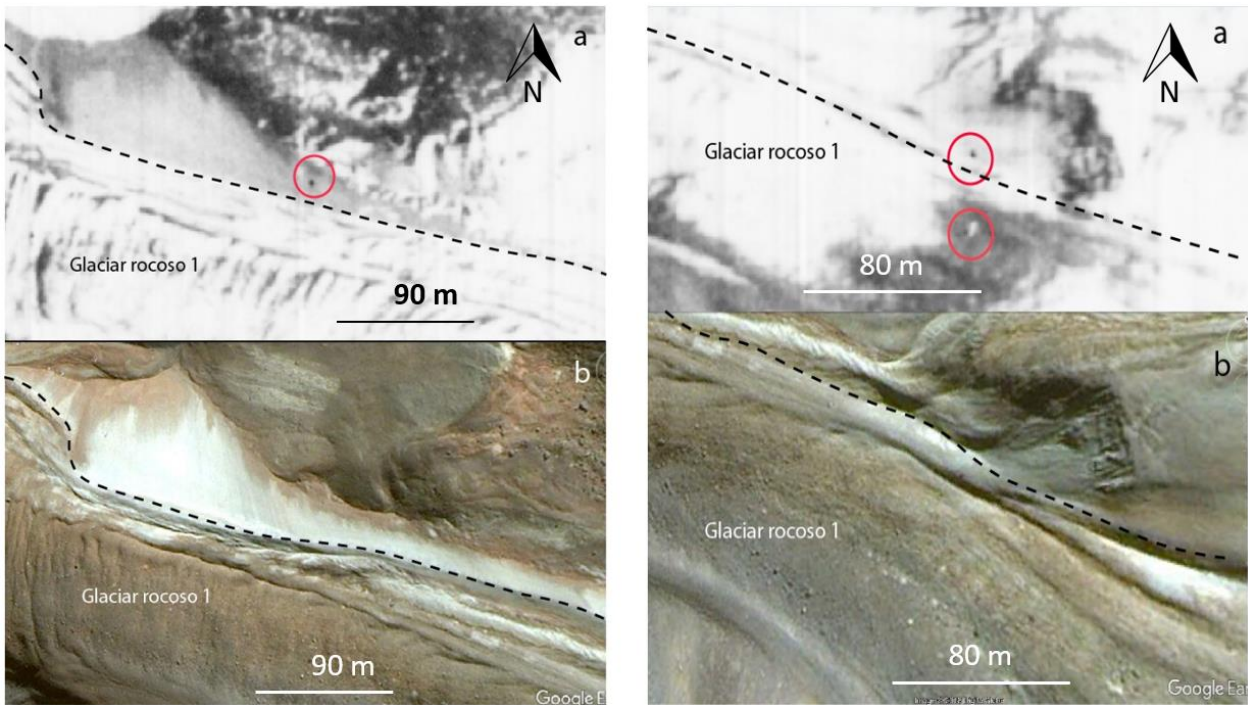


Figura 83. Comparación de imágenes que evidencian bloques presentes en las laderas laterales del glaciar rocoso 1 en el año 1955 y que en la actualidad (2008) están ausentes.

4.8.2 Fotografías GEOTEC 1999 – imágenes satelitales 2008

La comparación de las imágenes 1999-2008 (estas últimas tomadas del servidor Google Earth con fecha del 7 de mayo del 2008) tampoco muestra variaciones detectables en la morfología de ambos glaciares. Las diferencias en cuanto a la presencia y ausencia de bloques en el periodo 1999-2008 se concentran en el glaciar rocoso 2, especialmente en la zona superior de este. La Figura 84 (izquierda) muestra dos bloques que están ubicados en la zona superior del glaciar rocoso 2, cerca de la base de las laderas rocosas del fondo de la quebrada. Estos bloques se observan sólo en 2008, no existiendo evidencia de estos en el año 1999.

De manera similar, en la depresión central del glaciar rocoso 2 muestra una mayor cantidad de bloques en la actualidad que hace 19 años atrás, como muestra la Figura 84, derecha. Lo anterior se podría explicar por la presencia de nieve en las imágenes de 1999, que posiblemente cubre los bloques.

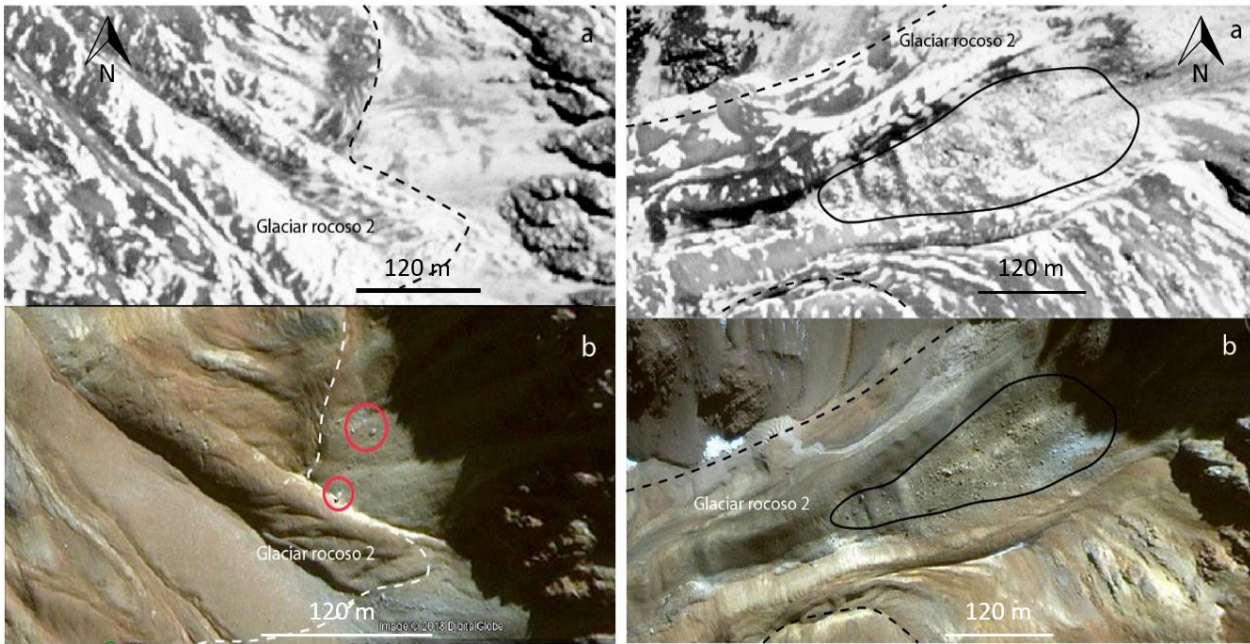


Figura 84. Comparación de imágenes que evidencian bloques presentes la zona superior del glaciar rocoso 2 en la actualidad (2008) y que están ausentes en las fotografías del año 1999.

4.8.3 Mapeo de ridges en la superficie de ambos glaciares

La comparación de las imágenes GEOTEC 1999 y las obtenidas del servidor *Google Earth* el 7 de mayo del 2008 permite el análisis de contornos y *ridges*, cuya comparación sugiere que el frente de ambos glaciares ha avanzado respecto a 1955. En el caso del glaciar rocoso 1, se ha medido un máximo de aproximadamente 8 m en dirección NW, mientras que el frente del glaciar rocoso 2 muestra un avance de 7 m en el periodo de 53 años entre 1955 y 2008. Es decir, una tasa promedio de 14 cm por año.

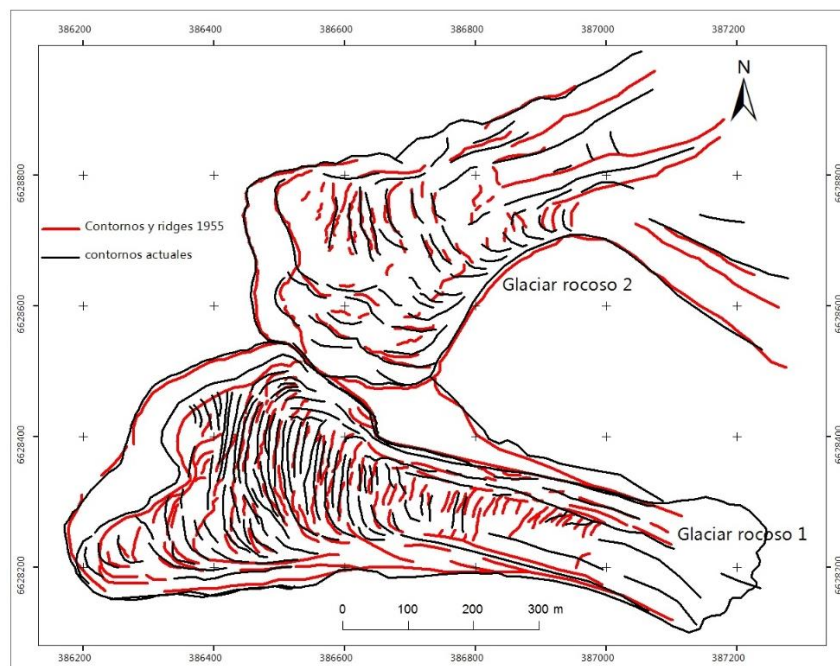


Figura 85. *Ridges* (líneas rojas) identificados para ambos glaciares rocosos a partir de la fotografía Hycon 1955. Las líneas negras indican los *ridges* identificados actuales. El mapa base utilizado para los *ridges* de las fotografías

Hycon (rojos) fue la imagen ortorectificada obtenida de la técnica fotogramétrica, con sistema de coordenadas UTM 19 S y datum WGS 84. Unidades de coordenadas: metros.

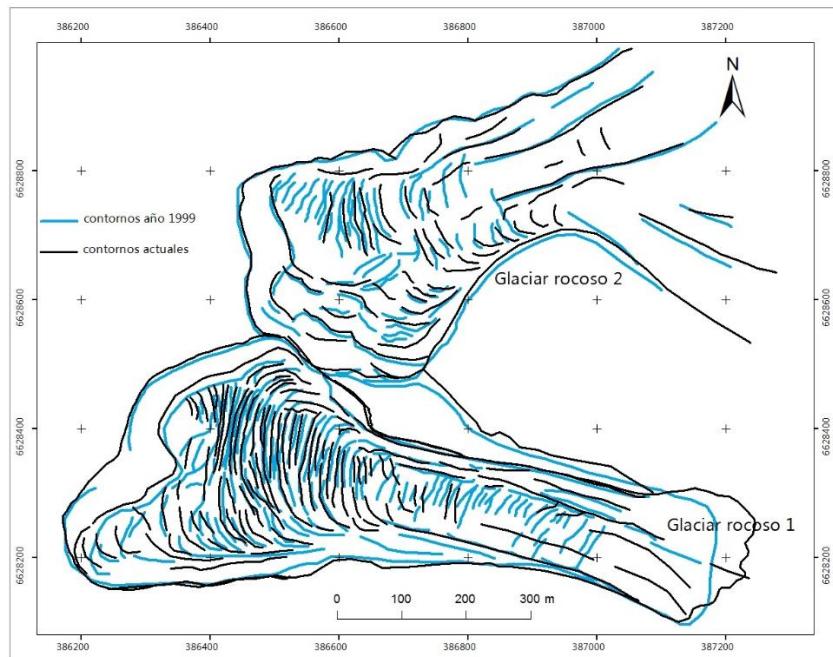


Figura 86. *Ridges* (líneas rojas) identificados para ambos glaciares rocosos a partir de la fotografía Hycon 1999. Las líneas negras indican los *ridges* identificados actuales (2008). El mapa base utilizado para los *ridges* de las fotografías GEOTEC (azules) fue la imagen ortorectificada obtenida de la técnica fotogramétrica, con sistema de coordenadas UTM 19 S y datum WGS 84. Unidades de coordenadas: metros.

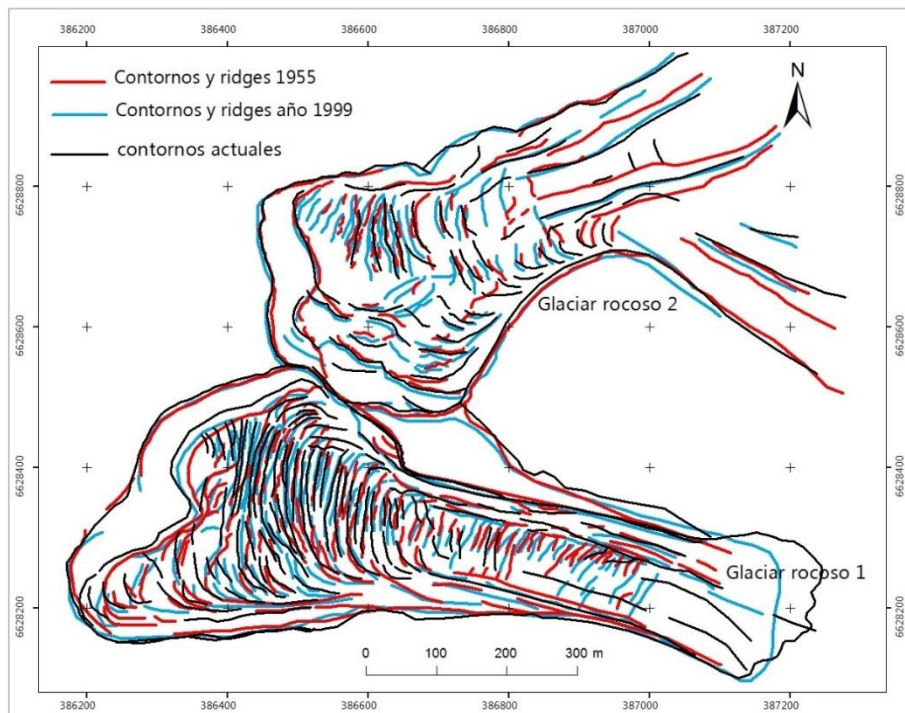


Figura 87. *Ridges* para ambos glaciares rocosos en todos los periodos señalados: 1955 (rojo), 1999 (azul) y 2008 (negro). El mapa base utilizado para los *ridges* de las fotografías Hycon (rojo) y GEOTEC (azul) fueron las imágenes ortorectificadas obtenidas de la técnica fotogramétrica. Los contornos actuales (2008, en negro) fueron obtenidos utilizando como mapa base una imagen georeferenciada del 7 de mayo del 2008 del servidor Google Earth. Sistema de coordenadas UTM 19 S y datum WGS 84. Unidades de coordenadas: metros.

4.9 Tendencias climáticas históricas

4.9.1 Datos meteorológicos: pluviometría y temperatura histórica en estaciones cercanas

La información meteorológica es escasa debido a que no hay estaciones meteorológicas lo suficientemente cercanas a la zona de estudio, y porque las estaciones meteorológicas existentes en la región tienden a estar localizadas cerca de la costa y en valles más bajos. Sin embargo, se han extraído los datos de las estaciones más cercanas así como también de la estación La Serena, la cual presenta datos en un periodo de mas de cien años.

Estos datos meteorológicos, así como la localización de las estaciones, fueron obtenidos a través del Explorador Climático perteneciente al Centro de la Resiliencia del Clima (CR2), quien a su vez se basó en los datos proporcionados por la Dirección General de Aguas (DGA). En el caso de la estación La Serena, la información fue provista por la Dirección Meteorológica de Chile (DMC).

Las estaciones cercanas a la zona de estudio con registro de precipitaciones corresponden a La Ortiga, ubicada en la localidad de Horcón al NW de la zona de estudio, a 1.560 m s.n.m; la estación Los Nichos, aguas debajo de la estación anterior y localizada a 1.330 m s.n.m, la estación Pabellón ubicada al W del área estudiada, a 1.920 m s.n.m, la estación La Laguna, ubicada aguas abajo del Embalse La Laguna en el río homónimo, a 3.160 m s.n.m, y por último la estación Cochiguaz ubicada aguas abajo del río homónimo, a 1.560 m s.n.m. La localización de cada estación y el registro histórico de precipitaciones respectivo se muestran en la Figura 88:

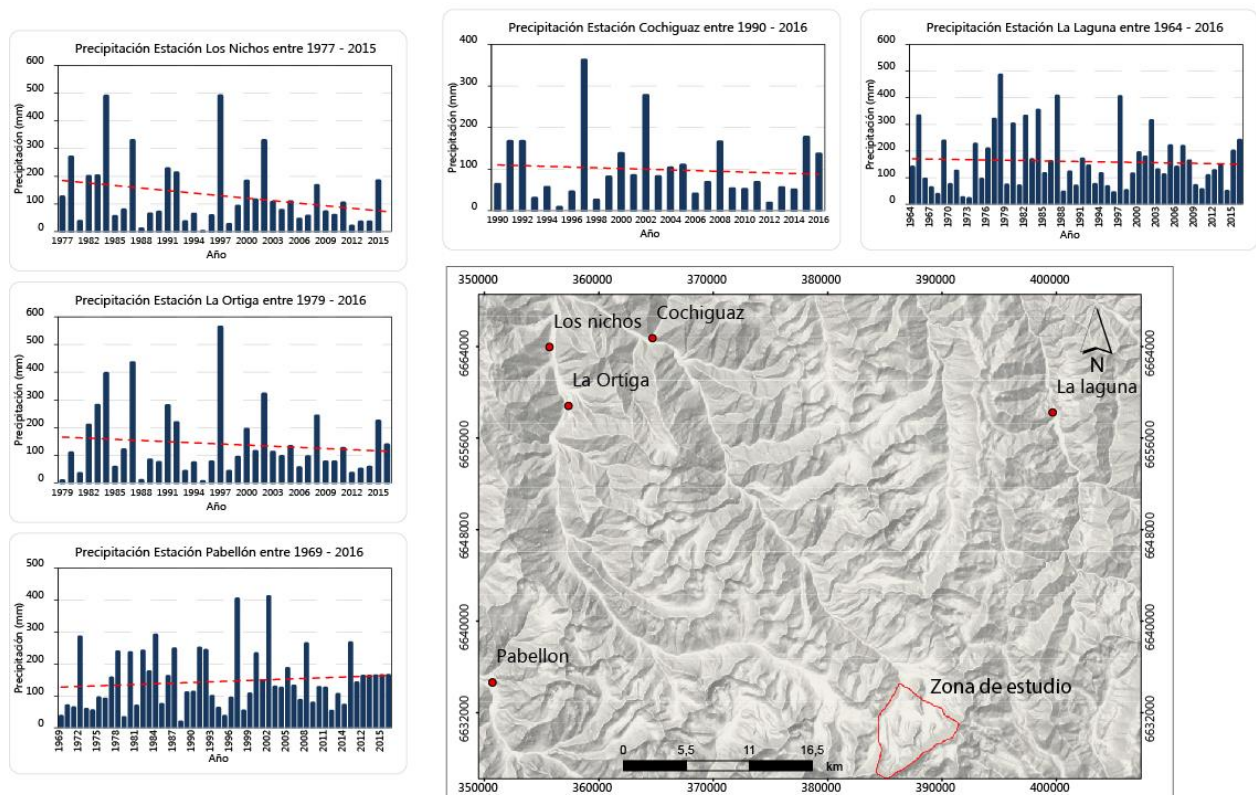


Figura 88. Precipitación acumulada anual en estaciones meteorológicas cercanas para distintos periodos de tiempo. Los puntos en rojo indican las estaciones cercanas analizadas. No se incluye la estación La Serena por estar fuera del área aledaña.

Adicionalmente, la Figura 89 muestra los datos históricos de la estación La Serena y la tendencia de estos desde 1900.

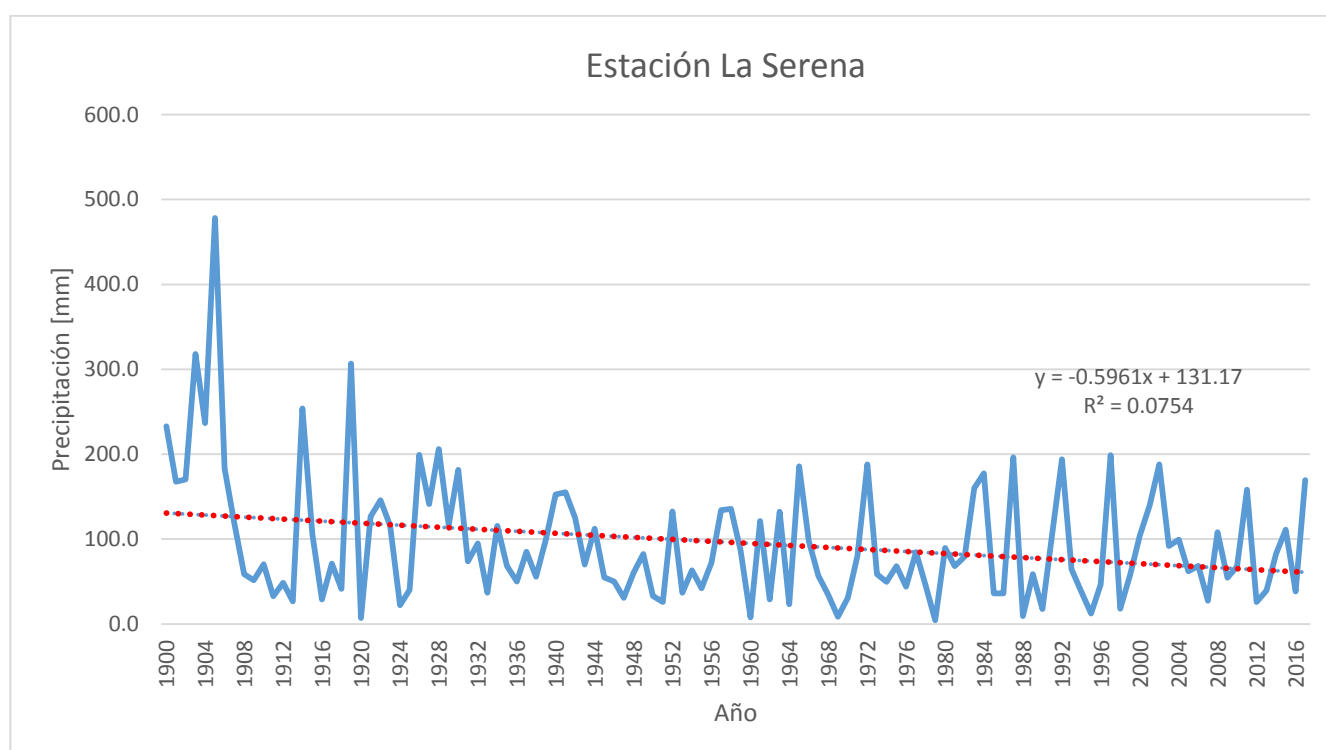


Figura 89. Precipitación acumulada anual de la estación La Serena en el periodo 1900 – 2017. En rojo se indica la tendencia negativa de los datos históricos, así como la ecuación obtenida para tal regresión lineal.

Tanto en la Figura 88 como en la Figura 89 se puede observar en rojo la curva de tendencia, calculada mediante regresión lineal para cada una de las estaciones, donde en casi todas ellas (salvo la estación Pabellón) muestran disminución en las precipitaciones a través del tiempo. La mayor parte de estas tendencias no son significativas (Anexo F), salvo las calculadas para la estación La Serena cuyos datos evidencian una considerable disminución en las precipitaciones desde 1900. El resumen de las tendencias presentadas se muestra en la Tabla 24.

Tabla 24. Variación de precipitaciones en los periodos señalados para cada estación a partir de la curva de tendencia calculada.

Estación	Periodo	Cantidad de años	ΔPrecipitación (mm)	Tendencia decadal (mm/década)
Cochiguaz	1990 - 2016	26	-22,4	-11
La Laguna	1964 - 2016	52	-19,8	-3,9
La Ortiga	1979 - 2016	37	-51,3	-12,8
Los Nichos	1977 - 2015	38	-115,6	-28,9
Pabellón	1969 - 2016	47	33,1	6,6
La Serena	1900 - 2017	117	-69,7	-5,8

Se observa así una tendencia a la disminución en las precipitaciones en los sectores cercanos, el cual es más evidente en la estación Los Nichos, la cual, en un rango de 38 años, ha disminuido -115,6 mm. Así mismo, observando la tendencia decadal para cada una de ellas, es interesante notar que las estaciones Cochiguaz, La Ortiga y Los Nichos son las que presentan las variaciones negativas más significativas con respecto a las otras estaciones. No obstante, la estación más cordillerana (estación La Laguna) es la que presenta menor variación a nivel decadal. Esta disminución, si bien no es estadísticamente significativa, se condice con las tendencias históricas presentadas en la estación La Serena, la cual, a nivel decadal, ha disminuido en promedio 5,8 mm.

Con respecto a las temperaturas, sólo 2 estaciones meteorológicas cercanas registran datos históricos, correspondientes a la estación La Laguna y La Ortiga (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**). Sin embargo, en esta última sólo se obtuvieron los datos hasta el año 1992.

Temperatura promedio anual en estaciones meteorológicas cercanas

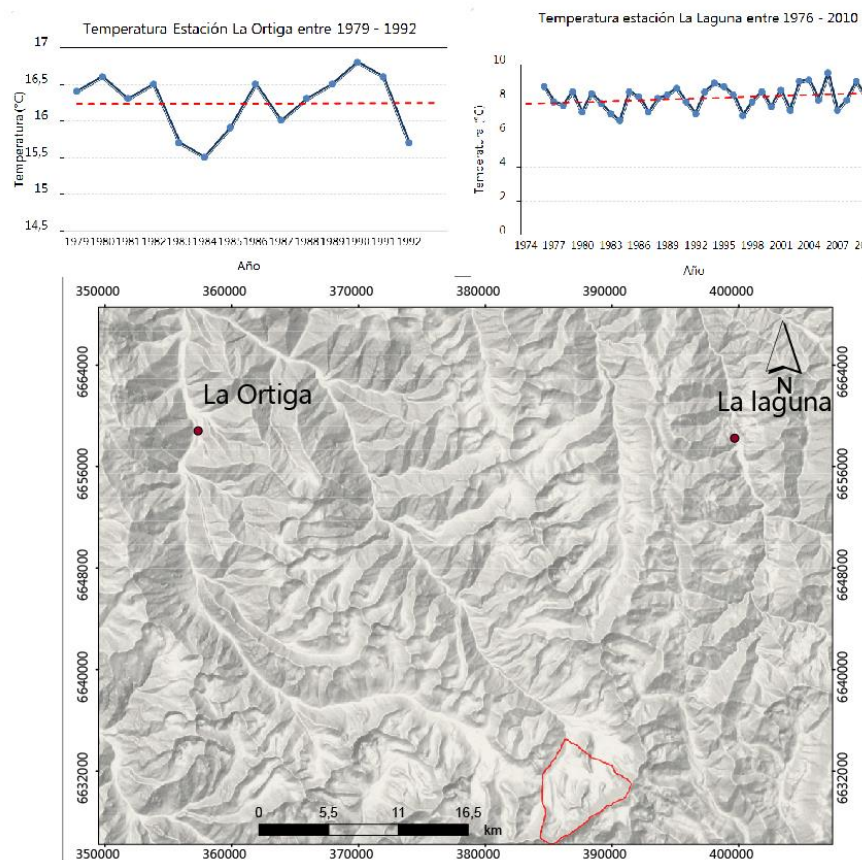


Figura 90. Temperatura promedio anual en estaciones meteorológicas cercanas, para el periodo de tiempo estipulado en cada una de ellas.

En la Figura 90 se muestra en rojo la curva de tendencia para cada una de las 2 estaciones, donde, a partir de una regresión lineal de los datos, ambas muestran tendencias positivas en el aumento de temperaturas medias a través del tiempo, y cuyos valores se resumen en la Tabla 25:

Tabla 25. Variación de temperaturas medias anuales en los periodos señalados para cada estación a partir de la curva de tendencia calculada.

Estación	Periodo	Cantidad de años	$\Delta T(^{\circ}C)$	Tendencia decadal (mm/década)
La Ortiga	1979 - 1992	20	0,02	0,01
La Laguna	1976 - 2010	34	0,61	0,2

Debido principalmente al mayor registro de datos (34 años), el aumento de temperatura es más evidente en la estación La Laguna, cuyo aumento desde el año 1976 hasta el 2010 corresponde a 0,61 °C. Adicionalmente, la estación la Laguna es también la que presenta una mayor alza en las temperaturas a nivel decadal, con aproximadamente 0,2 °C por década.

