



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

INFLUENCIA GLACIAR Y CRIOGÉNICA EN LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN
MASA DE LA ALTA CORDILLERA DEL VALLE DEL ELQUI, SUBCUENCA DEL RÍO
COLORADO, REGIÓN DE COQUIMBO

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

ALEJANDRO ALTAIR ALFARO SOTO

PROFESOR GUÍA:
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
SOFÍA REBOLLEDO LEMUS
STELLA MOREIRAS

Este trabajo ha sido financiado por la Subdirección de Geología del Servicio Nacional
de Geología y Minería y por la Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo

SANTIAGO DE CHILE

2023

**RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA
POR: ALEJANDRO ALTAIR ALFARO SOTO
FECHA: 2023
PROF. GUÍA: SERGIO A. SEPÚLVEDA VALENZUELA**

**INFLUENCIA GLACIAR Y CRIOGÉNICA EN LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA DE
LA ALTA CORDILLERA DEL VALLE DEL ELQUI, SUBCUENCA DEL RÍO COLORADO,
REGIÓN DE COQUIMBO**

La cuenca alta del río Elqui y particularmente la subcuenca del río Colorado, presentan una morfología donde se han preservado las evidencias de glaciaciones antiguas y recientes, además de un registro importante de varios eventos de remociones en masa tipo deslizamientos y avalanchas de roca y detritos.

El presente estudio busca determinar la influencia glacial y criogénica en la generación de remociones en masa en la alta cordillera de los Andes centrales de Chile, a partir del caso de estudio en el valle del río Colorado de la región de Coquimbo. Para ello se realiza una caracterización y análisis geológico-geomorfológico a fin de reconocer las particularidades de los procesos glaciales, gravitaciones, fluviales, aluviales y criogénicos que dominan el relieve actual del área de estudio.

Sobre esta base se definen los Sistemas Paraglaciales Confluencia, Quebrada Las Tetas y La Gitana, además del Sistema Periglacial Llano Las Liebres. Todos ellos se caracterizan por una anomalía sedimentaria de grandes volúmenes de roca y detritos en el fondo del valle donde, además, se reconoce una interdependencia de procesos fluviales, glaciales, gravitacionales y criogénicos.

Respecto de la inestabilidad paraglacial del valle se observa un control litoestructural en el modelado original y reciente del valle. Las debilidades y orientación de estratos y estructuras favorecieron la erosión glacial que dio origen al valle principal y sus tributarios. Asimismo, los procesos más superficiales como los criogénicos, se ven favorecidos por el tipo de roca y su orientación interna, además de los aportes gravitacionales que a su vez se ven influenciados por este mismo control geológico.

Así, se definen 3 etapas de inestabilidad paraglacial, la Etapa I se asocia a los primeros avances glaciares que modelaron el valle; la Etapa II se vincula con los últimos avances del glaciar El Tapado y, finalmente, la Etapa III que tiene relación con las condiciones climáticas contemporáneas donde la degradación de la criósfera y el permafrost cobran mayor relevancia.

Finalmente, a partir de los modelos numéricos se concluye que los efectos mecánicos asociadas al avance y retroceso del hielo representan un factor preparatorio en cuanto a generar las condiciones que favorecen y “preparan” la ladera para una posterior falla.

*A mis abuelos Luzmi, Ester y Julito,
Por siempre, gracias.*

AGRADECIMIENTOS

El desarrollo de este trabajo se llevó a cabo gracias al financiamiento de la Subdirección de Geología del Servicio Nacional de Geología y Minería, en el marco de los proyectos de peligro por remociones en masa de la Unidad de Peligros Geológicos y Ordenamiento Territorial. Adicionalmente, se contó con el apoyo de la Agencia Nacional de Innovación y Desarrollo a través de la Beca de Magíster para Funcionarios Públicos.

En primer lugar, agradecer a mi familia Nataly, Amanda y Lorenzo, que siempre están presentes en los momentos importantes y valiosos con su apoyo incondicional. A mis padres Alicia y Wilfredo y mi hermana Catharina por sus consejos, palabras y ayuda desinteresada.

Agradezco a mis amigos y colegas del Sernageomin, la Universidad y la vida, en especial a Cristina, Enrique, Jorge, Marisol, Mónica, Francisco, Antonio, Javier, Gilma, Felipe, Carolina J., Carolina E. quienes de alguna u otra manera forman parte de este trabajo con sus enriquecedoras discusiones, terrenos, ideas, sugerencias, ánimo y sus generosos aportes en conocimiento y experiencia. Asimismo, a todas y todos quienes de algún modo son parte de este capítulo geológico y que me han ayudado enormemente con temas logísticos, administrativos, permisos y, sobre todo, empatía.

Finalmente, a Sergio, Sofía y Stella, les agradezco su espontánea y profunda orientación que sirvió como parte fundamental para dar forma, cuerpo y sustento a este trabajo científico y, especialmente a Sergio, por su ayuda constante y empuje para sacar adelante la tesis.

Tabla de Contenido

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Motivación y presentación del problema	2
1.2 Objetivos	3
1.2.1 Objetivo General	3
1.2.2 Objetivos Específicos.....	3
1.3 Metodologías empleadas	4
2. ANTECEDENTES	7
2.1 Ubicación	7
2.2 Marco geológico	10
2.2.1 Estratigrafía	10
2.2.2 Estructuras	13
2.3 Marco tectónico, geomorfológico, climático y conceptual	15
2.3.1 Contexto tectónico y geomorfológico regional.....	15
2.3.2 Contexto climático y glaciar en los Andes centrales de Chile.....	19
2.3.3 Conceptos periglacial, proglacial y paraglacial	23
3. GEOMORFOLOGÍA DEL VALLE DEL RÍO COLORADO	26
3.1 Caracterización geomorfológica	26
3.1.1 Descripción de unidades geomorfológicas	26
3.1.2 Sistemas geocriológicos y paraglaciales	36
3.1.2.1 Segmento inferior del río Colorado: entre Llano las Liebres y quebrada Las Tetas. 40	
3.1.2.2 Sistema periglacial Llano Las Liebres	41
3.1.2.3 Sistema paraglacial La Gitana.....	42
3.1.2.4 Sistema paraglacial Qda. Las Tetas	48
3.1.2.5 Segmento alto de la cuenca del río Colorado	52
3.1.2.5.1 Sistema paraglacial Confluencia	52
3.1.3 Evolución glacial y geomorfológica del valle del río Colorado	55
3.1.3.1 Cronología glacial y modelado postglacial en el valle del río Colorado	55
3.2 Análisis morfométrico	59
3.2.1 Morfometría del valle del río Colorado.....	59
3.2.2 Características morfométricas de las principales geoformas del valle del río Colorado.....	63

4. INESTABILIDAD PARAGLACIAL EN LA CUENCA DEL RÍO COLORADO	68
4.1 Evidencias paraglaciales asociadas a la inestabilidad de laderas	68
4.1.1 Evidencias de inestabilidad post-glacial	70
4.1.2 Control lito-estructural del valle del río Colorado	72
4.2 Modelo conceptual de inestabilidad paraglacial	76
4.3 Modelamiento numérico de estabilidad paraglacial	81
4.3.1 Desarrollo del modelo	81
4.3.1.1 Geometría del modelo	82
4.3.1.2 Modelo constitutivo y condiciones de borde	86
4.3.2 Análisis estático	88
4.3.3 Análisis dinámico	91
4.3.3.1 Carga y descarga glacial	91
5. DISCUSIONES	100
5.1 Evolución de los sistemas paraglaciales	100
5.2 Inestabilidad paraglacial	103
5.2.1 Modelo UDEC	103
5.2.2 Degradación de la criósfera y variación climática	105
5.2.3 Interacción de procesos asociados al ambiente paraglacial en el valle del río Colorado	113
6. CONCLUSIONES	116
7. BIBLIOGRAFÍA	121

Índice de Figuras

Figura 1. Esquema de la hipótesis planteada.....	3
Figura 2. Modelos de elevación y de talud elaborados mediante herramientas de fotogrametría (Pix4D) para algunos sectores del valle del río Colorado. Arriba: sector Llano de las Liebres. Abajo: talud de roca en sector de confluencia del estero el Empalme con el río Colorado.	6
Figura 3. Ubicación del área de estudio (recuadro blanco), en la cordillera del valle del Elqui, específicamente en la cuenca del río La Laguna, subcuenca del río Colorado, región de Coquimbo.	8
Figura 4. Detalle del área de estudio en el segmento superior de la subcuenca del río Colorado, región de Coquimbo.....	9
Figura 5. Extracto del mapa geológico de las áreas Pisco Elqui y Paso del Agua Negra de la región de Coquimbo (Velásquez <i>et al.</i> , 2021). Las principales unidades litológicas y formaciones corresponden a las formaciones Tambo (Mt), Cerro de Las Tórtola (Mct), Doña Ana (OMda), El Tapado (Pet), Laguna Chica (Pelc), cuerpos intrusivos de los Granitos del Pérmico Medio-Triásico Medio (PeTrg) y depósitos de tipo fluvial (PIHf), remoción en masa (PIHrm), coluviales (PIHc), aluviales (PIHa), periglaciares (PIHp) y glaciares (PIHg).....	14
Figura 6. a) Configuración tectónica desde el Cretácico hasta el periodo actual, para las placas del Pacífico Sur (Zonenshayn <i>et al.</i> , 1984) b) Reconstrucción de movimiento de dos puntos en la placa de Nazca durante el Cenozoico (Pardo – Casas y Molnar, 1987). c) Régimen tectónico compresivo este-oeste durante el Plioceno, para Chile y Andes del Sur (Cembrano <i>et al.</i> , 1998). El área de estudio se muestra en el recuadro rojo.....	15
Figura 7. Dominios estructurales y sistemas de falla de la región de Coquimbo (Arredondo <i>et al.</i> , 2017). En el recuadro rojo se muestra el área de estudio	17
Figura 8. Contexto regional geomorfológico de Coquimbo. Fuente: Mapa de Recursos Minerales de la región de Coquimbo (Arredondo <i>et al.</i> , 2017). En el recuadro rojo se muestra el área de estudio.....	19
Figura 9. Principales sistemas de aporte de precipitaciones en los Andes Centrales (tomado de Zech <i>et al.</i> , 2017). a) régimen medio de precipitaciones del invierno austral (junio-julio-agosto), b) régimen medio de precipitación del verano austral (diciembre-enero-febrero). Las flechas celestes indican los principales sistemas de circulación atmosférica, desde el norte el Monzón Sudamericano de Verano (SASM) y el <i>South American Low Level Jet</i> (SALLJ), y los <i>Westerlies</i> desde el sur. Las flechas azules punteadas muestran los vientos del este de la troposfera superior. La línea roja segmentada indica la ubicación de la Diagonal Árida en líneas. L – Chaco Bajo, H – Alto Boliviano. Los números del 1 al 8 indican los sitios de estudio analizados en el trabajo de Zech <i>et al.</i> (2017), 1 Tres Lagunas, 2 Sierra de Quilmes, 3 Valle del Encierro, 4 Cordón de Doña Rosa, 5 Cerro Fredes, 6 Las Leñas, 7 Valle Rucachoroi y 8 Bariloche.	21
Figura 10. Series de tiempo anuales mostradas en línea continua respecto de (a) promedio anual de temperatura, (b) total anual de precipitaciones, (c) promedio anual de incidencia de radiación de onda corta (S_{in}), y (d) déficit de presión de vapor (VPD).	

Promedios decadales se muestran en línea gruesa horizontal. Δ valores corresponden a la diferencia entre el promedio decadal sobre 2010s y 1980s. Tomado de Robson *et al.* (2022).....22

Figura 11. Modelo del periodo paraglacial definido por Church y Ryder (1972). Se muestra como el aporte sedimentario es elevado, y decreciente, en el periodo proglacial durante la deglaciación, convergiendo a un estado de equilibrio que denota el término del periodo paraglacial.....25

Figura 12. Unidades geomorfológicas principales en el sector alto del río de la Laguna, valle del río Colorado. 1: sector Confluencia (estero El Empalme, qda. Vegas Escondidas, qda. de la Tía Pechoña y qda. El Aguilar), 2: qda. Las Tetas, 3: La Gitana, 4: Llano Las Liebres, Gl.ET: Glaciar El Tapado y Gr. LL: glaciar rocoso Llano Las Liebres.....27

Figura 13. Mapa hipsométrico del segmento superior de la subcuenca del río Colorado. Ver leyenda de estructuras geomorfológicas en la Figura 12.29

Figura 14. Sector alto del valle del río Colorado. Arriba: vista general de las nacientes del río Colorado. Se muestra el Glaciar El Tapado como sistema preservado y transición desde un glaciar descubierto (blanco de montaña) a un glaciar rocoso. Abajo: al fondo se observa el Glaciar El Tapado como un cuerpo de hielo descubierto. Debajo se distingue la fase final de glaciar rocoso con un frente activo de alta pendiente que se disponen sobre depósitos de till con morfología *hummocky*.....38

Figura 15. Perfil longitudinal a lo largo del río Colorado, desde el sector de Llano Las Liebres hacia el sistema del Glaciar El Tapado (Gl. Tapado). Se muestran los principales frentes de glaciares rocosos y cubiertos, la altura media de la isoterma 0°C indicada por Brenning (2005), algunas estructuras lineales asociadas a morrenas, escarpes de principales remociones en masa del valle principal y depósitos complejos emplazados en el fondo del valle. Las líneas discontinuas indican niveles inferidos de artesas relictas o difusas en el segmento medio e inferior del valle principal. El recuadro inferior derecho muestra la traza en planta del perfil (línea roja) y el área de estudio (polígono negro). .39

Figura 16. Vista aguas arriba del río Colorado desde el sector del Llano Las Liebres. Destaca el importante desarrollo de los procesos gravitacionales y fluvio-aluviales de gran extensión y desarrollo con coberturas detríticas provenientes principalmente de la ladera oriente del valle, en tanto la actividad de glaciares rocosos se asocia mayormente a la vertiente occidental. (Fotografía gentileza Cristina Brantt).....40

Figura 17. Vista hacia el sur del sector Llano las Liebres, específicamente del deslizamiento (contorno color rojo) interpretado con proveniencia desde la ladera oriental. Se observa la geología del valle con secuencias volcánicas/volcanosedimentarias (a y b) en colores violetas/morado a grisáceos, además del cuerpo intrusivo granitoide (c). Se destaca una pseudo estratificación que se mantiene sutilmente preservada en el depósito a los pies de la ladera.42

Figura 18. Sitio de toma de muestras para datación por C¹⁴ en sedimentos lacustres con contenido vegetal. Ver Figura 21 como referencia. (Fotografía izquierda, gentileza Cristina Brantt).44

Figura 19. Arriba: Vista hacia el norte a lo largo del valle del río Colorado, en dirección al sector de La Gitana donde se observa el diamicto principal que caracteriza este sector (flecha negra). Abajo: Vista aguas abajo del depósito de till (flecha amarilla) y avalancha superior (flecha roja).	45
Figura 20. Arriba: pseudo estratificación de niveles ubicados en la parte frontal (aguas abajo) del depósito de till (líneas negras segmentadas). Sobre este se observa el depósito de avalancha con poco transporte. Abajo, orientación preferente de clastos y niveles sedimentarios (línea segmentada roja), manteando hacia la ladera oriental, posiblemente por el impacto de una avalancha proveniente de la misma ladera (flecha negra). Ver Figura 21 como referencia.....	46
Figura 21. Vista 3D del Sistema Paraglacial La Gitana. Ortomosaico y curvas de nivel obtenidas mediante vuelo dron. Apoyo cartográfico Jorge Parra.	47
Figura 22. Vista aguas arriba del río Colorado, en la intersección con la qda. Las Tetas. Se observa un importante deslizamiento rotacional secundario originado en la ladera oriental del valle. Las Tetas. En superficie se observan evidencias de un movimiento lento y progresivo (flecha roja). La línea negra indica un eje de rocas aborregadas.	48
Figura 23. Vista hacia el este en el sector de la qda. Las Tetas. Se observa un deslizamiento principal y otro secundario que afectan las secuencias volcánicas de la Fm Laguna Chica. La línea negra muestra el escarpe principal que estaría relacionado con el límite de artesa intermedia (flecha celeste). Se muestra también un paleo nivel glaciar truncado que correspondería a una hombrera (línea amarilla).....	49
Figura 24. Vista hacia el este en la base del deslizamiento secundario del Sistema Paraglacial qda. Las Tetas. Se observa una base, a nivel del río, correspondiente al basamento rocoso de la Fm. Laguna Chica. Sobre estas unidades volcánicas (tobas riolíticas) se distingue un depósito de till, matriz soportada, con bloques facetados y aparente retrabajo glaciofluvial en su techo. Sobre esta secuencia se depositó el deslizamiento secundario descrito en el sector.	50
Figura 25. Vista 3D del Sistema Paraglacial qda. Las Tetas. Ortomosaico y curvas de nivel obtenidas mediante vuelo dron. Apoyo cartográfico Jorge Parra.....	51
Figura 26. Vista de la interacción de depósitos glaciofluviales con sistemas de deslizamientos rotacionales en el sector de Confluencia. A) Paquete sedimentario bien estratificado asociado a procesos glaciofluviales. Se observan clastos mayoritariamente subangulosos de tamaño gravilla a grava en matriz de arena media a gruesa, niveles con estructuras de gradación normal e inversa, laminaciones, lentes y estratificación cruzada, imbricación de clastos, entre otros. Destacan paquetes de grano más grueso (con bloques de hasta 1m) tanto en la base como en el techo de la secuencia. Barra blanca representa 1m. B) disposición de secuencias glaciofluviales tanto en contacto lateral como subyaciendo algunos deslizamientos rotacionales. Línea amarilla indica el techo de los depósitos glaciofluviales y línea azul muestra una terraza glaciofluvial cortada por un deslizamiento posterior (contorno en línea negra).	53
Figura 27. Vista del Sistema Paraglacial Confluencia. A) Deslizamientos complejos de tipo rotacional que afectan rocas volcánicas de la Formación Doña Ana. En línea	

segmentada negra se muestran los escarpes principales que denotan un constante dinamismo de esta remoción en masa. B) Deslizamientos rotacionales depositados sobre sedimentos o terrazas glaciofluviales. C) Vista del valle que drena desde el Glaciar El Tapado. Se reconocen extensiones importantes de depósitos glaciales y criogénicos. En línea amarilla se muestran algunos niveles de depósitos glaciofluviales (techo) que se han depositado tanto sobre como bajo algunos de los deslizamientos reconocidos en el área de Confluencia. Las líneas blancas indican crestas o contornos de morrenas; las líneas azules muestran el frente activo de los glaciares rocosos asociados a El Tapado y a Las Tolas (imagen C). (Fotografía superior gentileza Cristina Brantt).....54

Figura 28. Registro de datos de cronología glaciar en los Andes Centrales de Chile. Recopilación en base a estudio de Zech et al. (2017). Imágenes se los sectores tomados de *Google Earth*.57

Figura 29. Modelo conceptual asociado a tres fases glaciares que habrían afectado el segmento alto de la subcuenca del río Colorado.58

Figura 30. Variables morfométricas del valle del río Colorado. A) Modelo de relieve sombreado, B) modelo de formas de relieves comunes (obtenido mediante la herramienta “*Geomorphons*” de *Whitebox Tools* para *QGIS*) C) Pendiente obtenidas con el DEM Copernicus (en grados) y D) Pendiente obtenida con el DEM Alos Palsar (en grado)....61

Figura 31. Variables morfométricas del valle del río Colorado. A) Aspecto y B) Curvatura combinada (planta y perfil) obtenidas del DEM Copernicus.62

Figura 32. Curvas hipsométricas de las microcuencas de orden 3 definidas en el área de estudio. Línea roja: cuenca principal (área total). Líneas verdes: microcuencas orden 3, ladera occidental de la cuenca principal. Líneas moradas: microcuencas orden 3, cabecera de la cuenca principal. Líneas amarillas: microcuencas orden 3, ladera oriental de la cuenca principal. En la parte inferior izquierda del gráfico se muestran curvas ideales y su relación con el estado hidrológico de la cuenca (juventud, madurez o equilibrio y vejez). Cuevas obtenidas mediante la herramienta *Whitebox Tools* para *QGIS*.....63

Figura 33. *Boxplots* (arriba) e histogramas (abajo) de la distribución de alturas (m s.n.m.) de las principales geoformas reconocidas en el área de estudio (número de píxeles como densidad de superficie). Modelo a partir del DEM Copernicus. Aa: abanico aluvial; Caf: canal y senda de flujos y avalanchas; Col: cono de talud, mixto y coalescentes; Gl: glaciar de montaña y cubierto. Gr: glaciar rocoso; Ldc: ladera detrítica criogénica; LSgf: lóbulo y superficie de geliflujión; Mo: morrena; Nnv: nicho de nivación y glaciarete; Rm: remoción en masa; Scp: superficie de crioplanación.65

Figura 34. Histogramas y *boxplots* asociados a remociones en masa tipo deslizamientos y avalanchas de roca y detritos (número de píxeles como unidad de superficie). Arriba: distribución en altura de los escarpes mapeados como entidades lineales. En líneas segmentadas se muestra el rango de altura interpretado como niveles de artesa superior (rojo) e intermedia (amarillo). Abajo: distribución en altura de los depósitos de remociones en masa separados por subtipo deslizamientos y avalanchas de roca y detritos.66

Figura 35. *Boxplots* (arriba) e histogramas (abajo) de la distribución de pendiente (°) de las principales geoformas reconocidas en el área de estudio (número de píxeles como

densidad de superficie). Modelo a partir del DEM AlosPalsar. Aa: abanico aluvial; Caf: canal y senda de flujos y avalanchas; Col: cono de talud, mixto y coalescentes; Gl: glaciar de montaña y cubierto. Gr: glaciar rocoso; Ldc: ladera detrítica criogénica; LSgf: lóbulo y superficie de geliflujión; Mo: morrena; Nnv: nicho de nivación y glaciarete; Rm: remoción en masa; Scp: superficie de crioplanación.	67
Figura 36. Relación temporal entre un paisaje glacial, paraglacial y periglacial sometido a condiciones de cambios de energía (Slaymaker, 2009). A-B: glaciación; B-C: deglaciación; C-D equilibrio periglacial; D-E deterioro o mejora en las condiciones climáticas.....	69
Figura 37. Esquema simplificado del proceso sedimentario paraglacial en ambientes de montaña durante y post deglaciación. Adaptado de Cossart <i>et al.</i> (2013).	70
Figura 38. Mapa geológico y estructural simplificado. Se muestran los sectores con datos de las principales estructuras medidas en terreno. Diagramas estereográficos sobre un total de 251 datos. Geología tomada de Velásquez <i>et al.</i> (2021). PIHrm: remoción en masa; PIHc: coluvios; PIHa: dep. aluviales; PIHp: dep. periglaciares; PIHg: dep. glaciares; Mt: Fm. Tambo (rocas volcánicas y subvolcánicas); Mct: Fm. Cerro de Las Tórtolas (rocas piroclásticas); OMDa1b: Fm. Doña Ana-Miembro Tilito (b: Tobas y lavas intermedias a félsicas); Pet: Fm. El Tapado (a: rocas piroclásticas dacíticas a riolíticas, tufitas y rocas sedimentarias subordinadas / b: limolitas y lutitas, areniscas y tufitas, con intercalaciones menores de tobas de ceniza y lapilli); Pelc: Fm. Laguna Chica (a: tobas, brechas piroclásticas y lavas intermedias a félsicas / c: tobas félsicas a intermedias); PeTrg: Granitos del Pérmico Medio-Triásico Medio (p: rocas plutónicas tipo granitos, monzogranitos a sienogranitos / h rocas hipabisales microgranitos, localmente granodioritas).	73
Figura 39. Estructuras secundarias subparalelas a las laderas del valle principal (líneas segmentadas blancas) en los sectores de Llano Las Liebres (arriba) y La Gitana (abajo).	74
Figura 40. Afloramientos de rocas volcánicas (riolitas y tobas soldadas con textura de flujo) en el sector de Confluencia. Se observa que existe un control de los procesos criogénicos, especialmente la fragmentación de la roca, de acuerdo con los patrones estructurales como rumbo, manteo y la orientación de texturas de flujo (<i>fiammes</i> , minerales y líticos) indicados en líneas amarillas. Si bien en la imagen inferior la orientación de los estratos va en contra de la pendiente y, por tanto, sería menos favorable para la generación de deslizamiento planares, lo que se busca destacar es el notorio fracturamiento de la roca a favor de los diversos planos de debilidad.	75
Figura 41. Distribución de sur a norte (ascendiendo por el valle del río Colorado) de las principales remociones en masa identificadas en el área de estudio. Las barras muestran la altura mínima y máxima que alcanza el depósito respectivo. En línea segmentada se muestra el nivel base aproximado del cauce actual del río Colorado. A: segmento inferior (entre el Llano Las Liebres y qda. Las Tetas), B: segmento medio (entre qda. Las Tetas y Confluencia) y C: segmento alto (entre confluencia y nacientes de la cuenca). La flecha azul muestra el sector de La Gitana.	77

Figura 42. Mapa de distribución de remociones en masa asociadas a las distintas etapas de inestabilidad propuestas.....	80
Figura 43. Mapa síntesis del área de interés para realizar el modelo de estabilidad paraglacial en el sector de la qda. Las Tetas. Se incluyen estereogramas de los datos recopilados para las discontinuidades y disposición estructural de las rocas correspondientes a tobas y riolitas de las formaciones El Tapado (Pet(a)) y Laguna Chica (Pelc(c)).....	83
Figura 44. Perfiles topográficos utilizados para el modelo de estabilidad paraglacial. El relieve de cada perfil se diferencia según el color de acuerdo con el modelo de elevación ocupado (rojo: Copernicus 30m, azul: AlosPalsar 12,5m, verde: vuelo drone 1m). En color negro se muestra el perfil reconstruido y finalmente el que es utilizado para el modelo en UDEC. Se destaca que los modelos de elevación Copernicus y AlosPalsar tiene una diferencia entre 20 y 40m respecto del modelo de elevación levantado con drone.	84
Figura 45. Discontinuidades presentes en el sector de qda. Las Tetas. Arriba: fallas y zonas de cizalle donde se observan niveles de salvanda y arcilla desde varios centímetros hasta 1 m. Estas zonas muchas veces se encuentran subparalelas con la orientación de los estratos volcánicos, principalmente en tobas y riolitas. Abajo: disposición litoestructural de las unidades volcánicas y discontinuidades indiferenciadas; (arriba Der.) se observa la inclinación al oeste de las rocas de la Fm. El Tapado.	85
Figura 46. Zonación segmentada en profundidad con valores de 10, 15 y 20 m.	85
Figura 47. Síntesis del modelo base para utilizar en el software UDEC. Se muestran las discontinuidades y contactos litológicos (líneas verdes), las rocas de la Fm. El Tapado (color verde, tobas), las rocas de la Fm. Laguna Chica (color azul, riolitas), las condiciones de borde $v=0m/2$, la fuerza externa de gravedad y los puntos de control (id 1 al 10) para evaluar la deformación en superficie (puntos rojos). Las líneas negras segmentadas muestran la disposición de los estratos plegados de la Fm. Laguna Chica.	88
Figura 48. Resultados de modelo estático. A: gráfico de balance de fuerzas vs los ciclos del modelo. B: deslizamiento registrado en los puntos de control definidos. C: estados de plasticidad. En los gráficos A y B se observa una primera fase inicial elástica (parámetros convergiendo a infinito) y una segunda plástica (parámetros reales), en ambos casos los valores tienen a una condición de estabilidad.	90
Figura 49. Alturas del glaciar consideradas para el modelo UDEC (3.900, 4.090, 4.425 y 4.580). La flecha indica el ciclo modelado como una primera fase solo de descarga y luego un ciclo continuo de cargas y descargas.	92
Figura 50. Variación de esfuerzos (σ_{diff}) para el primer ciclo completo de descarga. En línea segmentada se muestran los distintos niveles de altura glaciar (A: 4.580, B:4.425 m, C: 4.090, D: 3900 y E: retroceso completo). Las flechas indican una descarga paulatina y decreciente. La línea negra muestra la zona del deslizamiento.	94
Figura 51. Variación de esfuerzos (σ_{diff}) para el segundo ciclo que representa los avances y retrocesos glaciares. En línea segmentada se muestran los distintos niveles de altura glaciar (A: 4.425 m, B: 4.090, C: 3900 y D: retroceso completo). En círculos se muestran	

los sectores con incremento de esfuerzo respecto de la descarga inicial. La línea negra muestra la zona del deslizamiento.	95
Figura 52. Arriba: vectores de desplazamientos máximos observados con el glaciar en su nivel más alto. Abajo: magnitudes de desplazamientos observados una vez completado todo el proceso de desglaciación. La línea negra muestra la zona del deslizamiento. ..	96
Figura 53. Gráfico de deformación vs ciclos del modelo. Izq.: desplazamientos horizontales para el ciclo completo en cada uno de los puntos de control (escala en mm). Der.: desplazamientos verticales para el ciclo completo en cada uno de los puntos de control (escala en cm). Los colores de las líneas indican cada punto de control, id 1-6: verde; id 2-7: celeste; id 3-8: naranja; id 4-9: rojo; id 5-10: fucsia.	97
Figura 54. Arriba: discontinuidades que se encuentra en tensión límite. Abajo: discontinuidades que presentan algún nivel de desplazamiento. La línea negra muestra la zona del deslizamiento. Los círculos muestran las estructuras que pudiesen tener algún efecto en la generación del deslizamiento analizado.	98
Figura 55. Caso simplificado de variación de esfuerzos (σ_{diff}) para el segundo ciclo que representa los avances y retrocesos glaciares según los niveles de altura glaciar (A: 4.425 m, B: 4.090, C: 3900 y D: retroceso completo). La línea negra muestra la zona del deslizamiento.	99
Figura 56. a) Promedio anual de la temperatura media en Chile continental utilizando 126 estaciones. La línea segmentada roja es el promedio de 19 estaciones históricas con sesgo corregido, línea segmentada gris indica la tendencia lineal. b) temperatura media en términos de anomalías absolutas en °C respecto al periodo 1961- 1990. Las barras rojas indican calentamiento y las azules enfriamiento. c) Tendencia en °C por década de la temperatura media. Círculos azules indican tendencias negativas o “más frío” y rojo indican tendencias positivas o “más cálido”. El tamaño de círculo es proporcional al calor de la tendencia. Tomado de DMC (2023).	106
Figura 57. Avalancha originada sobre el límite inferior de permafrost de montaña en la cuenca del río Elqui entre los años 1987 y 1988. El fenómeno erosionó y cubrió en su trayectoria a los glaciares rocosos Gr1, Gr5, Gr6 y Gr7 (Tomado de Iribarren, 2010). ..	108
Figura 58. Evolución del deslizamiento de roca y detritos, ubicado en la qda. de la Tía Pechoña, mediante la secuencia de imágenes de Google Earth entre 2006 y 2019. En rojo se muestra el área actual de material removilizado y en negro los escarpes identificados por Carrasco (2022). Un evento particular en junio de 2014 se habría generado por el derretimiento de nieve luego de un aumento de temperaturas abruptas (Carrasco, 2022).	109
Figura 59. Deslizamiento de roca ocurrido en enero de 2017. Arriba: imagen de índice de humedad (izquierda) y falso color (derecha) para el 19/01/2017. Abajo: imagen de índice de humedad (izquierda) y falso color (derecha) para el 29/01/2017. Se observa una disminución de los sectores con nieve entre el 19 y el 29, además de un aumento del índice de humedad (tonos amarillos) en la zona del deslizamiento (contorno negro en la imagen inferior derecha). Imágenes satelitales Sentinel 2 LA obtenidas de	

https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser . Índice de humedad basado en combinación de bandas (B8A-B11)/(B8A+B11) y falso color con la combinación 8,4,3.....	110
Figura 60. Temperatura del aire en la estación Paso Agua Negra (CEAZA) para el mes de enero de 2017.	111
Figura 61. Índice de favorabilidad de permafrost (Azócar 2013). Se sobreponen los límites de glaciares (de montaña y cubiertos), así como el resto de crioformas. Además, se incluyen los depósitos de remoción en masa (deslizamientos y avalanchas) asociados a la Etapa III del modelo conceptual propuesto. Las flechas negras señalan ejemplos de movimientos recientes como consecuencias de la degradación de la criósfera. Detalle: (a) Figura 57, (b) Figura 58 y (c) Figura 59.	112
Figura 62. Índice de favorabilidad en relación con los depósitos de remociones en masa categorizados en la Etapa III.	113
Figura 63. Esquema de los procesos asociados al ambiente paraglacial en la ladera oriental del valle del río Colorado. Los contornos de color negro resaltan los rasgos primarios del valle como cambios de pendiente, crestas y divisorias de aguas, cauces, bordes de geofomas y superficies de laderas. Las Etapas propuestos en el modelo conceptual se denotan con colores pardo (E.I), naranja (E.II) y amarillo (E.III).....	115

Índice de Tablas

Tabla 1: Unidades geomorfológicas reconocidas en el área de estudio. Definiciones propias de este estudio basadas principalmente en los trabajos de Tromboto et al., (2014), De Pedraza, J. (1996), Sánchez y Velozo (2007).	30
Tabla 2: Parámetros de las discontinuidades utilizadas en el modelo UDEC	84
Tabla 3: Parámetros del modelo constitutivo de Mohr-Coulomb utilizados en UDEC	86
Tabla 4: Parámetros utilizados para el modelo constitutivo de Mohr-Coulomb sobre la base de información bibliográfica (Wyllie y Norrish (1996), González de Vallejo, (2002), Daemen et al., (2004), Lombardi (2019) y Read y Stacey (2009))	87

1. INTRODUCCIÓN

Debido a una creciente expansión urbana y condiciones climáticas en constante evolución, el estudio de los peligros geológicos ha adquirido relevancia no sólo para los científicos sino también para la ciudadanía en general. Dentro de ese constante dinamismo socio-natural, el presente estudio busca explicar cómo los últimos cambios glaciales, la geología y los procesos criogénicos, en su conjunto, condicionan los fenómenos de remoción en masa en ambientes de montaña.

El área de estudio, correspondiente al segmento superior de la subcuenca del río Colorado, abarca parte de la cordillera de Los Andes en la zona central de Chile, en el valle del río Elqui, específicamente en la cuenca del río de la Laguna, región de Coquimbo. Este sector se caracteriza por un entorno geomorfológico del tipo cordillera andina con retención crionival, con rocas principalmente volcánicas e intrusivas y rasgos estructurales regionales de deformación cortical.

A fin de cumplir el objetivo propuesto en este estudio, se determinará la relación existente entre los procesos exógenos (glaciación, desglaciación y criogénesis) y endógenos (litología y estructuras), con la ocurrencia de remociones en masa en ambientes de montaña con características paraglaciales. Para tal efecto, se realizará un análisis de los principales rasgos geológicos y geomorfológicos, con especial énfasis en la identificación y cuantificación de las condiciones que favorecen la generación de deslizamientos y avalanchas de roca y detritos.

Tratándose de los procesos exógenos, se realizará un levantamiento geomorfológico, con un enfoque asociado al modelado glacial y postglacial como agentes desestabilizadores de laderas (*glacial debuttressing* y *paraglacial rockslope stability*). En cuanto a los procesos endógenos, se estudiará la influencia de la geología asociada a la disposición estratigráfica y estructural como factores condicionantes de remociones en masa.

Para cuantificar la influencia e interacción de los procesos descritos, se elaborarán modelos y esquemas conceptuales en base a parámetros morfométricos, geotécnicos y relaciones temporales de los distintos depósitos y formas analizadas. A partir de los datos y análisis obtenidos, se propondrá la definición de un modelo geológico-geomorfológico de evolución del área de estudio, orientado al desarrollo y generación de remociones en masa, para que este sirva de sustento para comprender los procesos observados en valles situados en la alta montaña de la cordillera de Los Andes Centrales.

1.1 Motivación y presentación del problema

Los cambios del relieve producto de la influencia glacial y postglacial, así como las condiciones criogénicas actuales y posible variación futura, son agentes preponderantes para comprender la génesis de las remociones en masa en la cordillera de Los Andes. Esta dinámica dependerá, en gran medida, del régimen de energía y las condiciones climáticas que afectan o han afectado dicho terreno y, por lo mismo, los cambios abruptos o paulatinos de estas componentes podría significar una mayor movilización de sedimentos y erosión del paisaje.

Esta transición desde condiciones glaciales a no glaciales ha sido estudiada por varios autores que dan cuenta de los efectos asociados a dichos cambios y como estos se traducirían en una inestabilidad paraglacial (Church y Ryder, 1972; Balantyne, 2002; Slaymaker, 2009; McColl, 2012; entre otros). Asimismo, las variaciones climáticas observadas hoy en día, serían un agente clave en la generación de procesos gravitacionales de la alta cordillera e inestabilidades de la criósfera.

Luego, esta evolución, tanto reciente como aquella heredada, conducen a formular la hipótesis central del estudio (Figura 1):

“La evolución del relieve de la cordillera de Los Andes en la zona central de Chile, en particular los procesos denudativos y de erosión generados a consecuencia de remociones en masa, están influenciados directamente por las condiciones glaciales, postglaciales y criogénicas, además de estar localmente favorecidos por las particularidades lito-estructurales de cada zona”.

Luego como resultado esperado del estudio, se tendrá una visión de los mecanismos de generación de remociones en masa en un ambiente de montaña con modelado glacial e inserto en la criósfera, además de un modelo geológico/geomorfológico que permita conceptualizar la evolución de estos fenómenos. Con ello se busca comprender como sería la progresión desde entornos afectados por periodos de avance y retroceso del hielo y que convergen hacia relieves con evidencias de inestabilidad paraglacial, además del deterioro de sistema criogénico, entendiendo esto como el efecto de las variaciones en las condiciones climáticas frías.

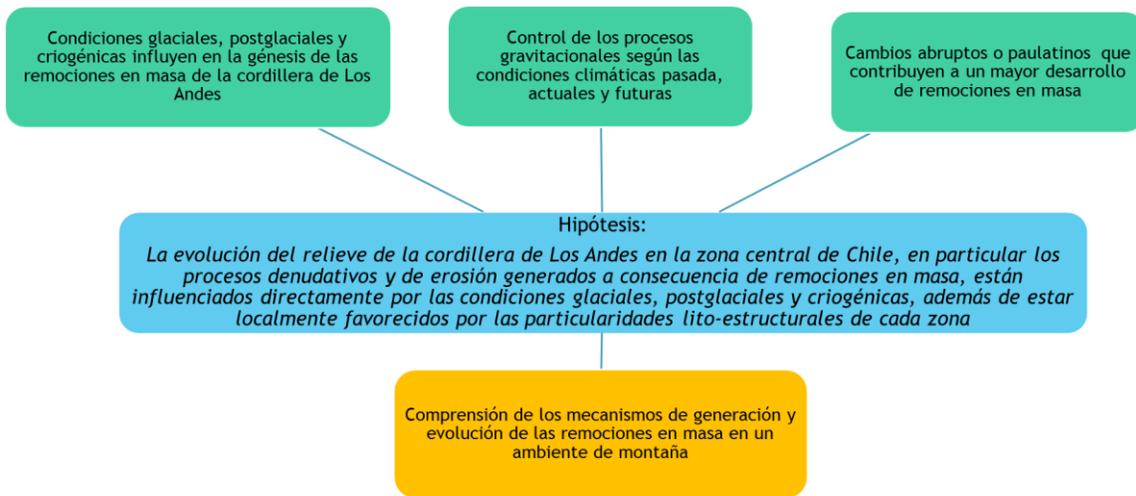


Figura 1. Esquema de la hipótesis planteada

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

El objetivo principal de este trabajo es determinar la influencia glacial y criogénica en la generación de remociones en masa en la alta cordillera de los Andes centrales de Chile, a partir del caso de estudio en el valle del río Colorado de la región de Coquimbo.