Adicionalmente, se ha tomado la información otorgada por el CR2 para el periodo 1979 – 2014 de datos de precipitación distribuidos espacialmente con un tamaño de grilla de 5 km. Este es un producto global histórico de precipitación que tiene la ventaja de completar la información satelital, calibrada y basada en el reanálisis atmosférico ERA-Interim (datos disponibles en grillas de ~70 km). El método utiliza modelos estadísticos como funciones de transferencia para traducir precipitación, flujos de humedad y otras variables de gran escala de ERA-Interim, en precipitación regional. Los modelos estadísticos consideran la topografía local y se definen mediante un conjunto de parámetros calibrados con observaciones locales de precipitación (CR2, 2017). Con esta información, se obtuvo el gráfico de precipitación acumulada anual (Figura 91) para el periodo mencionado en la zona de estudio.

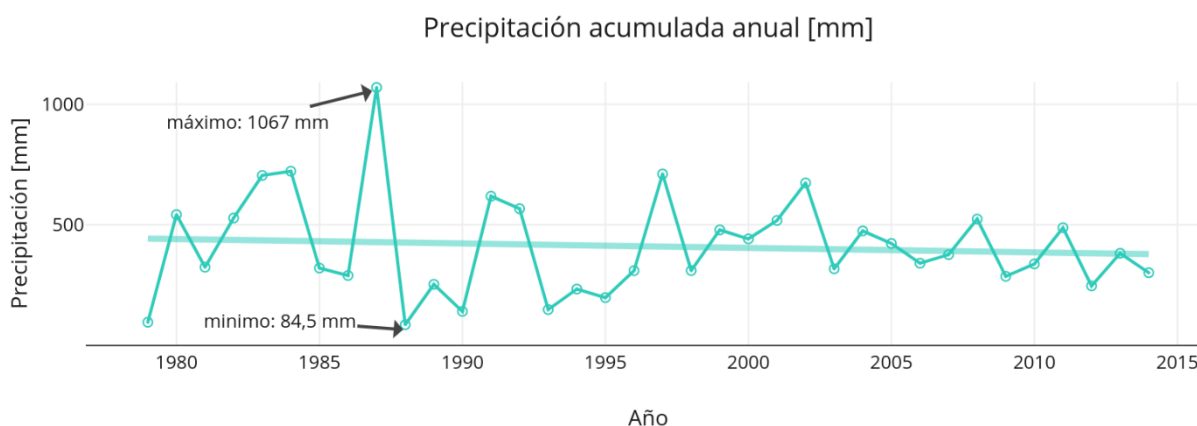


Figura 91. Precipitación acumulada anual (mm) estimada a partir de los modelos climáticos para la zona de estudio hecha por el Centro de la Resiliencia del Clima (CR2).

En este gráfico es posible observar la disminución de precipitaciones local, lo que concuerda con las tendencias de las estaciones meteorológicas anteriormente mencionadas y que además dan cuenta de dos años con datos opuestos; por un lado, el año más lluvioso dentro de estos registros se dio en el año 1987 con 1.067 mm de precipitación anual, mientras que el año siguiente fue el año en el que menos precipitó, con escasos 84,5 mm. La disminución promedio de las precipitaciones a lo largo de este periodo ha sido de 64 mm. , mientras que la tendencia es de aproximadamente 21,3 mm por década. Comparando esta tendencia con las observadas en la Tabla 25, es posible evidenciar que la disminución decadal aquí presentada es mucho mayor que

la observada en la estación cordillerana mas cercana (Estacion La Laguna), aunque se condice en cierto modo con las estimaciones de las otras estaciones.

Finalmente, se han representado todos los datos disponibles de precipitación de manera que se pueda observar la correlación existente entre los datos de las distintas estaciones con las tendencias climáticas de la región. En particular, existen *peaks* de precipitación entre las estaciones, siendo especialmente notables los años 1977, 1984, 1991 y 1997 (Figura 92).

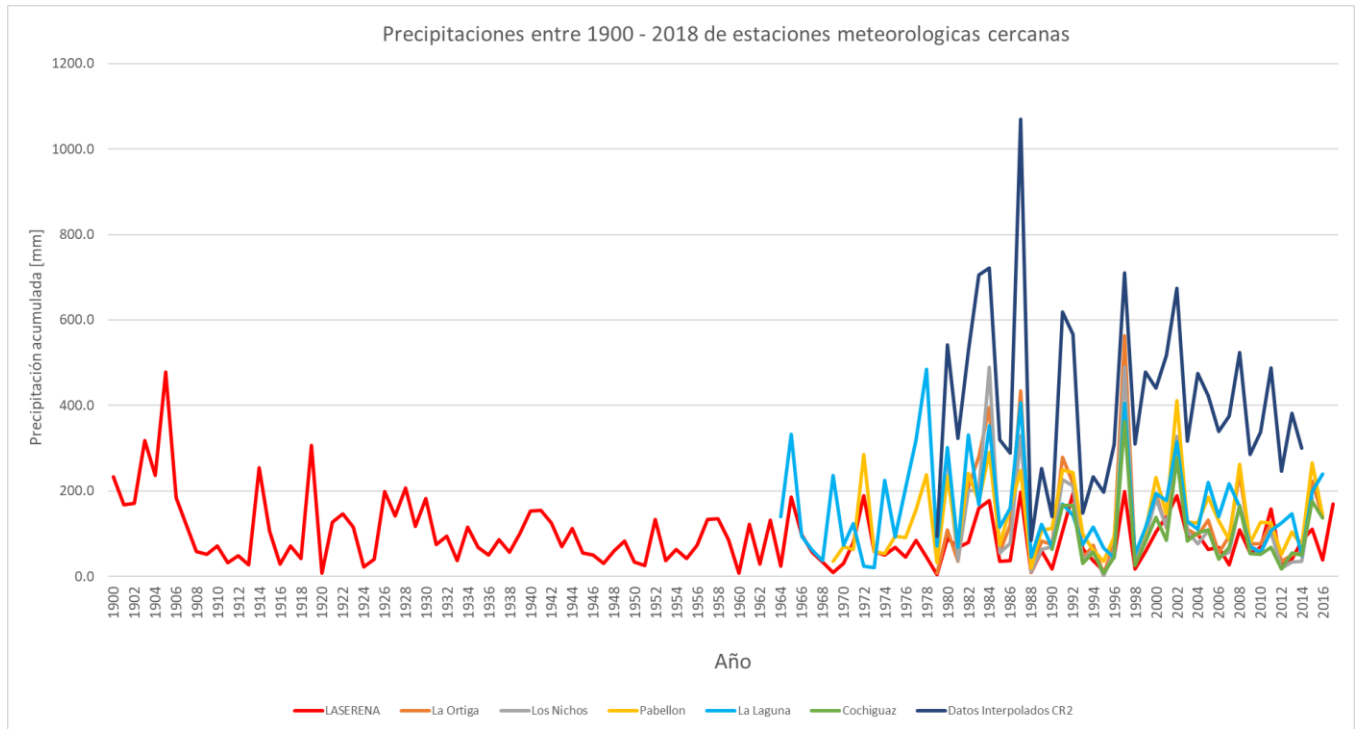


Figura 92. Precipitación acumulada anual (mm) para todas las estaciones referidas anteriormente.

5 DISCUSIÓN

5.1 Geomorfología de la sub-cuenca del río Cochiguás

A modo general, este paisaje de alta montaña es el resultado de la acción de agentes exógenos cuaternarios de tipo glacial y periglacial, y del modelado posterior asociado a la interacción del sistema periglacial con procesos de tipo gravitacional, crioclastismo, sísmicos, hídricos, transporte de detritos y de carácter torrencial caótico (como conos mixtos y flujos saturados), los que rigen la morfodinámica local actual.

En este sector, la magnitud de los procesos erosivos asociados a los hielos pasados ha estado influenciada por la geología estructural de la zona, por la orientación del relieve y por la competencia de las rocas (grado de fracturamiento), factores claves en el modelamiento del relieve (Paskoff, 1970). Debido a estas condiciones, y en particular a la baja competencia del material rocoso dado por el predominio de áreas afectadas por alteración hidrotermal, el basamento rocoso está de por sí más susceptible a sufrir procesos de meteorización física debido a la acción glacial, en un principio, y posteriormente aún más por crioclastismo. Esto explicaría en gran medida la magnitud de las formas erosivas y de acumulación (como morrenas y conos de talud) distinguidas tanto en este sector como en toda la cordillera del Elqui (Paskoff, 1970).

En cuanto a las evidencias del modelado glacial anteriormente mencionado, hay un claro predominio de morrenas bien preservadas, de circos profundamente excavados, de valles anchos en el sector y de rocas estriadas. Esto concuerda con lo señalado por Paskoff (1968), quien en su mapeo geomorfológico de la zona señaló la gran extensión de estos depósitos morrénicos, *verrous* glaciares (cordones morrénicos o rocosos posteriores al retroceso glacial), artesas y circos.

Las morrenas de la zona de estudio, especialmente las de tipo lateral, destacan por su simetría, semejanzas en la composición de sus depósitos y una morfología bien conservada. Esta “perfección” en la simetría de las morrenas, Paskoff (1970) la ha atribuido a una condición preglaciaria, en donde los glaciares habrían fluido por valles ya anchos desde un comienzo debido al alzamiento de la tercera etapa del Ciclo Andino, de modo que éstos fueron retocados por la acción del hielo y rellenados posteriormente por una relación carga sedimentaria/caudal propicia.

Las artesas que dominan la zona de estudio son más bien de corta extensión y anchas en su base, en su mayoría cubiertas por morrenas basales en su lecho. Esto concuerda con lo señalado por Paskoff (*op cit*) en su mapa geomorfológico; no obstante, hay ciertas morfologías que el autor ha identificado como morrenas y que, luego de observaciones y análisis realizados en terreno, han permitido determinar que corresponden a depósitos de remoción en masa producto de una avalancha de roca. Este caso corresponde al único depósito de avalancha mapeado en la quebrada Caballos (Figura 47, sección 4.1.3).

Esta disimilitud en la identificación y mapeo de morrenas y/o depósitos de remoción en masa ya ha sido abordada por otros autores en Chile Central, como Abele (1984), quien menciona

algunos casos como el represamiento del embalse La Laguna (Región de Coquimbo) y el depósito de enormes proporciones ubicado en el borde occidental del Embalse El Yeso (Región Metropolitana).

Lo que permite señalar que el depósito de avalancha señalado en la Quebrada Ceballos sea producto de una remoción en masa (avalancha de rocas) y no una morrena, es la composición mayoritaria del depósito. Este se compone casi en su totalidad por detritos oxidados de color anaranjado intenso, que provienen de la zona de alteración hidrotermal que afecta a parte de las paredes rocosas del fondo del valle. Sin embargo, las rocas de la Formación Pastos Blancos que conforman las laderas colindantes a ambos glaciares también serían susceptibles a erosión glacial, en caso de ser este depósito una morrena. Por lo tanto, no se puede explicar sólo por la acción glacial un depósito tan monomítico que ocupe casi la totalidad del fondo del valle en esa zona.

Por otro lado, en el depósito hay escaso material limo arcilla y ausencia total de bloques facetados y estriados, componiéndose en su totalidad de bloques rocosos entre 10 cm a más de 1 m. El material se encuentra fuertemente desagregado, pero aun así conserva un ordenamiento interno que genera la morfología observada. Además, el lugar de origen de este material pareciera provenir cerca de la base de las laderas donde actualmente se emplazan los glaciares rocosos, cuya evidencia estaría dada por los detritos anaranjados en la base del glaciar rocoso 2. Aquí, la pendiente abrupta cubierta por estos detritos permite inferir una irregularidad topográfica por la que esta avalancha pudo deslizarse. Adicionalmente, la diferencia volumétrica y areal difiere de las demás morrenas presentes en la quebrada de estudio.

No obstante los argumentos planteados para sustentar la hipótesis de que esto sea un depósito de avalancha de rocas y no una morrena, no se descarta la posibilidad de que este depósito esté sobreyaciendo una morrena basal anterior, basándose en las evidencias locales de que la mayor parte de la cubierta de la quebrada Caballos corresponden a morrenas basales y la presencia de bloques más grisáceos y material más fino en la parte más distal de la avalancha de rocas. Las razones que podrían haber gatillado esta remoción son, probablemente, la disección glacial de las laderas en conjunto con características internas del material rocoso, como grandes grietas, fracturas e incluso la baja competitividad de las rocas debido a su alteración. Esta predisposición del material rocoso, sumado a un evento gatillante como terremotos o precipitaciones intensas, podrían ser suficientes para generar este tipo de evento (Abele, 1984).

Respecto al resto de formas generadas por procesos de remoción en masa, la abundancia de conos de talud y mixtos se han originado a partir de la fragmentación de las rocas por crioclastismo, proceso que aumenta con la altitud y que genera abundantes geoformas de este tipo en toda la alta montaña (Paskoff, 1970). Ballantyne (2002) menciona que los conos de talud son más frecuentes en las primeras etapas luego de las deglaciaciones y que los más recientes son de dimensiones ostensiblemente menores que los del Cuaternario Tardío, lo que reflejaría una menor disponibilidad de materiales después del último avance glacial. Adicionalmente, la coalescencia lateral de estos conos contribuye a dar formas a potentes depósitos de talud, lo cual juega un rol importante en la dinámica y génesis de glaciares rocosos de talud y *Protalus Rampart* identificados en la zona de estudio, además de lóbulos de geliflucción debido a la presencia del hielo estacional (Soto *et al.*, 2002). De manera general, en la zona de estudio, las laderas desprovistas de hielo aportan abundantes detritos para el desarrollo de los glaciares rocosos criogénicos, sean estos de talud o de fondo de valle (Brenning *et al.*, 2007)

Finalmente, el mapeo geomorfológico realizado en este trabajo se condice en gran medida con el único mapa geomorfológico realizado en la zona (Paskoff, 1968) (Anexo D). Sin embargo, existen ciertas diferencias que mantienen relación con la escala a la que se ha realizado el mapeo (1:25.000 versus 1:250.000), así como la omisión de otras morfologías debido a su relación con otros procesos. En ese sentido, Paskoff indica que la zona de estudio está dominada por formas y depósitos de origen glacial o nival, lo cual es válido debido a que se reconocen estos procesos como los principales modeladores del paisaje; no obstante, no se señala la presencia de otras morfologías ligadas a procesos gravitacionales, fluviales ni periglaciales, también reconocidas en un porcentaje importante en la zona de estudio en este trabajo. Además, y como se mencionó anteriormente, el depósito morrénico mapeado por Paskoff difiere del depósito de remoción en masa por avalancha de roca observado en terreno. Esto se explica debido a que la identificación de geoformas por el autor se realizó mediante fotointerpretación y sin observaciones de terreno, algo relevante para diferenciar este tipo de depósitos en este contexto montañoso (Abele, 1984), además de las limitaciones en el nivel de detalle que involucran la realización de un mapa a esta escala.

Por lo tanto, si bien el mapeo de Paskoff representa una herramienta geomorfológica valiosa para estas zonas, se omiten detalles que son importantes para entender la dinámica de las zonas de alta montaña. Por ello, la realización de mapas geomorfológicos detallados con observaciones en terreno, como el desarrollado en este trabajo, representan sin duda una herramienta aún más valiosa para entender procesos in situ y la realización de una buena caracterización tanto de morfologías como de glaciares rocosos.

5.1.1 Propuesta de evolución geomorfológica del sector de estudio

La evidencia glacial presentada indica que climas más fríos en el pasado permitieron el desarrollo de glaciares de valle, cuyas lenguas pueden haber alcanzado hasta aguas arriba de la confluencia del río Claro con el río Cochiguás, evidenciado en parte por las morrenas basales ubicadas en el sector de Cerritos Blancos. Adicionalmente, la ubicación de los glaciares rocosos de la quebrada Caballos y algunos en la quebrada Vallecillo, permite su clasificación como glaciares rocosos de fondo de valle, cuyo origen se asocia a procesos glaciales (Humlum, 1982). Esto permite sugerir que las formas están morfogenéticamente relacionadas a procesos glaciales en su origen, y a periglaciales en su evolución, constituyendo un sistema geomorfológico continuo (Soto *et al.*, 2002). De esta manera y en particular, es posible señalar que los glaciares rocosos principales de estudio (glaciares rocosos 1 y 2) son glaciares rocosos glaciogénicos, cuyo origen estaría asociado a cuerpos de hielo pasados en los Andes semiáridos (Riquelme *et al.*, 2017). Esto no es extraño de suponer, considerando que gran parte de estas geoformas estudiadas en los Andes Centrales parecen corresponden a formas transicionales desde glaciares descubiertos, a glaciares cubiertos y finalmente a glaciares rocosos (Janke *et al.*, 2015, Monnier y Kinnard, 2017).

A partir de estos antecedentes e hipótesis, la secuencia geomorfológica de la construcción del paisaje en el sector de quebrada Caballos puede ser propuesta como sigue:

- 1) Una primera etapa relacionada a un avance glaciar responsable de la depositación de las morrenas laterales de la quebrada (MLW y MLE) y de la morrena latero-frontal descritas en la sección 4.1.1. Estas morrenas están ubicadas a cotas elevadas y están morfológicamente

bien preservadas, por lo que pueden ser atribuidas al Último Máximo Glaciar (32 ka aproximadamente, Zech *et al* (2007)) o a un episodio de avance glacial reportado para los Andes semiáridos entre 17- 12 mil años (Zech *et al.*, 2006, 2007, 2008). Sin embargo, estas morrenas también podrían corresponder al Holoceno Tardío (2.600 años BP), con altitudes de la línea de equilibrio < 4300 m (para ambos periodos), relacionados a eventos de aumento de precipitación y descenso en las temperaturas (Kull *et al.*, 2002; Ginot *et al.*, 2006; Zech *et al.*, 2007; Lohse *et al.*, 2009).

Los registros cronológicos y paleohidrológicos disponibles para todos los Andes centrales indican que este episodio de avance glacial resultó de un período de mayor precipitación que fue sincrónico con las fases de transgresión del lago en el Altiplano boliviano al norte de la Diagonal Árida (Tauca: 14–18 ka, y Coipasa: 11–13 ka, por ejemplo, Sylvestre *et al.*, 1999; Placzek *et al.*, 2006).

Estas edades son referenciales, y están tomadas de acuerdo a los estudios realizados por los autores anteriormente citados en otros sectores de los Andes Semiáridos. Por lo tanto, es necesario realizar más estudios en esta materia para poder reconstruir la historia glacial de la cuenca alta del río Cochiguás, como lo realizado por Zech *et al* en otros sectores de los Andes semiáridos.

- 2) Una segunda etapa de retroceso glacial debido a condiciones más áridas durante el Holoceno (Ammann *et al.*, 2001; Grosjean *et al.*, 2001; Riquelme, 2011), que dio paso a condiciones paraglaciales, aumento en la inestabilidad de laderas por la deglaciación, a la par de un aumento en la producción de detritos y rellenos de valle, conos de deyección y conos de detritos, debido a la transición hacia un ambiente más árido, cálido, y condicionado a procesos de congelamiento y descongelamiento estacional.

Las condiciones paleoclimáticas inferidas de estos episodios de relleno se aplican a toda la región. Como sugieren Riquelme *et al* (2011), la depositación de grano fino ocurre durante el Holoceno temprano (11.500–7.800 años BP) como resultado de un aumento en el suministro de sedimentos, pero también por descargas fluviales reducidas en comparación con aquellas producidas durante la evolución posterior del valle del Holoceno, inducidas principalmente por cambios climáticos. Según señalan los mismos autores, los cambios a las condiciones más secas ocurrieron aproximadamente hace ~ 11 mil años en la región semiárida.

Como hipótesis, en esta etapa probablemente aún coexistían flujos glaciares limitados a sus zonas de alimentación (circos), las que actualmente están ocupadas por los glaciares rocosos 1 y 2. No se descarta que durante esta transición hacia un ambiente periglacial, el aumento en la producción de detritos en laderas de las zonas altas de la quebrada hayan generado el material suficiente para originar los glaciares rocosos de talud 3 y 4, glaciares rocosos que, por su posición, forma y superficie, pueden ser considerados genéticamente como criogénicos (Barsch, 1996).

También en esta etapa es posible suponer la ocurrencia del evento de remoción en masa descrito anteriormente (Figura 93), debido a las condiciones de inestabilidad de laderas propias de la deglaciación, de las características intrínsecas de la roca, y a un evento gatillante desconocido, que puede atribuirse, probablemente, a un factor de primer orden como sismos asociados a fallas cercanas (Mpodozis y Cornejo, 1988).

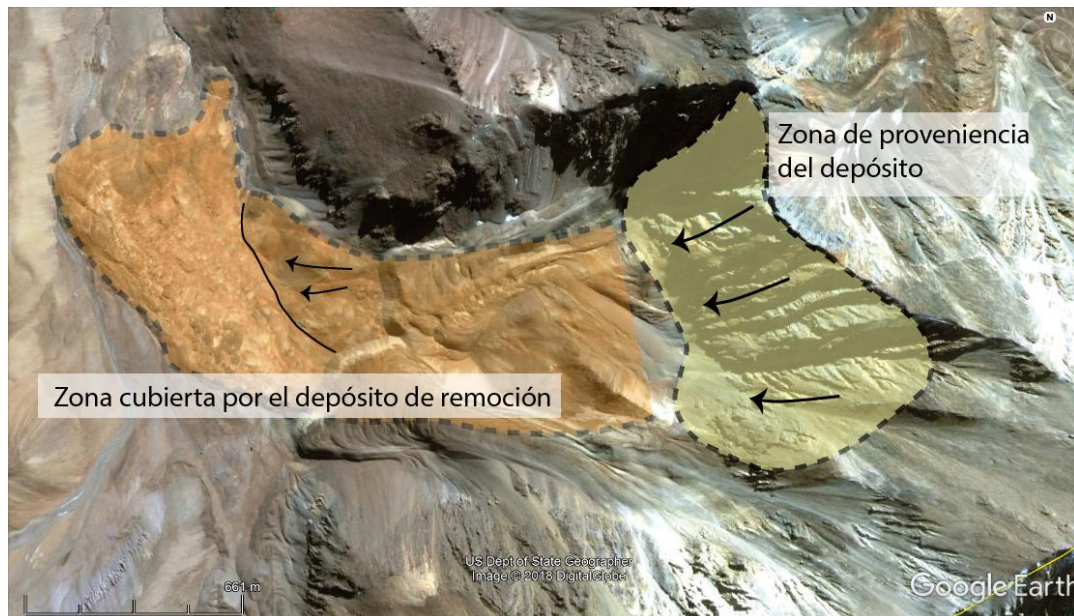


Figura 93. Esquema de la posible dinámica asociada a la remoción en masa de la quebrada Caballos.

Al momento de la ocurrencia de este evento, sin embargo, es posible que las lenguas glaciares preexistentes se cubrieran de los detritos provenientes de esta avalancha. Esto podría explicar el cambio de coloración existente en el glaciar rocoso 2, en el cual la parte media inferior presenta claramente una coloración anaranjada característica del depósito de remoción en masa, mientras que la zona superior presenta una coloración marrón oscura dada por los detritos de la Formación Pastos Blancos, los que provienen directamente de la ladera superior.

- 3) Una última etapa y final de transición completa a un ambiente periglacial, con la predominancia y presencia de procesos criogénicos, rasgos criogénicos y glaciares rocosos tanto glaciogénicos como criogénicos. Bajo estas condiciones, los glaciares rocosos acumulan agua de fusión nival que se recongela como hielo en la matriz hielo/roca superficial, la cual es posteriormente liberada, al menos en forma parcial, durante el verano (Corte, 1988).

Esta hipótesis es apoyada por los estudios que sugieren que este tipo de glaciares pueden tener un origen glacial (es decir, corresponder a glaciares rocosos glaciogénicos) y estar influenciados actualmente por procesos criogénicos (enterrados por detritos) (Potter, 1972; Whalley, 1974; Whalley y Azizi, 1994; Potter *et al.*, 1998), Janke *et al.* (2015) también sugiere que este tipo de formas corresponderían a la parte transicional de un *continuum*, es decir, un ciclo que describe la transición entre glaciares descubiertos, glaciares rocosos y depósitos de ladera (Johnson, 1984; Corte, 1987; Giardino y Vitek, 1988; Janke *et al.*, 2015, Monnier y Kinnard, 2017). Según lo señalado por Janke (*op cit*) estos dos glaciares rocosos se encontrarían actualmente en un estado de continua reducción del hielo interno y acumulación de material detrítico en su superficie.

5.2 Glaciares rocosos de la cuenca

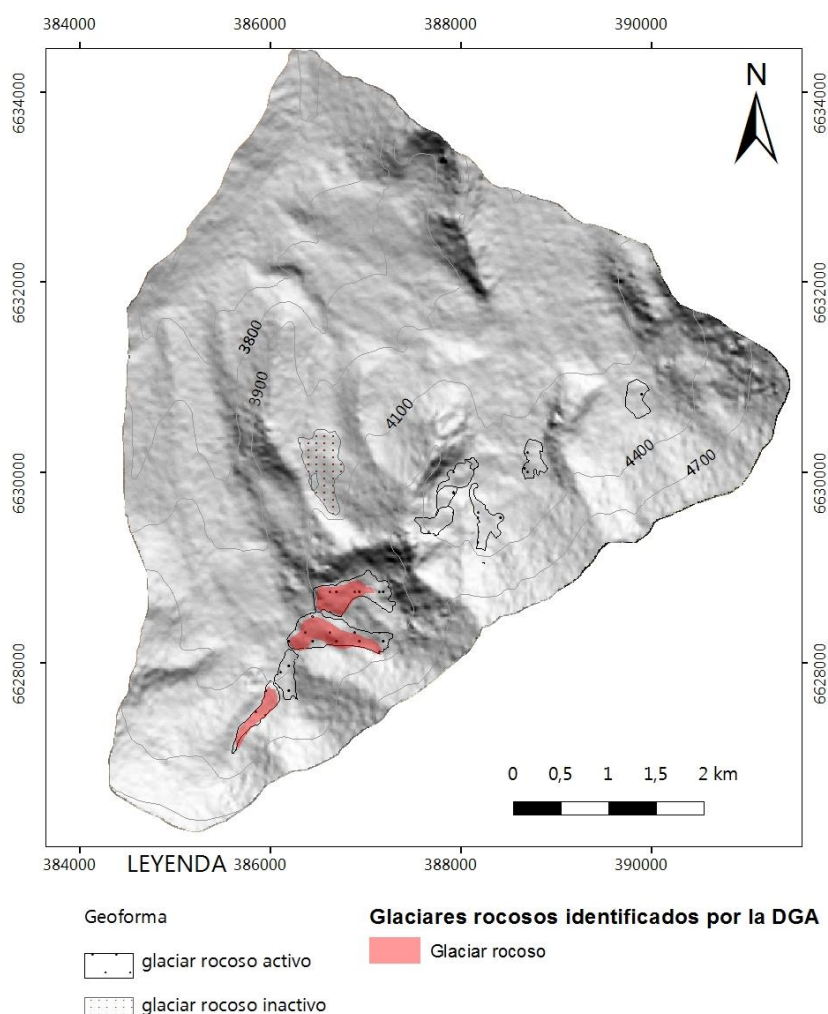


Figura 94. Glaciares rocosos (activos e inactivos) identificados en el estudio, donde además se muestran en rojo los glaciares identificados en el Inventario Nacional de Glaciares (DGA, 2014). Mapa base: hillshade desarrollado a partir del DEM SRTM 2000, curvas de nivel obtenidas del IGM. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.

Se identificó en el área de estudio 11 glaciares rocosos con variadas diferencias morfológicas entre sí y distintos lugares de emplazamiento, lo que permite inferir la existencia de formas de distinto origen coexistiendo en un mismo dominio morfoclimático, obedeciendo a condiciones topoclimáticas y geomorfológicas singulares que han favorecido su formación y desarrollo.

Este número de glaciares rocosos activos e inactivos contrasta con el número señalado por el Inventario Nacional de Glaciares (DGA, 2014) (Figura 94). En este, existen sólo 3 glaciares rocosos activos en las 3 quebradas estudiadas, los que corresponden al Glaciar rocoso 1, 2, y 4 del inventario realizado en el presente trabajo. En terreno se logró corroborar que las geoformas restantes numeradas como 3, 5, 6, 7, 8, 9 y 10 sí corresponden a glaciares rocosos, por lo que es muy probable que los métodos utilizados en la realización del inventario no sean las óptimas, como, por ejemplo, el uso de imágenes satelitales antiguas y de baja resolución, lo que imposibilita una buena delimitación de las geoformas, o la falta de trabajos *in situ*, lo que también es relevante al momento de identificar los depósitos y morfologías.

Por lo tanto, es posible señalar que el inventario realizado en el presente trabajo tiene una mayor validez debido a las observaciones en terreno y a la escala de trabajo del mapeo, así como por las descripciones de los depósitos y del contexto en donde se emplazan estos glaciares rocosos, indicando, además, formas inactivas, las cuales no están presentes en el inventario antes mencionado.

5.2.1 Glaciares rocosos de estudio 1 y 2: generalidades

Los aspectos geomorfológicos generales de los glaciares rocosos 1 y 2 (surcos y *ridges*) son coincidentes con los modelos reológicos que señalan que la parte superior de los glaciares rocosos, cercanos a su zona de origen, predominan los flujos distensivos (tensión), mientras que en la zona más próxima a su frente los flujos más comunes son los de tipo compresivo (compresión), originando estas morfologías características (Wahrhaftig y Cox, 1959). Sin embargo, estas formas también pueden deberse a una perturbación del movimiento (empuje) o a la variación en el input de detritos (cambio en la tasa de producción y depositación de detritos en la cabecera del glaciar) (Soto *et al.*, 2004).

Se observó además que en ambos glaciares hay un importante aporte de detritos desde las laderas laterales de ambos glaciares rocosos, lo que es especialmente evidente en la zona superior del glaciar rocoso 2, debido a la presencia de conos de talud, flujos de detritos y caída de rocas. En ese sentido, estos glaciares juegan un rol importante en el sistema de transporte de detritos (Brenning, 2005), ya que la presencia de estas geoformas no sólo estabiliza el material detrítico en sí mismo, sino que además constituyen un nivel base para procesos de remoción en masa repentinos como avalanchas, caída de rocas e incluso pequeños deslizamientos (Brenning, 2005). Como consecuencia, los movimientos en masa de material detrítico producido en estas áreas contribuyentes están restringidas pendiente abajo debido a la lenta reptación de los glaciares rocosos activos (Brenning, 2005).

El único glaciar rocoso inactivo identificado en el área de estudio carece de rasgos indicativos de una dirección de flujo dominante. Si bien el relieve superficial se puede mostrar complejo, las irregularidades topográficas en su superficie se relacionan con la consunción de núcleos de hielo, lo que genera montículos de detritos en áreas en las que aún preserva hielo. Además, el escarpe frontal menor a 30° (26° aproximadamente) y su topografía más acolinada, concordarían con las características señaladas por Giardino y Vick (1987) e Imhof (1996) para la identificación de glaciares rocosos inactivos. Esto, sumado al hecho de su ubicación completa por sobre la isoterma de 0°C y a una cota menor que el resto de los glaciares rocosos identificados, sustenta aún más la hipótesis.

Por su posición en la quebrada, su contexto, morfología y especialmente porque las zonas de origen se ubican en la base de circos glaciares, se puede inferir que los glaciares rocosos 1 y 2 tendrían su origen en glaciares descubiertos de montaña (alpinos) que se fueron cubriendo paulatinamente por detritos, constituyendo así un *continuum*, señalado anteriormente en la sección 5.1.1. Es decir, corresponden a glaciares rocosos glaciogénicos.

En cuanto a los glaciares rocosos de talud, ubicados a los pies de alguna ladera, presentan diferencias tanto en su superficie como en su zona frontal. La presencia de cordones y surcos en

la superficie de éstos sugieren que la pendiente del área en donde están emplazados, el aporte de nieve y los detritos provenientes desde la ladera circundante son lo suficientemente importantes como para generar el estrés tangencial necesario para el flujo del glaciar (Sandenman y Ballantyne, 1996).

5.2.2 Características sedimentológicas de los glaciares rocosos 1 y 2

Es evidente que la superficie de los glaciares rocosos es caótica y heterogénea debido al amplio rango de tamaños de bloques angulares presentes, los que alcanzan incluso longitudes métricas. En la superficie de los glaciares rocosos no se ha podido cavar más que 1 m, sin embargo, se observó en esta excavación la complejidad y heterogeneidad del tamaño de clastos, siendo predominante el tamaño bloque (mayor a 25,6 cm). No obstante, a medida que se intentó llegar a una mayor profundidad, fue posible distinguir material más fino, aunque escaso. Estas observaciones concuerdan con lo planteado por Barsch (1977), quien señala que sólo en la superficie de los glaciares rocosos es posible encontrar bloques angulares mayores a 1 m, formando una capa entre 2 y 5 m de grosor. Bajo esta capa los bloques son raros y escasos y están intercalados con material tamaño limo a grava, es decir, el grano decrece con aumento de profundidad (Trombotto y Borzotta, 2009).

Esta segregación de material fino y grueso puede explicarse por el efecto *Brazil Nut* (Rosato *et al.*, 1987), que corresponde a una especie de tamizado en estos cuerpos producto de la mezcla de partículas de diferentes tamaños en un cuerpo en movimiento. En efecto, cuando esta mezcla de partículas se agita o empujan entre sí, las de tamaño más grandes se quedan en la parte superior, mientras que las de menor tamaño descienden. Esta segregación de tamaño, originada por el movimiento del glaciar, se produce incluso si las partículas grandes son significativamente más densas que las más pequeñas e incluso cuando la relación de tamaño es cercana a 1.

Entre otras características de la cubierta detrítica, las observaciones dan cuenta de que una capa superior de 1 m de grosor aproximado, con una coloración rojiza oscura en su mayoría, cubre las rocas subyacentes sin alteración evidente, estas últimas de espesor desconocido. Además, la presencia de humedad, es un indicador importante de que esta capa está sometida a escurrimiento de agua por lo menos de forma esporádica, probablemente en la época de fusión de la nieve estacional y durante precipitaciones líquidas esporádicas en la época estival. Este cambio en la coloración de los clastos, en conjunto con la presencia de humedad, puede ser interpretado como meteorización química en la cubierta detrítica de los glaciares, donde el agua está presente de manera estacional.

Respecto al tamaño de clastos presente en los glaciares rocosos, Ikeda y Matsuoka (2006) indican una clasificación según el tamaño y forma de los detritos: los *pebbly rock glacier* (glaciares rocosos cubiertos con detritos menores a 25,6 cm) se desarrollan en los flancos de los valles, mientras que los *bouldery rock glaciers* (glaciares cubiertos con detritos mayores a 25,6 cm) se extienden valle abajo. De acuerdo con esto, la influencia litológica de los detritos estaría dada por el tamaño: detritos mayores suelen formar grandes taludes y glaciares rocosos en sectores con fuertes pendientes mientras que los detritos de menor tamaño suelen formar lóbulos de geliflujión en sectores de menor pendiente.

Sin embargo, los estudios basados en el análisis sedimentológico en terreno respecto a la composición de la superficie de los glaciares rocosos o cubiertos son raros (Potter, 1972; Yarnal, 1982; Évin, 1987; Ikeda y Matsuoka, 2006). Casos estudiados son, por ejemplo, en los Alpes, donde los *bouldery rock glaciers* son el tipo predominante (Ikeda y Matsuoka, 2006), mientras que los *pebbly rock glaciers* se encuentran usualmente en la base de pequeñas laderas rocosas en los costados de un valle, y exhiben características morfológicas menos prominentes (largo menor, morfología superficial pobremente diferenciada, pequeña pendiente frontal). De acuerdo a estas definiciones, los glaciares rocosos estudiados aquí son de tipo *pebbly* en cuanto a tamaño de los clastos, pero exhiben dimensiones que caracterizan a los del tipo *bouldery* en los Alpes suizos: grandes paredes rocosas en la cabecera de los valles, un gran largo, morfología superficial bien desarrollada, y prominentes y abruptos límites frontales y laterales.

Esta diferencia fundamental entre los glaciares estudiados y los glaciares rocosos de Los Alpes puede ser explicada por las diferencias en las características estructurales de las paredes rocosas, como la distribución de fracturas, o por parámetros de meteorización relacionados con el clima (frecuencia y amplitud de ciclos de congelamiento, humedad del aire) (Monnier *et al.*, 2013), que, como se señaló al comienzo, son las condicionantes que dejó la impronta glacial pasada y que hoy se intensifican por la extrema aridez y los procesos periglaciales imperantes. A pesar de lo anterior, hay que considerar que en Los Alpes los glaciares rocosos son en su mayoría criogénicos (Haeberli, 2000), mientras que en este trabajo proponemos que los glaciares rocosos 1 y 2 son glaciogénicos.

Por otro lado, la distribución litológica en los puntos de muestreo representa la geología de las paredes rocosas, específicamente de la Formación Pastos Blancos (Figura 95).

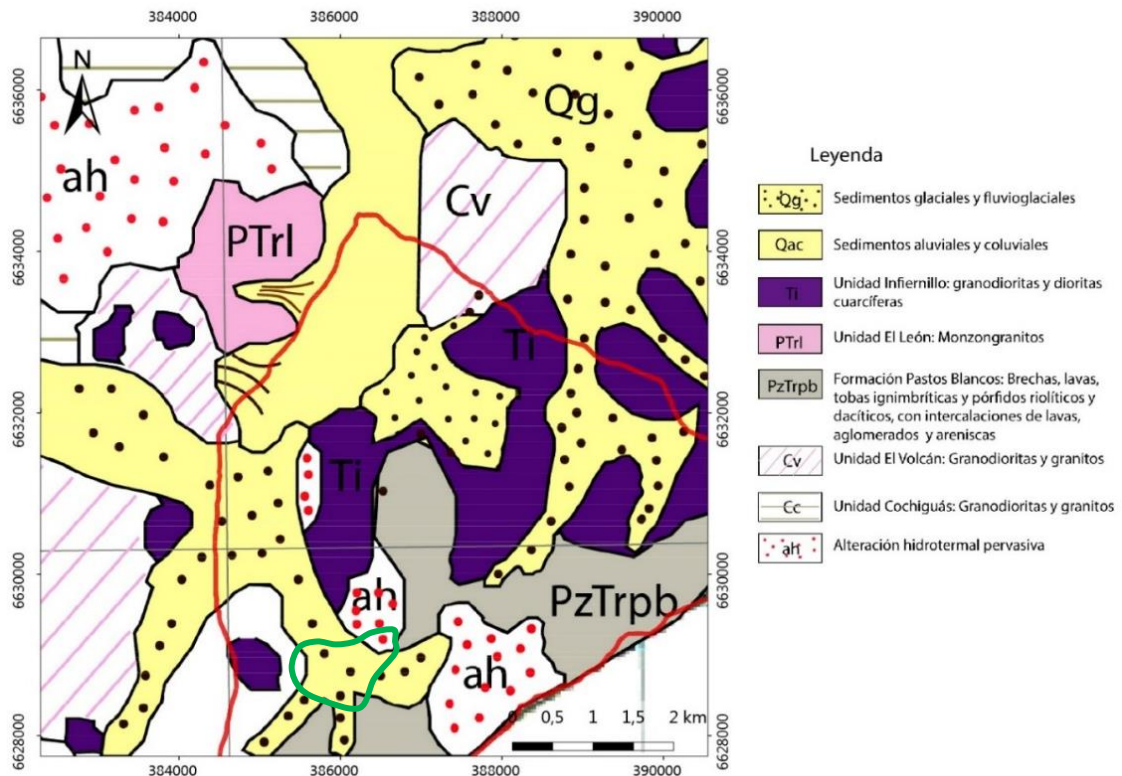


Figura 95. Mapa geológico acotado a la zona de estudio, donde se observa la que la proveniencia litológica está dada principalmente por detritos pertenecientes a la Formación Pastos Blancos (PzTrpb) y por la zona de alteración hidrotermal (ah). La línea de roja representa el área de estudio, mientras que el contorno verde representa la ubicación de los glaciares rocosos 1 y 2 de estudio. Modificado de Mpodosis y Cornejo (1986). Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.

En el caso del glaciar rocoso 1, la mayor parte de los puntos muestreados en la zona lateral inferior corresponden a tobas de esta formación, siendo escasa la cantidad de muestras con alteración hidrotermal, mientras que gran parte de las muestras tomadas en el otro extremo del glaciar corresponden a rocas en su mayoría alteradas, provenientes de un área de alteración que afecta justamente a la Formación Pastos Blancos. Esto indica la influencia directa de la detritificación de laderas en la composición de la cubierta detrítica del lado sur del glaciar, mientras que el alto porcentaje de rocas alteradas en el otro extremo del glaciar podría deberse principalmente al aporte de las paredes rocosas alteradas en el fondo del valle, o bien pueden ser producto de otros eventos gravitacionales anteriores, como el que podría haber generado el depósito de avalancha ubicado al NO de los glaciares de estudio.

En el caso del glaciar rocoso 2, en cambio, hay una mayor heterogeneidad en los porcentajes litológicos de los puntos muestreados, así como también una mayor cantidad de clastos de andesitas. Sin embargo, tanto tobas como andesitas forman parte de la Formación Pastos Blancos (Murillo *et al.*, 2017), por lo que su heterogeneidad estaría condicionada por la pared rocosa superior, observándose claramente que la división en cuanto a coloración superficial del depósito se explica a la cercanía con la fuente generadora de detritos más cercana.

5.2.3 Actividad de los glaciares rocosos 1 y 2

Estos glaciares rocosos presentan en su zona frontal rasgos evidentes de procesos geomorfológicos actuales, especialmente los de tipo lingüiforme. La actividad de la zona frontal se confirmó en terreno al observar prominentes montículos en el frente del glaciar, surcos más profundos, y material blanquecino más fino retrabajado en el talud, así como la presencia de escorrentía dentro del cuerpo del glaciar rocoso muy cerca de sus límites. Lo anterior, sumado al ángulo entre 35° y 40° de la pendiente frontal y su transición abrupta con la superficie, coinciden con las descripciones de frentes de glaciares rocosos activos señaladas por Giardino y Vick (1987) e Imhof (1996).

Tal como lo muestran los resultados de la sección 4.2.3, en la superficie de los glaciares rocosos no se observaron zonas en donde existiera una selección de los detritos por tamaño ni una orientación dominante de los clastos, algo que es relativamente común en este tipo de formas según Berger *et al.* (2004). Sin embargo, y como se muestra en el diagrama de rosetas de los glaciares rocosos 1 y 2, sí existe una orientación preferencial de los clastos localizados al interior de los surcos, cuya orientación del eje mayor es perpendicular a la dirección del flujo por compresión. Esto, por lo tanto, constituye una evidencia inequívoca de la dinámica activa de los glaciares rocosos en forma de lengua. Cabe señalar que estas características están referidas a la cubierta detrítica y no incluyen procesos a menor escala como la selección por crioclastismo observada de forma local en ciertos sectores del glaciar rocoso 1, en donde sí hay franjas de material más fino intercalado con material más grueso, y que afectan a detritos de menores a 10 cm en promedio.

La escasez de material grueso en el frente de los glaciares rocosos activos podría explicarse por la energía potencial entre el escarpe del glaciar y la base de éste, lo que permite la caída de detritos al nivel base (Iribarren, 2008). Esto es especialmente notable en el frente del glaciar rocoso 1, donde existen importantes acumulaciones de bloques al pie del escarpe frontal en el tiempo.

Otro aspecto a considerar es la diferencia respecto al tamaño de los detritos que componen las formas activas e inactivas. Como se mencionó en los resultados de la sección 4.1.2, los glaciares rocosos activos de la cuenca se componen en superficie de materiales gruesos sin una matriz fina que los sustente, mientras que las formas inactivas presentan un mayor material fino entre sus clastos. Esta presencia de bloques de dimensiones mayores permite preservar la estructura interna de los glaciares rocosos debido a que disminuye el calor transferido por conducción térmica hacia el interior de los glaciares, y a que su mayor porosidad permite la penetración de aire frío, manteniendo bajas temperaturas en profundidad (Johnson *et al.*, 2007). La presencia de mayor material fino podría actuar de manera opuesta, ya que se ha registrado agua en estado líquido en materiales arcillosos a temperaturas bajo los -15°C (Corte, 1997).

5.3.4 Contenido en hielo teórico

Este ítem se basa en lo planteado por Janke *et al.* (2015), quienes hicieron una clasificación de los glaciares rocosos basándose en estudios publicados en Chile central en esta materia, enfocándose principalmente en el contenido en hielo, la morfología superficial y su relación con los posibles recursos hídricos que pudiesen involucrar. Sin embargo, es necesario recalcar que esta clasificación surge como una propuesta para entender de mejor manera este tipo de geoformas, y está relacionado directamente a los glaciares rocosos glaciogénicos, por lo que no se consideraría aplicable a todo el espectro de los glaciares rocosos.

No obstante, de acuerdo a estos autores, es posible clasificar los glaciares rocosos de estudio como clase 4 (glaciar rocoso 2) y clase 5 (glaciar rocoso 1) según características morfológicas, así como también de acuerdo a la pendiente frontal (Figura 96).

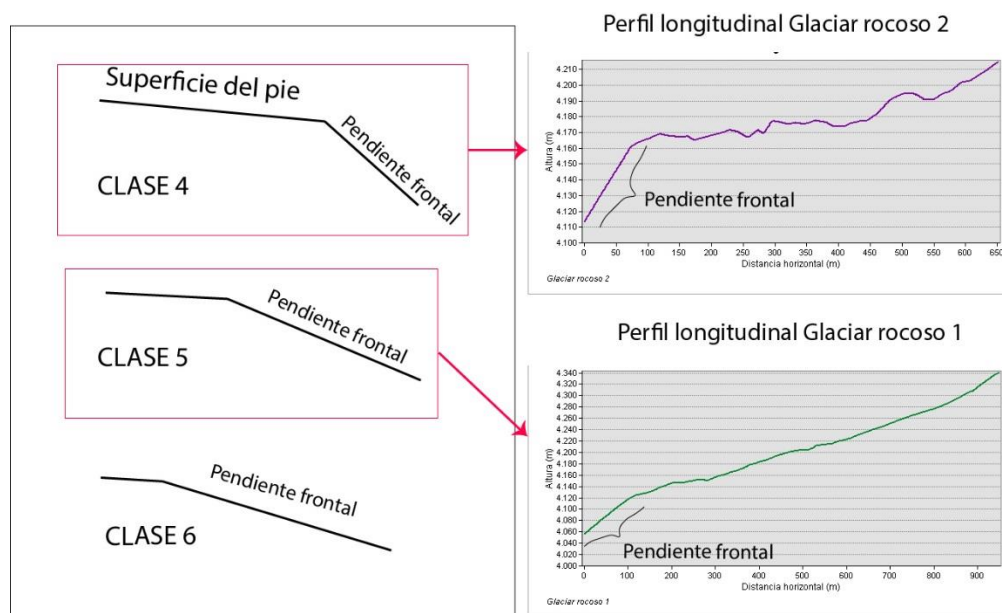


Figura 96. Frente de glaciares rocosos según la clasificación de Janke *et al.* (2015) y la comparación de los perfiles longitudinales realizados en ambos glaciares rocosos, una de las maneras de identificar a qué clase corresponde cada uno.

Bajo esta clasificación, el glaciar rocoso 2 se caracterizaría por una gradual pero continua reducción del hielo interno, donde la cantidad de detritos internos se volvería gradualmente proporcional a la cantidad de hielo. Estaría completamente cubierto por detritos y no se vería hielo en la superficie (sólo enterrado), algo que se corroboró en terreno, y típicamente contendrían valores de 25% a 45% de hielo. Dentro de las características adicionales que coinciden con las observadas en el glaciar rocoso 2, son los pronunciados cordones y surcos tanto transversales como longitudinales, además del pronunciado surco longitudinal. Este último indicaría la reducción del núcleo de hielo en este glaciar rocoso. La consecuencia debido a un calentamiento atmosférico en este tipo de glaciares, según Janke et al. (2015), es la reducción continua de hielo bajo la superficie, lo que enlentecería el movimiento y reduciría la capacidad de este como reserva hídrica.

Por otro lado, el glaciar rocoso 1 contendría 10 a 25% de hielo interno, la mayoría de éste de manera segregada o intersticial. El frente aparece más menos pronunciado y elongado, mientras que los cordones transversales se observan más lineales. Sin embargo, es necesaria la realización de sondajes o estudios geofísicos para distinguir esta categoría, por lo que no se descarta que pueda corresponder a un glaciar rocoso de clase 4.

Estos porcentajes difieren de los estimados por Brenning (Brenning, 2005a; Brenning 2005b; Brenning, 2010; Azócar y Brenning, 2010) los cuales utilizan la ecuación empírica $H = 50 * S^{0,2}$ basada en medidas morfométricas de 19 glaciares rocosos estudiados en los Andes Centrales chilenos, así como también de las estimaciones realizadas por Arenson *et al.* (2002) en que se hace hincapié en la heterogeneidad de estas formas, llegando incluso a contenidos de más del 70%.

Debido a esto, no se puede señalar información adicional ni realizar inferencias sobre el contenido real de hielo de estas geoformas. Sin embargo, la evidencia de escorrentía observada y escuchada tanto al interior de los glaciares rocosos como al pie de estos, en superficie, da cuenta de procesos hídricos que están ocurriendo de manera dinámica en el tiempo al interior de estas geoformas, las cuales podrían estar hipotéticamente relacionadas a la fusión de hielo interno o del agua de fusión nival recongelada de la temporada invernal. De esta manera, si el flujo de agua proviene de la fusión del hielo interno, los glaciares rocosos podrían ser la clave para explicar el exceso en la descarga fluvial en los Andes semiáridos que no pueden ser explicados sólo por la cubierta nival en sí misma (Favier *et al.*, 2009).

En ese sentido, para poder establecer el aporte cuantitativo de los glaciares rocosos y el contenido de hielo real en su interior es necesario realizar estudios posteriores que involucren, por ejemplo, sondajes combinados con métodos geofísicos y geoquímicos, para así obtener datos reales relacionados a la estructura interna, proveniencia de aguas y aporte hídrico total, para así corroborar las hipótesis aquí planteadas.

5.3 Variación histórica y estimación de volumen de los glaciares rocosos de la quebrada Caballos

5.3.1 Exactitud en los MDE generados el año 2018

El interpolador utilizado para generar los MDE fue el Vecino Más Cercano (Nearest Neighbor), el cual es útil cuando los datos están espaciados uniformemente, como en este caso. En casos donde los datos están cercanos a la cuadrícula y solo hay algunos valores perdidos, este método es suficientemente eficaz para llenar los “agujeros” entre los datos. De acuerdo con su bajo Error Cuadrático Medio (RMSE), los MDE generados en el año 2018 representan con un alto grado de confiabilidad la elevación de la superficie del glaciar. Esto permite utilizarlo como un MDE con características topográficas muy cercanas a las reales para estimar las diferencias altimétricas con otros modelos en años anteriores, tal como se hizo en este estudio, así como también ser una base de datos confiables para investigaciones futuras.

Sin embargo, debido a las limitaciones de terreno no se pudo realizar un muestreo completo de la superficie de los glaciares rocosos, especialmente en el glaciar rocoso 2, en el que se no se pudo completar su parte superior y que corresponde justamente a la zona en donde se ha encontrado hielo en este trabajo. Esto también produce un sesgo en la información debido a que las variaciones aquí estimadas hacen referencia sólo a una parte de los glaciares y no a su área completa.

Por otro lado, en términos de resolución empleada para el desarrollo de los modelos de elevación, la resolución óptima para el modelo estaría dada por la distancia entre cada punto medido en terreno. En este caso, los datos fueron medidos aproximadamente cada 3 m uno de otro, por lo que la zona ubicada entre cada punto es resultado de la interpolación realizada sobre la nube de puntos, no siendo necesariamente la topografía real. Por lo tanto, la resolución mínima que puede obtenerse a partir de la interpolación de los datos es 3 m para que represente de la manera más fidedigna el terreno (Azócar 2018, comunicación personal).

Adicionalmente, hubiese sido óptimo la adquisición de una mayor cantidad de datos fuera y alrededor del glaciar para generar un modelo de elevación mucho más completo y representativo, no sólo de los glaciares rocosos de estudio, sino que del entorno en general.

5.3.2 Exactitud de los MDE generados y error estimado en las diferencias de altura calculadas.

La elaboración de los MDE HYCON 1955 y GEOTEC 1999 utilizó técnicas de fotogrametría digital, la que teóricamente permite obtener, mediante procesos semi-automáticos, modelos de elevación con bajo error y alta exactitud a partir de un trabajo detallado de ubicación de puntos de control (GCP) y puntos de enlace (*tie points*) (Felicísimo, 1994; DGA, 2008).

El error de cada MDE es difícil de obtener, debido a que la superficie que se quiere generar depende de diversos procesos que pueden ir acumulando errores en su ejecución, como el ajuste interno que realiza el software (Barrand *et al.*, 2010). Este depende, adicionalmente, de otros factores como la calidad, precisión, cantidad de GCPs y puntos de enlace tomados, de los datos de calibración de la cámara, resolución y escala de las fotografías, y de la habilidad del usuario para ubicar los puntos de control en la fotografía aérea.

Con respecto al número de puntos de control, el manual del software empleado (PCI Geomática) señala que, para un buen cálculo matemático del modelo, son necesarios como mínimo 3 a 4 puntos por proyecto fotogramétrico, y recomienda trabajar con 3 imágenes para una mayor precisión. Sin embargo, se recomienda recopilar más GCPs que el mínimo para garantizar exactitud, indicando además que utilizar más de 20 GCPs por imagen no necesariamente se traduce en una mejor precisión para el modelo matemático. Para lograr una mayor precisión, es necesario recolectar los GCPs de manera uniforme a lo largo de la imagen en variedad de altitudes, en áreas donde las imágenes se superponen.

En ese sentido, los 46 GCPs obtenidos en la zona de estudio fueron tomados mediante un sistema de medición preciso (GNSS diferencial), por lo que es posible señalar que son datos de calidad y confiables. Sin embargo, debido a las limitaciones de terreno, estos puntos están concentrados en un área reducida de las fotografías, es decir, no se encuentran bien distribuidos en la zona de estudio. Estos factores influyen directamente en la precisión del modelo matemático al momento de extraer el MDE del software.

Por otro lado, el proceso de creación del MDE post ubicación de GCPs y *tie points* depende de factores como la escala y calidad (resolución) de la fotografía, y la textura de la superficie (DGA, 2008; Barrand *et al.*, 2010). En el caso de las fotografías HYCON, la imprecisión del modelo se relaciona con la escala (1:70.000) y la textura de la superficie generada, lo que se suma a la imprecisión del modelo respecto a los GCPs y *tie points*. En el caso de las fotografías GEOTEC, si bien la superficie generada resultó aceptable y sin irregularidades evidentes como las generadas en el MDE HYCON, la nitidez y el contraste de las fotografías pudo haber influido en la precisión final del modelo. Otros factores que pueden influir en el modelamiento de la superficie a partir de ortofotos pueden ser las sombras topográficas al momento de la toma de fotografía, las superficies cubiertas de nieve que tienen un menor contraste, lo que hace difícil su medición fotogramétrica, y las distorsiones de perspectiva de la cámara que se hace más evidente en las zonas cercanas a los bordes de la foto, donde la visión estereoscópica es limitada (Toutin, 1995; Vilchez, 2000; DGA, 2008).

De todas maneras, se obtiene un producto aceptable con un nivel de detalle mucho mayor a los otros MDE disponibles, como Aster GDEM, Alos Palsar y SRTM 2000 (Anexo C). Para lograr obtener un modelo mucho más preciso, hubiese sido conveniente tomar un número aceptable de GCPs (20 o más GCPs, según el manual del software) y distribuirlos uniformemente en el área circundante a los glaciares rocosos. Además, una resolución mayor en las fotografías hubiese mejorado con creces la resolución y precisión del modelo al poder ubicar de mejor manera los puntos de control.