1.2.2 Objetivos Específicos

- OE1: Identificar, cartografiar y caracterizar las principales unidades geomorfológicas, con énfasis en deslizamientos, avalanchas de roca y detritos, unidades glaciales y de la criósfera.
- OE2: Determinar la relación entre el modelado glacial del valle, las características lito-estructurales del mismo y las remociones en masa derivadas de esta interacción.
- OE3: Elaborar un modelo conceptual de evolución geomorfológica enfocado en los procesos de inestabilidad paraglacial en un ambiente de alta montaña y su relación con los últimos estados glaciales del área de estudio.
- OE4: Elaborar un modelo de estabilidad de ladera que considere las relaciones previamente identificadas.

1.3 Metodologías empleadas

Para lograr los objetivos específicos establecidos (OE), se utilizaron las metodologías de trabajo propuestas a continuación:

OE1. Identificar, cartografiar y caracterizar las principales unidades geomorfológicas, con énfasis en deslizamientos, avalanchas de roca y detritos, unidades glaciales y de la criósfera.

Sobre la base de los antecedentes disponibles, en conjunto con el análisis de imágenes satelitales y aéreas, se realizó un mapeo geomorfológico, enfocado en las remociones en masa presentes en el área de estudio. Parte de este mapeo y descripción de unidades incluye la identificación de estructuras lineales como escarpes, ejes morrénicos, artesas y otras geoformas glaciales y de la criósfera.

Además, se realizaron 2 campañas de terreno, en marzo de 2019 y diciembre de 2022, con el objetivo de validar y caracterizar en detalle los distintos depósitos, morfologías, litologías y estructuras. Parte fundamental de estas campañas de terreno fue diferenciar aquellos depósitos glacigenéticos de aquellos gravitacionales como las remociones en masa. Esto se llevó a cabo observando las formas y estratigrafía de los depósitos, así como su granulometría, composición litológica, relaciones de contacto, etc. Respecto de la recopilación de los datos de estructuras, se buscó obtener información de diferentes tipos, ya sea de origen tectónico o inferir un posible efecto por la descompresión ocasionada por el retroceso y avance del hielo.

El mapeo general de la línea base del valle se realizó a una escala 1:25.000, en tanto se determinaron sitios de interés para realizar un análisis de mayor detalle a fin de establecer las relaciones que expliquen los procesos de inestabilidad paraglacial. Para esto último, se precisaron levantamientos entre 1:10.000 - 1:5.000, dependiendo de la accesibilidad y complejidad geológica-geomorfológica de los sectores identificados para ello.

En cuanto al modelo de elevación digital (DEM, *Digital Elevation Model*) utilizado, se consideraron aquellos de acceso gratuito Alos Palsar y Copernicus de 12,5 m y 30 m de resolución respectivamente. No obstante, para el análisis morfométrico a escala de valle y de unidades, se consideró solo el DEM Copernicus, y si bien limita en parte la resolución de escala, este presenta una mejor homogeneidad de los datos, sobre todo a escala de continuidad en las laderas.

OE2. Determinar la relación entre el modelado glacial del valle, las características lito-estructurales del mismo y las remociones en masa derivadas de esta interacción.

Considerando las etapas primarias del estudio, se analizaron algunas relaciones de contacto para interpretar edades relativas de las distintas unidades. Además, para ajustar la temporalidad absoluta de ciertos episodios, se obtuvieron edades mediante radiocarbono en dos muestras de sedimentos lacustres con contenido vegetal en el sector de La Gitana. Estos datos fueron complementados con antecedentes disponibles de estudios locales y regionales que dan cuenta de los distintos cambios geológicos/geomorfológicos a escala del Cuaternario en los Andes Centrales.

Complementariamente, se estudiaron los parámetros morfométricos tanto del valle como de las distintas geoformas de interés, a fin de establecer características identificadoras, relaciones espaciales o patrones de inestabilidad. Este análisis se realizó utilizando los softwares R, QGis, SAGA Gis, ArcGis, herramientas de fotogrametría y análisis estructural (Pix4D, Dips), ente otros.

Algunas de las actividades de esta etapa son el análisis de las elevaciones, sobre empinamiento e incisión del valle, pendiente y orientación de ladera, cuencas y drenajes principales, perfiles topográficos transversales y longitudinales en sectores de interés, entre otros. Además, se generan modelos digitales del terreno, ortofotos y el reconocimiento de discontinuidades a escala de ladera, ambos procedimientos mediante análisis de fotogrametría (Figura 2).

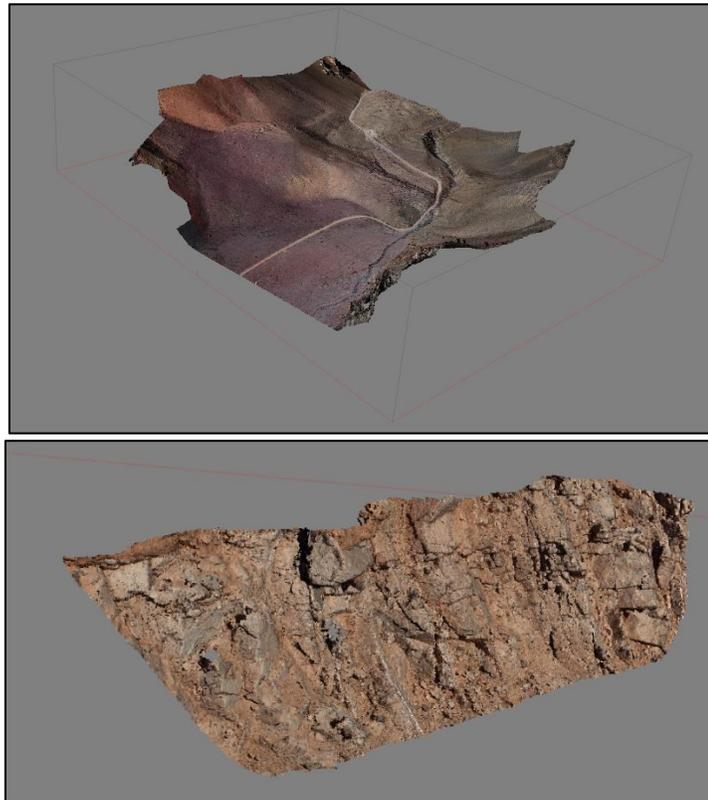


Figura 2. Modelos de elevación y de talud elaborados mediante herramientas de fotogrametría (Pix4D) para algunos sectores del valle del río Colorado. Arriba: sector Llano de las Liebres. Abajo: talud de roca en sector de confluencia del estero el Empalme con el río Colorado.

OE3. Elaborar un modelo conceptual de evolución geomorfológica del relieve, enfocado a los procesos de inestabilidad paraglacial en un ambiente de alta montaña y su relación con los últimos estados glaciales del área de estudio

En primer lugar, se recopilaron antecedentes de bibliografía, imágenes aéreas y satelitales con el fin de determinar las particularidades geológicas, geomorfológicas y climáticas que dan cuenta tanto de las condiciones actuales del área, como de los diferentes estados glaciales de la cuenca alta del río La Laguna.

A partir de los resultados del OE1 y OE2, se proponen escenarios glaciales a partir de una glaciación máxima en el valle y estados secundarios que se asocian al último máximo glacial global (gLGM) y a los principales procesos activos de la criósfera.

Finalmente, se propone un modelo geomorfológico esquemático, que muestra la evolución reciente en el área de estudio. Este modelo conceptual se enfoca en aquellos procesos que tienen directa relación con la inestabilidad de laderas y las condiciones que propician la generación de remociones en masa como deslizamientos y avalanchas de

roca, tomando en cuenta tanto el modelado y erosión glaciar, a escala de valle, como aquellos procesos más recientes y superficiales.

OE4. Elaborar un modelo de estabilidad de ladera que considera las relaciones previamente identificadas

El primer enfoque de este objetivo busca validar el concepto de inestabilidad paraglaciar, a una escala temporal de largo plazo, tomando como caso de estudio un deslizamiento postglacial. Para ello se compiló la información obtenida a escala de valle, definiendo un modelo de estabilidad de ladera que considera factores como la carga y descarga producto del avance y retroceso del hielo.

Para este propósito se consideran los datos de la geometría y parámetros de resistencia de las unidades geológicas y discontinuidades principales los cuales son estimados u obtenidos de estudios previos. Este análisis, se realiza utilizando el software UDEC.

Por otro lado, con el objetivo de reconocer los cambios recientes de inestabilidad asociada a la evolución de la criósfera, se realiza una recopilación de antecedentes, interpretación de imágenes y mapeo de entidades que dan indicios de la interacción entre el suelo, los depósitos, el agua/nieve/hielo, la altitud y la temperatura con procesos gravitacionales, erosión y/o sedimentación. Con estas relaciones se busca dar sustento a una posible y potencial degradación del permafrost.

2. ANTECEDENTES

2.1 Ubicación

El área de estudio comprende el segmento alto de la cuenca del río La Laguna, que a su vez constituye las nacientes de la hoya hidrográfica del río Elqui en la región de Coquimbo (Figura 3 y Figura 4). El tramo superior de esta cuenca se asocia a la subcuenca del río Colorado cuyas aguas provienen desde el Glaciar El Tapado (cerro homónimo a 5.536 m s.n.m.) y, en el caso de este trabajo, corresponde al segmento superior de dicho drenaje, abarcando un área aproximada de 2.460 km². Desde la perspectiva climática, se reconoce un dominio periglacial seco de alta montaña con cumbres que sobrepasan los 6.000 m s.n.m. y la presencia de geomorfologías glaciales y periglaciales que se manifiestan en distintas formas y sistemas (UGP UC, 2010).

De acuerdo con Sarricolea *et al.* (2016), a escala regional, el clima de la cuenca alta del río Elqui corresponde a tundra y tundra de lluvia invernal, sin embargo, a través de los valles el clima sería de tipo semiárido de lluvia invernal. La isoterma 0°C de temperatura media anual oscila entre los 4.000 y 4.100 m s.n.m. (Brenning, 2005), lo cual mantiene una relación directa con la presencia de glaciares rocosos activos (~4.000 m

s.n.m.) e inactivos (~ 3.800 m s.n.m.), esta última cota indicaría en forma relativa el límite inferior de permafrost discontinuo de montaña (UGP UC, 2010; Brenning, 2005; Azócar & Brenning, 2010). Específicamente en el área de estudio, se han identificado glaciares rocosos activos a cotas desde los ~ 3.720 m s.n.m. y actividad criogénica incipiente a partir de los 3.650 m s.n.m. (Alfaro *et al.*, 2018a).

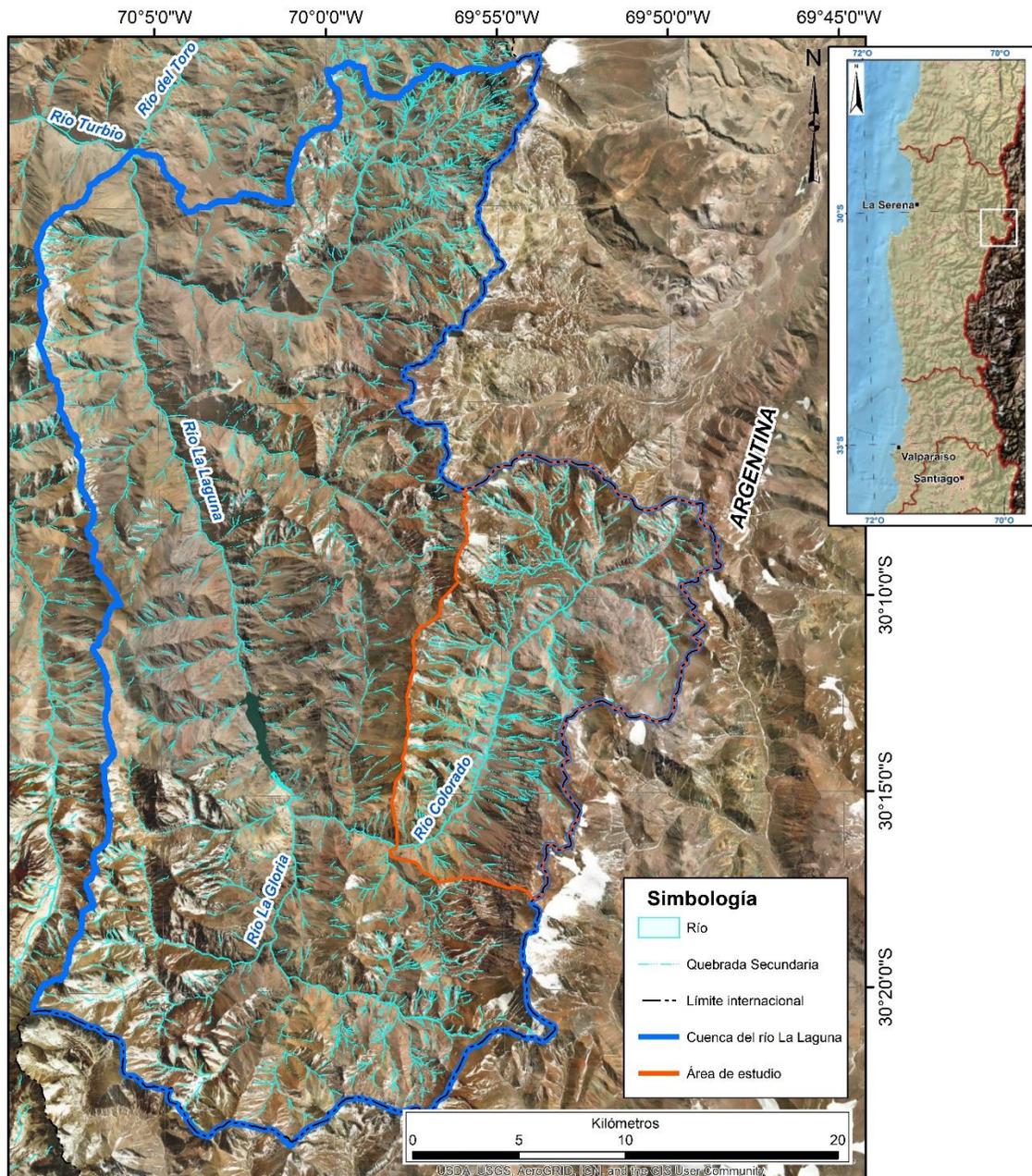


Figura 3. Ubicación del área de estudio (recuadro blanco), en la cordillera del valle del Elqui, específicamente en la cuenca del río La Laguna, subcuenca del río Colorado, región de Coquimbo.

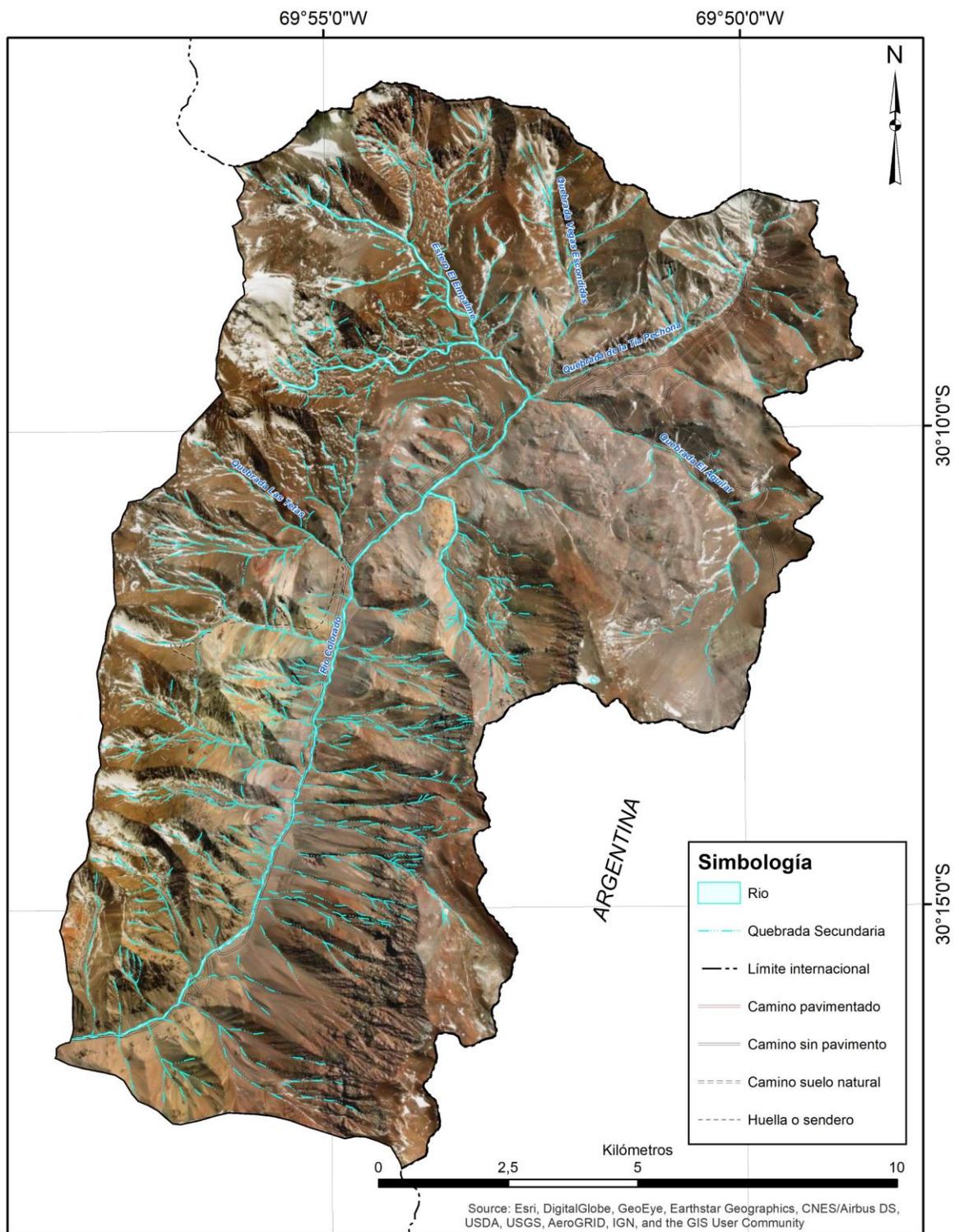


Figura 4. Detalle del área de estudio en el segmento superior de la subcuenca del río Colorado, región de Coquimbo.

2.2 Marco geológico

2.2.1 Estratigrafía

La geología del área, descrita a escala regional por Mpodozis y Cornejo (1988) y actualizada por Velásquez *et al.* (2021), comprende rocas intrusivas, volcánicas, sedimentarias y metamórficas entre el Ordovícico y el Mioceno Superior.

Específicamente en el área del río Colorado, las unidades geológicas más antiguas se depositaron hacia el Pérmico Medio y hasta el Triásico Medio, de manera continua en el tiempo, las que corresponden a abundantes rocas piroclásticas y volcánicas agrupadas en las formaciones Laguna Chica (Pelc), El Tapado (Pet(a)) y Guanaco Sonso (Trgs), limitadas entre sí por discordancias estratigráficas de carácter regional. Estratos de areniscas y limolitas intercalados en la Formación El Tapado (Pet(b)) evidencian una depositación clástica en ambiente lacustre, sincrónica con el desarrollo de este amplio volcanismo. Las raíces de este volcanismo están representadas por los Granitos del Pérmico Medio-Triásico Inferior (PeTrg), un conjunto de rocas intrusivas, tanto plutónicas como hipabisales, de composición marcadamente granítica (Velásquez *et al.*, 2021).

Posteriormente, y en mayor medida a comienzos del Mioceno, un intenso período de volcanismo habría acumulado, en discordancia angular sobre las rocas volcánicas pérmicas, grandes volúmenes de ignimbritas, brechas piroclásticas, aglomerados y lavas, agrupadas bajo el nombre de Formación Doña Ana (OMda). Durante el Mioceno Medio se depositaron, en discordancia sobre rocas provenientes del volcanismo predominantemente pérmico, las formaciones Cerro de las Tórtolas (Mct) y Tambo (Mt), las que corresponden a los últimos productos volcánicos antes de la horizontalización de la placa oceánica y consecuente migración del eje volcánico hacia el este, a la región pampeana en Argentina. Los afloramientos de las formaciones Tambo (Mt) y Doña Ana (OMda), que se ubican hacia el límite fronterizo con Argentina, corresponden a las principales rocas hospedantes de la mineralización de Au y Ag del prospecto Alturas, ubicado en el extremo meridional, en territorio chileno, de la franja metalogenética de Au-Ag-Cu El Indio-Pascua (Velásquez *et al.*, 2021).

Finalmente, cubriendo las rocas anteriormente mencionadas, se encuentran depósitos no consolidados, principalmente de tipo glacial y periglacial, dado el contexto de alta montaña y un ambiente sujeto a varios episodios con presencia de masas de hielo. Asimismo, se observan depósitos fluviales en los cauces y aluviales, coluvial y de remoción en masa, asociados a las laderas y algunos tramos en el fondo del valle.

A continuación, se describen, de más joven a más antigua, las formaciones y unidades intrusivas presentes en el área de estudio, de acuerdo con la descripción plasmada en el trabajo de Velásquez *et al.* (2021, Figura 5).

- **Formación Tambo (Mt)** (Mioceno Medio-Mioceno Superior)

Sucesión de rocas volcánicas y subvolcánicas, de hasta 600 m de espesor, conformada por riolitas, dacitas y tobas dacíticas; brechas volcánicas, dacitas y andesitas asociadas a domos. Las lavas, localmente brechizadas, presentan textura porfírica y en parte traquítica, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbola y biotita.

- **Formación Cerro de las Tórtolas (Mct)** (Mioceno Inferior-Mioceno Medio)

Sucesión de rocas piroclásticas de hasta 700 m de espesor. Incluye tobas de bloque y ceniza (block and ash) con abundantes fragmentos juveniles andesíticos, monomícticos, con fenocristales de anfíbola y plagioclasa. Localmente se reconocen tobas de ceniza y lapilli vítreas a líticas, de espesor métrico y color blanquecino, con cristales de cuarzo, plagioclasa anfíbola y biotita subordinada.

- **Formación Doña Ana (OMda)** (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior)

Sucesión de rocas piroclásticas de hasta 1.400 m de espesor. Incluyen tobas, brechas piroclásticas, aglomerados y lavas subordinadas.

Miembro Escabroso (OMda2)

Sucesión de hasta 500 m de espesor conformada por rocas piroclásticas de composición dacítica a andesítica. Incluye tobas de lapilli líticas, brechas piroclásticas, aglomerados y tobas de lapilli y ceniza líticas con cantidades variables de fragmentos juveniles andesíticos, en parte escoriáceos.

Miembro Tilito (OMda1)

Sucesión de hasta 900 m de espesor conformada por rocas piroclásticas de composición dacítica a riolítica. Se definen 2 asociaciones de litofacies para este miembro:

1a Tobas félsicas. Incluye tobas de ceniza vítreas, tobas de ceniza y lapilli vítreas y tobas de lapilli líticas.

1b Tobas y lavas intermedias a félsicas. Incluye aglomerados y tobas de ceniza y lapilli vítreas, brechas y tobas de ceniza y lapilli líticas, dacitas y andesitas de anfíbola.

- **Formación El Tapado (Pet)** (Pérmico Medio alto - Pérmico Superior)

(a) Rocas piroclásticas dacíticas a riolíticas de color rojo, amarillo y parduzco, tufitas y rocas sedimentarias subordinadas. Incluye tobas de ceniza y lapilli vítreas, soldadas, con fiammes, cuarzo y plagioclasa, y tobas de lapilli y ceniza vítreas con cantidades variables de líticos volcánicos accesorios.

(b) Limolitas y lutitas, areniscas con laminación cruzada y planar horizontal, de color gris verdoso a marrón anaranjado y tufitas, con intercalaciones menores de tobas de ceniza y lapilli. Localmente presenta intercalaciones de limolitas carbonatadas y estratos de areniscas yesíferas.

- **Formación Laguna Chica (Pelc) (Pérmico Medio)**

Sucesión de rocas piroclásticas de composición dacítica a riolítica, de, al menos, 1.000 m de espesor, de color negro anaranjado a verde y localmente cornificadas

(a) Tobas, brechas piroclásticas y lavas intermedias a félsicas. Incluye tobas de lapilli y ceniza vítreas a líticas, de color rojizo, negruzco a grisáceo; tobas de lapilli y ceniza soldadas, con juveniles vítreos alargados, plagioclasa, cuarzo y ortoclasa, tobas de ceniza vítreas, bien estratificadas, con plagioclasa, cuarzo y líticos volcánicos; brechas piroclásticas de color negruzco, rojo a anaranjado, localmente cornificadas, dacitas y andesitas.

(b) Tobas, dacitas y areniscas. Incluye tobas de lapilli vítreas a líticas, con cantidades variables de juveniles orientados; tobas de ceniza dacíticas, color violeta a grisáceo, en parte soldadas; dacitas oscuras a negras, con plagioclasa y escaso cuarzo; tobas de lapilli parcialmente retrabajadas (tufitas) y areniscas.

(c) Tobas félsicas a intermedias. Incluye tobas de lapilli y ceniza vítreas color pardo a negruzco, tobas de ceniza vítreas, blanquecinas a verdosas, localmente con estructuras sedimentarias como laminaciones, estratificación planar, cruzada y en artesa.

- **Granitos del Pérmico Medio-Triásico Medio (PeTrg) (ca. 262-248)**

Rocas plutónicas e hipabisales agrupadas en 2 litofacies:

(p) Rocas plutónicas que corresponden a granitos blanquecinos anaranjados a rosáceos, que afloran en la cuenca del río La Laguna. Específicamente, son monzogranitos a sienogranitos de textura fanerítica, inequigranulares, de grano medio a grueso. Contienen plagioclasa euhedral a subhedral levemente alterada a sericita, cuarzo anhedral y en intercrecimiento mirmequítico, ortoclasa y microclina, con anfíbola y biotita como minerales ferromagnesianos.

(h) Rocas hipabisales de color rojo a rosáceo anaranjado de fábrica isótropa. Son microgranitos de textura porfírica o microcristalina, con variaciones a aplitas, con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. La masa fundamental corresponde a un agregado cuarzo-feldespático de color rojizo. Baja cantidad de ferromagnesianos (<1%), los que se encuentran fuertemente alterados a clorita, limonitas y óxidos de hierro. Localmente pueden variar a composiciones granodioríticas.

2.2.2 Estructuras

En cuanto a la geología estructural, los rasgos mayores se definen por un conjunto de fallas de orientación cercana a NS, las cuales, según los trabajos de Mpodozis y Cornejo (1988) y Martin *et al.* (1995) corresponden a fallas inversas, que ponen en contacto rocas de basamento con secuencias volcánicas miocenas, lo cual acotaría la edad de la deformación a este período de tiempo. En el valle del río Colorado, destacan dos estructuras importantes: la Falla Colorado y la Falla Olivares, siendo ambas de basamento y las cuales mantienen la orientación regional descrita.

Según Velásquez *et al.* (2021) el estilo estructural del área está dominado por una tectónica de piel gruesa (*thick-skinned*), donde la deformación y la configuración estructural están controladas, principalmente, por fallas inversas de orientación norte-sur que separan dominios estructurales y levantan bloques de basamento paleozoico de decenas de kilómetros de extensión en sentido norte-sur. En dicho trabajo se reconocen 2 dominios estructurales: el Occidental y el Oriental. El dominio Occidental está compuesto, sobre todo, por rocas plutónicas del Carbonífero-Triásico, localmente cubiertas por rocas volcánicas y sedimentarias mesozoicas y cenozoicas, e intruidas por rocas intrusivas del Cretácico-Eoceno. Este dominio, a escala regional, se encuentra conformando un pop-up de basamento que alza la Cordillera Frontal hacia el oeste, basculando las rocas mesozoicas que afloran en el borde oriental de la cordillera de la Costa. A su vez, el dominio Oriental localizado, principalmente, en la cuenca hidrográfica del río de La Laguna, y limitado hacia el oeste por el Sistema de Fallas Baños del Toro-Los Caserones, presenta una intensa deformación tectónica, debido a la actividad de sistemas de fallas inversas y, en menor medida, de fallas normales con reactivación inversa, que limitan bloques de rocas volcánicas y sedimentarias del Pérmico-Triásico y Eoceno-Mioceno.

En el área de estudio la estructura principal observada es la Falla Olivares que según Velásquez *et al.* (2021) corresponde a una estructura subvertical, de al menos 30 km de extensión, que se reconoce desde las cabeceras del río Colorado hasta el portezuelo de río Blanco, en la frontera con Argentina. En su tramo norte, el bloque oriental de dicha falla está conformado por rocas volcánicas de las formaciones Laguna Chica (Pelc), El Tapado (Pet(b)) y Guanaco Sonso (Trgs), las que aumentan bruscamente su inclinación en el sector proximal de la falla, desde un manteo de ca. 20° en el sector Paso del Agua Negra, hasta ca. 50 a 70° hacia el oeste, en el sector proximal a la falla, lo que resulta en un anticlinal kilométrico con vergencia al oeste, con un eje de rumbo nor-noreste. Situación similar ocurre con las rocas volcánicas de la Formación El Tapado (Pet) las que alcanzan su mayor espesor en el sector cercano a la Falla Olivares. De acuerdo con lo anterior, la Falla Olivares se interpreta por Velásquez *et al.* (2021), como una falla normal con reactivación inversa, que podría haber generado el espacio de acomodación para las rocas volcánicas de la Formación El Tapado (Pet) y que, según la

observación de indicadores cinemáticos en el sector del Llano Las Liebres, tendría, además, una componente de rumbo sinistral.

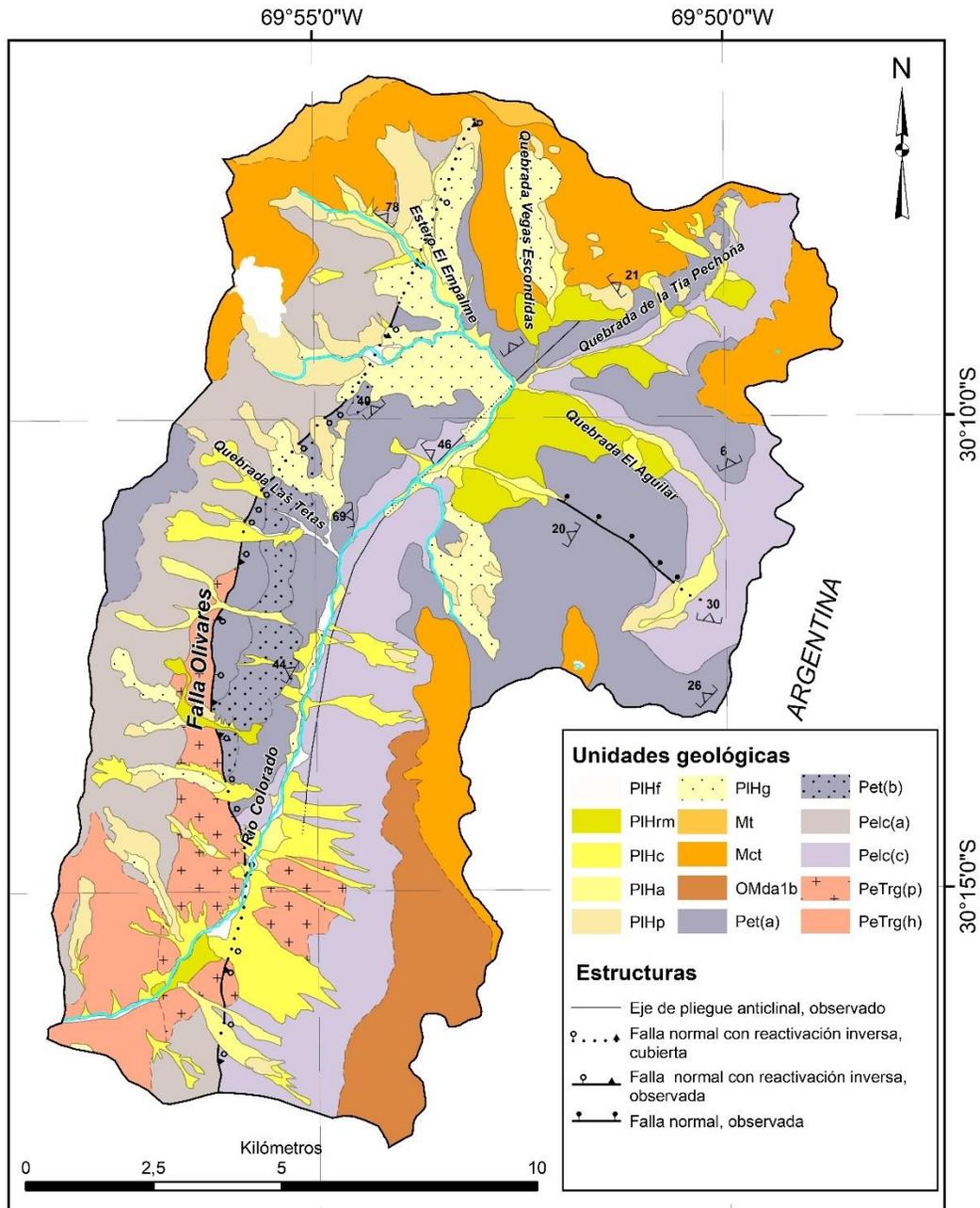


Figura 5. Extracto del mapa geológico de las áreas Pisco Elqui y Paso del Agua Negra de la región de Coquimbo (Velásquez *et al.*, 2021). Las principales unidades litológicas y formaciones corresponden a las formaciones Tambo (Mt), Cerro de Las Tórtola (Mct), Doña Ana (OMda), El Tapado (Pet), Laguna Chica (Pelc), cuerpos intrusivos de los Granitos del Pérmico Medio-Triásico Medio (PeTrg) y depósitos de tipo fluvial (PIHf), remoción en masa (PIHrm), coluviales (PIHc), aluviales (PIHa), periglaciares (PIHp) y glaciares (PIHg).

2.3 Marco tectónico, geomorfológico, climático y conceptual

2.3.1 Contexto tectónico y geomorfológico regional

El contexto tectónico actual del margen occidental de Chile se caracteriza por la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana, con un régimen, en Chile Central, que ha estado controlado por esta dinámica al menos desde el Jurásico Inferior (Fock, 2005). Algunas reconstrucciones entre las placas Nazca y Sudamericana se han realizado en base a trazas de *hot-spots* y paleomagnetismo. Es así como diversos cambios tanto en la oblicuidad de subducción como en la tasa de subsidencia han caracterizado la evolución de las placas del Pacífico sur (Pardo – Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998) (Figura 6).

Respecto a la cinemática de la subducción, algunos autores han estimado que durante los últimos 20Ma la tasa de convergencia habría decrecido desde 12 cm/año hasta valores cercanos a los 7 cm/año durante los últimos 5 Ma (Somoza, 1998). Sin embargo, estudios posteriores han determinado tasas de convergencia que van desde 8,4 cm/año (Lavenu, 2005) a 6,6 cm/año con un azimut de N78°E (Angermann *et al.*, 1999; Melnick, 2007). Es relevante mencionar que esta disminución en la tasa de convergencia coincide con la inversión de la cuenca Miocena desarrollada durante un periodo extensional previo (Jordan *et al.*, 2001).

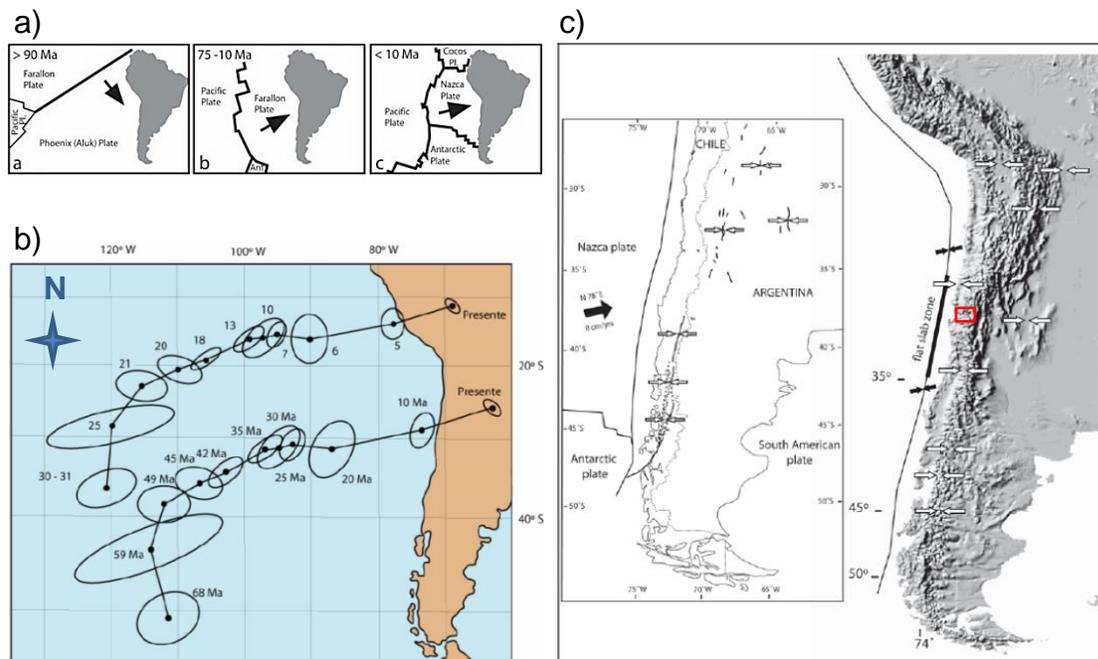


Figura 6. a) Configuración tectónica desde el Cretácico hasta el periodo actual, para las placas del Pacífico Sur (Zonenshayn *et al.*, 1984) b) Reconstrucción de movimiento de dos puntos en la placa de Nazca durante el Cenozoico (Pardo – Casas y Molnar, 1987). c) Régimen tectónico compresivo este-oeste durante el Plioceno, para Chile y Andes del Sur (Cembrano *et al.*, 1998). El área de estudio se muestra en el recuadro rojo

Por otro lado, en cuanto a la geometría de la placa subductada, es posible establecer una segmentación en función del ángulo de subducción y la latitud. Entre los 15° a 27° S la placa de Nazca desciende bajo la placa Sudamericana con un ángulo cercano a los 25° a 30°, definiendo una subducción tipo Chilena según Uyeda y Kanamori (1979). Entre los 27° a 33° S el ángulo de subducción disminuye notablemente, caracterizando una subducción “plana” o de tipo *flat slab* de unos 10° entre los 100 y 150 Km de profundidad. Esta particularidad ha sido interpretada como resultado de la fuerza de “boyancia” o flotabilidad causada por la subducción del Ridge de Juan Fernández a los 33,5°S (Gutscher *et al.*, 2002; Pardo *et al.*, 2003). Dentro de los efectos de esta segmentación y subducción tipo *flat slab* a la latitud del área de estudio (aprox. 30°S), destaca una migración de la deformación hacia Argentina (sierras Pampeanas en el trasarco), un mayor acortamiento y alzamiento cortical e interrupción de la Depresión Central y ausencia de actividad volcánica en territorio nacional.