Si bien el modelo realizado para evaluar las variaciones de los glaciares rocosos no es el más preciso, indicó tendencias que ya se estimaban desde antes en estudios relacionados al permafrost de montaña. Por ende, para mejorar aún más la precisión y los resultados, se hace

muy necesario realizar más investigaciones en esta zona semiárida de Chile, haciendo un seguimiento de las variaciones verticales utilizando para ello metodologías más sofisticadas, como drones, imágenes de alta resolución, técnicas de Structure from Motion (SfM), etc.

A pesar de que estos glaciares no han sido estudiados localmente, el comportamiento de pérdida de espesor y fusión del hielo concuerda con lo observado en algunos estudios de Chile central, los cuales han presentado variaciones negativas del orden de 16 cm por año (Marangunic, 2010). Frente a esto, es importante señalar que un porcentaje considerable de esta pérdida por fusión servirá como recurso hídrico para la cuenca del Elqui, río principal de la Región de Coquimbo, una región que en los últimos años se ha caracterizado por episodios de sequía y aridez acentuados (Janke *et al.*, 2015).

5.3.3 Variación altimétrica 1955 – 2018

Los valores obtenidos señalan que hay un adelgazamiento promedio de 10 cm por año en el periodo comprendido entre 1955 – 2018. Sin embargo, las tasas de pérdida por año varían para cada glaciar. En efecto, el glaciar rocoso 1 ha experimentado un adelgazamiento de 4 cm por año, mientras que el glaciar rocoso 2 ha experimentado un adelgazamiento de 16 cm por año. Estos resultados son muy dispares entre sí y difieren entre periodos, especialmente en el periodo 1999 – 2018, en donde hay un engrosamiento promedio en la vertical de 1 m en el glaciar rocoso 1, y un adelgazamiento drástico de la altura promedio del glaciar rocoso 2, con un valor cercano a -22 cm por año). Estas diferencias en el periodo mencionado pueden explicarse principalmente por: 1) una mayor cobertura detrítica del glaciar rocoso 1 que permite una mayor protección (Lambrecht *et al.*, 2011); 2) por errores metodológicos en el proceso fotogramétrico, o 3) porque el periodo comprendido (19 años) es insuficiente para ver resultados confiables (Casassa 2018, comunicación personal).

Las variaciones negativas en la superficie de ambos glaciares dan cuenta de una importante disminución de su volumen, posiblemente debido a la fusión del hielo almacenado en la cubierta detrítica y el reacomodo de los detritos en cotas inferiores. A escala más local, el adelgazamiento de zonas más pequeñas de los glaciares puede deberse a la fusión de parte del hielo intersticial remanente del invierno y de la dinámica diaria de hielo/deshielo (Iribarren Anacona, 2008). Sin embargo, la componente tectónica también podría influir en la dinámica y flujo de los glaciares rocosos, pero registros de lo anterior se desconocen en la zona de estudio.

El análisis de las diferencias altitudinales ocurridas en ambos glaciares rocosos durante este periodo da cuenta de una disminución general del espesor de ambas geoformas. Estas diferencias mayormente afectan al glaciar rocoso 2, cuyos valores más negativos se encuentran en la zona frontal y central de éste. Contrariamente, el glaciar rocoso 1 presenta zonas de aumento en su zonas frontales y superiores en un porcentaje mucho mayor que el glaciar rocoso vecino. Esta diferencia podría deberse, en parte, a una mayor acumulación detrítica en los ridges frontales producto de la topografía bajo el glaciar (tipo de basamento, cambio en la pendiente, entre otros) los que pueden influir en estos procesos de deformación (Arenson *et al.*, 2002). Esto indicaría que en esta parte del glaciar rocoso la capa de hielo no se ha visto afectada negativamente por procesos de fusión o degradación, debido posiblemente a una mayor cobertura detrítica que aumenta también su aislamiento con la disminución del efecto de la energía incidente (Lambrecht *et al.*, 2011). Sin embargo, se observa que la mayor parte de la

superficie de este glaciar ha tenido variaciones altimétricas negativas, concentradas principalmente en su zona central.

Por otro lado, una de las hipótesis que podría sustentar el adelgazamiento de espesor frontal en el glaciar rocoso 2 es su ubicación en zonas donde la Temperatura Media Anual del Aire es positiva, lo que lo de acuerdo a Janke *et al.* (2015) podría ocasionar una reducción continua de hielo bajo la superficie producto del calentamiento atmosférico, lo que además enlentecería el movimiento. Esto último, sumado a la baja pendiente superficial ($<10^\circ$), no permitiría un flujo con similares características de compresión frontal como el glaciar rocoso 1. Esto se puede relacionar con las observaciones superficiales hechas en este glaciar, especialmente la superficie irregular tipo *hummocky* y la presencia de depresiones circulares cerca del frente, las que podrían corresponder a antiguas depresiones termokársticas (Brenning, 2003).

Asumiendo que este tipo de glaciares rocosos son parte de un *continuum*, y que en algún momento correspondieron a glaciares cubiertos, es de especial interés señalar los fenómenos observados en glaciares cubiertos en Chile central, como el caso de Bodin *et al.*, (2010) en la subcuenca del Punta Negra, entre 1955 y 1996, quien señala que las superficies afectadas por procesos termokársticos y con características acolinadas tipo *hummocky* se asocian a la fuerte fusión por el aumento de las temperaturas, la variabilidad de las precipitaciones, el tiempo de duración de la nieve sobre la superficie y la poca protección de la capa detrítica, por lo que la evidencia pasada de estos procesos en el glaciar rocoso 2 podrían también haber respondido a estos factores.

Frente a estos resultados, y pese a las limitaciones de tipo metodológicas y de insumos disponibles para la realización del estudio, la variación altimétrica promedio aquí calculada se condice con los estudios realizados en esta materia en Chile central por Marangunic (2010). En tal estudio, se exploraron 20 glaciares rocosos mediante sondajes en la cuenca del río Blanco, un afluente del río Aconcagua, lo que permitió proveer de información acerca del grosor y composición de estos cuerpos. La tasa promedio de disminución de espesor en estos glaciares fue estimada del orden de 0,16 m/año, por lo que las estimaciones de disminución promedio de 0,10 m/año en el presente trabajo tendrían validez tomando como referencia este estudio.

Como se evidencia, estos valores son muy menores comparados con la disminución de volumen de los glaciares blancos, cuya tendencia repetitiva muestra una clara fusión neta del hielo glacial (Rivera *et al.*, 2007; Le Quesne *et al.*, 2009; Bodin *et al.*, 2010; Rabatel *et al.*, 2011). Algunos ejemplos de ello son los glaciares en las cuencas de Cachapoal y Tinguiririca, ubicados en Chile central, que exhiben una tendencia negativa, con tasas de adelgazamiento entre -0,76 m/año para el glaciar Cipreses, -0,6 m/año para el glaciar Palomo y -0,56 m/año para el glaciar Universidad en un periodo de 45 años (1955-2000) (Le Quesne *et al.*, 2009).

Como se ha mencionado antes, estas diferencias se deben a las lenta dinámica, desplazamiento y variación general de estas geoformas, en las que la cubierta de detritos sobre la superficie hace que el comportamiento y reptación sea mucho más complejo que en los glaciares blancos (Benn *et al.*, 2012).

5.3.4 Influencia de factores climáticos, geológicos y geográficos en el desarrollo y variaciones de los glaciares rocosos

5.3.4.1 Pendiente y exposición solar de las laderas

En la zona de estudio existe un notable contraste entre la radiación solar incidente en las vertientes de exposición norte y sur. Al respecto Ihl (1991) señala que las laderas con exposición sur presentan un enfriamiento más rápido e intenso que las laderas de exposición norte, manifestándose la misma diferencia entre las vertientes con mayor y menor pendiente (Anexos A y B).

En ese sentido, la distribución de los glaciares rocosos tiene una estrecha relación con la orientación de sus zonas de origen, salvo por las zonas más distales que están determinadas por factores topográficos locales (Johnson *et al.*, 2007). En la zona de estudio, los glaciares rocosos de estudio (1 y 2) se localizan en circos orientados al SO y al NO, respectivamente; no obstante, la ladera rocosa con orientación levemente NE-SO con exposición Sur ubicada inmediatamente al Norte del glaciar rocoso 2, protegería esta zona de la radiación solar incidente.

Considerando los reducidos valores de humedad atmosférica, la gran cantidad de días despejados durante el año y la latitud del área es de esperar que la zona esté expuesta a altos índices de radiación solar. Sin embargo, aunque los índices de radiación sean altos en esta región, la correlación existente entre estos índices y la temperatura del subsuelo se condice sólo hasta los primeros 10 cm de profundidad, lo que explicaría la fusión de sólo una pequeña parte de la capa superficial de los glaciares rocosos (Schrott, 1991).

En cuanto a la estabilidad de las laderas del valle y su pendiente, la alternancia de periodos glaciales y no glaciales provoca cambios en la estabilidad de estas como resultado de los cambios de tensión en la roca de los valles y circos glaciales. Estos cambios de tensión en las rocas pueden generar, en el periodo posterior a la glaciación, respuestas geomorfológicas diferentes de las laderas dependiendo de las condiciones estructurales y geográficas en general (Ballantyne, 2002). Esta dinámica promueve la producción de detritos, por un lado, y condiciona el resto de los procesos periglaciales y criogénicos descritos en la sección 4.1.2.

Esto tiene estrecha relación con la pendiente de las laderas. Las mayores a 30° en el área de estudio en general corresponden a sectores con afloramientos rocosos o a paredes rocosas desprovistas de detritos, por lo que presentan una condición de alta inestabilidad y proclives a generar una gran variedad de movimientos en masa, especialmente de tipo gravitacional (Tabla 26).

Las laderas con pendientes entre los 20° y los 30° en tanto, están constituidas en su mayoría por material detrítico poco consolidado y con nula cobertura vegetal. Las zonas con este rango de pendientes, especialmente en la alta montaña, son proclives a desarrollar mecanismos de solifluxión y deslizamientos de laderas (Tabla 26).

Tabla 26. Rangos de pendiente, procesos asociados y superficie que ocupan dentro de la cuenca.

Pendiente	Procesos asociados
>30°	Alta probabilidad de movimientos en masa de tipo gravitacional, avalanchas
20° - 30°	Soliflucción, deslizamiento de laderas, reptación, erosión lineal
10° - 20°	Erosión lineal con alta capacidad de transporte de detritos
5° - 10°	Erosión lineal incipiente
<5°	Baja probabilidad de erosión en el manto

Las pendientes entre los 10° y los 20° se concentran mayoritariamente en los valles modelados por la acción glacial. Estas zonas son propensas a generar flujos de carácter torrencial, especialmente por su asociación a laderas más inclinadas que aportan sus detritos al cauce de las quebradas del sector. La activación de este tipo de fenómenos sería más frecuente a comienzos de primavera en la época de deshielo puesto que la mayoría de las precipitaciones en el sector son nivales (Oliva y Cerda, 2009).

Por último, las pendientes menores a 10° presentan una relativa estabilidad si se considera que en general corresponden a sectores con vegetación el fondo del valle o corresponden a materiales de origen glacial, en las cuencas de mayor elevación. Los procesos dominantes se relacionan con la erosión lineal por cursos de agua de carácter estacional sin gran capacidad de transporte de carga. Este proceso sólo se manifiesta de forma incipiente (Oliva y Cerda, 2009).

5.3.4.2 Cobertura detrítica

Respecto al papel que juega la cubierta detrítica que se encuentra en estos glaciares rocosos, existen varias hipótesis: que sirve como protector del hielo subyacente o que ayuda a la conductividad térmica debido a la poca reflectividad de los materiales que lo componen (Clark *et al.*, 1994; Lambrecht *et al.*, 2011).

Se estima que una cobertura de detritos delgada (< 2 cm) aumenta la velocidad de fusión respecto de una superficie descubierta de hielo o nieve (Espinoza y Casassa, 2018), debido a que los restos de roca generalmente tienen un albedo menor que el hielo o la nieve (especialmente cuando están mojados), y que una capa de escombros gruesa (> 2 cm) aísla el hielo subyacente y tiene una tasa de fusión decreciente debido a que la capa de escombros proporciona una barrera aislante entre el hielo y la superficie (Østrem, 1959; Nakawo y Young, 1981; Kayastha *et al.*, 2000; Nicholson y Benn, 2006; Benn *et al.*, 2012). Varios estudios han analizado las relaciones empíricas entre la capa de detritos y las tasas de fusión de hielo (Østrem, 1964; Loomis, 1970; Mattson *et al.*, 1993); comprobando el efecto que ejerce la capa de detritos sobre el derretimiento del hielo (Figura 97)

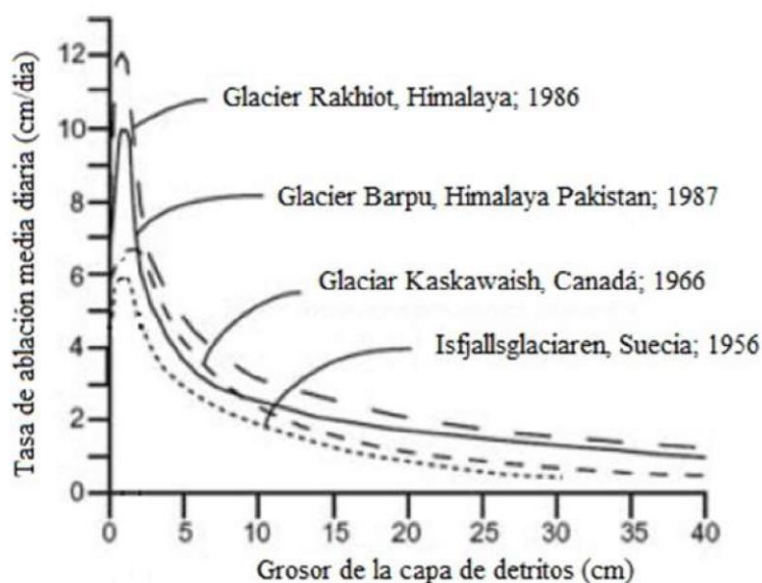


Figura 97. Tasas de fusión del hielo respecto al grosor de la capa de detritos en los glaciares cubiertos de diferentes lugares del mundo. Tomado de Mattson *et al.* (1993) en Torres (2010).

Pese a que la Figura 97 corresponde a estimaciones en glaciares cubiertos, sí puede ser utilizado, guardando las proporciones, para explicar la baja tasa de adelgazamiento por día de los glaciares rocosos en este estudio. En efecto, considerando una tasa de adelgazamiento anual de 10 cm (0,027 cm por día), se esperaría una cubierta detrítica mucho mayor a 40 cm, condiciéndose con lo señalado por Bodin *et al.*, (2010) de que este tipo de glaciares tendrían una capa detrítica mayor a 1 m.

5.3.4.3 **Distribución de los glaciares rocosos y la temperatura media anual**

Según se señala en la literatura, los glaciares rocosos activos se ubican preferentemente en zonas donde la temperatura promedio anual es inferior a -1 o -2°C y donde las precipitaciones no sobrepasan los 2500 mm/año (Haeberli, 1985; Barsch, 1996). En el caso de las quebradas de estudio, la zona de origen de todos los glaciares rocosos se ubica a una altura promedio de 4.400 m s.n.m., en áreas con una temperatura promedio anual igual o inferior a -2°C , coincidiendo con lo planteado, mientras que la zona frontal se ubica aproximadamente a 4.100 m s.n.m., en zonas donde el promedio de temperatura anual es levemente superior a los 0°C . Consecuentemente, la distribución de glaciares rocosos activos sobre esta altitud ocurre con una temperatura promedio anual de al menos 0°C . A esta altitud, estas morfologías son ubicuas, aún en circos expuestos ya sea al NO o al NE, con un alto input de radiación solar (Brenning, 2005). Adicionalmente, el único glaciar rocoso inactivo identificado en el sector de estudio está ubicado entre los 3.900 y 4.100 m s.n.m., en una zona con temperatura media anual promedio entre 0°C y 2°C (MAAT positiva).

De estas observaciones, es posible plantear que las formas activas e inactivas entre 3.900 y 4.400 m s.n.m en este sector de alta montaña, pueden reflejar condiciones termales pasadas, debido a la larga escala de tiempo temporal de respuesta de los glaciares rocosos y del permafrost en general (del orden de décadas a siglos) (Haeberli, 1990). Esto sugiere un incremento de al menos 1°C debido a cambios climáticos, los que no impactarían en gran medida a los glaciares rocosos situados bajo la isoterma de -2°C debido a que ellos se mantendrían bajo condiciones frías. Sin embargo, los glaciares rocosos situados en isotermas entre 0°C y -1°C (aproximadamente 3 de ellos y el frente de los glaciares rocosos 1 y 2) podrían

desarrollar mayor sensibilidad al incremento de temperatura debido a que este calentamiento podría causar mayor fusión (Azócar, 2013). Otra opción es que estos glaciares rocosos ubicados en ese rango de isotermas estén en equilibrio termal debido a condiciones locales favorables (Trombotto, 1991). Esto último puede incluir condiciones topoclimáticas particulares que mantienen temperaturas más bajas a nivel local, como sombra topográfica (ej: la ladera ubicada al norte del glaciar rocoso 2 que podría protegerlo de la radiación solar incidente); la circulación de aire frío a través del material detrítico tamaño bloque (Delaloye et al., 2003; Ishikawa et al., 2003) o cuerpos de hielo masivos como fuentes de aire frío (Brenning, 2005).

5.3.4.4 Cobertura nival

La distribución y dinámica de la cubierta nival condiciona en buena medida el régimen térmico del suelo (ciclos de hielo/deshielo). En el área de estudio, las acumulaciones nivales más importantes se observaron en la zona de origen del glaciar rocoso 2, en áreas donde los índices de radiación solar a lo largo del año son más bajos, así como también en nichos de nivación presentes en la parte centro superior de este. La nieve actúa sobre los glaciares rocosos a través de sus propiedades de aislamiento térmico y la entrada de agua de deshielo (Beniston *et al.*, 2018), reduciendo la temperatura del suelo y su entorno al reflejar gran parte de la radiación recibida.

Es especialmente importante la presencia de terrazas de nieve fresca cubiertas por detritos, de los penitentes de nieve y del hielo identificado en la parte superior del glaciar rocoso 2. Esta nieve es probable que provenga de avalanchas en las partes más altas, y permita explicar, en parte, la incorporación de nieve dentro de esta parte del glaciar debido a la dinámica de fusión y recongelamiento interno, además de evidenciar los rápidos procesos de detritificación de laderas que ocurren en la cabecera de estas quebradas y que condicionan la dinámica de estas geoformas. Esto señala la importancia de las precipitaciones en forma de nieve que podría favorecer el aporte de los caudales estivales en la zona, formando parte del hielo contenido al interior de la cubierta detrítica, la cual se congela y recongela estacionalmente.

Por otro lado, en los alrededores de ambos glaciares, y en particular en el glaciar rocoso 1, no se observó nieve continua ni esporádica, pero sí se evidenció presencia de escorrentía interna en el glaciar, lo que permite inferir que, en estas zonas, y debido a una mayor radiación solar incidente respecto al resto de la zona de estudio, hay una mayor tasa de fusión nival que escurre por el cuerpo interno del glaciar.

5.3.4.5 Presencia de hielo

Según algunos estudios, los glaciares rocosos activos en general, pueden contener entre 40-60% o más de hielo (Bolch y Schröder, 2001; Azócar y Brenning, 2010), mientras que los glaciares rocosos inactivos contienen un mínimo de hielo. Sin embargo, éstos últimos pueden ser reactivados dado un incremento suficiente en el contenido en hielo y el aumento de carga resultante (Drewes *et al.*, 2018).

Algunos estudios enfatizan que los glaciares rocosos en ciertas regiones, como el semiárido chileno, pueden contener más agua en estado sólido que los glaciares comúnmente “blancos”

(Azócar y Brenning, 2010) señalando que es necesaria una evaluación de cómo el calentamiento atmosférico actual y proyectado afecta este almacenamiento. En ese sentido, las regiones de montaña son particularmente sensibles al cambio climático, lo cual puede afectar a la erosión, el transporte de sedimentos y depositación, y eventualmente la recurrencia de desastres naturales (Chiarle *et al.*, 2007; Vuille *et al.*, 2008). Bajo un contexto de cambio climático como el actual, este tipo de glaciares no ha sido estudiado en cuanto a los posibles impactos que estos cambios puedan producir en ellos (Salzmann, *et al.*, 2007).

5.3.5 Comportamiento de los glaciares rocosos 1 y 2 frente a las tendencias climáticas 1955 – 2018 y predicciones futuras.

Tomando en consideración el periodo estudiado, las tasas de adelgazamiento observadas en los glaciares rocosos 1 y 2 podrían estar respondiendo, en parte, a tendencias históricas de calentamiento atmosférico y disminución de las precipitaciones, acentuadas especialmente durante las últimas décadas por las fases del ENSO y la aridificación de los Andes Centrales (Santibañez, 1997; Le Quesne *et al.*, 2006; Vuille y Milana, 2007).

En cuanto al fenómeno del ENSO, lo que estaría ocurriendo es un aumento en las precipitaciones sólidas en temporada de invierno, que cubren los glaciares rocosos con una capa de nieve que tiene niveles altos de albedo, lo que reduce la absorción de la radiación solar incidente y deja poca energía disponible para la fusión (en este punto, es necesario aclarar que esta radiación solar incidente sobre el glaciar rocoso depende de la orientación (exposición) e inclinación de la superficie y las horas de sol o sombra que brinda la topografía circundante (Escobar *et al.*, 1995)). Contrariamente, en los eventos La Niña, se genera un déficit pluviométrico con fuertes sequías (Escobar y Aceituno, 1998; Maturana *et al.*, 2004), esto hace que la cubierta de nieve fresca que protege al glaciar sea delgada o nula, disminuyendo la reflectividad y haciendo mayor la absorción de la radiación solar, aumentando así las tasas de fusión del hielo bajo la superficie detrítica.

En ese sentido, frente a la intensificación de este fenómeno tanto en su fase húmeda como seca, y entendiendo la dinámica de este tipo de glaciares, las variaciones serían fuertemente dependientes de la cantidad de nieve caída en la alta cordillera. El agua de nieve se sublima y fusiona, esta última percola por la cubierta detrítica del glaciar rocoso y luego se recongela, de manera que pueda ser liberada en la temporada estival.

Sin embargo, si se considera el déficit de precipitaciones cercano al 30% desde el año 2010 relacionado a eventos de sequía de diversa severidad, intensidad y duración (fenómeno que ha sido denominado como la “megasequía de Chile central”) (Aldunce y González, 2009; Garreaud *et al.*, 2017), una menor cantidad de nieve influiría en una menor recarga, y, por ende, en un menor aislamiento térmico para el hielo subyacente, lo que, sumado a un aumento paulatino de las temperaturas en este sector, probablemente afectaría por lo menos a capa más superficial del hielo intrínseco del glaciar. Esta razón causa/consecuencia respecto a las precipitaciones es aplicable, por lo tanto, a la variación negativa histórica de ambos glaciares rocosos en el periodo estipulado, entendiendo que estas tendencias climáticas vienen expresándose hace décadas.

Con respecto al rol de las temperaturas históricas, y adicionalmente al comportamiento respecto a las precipitaciones, las investigaciones realizadas por Burger *et al.* (2018) en el periodo 1979 –

2015, señalan que las tendencias de calentamiento son más significativas al interior del continente (en zonas montañosas), las que están restringidas a las estaciones otoño, primavera y verano austral, con poca variabilidad durante el invierno (Figura 98). Más aún, un estudio reciente sugiere que el periodo reciente de enfriamiento costero ha terminado, (Burger *et al.*, 2018), por lo que es de esperar que el calentamiento en zonas al interior del continente se intensifique aún más, lo que, junto a un significativo calentamiento en primavera, podría acentuar el balance de masa negativo en glaciares y nieves en la región, así como las tendencias de adelgazamiento históricas en los glaciares rocosos 1 y 2 estudiados en este trabajo.

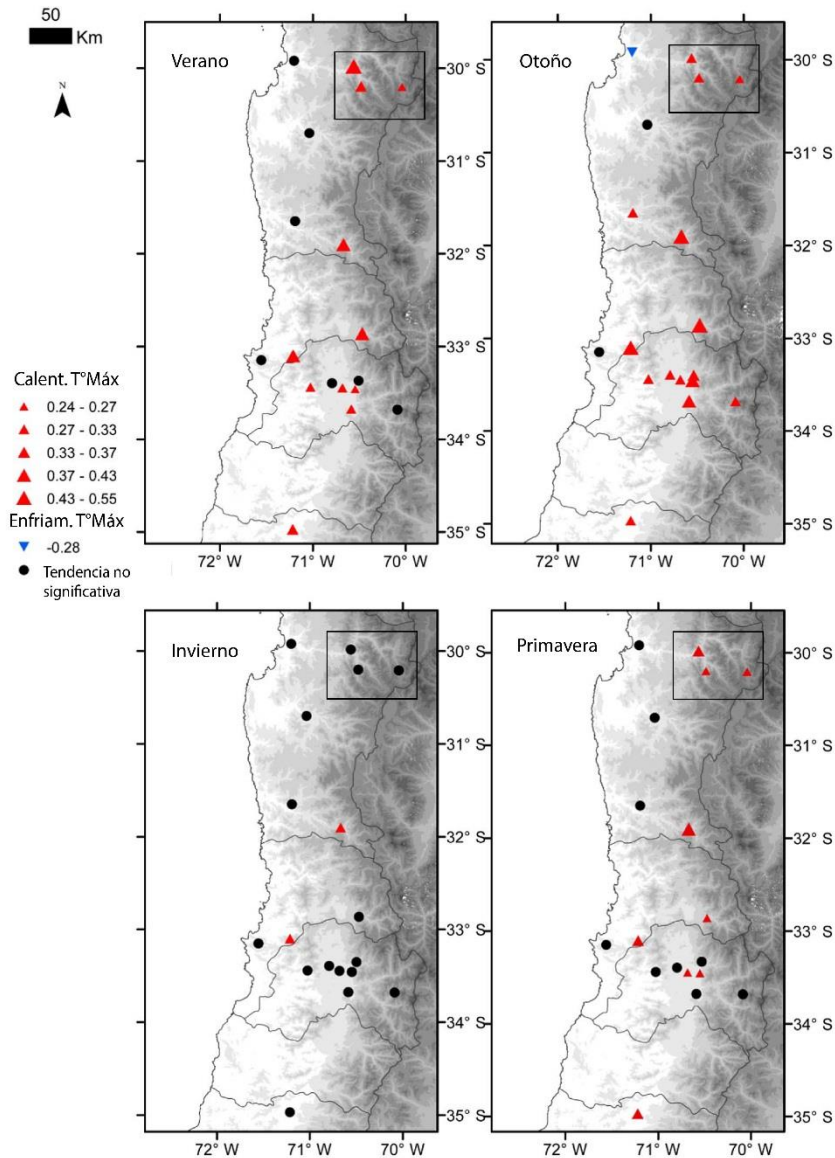


Figura 98. Tendencias de temperatura máxima por estación entre 1979 y 2015. Las tendencias de calentamiento significativas se muestran con triángulos rojos. La zona delimitada en negro representa el área aproximada donde se encuentra la zona de estudio. Modificado de Burger *et al.*, 2018.

Ahora bien, como se señala en la sección 5.1.1 respecto a la evolución geomorfológica del valle, no se descarta que estas variaciones negativas estén respondiendo a tendencias de los Andes centrales a escala geológica, en particular a los referidos a la desertificación y condiciones más secas post retroceso glacial durante el Holoceno temprano (11.500–7.800 años BP) como sugieren Riquelme *et al* (2011). Sin embargo, faltan antecedentes paleoclimáticos y/o geofísicos para poder obtener conclusiones al respecto.

Referente a las proyecciones futuras para la zona y el cómo éstas influirían en el comportamiento de los glaciares rocosos en general, se ha de destacar que se espera un Chile Central más cálido y seco a fin de siglo (IPCC, 2013). Las proyecciones prevén una disminución de la precipitación en un 30% en las cuencas evaluadas para fines del siglo XXI, mientras que se espera que la escorrentía disminuya alrededor de un 40%. Además, las temperaturas extremas aumentarán hasta 4°C, con un mayor calentamiento en los Andes.

Claramente, los glaciares rocosos responden de manera diferente dependiendo del régimen térmico, las condiciones microclimáticas, el aporte de detritos, la topografía y parámetros geológicos (Arenson *et al.*, 2010). Sin embargo, tomando en consideración los antecedentes climáticos presentados, las proyecciones futuras, y basándose en el estudio de Drewes *et al.* (2018) respecto a los escenarios futuros, más de la mitad de los glaciares rocosos activos yacerán por sobre la isoterma 0°C en el año 2050. De hecho, se señala que los glaciares rocosos activos en el sector sur de los Andes Desérticos y Centrales experimentarán los cambios más drásticos en este sentido.

Pese a que los Andes Centrales parecen ofrecer condiciones óptimas para el desarrollo de los glaciares rocosos, esta región también es una de las más susceptibles al calentamiento atmosférico, por lo que se espera un cambio más pronunciado y generalizado en los glaciares rocosos existentes en este sector. Los cambios morfológicos de estos glaciares en un clima más cálido siguen siendo desconocidos, aunque muchos pueden volverse relictos una vez que alcancen sus límites por debajo de la isoterma 0°C; algunos, en cambio, pueden potencialmente colapsar catastróficamente y desencadenar flujos de detritos (Bodin e Iribarren Anacona, 2012; Iribarren Anacona *et al.*, 2014).

Finalmente, se estima que en un futuro próximo el calentamiento atmosférico elevará la isoterma 0°C cerca de 500 m en el peor escenario, más que durante el Holoceno completo. Por ende, se espera que, en los Andes Centrales, cerca del 95% de las formas activas terminarán bajo la isoterma 0°C cerca del 2070 (Drewes *et al.*, 2018)

6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

Las características geomorfológicas de la alta cuenca del río Cochiguás, muestran de manera clara como han influido diferentes agentes morfogenéticos en distintas escalas temporales en la configuración actual del relieve. Esto se ve reflejado en la existencia de formas atribuibles directamente a la acción glacial, como circos y artesas, que actualmente presentan en superficie algunos rasgos más comunes de los sistemas de erosión de ambientes periglaciales.

Por otro lado, destaca la relación existente entre algunas formas heredadas del relieve y las características morfodinámicas actuales de la cuenca. También se manifiesta la importancia actual que adquieren algunas formas glaciales y periglaciales como los glaciares rocosos identificados en la cabecera de la quebrada Vallecillo y de la quebrada Caballos, algunos de los cuales actualmente no están presentes en el Inventario Público de Glaciares de la DGA.

En cuanto a los procesos morfogenéticos actuales, dentro de la alta cuenca del río Cochiguás destacan los movimientos en masa de tipo gravitacional por ser más recurrentes y estar presentes en la mayor parte del área de estudio, sin embargo, pueden incluso resultar más relevantes en la dinámica, algunos fenómenos de gran magnitud y menor frecuencia, como la generación de conos de talud y mixtos por parte de las cuencas menores, los que condicionan en gran parte muchos procesos periglaciales y criogénicos presentes en el área de estudio.

De los resultados obtenidos, también se desprende la importancia de un buen y detallado mapa geomorfológico a la hora de orientar los usos e información del territorio en las áreas de montaña. Particularmente por que se advirtió que en un mismo dominio morfoclimático o altitud, pueden existir una gran variedad de procesos dependiendo de la conjugación de múltiples factores. Por ende, señalar un ambiente como producto de sólo un tipo de proceso puede ser errado.

Por otro lado, los glaciares rocosos son formas comunes en los Andes Semiáridos, constituyendo reservas hídricas y caracterizándose por ser el mayor almacenamiento y transporte detrítico en el sistema glacial y periglacial de alta montaña. Sin embargo, a pesar de las investigaciones desarrolladas y en curso en ese sector de la Cordillera, el conocimiento de los glaciares rocosos asociado a su origen, dinámica, estructura interna y contribución hidrológica es un tema que requerirá de mucha más dedicación y esfuerzo, lo que tiene aún más relevancia ante el impacto de los efectos de las tendencias térmicas de la alta montaña.

Los antecedentes planteados en este trabajo, como la relación entre parámetros morfológicos, geológicos, características topoclimáticas y regionales en la evolución y variación histórica actual de los glaciares rocosos, se condicen entre sí y teóricamente. No obstante, es necesaria la exploración y estudio de estas formas en áreas montañosas de mayores dimensiones y con mayores variaciones geológicas para validar estos resultados a nivel de la región semiárida. En ese sentido, falta aún mucho por saber sobre el real volumen de estas reservas y el impacto del

cambio climático en ellos, así como sobre su dinámica y posibles mecanismos de alimentación-fusión, lo cual tiene clara relación con la interacción entre la precipitación sólida, el calentamiento resultante y el rol de los diferentes espesores de las cubiertas detríticas en tanto evolucionan de transmisor térmico a aislante térmico.

6.2 Recomendaciones para trabajos futuros

Como bien se ha señalado a lo largo del documento, hay muchos tópicos que han debido basarse principalmente en la literatura existente, no existiendo datos *in situ* con los cuales sustentar de mejor manera las hipótesis aquí presentadas.

Teniendo esto en consideración, a continuación se presentan diversas recomendaciones que pueden ser aplicadas tanto al ámbito geomorfológico como al geodésico/geomático en futuros trabajos, debido a la importancia de entender de mejor manera la dinámica, relevancia hídrica, rol hidrológico y geomorfológico de estos glaciares rocosos (Janke *et al.*, 2015).

- 1 En cuanto a la metodología empleada, se sugiere necesariamente obtener puntos de control terrestre (GCPs) lo suficientemente bien distribuidos en puntos estables cerca de los glaciares, para así obtener una mejor precisión del modelo de elevación digital para cada año de estudio.
- 2 Debido a que se tienen datos precisos y actuales (2018) sobre la superficie de ambos glaciares rocosos, se sugiere evaluar los cambios volumétricos a futuro de una manera más precisa que los métodos empleados aquí (fotogramétricos), por ejemplo, en rangos de 10 años, entendiendo que la dinámica de estos cuerpos es lenta, del orden de centímetros por año. De esta manera se podrán obtener cambios de elevación precisos y con un menor arrastre de errores, corroborando, además, las tasas de disminución señaladas en este estudio.
- 3 Mejorar la identificación y caracterización de glaciares rocosos en el Inventario Público de Glaciares de la Dirección General de Aguas (DGA). El análisis remoto, si bien es importante como una primera aproximación en la identificación de las geoformas, debe estar necesariamente sustentado con observaciones en terreno que puedan fortalecer los criterios de clasificación. Las observaciones en terreno son imprescindibles para poder diferenciar geoformas confusas como, por ejemplo, morrenas, depósitos de remoción en masa y glaciares rocosos. Solo observaciones detalladas en cuanto al depósito, su estratigrafía, litología, su disposición en la zona de estudio y las características intrínsecas distinguibles también en imágenes satelitales pueden mejorar considerablemente la identificación de glaciares rocosos en los inventarios.
- 4 Para una mejor comprensión de la evolución glacial y periglacial de la cuenca alta del río Cochiguás es necesario realizar dataciones con métodos apropiados (^{10}Be , ^{14}C , según corresponda) en depósitos glaciales, periglaciales, fluviales y coluviales, entre otros, en el sector de estudio, para poder reconstruir la evolución geomorfológica de la cuenca alta del valle del Elqui y contribuir a los estudios ya hechos en sectores cercanos de los Andes semiáridos (Zech *et al.*, 2005, 2006, 2007; Riquelme *et al.*, 2011).

- 5 Evaluar la relevancia hídrica real de los glaciares rocosos en zonas semiáridas mas allá de métodos estadísticos (como los planteados por Azócar y Brenning, 2010). Esto puede ser llevado a cabo complementando métodos geofísicos, geoquímicos y sondajes, que puedan informar sobre el contenido de agua, de hielo, estructura interna y proveniencia de aguas relacionadas a estos cuerpos de hielo y roca. En este mismo punto, un testigo de hielo, cuyo objetivo principal es la caracterización de la estructura interna de un glaciar rocoso (Arenson, 2002), también podría complementar con creces la evolución glacial y geomorfológica del sector de estudio, al evaluar la geoquímica asociada a isotopos de oxígeno y las condiciones atmosféricas pasadas relacionadas (Crespo, 2016). De manera complementaria, se pueden aplicar los mismos métodos geoquímicos señalados por Crespo (*op cit*) para estudiar la proveniencia de los cauces de agua superficiales cercanos a los glaciares rocosos, especialmente los que parecieran nacer a los pies de su talud frontal.

BIBLIOGRAFÍA

- Abele, G., 1984. Derrumbes de montaña y morrenas en los Andes chilenos. *Revista de Geografía Norte Grande* 11, 17–30.
- Aguilar, G., Riquelme, R., Martinod, J., Darrozes, J. y Maire, E., 2011. Variability in erosion rates related to the state of landscape transience in the semi-arid Chilean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 1736–1748,
- Aguilar, G., Riquelme, R., Martinod, J. y Darrozes, J., 2013. Role of climate and tectonics in the geomorphologic evolution of the Semi-arid Chilean Andes between 27–32°S. *Andean Geology* 40, 79–101.
- Aguirre, F., Carrasco, J., Sauter, T., Schneider, C., ..., Casassa, G., 2018. Snow cover change as a climate indicator in Brunswick Peninsula, Patagonia. *Frontiers in Earth Science*, 6(September), 130.
- Aizen, V. B., Kuzmichenok, V.A., Surazakov, A.B., y Aizen, E.M, 2007. Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data. *Global and Planetary Change* 56, 328-340.
- Aldunce, P. y M. González., 2009. Desastres asociados al clima en la agricultura y medio rural en Chile, Barclau.
- Ammann, C., Jenny, B., Kammer, K., Messerli, B., 2001. Late Quaternary glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18–29° S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172, 313–326.
- Andreassen, L.M., 1999. Comparing traditional mass balance measurements with long-term volume change extracted from topographical maps: a case study of Storbreven glacier in Jotunheimen, Norway, for the period 1940-1997. *Geografiska Annaler* 81A, 467-476.
- Arenson, L.U.; Jakob, M., 2010. The Significance of Rock Glaciers in the Dry Andes – A Discussion of Azócar and Brenning (2010) and Brenning and Azócar (2010). *Permafrost and Periglacial Processes*.
- Arenson, L.U., Jakob, M., Wainstein, P., 2013. Hydrological contribution from degrading permafrost and rock glaciers in the northern Argentinean Andes. *Mine Water Solutions* 2013. Vancouver, Canada.
- Azócar G., Brenning A., 2010. Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27°-33° S). *Permafrost and Periglacial Processes* 21:42–53.
- Azócar, G., Brenning, A., y Bodin, X., 2017. Permafrost distribution modelling in the semi-arid Chilean Andes, 877–890.
- Azócar, G., 2013. Modeling of Permafrost Distribution in the Semi-arid Chilean Andes. M.Sc Thesis, University of Waterloo. Waterloo, Ontario, Canada.
- Ballantyne, C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, 1935–2017

- Barazangi, M., e Isacks, B. L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4(11), 686-692.
- Barrand, N.; James, T.D., Murray, T., 2010. Spatio-temporal variability in elevation changes of two high-Artic valley glaciers. *Journal of Glaciology*, Vol. 56, No. 199, 771-780.
- Barsch, D. 1977. Ein Permafrostprofil aus Graubünden, Schweizer Alpen, *Zeitschr. für Geomorphologie*, 21, p. 79-86.
- Barsch, D., 1978. Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. *Third International Conference on Permafrost*, 1, pp. 349-353. Ottawa.
- Barsch, D., 1996. *Rock glaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments*. Springer Verlag, Heidelberg.
- Barry, R., y Yew Gan, T., 2011. *The global cryosphere*. New York USA: Cambridge University Press.
- Benado, D. E., 2000. Estructuras y estratigrafía básica de terrazas marinas en sector costero de Altos de Talinay y Bahía Tongoy, implicancias neotectónicas. Msc Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Beniston, M., Farinotti, D., Stoffel, M., Andreassen, L. M., Coppola, E., Eckert, N., 2018. The European mountain cryosphere: a review of its current state, trends, and future challenges. *Cryosphere* 12, 759–794.
- Benn, D.I., Bolch, T., Hands, K., Gulley, J., Luckman, A., ..., Wiseman, S., 2012. Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards. *Earth-Sci. Rev.* 114, 156–174
- Berger, J., Krainer, K., Mostler, W., 2004. Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria), *Quaternary Research* 62: 233-242.
- Berthier, E., Arnaud, Y., Baratoux, D., Vincent, C., Remy, F., 2004. Recent rapid thinning of the “Mer de Glace” glacier derived from satellite optical images. *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L17401, 1-4.
- Berthier, E.; Schiefer, E.; Clarke, G. K.; Menounos, B. y Rémy, F., 2010. Contribution of Alaskan glaciers to sea-level rise derived from satellite imagery. *Nature Geoscience*, 3(2), 92-95.
- Birkeland, P.W., 1973. Use of relative age-dating methods in a stratigraphic study of rock glacier deposits, Mt. Sopris, Colorado. *Arctic and Alpine Research*, 5(4), 401-416.
- Bissig, T., 2001, Metallogenesis of the Miocene El Indio-Pascua gold-silver-copper belt, Chile/Argentina: Geodynamic, geomorphological, and petrochemical controls on epithermal mineralisation: Ph. D. thesis, Kingston, Canada, Queen’s University, 531 p.
- Bodin, X., Rojas, F., y Brenning, A., 2010. Status and evolution of the cryosphere in the Andes of Santiago (Chile, 33.5°S). *Geomorphology*, 118, 453-464.

Bodin, X., Iribarren Anacona, P., 2012. Recent collapse of rock glaciers: two study cases in the Alps and in the Andes. 12th Congr. Prot. living Spaces From Nat. Hazards, Interpraevent 2012. vol. 1, pp. 409–419.

Boisier, J. P., Rondanelli, R., Garreaud, R. D., & Muñoz, F. (2016). Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophysical Research Letters*, 43(1), 413-421.

Bolch, T. y Schröder, H., 2001. Geomorphologische Kartierung und Diversitätsbestimmung der Periglazialformen am Cerro Sillajhuay (Chile/Bolivien). Erlanger Geographische Arbeiten, Sonderband 28; 141 pp.

Bolch, T., Pieczonka, T., y Benn, D.I, 2011. Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery. *Cryosphere*, 5(2), 349- 358.

Bown F, Rivera A, Acuna, C., 2008. Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology* 48: 43–48.

Brenning, A., 2003. La importancia de los glaciares de escombros en los sistemas geomorfológico e hidrológico de la Cordillera de Santiago: fundamentos y primeros resultados. *Rev. Geogr. Norte Gd.* 30, 7–22.

Brenning A. 2004. Statistical estimation and logistic regression modelling of rock glacier distribution in the Andes of Santiago, Central Chile. *Geophysical Research Abstracts* 6: 01032.

Brenning, A., 2005. Geomorphological, hydrological, and climatic significance of rock glaciers in the Andes of Central Chile (33–35 S). *Permafrost and Periglacial Processes* 16: 231-240.

Brenning, A., 2005. Climatic and geomorphological controls of rock glaciers in the Andes of Central Chile: Combining statistical modelling and field mapping. PhD Thesis, Humboldt University, Berlin.

Brenning, A. y Trombotto, D. 2006. Logistic regression modeling of rock glacier and glacier distribution: Topographic and climatic con- trols in the semiarid Andes. *Geomorphology* 81: 141-154.

Brenning A, Grasser M, Friend D, 2007. Statistical estimation and generalized additive modeling of rock glacier distribution in the San Juan Mountains, Colorado, USA. *J Geophys Res Earth Surf* 112:F02S15.

Brenning, A., 2010. Hydrological and Geomorphological Significance of Rock Glaciers in the Dry, 53(September 2009), 42–53.

Brenning, A., Azócar, G., 2010. Statistical analysis of topographic and climatic controls and multispectral signatures of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27–33-S). *Permafrost and Periglacial Processes* 21(1): 54–66.

Brenning, A., Long, S., y Fieguth, P., 2012. Remote Sensing of Environment Detecting rock glacier flow structures using Gabor filters and IKONOS imagery. *Remote Sensing of Environment*, 125, 227–237.

Brüggen, J., 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile.

- Burger, K.C; Degenhardt, J., Giardino, J. 1999. Engineering geomorphology of rock glaciers. *Geomorphology*, 31: 93 - 132.
- Burger, F., Brock, B., y Montecinos, A., 2018. Seasonal and elevational contrasts in temperature trends in Central Chile between 1979 and 2015. *Global and Planetary Change*, 162(January), 136–147.
- Casassa, G., Apey, A., Bustamante, M., Marangunic, C., Soza, D., 2015. Contribución hídrica de glaciares en el Estero Yerba Loca y su extrapolación a la cuenca del río Maipo. Area temática 3: Efectos directos e indirectos del cambio climático. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile, Octubre 2015.
- Castro, C.P., Soto, M.V., Igor, G., y Delgado, E., 2002. Análisis comparativo de los riesgos geomorfológicos de alta montaña. Valle del río Limarí y del río Cachapoal. ED: Anales de la Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas, s/n: 3-12.
- Charrier, R., Baeza, O., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 117–139.
- CEAZA - DGA, 2015. *Modelación del balance de masa y descarga de agua en glaciares del Norte Chico y Chile Central*. Informe Final para Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Aguas, Santiago, Chile.
- Centro de Ciencias del Clima y la Resiliencia (CR2), 2015. Informe a la Nación: La megasequía 2010-2015: Una lección para el futuro. Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR2). Noviembre de 2015.
- Centro de Ciencias del Clima y la Resiliencia (CR2), 2016 – 2018. Explorador climático. <http://explorador.cr2.cl/>.
- CECS – DGA, 2009. Estrategia nacional de glaciares, fundamentos. Informe Final para Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Aguas, Santiago, Chile.
- Chen, J., y Ohmura, A., 1990. Estimation of Alpine glacier water resources and their change since 1870s, pages 172–135. In Lang and Musy.
- Chiarle, M., Iannotti, S., Mortara, G., Deline, P., 2007. Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps. *Glob. Planet. Chang.* 56, 123–136.
- Chmiel, J., Kay, S., y Spruyt, P., 2004. Orthorectification and geometric quality assessment of very high spatial resolution satellite imagery for Common Agricultural Policy purposes. In Proceedings of XXth ISPRS Congress, 12-23.
- Clark, D. H., Clark, M. M., y Gillespie, A. R., 1994. Debris - Covered Glaciers in the Sierra Nevada, California, and their implication for Snowline Reconstructions: *Quaternary Research* 41, 139-153.
- Corte, A.E., 1987. Central Andes rock glaciers: Applied aspects. In: Giardino, J.R. et al (Eds.), *Rock Glaciers*. Allen and Unwin. London, pp. 289-304.

- Corte, A., 1988. Geocryology of the Central Andes rock glaciers. 5th Int. Conf. on Permafrost 1: 718-723.
- Corte, A., 1997. Geocriología. El Frío en la Tierra. Ediciones Culturales de Mendoza, Fundar Editorial Gráfica, 398 p. Mendoza.
- Crespo, S., Aranibar, J., Gomez, L., Schwikowski, M., Bruetsch, S., Cara, L., 2016. Ionic and stable isotope chemistry as indicators of water sources to the Upper Mendoza River basin, Central Andes of Argentina. *Hydrological Science Journal*, 62.
- Davis, N., 2000. *Permafrost: a guide to frozen ground in transition*. Alaska, USA: University of Alaska Press.
- De Pedraza, J., 1997. *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones*. Ed. Rueda, Madrid, 414 pp.
- Degenhardt, J. Giardino, J .2003. Subsurface investigation of a rock glacier using ground-penetrating radar: Implications for locating stored water on Mars, *J. Geophys. Res.*, 108 (E4).8036.
- Delaloye R, Reynard E, Lambiel C, Marescot L, Monnet R., 2003. Thermal anomaly in a cold scree slope (Creux du Van, Switzerland). In *Permafrost, Proceedings, Eighth International Conference on Permafrost, 21–25 July 2003, Zu"rich, Switzerland*, Phillips M, Springman SU, Arenson LU (eds). Balkema: Lisse; 175–180.
- Delaloye R., Perruchoud E., Avian M., Kaufmann V., Bodin X., ... y Thibert E., 2008. Recent interannual variations of rock glacier creep in the European Alps. En: *9th International Conference on Permafrost, 29 de junio a 3 de Julio de 2008, University of Alaska Fairbanks*, 1: 343-348.
- DGA, 2014. *Inventario Público de Glaciares*
- Drewes, J., Moreiras, S., y Korup, O., 2018. Permafrost activity and atmospheric warming in the Argentinian Andes. *Geomorphology*, 323, 13–24.
- Duguay, M.A., Edmunds, A., Arenson, L.U y Wainstein, P., 2015. Quantifying the significance of hydrological contribution of a rock glacier – A review. *GEOQuébec 2015*.
- Elissondo, 2007. *Geomorfología de la quebrada del Agua Negra*. Instituto de geología y recursos minerales, Servicio geológico minero Argentino (SEGEMAR).
- Embleton, C., y King, C. A., 1975. *Periglacial geomorphology*. London: Edward Arnold Ltd. Escobar.
- Eriksen, C. C., Blumenthal, M. B., Hayes, S. P., Ripa, P. , 1983. Wind-generated equatorial Kelvin waves observed across the Pacific Ocean. *Journal of physical oceanography*, 13(9), 1622-1640.
- Errázuriz, A., Cereceda, P., González, M., Henríquez, M., y Rioseco, R. , 1998: "Manual de Geografía de Chile". Ed. Andrés Bello, 433p. Santiago
- Escobar, F., Pozo, V., Salazar, A., y Oyarzo, M., 1995. Balance de masa en el glaciar Echaurren Norte, 1975 a 1992. Dirección General de Aguas, publicación interna, H.A. y G. 95/1. 70 pp.

- Escobar, F., y Aceituno, P., 1998. Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector Andino de Chile Central durante el invierno. *Institut français d'études andines*, 27(3), 753-759.
- Espinoza, A., Casassa, G., 2018. Influencia de las impurezas en la ablación del Glaciar Del Rincón. XV Congreso geológico chileno, Concepcion, Chile.
- Etzelmuller, B., Vatne, G., Odegard, R.S, y Solid, J.L., 1993. Mass balance and changes of surface slope, crevasse and flow pattern of Erikbreen, northern Spitsbergen: an application of a geographical information system (GIS). *Polar Research* 12(2), 131-146.
- Évin, M., 1987. Dynamique, répartition et âge des glaciers rocheux des Alpes du Sud. (Ph.D. thesis) Université Joseph Fourier, Grenoble, France (308 pp.).
- Falvey, M., y Garreaud, R., 2009. Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D4).
- Farbrot, H., Isaksen, K., Eiken, T., Kaab, A. & Sollid, J.L. 2005. Composition and internal structures of a rock glacier on the strandflat of western Spitsbergen, Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift–Norwegian Journal of Geography* Vol. 59, 139–148.
- Favier, V., Falvey, M., Rabatel, A., Praderio, E., López, D., 2009. Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high altitude of Chile's Norte Chico region (26°-32°S). *Water Resources Research*. 45, W02424.
- Felicísimo, A. M., 1994. Modelos digitales del terreno. Oviedo: Pentalfa.
- Ferrando, F. 1996. Glaciares relictuales en el marco andino del semiárido de Chile, IV Región: Análisis de caso. En: United Nations University (Ed), 1er Taller Internacional de Geoecología de Montaña y Desarrollo Sustentable de los Andes del Sur. The United Nations University, Viña del Mar, pp.287-208.
- Ferrando, F. 2002. Glaciares rocosos: Algunas comparaciones morfológicas entre Los Alpes occidentales y los Andes semiáridos de Chile. En: XXIII Congreso Nacional y VIII Internacional de Geografía. La Serena, Chile. 32 Págs.
- Fiebig-Wittmaack, M., Astudillo, O., Wheaton, E., Wittrock, ..., Ibacache, A., 2012. Climate trend and impact of climate change on agriculture in an arid Andean valley. *Climate Change*, 111(3-4), 819-833.
- Folguera, A., Ramos, V. A., y Melnick, D., 2002. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39 S) en los últimos 30 millones de años. *Revista Geológica de Chile*, 29(2), 227-240.
- French, H. M., 2007. *The Periglacial environment*. West Sussex, England: John Wiley & Sons Ltd.
- Garin C., 1987. Inventario de los glaciares de los Andes Chilenos desde los 18 a los 32 de latitud Sur. *Revista de Geografía Norte Grande* 14: 35–48.

- Garreaud, R., 1992. Estimación de la altura de la línea de nieve en cuencas de Chile central'. *Rev Chil Ing Hidráulica*, 7, 21-32.
- Garreaud, R., y Rutllant, J., 1997. Precipitación estival en los Andes de Chile central: aspectos climatológicos. *Atmósfera*, 10(4), 191-211.
- Garreaud, R. D., y Aceituno, P., 2007. Atmospheric circulation over South America: mean features and variability. *The physical geography of South America*. Oxford University Press, Oxford, England.
- Garreaud, R., M. Vuille, R. Compagnucci y J. Marengo, 2008. Present-day South American Climate. PALAEO3 Special Issue (LOTRED South America), 281, 180-195.
- Garreaud, R.; Alvarez-Garretón, C.; Barichivich, J.; ..., Zambrano-Bigiarini, M., 2017. The 2010–2015 Mega Drought in Central Chile: Impacts on Regional Hydroclimate and Vegetation. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 1–37
- Garin, C., 1987. Inventarios de los glaciares de los Andes Chilenos desde los 18° a los 32°. *R.Geogr.Norte Grande*, 14: 35-48.
- García, J. L. L., 2002. *Fotogrametría moderna: analítica y digital*. Ed. Univ. Politéc. Valencia.
- Gascoin, S., Kinnard, C., Ponce, R., Lhermitte, S., MacDonell, S., y Rabatel, A., 2010. Glacier contribution to streamflow in two headwaters of the Huasco River, Dry Andes of Chile, *The Cryosphere Discuss.*, 4, 2373–2413.
- Geoestudios Ltda. - DGA, 2008. *Identificación de glaciares de roca*. Informe técnico # 167 para Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Aguas, Santiago, Chile.
- Giardino, J., Vick, S., 1987. Geologic engineering aspects of rock glaciers. In: Giardino, J., Shroder, J., Vitek, J. (Eds.), *Rock Glaciers*. Allen and Unwin, London, pp. 265–287.
- Giardino, J.R., Vitek, J.D., 1988. The significance of rock glaciers in the glacial–periglacial landscape continuum. *Journal of Quaternary Science* 3 1, 97–103.
- Giardino, J.R., Vitek, J.D., Demorett, J.L., 1992. A model of water movement in rock glaciers and associated water characteristics. In: Dixon, J.C., Abrahams, A.D. Eds., *Periglacial Geomorphology*. Wiley, Chichester, pp. 159–184.
- Giardino, J.R., 2013. *Rock Glaciers*. Treatise on Geomorphology (Vol. 8). Elsevier Ltd.
- Ginot, P., Kull, C., Schotterer, U., Schwikowski, M., and Gaeggeler, H. W, 2006. Glacier mass balance reconstruction by sublimation induced enrichment of chemical species on Cerro Tapado (Chilean Andes), *Clim. Past*, 2, 21–30, 2006.
- Golder Associates., 2005. Estudio de impacto ambiental modificaciones Proyecto Pascua-Lama. Línea base de la criosfera. Technical report, Santiago, Chile.
- Grosjean, M., Geyh, M.A., Messerli, B., Schreier, H., Veit, H., 1998. A late-Holocene (b2600 BP) glacial advance in the south-central Andes (29°S), northern Chile. *The Holocene* 8, 473–479.
- Gruber, S., y Haeberli, W., 2009. Mountain permafrost. In R. Margesin (Ed.), *Permafrost Soils* (pp. 33-44). Berlin: Springer-Verlag.