En cuanto a marco tectónico regional, de acuerdo con Arredondo *et al.* (2017), en la región de Coquimbo es posible distinguir tres dominios estructurales con estilos distintos: Dominio Occidental, Dominio Central y Dominio Oriental. En estos dominios se observan grandes fallas longitudinales, entre las que se destacan el extremo sur del sistema de la Falla Atacama, situado al norte de ciudad de La Serena; desde Puerto Aldea al sur, las fallas Puerto Aldea y Pachingo; la falla Vicuña, que constituye una gran estructura regional reconocida entre los ríos Tránsito, en la región de Atacama, y Cogotí al SE de Ovalle; esta última marca el límite occidental de la cordillera de los Andes (Figura 7).

Por otro lado, la geomorfología de la región de Coquimbo compilada por Arredondo *et al.* (2017) constituye la parte más angosta de Chile entre la cordillera y la línea de costa, presentando una gran diversidad altitudinal. Estos autores identifican grandes áreas como la cordillera de los Andes, seguida por la mediana montaña, los valles transversales, la cordillera de la Costa y las planicies litorales. De acuerdo con Börgel (1983), la geomorfología evidencia la intervención de diferentes factores zonales (climático) y/o azonales (litológico), lo que caracteriza la diversidad ecosistémica del lugar. La cordillera de los Andes presenta altas pendientes y un relieve irregular, con alturas que superan los 3.000 m s.n.m. y, en el caso de los cerros las Tórtolas, Bañados, Colorados y Olivares, se elevan hasta los 6.000 m s.n.m. aprox. La mediana montaña se caracteriza por un sistema de variado relieve con alturas que no superan los 3.000 m s.n.m. y está separada de la cordillera de los Andes por una gran estructura regional, denominada Falla Vicuña. Asimismo, la mediana montaña es interceptada, en dirección de este a oeste, por los valles trasversales, los cuales son incididos por los ríos los Choros, Elqui, Limarí, Illapel y Choapa. La cordillera de la Costa, con alturas entre los 1.000 y 1.500 m s.n.m., es una franja de lomas que se disponen en cerros aislados, que se separan de la mediana montaña (Börgel, 1983). La planicie litoral corresponde a un área costera de suave topografía, con alturas promedio que oscilan entre los 200-300 m s.n.m. Su mayor desarrollo se encuentra en la desembocadura de la quebrada los Choros, en La Serena, en bahía Herradura, y al sur de Totoralillo, entre Tongoy y Puerto Aldea. Asimismo, su distribución espacial se prolonga al sur de la región con algunas interrupciones de la cordillera de la Costa. Esta planicie se caracteriza por sedimentos continentales y marinos. Por último, los valles transversales se caracterizan por tener un fondo amplio y plano en su desarrollo a través de la cordillera de la Costa y la planicie litoral; sin embargo, estos se profundizan, con una mayor incisión, en la medida en que se acercan a la cordillera de los Andes. En la parte plana de estos valles, se emplazan la mayoría de los poblados o áreas urbanas como Vicuña, La Serena y Coquimbo y se desarrollan las actividades agrícolas importantes para la región.

Según Alfaro *et al.*, (2018b), la geomorfología regional asociada a la cuenca alta del río Elqui se enmarca principalmente en la macrounidad de la cordillera de Los Andes, interceptada por los valles Transversales. Sus límites se encuentran relativamente bien demarcados manteniendo especial coherencia con los sistemas de fallas regionales en dirección N-S. En este aspecto se encuentra limitada tectónicamente al O por grandes fallas regionales (Falla Vicuña), que marcan una notable diferencia con las unidades geomorfológicas situadas hacia su margen occidental. Las alturas máximas se encuentran por sobre los 6.100 m s.n.m. y en cuanto a la geología, se caracteriza por litologías de rocas plutónicas, volcánicas y sedimentarias continentales, muchas de ellas afectadas por fallas de orientación principal N-S y NO-SE. Insertos dentro de esta macrounidad se distinguen amplios valles que son la continuación de los valles transversales. El origen de esta macrounidad sería principalmente tectónico, asociado al

alzamiento cortical con una destacada influencia de los procesos de erosión y depositación fluvial, aluvial y glacial (Alfaro *et al.*, 2018b).

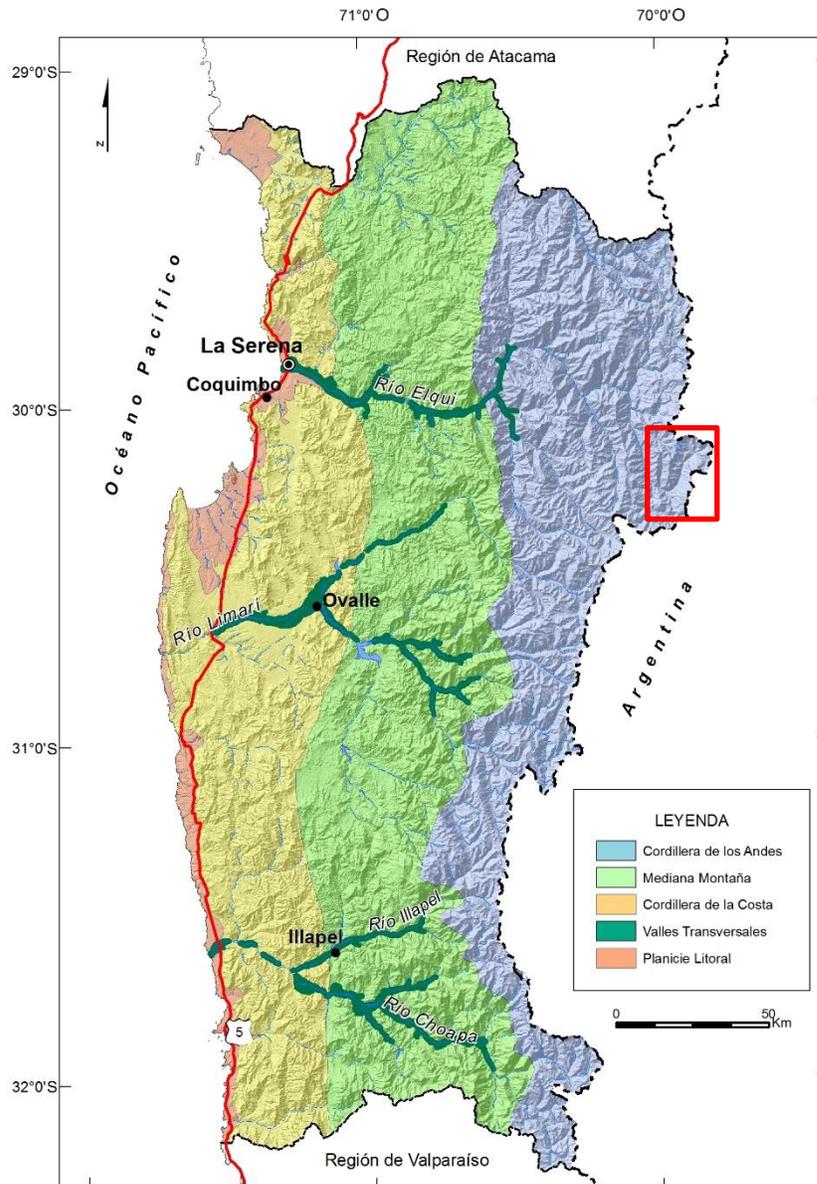


Figura 8. Contexto regional geomorfológico de Coquimbo. Fuente: Mapa de Recursos Minerales de la región de Coquimbo (Arredondo *et al.*, 2017). En el recuadro rojo se muestra el área de estudio

2.3.2 Contexto climático y glaciar en los Andes centrales de Chile

El Último Máximo Glaciar global, gLGM por su sigla en inglés, corresponde al período donde se observa un máximo volumen de hielo durante el último ciclo glaciar del planeta, el cual según Mix *et al.* (2001) debería ser calibrado y centrado en los 21 ka cal BP. No obstante, diferentes autores han utilizado métodos variados para esta estimación identificado como dato más reciente el periodo entre los 27,540 y 23,340 BP (Huges y

Gibbard, 2013). Por otro lado, se estima que para el hemisferio sur el gLGM habría comenzado antes que en el hemisferio norte, probablemente cerca de los 27 ka (Suggate y Almond, 2005).

En el contexto de los Andes Centrales Áridos de Chile y Argentina los glaciares son mayormente sensibles a las variaciones en las precipitaciones, por lo que la cronología de las glaciaciones estaría fuertemente controlada por el suministro de humedad durante estos periodos (Zech *et al.*, 2017). Por el contrario, en los Andes subtropicales se observa que los balances de masa glaciares fueron predominantemente controlados por los cambios de temperatura (Zech *et al.*, 2008). Lo expuesto anteriormente sugiere una asincronía en los avances de estos sistemas a lo largo de Los Andes Centrales, sin embargo, homologables con períodos globales, como el Younger Dryas (~12,9–11,7 ka BP. Rasmussen *et al.*, 2006), el mínimo térmico del gLGM (MIS 2) y avances glaciares máximos de América del sur (40-35 ka. Zech *et al.*, 2008).

Luego, los sistemas de circulación atmosférica, y la orografía, son claves para comprender el desarrollo en el avance y retroceso de estas masas de hielo. Dentro de los principales sistemas de circulación presentes en esta región geográfica, destacan el Monzón de Verano de Sudamérica (SASM), los vientos del oeste (*Westerlies*) y el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO). Todos ellos contribuyen al aporte de humedad tanto desde el oeste como desde el este y noreste del continente (Figura 9). Un rasgo singular lo constituye el segmento situado entre los 18°S y 27°S, tramo denominado la Diagonal Árida (Ammann *et al.*, 2001). En este sector de los Andes Centrales no se observan glaciares en la actualidad, debido a la aridez extrema, aun cuando las mayores altitudes se encuentran por sobre el límite de la isoterma 0°C (Ammann *et al.*, 2001; Zech *et al.*, 2008). Esto se debe principalmente a que la humedad proveniente del SASM, como la transportada en el sector austral por los *Westerlies* no alcanzan dichas latitudes.

En este sentido, Zech *et al.* (2008), sugieren que durante el Postglaciar la humedad tropical logró desplazarse más al sur de lo que originalmente se pensaba. No solo el noroeste de Argentina habría recibido cantidades significativas de humedad tropical, sino también en Chile, tan al sur como los 30°S. Dado que las condiciones de humedad parecen no haber sido registradas al sur de los ~30°S, los autores tentativamente concluyen que debido a la intensificación y/o desplazamiento hacia el sur de la circulación tropical, se habría generado que la Diagonal Árida también fuese desplazada en la misma dirección durante el Postglaciar. Además, la ausencia de morrenas asociadas con el gLGM en el norte de Chile indicaría que la precipitación en ese tiempo estuvo más limitada que durante el Postglaciar y antes de este máximo global.

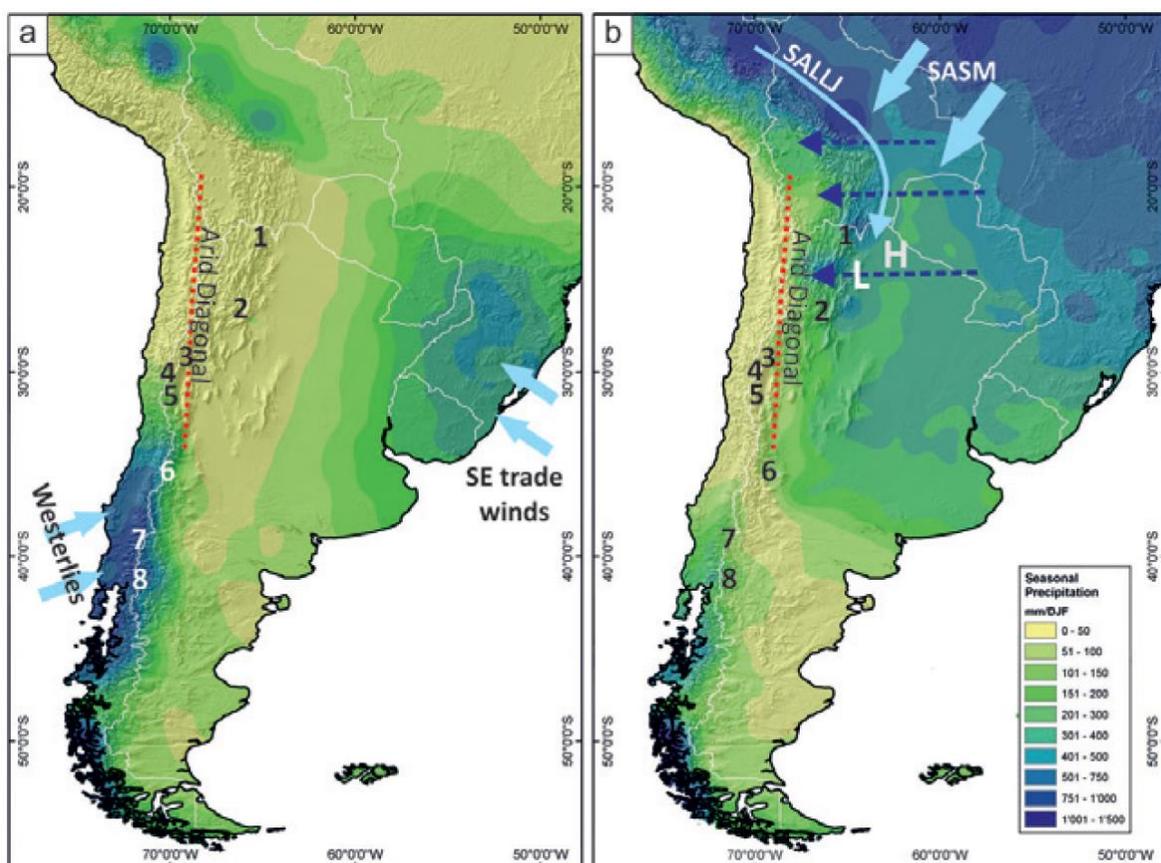


Figura 9. Principales sistemas de aporte de precipitaciones en los Andes Centrales (tomado de Zech *et al.*, 2017). a) régimen medio de precipitaciones del invierno austral (junio-julio-agosto), b) régimen medio de precipitación del verano austral (diciembre-enero-febrero). Las flechas celestes indican los principales sistemas de circulación atmosférica, desde el norte el Monzón Sudamericano de Verano (SASM) y el *South American Low Level Jet* (SALLJ), y los *Westerlies* desde el sur. Las flechas azules punteadas muestran los vientos del este de la troposfera superior. La línea roja segmentada indica la ubicación de la Diagonal Árida en líneas. L – Chaco Bajo, H – Alto Boliviano. Los números del 1 al 8 indican los sitios de estudio analizados en el trabajo de Zech *et al.* (2017), 1 Tres Lagunas, 2 Sierra de Quilmes, 3 Valle del Encierro, 4 Cordón de Doña Rosa, 5 Cerro Fredes, 6 Las Leñas, 7 Valle Rucachoroi y 8 Bariloche.

Al sur de la Diagonal Árida, en torno a los 33°S, los últimos estadios glaciares registrados tanto en Chile como en Argentina se habrían desarrollado durante el Pleistoceno Superior y Holoceno. Zech *et al.* (2008) proponen que los glaciares avanzaron significativamente entre ca. 40 y 35 ka entre los ~30 a 40°S debido al incremento invernal de precipitaciones. Al sur de los ~40°S, las precipitaciones habrían sido continuas y suficientes durante el Cuaternario tardío, por lo que los glaciares reaccionaron sensiblemente con la temperatura por sobre las precipitaciones. Esto último explicaría el máximo glacial sincrónico con el mínimo térmico del gLGM en dicho segmento.

Particularmente, en el área de estudio, Riquelme *et al.* (2011) estiman que el comienzo de la retirada de hielo en la cordillera del Elqui sería en torno a los 14,9 ka. Por otra parte, Houbart (2014) presenta edades de 16,7-14,9 ka en una morrena frontal asociada al avance del Glaciar El Tapado, indicando además que el máximo glaciar en los Andes habría ocurrido entre 28 y 18 ka. A partir de estos antecedentes es posible inferir que luego del último máximo glaciar local (LLMG), a lo menos un nuevo avance del Glaciar El Tapado habría ocurrido a lo largo del valle del río Colorado.

A fin de comprender las condiciones más recientes del contexto glacial y climático del área de estudios, Robson *et al.*, (2022) realiza un análisis de los cambios y balance de masa del sistema del Glaciar El Tapado, para el periodo 1956-2020, obteniendo un balance neto en torno a cero entre 1956 y 1978 y pérdida continua entre 1978 y 2020. Estos resultados se explicarían por el aumento en la temperatura del aire y disminución en la precipitación y humedad desde la década de 1980 (Figura 10). Adicionalmente, los autores concluyen que las pérdidas de hielo observadas en el Glaciar El Tapado se ajustan al promedio regional de los Andes semiáridos entre 2000 y 2018.

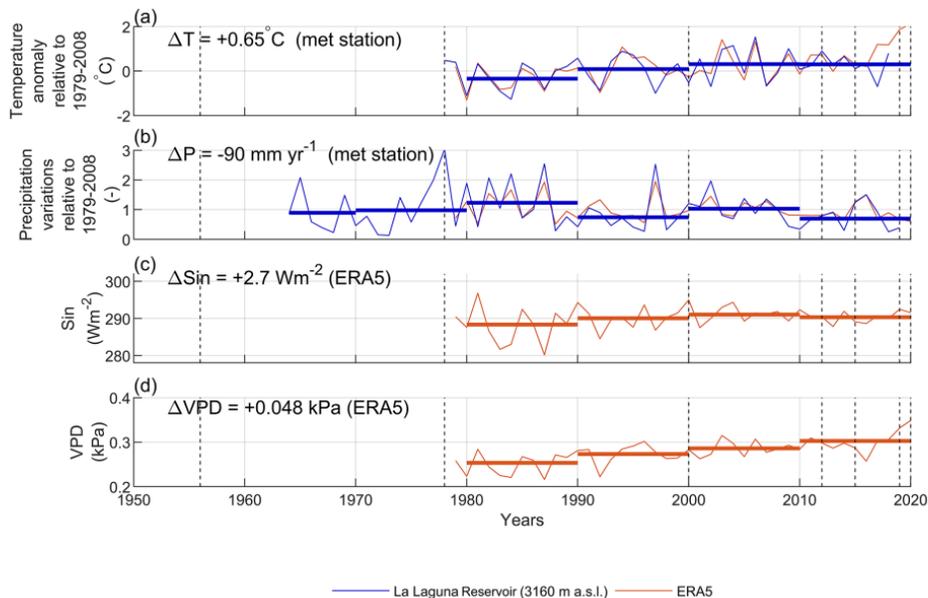


Figura 10. Series de tiempo anuales mostradas en línea continua respecto de (a) promedio anual de temperatura, (b) total anual de precipitaciones, (c) promedio anual de incidencia de radiación de onda corta (S_{in}), y (d) déficit de presión de vapor (VPD). Promedios decadales se muestran en línea gruesa horizontal. Δ valores corresponden a la diferencia entre el promedio decadal sobre 2010s y 1980s. Tomado de Robson *et al.* (2022).

2.3.3 Conceptos periglacial, proglacial y paraglacial

Los términos *periglacial*, *proglacial* y *paraglacial*, han sido caracterizados con el objeto de referirse, en gran medida, a los ambientes, formas y procesos cuya génesis y desarrollo se circunscriben a condiciones climáticas frías y/o dentro de un contexto glaciario. Sin embargo, se hace necesario un apartado específico que sustente los principios básicos sobre los cuales se llevará a cabo el presente estudio y, en definitiva, el análisis de las evidencias reconocidas en la alta cordillera del valle del Elqui.

a. Paraglacial

Desde la perspectiva geomorfológica, el concepto 'paraglacial' instaurado por Church y Ryder (1972) ha sido debatido y redefinido desde su origen y por tanto no existe un consenso claro respecto a un único y exclusivo significado (Alfaro, *et al.* 2018a). En su génesis fue definido como aquellos procesos no glaciares condicionados por la glaciación (Church y Ryder, 1972), no obstante estudios posteriores restringen el concepto a los procesos superficiales, acumulaciones de sedimentos, formas, sistemas y paisajes no glaciares que están directamente condicionados por la glaciación y desglaciación (Balantyne, 2002). Por otra parte, la propuesta de Slaymaker (2009) concluye que un ambiente paraglacial es el ejemplo de un régimen extenso de alteración del relieve, donde la tasa y trayectoria de estos cambios corresponden a la definición de 'paraglaciación'.

Asimismo, McColl (2012) considera el concepto de "*paraglacial slope failure*" como aquellas laderas que son parte de, o influenciadas por, la transición desde condiciones glaciares a no glaciares.

Finalmente, en el presente estudio se entenderá el concepto de - ambiente paraglacial - como aquel determinado por la interacción de morfologías, depósitos, sistemas geológicos y procesos no glaciares, que reflejen los cambios transicionales en la evolución del relieve, a partir de los últimos avances glaciares, y que por tanto son consecuencia directa de la glaciación y desglaciación.

b. Periglacial

En términos generales el concepto "periglacial" corresponde a las condiciones, procesos y geoformas asociadas a ambientes fríos y criogénicos, no glaciares, cuyo uso moderno se refiere a un rango amplio de condiciones climáticas frías, independientes de su proximidad a un glaciar (Trombotto *et al.*, 2014). La presencia de *permafrost* y una intensa actividad de congelamiento definen un entorno periglacial y, clásicamente, tales ambientes se ajustan a un cierto régimen promedio de desarrollo de *permafrost* y ciclos de congelamiento-descongelamiento (Slaymaker, 2009).

Si bien todos los ambientes periglaciales están dominados por los procesos de congelamiento, no en todos se puede observar la presencia de *permafrost*, pero si existen indicadores que permiten determinar el límite físico con el ambiente “no periglacial” (Trombotto *et al.*, 2014). Estos marcadores son: i) ocurrencia de *permafrost* en profundidad, o suelo congelado permanente, y posible presencia de hielo subterráneo, constituyendo así el elemento decisivo del ambiente criogénico; ii) dominio del proceso de congelamiento, con ciclos de congelamiento y descongelamiento que afectan a las rocas y a la parte superior del suelo y iii) presencia de solifluxión/gelifluxión y otros procesos criogénicos (crioclastia, selección, crioturbación, etc.) que conducen a la denominada “geomorfología periglacial”, como por ejemplo, es la formación de “suelos estructurados” en pequeña escala o a los “glaciares de escombros” en una mesoescala. Si bien, para algunos autores del hemisferio norte, el *permafrost* no representa un elemento *sine qua non* del ambiente periglacial, si lo es para los geocriólogos que trabajan en la cordillera de los Andes (Trombotto *et al.*, 2014).

Cabe precisar que los procesos periglaciales son efectivos para descomponer el lecho de roca y para formar morfologías distintivas a escala local, particularmente a través de procesos de levantamiento y clasificación *in situ*. Sin embargo, no son particularmente efectivos en la evacuación de esos sedimentos para que estén disponibles para el transporte y depositación fluvial (Slaymaker, 2009).

Según Trombotto *et al.* (2014), existe también el “ambiente paraperiglacial”, el cual está referido como parageocriogénico. Es el ambiente en donde predomina el “congelamiento estacional” pero no presenta “congelamiento permanente”, es decir, en este ambiente no hay *permafrost*, pero si se puede encontrar crecimiento de hielo acicular, suelos estructurados en miniatura y criometeorización.

En el presente estudio se considera que el ambiente periglacial reconocido en el área de estudio está caracterizado principalmente por los procesos de congelamiento y descongelamiento, con evidencias morfológicas de ello, además de la probable presencia de *permafrost*, denotada por los glaciares rocosos observados a lo largo del valle, muchos de los cuales se presentan con un marcado desarrollo lingüiforme y frentes abruptos que denotan una actividad contemporánea.

Adicionalmente, otras morfologías que destacan son los lóbulos de gelifluxión como superficies abultadas y lobuladas que dan cuenta de una reptación por efectos del agua/hielo. También se observan extensas coberturas de regolito y gelifractos, como clastos tipo lajas por efecto de los ciclos de congelamiento y descongelamiento, que se disponen en las laderas producto de la fragmentación *in situ*.

c. Proglacial

En términos literales, su significado hace alusión al ambiente “en frente del glaciar” y por tanto el énfasis del concepto se enfoca en las geoformas y los procesos fluviales, lacustres y marinos que ocurren inmediatamente adyacentes al margen del hielo (Slaymaker, 2009). Un rasgo característico de la hidrología de los ríos proglaciales muestra un patrón singular de flujo, tanto estacional como diurno. Los flujos moderados de inundaciones son comunes y las inundaciones extraordinarias de *jökulhlaup* ocurren frente a muchos glaciares, por lo tanto, el sedimento es frecuentemente arrastrado, y las características sedimentarias fluviales evolucionan rápidamente (Church & Gilbert, 1975 *In* Slaymaker 2009).

Esta definición, y el dinamismo de los procesos, dan cuenta que, comúnmente, los ambientes periglacial y proglacial están superpuestos o coexistiendo un mismo espacio y tiempo. Esto sugiere que en ocasiones puede ser difícil separar las características en uno u otro ambiente.

Por otro lado, de acuerdo con la temporalidad y eficiencia de la carga sedimentaria, Church y Ryder (1972) proponen un modelo donde el periodo proglacial corresponde al lapso entre el comienzo de la deglaciación y el fin de esta (Figura 11). Asimismo, durante la deglaciación, la fase proglacial sería coetánea con el periodo paraglacial por cuanto correspondería a una etapa de transición. Luego, a medida que el aporte sedimentario decrece, la finalización del periodo paraglacial estaría dada toda una que se alcanza el estado de equilibrio en la carga de sedimentos.

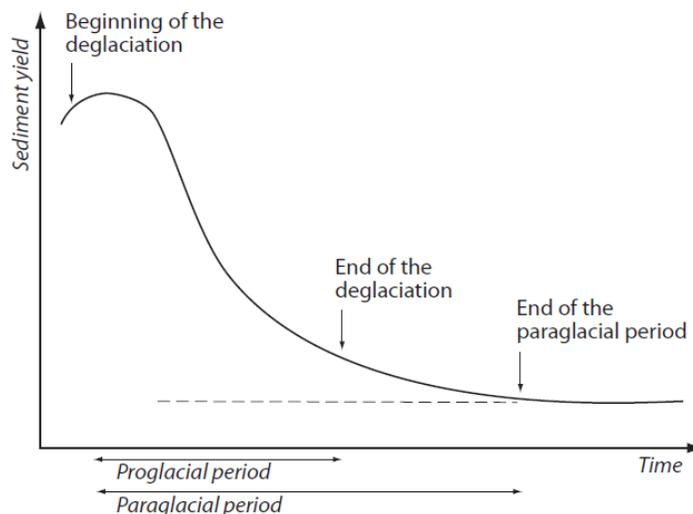


Figura 11. Modelo del periodo paraglacial definido por Church y Ryder (1972). Se muestra como el aporte sedimentario es elevado, y decreciente, en el periodo proglacial durante la deglaciación, convergiendo a un estado de equilibrio que denota el término del periodo paraglacial.

3. GEOMORFOLOGÍA DEL VALLE DEL RÍO COLORADO

3.1 Caracterización geomorfológica

La cordillera del Elqui es el dominio de fenómenos periglaciales originales y propios de un medio de alta montaña árida (Paskof, 1970). Sobre la base de este contexto, el reconocimiento en terreno y mediante imágenes satelitales, permitió definir diferentes unidades geomorfológicas que caracterizan la interacción de los procesos modeladores de la superficie y cómo estos han evolucionado. Dentro de las unidades más relevantes destacan glaciares blancos de montaña, cubiertos y rocosos, morrenas y cordones morrénicos, remociones en masa tipo deslizamientos y avalanchas de roca y detritos, abanicos aluviales, abanicos coluvio-aluviales o mixtos, conos de deyección o de talud, conos de talud en manto o coalescentes, superficies criogénicas (laderas y lóbulos de geliflucción, laderas detríticas criogénicas, protalus rampart), canales y sendas de avalanchas y flujos, planicies y rellenos aluviales de cursos tributarios, planicie y terrazas glaciofluviales, nichos de nivación y glaciaretos, hombreras y límite de artesas, escarpes, circos y espolones facetados (Figura 12).

3.1.1 Descripción de unidades geomorfológicas

El río Colorado nace a los pies del cerro Tapado, lugar donde se preserva el mayor glaciar descubierto de la región (Glaciar El Tapado). El límite de la cuenca aportante corresponde a la divisoria de aguas internacionales con Argentina desde donde el drenaje converge en el río Colorado desde diversas quebradas mayores (estero El Empalme, qda. Vegas Escondidas, qda. de la Tía Pechoña y qda. El Aguilar) hacia un único cauce que desciende luego con una orientación noreste-suroeste (N48°E) por aproximadamente 4,7 km hasta la intersección con la qda. Las Tetas (~3.790 m s.n.m.). A partir de este sector el río Colorado se dispone en dirección mayormente nornoreste-sursuroeste (N15°E) hasta el sector denominado Llano Las Liebres (~3.550 m s.n.m.).

El valle en general se caracteriza por un desarrollo fuertemente modelado por la acción glacial y criogénica, mostrando una transición fisiográfica a medida que se asciende en altura (Figura 13). Los agentes aluviales y coluviales dominan las cotas cercanas a los 3.500-3.700 m s.n.m. (mayores zonas de depósitos). Las escasas morfologías glaciales que conviven con estos procesos activos, a dicha altitud, comienzan a cobrar mayor relevancia sobre los 3.650 m s.n.m. donde su impronta destaca en depósitos de un pasado glacial reciente, sedimentos glaciofluviales y material glaciogénico re TRABAJADO. Asimismo, la influencia criogénica en el aporte sedimentario tanto *in situ* como movilizado se presenta a lo largo de toda el área de estudio, pero su intensidad se acentúa de mayor manera sobre los 4.000 m s.n.m. aprox., con el desarrollo de lóbulos de soliflucción/geliflucción, coberturas extensas de regolito y rocas fragmentadas (gelifractos), glaciares rocosos, entre otros.

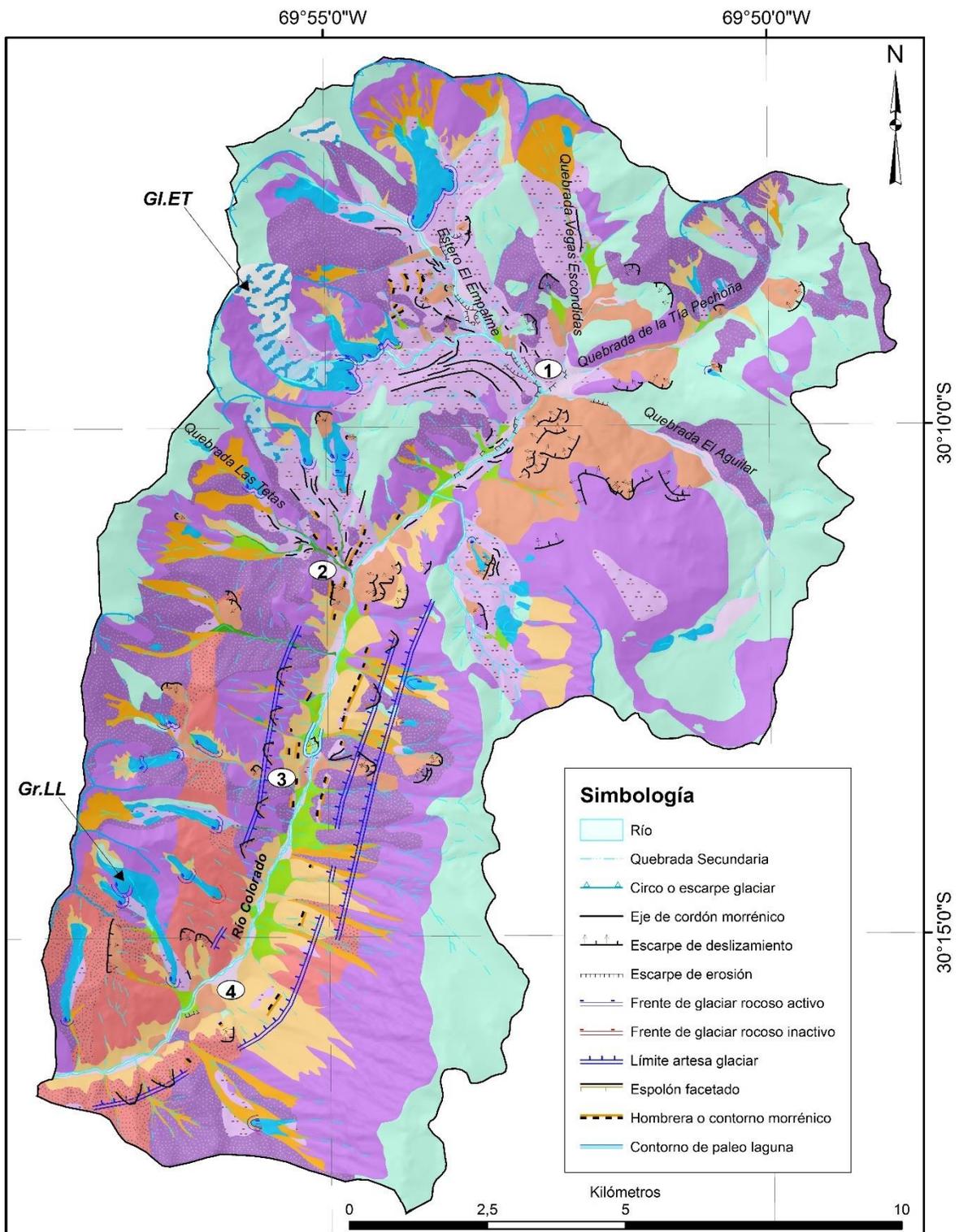


Figura 12. Unidades geomorfológicas principales en el sector alto del río de la Laguna, valle del río Colorado. 1: sector Confluencia (estero El Empalme, qda. Vegas Escondidas, qda. de la Tía Pechoña y qda. El Aguilar), 2: qda. Las Tetas, 3: La Gitana, 4: Llano Las Liebres, GI.ET: Glaciar El Tapado y Gr. LL: glaciar rocoso Llano Las Liebres.

Leyenda

 Abanico aluvial	 Planicies y rellenos aluviales de cursos tributarios
 Canal y senda de flujos y avalanchas	 Planicies y terrazas glaciofluviales
 Cono de talud, mixto y coalescente	 Relieve de denudación/erosión de intrusivos
 Deslizamientos y avalanchas	 Relieve de denudación/erosión de intrusivos con cobertura detrítica
 Glaciar blanco de montaña	 Relieve de denudación/erosión de secuencias volcano-sedimentarias
 Glaciar cubierto	 Relieve de denudación/erosión de secuencias volcano-sedimentarias con cobertura detrítica
 Glaciar rocoso	 Área afectada por procesos criogénicos (nichos de nivación, lóbulos y superficies de gelifluxión, laderas detríticas criogénicas, superficies de crioplanación y glaciaretos)
 Morrena	

Figura 12 (continuación). Leyenda de las unidades geomorfológicas principales en el valle del río Colorado.

Los variados ambientes morfológicos y geológicos observados a lo largo del tramo superior del río Colorado (sobre los 3.500 m s.n.m.), pueden ser caracterizados en dos tramos de interés, i) el segmento inferior entre el Llano Las Liebres y la quebrada Las Tetas y ii) la parte alta de la cuenca del río Colorado, aguas arriba de la qda. Las Tetas caracterizado por el sector denominado en este estudio como Confluencia (lugar donde se interceptan el estero El Empalme, la qda. Vegas Escondidas, la qda. de la Tía Pechoña y la qda. El Aguilar, para dar paso al cauce único del río Colorado, punto 1 de la Figura 12). Las principales geoformas mapeadas se resumen en la Tabla 1.