Gutscher, M. A., Maury, R., Eissen, J. P., y Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 28(6), 535-538.

Haeberli, W., 1985. Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, 77, 142.

Haeberli, W., 1990. Pilot Analysis of Permafrost Cores from the Active Rock Glacier Murtel I, Piz Corvatsch, Eastern Swiss Alps - a Work- shop Report. *Hydrologie und Glaziologie*, ETII 9, 38 p., Zürich.

Haeberli, W., 2000. Modern research perspectives relating to permafrost creep and rock glaciers: A discussion. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(4), 290-293.

Haeberli, W., Brandova, D., Castelli, S., Egli, M., ..., Dickau, R., 2003. Absolute and relative age dating of rock-glacier surfaces in alpine permafrost: concept, first results and possible applications. EGS - AGU - EUG Joint Assembly, (pp. 343-348). Nice, France.

Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., . . . Vonder Mühl, D., 2006. Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(3), 189- 214.

Hambrey, M., Christoffersen, P., Glasser, N., 2007. *Glacial Sedimentary Processes and Products*. International Association of Sedimentologists (IAS). Blackwell Publishing, 429 pp.

Herraiz, S., 2009. Consecuencias geográficas del Cambio Climático Introducción, 47–81.

Hoelzle, M., Mittaz, C., Etzelmüller, B., y Haeberli, W., 2001. Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: An overview of current developments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), 53-68.

Hubbard, A.; Willis, I.; Sharp, M.; Mair, D.; Niennow, P.,..., Blatter, H., 2000. Glacier mass-balance determination by remote sensing and high- resolution modeling. *Journal of Glaciology*, Vol. 46, No. 154, 491-198

Humlum, O., 1982. Rock glacier types on Disko, central west, Greenland. *Danish Journal of Geography*, 82, 59-65.

Humlum, O., 1997. Active layer thermal regime at three rock glaciers in Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(4), 383-408.

Humlum, O., 2000. The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland. *Geomorphology*, 35: 41 -67.

Ianigla-CONICET, 2018. Inventario Nacional de Glaciares de la República Argentina.

Ihl, M., 1991. Cambios climáticos y patrones locales de los climas del Norte Chico usando imágenes NOAA/AVHRR. Tesis para optar al grado de Magíster en Geografía. Universidad de Chile.

Ikeda, A., Matsuoka, N., 2006. Pebbly versus bouldery rock glaciers: *Morphology, structure and processes*, 73, 279 – 296.

- Imhof, M., 1996. Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland). *Permafrost and Periglacial Processes*, 7(3), 267-280.
- IPCC, 2013. Summary of Policy Makers. Available Online at: http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg1/WG1AR5_SPM_FINAL.pdf (Accessed August 20, 2018), 27.
- Iribarren Anacona, P., 2006. Caracterización geomorfológica de la cuenca superior del Río Claro. Informe de Práctica Profesional, Universidad de la Serena, Chile.
- Iribarren Anacona, P., 2008. Glaciares rocosos en el semiárido chileno. Su significado climático y geomorfológico. Análisis de caso. Cuenca superior del río La Laguna. Tesis profesional, Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Escuela de Geografía, Santiago.
- Iribarren Anacona, P., Mackintosh, A., Norton, K.P., 2014. Hazardous processes and events from glacier and permafrost areas: lessons from the Chilean and Argentinean Andes. *Earth Surf. Process. Landf.* 21, 2–21.
- Ishikawa M, Fukui K, Aoyama M, Ikeda A, Sawada Y, Matsuoka N., 2003. Mountain permafrost in Japan: distribution, landforms and thermal regimes. *Zeitschrift fur Geomorphologie N. F. Suppl.-Bd.* 130: 99–116.
- Izagirre, E., Darvill, C. M., Rada, C., y Aravena, J. C., 2018. Glacial geomorphology of the Marinelli and Pigafetta glaciers, Cordillera Darwin Icefield, southernmost Chile. *Journal of Maps*, 14(2), 269–281.
- James, A., 2003. Glacial erosion and geomorphology in the northwest Sierra Nevada, CA. *Geomorphology* 55, 283–303.
- Janke, J., Regmi, N., Giardino, J., y Vitek, J., 2013. Rock Glaciers. In J. Schroder (Ed.), *Treatise on Geomorphology* (Vol. 8, pp. 238-273).
- Janke, J. R., Bellisario, A. C., y Ferrando, F. A., 2015. Classification of debris-covered glaciers and rock glaciers in the Andes of central Chile. *Geomorphology*, 241, 98–121.
- Jara, P. y Charrier, R. 2014. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32 y 32 30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean Geology*, 41.
- Jenny, B. y Kammer, K., 1996: Climate change in den trockenen Anden: Jungquartare Vergletscherung. *Geographica Bernensia* G46, 1–80.
- Johnson, P.G., 1981. The structure of a talus-derived rock glacier as deduced from its hydrology. *Can. J. Earth Sci.* 18 (9), 1422–1430.
- Johnson, P.G., 1984. Rock glacier formation by high-magnitude low-frequency slope processes in the Southwest Yukon. *Annals of the Association of American Geographers* 74, 408–419.
- Johnson B. G, Thackray G. D., VanKirk, R., 2007. The effect of topography, latitude, and lithology on rock glacier distribution in the Lemhi Range, central Idaho, USA. *Geomorphology* 91:38–50.

- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., ..., Ando, C. J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3), 341-361.
- Kayastha, R. B., Takeuchi, Y., Nakawo, M. y Ageta, Y., 2000. Practical prediction of ice melting beneath various thickness of debris cover on Khumbu Glacier, Nepal, using a positive degree-day factor. IAHS PUBLICATION, 71-82.
- Kull, C., Grosjean, M., and Veit, H., 2002. Modelling modern and late Pleistocene glacio-climatological conditions in the north Chilean Andes (29–30° S), *Clim. Change*, 52, 359–381.lohse
- Lambrecht, A., Mayer, C., Hagg, W., Popovnin, V., ..., Svanadze, D., 2011. A comparison of glacier melts on debris-covered glaciers in the northern and southern Caucasus. *The Cryosphere*, Volume (5), 525- 538.
- Le Quesne, C., Stahle, D.W., Cleaveland, M. K., Therrell, M. D.,, Barichivich J., 2006. Ancient austrocedrus tree-ring chronologies used to reconstruct central Chile precipitation variability from a.d. 1200 to 2000: *J. Clim.* 19(22): 5731– 5744.
- Le Quesne, C., Acuña C., Boninsegna J., Rivera A., Barichivich, J., 2008. Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Li, Z., 1991. Effects of check points on the reliability of DTM accuracy estimates obtained from experimental tests. In *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, Vol.47, No. 10, 1333-1340.
- Lillesand, T., Keifer, R.W., y Choipman, J.W., 2004. *Remote Sensing and Image Interpretation*. New York, USA. 5 Edition. Editorial Wiley 763 pp.
- Liu, X., Zhang, Z., Peterson, J., y Chandra, S., 2007. LiDAR-derived high-quality ground control information and DEM for image orthorectification. *GeoInformatica*, 11(1), 37-53.
- Lliboutry, L., 1956. *Nieves y Glaciares de Chile: Fundamentos de Glaciología*. Santiago: Universidad de Chile, 471 pp.
- Lohse P., 2009. Depósitos glaciares y paraglaciares del valle del Encierro, Andes Semiáridos del norte de Chile (29 °S): Análisis geomorfológico y cronología absoluta a partir de edades de exposición ¹⁰Be de los depósitos de edades. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad Católica del Norte. Antofagasta.
- Loomis, S. R., 1970. Morphology and Structure of an Ice-cored Medial Moraine, Kaskawulsh Glacier, Yukon. In: *Studies of Morphology and Stream Action on Ablating Ice* (ed. by S. R. Loomis, J. Dozier & K. J. Ewing), 1-56. Res. Paper no. 57, Arctic Inst. North America, Calgary, Ontario, Canada
- Lozinski, W., 1909. Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. *Acad. Sci. Cracovie, Bull. Internat. Cl. Sci. Math. et Nat.*, 1, 125.
- Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasi, C., 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior entre la Alta Cordillera del Norte Chico (298–318S), geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*, 21, 11–51

Marangunic, C., 1976. El glaciar de roca Pedregoso, río Colorado, V Región. En: Actas del Primer Congreso Geológico Chileno, Santiago. I (D), pp. 291-300.

Marangunic, C.; Marangunic, P., 2010. Physical characteristics of rock glaciers in the mountains of central Chile. International Glaciological Conference, Ice and Climate Change: A view from the South. Valdivia, Chile.

Mattson, L. E., Gardner, J. S., y Young, G. J., 1993. Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya. *Snow and Glacier Hydrology* 218, 289-296.

Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., Moriwaki, K., 1997. Monitoring of periglacial slope processes in the Swiss Alps: the first two years of frost shattering, heave and creep. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 155-177.

Maturana, J., Bello, M., y Manley, M., 2004. Antecedentes históricos y descripción del fenómeno El Niño, Oscilación del Sur. *El Niño-La Niña*, 13-27.

Mesina, A., Soto, M.V., y Castro, C.P., 2001. Clasificación de niveles de riesgo natural a partir de la carta geomorfológica en el corredor Doña Rosa, Región de Coquimbo. En: Universidad de Chile (Ed.), 8º Encuentro de Geógrafos de América Latina. Publicación Digital, Santiago.

Meyer, R. A., 2009. *Encyclopedia of complexity and systems science* (Vol. 1). Springer.

Milana, J. P. y Güell, A., 2008. Diferencias mecánicas e hídricas del permafrost en glaciares de rocas glaciogénicos y criogénicos, obtenidas de datos sísmicos en El Tapado, Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(3): 310-325.

Moholdt G., 2010. Elevation change and mass balance of Svalbard glaciers from geodetic data. University of Oslo. Faculty of Mathematics and Natural Science. Tesis de Doctorado. 134 pp.

Monnier, S., y Kinnard, C., 2012. From 'true' glaciers to rock glaciers? The case of the Llanos la Liebre rock glacier, dry Andes of Chile. European Geophysical Union General Assembly 2012.

Monnier, S., y Kinnard, C., 2013. Internal structure and composition of a rock glacier in the Andes (upper Choapa valley, Chile) using borehole information and ground-penetrating radar. *Annals of Glaciology*, 54(64), 61-72.

Monnier, S., Kinnard, C., Surazakov, A., Bossy, W., 2014. Geomorphology, internal structure, and successive development of a glacier foreland in the semiarid Chilean Andes (Cerro Tapado, upper). *Geomorphology*, 207, 126-140.

Monnier, S., Kinnard, C., 2015. Reconsidering the glacier to rock glacier transformation problem: new insights from the central Andes of Chile. *Geomorphology* 238, 47e55.

Monnier, S., Kinnard, C., 2016. Interrogating the time and processes of development of the Las Liebres rock glacier, central Chilean Andes, using a numerical flow model.

Monnier, S., y Kinnard, C., 2017. Pluri-decadal (1955 – 2014) evolution of glacier – rock glacier transitional landforms in the central Andes, 493-509.

- Morgan, J.L., Gergel, S.E., y Coops, N.C, 2010. Aerial photography: a rapidly evolving tool for ecological management. *BioScience*, 60(1), 47-59.
- Mpodozis, C. y Cornejo, P., 1988. Hoja Pisco Elqui. IV Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 68, Santiago
- Mpodozis, C., Brockway, H., Marquardt, C. y Perello, J. 2009. Geocronología/Pb y tectónica de la región de Los Pelambres-Cerro Mercedario: implicancias para la evolución cenozoica de Los Andes del centro de Chile y Argentina. In: XII Congreso Geológico Chileno, 12, Santiago, Chile, 23–26 November, Departamento de Geología de la Universidad de Chile.
- Murillo, I., Velásquez, R., Creixell, C., 2017. Geología de las cartas Guanta – Los Cuartitos y Paso de Vacas Heladas, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica Nos. 192 – 193: 96 p., 1 mapa escala 1:100.000, 1 CD con anexos. Santiago.
- Nakawo, M., y Young, G. J., 1981. Field experiments to determine the effect of a debris layer on ablation of glacier ice. *Annals of Glaciology*, 2(1), 85-91.
- Nasi, C., Moscoso, R., Maksaev, V., 1990. Hoja Guanta, Regiones de Atacama y Coquimbo, Sernageomin, Santiago, Chile.
- Nicholson, L., y Benn, D. I., 2006. Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data. *Journal of Glaciology*, 52(178), 463-470.
- Oliva, P., Cerda, J. L., 2009. Uso de herramientas geomáticas para la determinación de la dinámica glacial reciente (últimos 50 años) en los Andes semiáridos del norte de Chile: Glaciar El Tapado. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile.
- Onate, F., y Bosque, J., 2007. Extracción de modelos digitales de elevación a partir de imágenes ASTER para la determinación de características morfométricas de cuencas hidrográficas. Teledetección - Hacia un mejor entendimiento de la dinámica global y regional. Ed. Martin, ISBN: 978-987-543-126-3, 457-464pp.
- Østrem, G., 1959. Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges. *Geografiska Annaler*, 41(4), 228-230.
- Østrem, G., 1964. Ice-cored moraines in Scandinavia, *Geografiska Annaler*, 46A, 282- 237.
- Ota, Y., Miyauchi, T., Paskoff, R. y Koba, M. 1995. Plio–Quaternary terraces and their deformation along the Altos de Talinay, North–Central Chile. *Revista Geológica de Chile*, 22, 89–102.
- Outcalt, S.E., Benedict, J.B., 1965. Photointerpretation of two types of rock glaciers in the Colorado Front Range, U.S.A. *J. Glaciol.* 5 42, 849–856.
- Pardo, M., Vera, E., Monfret, T., Yáñez, G., Eisenberg, A., 2006. Sismicidad cortical superficial bajo Santiago: implicaciones en la tectónica andina y evaluación del peligro sísmico. *Actas XI Congreso Geológico Chileno*, vol. 1, pp. 443–446.
- Paskoff, R., 1967. Antecedentes generales sobre la evolución del litoral del Norte de Chile durante el Plioceno y el Cuaternario. *Boletín Sociedad de Geógrafos Chile*, 3, 3-4.

- Paskoff, R., 1970. *Le Chili Semiaride: Recherches, Géomorphologiques*. Ed. Biscaye Frères, Bordeaux, 420 pp.
- Paterson, W., 1994. *The Physics of Glaciers*. Tercera Edición. Pergamon Press, Londres, 385 pp.
- Pineda, G., y Calderón, M., 2008. Geología del área Monte Patria-El Maqui, región de Coquimbo, Escala 1:100 000. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, n.116, SERNAGEOMIN: 44 h. Santiago.
- Pineda, G. y Emparán, C., 2006. Geología del área Vicuña-Pichasca, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Placzek, C., Quade, J., Patchett, P.J., 2006. Geochronology and stratigraphy of late Pleistocene lake cycles on the southern Bolivian Altiplano: implications for causes of tropical climate change. *Geological Society of America Bulletin* 118 (5), 515–532.
- Potter, N. J., 1972. Ice-cored rock glacier, Galena creek Northern Absaroka mountains. Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), 3025-3028.
- Potter, N., Steig, E. J., Clark, D. H., Speece, M. A., Clark, G. M., y Updike, A. U; 1998. Galena Creek rock glacier revisited – new observations on an old controversy, *Geogr. Ann. A*, 80, 251–265.
- Presutti, E.M, 2009. Comparación de un DEM generado a partir de curvas de nivel con el DEM-SRTM para estimar la altura de plantaciones forestales. Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil. INPE. 2943-2950.
- PUC - DGA, 2010. *Dinámica de glaciares rocosos en el Chile Semiárido: Parte I, plan de monitoreo*. Informe técnico # 234 para Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Aguas, Santiago, Chile.
- PUC - DGA, 2010. *Dinámica de glaciares rocosos en el Chile Semiárido: Parte II, inventario de glaciares rocosos, cuencas de los ríos Elqui, Limarí y Choapa.* Informe técnico # 234 para Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Aguas, Santiago, Chile.
- Rabatel, A., Carte Brunet, H., Favier, V., Nicholson, L., y Kinnar, C., 2011. Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29° S): recent mass balance and 50 yr surface area variations. *The Cryosphere*, 5(4), 1029–1041.
- Ramírez, E., y Machaca, A., 2011. Determinación de balances de masa de los glaciares del Nevado Illimani mediante técnicas geodésicas. Universidad Mayor de San Andrés, Facultad de Agronomía. Bolivia. 43 pp.
- Riquelme, R., Rojas, C., Aguilar, G., y Flores, P., 2011. Late Pleistocene – early Holocene paraglacial and fluvial sediment history in the Turbio valley, semiarid Chilean Andes. *Quaternary Research*, 75(1), 166–175.
- Rivano, S. y Sepúlveda, P., 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Carta Geológica de Chile, Sernageomin, Santiago, Chile.

- Rivera, A., 1989. Inventario de glaciares entre las cuencas de los ríos Bío-Bío y Petrohué. Informe Final de Práctica Profesional. Escuela de Geografía, Universidad de Chile, Santiago, 197 pp.
- Rivera, A., Benham, T., Casassa, G., Bamber, J., y Downdeswell, J. A., 2007. Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile. *Global and Planetary Change* 59, 126-137.
- Rodríguez, M. P., Carretier, S., Charrier, R., Saillard, ..., Audin, L., 2013. Geochronology of pediments and marine terraces in north-central Chile and their implications for Quaternary uplift in the Western Andes. *Geomorphology*, 180-181, 33-46.
- Rodríguez, M. P., Aguilar, G., Urresty, C., y Charrier, R., 2015. Neogene landscape evolution in the Andes of north-central Chile between 28 and 32° S: interplay between tectonic and erosional processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 419-446.
- Roer, I., y Nyenhuis, M., 2007. Rockglacier activity studies on a regional scale: comparison of geomorphological mapping and photogrammetric monitoring. *Earth Surf. Process. Landforms* 32, 1747-1758.
- Roig, F., 1986. Tundra y tundrización en el SW de Santa Cruz, Argentina. *Acta geocriogénica (Mendoza)* 4, 129-140.
- Rosato, A., Strandburg, K. J., Prinz, F., y Swendsen, R. H., 1987. Why the Brazil nuts are on top: Size segregation of particulate matter by shaking. *Physical Review Letters*, 58(10), 1038-1040.
- Rosenblüth, B., Fuenzalida, H., Aceituno, P., 1997. Recent temperature variations in southern South America. *International Journal of Climatology* 17, 67-85.
- Sailer, R., Kerschner, H., 1999. Equilibrium-line altitudes and rock glaciers during the Younger Dryas cooling event, Ferwall group, western Tyrol, Austria. *Annals of Glaciology*. 28, 141-145.
- Saillard, M., Hall, S., 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (318S) inferred from ¹⁰Be dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 277, 50-63.
- Sandeman, A. F., y Ballantyne, C. K., 1996. Talus rock glaciers in Scotland: Characteristics and controls on formation. *Scottish Geographical Magazine*, 112, 138-146.
- Santibañez F., 1997. Tendencias seculares de la precipitación en Chile, in Diagnóstico Climático de la Desertificación en Chile: Edited by G. Soto and F. Ulloa, CONAF, La Serena, Chile.
- Salzmann, N., Frei, C., Vidale, P.L., Hoelzle, M., 2007. The application of Regional Climate Model output for the simulation of high-mountain permafrost scenarios. *Glob. Planet. Chang.* 56, 188-202.
- Schrott, L. 1991. Global solar radiation, soil temperature and permafrost in the central Andes, Argentina: a progress report. *Permafrost and Periglacial Processes* 2, 59-66.
- Schrott, L. 1996. Some geomorphological-Hydrological aspects of rock glaciers in the Andes (San Juan, Argentina). *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd.* 104, 161-173.

- Seltzer, G. O., 1992, 'Late Quaternary Glaciation of the Cordillera Real, Bolivia', *J. Quat. Sci.* 7, 87–98.
- Slaymaker, C., 2011. Criteria to distinguish between periglacial, proglacial and paraglacial environments. University of British Columbia, Department of Geography, Vancouver, Canada
- Soto, M.V., Ferrando, F., y Viera, R., 2002. Características geomorfológicas de un sistema de glaciares rocosos y de su cuenca de sustentación en Chile semiárido. *Invest. Geogr. Chile*, 36: 1-15.
- Strahler, A., 1992. *Geología física*. Ed. Omega. Barcelona. 629pp.
- Sylvestre, F., Servant, M., Servant-Vildary, S., Causse, C., Fournier, M., Ybert, J.P., 1999. Lake-level chronology on the southern Bolivian Altiplano (18–23°S) during late- Glacial time and the early Holocene. *Quaternary Research* 51, 281–300. Valero-Garces,
- Thompson, J.A., Bell, J.C, y Butler, C.A., 2001. Digital elevation model resolution: effects on terrain attribute calculation and quantitative soil-landscape modeling. *Geoderma*, 100(1), 67-89.
- Torborg, H Rolstad, C., Elvehoy, H., Jackson, M., y Maalen-Johansen, I., 2009. Geodetic mass balance of the western Svartisen ice cap, Norway, in the periods 1968-1985 and 1985-2002. *Annals of Glaciology* 50(50), 119-125.
- Torres, H. J., 2013. Variaciones del glaciar cubierto Del Pirámide (Chile Central, 33S) entre 1965 y 2000 aplicando métodos geodésicos. M. Sc. Tesis, Pontificia Universidad Católica de Chile.
- Toutin, T., 2004. Review article: Geometric processing of remote sensing images: models, algorithms and methods, *International Journal of Remote Sensing*, 25, 10, 1893-1924.
- Trombotto, D., 1991. Untersuchungen zum periglazialen Formenschatz und zu periglazialen Sedimenten in der 'Lagunita del Plata', Mendoza, Argentinien. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, Heft 90: 171 páginas, Heidelberg.
- Trombotto, D., y Borzotta, E., 2009. Indicators of present global warming through changes in active layer-thickness , estimation of thermal diffusivity and geomorphological observations in the Morenas Coloradas rockglacier , Central Andes of Mendoza , Arge. *Cold Regions Science and Technology*, 55(3), 321–330.
- Trombotto, D., Wainstein, P., y Arenson, L. U., 2014. *Guía Terminológica de la Geocriología Sudamericana*. Vazquez Mazzini Editores.
- Umerez, J., y Wainstein, P., 2015. Los Glaciares de Escombros (o Rocosos) no son un Caso Especial de Glaciares, 701–704.
- Universidad, de Chile, 2006. Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. Departamento de Geofísica, Santiago, Chile.
- Veit, H., 1993. Upper Quaternary landscape and climate evolution in the Norte Chico (Northern Chile): an overview. –*Mountain Research and development*, 13(2):139-144.
- Valdivia, P., 1984a. Inventario de glaciares de la cuenca del río Tinguiririca. Informe Técnico. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Santiago.

- Valdivia, P., 1984b. Inventario de glaciares de Los Andes de Chile Central (32° a 35°S): ríos Aconcagua, Maipo, Cachapoal y Tinguiririca. En: Jornadas de Hidrología de Nieve y Hielo en América del Sur. Vol. I. Santiago.
- Vick, S.G., 1981. Morphology and the role of landsliding in formation of some rock glaciers in the Mosquito Range, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.* 92 2, 75–84.
- Vilchez, Z, J., 2000. Evaluación de la exactitud de modelos de elevación digital (MED) de malla regular generados a partir de curvas de nivel. *Revista Geográfica Venezolana*, 41(2), 239-256.
- Vivero, S., 2008. Inventario de glaciares descubiertos de las cuencas del río Copiapo y variaciones recientes en sus frentes. Informe Técnico. Dirección General de Aguas: Santiago, Chile.
- Vuille, M. y Milana, J.P., 2007. High-latitude forcing of regional aridification along the subtropical west coast of South America. *Geophysical Research Letters* 34, L23703
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B., Bradley, R., 2008. Climate change and tropical Andean glaciers: past, present and future. *Earth Sci. Rev.* 89, 79–96.
- Vuille, M., Franquist, E., Garreaud, R., Lavado Casimiro, W. S., y Cáceres, B., 2015. Impact of the global warming hiatus on Andean temperature, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 3745–3757.
- Wahrhaftig, C., y Cox, A., 1959. Rock glacier in the Alaska range. *Geological society of America Bulletin*, 70(4), 383-436.
- Washburn, A.L, 1973. *Periglacial processes and environments*. Arnold, London.
- Wayne, W.J., 1981. Ice segregation as an origin for lenses of non-glacial ice in “ice-cemented” rock glaciers. *J. Glaciol.*, 27:506–510.
- Whalley, W.B., 1974. Rock glaciers and their formation as part of a glacier debris-transport system. *Geographic Papers*, No. 27, University Reading, England.
- Whalley, W., Martin, H.E., 1992. Rock glaciers, mechanisms, *Progr. Phys. Geog.*, 16, 127– 186. II, Model and mechanisms, *Progr. Phys. Geog.*, 16, 127– 186.
- Whalley, W.B. y Azizi, F., 1994. Models of flow of rock glaciers: analysis, critique and a possible test. *Permafrost and Periglacial Processes* 5: 37-51.
- Whalley, W.B., Azizi, F., 2003. Rock glaciers and protalus landforms: Analogous forms and ice sources on Earth and Mars. *Journal of Geophysical Research — Planets* 108.
- White, S.E. 1976. Rock glacier and block fields, review and new data, *Quaternary Research* 6, p .77-97.
- Yang, X., y Hodler, T., 2000. Visual and statistical comparisons of surface modeling techniques for point-based environmental data In *Cartography and Geographic Information Science*, Vol. 27, No.2, 165-175.
- Yáñez, G. A., Ranero, C. R., Huene, R., y Díaz, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32–34 S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B4), 6325-6345.

Yarnal, B.M., 1982. Surface sediment analysis of a rock glacier. *Math. Geol.* 14, 371–386.

Zech, R., Glaser, B., Sosin, P., Kubik, P. W., and Zech, W, 2005. Evidence for long-lasting landform surface instability on hummocky moraines in the Pamir Mountains from surface exposure dating, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 237, 453–461.

Zech, R., Kull, C., and Veit, H., 2006. Late Quaternary glacial history in the Encierro Valley, Northern Chile (29° S), deduced from ^{10}Be surface exposure dating, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234(2–4), 277–286.

Zech, R., Kull, R., Kubik, P.W., Veit, H., 2007. Exposure dating of Late Glacial and pre-LGM moraines in the Cordon de Doña Rosa, Northern/Central Chile (31°S). *Climate of the Past Discussions* 3, 1–14.

Zech, R., May, J.-H., Kull, C., Ilgner, J., Kubik, P.W., Veit, H., 2008. Timing of the late Quaternary glaciations in the Andes from 15 to 40°S. *Journal of Quaternary Science* 23 (6–7), 635–647.