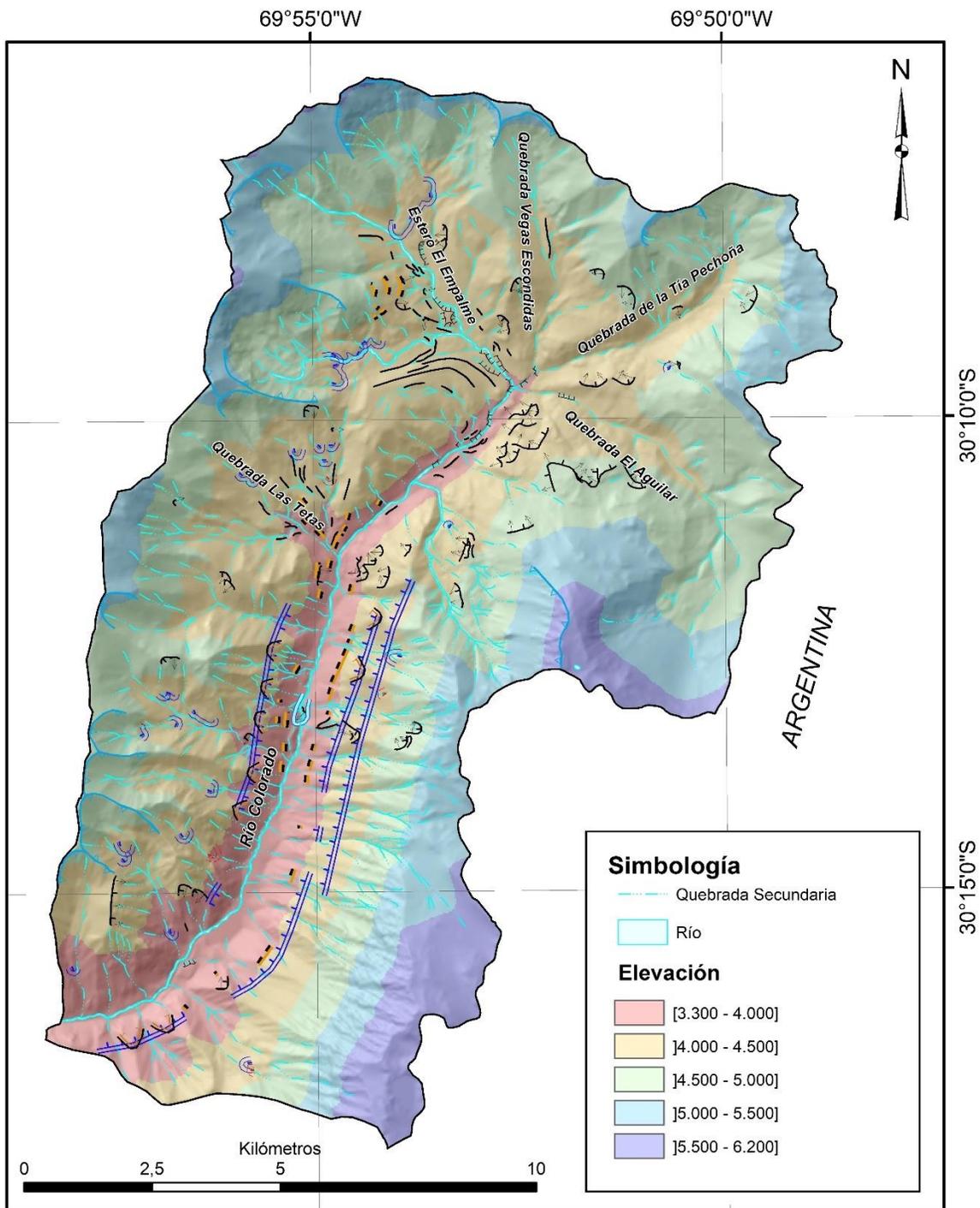


Figura 13. Mapa hipsométrico del segmento superior de la subcuenca del río Colorado. Ver leyenda de estructuras geomorfológicas en la Figura 12.

Tabla 1: Unidades geomorfológicas reconocidas en el área de estudio. Definiciones propias de este estudio basadas principalmente en los trabajos de Tromboto *et al.*, (2014), De Pedraza, J. (1996), Sánchez y Velozo (2007).

GRUPO	PROCESO	UNIDAD GEOMORFOLÓGICA	DESCRIPCIÓN
GEOFORMAS ALUVIO-FLUVIALES	ALUVIAL	Abanico aluvial	Forma de acumulación con aspecto de cono recostado, parcialmente inclinado y con un ápice orientado hacia cotas superiores a partir del exutorio de una cuenca o quebrada. El agente de transporte principal es el agua.
		Planicies y rellenos aluviales de cursos tributarios	Superficie de pendientes moderada a baja, relativamente amplia y extensa, generada por erosión y acumulación de sedimentos en cursos tributarios, ya sean activos, inactivos o estacionales. Por lo general se reconocen en la parte baja o media de una cuenca o quebrada. El agente de transporte principal es el agua.
GEOFORMAS DE LADERA	COLUVIAL	Cono de talud	Forma de acumulación con aspecto de cono inclinado al pie de una ladera. Generalmente de pendientes mayores a 30°. Su origen se debe principalmente al aporte de fragmentos de rocas y detritos por acción de la gravedad, sin intervención significativa de agua.

GRUPO	PROCESO	UNIDAD GEOMORFOLÓGICA	DESCRIPCIÓN
		Cono de talud mixto (taluvial o aluvial-coluvial)	Corresponden a un cono de talud ubicados al pie de una ladera donde el agente de transporte principal es tanto la gravedad como el agua. Presenta una superficie convexa con canales y/o relieves de drenaje. También se conocen como formas taluviales
		Cono de talud coalescente	Corresponde a una superficie compuesta por conos de talud contiguos que cubren laderas extensas o discretas, vale decir, donde los conos de acumulación se observan sobrepuestos o adyacentes conformando una unidad tipo manto.
	REMOCIONES EN MASA	Canal y senda de flujos y avalanchas	Porción superior de un valle fluvial o quebrada tributaria ocupada como zona de transporte esporádica o como sendas de material detrítico tanto de avalanchas como flujos. En general poseen pendientes mayores que una planicie aluvial (20-30°) y se ubican en las cabeceras de cuencas.
		Avalancha de rocas	Morfología generalmente lobulada o que denota un transporte gravitacional que se origina en las laderas por un desplazamiento de roca masiva o detritos. Puede

GRUPO	PROCESO	UNIDAD GEOMORFOLÓGICA	DESCRIPCIÓN
			originarse producto de caída o deslizamiento de cuerpos rocosos que mediante la pérdida de cohesión y movimiento progresivo se transforma en un flujo, desplazándose decenas de metros por segundo y sin canalizarse.
		Deslizamiento	Morfología de acumulación masiva en una ladera o al pie de esta con características de movimiento lento o repentino de una masa de material sobre otra, separadas por un plano de fricción. El material puede ser suelo, detritos o roca.
GEOFORMAS DE LA CRIÓSFERA	GLACIAR, PERIGLACIAR Y CRIOGÉNICO	Glaciar montaña (descubierto)	Cuerpo de hielo expuesto en superficie situado en la cabecera de un valle o cuenca de montaña.
		Glaciar cubierto	Cuerpo de hielo cubierto de detritos.
		Glaciar rocoso activo	Expresión de permafrost que corresponden a cuerpos lobulados o lingüiformes compuestos por detrito mal seleccionado, el cual está congelado en forma perenne, con hielo intersticial o macizo en su interior, que yace en una pendiente y tiene evidencia de reptación.
		Glaciar rocoso inactivo	Corresponde a un glaciar rocoso sin evidencias

GRUPO	PROCESO	UNIDAD GEOMORFOLÓGICA	DESCRIPCIÓN
			claras de reptación o movimiento reciente.
		Glaciar rocoso relicto	Corresponde a un glaciar rocoso con evidencias de estancamiento, sin movimientos y con un deterioro o erosión de su frente, márgenes y superficie, pero que preserva aún la forma lobulada o lingüiforme.
		Morrena (lateral, de fondo, frontal e indiferenciada)	Forma de acumulación originada por el paso y acción de un glaciar. Dependiendo de su ubicación respecto de la masa de hielo en movimiento se pueden catalogar en lateral (márgenes o bordes del glaciar), frontal (enfrente del glaciar) o de fondo (bajo el hielo, en contacto con el sustrato o base). Aquellas que no ha sido posible distinguir su posición se han catalogado como indeterminadas.
	CRIOGÉNICO	Planicie glaciofluvial (incluye <i>outburst</i>)	Superficie de pendientes baja, relativamente amplia generada por erosión y acumulación de sedimentos en cursos tributarios y principales de un valle con acción glaciar. Agente de transporte principal es el agua en cursos actuales y llanuras de inundación Retrabajo

GRUPO	PROCESO	UNIDAD GEOMORFOLÓGICA	DESCRIPCIÓN
			de material glaciogénico o periglacial.
		Terraza glaciofluvial	Superficie de pendientes baja, generada por erosión de sedimentos en cursos tributarios y principales de un valle con acción glaciaria. Agente de erosión es el agua y su composición sedimentaria corresponde al retrabajo de material glaciogénico o periglacial.
		Nicho de nivación y glaciarete	Zona de acumulación de nieve, sin cobertura detrítica evidente y cuya permanencia es mayor a la estacional. Se incluye en esta unidad los glaciaretes que corresponden a masas pequeñas de hielo (<25 há) sin un patrón marcado de flujo visible en superficie (Cogley <i>et al.</i> , 2011).
		Lóbulo y superficie de gelifluxión (incluye <i>protalus</i>)	Formas lobuladas, con crestas y depresiones independientes o coalescentes al pie de una ladera o sobre la misma. Se caracterizan por mostrar texturas o estructuras de reptación y movimiento.
		Ladera detrítica criogénica	Superficie relativamente extensa de una ladera mayormente rectilínea o convexa asociada a la presencia de regolito o material fragmentado insitu.

GRUPO	PROCESO	UNIDAD GEOMORFOLÓGICA	DESCRIPCIÓN
		Superficie de crioplanación	Superficie de baja pendiente situada en las cumbres con una forma parcialmente cóncava asociada a la acción continua de la crioclastia.
RELIEVE LITOLÓGICO	EROSIVO - DENUDATIVO	Relieve de denudación/erosión de secuencias volcano-sedimentarias	Superficie rocosa asociada a litologías volcanosedimentarias. Se asocia a afloramientos, escarpes, incisiones del drenaje o superficies expuestas de rocas volcánicas, con escasa o nula cobertura de sedimentos.
		Relieve de denudación/erosión de secuencias volcano-sedimentarias con cobertura detrítica	Superficie rocosa asociada a litologías volcanosedimentarias con cobertura de detritos tipo regolito y ocasionalmente de tipo coluvial en manto.
		Relieve de denudación/erosión de intrusivos	Superficie rocosa asociada a litologías intrusivas. Se asocia a afloramientos, escarpes, incisiones del drenaje o superficies expuestas de rocas ígneas, con escasa o nula cobertura de sedimentos.
		Relieve de denudación/erosión de intrusivos con cobertura detrítica	Superficie rocosa asociada a litologías intrusivas con cobertura de detritos tipo regolito y ocasionalmente de tipo coluvial en manto.

3.1.2 Sistemas geocriológicos y paraglaciales

Uno de los mayores agentes dominantes del valle del río Colorado son los procesos de un ambiente frío de montaña (periglacial). Respecto de los glaciares rocosos identificados, se puede inferir que algunos de ellos tendrían un origen propiamente criogénico a partir de antiguos depósitos glaciares y otros se habrían generado producto de continuos aportes detríticos como remociones en masa y avalanchas de nieve provenientes de las laderas. Esto indica la continuidad evolutiva que es condicionada a lo menos por i) el retroceso de masas de hielo e inestabilidad de laderas, ii) acumulación y transporte de sedimento glacial, iii) la superposición de procesos periglaciales y iv) influencia del agua superficial y subterránea en fase líquida y sólida. Esto es coherente con un sistema geológico que se adapta a nuevas condiciones ambientales post-glaciales.

El mayor rasgo del ambiente glaciar se observa en las nacientes del río Colorado donde se preserva el Glaciar El Tapado. Este glaciar se ha mantenido como unos de los últimos glaciares descubiertos de la región de Coquimbo, presentando, sin embargo, un acelerado deterioro producto del aumento de temperatura y falta de aporte pluvial debido al cambio climático.

Una de las características de este glaciar de montaña es su transición de un glaciar blanco que gradualmente aumenta su contenido detrítico a medida que desciende por el valle. Este aumento de sedimentos hace que el sistema prograda hacia un glaciar cubierto y luego a un glaciar rocoso activo con un frente de alta pendiente (Figura 14).

Al analizar un perfil longitudinal a lo largo del río Colorado (Figura 15), se puede distinguir que los frentes activos de los principales glaciares rocosos se ubican a partir de los ~3.720 m s.n.m., sin embargo, el mayor desarrollo de estos se observa sobre los 4.000 – 4.100 m s.n.m. que corresponde a la altura promedio anual de la isoterma 0°C en el área de estudio (Brenning, 2005). Asimismo, los niveles de morrenas recientes y cierres glaciales reconocidos aguas abajo del sector de Confluencia, a lo largo del valle principal, se encuentran bajo los 4.000 m s.n.m. lo que indica una clara ascensión de altitud de la línea de equilibrio (ELA) desde la última glaciación. Según Paredes (2017) en el Glaciar El Tapado, la ELA se encuentra más baja durante el periodo húmedo 2013-2014 alcanzando los 4.600 m.s.n.m. si se le compara con el periodo seco 2014-2015 donde la ELA se eleva hasta los 5.200 m.s.n.m.

Otro aspecto para destacar al recorrer el cauce principal del valle, son los grandes volúmenes de depósitos caóticos que generan interrupciones del *talweg* normal y que se asociarían tanto a remociones en masa de tipo deslizamientos y avalanchas como a morrenas frontales (Figura 15). Algunos de estos depósitos generan morfologías convexas de gran volumen que son de especial interés para este estudio y se encuentran

en los sectores de Llano Las Liebres, La Gitana, qda. Las Tetas y Confluencia según se describe en los capítulos siguientes.

Finalmente, según se muestra en la Figura 15, se reconoce una morfología de valle que varía desde el fondo de este hacia las partes altas de las laderas. Esta característica se interpreta como la formación de, a lo menos, dos artesas glaciales superpuestas que se identifican, en este estudio, como un límite lineal, tanto superior como intermedio, y que se definen según la continuidad lateral de superficies aterrazadas o quiebres en la pendiente de las laderas del valle. Estas evidencias solo se pueden distinguir con claridad en el segmento medio e inferior del río Colorado, específicamente entre la qda. Las Tetas y el Llano Las Liebres (puntos 2 y 4 de la Figura 12).

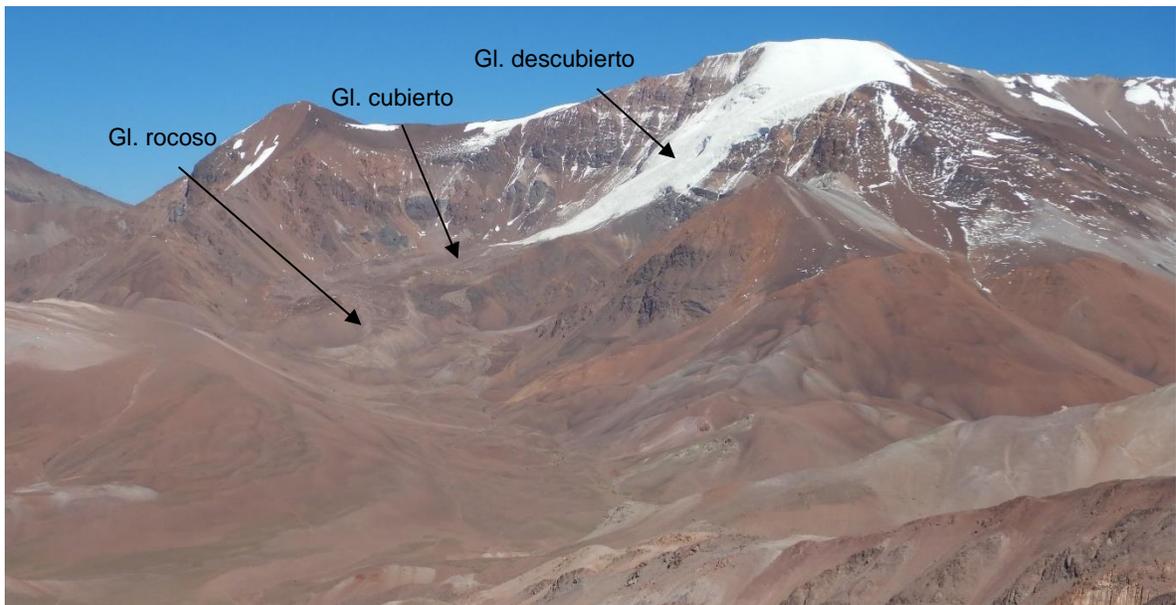
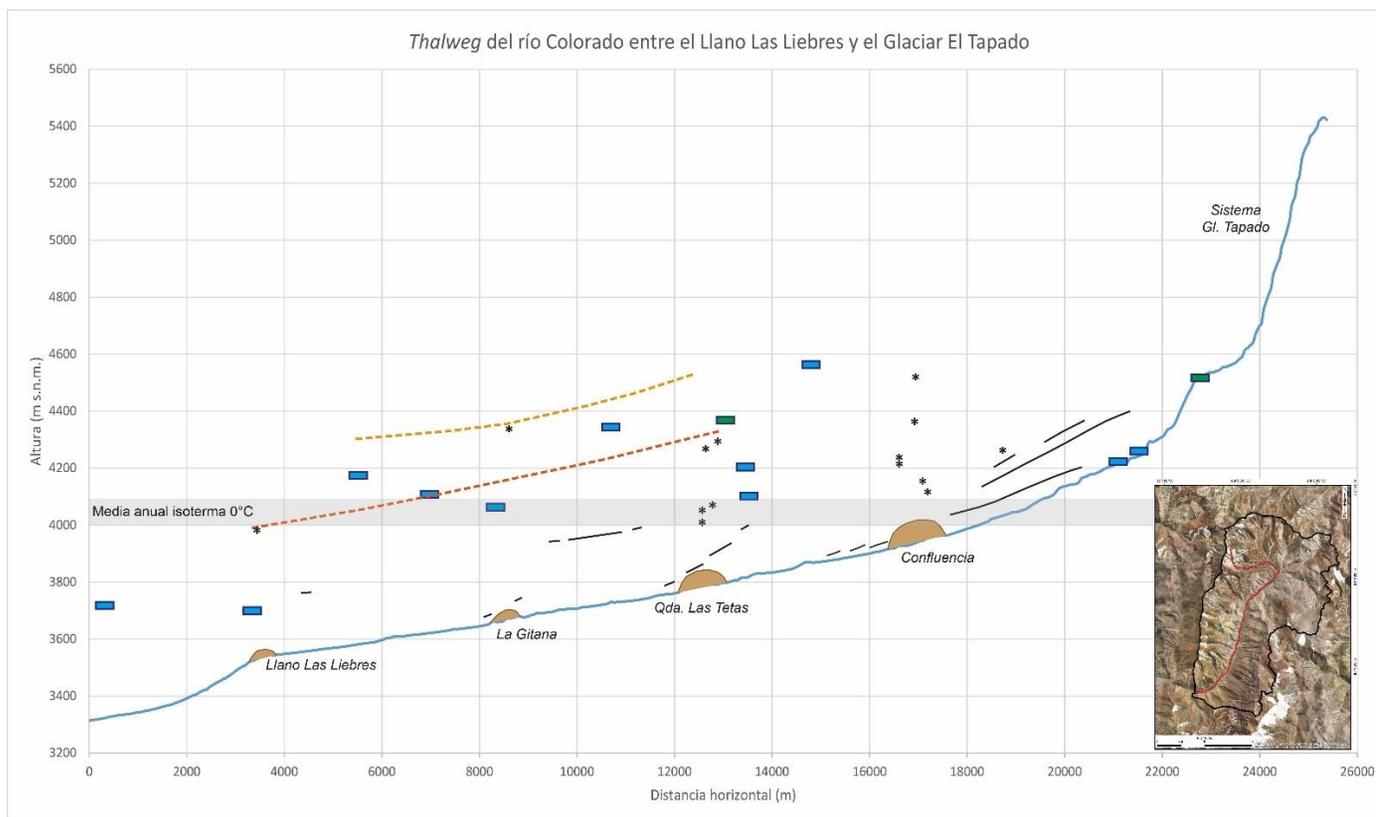


Figura 14. Sector alto del valle del río Colorado. Arriba: vista general de las nacientes del río Colorado. Se muestra el Glaciar El Tapado como sistema preservado y transición desde un glaciar descubierto (blanco de montaña) a un glaciar rocoso. Abajo: al fondo se observa el Glaciar El Tapado como un cuerpo de hielo descubierto. Debajo se distingue la fase final de glaciar rocoso con un frente activo de alta pendiente que se disponen sobre depósitos de till con morfología *hummocky*.



SIMBOLOGÍA

- Frente de gl. cubierto
- Frente de gl. rocoso
- * Centro de escarpe de remoción en masa
- Depósito cádico asociado a remoción en masa y/o till
- Limite de artesa superior, inferido
- Limite de artesa intermedia, inferido
- Cresta, hombrera o contorno morrénico

Figura 15. Perfil longitudinal a lo largo del río Colorado, desde el sector de Llano Las Liebres hacia el sistema del Glaciar El Tapado (Gl. Tapado). Se muestran los principales frentes de glaciares rocosos y cubiertos, la altura media de la isoterma 0°C indicada por Brenning (2005), algunas estructuras lineales asociadas a morrenas, escarpes de principales remociones en masa del valle principal y depósitos complejos emplazados en el fondo del valle. Las líneas discontinuas indican niveles inferidos de artesas relictas o difusas en el segmento medio e inferior del valle principal. El recuadro inferior derecho muestra la traza en planta del perfil (línea roja) y el área de estudio (polígono negro).

3.1.2.1 Segmento inferior del río Colorado: entre Llano las Liebres y quebrada Las Tetas.

Este tramo del valle se caracteriza por su orientación preferente nornoreste (N15°E) con laderas prominentemente escarpadas y quebradas tributarias de alta pendiente y discreta extensión (<5 km) las cuales drenan desde ambas laderas con diferencias en la incisión y los aportes sedimentarios.

Un primer lugar de interés corresponde al sector del Llano Las Liebres donde destaca la interacción de procesos que denotan el cambio paulatino del relieve desde un antiguo modelado glacial (preservación de artesas) hacia un paisaje dominado por procesos gravitacionales y fluvio-aluviales.

Adicionalmente, en este tramo se observa un mayor desarrollo de morfologías tipo abanicos aluviales, conos de deyección y conos mixtos (aluvial-coluvial) provenientes principalmente de la ladera este del valle. Además, algunos depósitos sedimentarios relictos, adosados a mitad de ladera y de sutil preservación, podrían ser interpretados como morrenas laterales u hombreras. Estas fuentes de detritos constituyen gran parte del material fuente de los procesos gravitacionales (Figura 16). Asimismo, estos depósitos adosados, se condicen altitudinalmente con un cambio de pendiente en la ladera, lo cual marcaría el límite de una antigua artesa.

A medida que se asciende en altitud, tanto por el valle central como por las quebradas laterales, se pueden observar diferentes indicios de inestabilidad asociados a deslizamientos, avalanchas de roca y movimientos lentos de ladera.

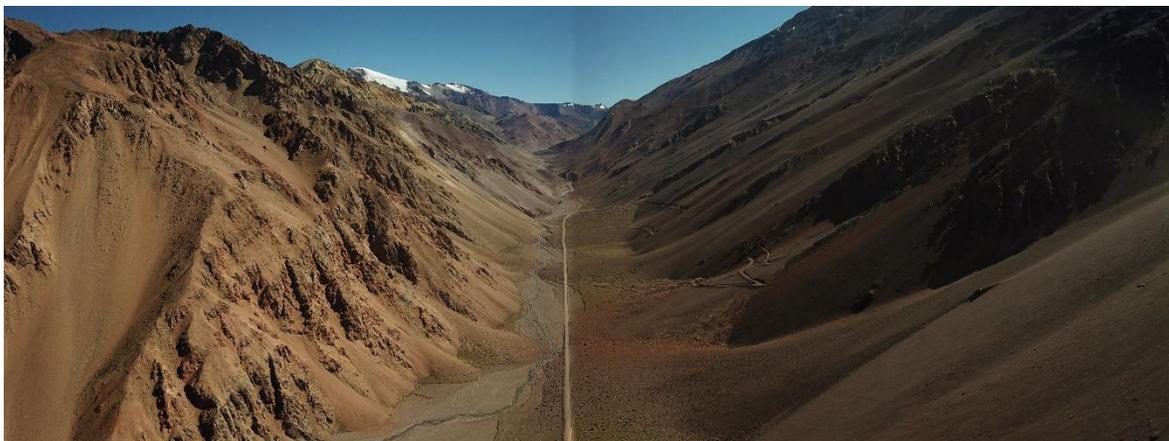


Figura 16. Vista aguas arriba del río Colorado desde el sector del Llano Las Liebres. Destaca el importante desarrollo de los procesos gravitacionales y fluvio-aluviales de gran extensión y desarrollo con coberturas detríticas provenientes principalmente de la ladera oriente del valle, en tanto la actividad de glaciares rocosos se asocia mayormente a la vertiente occidental. (Fotografía gentileza Cristina Brantt).

Uno de los rasgos glaciales preservados en este segmento del valle se puede distinguir en el sector de La Gitana donde destaca una integración de procesos derivados tanto del último máximo glacial local como de fases posteriores de inestabilidad paraglacial.

3.1.2.2 Sistema periglacial Llano Las Liebres

Al ascender por el río Colorado, justo antes del sector del Llano Las Liebres, destaca la aparición de los primeros glaciares rocosos en algunas quebradas tributarias. Los de mayor expresión y actividad se sitúan en aquellas que drenan desde el poniente y norponiente (casi la totalidad de los glaciares rocosos se encuentra en dicha vertiente). Aproximadamente a los 3.724 m s.n.m. se observa el primero de ellos, colindante al valle del río Colorado. Luego, cerca de 1 km hacia el noreste, se reconoce la presencia del glaciar rocoso Llano las Liebres, con marcadas evidencias de actividad y cuyo frente se encuentra aproximadamente a los 3.720 m s.n.m. En este mismo sector, a una cota cercana a los 3.650 m s.n.m., se comienzan a observar las primeras evidencias, muy locales y discretas, de procesos criogénicos (coluvios con lóbulos de soliflucción/geliflucción y clastos angulosos tipo lajas asociados a gelifractos).

Los rasgos más relevantes en esta zona son: la presencia de un importante depósito caótico cuya composición comprende cierta homogeneidad litológica intrusiva (>70%, granito de anfíbol) y volcánica (aprox. 20-30%, tobas soldadas), un aparente cierre glacial con relictos de depósitos de till, un desnivel topográfico del fondo de valle en ~180 m (desde 3.550 a 3.270 m s.n.m. aprox.) y una amplitud transversal del valle con el desarrollo de una planicie de ~400 m de ancho que contrasta con el valle aguas abajo (< 100 m de ancho). Este cambio en el nivel base del río podría deberse a dos factores principales; por un lado, al modelado superficial del paisaje donde destacan los efectos del avance glacial, tanto desde el valle principal como de las quebradas laterales (ej. glaciar rocoso Llano Las Liebres), sumado al posible represamiento e interacción con los procesos gravitacionales observados en el entorno. Por otro lado, el control litológico también tendría alguna influencia puesto que en este sector afloran rocas intrusivas de la unidad de Granitos del Pérmico Medio-Triásico Medio, las cuales presentan mayor resistencia que las rocas volcánicas de las formaciones Laguna Chica y El Tapado.

En cuanto al depósito descrito previamente, se interpreta como un deslizamiento complejo proveniente de la ladera oriente, lo cual se concluye debido a su composición litológica y clastos con poco o nulo retrabajo, además de presentar una sutil preservación estratigráfica respecto de las litologías observadas en la ladera de origen (Figura 17).

Adicionalmente, debido a la morfología del valle en este sector, se puede inferir un cierre glacial que implicaría la presencia de una morrena terminal cubierta o retrabajada

(no reconocible claramente en superficie), además de movimientos en masa tipo avalancha provenientes de la ladera occidental asociadas principalmente a litologías intrusivas.



Figura 17. Vista hacia el sur del sector Llano las Liebres, específicamente del deslizamiento (contorno color rojo) interpretado con proveniencia desde la ladera oriental. Se observa la geología del valle con secuencias volcánicas/volcanosedimentarias (a y b) en colores violetas/morado a grisáceos, además del cuerpo intrusivo granitoide (c). Se destaca una pseudo estratificación que se mantiene sutilmente preservada en el depósito a los pies de la ladera.

3.1.2.3 Sistema paraglacial La Gitana

Este sector ha sido objeto de estudio de diversos autores que han analizado la evolución glacial de la cuenca del río Elqui (Paskof, 1970; Riquelme *et al.*, 2011; Houbart, 2014). En este lugar se observa una morfología de artesa convergiendo, según indican estos autores, a un cierre del valle caracterizado por una morrena frontal que para Houbart (2014) representaría el último avance del Glaciar El Tapado en torno a los 14,9 ka (Figura 19).

La intrincada morfología y estratigrafía del sector hacen compleja su interpretación, más aún cuando la constante actividad erosiva de las laderas ha borrado algunos de los rasgos del relieve. No obstante, una singularidad de este sector es la clara identificación de un represamiento del cauce, dejando potentes depósitos aluviales y lacustres expuestos aguas arriba (Figura 21).

El diamicto principal corresponde a un depósito basal, de color gris violáceo, asociado a una morrena frontal, con estructura interna caótica y muy heterogénea, con clasto angulosos de tamaños que alcanzan los 1-2 m, muchos de ellos formando estructuras en mosaico. Asimismo, en su parte frontal se reconoce una leve orientación de niveles sedimentarios, probablemente debido al empuje del hielo (Figura 20). Sobre este depósito se observa un nivel rojizo a pardo, en su mayoría compuesto por clastos de riolitas que se condicen con los estratos superiores de la ladera oriental del valle (Figura 19). La homogeneidad de este depósito y un escarpe difuso en la ladera oriente, sugieren la presencia de una avalancha con poco transporte que cubrió el depósito de till. Asimismo, debido a este impacto se habría generado una orientación secundaria, con manteo hacia el este, de los niveles superiores del depósito impactado (Figura 20).

En este sector se recolectaron dos muestras con el objeto de obtener edades absolutas mediante el método de radiocarbono, en los depósitos lacustres situados inmediatamente aguas arriba del sitio descrito previamente (Figura 18 y Figura 21). Estos sedimentos se encuentran directamente sobre depósitos aluviales que denotan una alta energía (bloques angulosos de hasta 0,5-0,7 m de largo). Se caracterizan por presentar una estratificación centimétrica con niveles detríticos de gravas y arenas, intercalados con secuencias finas de arenas y limos con alto contenido de material orgánico tipo turba o similar.

Los análisis se llevaron a cabo en el laboratorio Beta Analytic de EE. UU. en julio del año 2019 y la calibración fue realizada utilizando bases de datos del año 2013¹. Luego, los resultados de las muestras analizadas indican edades calibradas a año calendario de 17803 - 17405 cal BP (15854 - 15456 cal BC) y 17480 - 17101 cal BP (15531 - 15152 cal BC). Estos rangos de edad son coherentes con los resultados de Riquelme *et al.* (2011), pese a que los del presente estudio son levemente más antiguos

¹ Informe de laboratorio Beta Analytic: los resultados están acreditados por la normativa ISO/IEC-17025:2005. No se subcontrató a empresas o estudiantes para realizar los análisis. Todo el trabajo se llevó a cabo en las instalaciones de Beta en nuestros 4 espectrómetros de masas con aceleradores NEC y 4 IRMSs Thermo. La "Edad de Radiocarbono Convencional" se calculó utilizando la vida media establecida por Libby (5568 años), corregida en función del fraccionamiento isotópico total y utilizada para la calibración de calendario en caso aplicable. La Edad se redondea a los 10 años más cercanos y se expresa como años radiocarbónicos antes del presente (BP por sus siglas en inglés), siendo el "presente" = AD 1950. Los resultados mayores que la referencia moderna se expresan como "porcentaje de carbono moderno" (pMC por sus siglas en inglés). El estándar de referencia moderno fue el 95% del registro de ¹⁴C del NIST SRM-4990C (ácido oxálico). Los errores citados son estadísticas de conteo de 1 sigma. Las sigmas calculadas menores a 30 BP con respecto a la Edad de Radiocarbono Convencional se redondean a 30 de manera conservadora. Calibración según BetaCal3.2:HPD, base de datos: SHCAL 13 y matemáticas: OxCal.

y por tanto marcarían con mayor precisión la edad de la capa inferior de la secuencia lacustre.



Figura 18. Sitio de toma de muestras para datación por C^{14} en sedimentos lacustres con contenido vegetal. Ver Figura 21 como referencia. (Fotografía izquierda, gentileza Cristina Brantt).



Figura 19. Arriba: Vista hacia el norte a lo largo del valle del río Colorado, en dirección al sector de La Gitana donde se observa el diamicto principal que caracteriza este sector (flecha negra). Abajo: Vista aguas abajo del depósito de till (flecha amarilla) y avalancha superior (flecha roja).

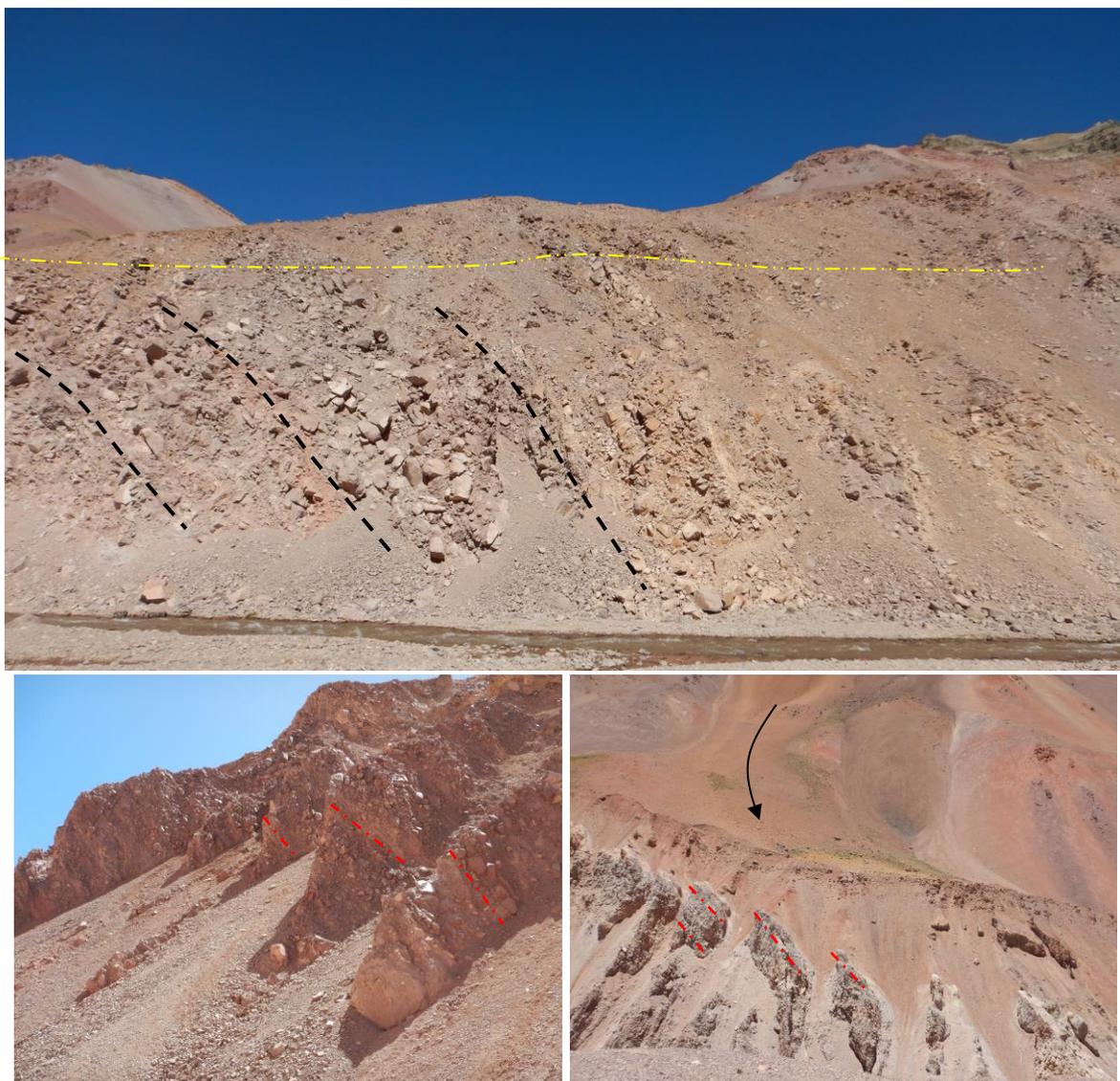


Figura 20. Arriba: pseudo estratificación de niveles ubicados en la parte frontal (aguas abajo) del depósito de till (líneas negras segmentadas). Sobre este se observa el depósito de avalancha con poco transporte. Abajo, orientación preferente de clastos y niveles sedimentarios (línea segmentada roja), manteniendo hacia la ladera oriental, posiblemente por el impacto de una avalancha proveniente de la misma ladera (flecha negra). Ver Figura 21 como referencia.

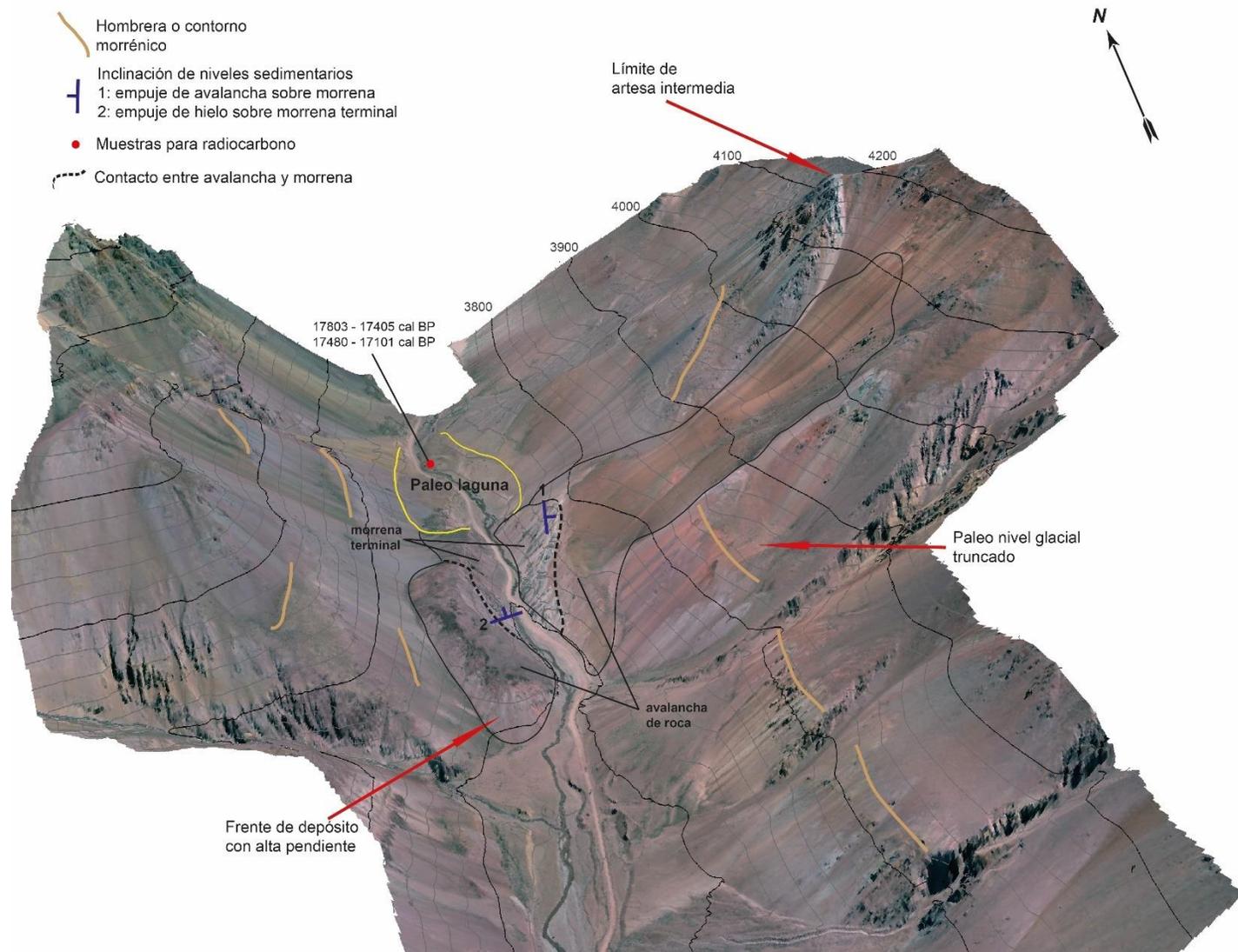


Figura 21. Vista 3D del Sistema Paraglacial La Gitana. Ortomosaico y curvas de nivel obtenidas mediante vuelo drone. Apoyo cartográfico Jorge Parra.

3.1.2.4 Sistema paraglacial Qda. Las Tetas

Otro lugar que destaca por la presencia de un gran deslizamiento es la intersección del río Colorado con la qda. Las Tetas. Justo en este punto se observa un escarpe principal que se asocia a un depósito de aproximadamente 0,65 km². En este depósito existe un escarpe secundario de 0,14 km² (Figura 22 y Figura 23). Ambos deslizamientos presentan una morfología superficial que muestra indicios de movimientos lentos y progresivos con grietas y lóbulos, probablemente asociado a la dinámica del congelamiento y descongelamiento.

Adicionalmente destacan varias morfologías glaciares, como ejes de cordones morrénicos difusos y rocas aparentemente aborregadas pero que se encuentran muy obliteradas por acción criogénica. Asimismo, en la ladera oriental donde se encuentra el deslizamiento, se reconoce un nivel de altos topográficos que define un límite de artesa glacial superior y otro intermedio, además de un paleo nivel glacial (hombarrera/morrena lateral) la cual se encuentra truncada por el movimiento en masa (Figura 25)



Figura 22. Vista aguas arriba del río Colorado, en la intersección con la qda. Las Tetas. Se observa un importante deslizamiento rotacional secundario originado en la ladera oriental del valle. Las Tetas. En superficie se observan evidencias de un movimiento lento y progresivo (flecha roja). La línea negra indica un eje de rocas aborregadas.

Cabe destacar que el deslizamiento principal se encuentra cortando paleo niveles glaciares relictos a mitad de la ladera. Asimismo, el deslizamiento secundario no presenta de erosión o retrabajo glaciar, por lo tanto, se estima que se habrían generado posterior al último avance a lo largo del valle. Más aún, a nivel del río se reconoce un depósito de till que subyace esta remoción en masa secundaria y estaría conformando una superficie levemente aterrizada. Dicho nivel correspondería a una morrena de fondo con retrabajo glaciofluvial en su superficie (Figura 24 y Figura 25). Adicional a estos niveles aterrizados, no se reconoce un represamiento evidente o sedimentos finos aguas arriba de este sector, tal como ocurre en el Sistema Paraglacial La Gitana.

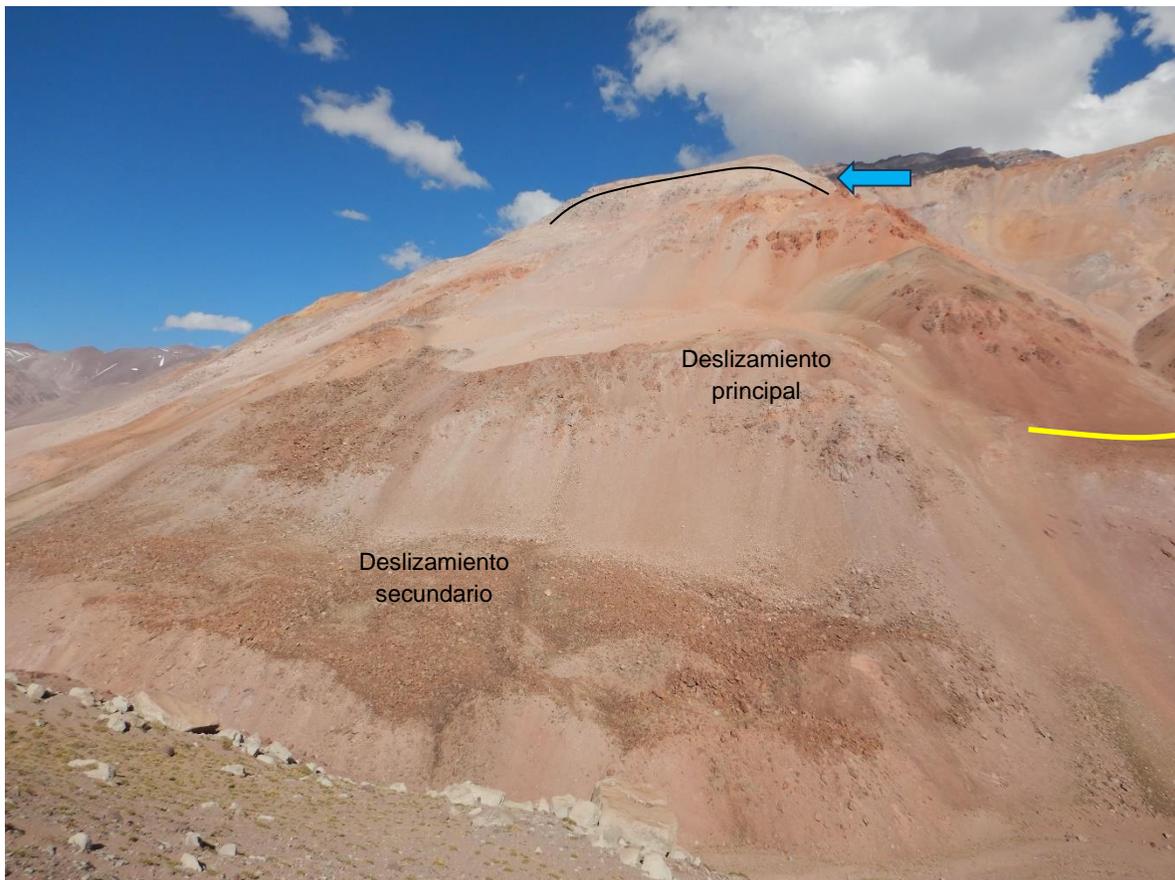


Figura 23. Vista hacia el este en el sector de la qda. Las Tetas. Se observa un deslizamiento principal y otro secundario que afectan las secuencias volcánicas de la Fm Laguna Chica. La línea negra muestra el escarpe principal que estaría relacionado con el límite de artesa intermedia (flecha celeste). Se muestra también un paleo nivel glaciar truncado que correspondería a una hombrera (línea amarilla).



Figura 24. Vista hacia el este en la base del deslizamiento secundario del Sistema Paraglacial qda. Las Tetas. Se observa una base, a nivel del río, correspondiente al basamento rocoso de la Fm. Laguna Chica. Sobre estas unidades volcánicas (tobas riolíticas) se distingue un depósito de till, matriz soportada, con bloques facetados y aparente retrabajo glaciofluvial en su techo. Sobre esta secuencia se depositó el deslizamiento secundario descrito en el sector.

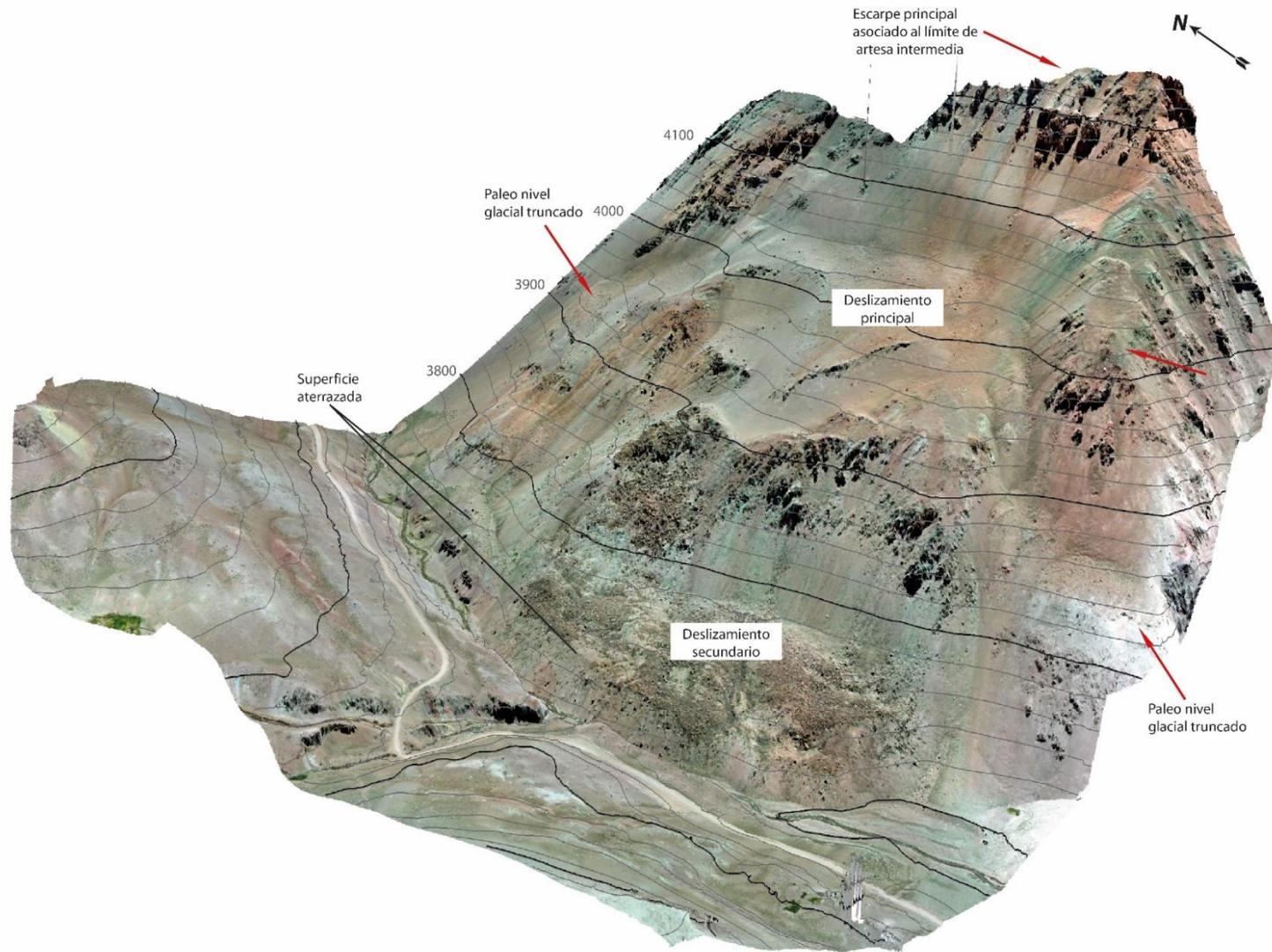


Figura 25. Vista 3D del Sistema Paraglacial qda. Las Tetas. Ortomosaico y curvas de nivel obtenidas mediante vuelo drone. Apoyo cartográfico Jorge Parra.

3.1.2.5 Segmento alto de la cuenca del río Colorado

Este segmento corresponde al tramo de la cuenca situado aguas arriba de la qda. Las Tetas (sobre los 3.790 m s.n.m. a nivel del río), donde el contexto geológico y geomorfológico cambia drásticamente en cuanto a la preservación de las evidencias glaciales y la actividad criogénica.

En este segmento, donde se observan las nacientes del río Colorado, destaca la presencia del Glaciar El Tapado, uno de los más estudiados y relevantes de la región. Asimismo, en este ambiente se reconoce la mayor interacción de procesos y formas, destacando grandes extensiones de depósitos glaciales con morfologías de morrenas laterales, frontales, superficies tipo *hummocky*, laderas detríticas criogénicas que abarcan grandes extensiones, *protales*, suelos estructurados por acción de la geliflujión, glaciares rocosos activos, entre otros.

Particularmente para el Glaciar El Tapado, se pueden identificar a lo menos tres avances glaciares que quedan denotados por la diferencia de cota en una serie de crestas morrénicas (Figura 27), lo cual ya había sido observado por autores anteriores (ej. Houbart, 2014)

3.1.2.5.1 Sistema paraglacial Confluencia

Este sistema se compone de agentes de gran desarrollo y muy bien preservados tales como deslizamientos complejos y rotacionales antiguos y recientes, morfologías morrénicas que denotan avances y retrocesos glaciales, depósitos glaciofluviales potentes y criogénicos intensos y de gran extensión.

Como se mencionó en los capítulos previos, en el sector Confluencia se unen varios cursos tributarios (río Colorado, estero El Empalme, qda. Vegas Escondidas, qda. de la Tía Pechoña y qda. El Aguilar), que dan origen a un drenaje unitario asociado al río Colorado. Esta particularidad permite una interacción entre los distintos agentes del sistema, incluso pudiendo asociar temporalidades relativas a algunos de los procesos.

Por un lado, en las laderas de orientación norte a noroeste, específicamente en la ladera convexa que une la qda. El Aguilar con el río Colorado, se reconocen grandes masas de roca y detritos deslizadas en un conjunto de escarpes, depósitos, flacos y superficies relictas (Figura 27). Este deslizamiento rotacional profundo cubre aproximadamente 5 km² y constituye un sistema complejo que refleja diferentes etapas de movimiento y niveles sub-superficiales que en estadios más recientes estarían mayormente influenciados por el ambiente periglacial del sector (procesos superficiales de geliflujión y laderas detríticas criogénicas).

En cuanto a los depósitos glaciofluviales reconocidos, estos se encuentran bien estratificados en contactos diversos con los deslizamientos indicados previamente. En la qda. El Aguillar, parte de estos paquetes sedimentarios se encuentran en contacto lateral (tipo *onlap*) con algunos de los cuerpos deslizados, lo que indicaría una fase glaciofluvial posterior, sin embargo, en otros sectores estos subyacen algunas de las remociones en masa, indicando una etapa de inestabilidad más reciente. Adicionalmente, debido a la potencia de estos sedimentos, que alcanzarían espesores expuestos cercanos a los 15-18m, hace suponer un represamiento o alzamiento del nivel base, por un periodo significativo de tiempo para alcanzar dicha potencia (Figura 27).

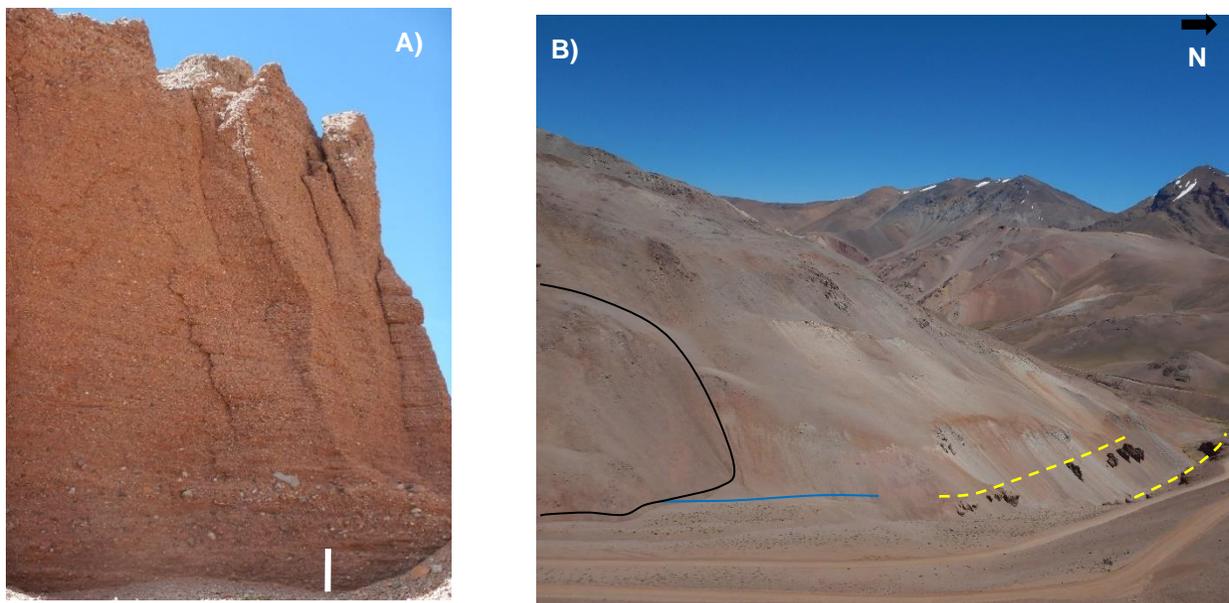


Figura 26. Vista de la interacción de depósitos glaciofluviales con sistemas de deslizamientos rotacionales en el sector de Confluencia. A) Paquete sedimentario bien estratificado asociado a procesos glaciofluviales. Se observan clastos mayoritariamente subangulosos de tamaño gravilla a grava en matriz de arena media a gruesa, niveles con estructuras de gradación normal e inversa, laminaciones, lentes y estratificación cruzada, imbricación de clastos, entre otros. Destacan paquetes de grano más grueso (con bloques de hasta 1m) tanto en la base como en el techo de la secuencia. Barra blanca representa 1m. B) disposición de secuencias glaciofluviales tanto en contacto lateral como subyaciendo algunos deslizamientos rotacionales. Línea amarilla indica el techo de los depósitos glaciofluviales y línea azul muestra una terraza glaciofluvial cortada por un deslizamiento posterior (contorno en línea negra).

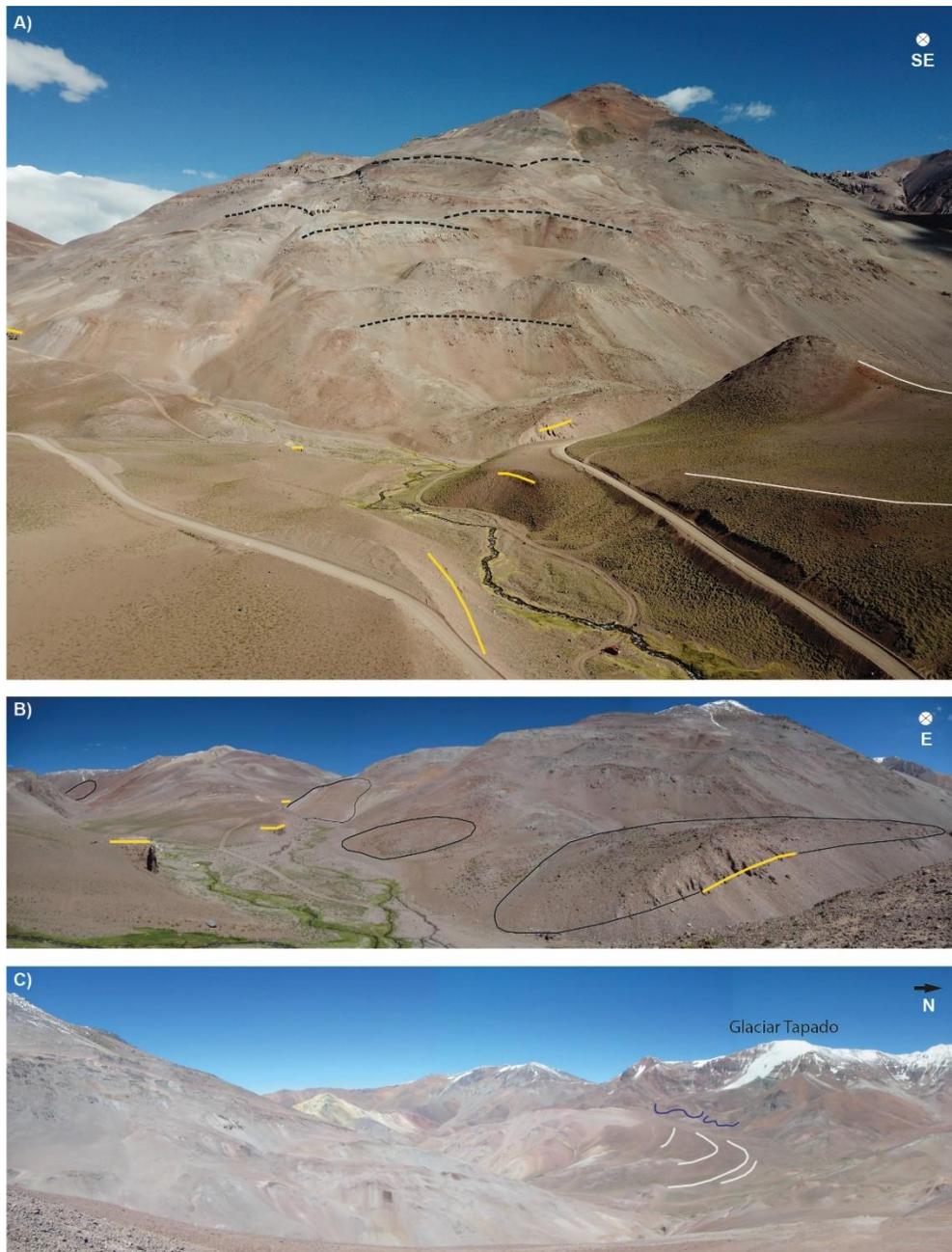


Figura 27. Vista del Sistema Paraglacial Confluencia. A) Deslizamientos complejos de tipo rotacional que afectan rocas volcánicas de la Formación Doña Ana. En línea segmentada negra se muestran los escarpes principales que denotan un constante dinamismo de esta remoción en masa. B) Deslizamientos rotacionales depositados sobre sedimentos o terrazas glaciofluviales. C) Vista del valle que drena desde el Glaciar El Tapado. Se reconocen extensiones importantes de depósitos glaciales y criogénicos. En línea amarilla se muestran algunos niveles de depósitos glaciofluviales (techo) que se han depositado tanto sobre como bajo algunos de los deslizamientos reconocidos en el área de Confluencia. Las líneas blancas indican crestas o contornos de morrenas; las líneas azules muestran el frente activo de los glaciares rocosos asociados a El Tapado y a Las Tolas (imagen C). (Fotografía superior gentileza Cristina Brantt)

3.1.3 Evolución glacial y geomorfológica del valle del río Colorado

3.1.3.1 Cronología glacial y modelado postglacial en el valle del río Colorado

Sobre la base del reconocimiento de morfologías y evidencias glaciales reconocidas en el área de estudio, es posible determinar un modelo temporal relativo y que daría indicios de a lo menos tres fases de erosión glacial que modelaron el valle del río Colorado.

Como antecedente principal se considera el trabajo de Zech *et al.* (2017) donde se recopilan datos cronológicos asociados a episodios glaciares en diversos sectores de los Andes Centrales Áridos. Los datos analizados corresponden a edades de exposición² a partir de ¹⁰Be y recalculadas aplicando el sistema escalonado de Lifton *et al.* (2014). Los sectores de interés para el presente trabajo corresponden al Valle de El Encierro en la cuenca del río Huasco, el Cordón Doña Rosa y el Cerro Fredes, ambos sitios en la cuenca del río Limarí (Figura 28).

Por un lado, en el cerro Fredes, aproximadamente a 147 km al suroeste del área de estudio, se registra el avance glacial más extenso documentado por morrenas bien conservadas. En este sector se han obtenido edades de exposición de superficies mediante ¹⁰Be en el rango de $257,0 \pm 22$ ka y $178,0 \pm 14$ ka (Zech *et al.*, 2017). Estos datos serían las evidencias más antiguas para una glaciación en los Andes Centrales, siendo coherente, además, con registros obtenidos en Argentina a los 32°S (Terrizzano *et al.*, 2016).

Adicionalmente, datos recabados tanto en el valle de El Encierro (aprox. 120 km al norte del área de estudio) como en el Cordón Doña Rosa (aprox. 80 km al suroeste del área de estudio), dan cuenta de avances previos al gLGM, en torno a $34,9 \pm 2,1$ ka y $49,8 \pm 5,2$ ka respectivamente (Zech *et al.*, 2017). Esta información sugiere un periodo con condiciones ambientales y de humedad favorables para el desarrollo de glaciares en el entorno cercano a la cuenca alta del río Elqui. Luego este sería un argumento válido para sostener una alta probabilidad de que también en el valle del río Colorado existiese un marcado avance glacial en torno a los 50-30 ka.

Sobre la base de estos antecedentes y según las formas de erosión, depósitos glaciares y superficies reconocidas en el valle del río Colorado, se infiere que los rasgos emplazados a mayor altitud o con características de mayor intensidad, ya sean las

² De acuerdo con Zech *et al.* (2017), las edades de exposición mediante ¹⁰Be se calculan aplicando el sistema de escalado de Lifton y Sato (SA, Lifton *et al.*, 2014). Asimismo, son calculadas bajo el supuesto de no erosión con la calculadora CRONUS Calc 10Be–26Al, versión 2.0 (Marrero *et al.*, 2016), utilizando una vida media de ¹⁰Be de 1.387 Ma y una densidad de roca de 2.7 g/cm³. El blindaje topográfico se consideró insignificante por lo que no se aplicaron correcciones. En los tres sectores descritos el material analizado se obtuvo a partir de bloques de cuarcita estables en la superficie de morrenas o morfologías glaciares recolectando muestras de 3 cm de espesor. Los análisis son normalizados al estándar S555, con un valor nominal de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be} = 95.5 \times 10^{-12}$ ($\pm 2.5\%$).

artesas, superficies aterrazadas, hombreras o contornos morrénicos, indicarían un estadio primario de las glaciaciones que moldearon el relieve en este sector. Si bien no es posible asignar una fecha ni rango temporal absoluto, si se pueden asociar dichas geoformas a él o los avances y retroceso glaciales más antiguos que aún se preservan en el valle del río Colorado. Con ello existirían a lo menos dos posibles avances que erosionaron el valle principal y que, en las altas cumbres, se conectaron con los glaciares que se desplazaron hacia Argentina. Luego, se sintetiza un modelo de distribución espacial del flujo de las masas de hielo, propuesto en este trabajo como un Estado A (Figura 29).

Por otro lado, se propone un Estado B, asociando algunas de las morfologías glaciales y relaciones de contacto con aquellas no glaciales, que dan cuenta de una fase que se restringe al último máximo glacial local y desglaciación registrados en el segmento alto de la subcuenca del río Colorado (Figura 29). El primer elemento determinante de este periodo es el avance por el valle principal hasta el sector de La Gitana donde se observa un difuso cierre con una morrena frontal cubierta parcialmente por procesos gravitacionales. El flujo de hielo en este caso provendría, según algunos autores (Riquelme *et al.*, 2011 y Houbart 2014), desde lo que hoy representa el Glaciar El Tapado, sin embargo, es probable que también hayan existido flujos laterales, sobre todo provenientes de la qda. Las Tetas y el estero El Empalme donde hoy se observan importantes depósitos de till, superficies de erosión y glaciares rocosos activos.

Finalmente, un Estado C estaría representado por las condiciones actuales del área de estudio, caracterizada por glaciares blancos de montaña, glaciares cubiertos y rocosos, estos últimos con una distribución mucho mayor, sobre todo en cuanto a su superficie y rango altitudinal (Figura 29). En esta fase destaca el limitado desarrollo de las masas de hielo expuesto y una significativa alteración del ambiente periglacial y proglacial. Esto último se refleja especialmente en la inestabilidad de la criósfera.

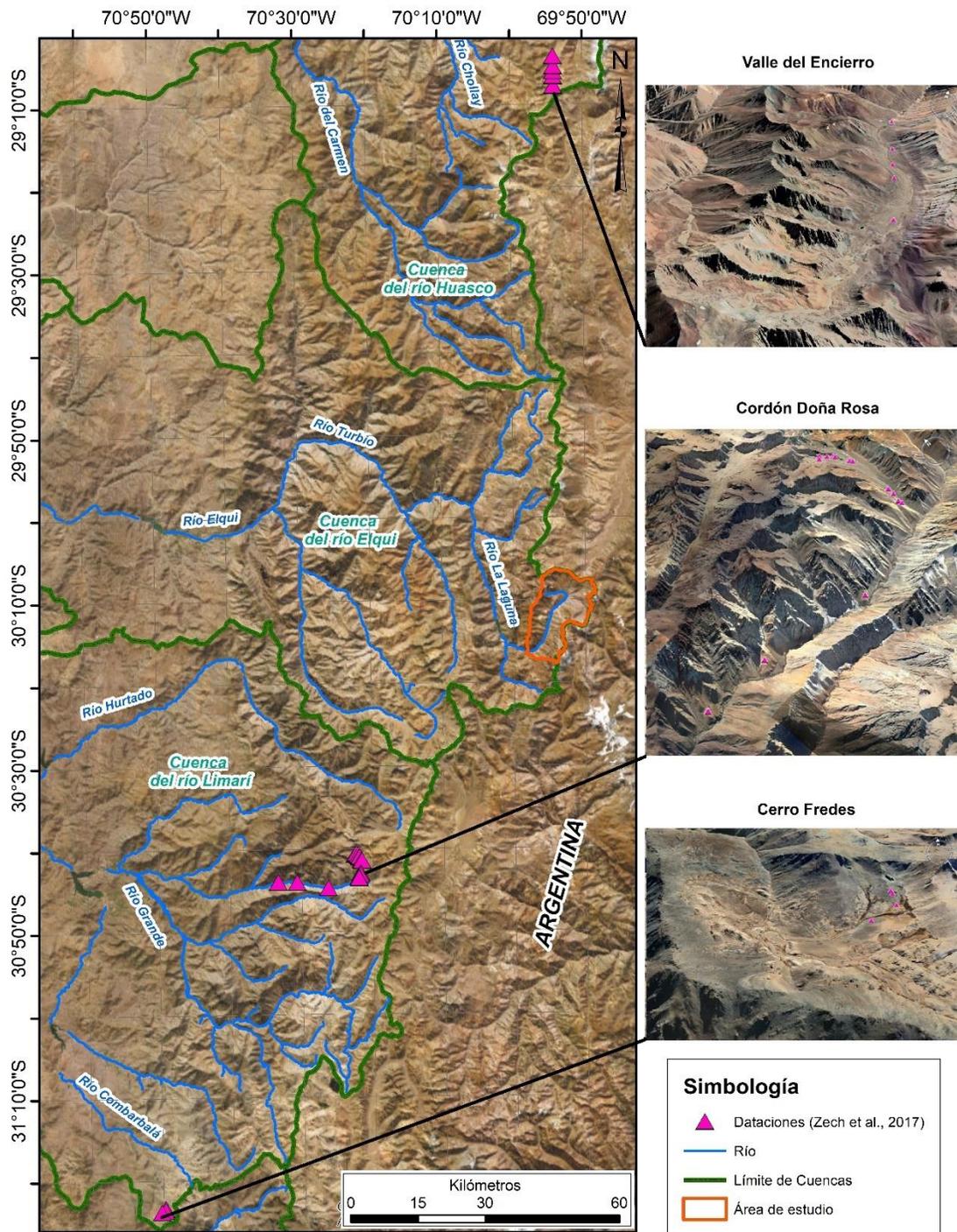


Figura 28. Registro de datos de cronología glaciár en los Andes Centrales de Chile. Recopilación en base a estudio de Zech et al. (2017). Imágenes se los sectores tomados de *Google Earth*.

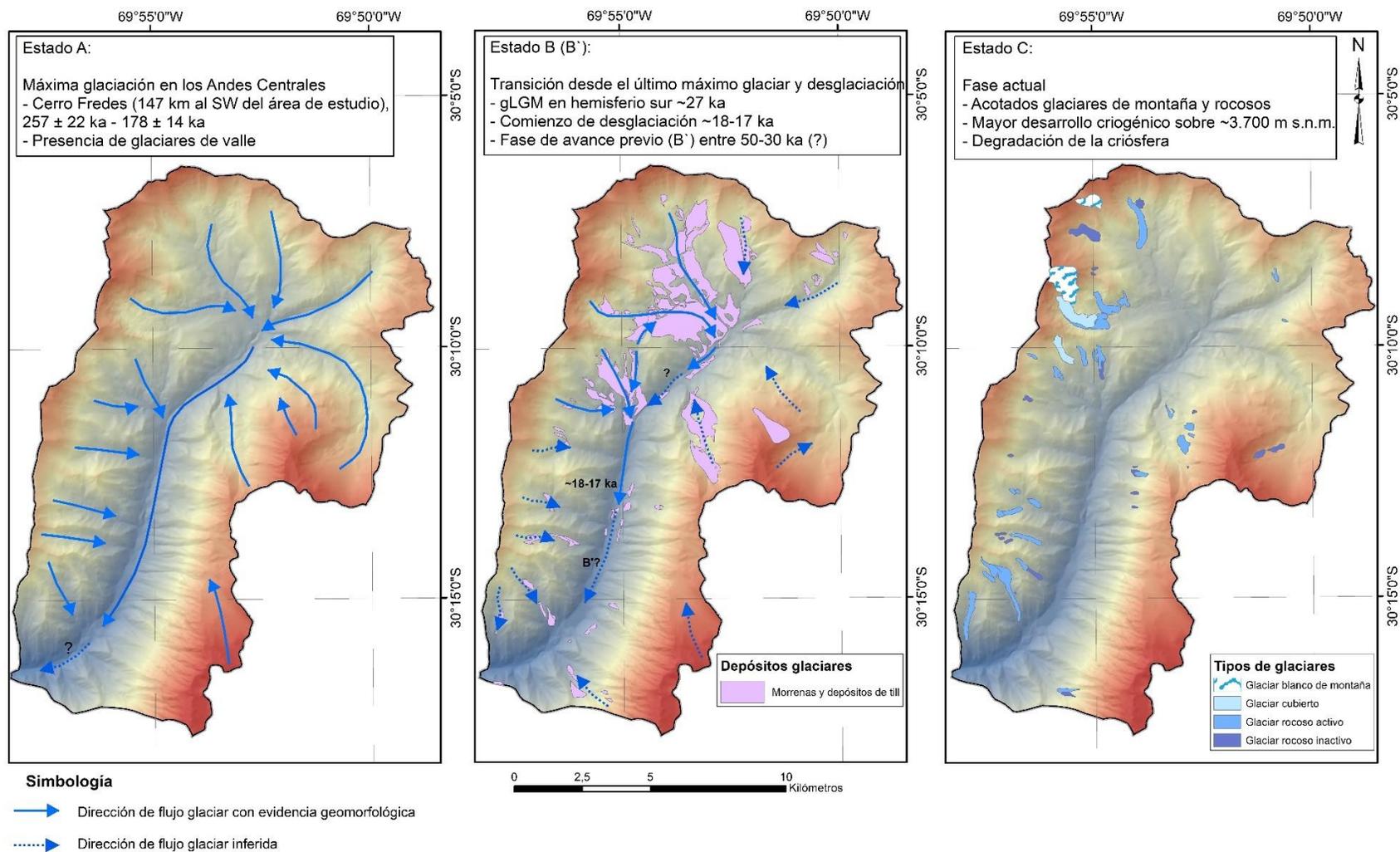


Figura 29. Modelo conceptual asociado a tres fases glaciares que habrían afectado el segmento alto de la subcuenca del río Colorado.

3.2 Análisis morfométrico

3.2.1 Morfometría del valle del río Colorado

En el presente estudio se constriñe al valle del río Colorado, delimitado como la cuenca homónima, aguas arriba del estero tributario donde se observa el primer glaciar rocoso a lo largo del cauce principal, aproximadamente 2 km aguas abajo del sector del Llanos Las Liebres.

La cuenca asociada a este drenaje tiene un área de aproximada de 192 km², con un desnivel que va desde los 3.312 m s.n.m. a los 6.185 m s.n.m. de acuerdo con el modelo de elevación digital utilizado en este trabajo. La característica principal se asocia a un valle en forma de U con límites difusos de una artesa. Su orientación predominante es nor-noreste aguas debajo de la qda. Las Tetras (aproximadamente el punto medio del valle) y noreste en el tramo superior.

Debido a la influencia glaciar y fluvial, se han generado contrastes en valles tributarios amplios con laderas escarpadas, separados por filos o cuchillas bien definidas, muchas de las cuales conformarían aristas glaciares. Además, destacan notorias planicies tanto en el cauce principal como en los secundarios, lo cual indica una importante erosión basal con posterior sedimentación y retrabajo fluvial y aluvial.

A partir del DEM Copernicus se obtienen diversos parámetros morfométricos del valle. En primer lugar, se observa que las pendientes alcanzan valores máximos cercanos a los 62°, donde los mayores valores se dan principalmente en zonas altas y asociadas en gran medida tanto a la acción glaciar como criogénica. No obstante, en ciertas zonas estos valores subestiman las reales pendientes ya que en varias de las laderas se observan afloramientos de roca subverticales y escarpes que a escala de talud pueden incluso presentar pendientes negativas. Luego, en el caso de las pendientes, el DEM Alos Palsar, al tener una mayor resolución, refleja mejor la inclinación de las laderas, mostrando valores máximos cercanos a lo 90°. Sin embargo, esto se traduce en un aumento en la variación y heterogeneidad del relieve lo cual distorsiona en parte la rugosidad de la superficie (Figura 30). Considerando estas diferencias se utiliza el DEM Copernicus para los análisis de altura, formas comunes del relieve, curvatura y orientación ya este insumo entrega un mejor contexto general de las superficies. En tanto, a fin de no subestimar la pendiente, esta se trabaja con el DEM AlosPalsar.

En cuanto a la orientación de las laderas, existe una marcada segmentación en aquellas situadas hacia la ribera izquierda del río Colorado (vertiente oriental), versus aquellas ubicadas en la ribera derecha (vertiente occidental). Las primeras si disponen principalmente hacia el oeste y noroeste, en tanto las segundas se orientan

favorablemente al sureste, sur y este (Figura 31). Esta característica es fundamental para comprender algunos de los procesos reconocidos en el área. Un aspecto relevante a este respecto es la mayor concentración y desarrollo de glaciares blancos de montaña, cubiertos y rocosos en la vertiente occidental del valle, lo cual se condice con una mayor permanencia de la humedad y nieve en estas laderas. Si bien los rangos de pendientes en ambas vertientes son similares, la sección occidental presenta un mayores incisiones y quebradas con planicies tributarias más extensa lo cual disminuye, en promedio, la inclinación conjunta de las microcuencas en dicha sección del valle. Esto último también favorecería la actividad de los glaciares rocosos y permanencia de nieve y hielo, además de una disposición de sotavento que permite una mayor acumulación de precipitación sólida.

Asimismo, las mayores coberturas detríticas como coluvios o superficies de regolito criogénico y los abanicos aluviales, se presentan mayormente desarrollados en la vertiente oriental. Esto último podría asociarse además a ciclos de congelamiento/descongelamiento y deshielo más prologados e intensos debido a mayores diferenciales de temperatura.