ANEXOS

ANEXO A: MAPA DE PENDIENTES DEL SECTOR DE ESTUDIO

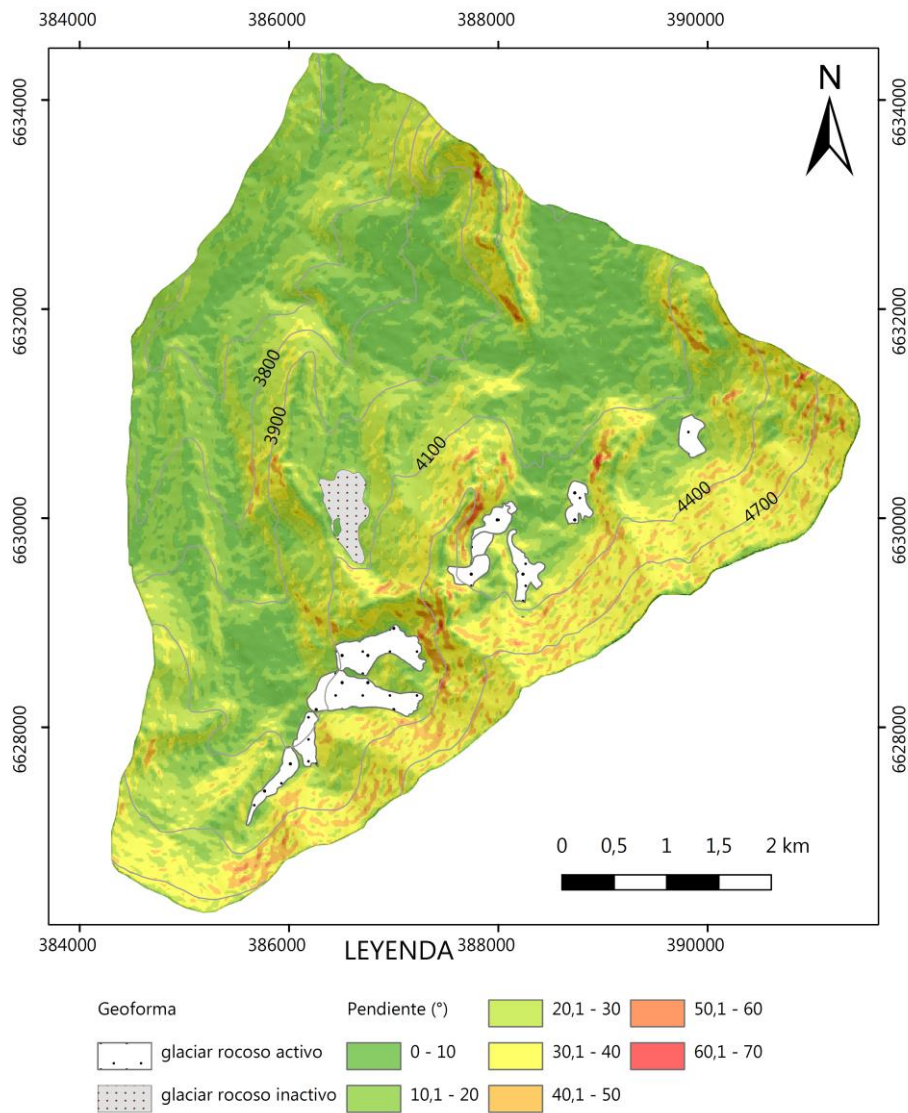


Figura A - 1. Mapa de pendientes realizado para la zona de estudio utilizando el modelo SRTM

La mayor parte de la zona de estudio indican valores bajos de pendiente (0-20°) mientras que las zonas mayores a 20° se ubican principalmente en la parte alta de los circos. Con respecto a esto último, cabe notar que casi todos los glaciares rocosos se ubican bajo laderas con pendientes mayores a 50°.

ANEXO B: MAPA DE RADIACION DEL SECTOR DE ESTUDIO

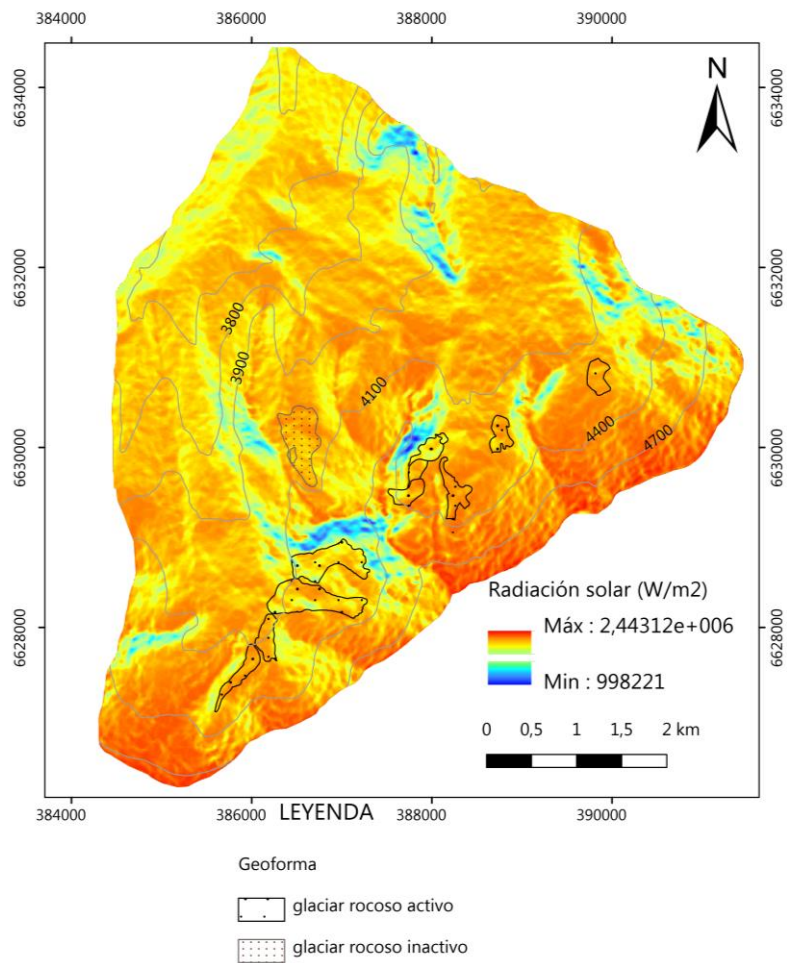


Figura B - 1. Mapa de radiación solar incidente realizado para la zona de estudio utilizando el modelo SRTM

En el mapa de radiación solar, es posible notar que las zonas que reciben menor exposición solar coinciden con las zonas de mayor pendiente, albergando, además, la mayor parte de los glaciares rocosos identificados.

ANEXO C: GENERACION DE OTROS DEM A PARTIR DE INSUMOS DISPONIBLES Y CALCULO DE RMSE ASOCIADO

Con el objetivo de utilizar y analizar otros insumos disponibles para corroborar la validez de diversos Modelos Digitales de Elevación, se muestran a continuación dos casos en que se ha intentado generar modelos o cálculos de variaciones en el tiempo y que, debido a la baja precisión que presentan, no es posible utilizar.

DEM carta topográfica IGM

A partir de las curvas vectorizadas de la carta topográfica IGM Río La Gloria, y mediante el interpolador *Natural Neighbor* de *ArcGIS*, se realizó un DEM de 5 m de resolución representativo de la quebrada Caballos para el año 1955 (Figura 90) con el objetivo de evaluar la precisión vertical y analizar la posibilidad de utilizarlo para calcular la variación altimétrica entre el año 1955 y el año 2018.

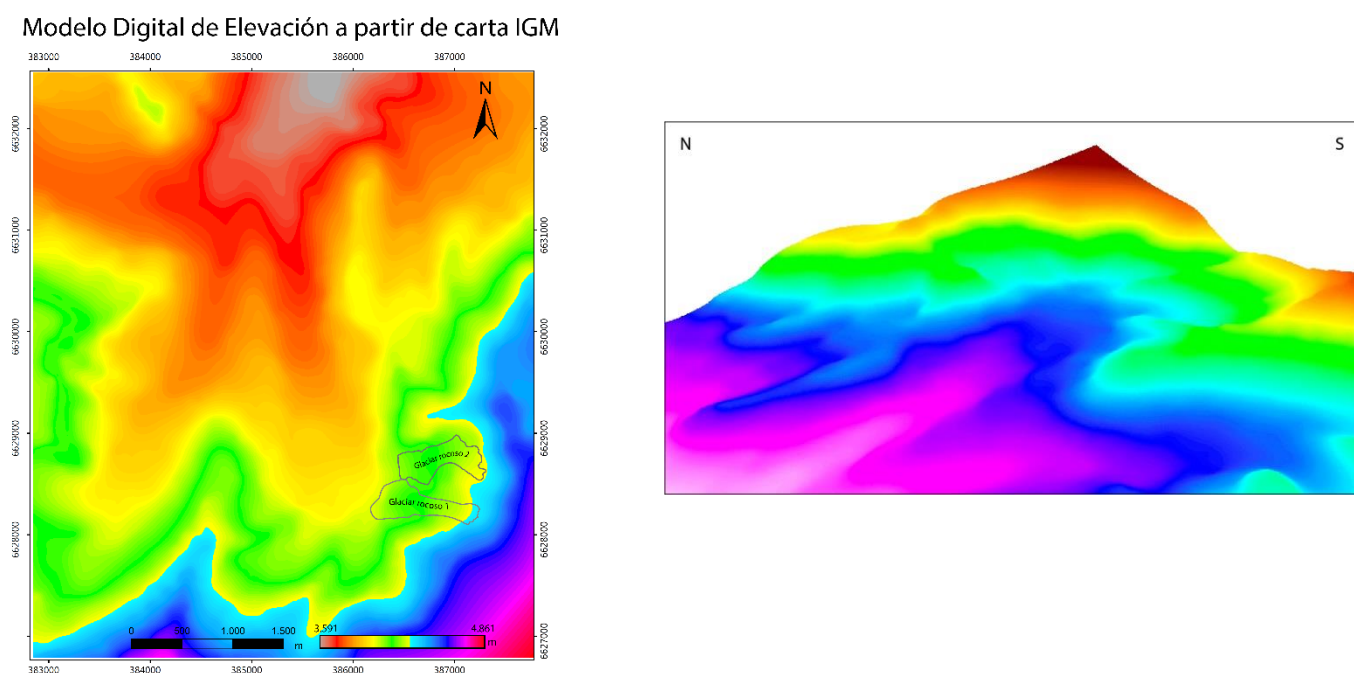


Figura C - 1. Izquierda: DEM generado a partir de la vectorización de las curvas de nivel de la carta topográfica IGM Río La Gloria para el sector quebrada Caballos. Derecha: Representación del relieve generado.

Como se observa en la Figura C - 1, el modelado de la superficie generada no es lo suficientemente detallada, incluso para este nivel de resolución (5 m).

En cuanto a la precisión de éste, se ha calculado el RMSE tomando para ello los 10 puntos de control de terreno como Z_{real} , dando un valor de RMSE de 38,36 m, por lo que se descarta como un modelo comparable debido a este altísimo valor.

Variación altimétrica utilizando modelo SRTM (2000)

Inicialmente se comparó el Modelo SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) desarrollado por la NASA en el año 2000, con los modelos dGPS desarrollados con datos del 2018 para evaluar los cambios entre este periodo. Para ello, se comparó la diferencia entre la altura de los puntos de control de terreno (GCP) con los datos de altura del modelo SRTM para esos mismos puntos, mediante la operación

PUNTOS SRTM – PUNTOS GCP 2018

El valor promedio de la diferencia en los 44 puntos muestreados corresponde a 10,91 m, con una desviación estándar de 8,32 m. Según esto, el modelo SRTM estaría por casi 11 m sobre los modelos del año 2018, por lo que, para compensar esta diferencia en relación a los datos de terreno, se les realizó el ajuste correspondiente sustrayendo este valor al modelo SRTM.

La sustracción de ambos MDE generó el ráster que se muestra en la Figura C - 2.

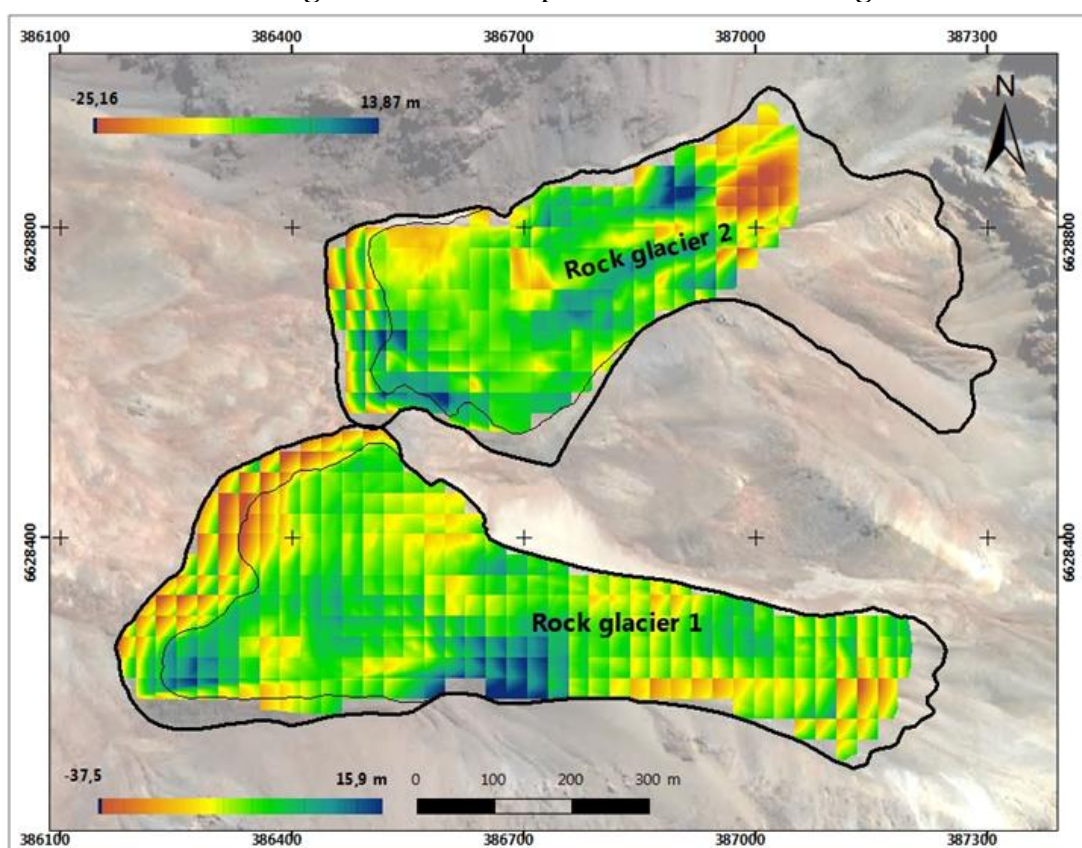


Figura C - 2. Diferencia altimétrica entre MDE gGPS y MDE SRTM 2000 para ambos glaciares rocosos

De esta manera, en el periodo 2000 – 2018, habría una disminución promedio de 3,06 m en el glaciar rocoso 1 y un aumento promedio de 6,2 m para el glaciar rocoso 2, lo que para el periodo señalado correspondería a un aumento de 16 m promedio en 18 años, es decir, 89 cm por año.

Por otro lado, el RMSE calculado para el MDE SRTM utilizando los 46 puntos de control arrojó un valor de 16,2 m en la vertical, el cual supera los valores diferenciales para ambos glaciares.

Resumen de valore RMSE para diversos MDE disponibles

Adicionalmente, se calculó el Error Medio Cuadrático para otros dos modelos disponibles de forma gratuita, el ASTER GDEM y MDE ALOS PALSAR, y del modelo de elevación desarrollado por el Servicio Nacional de Geología y Minería. Estos errores fueron calculados para analizar la precisión de cada modelo en la zona de estudio y la factibilidad de ser usado como MDE base en los procesos ortofotogramétricos descritos anteriormente.

La Tabla C - 1 resume la resolución y RMSE de cada MDE analizado, incluyendo el desarrollado a partir de la carta IGM y el MDE GEOTEC 1999 desarrollado y descrito en la sección anterior.

Tabla C - 1. Resumen de la resolución y RMSE calculado con los puntos de control para cada MDE analizado en el estudio.

MDE	Res. (m)	RMSE
Alos Palsar	12	43,84
Aster GDEM	30	18,11
SRTM	26,67	16,02
Sernageomin	10	9,05
IGM	5	38,26

Como se observa en la Tabla C - 1, los valores RMSE para de los MDE disponibles en la zona son altos, lo que implica una baja precisión para esta zona en específico.

ANEXO D: MAPA GEOMORFOLOGICO DESARROLLADO POR PASKOFF (1968)

A continuación, se muestra un extracto del mapa geomorfológico desarrollado por Paskoff en 1968, el cual se ha utilizado tanto como referencia bibliográfica así como para discutir lo planteado en la sección 5.1. En rojo se delimita la zona de estudio de este trabajo. Términos como auge y verrou señalan procesos glaciales: en el primer caso, auge alude a los valles modelados por glaciares, en el segundo, verrou señala los estrechamientos de los valles glaciales producto de afloramientos rocosos más resistentes en los laterales de los valles.

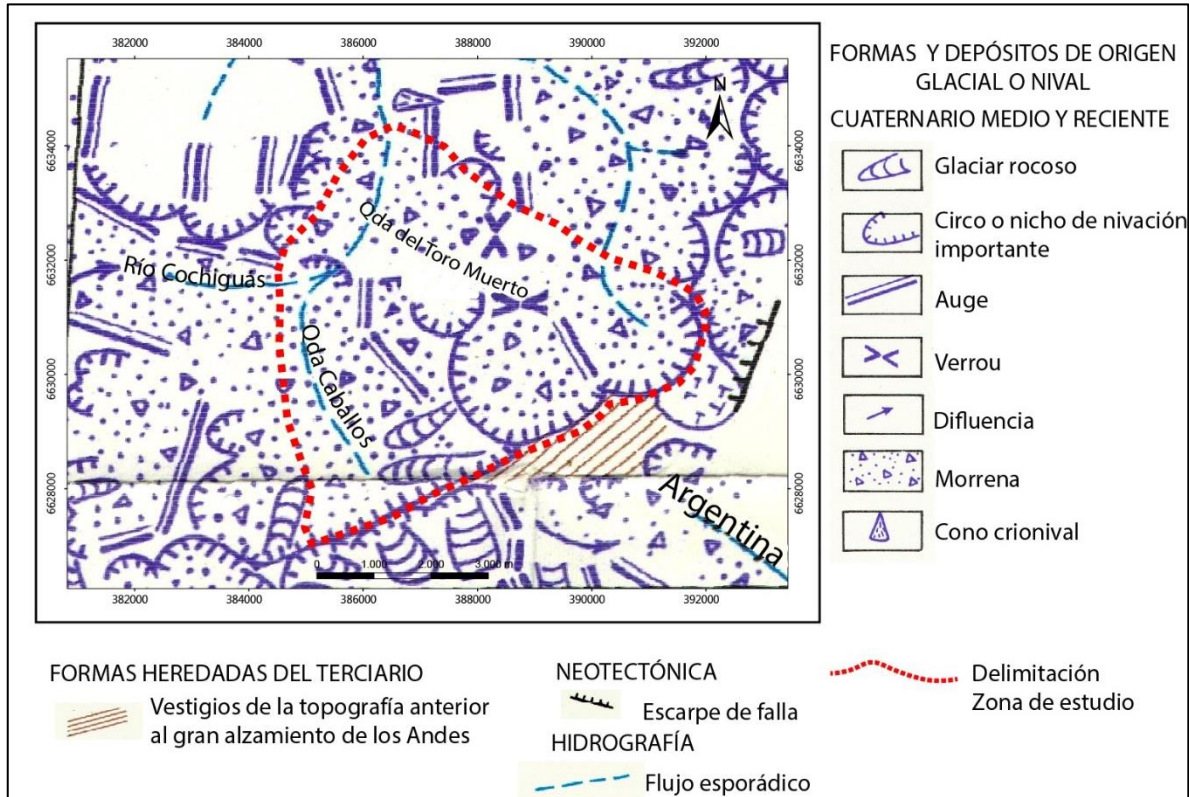


Figura D - 1. Extracto del mapa geomorfológico desarrollado por Paskoff (1968) para la Región de Coquimbo.

ANEXO E: TEMPERATURA MEDIA ANUAL DEL AIRE (MAAT)

Las curvas de temperatura de la Figura X se han calculado a partir de datos de temperatura de 11 estaciones meteorológicas localizadas en los Andes, y como variables explanatorias de los cambios de temperatura se ocupó el cambio latitudinal (northing) y la altura derivada del Aster gDEM. En términos estadísticos, se ocupó un Linear mixed effect model, la cual es una regresión de datos jerarquizados o agrupados (Azócar, 2013). Se calculó para un periodo de 20 años (1981 a 2010).

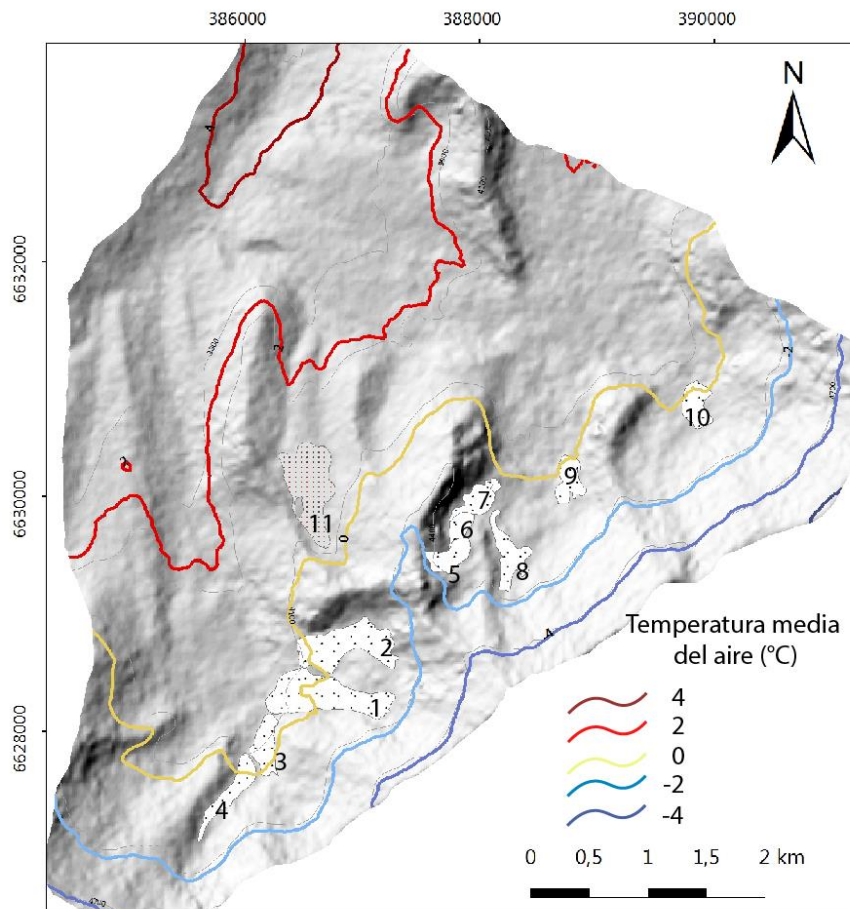


Figura E - 1. Curvas de Temperatura Media Anual del Aire en la zona de estudio. Esquema desarrollado a partir del modelamiento de MAAT de Azócar (2013).

ANEXO F: TEST DE SIGNIFICANCIA ESTADISTICA PARA DATOS DE PRECIPITACION ESTACIONES CERCANAS

Se ha realizado un test de significancia con los datos de precipitación recopilados en cada estación meteorológica. Esta prueba consiste en analizar los datos mediante una regresión lineal y luego comparar los valores F y P (señalados en las figuras siguientes como *Significance F* y *P-value*) al valor 0,05. Si los datos marcados en rojo son menores a ese valor, las tendencias pueden considerarse como reales. Mientras menores sean los valores F y P, mas significativo es el resultado.

SUMMARY OUTPUT LA SERENA									
<i>Regression Statistics</i>									
Multiple R	0.27462913								
R Square	0.07542116								
Adjusted R Square	0.06745065								
Standard Error	71.6975472								
Observations	118								
<i>ANOVA</i>									
	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Significance F</i>				
Regression	1	48642.5	48642.5	9.4625297	0.002616195				
Residual	116	596302.4	5140.538						
Total	117	644944.9							
	<i>Coefficients</i>	<i>Standard Error</i>	<i>t Stat</i>	<i>P-value</i>	<i>Lower 95%</i>	<i>Upper 95%</i>	<i>Lower 75.0%</i>	<i>Upper 75.0%</i>	
Intercept	1263.09586	379.5568	3.327818	0.0011732	511.3358252	2014.856	824.2756	1701.916	
X Variable 1	-0.59606159	0.19377	-3.07612	0.0026162	-0.979848342	-0.21227	-0.82009	-0.37204	

Figura F - 1. Test de significancia estadística para estación La Serena

SUMMARY OUTPUT LA ORTIGA								
<i>Regression Statistics</i>								
Multiple R	0.121872337							
R Square	0.014852867							
Adjusted R Square	-0.012512332							
Standard Error	127.1072695							
Observations	38							
<i>ANOVA</i>								
	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Significance F</i>			
Regression	1	8769.048	8769.048	0.5427648	0.466063446			
Residual	36	581625.3	16156.26					
Total	37	590394.3						
	<i>Coefficients</i>	<i>Standard Error</i>	<i>t Stat</i>	<i>P-value</i>	<i>Lower 95%</i>	<i>Upper 95%</i>	<i>Lower 75.0%</i>	<i>Upper 75.0%</i>
Intercept	2907.676989	3756.033	0.774135	0.4439054	-4709.910681	10525.26466	-1483.9394	7299.293345
X Variable 1	-1.385293796	1.880339	-0.73673	0.4660634	-5.198797117	2.428209525	-3.583817	0.813229449

Figura F - 2. Test de significancia estadística para estación La Ortiga

SUMMARY OUTPUT LOS NICHOS								
<i>Regression Statistics</i>								
Multiple R	0.284088							
R Square	0.080706							
Adjusted R Square	0.053668							
Standard Error	119.9901							
Observations	36							
<i>ANOVA</i>								
	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Significance F</i>			
Regression	1	42975.55	42975.55	2.984907	0.093118821			
Residual	34	489518.9	14397.61					
Total	35	532494.4						
	<i>Coefficients</i>	<i>Standard Error</i>	<i>t Stat</i>	<i>P-value</i>	<i>Lower 95%</i>	<i>Upper 95%</i>	<i>Lower 75.0%</i>	<i>Upper 75.0%</i>
Intercept	6773.955	3845.408	1.76157	0.087133	-1040.854262	14588.76	2273.497	11274.41
X Variable 1	-3.32595	1.925084	-1.72769	0.093119	-7.238187941	0.586296	-5.57896	-1.07293

Figura F - 3. Test de significancia estadística para estación Los Nichos

SUMMARY OUTPUT PABELLON									
<i>Regression Statistics</i>									
Multiple R	0.104172								
R Square	0.010852								
Adjusted R Square	-0.01065								
Standard Error	95.2912								
Observations	48								
<i>ANOVA</i>									
	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Significance F</i>				
Regression	1	4582.529	4582.529	0.504661	0.481045586				
Residual	46	417699	9080.414						
Total	47	422281.6							
	<i>Coefficients</i>	<i>Standard Error</i>	<i>t Stat</i>	<i>P-value</i>	<i>Lower 95%</i>	<i>Upper 95%</i>	<i>Lower 75.0%</i>	<i>Upper 75.0%</i>	
Intercept	-1261.28	1978.266	-0.63757	0.526917	-5243.31922	2720.766	-3566.08	1043.527	
X Variable 1	0.705303	0.992832	0.710395	0.481046	-1.29316468	2.70377	-0.45141	1.862014	

Figura F - 4. Test de significancia estadística para estación Pabellon

SUMMARY OUTPUT LA LAGUNA									
<i>Regression Statistics</i>									
Multiple R	0.053629								
R Square	0.002876								
Adjusted R Square	-0.01668								
Standard Error	110.777								
Observations	53								
<i>ANOVA</i>									
	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Significance F</i>				
Regression	1	1805.196	1805.196	0.147104	0.702912381				
Residual	51	625848.5	12271.54						
Total	52	627653.7							
	<i>Coefficients</i>	<i>Standard Error</i>	<i>t Stat</i>	<i>P-value</i>	<i>Lower 95%</i>	<i>Upper 95%</i>	<i>Lower 75.0%</i>	<i>Upper 75.0%</i>	
Intercept	919.7268	1979.564	0.464611	0.644188	-3054.413916	4893.868	-1383.7	3223.154	
X Variable 1	-0.38152	0.994726	-0.38354	0.702912	-2.378515747	1.615478	-1.53899	0.775948	

Figura F - 5. Test de significancia estadística para estación La Laguna

SUMMARY OUTPUT COCHIGUAZ								
<i>Regression Statistics</i>								
Multiple R	0.084646							
R Square	0.007165							
Adjusted R Square	-0.03255							
Standard Error	81.99733							
Observations	27							
<i>ANOVA</i>								
	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Significance F</i>			
Regression	1	1213.048	1213.048	0.180417	0.674648203			
Residual	25	168089.1	6723.563					
Total	26	169302.1						
	<i>Coefficients</i>	<i>Standard Error</i>	<i>t Stat</i>	<i>P-value</i>	<i>Lower 95%</i>	<i>Upper 95%</i>	<i>Lower 75.0%</i>	<i>Upper 75.0%</i>
Intercept	1822.805	4058.14	0.449173	0.657177	-6535.090668	10180.7	-2956.53	6602.141
X Variable 1	-0.86056	2.026016	-0.42476	0.674648	-5.033218917	3.312096	-3.24663	1.525509

Figura F - 6. Test de significancia estadística para estación Cochiguaz

SUMMARY OUTPUT DATOS GRILLADOS CR2								
<i>Regression Statistics</i>								
Multiple R	0.094128							
R Square	0.00886							
Adjusted R Square	-0.02029							
Standard Error	208.7024							
Observations	36							
<i>ANOVA</i>								
	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Significance F</i>			
Regression	1	13238.39	13238.39	0.303934	0.585031454			
Residual	34	1480928	43556.71					
Total	35	1494166						
	<i>Coefficients</i>	<i>Standard Error</i>	<i>t Stat</i>	<i>P-value</i>	<i>Lower 95%</i>	<i>Upper 95%</i>	<i>Lower 75.0%</i>	<i>Upper 75.0%</i>
Intercept	4095.371	6685.089	0.612613	0.544208	-9490.365086	17681.11	-3728.5	11919.24
X Variable 1	-1.84596	3.348359	-0.5513	0.585031	-8.650642905	4.958725	-5.7647	2.072779

Figura F - 7. Test de significancia estadística para datos obtenidos del CR2.

ANEXO G: ABSTRACT CONGRESO INTERNACIONAL DEL CAMBIO CLIMATICO Y SUS IMPACTOS, HUARAZ, PERU, 2017.

ORIGEN, DINÁMICA Y ESTRUCTURA INTERNA DE GLACIARES ROCOSOS: IMPLICANCIAS HIDROLÓGICAS PARA EL VALLE DEL RÍO COCHIGUÁS, REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE

Catalina Pino^{1,*}, Roberto Merino ²

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile;

² Servicio Nacional de Geología y Minería, Avda. Santa María 0104, Santiago, Chile

*E-mail: catapinorivas@gmail.com

Sumilla

Los Andes semiáridos de Chile, en zonas de gran altitud, presentan dos ambientes modeladores principales, uno de carácter glacial y otro periglacial. Dentro de éste último, los glaciares rocosos son la geoforma más característica, y representan una superficie considerable en estas zonas montañosas. Éstos tienen características completamente diferentes a un glaciar descubierto, en cuanto a su origen, comportamiento, morfología, régimen térmico y contribución hídrica. Si bien se les ha atribuido un potencial hídrico del orden de un 60% en sus formas más activas, los datos actualmente disponibles no permiten extrapolar este comportamiento para todos los cuerpos con morfología similar en alta montaña. Además de su real aporte hídrico a las cuencas, se ha discutido principalmente sobre su origen, señalando procesos criogénicos o glaciogénicos en su génesis. El presente trabajo expone los puntos actualmente en discusión sobre los glaciares rocosos, definiendo la problemática sobre la cual abordar la investigación en curso. Así, se podrán determinar las condiciones climáticas, geográficas y geológicas que permiten la conservación del permafrost de alta montaña de la Quebrada Caballos, y establecer cuantitativamente su volumen de agua mediante el análisis y comprensión de su estructura interna.

Palabras clave: *glaciar, glaciar rocoso, permafrost, ambiente periglacial*

Abstract

The Semi-arid Andes of Chile, in high altitude zones, show two main environments in landscape settings. One of them are related to glacial processes, whereas the another one corresponds to the periglacial processes. Within the latter, rock glaciers are most remarkable morphology, and represents a wide surface in these mountain areas. These bodies have features completely different to an uncovered glacier (i.e white glacier) regarding to the origin, behavior, morphology, thermal regime and hydrological contribution. Although they have been attributed a hydrological potential inside the bodies, near to a 60% of water equivalent, currently available data do not allow general conclusions for this behavior in all bodies with similar morphology in high mountains. In addition to its real hydric contribution to basins, it has been mainly discussed about its origin, suggesting cryogenic or glaciogenic processes in its genesis. This work exposes the points currently in discussion about rock glaciers, defining the problems on which approach the research. Thus, it will be possible to determinate the climate, geographic and geological conditions that allow the conservation of high mountain permafrost in Quebrada Caballos, establishing quantitatively its water equivalent through the analysis and understanding of its internal structure.

Key Words : *glacier, rock glacier, permafrost, periglacial environment*

Introducción

Los Andes semiáridos se ubican entre los 28° y 32°S, dentro de los Andes Centrales de Chile, y poseen rasgos climatológicos y geomorfológicos distintivos, en donde recientemente tanto procesos glaciales como periglaciales han configurado el paisaje. En la Región de Coquimbo, ubicada en esta zona semiárida, los procesos de fusión e infiltración nival alimentan la cuenca de importantes ríos como el Elquí, Limarí y el Choapa, entre otros, los que constituyen un recurso primordial en el desarrollo de las actividades agrícolas y ganaderas de la zona.

Sin embargo, en los últimos años, la región se ha visto afectada por un creciente déficit hídrico, atribuido principalmente al cambio climático y calentamiento global.

Por otra parte, esta zona ha cobrado especial interés debido a la constante exploración y explotación de yacimientos minerales, lo que supone ciertas variables ambientales a considerar respecto al impacto de estas actividades económicas en la región.

Lo anterior ha propiciado el interés de las comunidades por conocer la disponibilidad de reservas hídricas, su dinámica a través del tiempo y su distribución espacial, fundamentalmente para elaborar estrategias de conservación y preservación en zonas vulnerables como ésta.

Nuestro trabajo consiste, principalmente, en evidenciar que existe agua en forma de hielo en los glaciares rocosos de la Quebrada Caballos, Región de Coquimbo, constituyendo una reserva hídrica para la cuenca, y cuya conservación está condicionada por parámetros climáticos, geológicos y geográficos.

Para ello, a continuación se exponen los principales puntos que motivan la investigación, a modo de entender la problemática actual, y posteriormente se señalan las metodologías a utilizar para llevar a cabo el estudio, entendiendo que este tema está en los inicios de su desarrollo, y por lo tanto aún no se tienen resultados concluyentes.

Zona de Estudio

El área de estudio corresponde a la Quebrada Caballos, en el sector sur del nacimiento de los ríos Claro y Cochiguás, en la Región de Coquimbo. La zona se inserta en un ambiente de alta montaña con altitudes que fluctúan entre los 3600 y 5000 m s.n.m.

en un dominio morfoclimático periglacial de altura. El clima de este sector se caracteriza por presentar veranos secos y cálidos e inviernos húmedos, y la vegetación presente corresponde a la estepa altoandina, paisaje que contrasta con los humedales altoandinos desarrollados en áreas de mayor humedad edáfica. La Figura 1 representa la zona estudiada, mostrando un relieve modelado

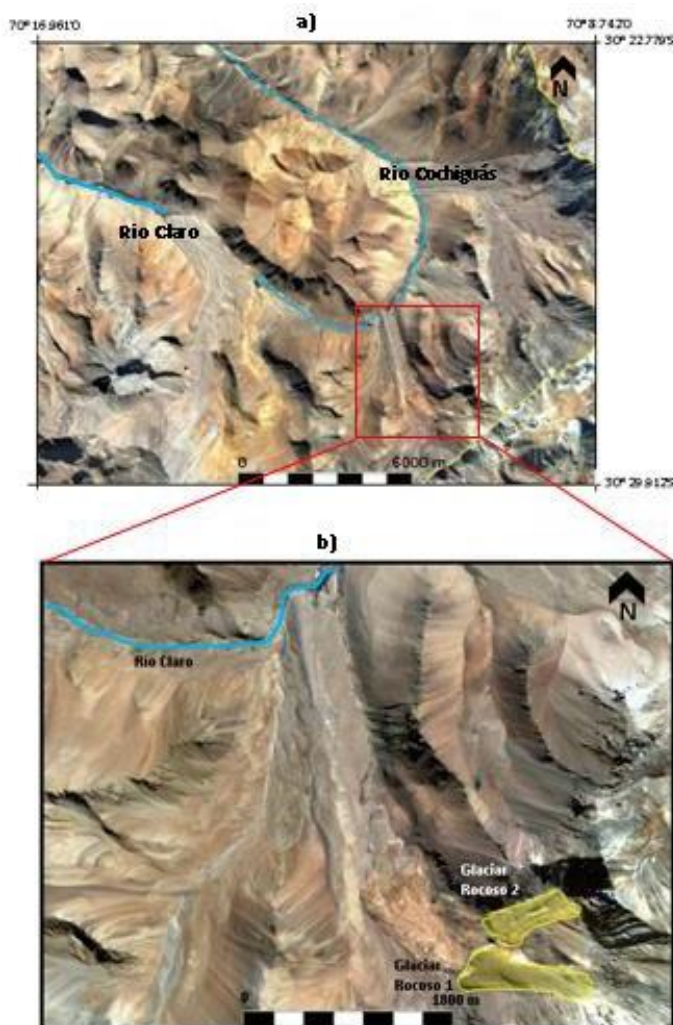


Figura 1. Zona de estudio. a) Valle del río Claro y río Cochiguás. b) Detalle de la Quebrada Caballos y los glaciares rocosos de estudio, marcados en amarillo.

predominantemente por procesos glaciales, y actualmente por procesos periglaciales.

Terminología y geomorfología asociada

El ambiente periglacial es definido como el espacio en que la acción del congelamiento y/o procesos relacionados al permafrost dominan la morfología y dinámica del paisaje (French, 2007). En Sudamérica, a diferencia del resto del mundo, la existencia de

permafrost parece ser una condición esencial para definir un ambiente como periglacial. Para ello, se requiere de

una terminología adecuada para definir morfologías y procesos asociados a este ambiente. En ese sentido, dentro de las geoformas identificadas en el sector de estudio, hay unas que suelen presentar las características superficiales de un flujo de lava con cordones y surcos longitudinales y/o transversales, paredes laterales y un frente escarpado, pero que se emplazan en un relieve predominantemente glacial y ausente de volcanismo (Berger et al., 2004). Son cuerpos en forma de lengua o lóbulo, con cubierta detrítica abundante, ubicados generalmente en terrenos de alta montaña o polar seco (Capps, 1910 en Ferrando, 2002).

Estas formas se han denominado glaciares rocosos (Barsch, 1996), y son una forma común en los Andes Semiáridos. Éstos cubren una significativa superficie, incluso mayor que la ocupada actualmente por los glaciares descubiertos (Schrott, 1996; Paskoff, 1970).

Estas manifestaciones de permafrost constituyen un fenómeno de considerable interés, debido a su valor como indicadores de condiciones ambientales actuales y pasadas (Barsch, 1996).

Pese a las recientes investigaciones sobre estos cuerpos, aún existe una controversia respecto a su estructura interna, dinámica y aporte real al sistema hídrico, en la que se ha señalado, por ejemplo, su importancia en el rol que juegan en los sistemas geomorfológicos e hidrológicos en áreas de montaña (Barsch, 1996; Brenning, 2003).

Por un lado, se ha mencionado que los glaciares rocosos representan un potencial hídrico desconocido hasta el momento en zonas semiáridas, siendo objeto de recientes investigaciones para estudiar la existencia de agua como potencial reserva hídrica y su variabilidad a través del tiempo. Brenning, por ejemplo, considera estos cuerpos como reservas de agua con un 60% de volumen.

Uno de las principales objeciones a esta postura es el hecho de que se está haciendo una interpretación global en base a rasgos netamente morfológicos.

Por otro lado, su origen es un tema de amplio debate hoy en día (Barsch, 1996; Monnier, 2014; Janke, 2015) en la que, por un lado, se argumenta a favor de un origen predominantemente criogénico (Barsch, 1996), cuya estructura interna sería una matriz de hielo y roca, mientras que, recientemente, se ha propuesto un origen glaciogénico (Whalley y Martin, 1992; Monnier, 2014) relacionado con una cubierta potente de detritos sobre una lengua glacial, conformando taludes directamente sobre la superficie del hielo.

Frente a lo anterior, tanto su controversia hídrica como respecto a su génesis, el término glacial

rocoso, hoy en día, hace referencia sólo a características morfológicas externas y no al volumen de agua equivalente, algo que actualmente está siendo investigado y discutido por autores como Arenson y Jakob (2010), Umerez y Wainstein (2015) y Brenning y Azócar (2010).

Por lo tanto, la problemática actual identificada para la zona de estudio se expresa en los siguientes cuestionamientos:

- ¿Existe hielo realmente en todos los cuerpos que presentan esta morfología?
- ¿Su origen es de tipo criogénico o glaciogénico?
- ¿Cuál es su dinámica y estructura interna?
- ¿Qué factores geológicos influyen en su dinámica?

Metodologías a utilizar para el análisis

GPR

En la actualidad un conjunto de métodos geofísicos han permitido un conocimiento más preciso de la composición interna de glaciares rocosos, donde los radares de penetración y refracción sísmica han sido los mayormente utilizados (Degenhardt y Giardino, 2003). El radar de penetración o *Ground Penetrating Radar* (GPR) mide el tiempo de recorrido entre la emisión de la señal o pulso electromagnético, su contacto con la superficie analizada y su llegada al aparato receptor, así como la amplitud de la señal receptada. Conociendo la velocidad del pulso electromagnético, es posible convertir la señal recibida en la profundidad del objeto, permitiendo distinguir las diferentes capas o estratos dentro de los glaciares (Farbrot et al., 2005).

Para efectos de esta investigación, se llevará a cabo el uso de GPR con frecuencia central de 10MHz para estudiar la estructura interna del glaciar rocoso 1 (Figura 1).

Exposición solar y pendiente

El comportamiento climático local está estrechamente relacionado con la pendiente y exposición del relieve. Esto incide directamente en la cantidad de radiación solar recibida en superficie. Se ha señalado que las laderas con exposición norte reciben mayor radiación que las dispuestas al sur, y esto, sumado a la relación con la temperatura del aire, hace necesario la construcción de un modelo de elevación digital (*DEM*) utilizando imágenes satelitales.

Geomorfología

Identificar, describir y analizar las unidades geomorfológicas del área resulta imprescindible desde un punto de vista genético como evolutivo,

dando pistas sobre los procesos que favorezcan la génesis y desarrollo de los glaciares rocosos. En ese sentido, se llevará a cabo un estudio de las geoformas glaciales y periglaciales de la Quebrada Caballos, analizando la estabilidad de las formas y la superposición de eventos que modelan el paisaje actual, así como también definiendo factores geológicos y tectónicos que puedan incidir en su evolución, para finalmente realizar un mapa geomorfológico del sector.

1. Alcances de la Investigación

Esta investigación apunta a contribuir al conocimiento del permafrost en los Andes mediante el estudio de la geomorfología glacial y periglacial de la zona, la estructura interna de glaciares rocosos y la posible existencia de agua congelada en interior, la variación de volumen de estos cuerpos en el tiempo, y los factores que influyen en su distribución y preservación.

Este estudio de los glaciares rocosos en la Alta Cordillera proveerá de información valiosa tanto para la planificación ambiental local como para futuras investigaciones relacionadas a la criósfera andina y su implicancia hidrológica.

2. Referencias

- Arenson, L. U., & Jakob, M., 2010. The Significance of Rock Glaciers in the Dry Andes – A Discussion of Azo Brenning (2010) and Brenning and Azocar (2010). 285(August), 282–285.
- Barsch, D. 1996. Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. Springer Verlag, Heidelberg.
- Berger J., Krainer K., Mostler, W., 2004. Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria), *Quaternary Research* 62: 233-242.
- Brenning, A., 2003. La importancia de los glaciares de escombros en los sistemas geomorfológico e hidrológico de la Cordillera de Santiago: fundamentos y primeros resultados. *Rev. Geogr. Norte Gd.* 30, 7–22
- Brenning, A., Azocar G. F., 2010. Statistical analysis of topographic and climatic controls and multispectral signatures of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27–33-S). *Permafrost and Periglacial Processes* 21(1): 54–66.
- Farbrot, H., Isaksen, K., Eiken, T., Kaab, A. & Sollid, J.L. 2005. Composition and internal structures of a rock glacier on the strandflat of western Spitsbergen, Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift–Norwegian Journal of Geography* Vol. 59, 139–148.
- Ferrando, F. 2002. Glaciares rocosos: Algunas comparaciones morfológicas entre Los Alpes occidentales y los Andes semiáridos de Chile. En: XXIII Congreso Nacional y VIII Internacional de Geografía. La Serena, Chile. 32 Págs.
- French, H.M. 2007. The periglacial environment, Wiley.
- Janke, J. R., Bellisario, A. C., & Ferrando, F. A., 2015. Geomorphology Classification of debris-covered glaciers and rock glaciers in the Andes of central Chile. *Geomorphology*, 241, 98–121.
- Monnier, S., Kinnard, C., Surazakov, A., Bossy, W., 2014. Geomorphology, internal structure, and successive development of a glacier foreland in the semiarid Chilean Andes, Cerro Tapado *Geomorphology*, 207, 126–140.
- Paskoff, R., 1970: Le Chili semi aride: Recherches Géomorphologiques (Tesis de Doctorado). Ed. Biscaye Frères. Bordeaux, France. 420 p
- Schrott, L.. 1996. Some geomorphological-Hydrological aspects of rock glaciers in the Andes (San Juan, Argentina). *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd. 104*, 161- 173.
- Shulz, M.; Mudelsee, M.: REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series: *Computers & Geosciences*, v. 28, p. 421–426, 2002.
- Umerez, J., & Wainstein, P., 2015. Los Glaciares de Escombros (o Rocosos) no son un Caso Especial de Glaciares, 701–704.
- Whalley, W., H. E.. Martin, 1992. Rock glaciers, mechanisms, *Progr. Phys. Geog.*, 16, 127– 186. II, Model and mechanisms, *Progr. Phys. Geog.*, 16, 127– 186.

ANEXO H: ABSTRACT 5TH EUROPEAN CONFERENCE ON PERMAFROST, CHAMONIX, FRANCIA, JUNIO 2018.

Analysis of climate change on rock glaciers of the semi-arid Andes and its possible hydrological consequences

Catalina Pino Rivas¹

Roberto Merino González²

¹Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile. e-mail: catapinorivas@gmail.com

²Servicio Nacional de Geología y Minería, Arda Santa María 0104, Santiago, Chile. e-mail: roberto.merino@sernageomin.cl

Abstract

In the high altitude zones of the semi-arid Andes of Chile, rock glaciers are the most remarkable morphological feature, and representing a great area across the zones. However, their behavior is not well-understood. Therefore, identifying and locating these features to implement sustainable regional planning for water resources is important. The objective of this study is to develop a classification system to identify rock glaciers based on the interpretation of satellite imagery, aerial photographs and fieldwork observations. Using these measures, it will be possible to determine the volumetric variation in the active forms via the comparison of digital elevation models between 1956 – 2017; the aim is to establish relationships between these glaciers and climate, geographic and/or geological conditions. Finally, we would like to demonstrate a relationship between the volumetric variation and the hydrological contribution for this period, in order to improve knowledge about the hydrological impact of these cryoforms.

Keywords: rock glacier; permafrost; periglacial environment; Digital Elevation Model; geomorphological mapping

Introduction

Between 27–33°S, rock glaciers are of specific interest in high and dry mountain areas, where their abundance make them considerable solid water reservoirs (Corte, 1976; Azócar & Brenning, 2010). However, their dynamics and real contribution to the hydrologic system has not been well studied, besides the current inventories about rock glaciers present conceptual and delimitational mistakes related to their morphologies, without and adequate verification in the field. Therefore, a more precise inventory is necessary given the incompleteness of the Chilean glacier registry, as well as the omission of rock glaciers from classical glacier inventories (Janke *et al.*, 2015).

Our work will demonstrate the volumetric changes through time experienced by rock glaciers of Quebrada Caballos, in the upper basin of the Cochiguás River, in order to relate them to climatic variations existing over the same period. We will also determine the possible hydrological consequences that future variations can entail.

Study Area

The area is located in the Coquimbo Region of Chile, in the southern sector of the headwaters of the Claro

and Cochiguás Rivers (Fig. 1). It corresponds to a high mountain environment with altitudes between 3600 and 5000 m.a.s.l. The mean monthly temperature ranges from 5°C in the summer to -5°C in the winter. Precipitation almost exclusively occurs in winter, as snow, and varies between 25 and 300mm (New *et al.*, 2002).

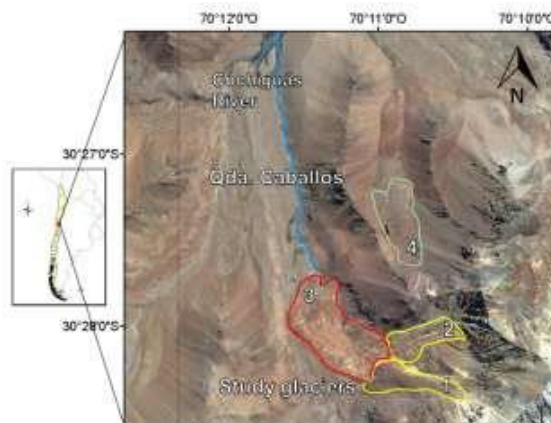


Figure 1. Area studied. Rock glaciers 1 & 2 are delimited by a yellow line, rock glacier 3 in red and rock glacier 4 is delimited by a green line.

Methods

Geomorphological mapping

The geomorphological assemblage was surveyed in the field with the aim of identifying and discriminating geomorphological spatial units and features, such as glacial deposits, moraines, rock glaciers, among others. They have been mapped also by interpretation of high-resolution satellite imagery.

Development of digital elevation models from aerial photographs

We will use photogrammetric processing of stereo imagery and interpolation techniques to generate digital elevation models that allow to study volume changes between the years 1956 – 2017 on rock glaciers 1 & 2 of the study area (Fig. 1). This will be done through the aerial photographs acquired on 1956 by the Geographical and Military Institute (IGM) of Chile.

Surface data collection with differential GPS

A field campaign will be carried out in which differential GPS points will be raised, which will be used later to georeferenced and orthorectify the aerial photographs, in addition to measuring and reconstructing the surface of the rock glaciers to delimit the cryoforms.

Comparison of climatic variables with changes in volume

Based on the results obtained from the digital elevation models, we will proceed to evaluate the climatic variables for the study area in the period between 1956 – 2017. In order to attribute the volume changes to the climate change in such period.

Preliminary results

Geomorphology

By observing the front, the surface and their shape, we have selected four rock glaciers (Fig.2) in order to establish some common features and differences between them. We have preliminarily classified the rock glaciers 1 & 2 (Fig.2a) as an active forms, due the steep front, the evidence of ridges and furrows, imbricated clasts, and tongue-shaped. On the other hand, the cryoforms 3 (Fig. 2b) & 4 (Fig. 2c) seems like an inactive and relict form, respectively. The first one shows front slopes below the angle of repose with a smooth front scarp, while the second one is characterized by collapsed structures on its surface. However, these two forms are confusing, so this must to be verified in the field.

Expecting results

The results of this investigation will be obtained in the first semester of 2018, in order to have relevant conclusions about the volumetric changes of rock glaciers, their hydrological implications and their relationship with climate change, as well as contributing to the improvement in the inventory of rock glaciers in Chile, applying new methodologies and categories.

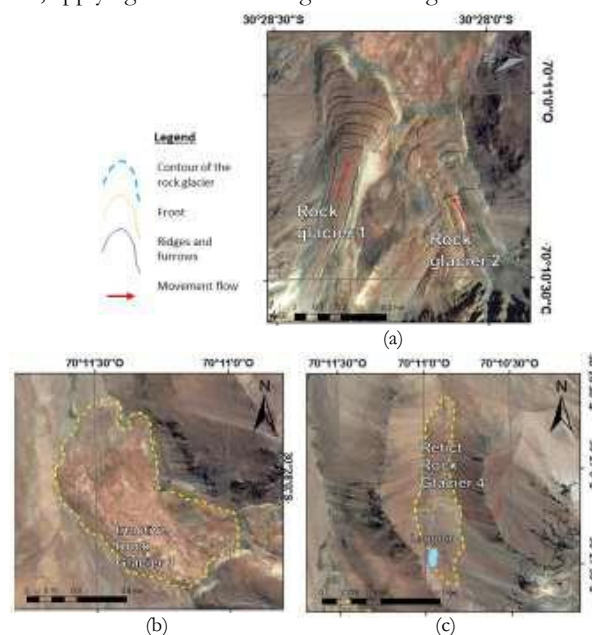


Figure 2. The four cryoforms selected and classified for this study. (a) active forms (b) inactive forms and (c) forms.

Acknowledgments

I would like to thank to the National Geology and Mining Survey of Chile (SERNAGEOMIN) for its support and funding for field campaigns, and for the possibility of working on this topic, which is relevant to the country nowadays.

References

- Azócar, G.F. & Brenning, A. 2010. Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27° - 33°S). *Permafrost and Periglacial Processes* **21**: 42-53.
- Corte, A. 1976. The hydrological significance of rock glaciers. *Journal of Glaciology* **17**: 157-158.
- Janke, J. R., Bellisario, A. C., & Ferrando, F. A. 2015. Classification of debris-covered glaciers and rock glaciers in the Andes of central Chile. *Geomorphology* **241**: 98-121.

**ANEXO I: ABSTRACT XV CONGRESO GEOLOGICO CHILENO,
CONCEPCION, CHILE**



XV CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO “GEOCIENCIAS HACIA LA COMUNIDAD”

18 AL 23 DE NOVIEMBRE DE 2018. UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN,
CONCEPCIÓN, CHILE

[Descargar en PDF](#)

Resultados preliminares de la variación volumétrica de dos glaciares de roca: evolución, relaciones con la geomorfología local y posibles implicancias hídricas.

Código: FK251RM

Catalina Pino Rivas¹, Roberto Merino González²

- (1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
- (2) Servicio Nacional de Geología y Minería

En la alta cordillera de la provincia del Elqui, en el río Cohiguás (30°27'S), se reconoce un paisaje dominado por procesos glaciales y periglaciales. En ella, los glaciares han sido señalados como potenciales reservas de agua, aunque su dinámica y contribución hidrológica no ha sido entendida del todo. Es por esto que el estudio de estas geoformas cobra relevancia para generar políticas sustentables de manejo de estos potenciales recursos hídricos.

El objetivo principal de este estudio es cuantificar la variación volumétrica de los glaciares de roca en la quebrada Caballos en la cuenca del río Cochiguás para el período comprendido entre 1956 – 2018, para determinar la influencia de la evolución geomorfológica, las variaciones climáticas y sus posibles implicancias hidrológicas en la cuenca.

Se realizó un mapa geomorfológico de la quebrada Caballos, sobre dos glaciares de roca, se tomaron datos topográficos utilizando GPS diferencial y se les realizó una caracterización de su cubierta detrítica. Con ello, será posible comparar los volúmenes de los glaciares de roca en el tiempo, al cotejar la topografía actual con superficies reconstruidas a partir de fotografías aéreas del año 1956 y 2000 de la misma zona.

En el mapeo se identificaron geoformas glaciales, periglaciales, rasgos criogénicos y remociones en masa. Entre ellas morrenas laterales, con alturas entre 3.500 y 3.800 m s.n.m; de las cuales la morrena más occidental exhibe rasgos criogénicos evidentes como selección por congelamiento, leves surcos y cordones superficiales, y un escarpe lateral pronunciado compuesto de material más fino. Así también se identificaron glaciares de roca lenguados de fondo de valle, protalus lobes, laderas de gelifluxión y depósitos de avalancha.

La cubierta detrítica de los glaciares de roca está condicionada por el alto grado de alteración de los afloramientos fuente, el ángulo del escarpe frontal es mayor al ángulo de reposo y la geoforma se presenta abultada. Estas características indican que estos cuerpos están activos, y que los procesos de meteorización física juegan un rol importante en su dinámica.

Finalmente se espera que la comparación de los volúmenes de los glaciares rocosos indique cambios considerables, dada la baja en las precipitaciones y aumento de temperatura en los últimos años en la zona, lo que incidiría directamente en las reservas de agua dulce para la región.

**ANEXO J: MAPA GEOMORFOLOGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO
(adjunto)**