En cuanto a las curvaturas de las laderas, estas varían desde cóncavas y planas (valores negativos y cercanos a 0) en los fondos de valles, quebradas y superficies de crioplanación, hasta zonas más convexas en las divisorias de aguas (filos y chuchillas), espolones facetados y los deslizamientos más grandes. Además, se destacan zonas con mayor rugosidad, interpretada como los cambios abruptos entre un relieve cóncavo y convexo. Esto se asocia especialmente en las áreas donde existe una mayor interacción con los procesos glaciogénicos y criogénicos de los glaciares de montaña, cubiertos y rocosos, así como en el segmento inferior del valle, donde se observan las mayores alturas, en la vertiente oriental.

Por otro lado, se obtuvieron las curvas hipsométricas de las microcuencas de orden 3 en el área de estudio (Figura 32) donde la mayoría de ella se encontraría en una fase de equilibrio o madurez, al igual que la cuenca alta del río Colorado. No obstante, algunas de las microcuencas tanto de la cabecera del valle (Estero El Empalme y glaciar El Tapado) como de la vertiente occidental (qda. Las Tetas), mantiene un carácter joven, vale decir, con alto potencial erosivo. Esto último es coherente con procesos glaciares actuales o recientes y un relieve con alturas relativas más elevadas.

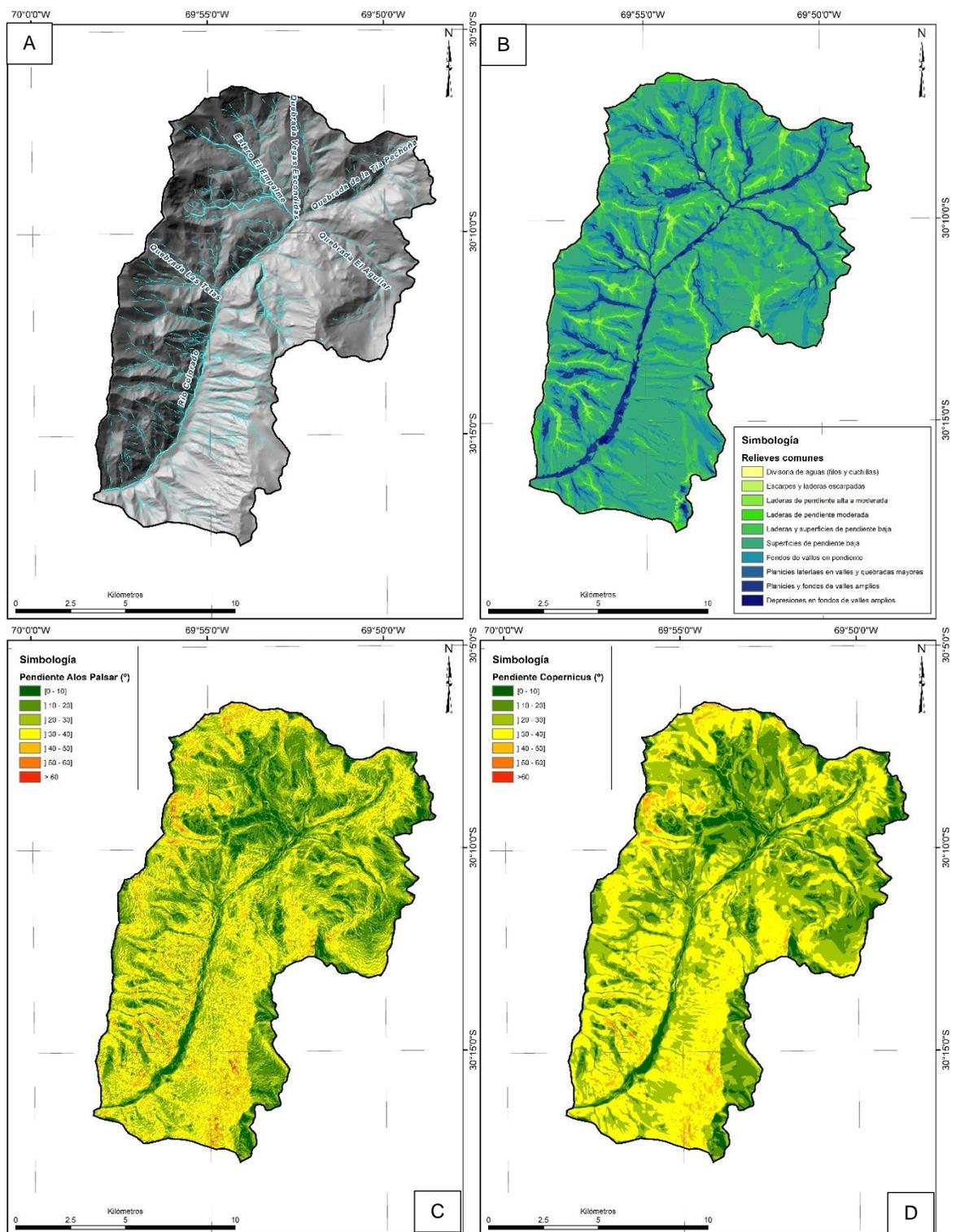


Figura 30. Variables morfométricas del valle del río Colorado. A) Modelo de relieve sombreado, B) modelo de formas de relieves comunes (obtenido mediante la herramienta “Geomorphons” de Whitebox Tools para QGIS) C) Pendiente obtenidas con el DEM Copernicus (en grados) y D) Pendiente obtenida con el DEM Alos Palsar (en grado).

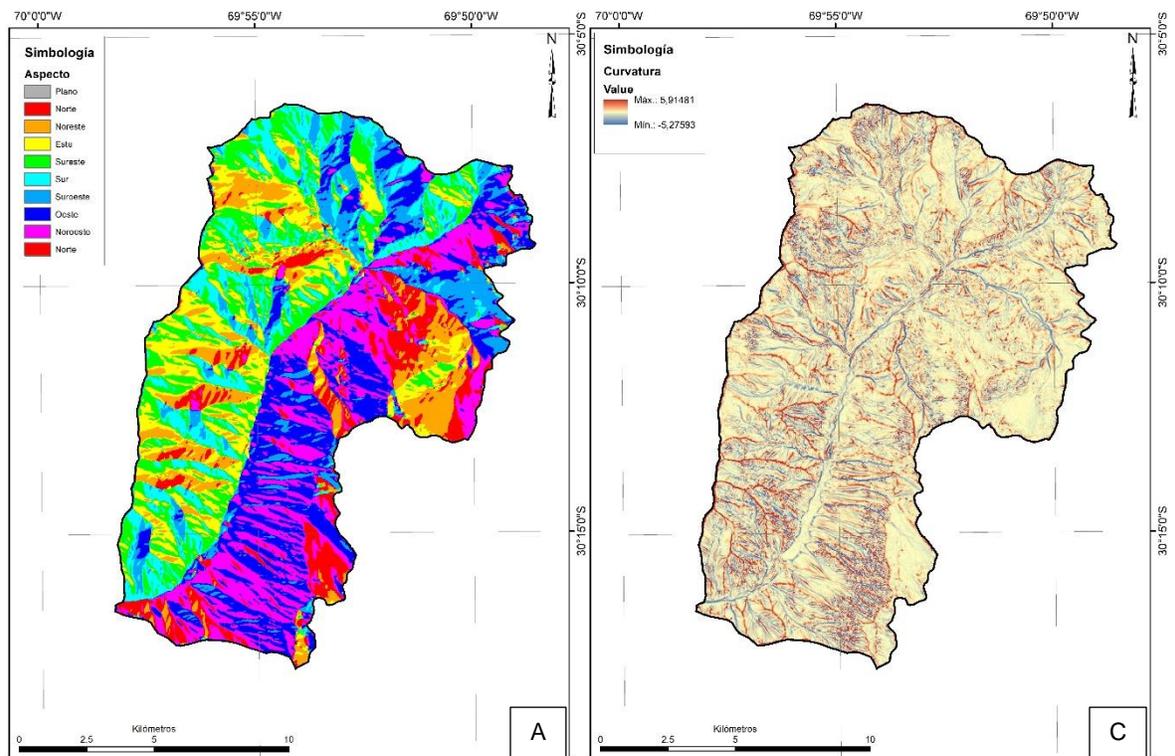


Figura 31. Variables morfométricas del valle del río Colorado. A) Aspecto y B) Curvatura combinada (planta y perfil) obtenidas del DEM Copernicus.

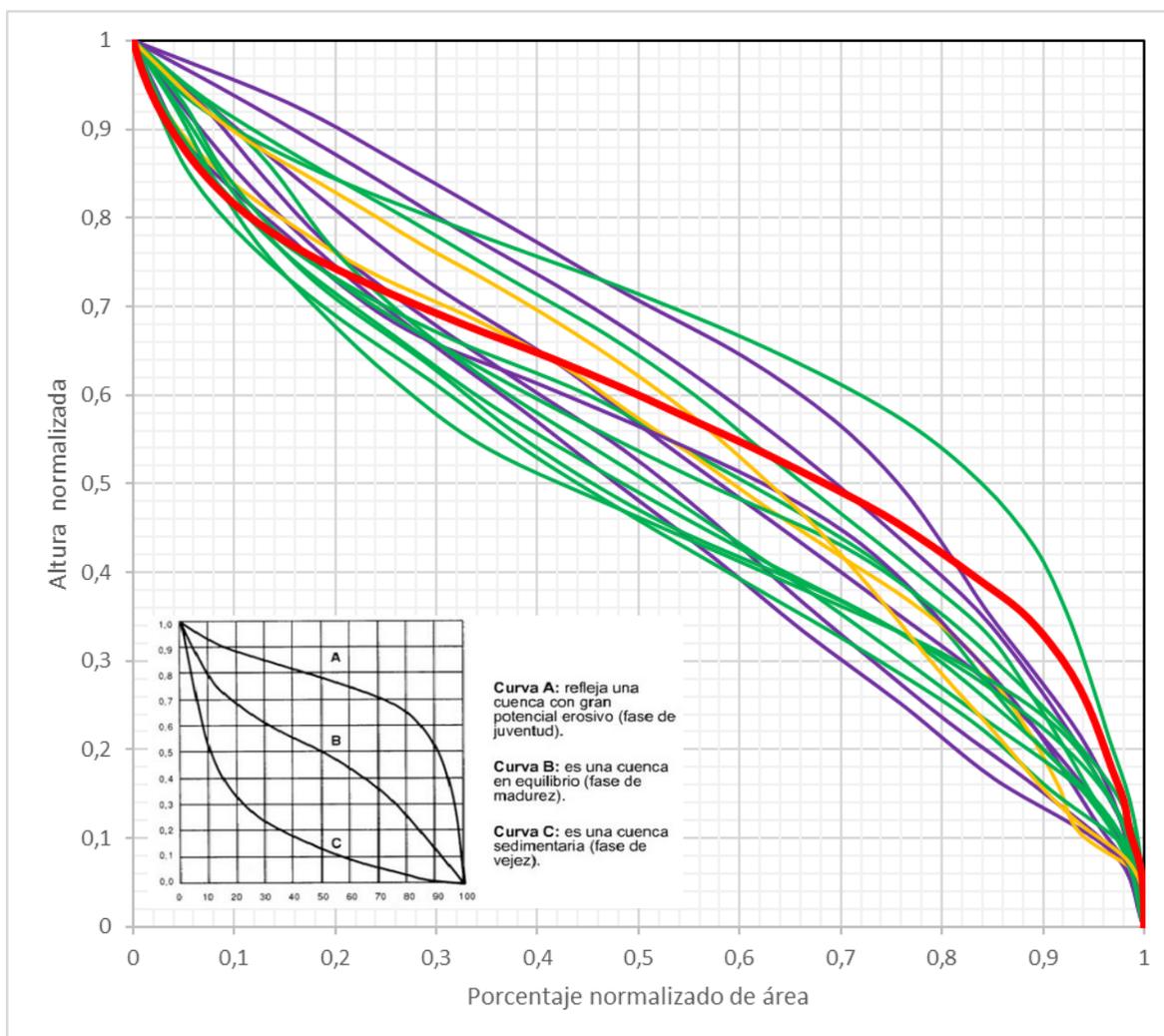


Figura 32. Curvas hipsométricas de las microcuencas de orden 3 definidas en el área de estudio. Línea roja: cuenca principal (área total). Líneas verdes: microcuencas orden 3, ladera occidental de la cuenca principal. Líneas moradas: microcuencas orden 3, cabecera de la cuenca principal. Líneas amarillas: microcuencas orden 3, ladera oriental de la cuenca principal. En la parte inferior izquierda del gráfico se muestran curvas ideales y su relación con el estado hidrológico de la cuenca (juventud, madurez o equilibrio y vejez). Cuevas obtenidas mediante la herramienta *Whitebox Tools* para QGIS

3.2.2 Características morfométricas de las principales geoformas del valle del río Colorado

Con el objeto de parametrizar las distintas unidades geomorfológicas se realiza un análisis espacial con variables indicativas como pendiente y altura de modo tal de reconocer patrones o similitudes en cuanto al desarrollo de los distintos procesos observados. Para ello se realiza una estadística espacial, a nivel de píxeles, para las geoformas más significativas del área de estudio (Figura 33).

En primer lugar, al analizar las morfologías asociadas a procesos aluviales y coluviales (abanicos aluviales, conos de talud, mixtos o coalescentes; canales y sendas de flujos y avalanchas) se aprecia una notoria distribución en un rango entre 3.300 y 5.500 m s.n.m. Sin embargo, los abanicos aluviales se concentran mayormente en alturas bajo los 4.200 m, los canales y sendas a alturas superiores, cercanas a 4.500 m y los coluvios, en su conjunto, se reparte de mejor forma, pero de igual manera existe una concentración mayor en torno a los 4.000 m s.n.m.

Por otro lado, para limitar de mejor manera los procesos y condiciones actuales de la criósfera en el valle, se analiza la distribución altitudinal de las formas definidas como glaciares de montaña (descubiertos) y cubiertos, así como para el resto de las unidades criogénicas como los glaciares rocosos, laderas detríticas criogénicas, lóbulos y superficies de geliflucción, nichos de nivación y superficies de crioplanación. Se puede observar que, en su conjunto las unidades criogénicas y glaciogénicas se extienden en gran parte del área, con una sostenida presencia por sobre el rango de los 4.000 m s.n.m., con una mediana en torno a los 4.900 m s.n.m., lo cual se condice con las alturas promedio anuales de la isoterma 0°C. Sin embargo, al analizar únicamente los glaciares (de montaña y cubiertos) esta distribución se reduce en torno a una mediana de 5.000 m s.n.m. y dentro de un rango de ~4.500-5.500 m s.n.m. Destaca, además, que tanto los nichos de nivación y glaciaretos como las superficies de crioplanación, son las unidades que se encuentran a mayor altitud, ocupando áreas extensas con un promedio sobre los 5.000 m s.n.m.

De similar forma, para los movimientos en masa asociados a deslizamientos y avalanchas de roca y detritos, se puede apreciar que las mayores alturas de estos, determinado por la posición de los escarpes, se da en dos grupos parcialmente independientes (Figura 34). Por una parte, existe una distribución altitudinal de escarpes en torno a los 4.000-4.500 m s.n.m. que estarían muy relacionados con una *trimline* determinada por los avances glaciares más antiguos (artesa superior e intermedia en el segmento inferior del valle del río Colorado). Asimismo, aquel grupo de escarpes situados a mayor altura (4.500-4.800 m s.n.m.) tienen relación con el desarrollo de remociones en masa en quebradas tributarias o en los grandes deslizamientos observados en el sistema Paraglacial Confluencia. Además, al comparar estos rasgos lineales con los depósitos, se reconoce que las mayores superficies, e indirectamente los mayores volúmenes, se encontrarían en un rango más acotado, y limitado por el fondo de los valles, y cuyo mayor percentil está entre 4.100 y 4.400 m s.n.m.

Ahora bien, al separar por tipo de remociones en masa entre deslizamiento y avalancha, se aprecia que los primeros cubren un mayor espectro altitudinal entre aprox. 3.500 y 4.800 m s.n.m. En tanto las avalanchas se acotan bastante en el rango de 4.000-4.500 m s.n.m. (Figura 34).

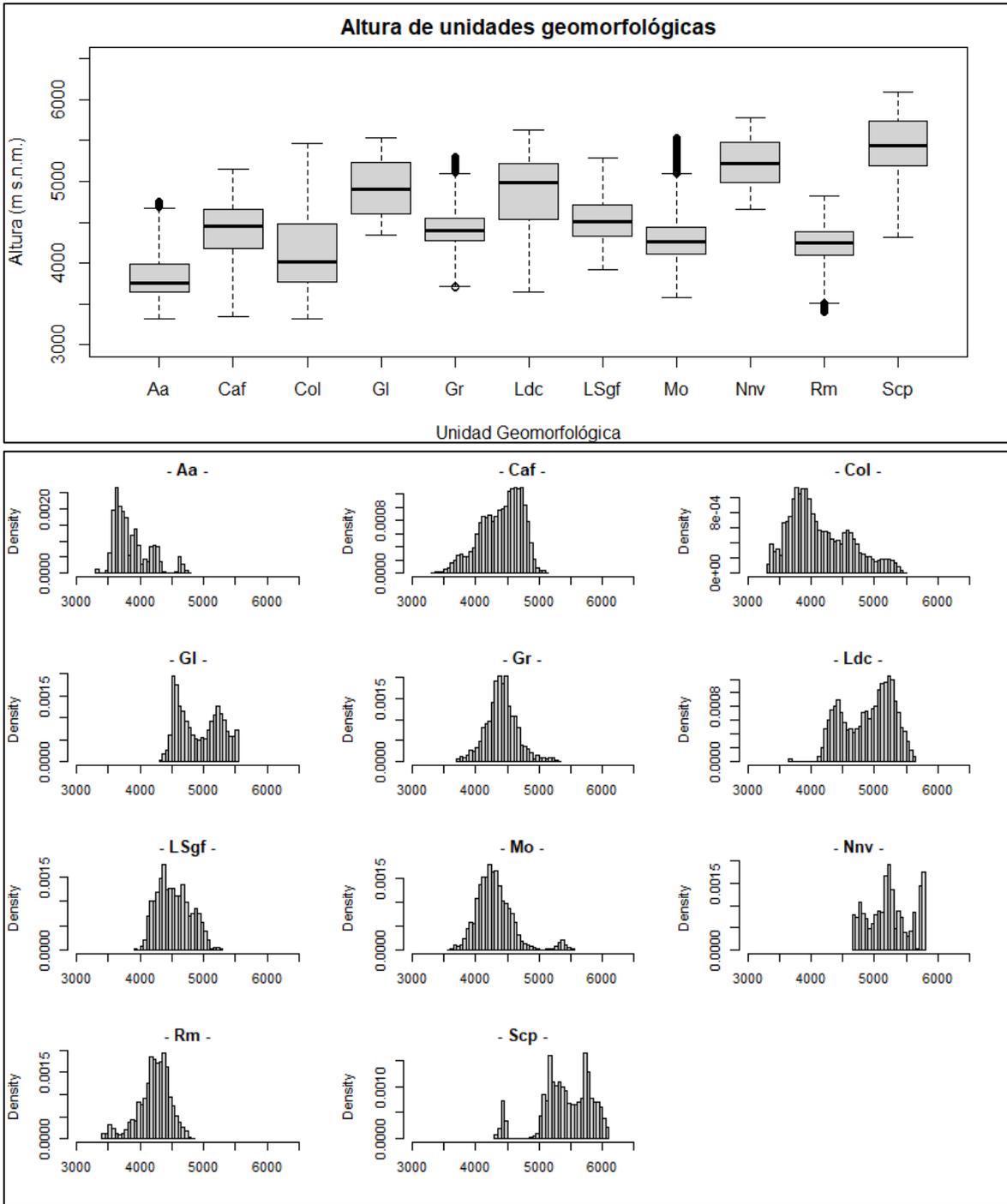


Figura 33. *Boxplots* (arriba) e histogramas (abajo) de la distribución de alturas (m s.n.m.) de las principales geoformas reconocidas en el área de estudio (número de píxeles como densidad de superficie). Modelo a partir del DEM Copernicus. Aa: abanico aluvial; Caf: canal y senda de flujos y avalanchas; Col: cono de talud, mixto y coalescentes; Gl: glaciar de montaña y cubierto. Gr: glaciar rocoso; Ldc: ladera detrítica criogénica; LSgf: lóbulo y superficie de gelifluxión; Mo: morrena; Nnv: nicho de nivación y glaciarete; Rm: remoción en masa; Scp: superficie de crioplanación.

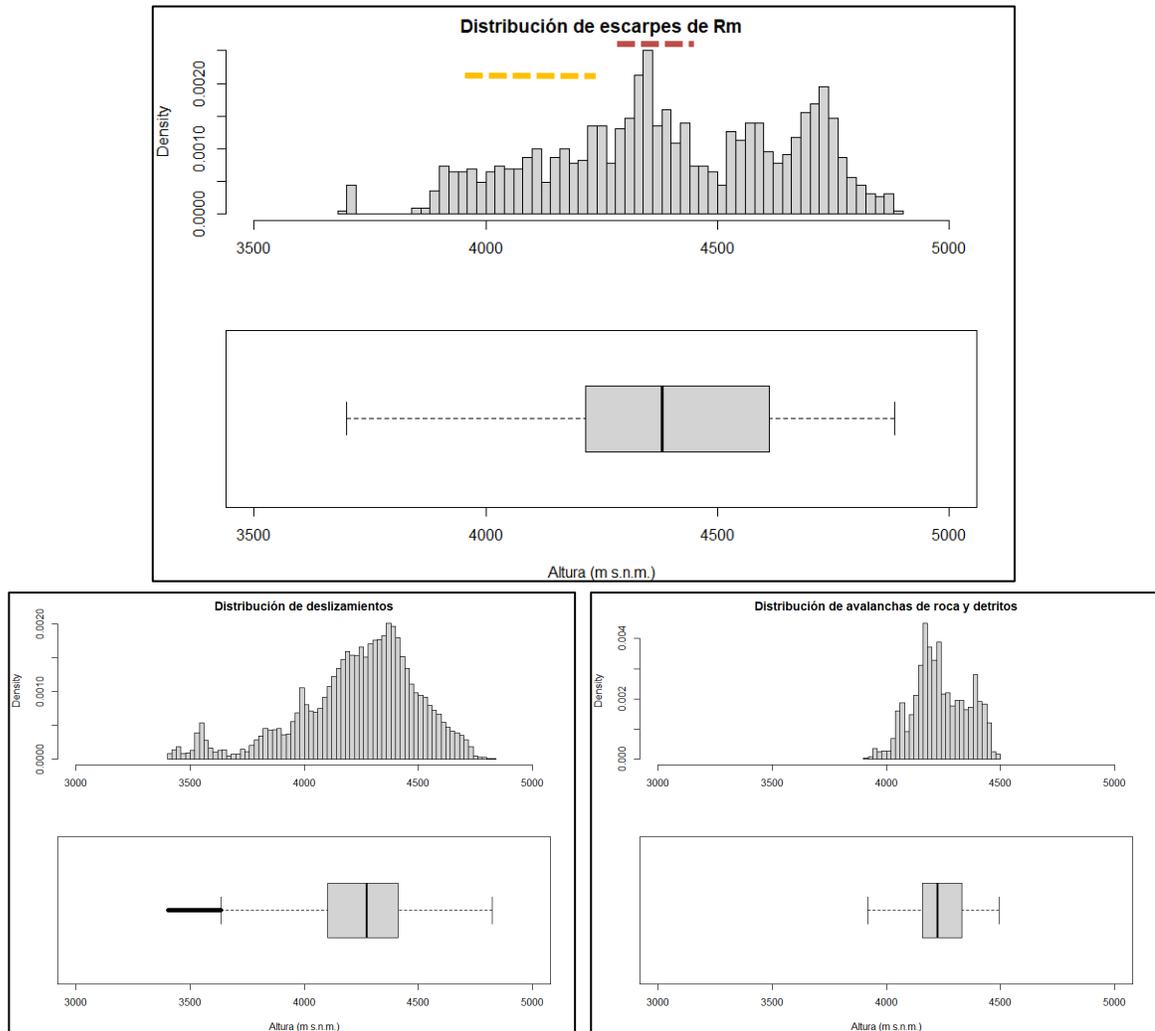


Figura 34. Histogramas y *boxplots* asociados a remociones en masa tipo deslizamientos y avalanchas de roca y detritos (número de píxeles como unidad de superficie). Arriba: distribución en altura de los escarpes mapeados como entidades lineales. En líneas segmentadas se muestra el rango de altura interpretado como niveles de artesa superior (rojo) e intermedia (amarillo). Abajo: distribución en altura de los depósitos de remociones en masa separados por subtipo deslizamientos y avalanchas de roca y detritos.

En cuanto a las pendientes, se destaca un acotado rango de las medianas de las unidades geomorfológicas que oscilan entre los 15 y 30° (Figura 35). Por lo general las unidades asociadas a zonas de depositación fluvio-aluvial y planicies elevadas presentan las menores pendientes (abanicos aluviales y superficies de crioplanación). Por el contrario, las unidades que alcanzan mayores pendientes corresponden aquellas asociadas a los sistemas glaciares, nichos de nivación, laderas detríticas criogénicas y procesos coluviales (Caf y Col). En cuanto a las remociones en masa, estas muestran una mediana en torno a 22° con un rango mayormente acotado a los 20-25°.

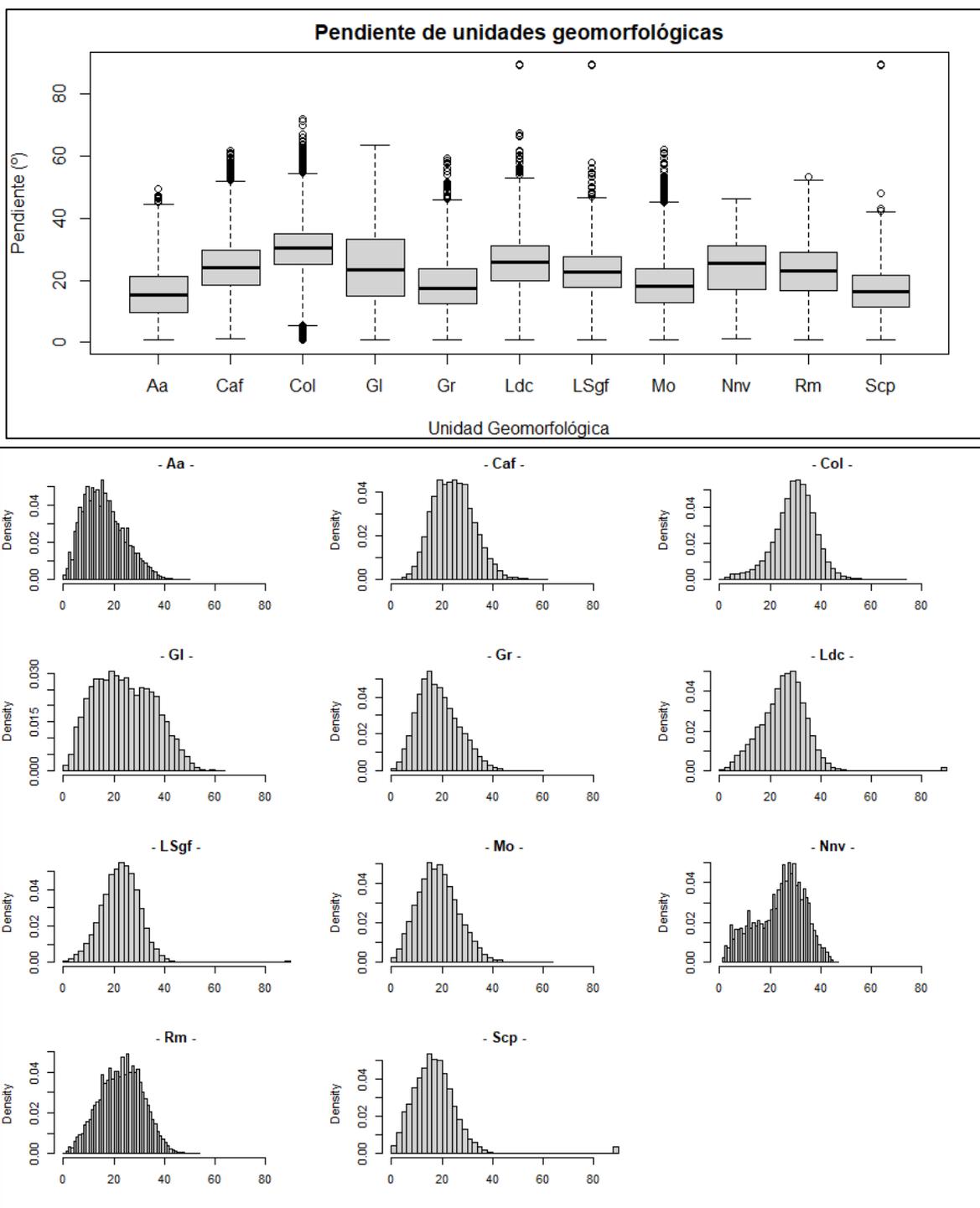


Figura 35. *Boxplots* (arriba) e *histogramas* (abajo) de la distribución de pendiente (°) de las principales geformas reconocidas en el área de estudio (número de píxeles como densidad de superficie). Modelo a partir del DEM AlosPalsar. Aa: abanico aluvial; Caf: canal y senda de flujos y avalanchas; Col: cono de talud, mixto y coalescentes; Gl: glaciar de montaña y cubierto. Gr: glaciar rocoso; Ldc: ladera detrítica criogénica; LSgf: lóbulo y superficie de gelifluxión; Mo: morrena; Nnv: nicho de nivación y glaciarete; Rm: remoción en masa; Scp: superficie de crioplanación.

4. INESTABILIDAD PARAGLACIAL EN LA CUENCA DEL RÍO COLORADO

4.1 Evidencias paraglaciales asociadas a la inestabilidad de laderas

La inestabilidad paraglacial de laderas (*paraglacial rock slope stability*) se entenderá como todos aquellos desequilibrios del terreno que son parte o están directamente influenciados por la transición desde una condición glacial a una no glacial (McColl, 2012). Asimismo, para comprender este proceso de adaptación, de acuerdo con las simulaciones numéricas realizadas por Grämiger *et al.* (2017), cabe destacar que los ciclos glaciares puramente asociados a carga y descarga del stress (*glacial debuttressing*), generan daños limitados en las laderas; no obstante, la cinemática de esta condición estaría a su vez controlada por la geometría de las discontinuidades, la posición relativa del glaciar en el valle, el avance y retroceso del mismo y la erosión generalizada, todo ello desencadenaría la inestabilidad paraglacial en laderas rocosas.

La dinámica en el desarrollo de los relieves con influencia glaciaria dependerán en gran medida del régimen de energía y las condiciones climáticas que afectan dicho terreno. De esta forma cobran relevancia factores como la tasa de alzamiento, la capacidad erosiva del hielo y erodabilidad del sustrato, el aporte hídrico y pluvial, la temperatura, entre otros que aportan a la evolución del paisaje. En este sentido, Slaymaker (2009) describe la relación temporal entre un paisaje glacial, paraglacial y periglacial sometidos a cambios de energía según la variación de las condiciones climáticas (Figura 36). Este esquema, derivado del modelo de Thorn y Loewenherz (1987, *In* Slaymaker 2009) refleja que a medida que las formas periglaciales a escala local se superponen, en el largo plazo de la evolución de estos paisajes, pueden tener diferentes proporciones de elementos glaciales, fluviales y periglaciales.

Esta convergencia de procesos explicada en parte por la variabilidad climática que contribuye o inhibe el desarrollo glacial, se complementa con las condiciones del terreno que permiten o favorecen el desequilibrio del sustrato, lo que se traduce finalmente en un mayor o menor aporte sedimentario al sistema. En un ambiente de montaña, una vez iniciada la deglaciación, esta transferencia desde la fuente al depósito o reservorio está controlada en gran medida por los procesos de remoción en masa como agentes relevantes en la movilización de sedimentos desde la fuente primaria (ver diagrama de la Figura 37).

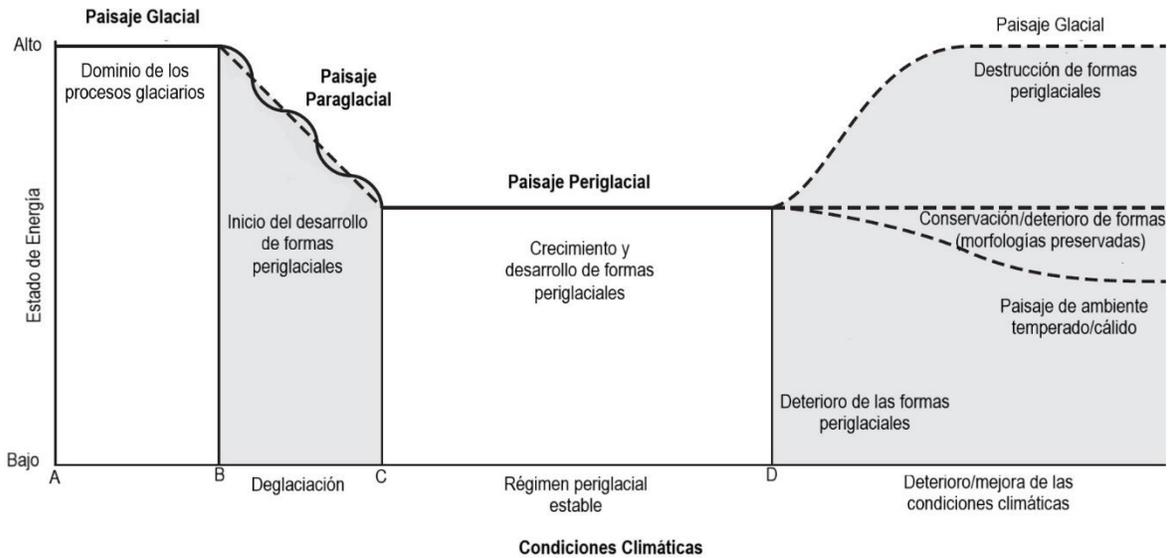


Figura 36. Relación temporal entre un paisaje glacial, paraglacial y periglacial sometido a condiciones de cambios de energía (Slaymaker, 2009). A-B: glaciación; B-C: deglaciación; C-D equilibrio periglacial; D-E deterioro o mejora en las condiciones climáticas.

De acuerdo con McColl (2012), la mayoría de los casos documentados indican que los grandes deslizamientos post-glaciales ocurren típicamente algunos miles de años luego del retroceso del hielo. Este “tiempo de retraso” o “*lag time*”, es considerado por Ballantyne (2002) como la “resistencia previa a la falla” (*pre-failure endurance*) lo cual indicaría que las grandes remociones en masa están influenciadas, en primer lugar, por factores internos que requieren de “agentes preparatorios” particulares para reducir suficientemente la estabilidad de las laderas antes que los desencadenantes climáticos puedan ser efectivos (Abele, 1997). En definitiva, en un ambiente paraglacial, la inestabilidad de las laderas estará controlada por factores **condicionantes, preparatorios y desencadenantes**.

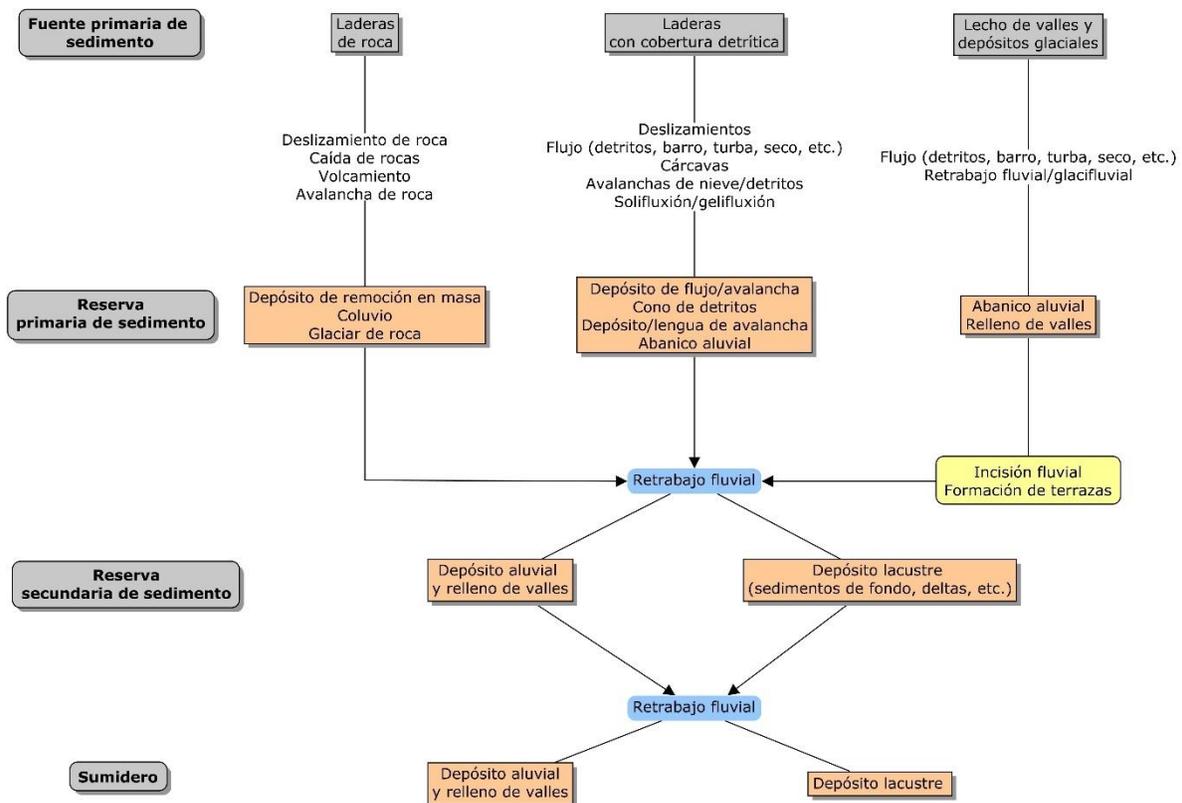


Figura 37. Esquema simplificado del proceso sedimentario paraglacial en ambientes de montaña durante y post deglaciación. Adaptado de Cossart *et al.* (2013).

4.1.1 Evidencias de inestabilidad post-glacial

Según lo planteado por Cossart *et al.* (2008), el stress basal (y lateral) aplicado por el avance y retroceso del glaciar varía según la escala de observación. A escala regional este se comporta en función del espesor y el gradiente de la antigua superficie de hielo; en segundo lugar, a escala de laderas individuales, el stress basal es máximo cerca de la base del valle; por último, a escala de afloramiento, en las barreras de roca emplazadas en la cara frontal del glaciar, se podría observar el mayor stress debido al empuje de la masa de hielo.

A partir de los variados antecedentes registrados por diferentes autores (McColl, 2012; Cossart *et al.*, 2008; Cossart *et al.*, 2013, Allen *et al.*, 2011; Grämiger *et al.*, 2017) es posible resumir algunos patrones o rasgos característicos que se pueden asociar a una inestabilidad post-glacial según la escala de observación:

a. Escala regional (montañas)

- Los deslizamientos de roca son abundantes en valles que han sido erosionados profundamente por la acción glaciar.

- Grandes remociones en masa de ladera concentradas en la confluencia de antiguos glaciares indicarían una mayor “deformación por presión glacial” (*glacio pressure deformation*). Esto se traduce en mayor erosión o daño en el macizo rocoso, especialmente a lo largo de debilidades estructurales.
- Según los modelos numéricos, en aquellos sectores donde la fuerza normal calculada y el stress de carga de hielo longitudinal son altos, se presenta la mayor inestabilidad.
- Los deslizamientos son más abundantes en aquellas cuencas donde un glaciar interviene por primera vez.
- En terrenos de antiguos glaciares donde los deslizamientos son escasos, las laderas podrían haberse ajustado a redistribuciones previas de stress (“*stress-hardening*” o endurecimiento por stress) y por tanto es menos probable que ocurran una liberación de stress por erosión (*Stress-release*).
- En orógenos activos la complejidad en los patrones de discontinuidades y la morfometría del relieve hacen difícil descifrar el rol y los efectos de la inestabilidad paraglacial.

b. Escala de ladera

- En las partes bajas de las laderas y en las caras frontales (*stoss-face*) de las rocas aborregadas se infiere un alto stress de carga debido a la presencia de deslizamientos y mayor daño en la roca.
- La mayoría de los deslizamientos ocurren en los quiebres convexos de la ladera, situados inmediatamente por debajo de la “*glacial trim line*³” indicada por una inflexión topográfica en la pendiente (Sepúlveda *et al.*, 2023).
- La erosión glacial cambia el stress basal al modificar la forma del valle (generación de fallas sin necesidad de una liberación de stress, “*stress release*”).
- Se puede distinguir un fenómeno de “erosión ascendente” (*bottom-up erosion*) en donde las paredes del valle en U son desestabilizadas por progresivas caídas de rocas cerca de la base de la ladera que gradualmente avanzan ladera arriba. Este proceso lidera el desarrollo de inestabilidades del basamento a gran escala, y son procesos activos.
- La degradación del permafrost es un factor importante para considerar en la inestabilidad de laderas.

³ Marca la extensión más elevada y reciente del glaciar.

4.1.2 Control lito-estructural del valle del río Colorado

Una de las particularidades del valle de río Colorado, tanto en el segmento inferior como en la parte alta, es su relación con las estructuras geológicas (fallas y pliegues) y la disposición estratigráfica de las distintas unidades litológicas (Figura 38).

Un primer aspecto que resalta es la orientación del cauce principal cuya trayectoria se mantiene prácticamente alineado en la misma dirección que un eje de pliegue anticlinal, incluso manteniendo el cambio paulatino desde NS a NE. Además, la incisión del valle, en dirección pseudo paralela al rumbo de las secuencias volcánicas, ha dejado expuestas estas rocas que, a su vez, se observan manteniendo a favor de la ladera oriental.

Otra característica que destaca es que la mayor parte de los grandes deslizamientos y avalanchas se generan en la vertiente oriental del valle, coherentemente con lo mencionado en el párrafo previo respecto de la orientación estratigráfica. Asimismo, pareciera ser que las formaciones más antiguas (rocas del Pérmico de la Fm. Laguna Chica y Fm. El Tapado) tienen un mayor grado de favorabilidad para generar este tipo de procesos de inestabilidad. Esto podría darse en parte por el tipo de litología rocas volcánicas efusivas que se encuentran bastante fracturadas, meteorizadas y, ocasionalmente, alteradas. Esto también se condice con un mayor grado de fallamiento y deformación, producto de la interacción de estas formaciones con la Falla Olivares y el pliegue anticlinal presente.

A escala de detalle, se logró recopilar una serie de datos que reflejan gran parte de las estructuras geológicas principales y estratigrafía, pero, además, se identificaron sistemas secundarios que podrían tener relación con descompresión o efectos postglaciales (*sheet jointing*), principalmente fracturas y diaclasas paralelas en rumbo y manto con las laderas (Figura 39). Si bien esta característica es más común en rocas masivas y competentes como las intrusivas, en este caso se observan en rocas volcánicas como riolitas y tobas soldadas densas y resistentes de la Fm. Laguna Chica. Otro aspecto relevante es la marcada influencia de la orientación de los estratos y texturas de flujo (ej. en tobas) en los procesos de crioclastia donde estos planos de debilidad hacen mucho más eficiente la fragmentación de las rocas (Figura 40).

De acuerdo con la anterior, se puede interpretar que la geología (rocas y estructuras), tiene un control relevante en el modelado original y reciente del valle. Es muy probable que las debilidades y orientación lito-estructural hayan favorecido la erosión glacial que dio origen al valle principal y algunos de sus tributarios. Del mismo modo, los procesos más superficiales como los criogénicos, se ven favorecidos por el tipo de roca y su orientación interna.

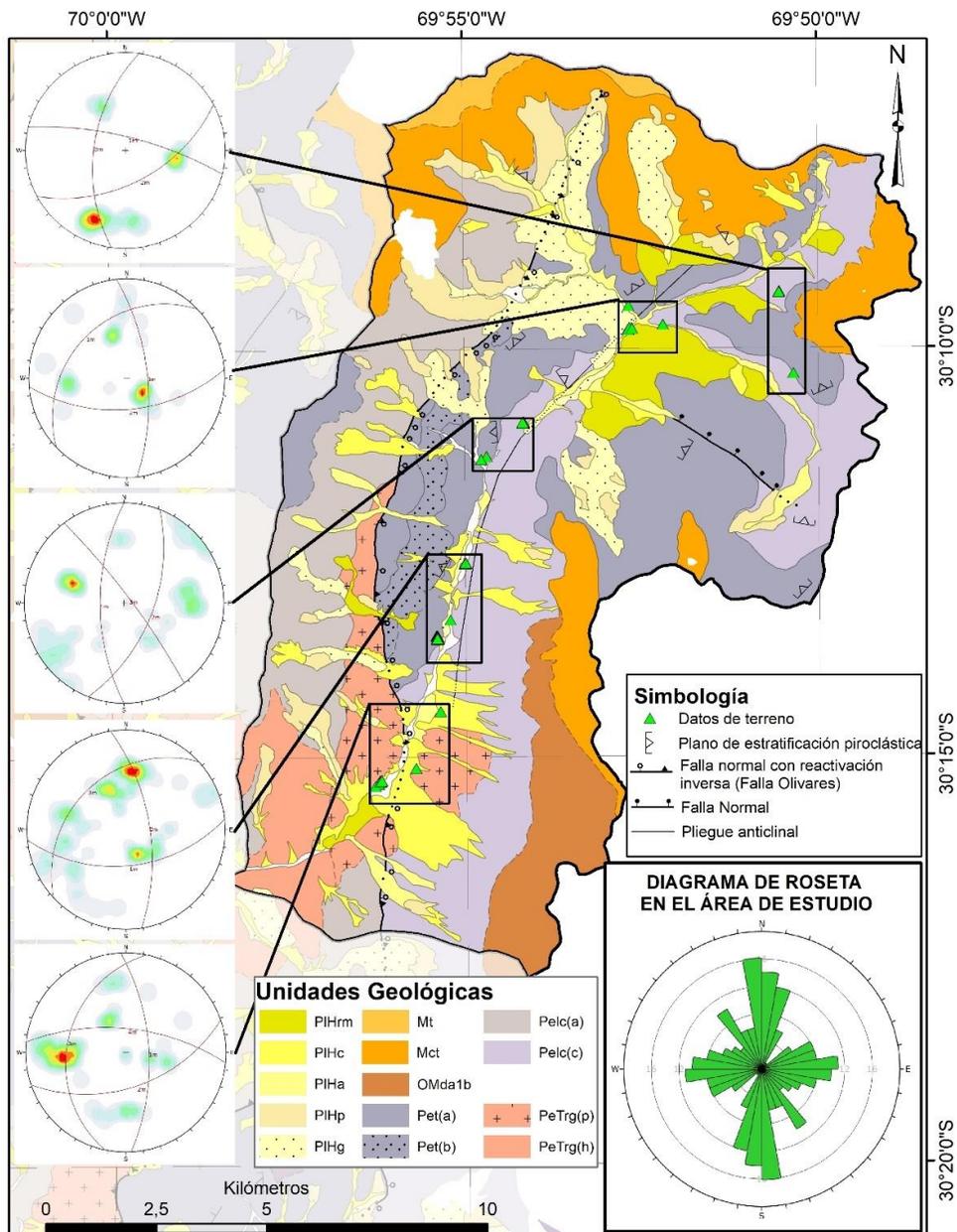


Figura 38. Mapa geológico y estructural simplificado. Se muestran los sectores con datos de las principales estructuras medidas en terreno. Diagramas estereográficos sobre un total de 251 datos. Geología tomada de Velásquez *et al.* (2021). PIHrm: remoción en masa; PIHc: coluvios; PIHa: dep. aluviales; PIHp: dep. periglaciares; PIHg: dep. glaciares; Mt: Fm. Tambo (rocas volcánicas y subvolcánicas); Mct: Fm. Cerro de Las Tórtolas (rocas piroclásticas); OMda1b: Fm. Doña Ana-Miembro Tilito (b: Tobas y lavas intermedias a félsicas); Pet: Fm. El Tapado (a: rocas piroclásticas dacíticas a riolíticas, tufitas y rocas sedimentarias subordinadas / b: limolitas y lutitas, areniscas y tufitas, con intercalaciones menores de tobas de ceniza y lapilli); Pelc: Fm. Laguna Chica (a: tobas, brechas piroclásticas y lavas intermedias a félsicas / c: tobas félsicas a intermedias); PeTrg: Granitos del Pérmico Medio-Triásico Medio (p: rocas plutónicas tipo granitos, monzogranitos a sienogranitos / h rocas hipabisales microgranitos, localmente granodioritas).



Figura 39. Estructuras secundarias subparalelas a las laderas del valle principal (líneas segmentadas blancas) en los sectores de Llano Las Liebres (arriba) y La Gitana (abajo).

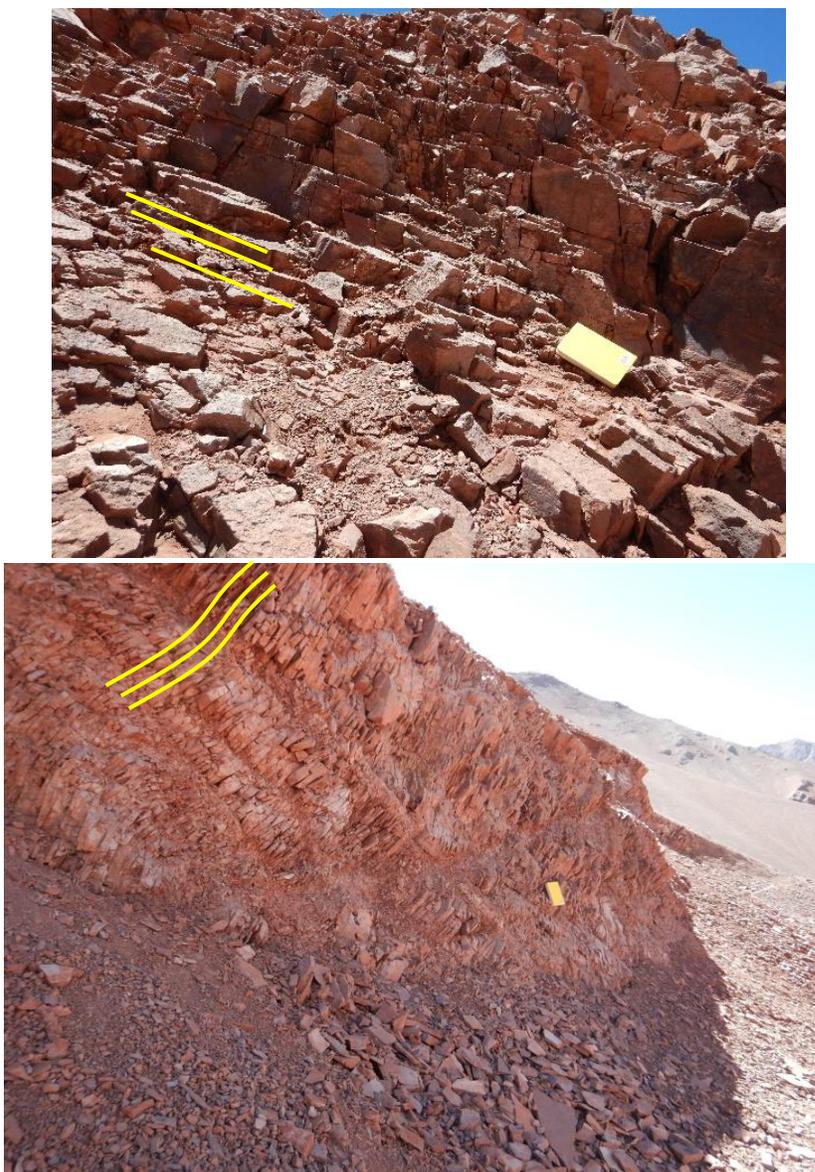


Figura 40. Afloramientos de rocas volcánicas (riolitas y tobas soldadas con textura de flujo) en el sector de Confluencia. Se observa que existe un control de los procesos criogénicos, especialmente la fragmentación de la roca, de acuerdo con los patrones estructurales como rumbo, manteo y la orientación de texturas de flujo (*fiammes*, minerales y líticos) indicados en líneas amarillas. Si bien en la imagen inferior la orientación de los estratos va en contra de la pendiente y, por tanto, sería menos favorable para la generación de deslizamiento planares, lo que se busca destacar es el notorio fracturamiento de la roca a favor de los diversos planos de debilidad.

4.2 Modelo conceptual de inestabilidad paraglacial

La mayoría de los procesos aluviales-fluviales, gravitacionales en general y periglaciales, observados en el área de estudio, se desarrollan a partir de la inestabilidad de laderas y por la movilización de material glacial, lo cual correspondería a un subsistema paraglacial primario (Ballantyne 2002). Esto también es observado por Hourbart (2014), quien señala que parte importante de los sedimentos reconocidos en algunas facies fluviales y aluviales en el río Turbio (a más de 43 km aguas abajo del área de estudio), son parte del retrabajo de los depósitos glaciales situados en la parte alta de la cuenca. Además, sobre la base de dicho análisis, el autor establece a lo menos dos fases de adaptación o acomodo del relieve. Por un lado, una etapa de mayor agradación entre los 12.470 y 5.660 A.P., con el desarrollo de terrazas fluviales y condiciones de transporte relativamente tranquilas, hasta los 6.850 A.P. Luego, entre los 2.770-2.710 AP y 1.270-1.060 A.P. la cordillera del Elqui habría experimentado una fase de incisión rápida que continúa hasta hoy. Según Riquelme *et al.* (2011) esta mayor incisión se debería un aumento en la capacidad de transporte fluvial que reflejaría un cambio desde condiciones más secas hacia lluvias invernales más húmedas.

A partir de un análisis de alturas de los depósitos de remoción en masa (deslizamientos y avalanchas mayores) identificados en el valle del río Colorado, se puede observar una tendencia de sur a norte, a medida que se asciende por el valle principal (Figura 41). Cabe destacar que entre los sectores del Llano Las Liebres y Qda. Las Tetas (tramo A de la Figura 41) se observa una tendencia de mayores diferencias entre los valores de alturas máximas y mínimas, especialmente en el sector de La Gitana. Esto podría indicar una mayor inestabilidad en este sector lo cual también sería lógico en el entendido que es un segmento del río que ha permanecido por más tiempo sujeto a agentes post glaciales.

En cuanto a las condiciones actuales se observa una estrecha relación entre el índice de favorabilidad de permafrost obtenido por Azócar (2013) con la distribución de las crioformas y particularmente con varios de los deslizamientos y avalanchas mapeados (ver detalles en Capítulo 5, Figura 61). Este índice muestra la distribución potencial del permafrost basado en el modelado estadístico de las condiciones topográficas, climáticas y el estado de actividad de los glaciares rocosos (Azócar, 2013). Si bien los movimientos en masa de mayores dimensiones y volumen estarían sujetos a condiciones previas al desarrollo del permafrost actual, existen algunos deslizamientos que si tiene evidencias de movimientos recientes y que se pueden relacionar con zonas donde es muy favorable la presencia de permafrost. Además, considerando lo señalado por Robson *et al.* (2022) en cuanto al aumento en la temperatura del aire y disminución en la precipitación y humedad desde la década de 1980 en la zona del Sistema Glaciar El Tapado, es muy probable que estas remociones en masa estén controladas, en gran parte, por la inestabilidad de la criósfera y degradación del permafrost.

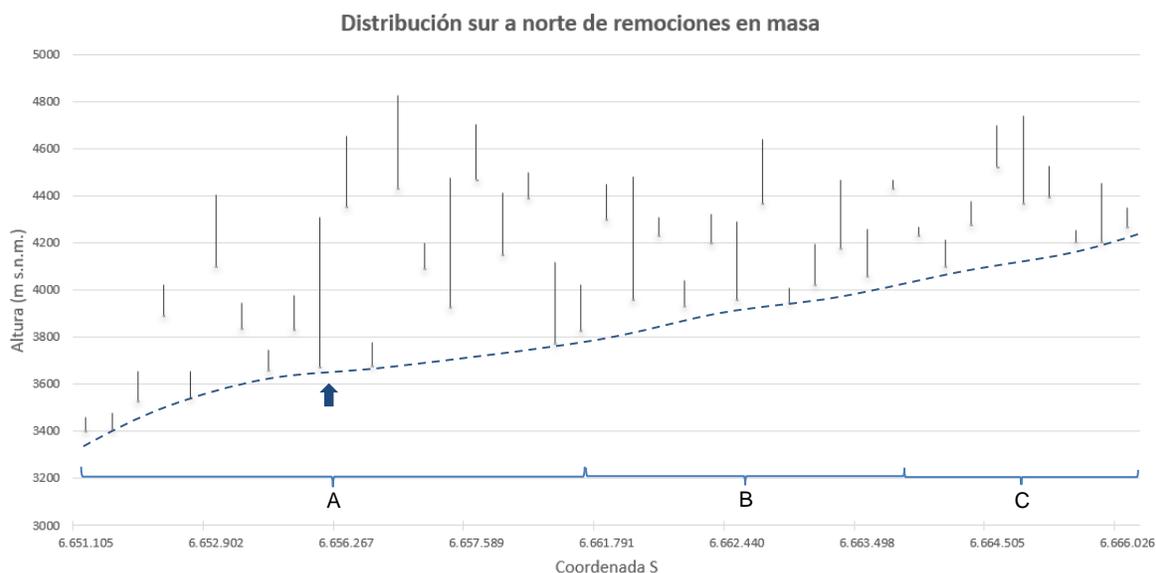


Figura 41. Distribución de sur a norte (ascendiendo por el valle del río Colorado) de las principales remociones en masa identificadas en el área de estudio. Las barras muestran la altura mínima y máxima que alcanza el depósito respectivo. En línea segmentada se muestra el nivel base aproximado del cauce actual del río Colorado. A: segmento inferior (entre el Llano Las Liebres y qda. Las Tetas), B: segmento medio (entre qda. Las Tetas y Confluencia) y C: segmento alto (entre confluencia y nacientes de la cuenca). La flecha azul muestra el sector de La Gitana.

Sobre la base de este análisis y lo expuesto en este capítulo y los anteriores, se plantea un modelo simplificado de inestabilidad paraglacial, consistente en los siguientes aspectos determinantes:

- i) **Etapa I. Inestabilidad paraglacial primaria**
 - a. Asociada a los primeros avances glaciares que modelaron el valle
 - b. Avances glaciares controlados por la paleo-topografía y disposición lito-estructural de primer orden (fallas y pliegues).
 - c. Deslizamientos en zonas de convergencia de lenguas de hielo y laderas convexas (planta y perfil).
 - d. Aparente desarrollo de estructuras de descompresión subparalelas a las laderas.
 - e. Evidencias en los sistemas paraglaciales Llano Las Liebres, La Gitana y Confluencia.
- ii) **Etapa II. Inestabilidad paraglacial del último máximo glacial**
 - a. Asociada al último avance del Glaciar El Tapado
 - b. Posterior a 17-18 ka

- c. Condicionada por movimientos en masa previos y disposición lito-estructural.
- d. Deslizamientos sobre depósitos glaciofluviales
- e. Posible relación espacial de inestabilidades de ladera con el entorno inmediato de cierre glaciales.
- f. Evidencias en sistemas paraglaciales La Gitana y Confluencia.

iii) Etapa III. Inestabilidad paraglacial contemporánea

- a. Asociada a variaciones climáticas de los últimos siglos
- b. Condicionada por disposición lito-estructural (tanto en superficie favoreciendo los procesos criogénicos, como en profundidad debido a la orientación de estratos y estructuras)
- c. Influenciada por el aumento de la temperatura del aire, disminución de precipitaciones y humedad (ascensión de ELAs tanto estacional como decadal)
- d. Inestabilidad de la criósfera y particularmente la degradación del permafrost
- e. Evidencias principalmente en sectores altos de valle tributarios y en el entorno del sistema paraglacial Confluencia.

En el mapa de la Figura 42 se muestra la distribución de los deslizamientos del valle del río Colorado según el modelo conceptual propuesto.

De acuerdo con este planteamiento, los eventos más recientes (Etapa III) si bien son los de menores dimensiones, estos se concentran a mayores alturas y presentan una mejor distribución a lo largo de la subcuenca.

En cuanto a las remociones asociadas a la Etapa II, la característica principal que permite diferenciarlas es, por una parte, su asociación estratigráfica cubriendo varias terrazas glaciofluviales representativas del último máximo glacial. Por otro lado, su origen en depósitos de till y la falta de rasgos que denoten una erosión glacial posterior, también son indicativos de esta fase intermedia. Por su parte, los deslizamientos que se incluyen dentro de la Etapa I, por lo general se acotan a sectores y rasgos morfológicos de meso escala, como en la convergencia de valles y zonas de aparente cierre glacial.

Al sintetizar el panorama general de un valle modelado por el hielo, sería esperable que, en una condición ideal, a medida que el glaciar retrocede, los depósitos de remoción en masa que se puedan asociar a ese ciclo deberían mostrar una cronología con los más antiguos aguas abajo y las más jóvenes aguas arriba. Pese a ello, la distribución de los deslizamiento y avalanchas mapeadas en el área del valle del río Colorado no muestran esa asociación de forma clara, especialmente para los más antiguos (Etapas I y II). Un aspecto que puede influir es lo planteado por Riva *et al.* (2020) quienes concluyen que la inestabilidad paraglacial puede perdurar por varios miles de años luego del retroceso del

hielo. Asimismo, una interacción compleja con avances proveniente de valles tributarios también podría dar cuenta de condiciones diferente e incluso la preservación de masas de hielo con avances laterales luego del retiro del glaciar principal a lo largo del valle. Esto sería consistente con lo observado en el sector Llano Las Liebres donde los glaciares rocosos muestra una actividad intensa pese a no estar en la parte alta del valle.

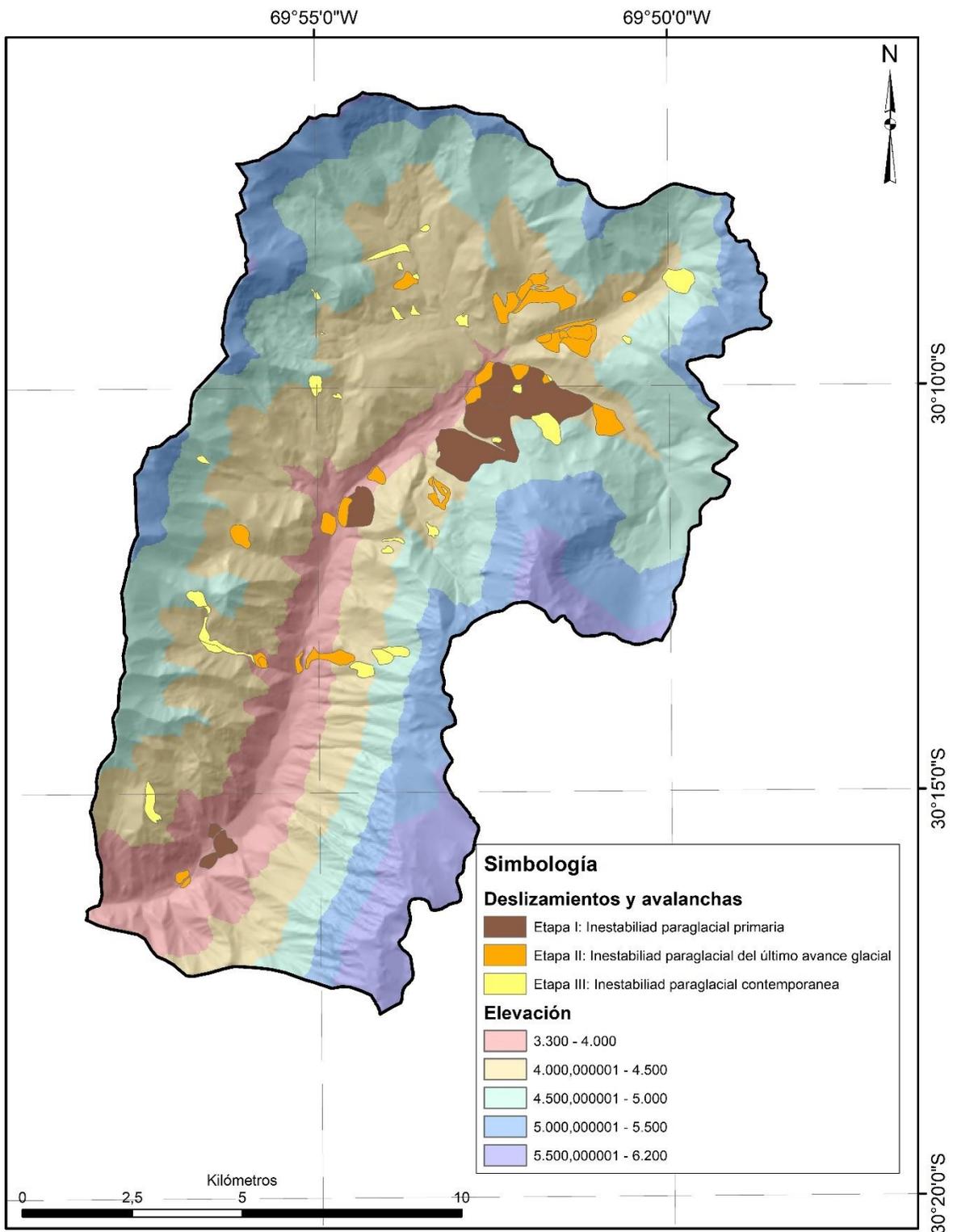


Figura 42. Mapa de distribución de remociones en masa asociadas a las distintas etapas de inestabilidad propuestas.

4.3 Modelamiento numérico de estabilidad paraglacial

Con el propósito de validar la influencia glacial en cuanto a la inestabilidad de las laderas del valle del río Colorado, se realizó un modelamiento numérico sobre la base de elementos distintos utilizando el software UDEC 6.0.

El software UDEC (*Universal Distinct Element Code*) es un programa numérico bidimensional basado en el método de elementos distintos para el modelado discontinuo que se basa en un esquema de cálculo "Lagrangiano" lo cual es muy adecuado para modelar los grandes movimientos y deformaciones de un sistema de bloques. Este software simula la respuesta de medios discontinuos (ej. macizo rocoso fracturado) sometidos a cargas estáticas o dinámicas. El medio discontinuo se representa como un conjunto de bloques discretos donde se pueden incorporar las discontinuidades, las cuales, a su vez, se tratan como condiciones de contorno entre los bloques, permitiendo grandes desplazamientos y rotaciones (Itasca, 2019).

Los bloques individuales se pueden modelar como un material rígido o deformable. En cuanto a los bloques deformables, estos se subdividen en una malla de elementos de diferencias finitas donde cada elemento responde de acuerdo con una ley prescrita de tensión y deformación, ya sea lineal o no lineal. El movimiento relativo de las discontinuidades también se rige por relaciones entre fuerza y desplazamiento lineales o no lineales, tanto para el movimiento en dirección normal como tangencial (Itasca, 2019).

4.3.1 Desarrollo del modelo

El software UDEC permite realizar diversos modelos en el ámbito de las geociencias y, particularmente en este trabajo, el foco se enmarca en el análisis de la deformación de una ladera de roca con diversas componentes, tanto litológicas como estructurales, que dan cuenta del macizo rocoso y las discontinuidades.

En primer lugar, se establece el diseño básico del modelo, el cual se sustenta en los siguientes aspectos:

- 1) La geometría y componentes del modelo de bloque mediante elementos distintos
- 2) La parametrización del modelo constitutivo con las propiedades del material (rocas y discontinuidades)
- 3) Definición de las condiciones de borde
- 4) Evaluación dinámica del problema

4.3.1.1 Geometría del modelo

Sobre la base procedimental señalada previamente, se elabora un modelo que considera un perfil transversal al río Colorado, en el sector de la qda. Las Tetas donde se reconoce un deslizamiento que está influenciado por la desglaciación (Figura 43). En este trazado se reconoce principalmente un sustrato rocoso conformado por litologías volcánicas del Pérmico asociadas a las formaciones El Tapado y Laguna Chica, las cuales, a su vez, se encuentran en discordancia angular entre sí.

Luego, para definir el trazado del perfil topográfico a utilizar, se seleccionaron tres segmentos característicos, orientados en la dirección de movimiento aparente del deslizamiento de roca analizado (P1, P2 y P3 de la Figura 43). Adicionalmente se genera un perfil auxiliar (Paux en Figura 43) que permitiría representar la forma de las laderas en una condición previa a la generación del deslizamiento. Luego, se realiza un ajuste y selección del modelo de elevación, para lo cual se cuenta con el DEM Copernicus (30 m) y AlosPalsar (12,5 m), y se comparan con la topografía levantada mediante vuelo drone (1 m resolución). A fin de simplificar el perfil topográfico y teniendo en cuenta que ambos modelos tienen una diferencia entre 20 y 40 m respecto del vuelo drone, se decide trabajar con el DEM Copernicus que, en términos generales, tiene un mejor ajuste. Finalmente, tomando en consideración el perfil auxiliar, se reconstruye la topografía previa a la ocurrencia del deslizamiento (Figura 44).

Por otro lado, respecto de las formaciones rocosas, éstas se caracterizan por una disposición litoestructural con manteo general hacia el oeste y oestenoeste. Los estratos de la Fm. El Tapado se presentan con una inclinación en torno a los 21° en la parte alta de la ladera oriental del valle, en tanto al oeste del río Colorado, esta disposición varía notablemente hasta unos 63° . En cuanto a las rocas de la Fm. Laguna Chica, estas se encuentran formando un pliegue anticlinal con vergencia al oeste, el cual presenta flancos que mantienen desde los $40\text{-}45^\circ$ en la base del valle, hasta los $10\text{-}15^\circ$ en la parte alta.

En cuanto a las discontinuidades reconocidas en el entorno cercano del sitio de interés, se pueden mencionar fracturas, diaclasas y zonas de cizalle, siendo las dos últimas las más representativas (Figura 45). Cabe destacar que muchas de las estructuras observadas tienen una disposición subparalela al manteo de los estratos, lo cual se debe principalmente a texturas de flujos (ej. *fiammes* y líticos orientados) que favorecen la generación de planos de debilidad. Luego, con el objeto de sistematizar la información levantada en terreno, y para efectos prácticos del modelo en UDEC, se seleccionan los sets y rasgos más representativos del sector (Tabla 2), simplificando, además, el espaciado utilizado, puesto que se consideran los rasgos mayores e incluso distancias a nivel de agrupaciones litoestructurales. Se destaca que en general la dirección de manteo de los estratos y discontinuidades es subparalela a la orientación de

los perfiles y, si bien se realiza el ajuste por manto aparente, este no varía más que en 1 a 3 grados.

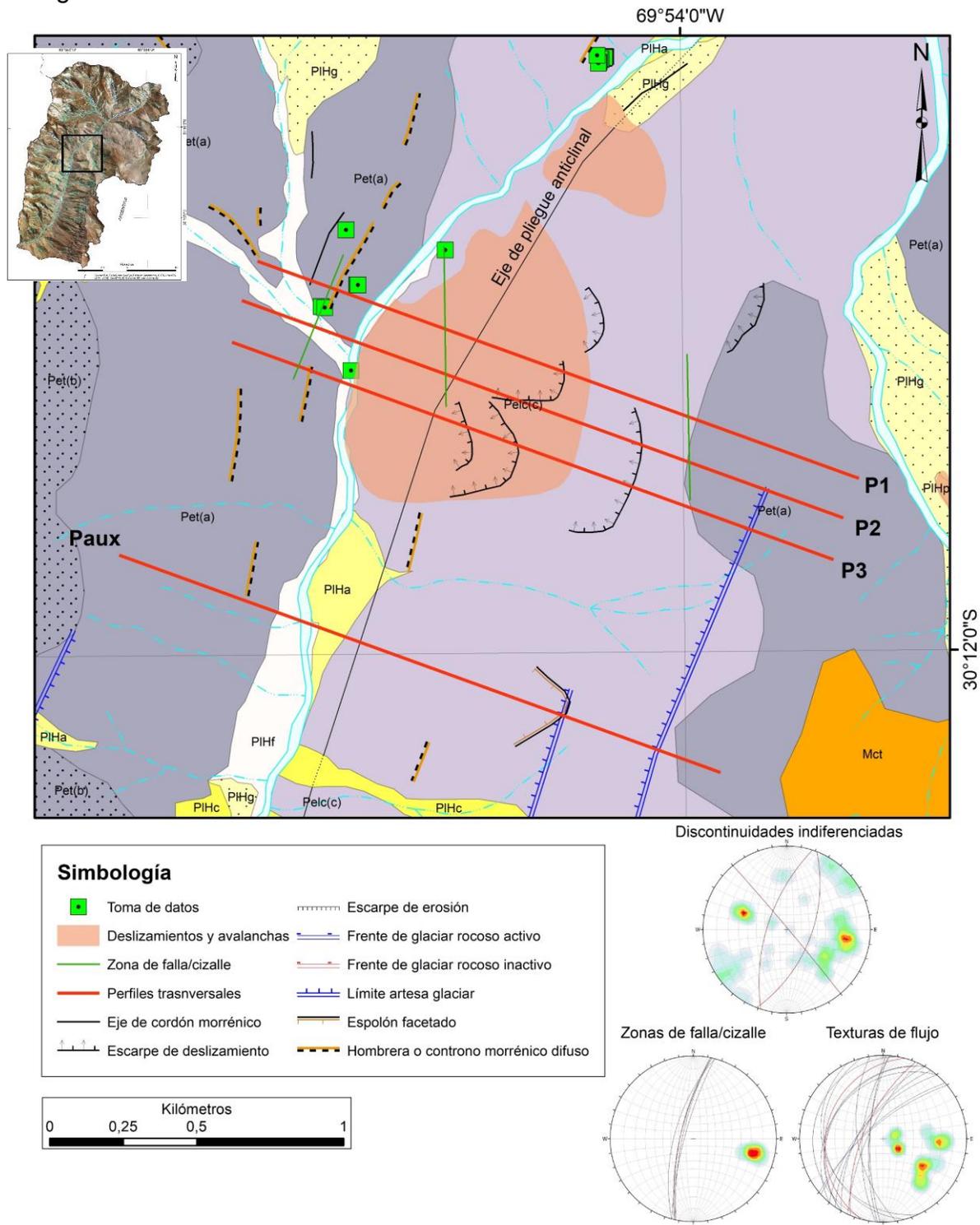


Figura 43. Mapa síntesis del área de interés para realizar el modelo de estabilidad paraglacial en el sector de la qda. Las Tetas. Se incluyen estereogramas de los datos recopilados para las discontinuidades y disposición estructural de las rocas correspondientes a tobas y riolitas de las formaciones El Tapado (Pet(a)) y Laguna Chica (Pel(c)).

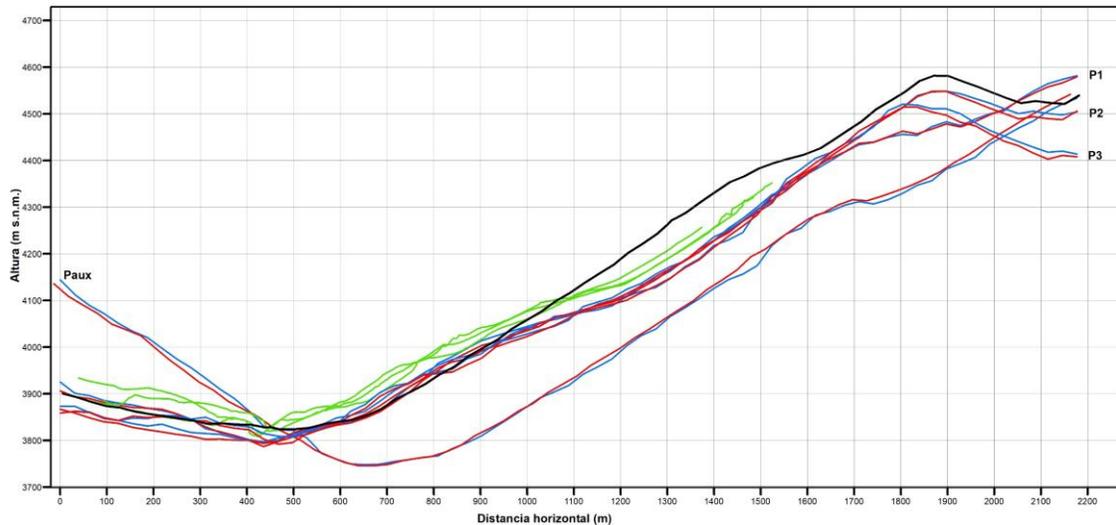


Figura 44. Perfiles topográficos utilizados para el modelo de estabilidad paraglacial. El relieve de cada perfil se diferencia según el color de acuerdo con el modelo de elevación ocupado (rojo: Copernicus 30m, azul: AlosPalsar 12,5m, verde: vuelo drone 1m). En color negro se muestra el perfil reconstruido y finalmente el que es utilizado para el modelo en UDEC. Se destaca que los modelos de elevación Copernicus y AlosPalsar tiene una diferencia entre 20 y 40m respecto del modelo de elevación levantado con drone.

Tabla 2: Parámetros de las discontinuidades utilizadas en el modelo UDEC

Tipo de estructura	Dip (°)	DipDir (°)	Espaciamiento (m)
Fallas y zona de cizalle	72	283	190
Discontinuidad set 1	88	50	40
Discontinuidad set 2	57	111	40
Texturas de flujo (fondo del valle)	63	293	20
Texturas de flujo (sobre el valle)	21	285	20

Una vez definidos los elementos lineales, que representan tanto las discontinuidades como los contactos de unidades rocosas (inter e intra-formaciones geológicas), se requiere generar una subdivisión de bloques en entidades de menor tamaño que puedan interactuar de manera independiente a fin de generar la modelación de elementos distintos (zonación). Para el presente estudio se define una zonación segmentada en profundidad a fin de tener una mejor resolución en los niveles más superficiales que deberían verse mayormente influenciados por los efectos del avance y retroceso glacial y evitar así tiempos excesivos de procesamiento en los niveles más profundos. Los valores utilizados son 10, 15 y 20 m según se muestra en la Figura 46.



Figura 45. Discontinuidades presentes en el sector de qda. Las Tetas. Arriba: fallas y zonas de cizalle donde se observan niveles de salvanda y arcilla desde varios centímetros hasta 1 m. Estas zonas muchas veces se encuentran subparalelas con la orientación de los estratos volcánicos, principalmente en tobas y riolitas. Abajo: disposición litoestructural de las unidades volcánicas y discontinuidades indiferenciadas; (arriba Der.) se observa la inclinación al oeste de las rocas de la Fm. El Tapado.

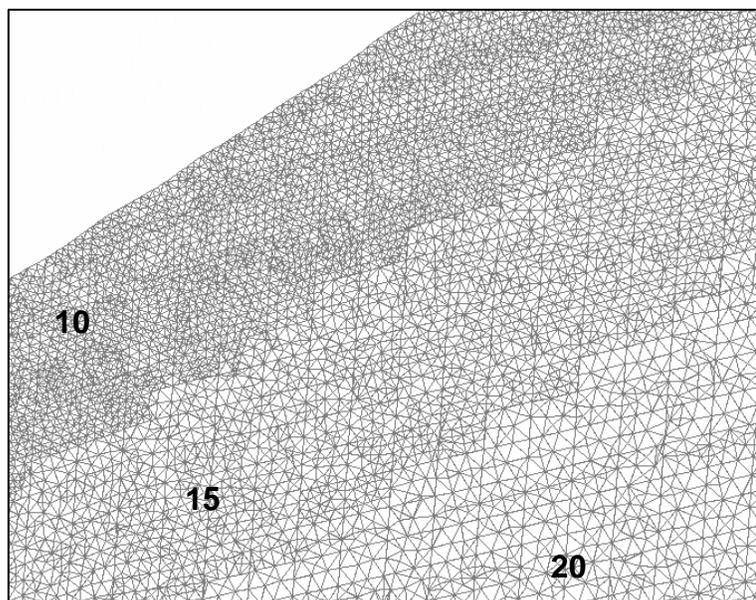


Figura 46. Zonación segmentada en profundidad con valores de 10, 15 y 20 m.

4.3.1.2 Modelo constitutivo y condiciones de borde

El software UDEC dispone de varias opciones para definir los modelos constitutivos de los materiales, dentro de los cuales se encuentran aquellos de comportamiento elástico (isotrópico y transversalmente isotrópico) y plástico (Mohr-Coulomb, Hoek-Brown, Drucker-Prager, entre otros). En cuanto a las discontinuidades también se deben definir un modelo similar, entre los que destacan Mohr-Coulomb, *Yield* continuo y Barton y Bandis.

En este estudio, tanto para los materiales como para las discontinuidades, se utiliza el modelo Mohr-Coulomb para analizar la estabilidad de las laderas en condiciones de avance y retroceso glacial. Este modelo constitutivo considera un comportamiento elástico-perfectamente plástico para los materiales con la adición a la envolvente de ruptura de la posibilidad de falla por tracción y los parámetros fundamentales que utiliza son la fricción interna ϕ y la cohesión c (García, 2016).

Adicionalmente, en el software UDEC se requiere incorporar parámetros específicos para los materiales y las discontinuidades (Tabla 3).

Tabla 3: Parámetros del modelo constitutivo de Mohr-Coulomb utilizados en UDEC

Parámetro	Unidad de medida	Roca	Discontinuidades
Densidad	kg/m ³	✓	
Ángulo de fricción	Grados	✓	✓
Cohesión	Pa	✓	✓
Compresibilidad	Pa	✓	
Módulo de cizalle	Pa	✓	
Tensión límite	Pa	✓	
Rigidez normal	Pa/m		✓
Rigidez tangencial	Pa/m		✓
Ángulo de dilatación	Grados		✓

Debido a la falta de ensayos geotécnicos específicos para el área de estudio, se realizó una recopilación bibliográfica a fin de realizar un modelo representativo del tipo de rocas y discontinuidades (Tabla 4). Dentro de los antecedentes disponibles se cuenta con un informe de ingeniería básica asociado al proyecto de laboratorio Andes que se construiría junto con el Túnel Agua Negra que pretende unir la localidad de San Juan con la región de Coquimbo (Lombardi, 2019). Este informe presenta información geotécnica para una serie de rocas entre las que destacan riolitas asociadas a la Fm. Laguna Chica. En cuanto a las litologías volcánicas de la Fm. El Tapado, se decide utilizar parámetros generales asociados a tobas (González de Vallejo, 2002) puesto que este tipo de rocas se observan mayormente en el área de interés.

En cuanto a las discontinuidades, para la caracterización de las variables mecánicas a utilizar se consideran los trabajos de Wyllie y Norrish (1996), Daemen *et al.*, (2004) y Read y Stacey (2009) donde se presentan rangos tanto de fallas y zonas de cizalle, como para otros tipos de discontinuidades y particularmente algunos ejemplos en riolita.

Tabla 4: Parámetros utilizados para el modelo constitutivo de Mohr-Coulomb sobre la base de información bibliográfica (Wyllie y Norrish (1996), González de Vallejo, (2002), Daemen *et al.*, (2004), Lombardi (2019) y Read y Stacey (2009))

Parámetro	Unidad de medida	Rocas		Discontinuidades	
		Fm. El Tapado (tobas)	Fm. Laguna Chica (riolitas)	Falla/zona de cizalle	Indiferenciadas
Densidad	kg/m ³	2.000	2.640	-	-
Ángulo de fricción	Grados	40	54,72	25	38
Cohesión	Pa	5,20E5	2,14E7	2,88E5	3,00E5
Compresibilidad	Pa	4,08E10	2,02E10*	-	-
Módulo de cizalle	Pa	1,88E10	1,33E10*	-	-
Módulo de Young	Pa	-	3,273975E4	-	-
Poisson	-	-	0,23	-	-
Tensión límite	Pa	6.93E6	1,16E7	-	-
Rigidez normal	Pa/m	-	-	8,00E8	1,64E10
Rigidez tangencial	Pa/m	-	-	2,30E8	4,40E9
Ángulo de dilatación	Grados	-	-	Default UDEC	Default UDEC

* calculado por UDEC en función del módulo de Young y Poisson.

Por otra parte, se incorporan condiciones de borde dadas por una restricción de velocidad igual a 0 m/s tanto en la base como en los bordes del modelo. Esto se realiza con el propósito de que no exista desplazamiento en los límites vertical y horizontal. Adicionalmente, se añade el factor de gravedad como condición inicial de fuerza externa al modelo.

Finalmente, el modelo geométrico y geológico (rocas y discontinuidades) se presenta en la Figura 47.

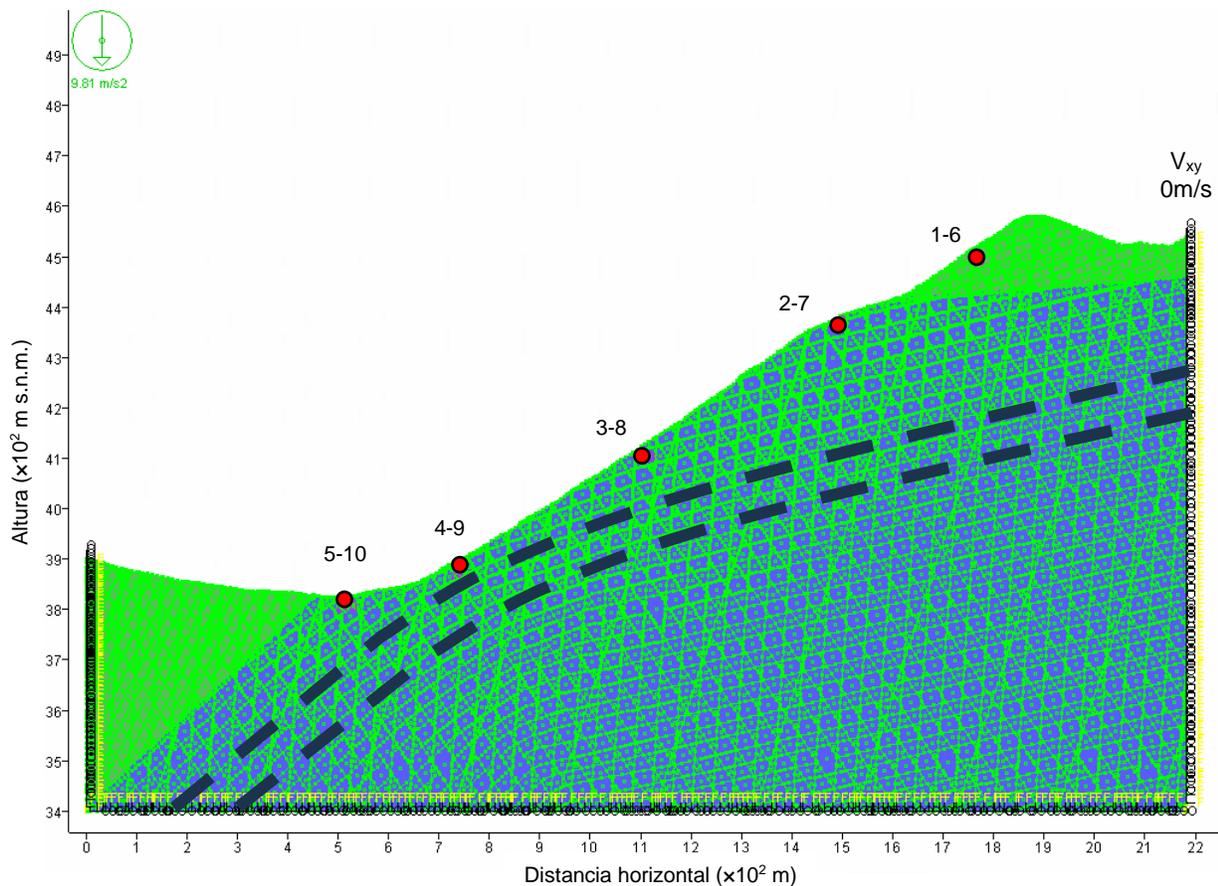


Figura 47. Síntesis del modelo base para utilizar en el software UDEC. Se muestran las discontinuidades y contactos litológicos (líneas verdes), las rocas de la Fm. El Tapado (color verde, tobas), las rocas de la Fm. Laguna Chica (color azul, riolitas), las condiciones de borde $v=0m/2$, la fuerza externa de gravedad y los puntos de control (id 1 al 10) para evaluar la deformación en superficie (puntos rojos). Las líneas negras segmentadas muestran la disposición de los estratos plegados de la Fm. Laguna Chica.

4.3.2 Análisis estático

El primer paso para lograr un modelo correcto es lograr un estado en donde las fuerzas se encuentren balanceadas, vale decir, se debe lograr una configuración en donde las componentes geométricas, constitutivas y condiciones de borde e iniciales se encuentren en equilibrio estático previo a la incorporación de las alteraciones que se requieran modelar, en este caso, el avance y retroceso de un glaciar.

La ejecución de este análisis se divide en una parte elástica, que para el caso de UDEC, establece que las discontinuidades y propiedades de los materiales tiendan a resistencia infinita para ciclos de equilibrio inicial, lo cual permite el acomodo inicial de las partes involucradas. Luego de este paso se desarrolla el estado plástico con todos los parámetros reales utilizados y que sustentan el modelo constitutivo. De acuerdo con diversos autores (García, 2016; Itasca, 2019; Rivillo, 2019; Tobar, 2021 entre otros), en

general las maneras de validar esta condición se obtienen combinando los siguientes aspectos, e idealmente obtener un resultado que converja o se aproxime a los valores esperados:

- i) Balance de fuerzas: corresponde a la razón entre las fuerzas de desequilibrio en el modelo. El estado de equilibrio es alcanzado cuando se disminuye el valor y converge a $1 \times 10^{-5} \text{N}$. Su representación se puede obtener directamente de UDEC en un gráfico de fuerza vs tiempo.
- ii) Plasticidad: el comportamiento plástico se produce cuando una zona de la matriz rocosa supera el esfuerzo de fluencia y se produce una deformación irre recuperable (Tobar, 2021). Luego, si existe un mecanismo de falla se tendría que observar una línea contigua de zonas plásticas activas que unen dos superficies (superficie de falla) y el modelo, en este caso, no sería estable (Rivillo, 2019). En UDEC se pueden obtener diagramas que indican el comportamiento plástico (*yielded in past x* y *at yield surface*). Esta diferencia se debe a que puede ocurrir una plasticidad al comienzo de una simulación, pero luego se produce una redistribución de esfuerzos que descarga los elementos afectados, por lo que no alcanzan a superar el esfuerzo de fluencia (*yielded in past x*), así, solo los elementos activos bajo fluencia (*at yield surface*) son importantes para la detección de un mecanismo de falla (Itasca, 2019).
- iii) Variación del desplazamiento: si en una zona específica (bloque o nodo asociado a un punto de control) el desplazamiento converge a un valor fijo, entonces el modelo se encuentra en equilibrio estático. Según García (2016), cuando estos desplazamientos se asocian a una velocidad menor a $5 \times 10^{-5} \text{ m/s}$, entonces se consideran nulos lo que implica que el modelo es estable.

Los resultados obtenidos del análisis estático se presentan en la Figura 48, donde se observa una convergencia de los puntos de control hacia valores centimétricos estables, una razón de fuerzas que decrece y se estabiliza bajo los $1 \times 10^{-5} \text{N}$ y en el comportamiento plástico no se observan elementos de fluencia activos. Con lo anterior se concluye que el modelo es estable y por tanto se puede aplicar la variable dinámica.

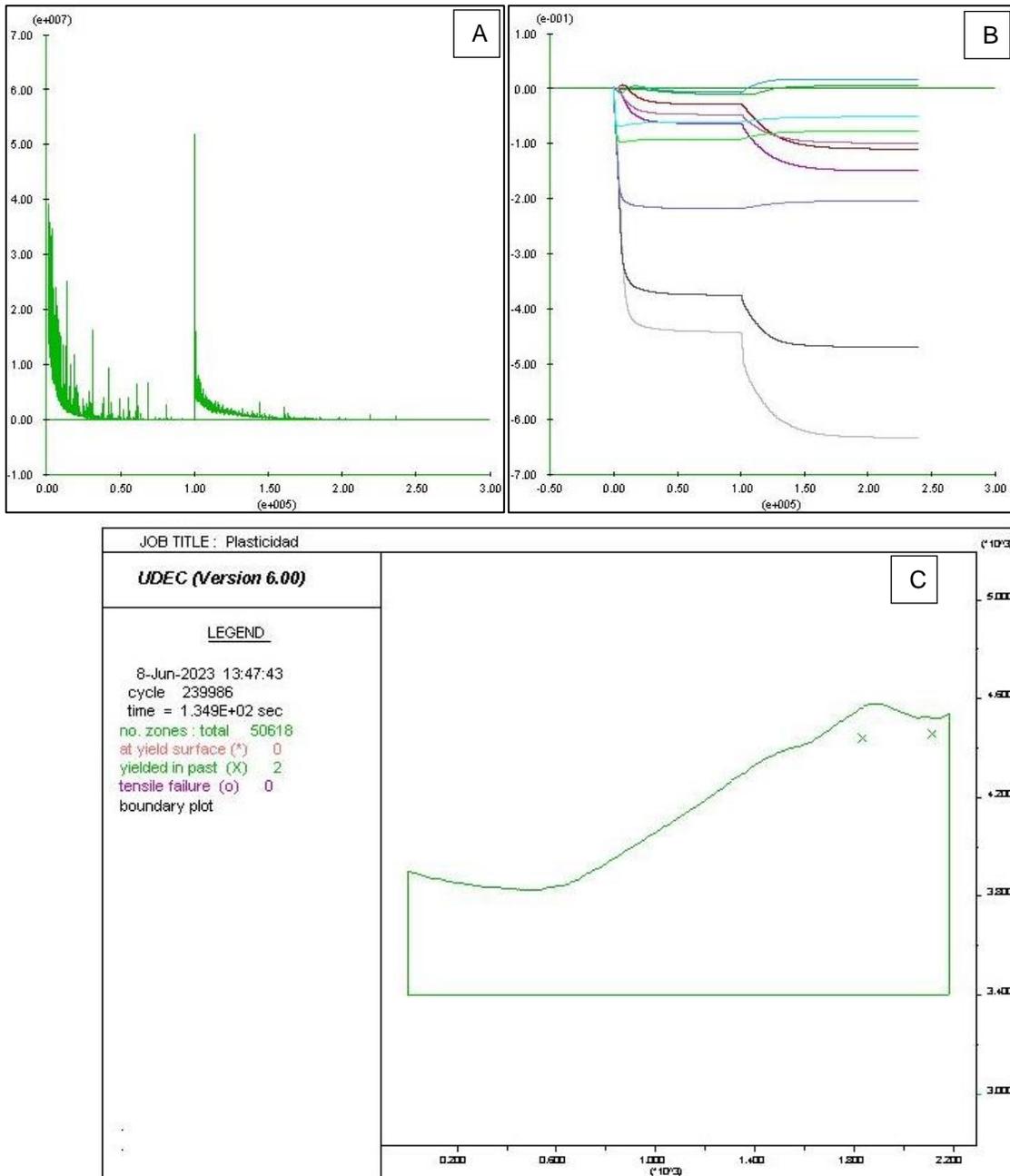


Figura 48. Resultados de modelo estático. A: gráfico de balance de fuerzas vs los ciclos del modelo. B: deslizamiento registrado en los puntos de control definidos. C: estados de plasticidad. En los gráficos A y B se observa una primera fase inicial elástica (parámetros convergiendo a infinito) y una segunda plástica (parámetros reales), en ambos casos los valores tienen a una condición de estabilidad.

4.3.3 Análisis dinámico

El propósito final de la modelación planteada en este trabajo que busca representar los efectos del avance y retroceso de un glaciar se realiza mediante la incorporación de una variable dinámica al modelo estático previamente validado. En este caso, y sobre la base del trabajo de Grämiger *et al.* (2017), esta etapa puede realizarse mediante la aplicación de una carga como un material elástico o plástico. En cuanto a la implementación mediante un bloque rígido, material elástico, esta sería inapropiada cuando se consideran escenario de largo plazo (más que decenas de años) y tasas de deformación pequeñas ($<10^{-3}\text{s}^{-1}$) (McColl *et al.*, 2010; McColl y Davies 2013; Grämiger *et al.*, 2017).

Por otro lado, los resultados de la comparación entre ambos casos de estudio realizada por Grämiger *et al.*, (2017) muestra que modelar un glaciar de valle como un material elástico proporciona un confinamiento lateral significativamente mayor a las laderas rocosas adyacentes y reduce las tensiones en el fondo del valle. Luego, modelar el hielo como un material elástico conducirá a una sobreestimación significativa de los daños que acompañan al retroceso de los glaciares y podría ser razonable para cargas rápidas de corto plazo.

Cabe destacar que la variable dinámica utilizada en este modelo corresponde a la variación cíclica de la presión hidrostática a fin de reconocer y restringir los efectos propios de la carga y descarga producida por el hielo glaciar. Por lo mismo, no se incluyen otras variables como por la componente sísmica, precipitación u otra.

4.3.3.1 Carga y descarga glacial

Según lo expuesto en el capítulo 3.1 las evidencias geológicas y geomorfológicas del valle del río Colorado dan cuenta de rasgos que denotan a lo menos 4 posibles niveles que marcan diversas alturas hasta donde habría cubierto el hielo. A partir de esta información, además de la interpretación evolutiva expuesta en el capítulo 3.1.3.1, se presenta el perfil simplificado con las cotas del glaciar que son modeladas en UDEC.

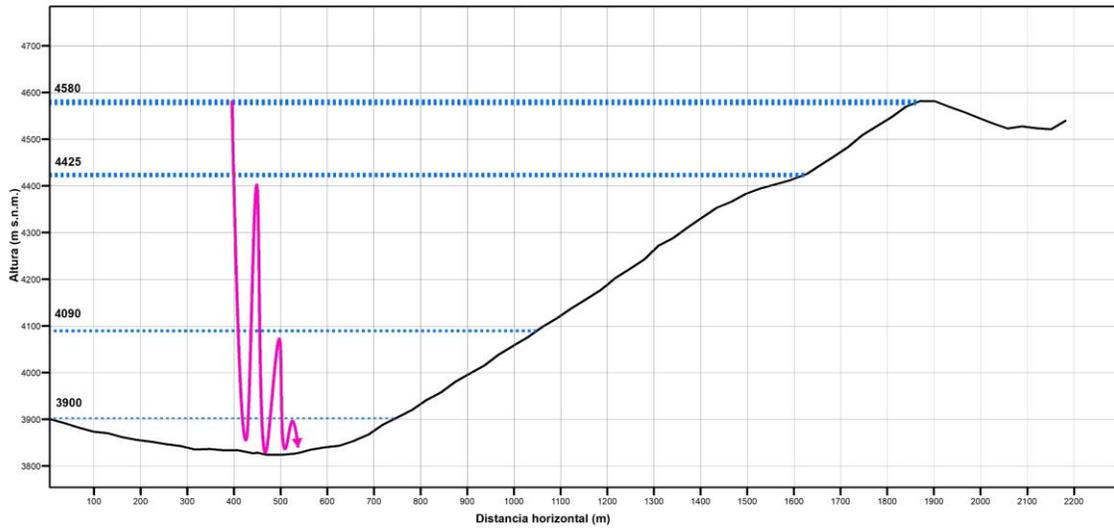


Figura 49. Alturas del glaciar consideradas para el modelo UDEC (3.900, 4.090, 4.425 y 4.580). La flecha indica el ciclo modelado como una primera fase solo de descarga y luego un ciclo continuo de cargas y descargas.

Debido a que este no existe una forma de incluir el tiempo en el modelo, se procede a seguir el planteamiento de Grämiger *et al.*, (2017) mediante ciclos de procesamiento (*steps o cycles* en UDEC), lo cual permitiría alcanzar un equilibrio al considera que la dinámica glaciar puede ser asimilada, en términos macro, a un proceso gradual y lento. En esta etapa se toma un valor de 300 ciclos para cada iteración, en las que se varia la altura del hielo, de forma incremental y decreciente, cada 2 m según sea el caso de avance o retroceso.

Luego, para evaluar el daño en el macizo rocoso y efectos de la presión que ejerce el glaciar, se analiza la diferencia en los esfuerzos principales ($\sigma_{diff} = \sigma_1 - \sigma_3$), los desplazamientos en los puntos de control y los desplazamientos y tensiones de corte en las discontinuidades.

El escenario para analizar contempla 4 avances mayores, representados por alturas del hielo, que en definitiva se reflejan en las evidencias geomorfológicas que aún se preservan y por tanto serían representativos de la evolución del valle. Como primer ciclo se ejecuta una descarga completa, vale decir, se considera un retroceso total desde el nivel superior alcanzado por el glaciar. Este caso supone el primer gran evento de desglaciación evidenciado en el valle por los niveles más elevados de la artesa principal. Para ello se estabiliza una carga máxima a los 4.580 m y luego se disminuye paulatinamente entre los rangos 4.580 a 4.425, 4.425 a 4090, 4090 a 3900 y 3.900 a base (Figura 50).

En este escenario, si bien no permite una representación fidedigna de la realidad del valle, de igual forma sirve para comprender los efectos de la descarga total. Los

resultados obtenidos muestran que la diferencia de esfuerzos principales (σ_{diff}) disminuye a medida que lo hace el glaciar, manteniendo contornos aproximadamente similares con la topografía (Figura 50). Sin embargo, se observa que, en la ladera del deslizamiento, los sistemas de fallas y zonas de cizalle generan transferencias de esfuerzos hacia niveles más superficiales, lo cual no ocurre ni en la base del valle ni en la ladera opuesta. Por otro lado, en el último descenso de glaciar y cuando este se retira por completo (D y E), se observa una zona con valores cercanos a 10 MPa en el fondo del valle, respecto del rango hasta 5 MPa en el entorno más somero. Esto se interpreta como una disminución significativa del σ_2 , debido al reacomodo en la zona de contacto entre la Fm. El Tapado y Laguna Chica, además de la presencia de una zona de cizalle.

En una segunda etapa se ejecutan ciclos de carga y descarga, comenzando desde el fondo de valle hasta los niveles sucesivamente más elevados. Cada proceso de carga (avance glaciar) se finaliza con una descarga (retroceso) según se muestra en la Figura 51. En términos generales se observa que esta fase de ciclos continuos eleva marginalmente los esfuerzos, no obstante, existe una leve tendencia a una mayor transferencia de la tensión hacia niveles superficiales a través de las discontinuidades mayores.

Otro aspecto para destacar son los desplazamientos que se obtienen para cada fase. Las mayores magnitudes se registran con el glaciar en su altura máxima y se concentran en la parte baja de la ladera, en el sentido del empuje del hielo (Figura 52). Los valores si bien son pequeños (máx. 14 cm) de igual forma representan un estado de deformación del valle el cual decrece a medida que el glaciar se retira. Al compara esta condición primaria respecto de cuando finaliza el modelo, se observa que en la fase final las magnitudes de los desplazamientos son notoriamente menores, del orden de milímetros, sin embargo, esta deformación relictas se concentre en la parte media de la ladera, aparentemente controlada por estructuras mayores subverticales (Figura 52).

Similar situación se muestra con los puntos de control dispuestos cerca de la superficie (Figura 47). En ellos se representa claramente cada fase de carga y descarga, como un proceso cíclico y decreciente (Figura 53). En cuanto a la deformación horizontal, esta es mayor en los puntos situados en la parte baja y media de la ladera, en tanto en la parte más alta de esta, las deformaciones son mucho menores. Es interesante observar que para la mayor parte del proceso el sentido positivo indica un movimiento hacia el talud, sin embargo, a medida que las descargas se materializan, se alcanzan valores negativos que pese a ser muy pequeños (menor a 1 mm), de igual forma muestran elementos que pudiesen desplazarse fuera de la cara libre, hacia el valle. Para el caso del movimiento vertical los valores obtenidos también siguen un patrón cíclico, donde las mayores deformaciones se obtienen también en la parte baja y por sobre todo en el fondo del valle (Figura 53).

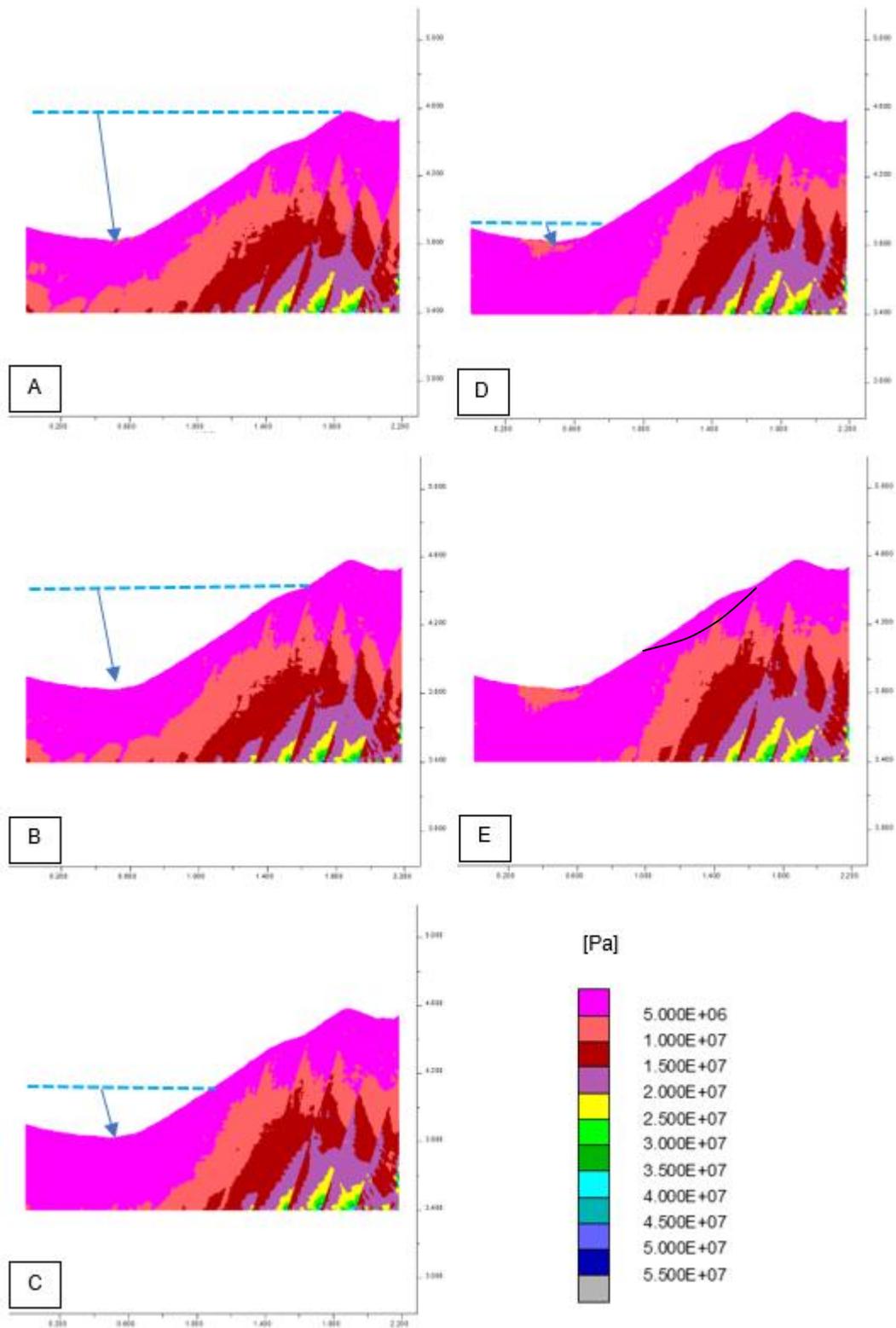


Figura 50. Variación de esfuerzos (σ_{diff}) para el primer ciclo completo de descarga. En línea segmentada se muestran los distintos niveles de altura glaciar (A: 4.580, B:4.425 m, C: 4.090, D: 3900 y E: retroceso completo). Las flechas indican una descarga paulatina y decreciente. La línea negra muestra la zona del deslizamiento

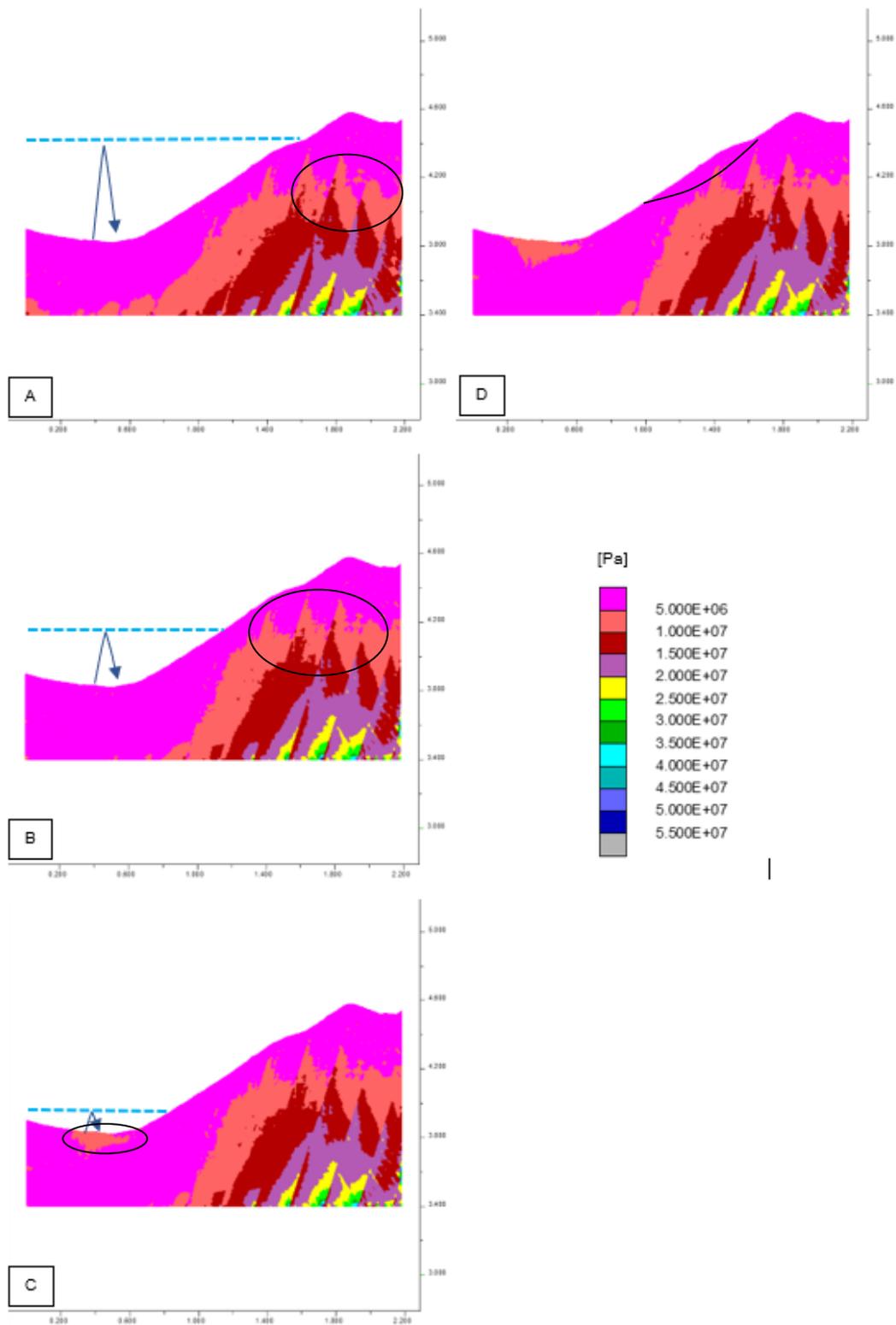


Figura 51. Variación de esfuerzos (σ_{diff}) para el segundo ciclo que representa los avances y retrocesos glaciares. En línea segmentada se muestran los distintos niveles de altura glaciár (A: 4.425 m, B: 4.090, C: 3900 y D: retroceso completo). En círculos se muestran los sectores con incremento de esfuerzo respecto de la descarga inicial. La línea negra muestra la zona del deslizamiento.

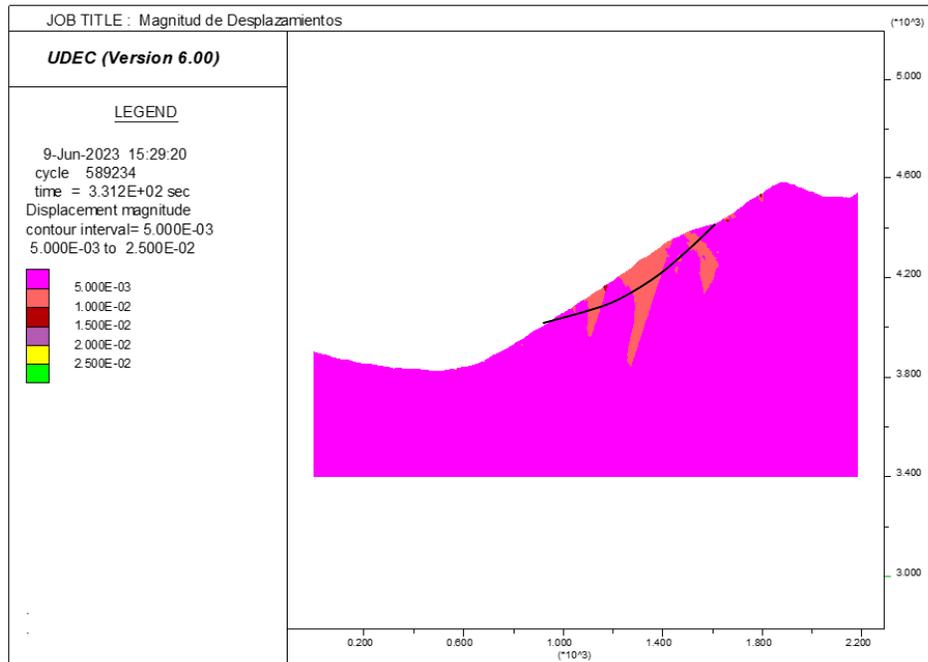
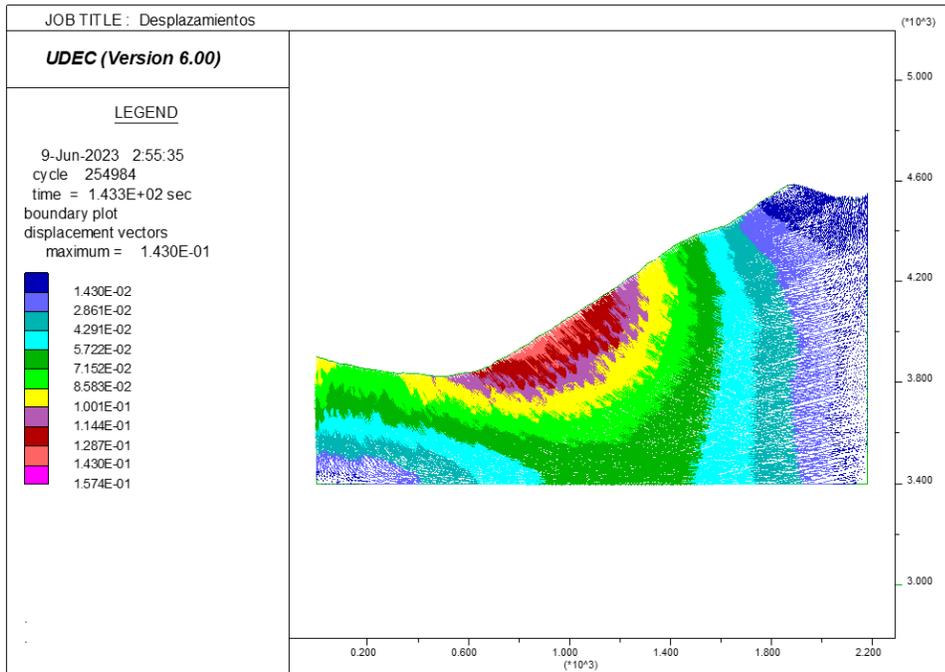


Figura 52. Arriba: vectores de desplazamientos máximos observados con el glaciar en su nivel más alto. Abajo: magnitudes de desplazamientos observados una vez completado todo el proceso de desglaciación. La línea negra muestra la zona del deslizamiento.

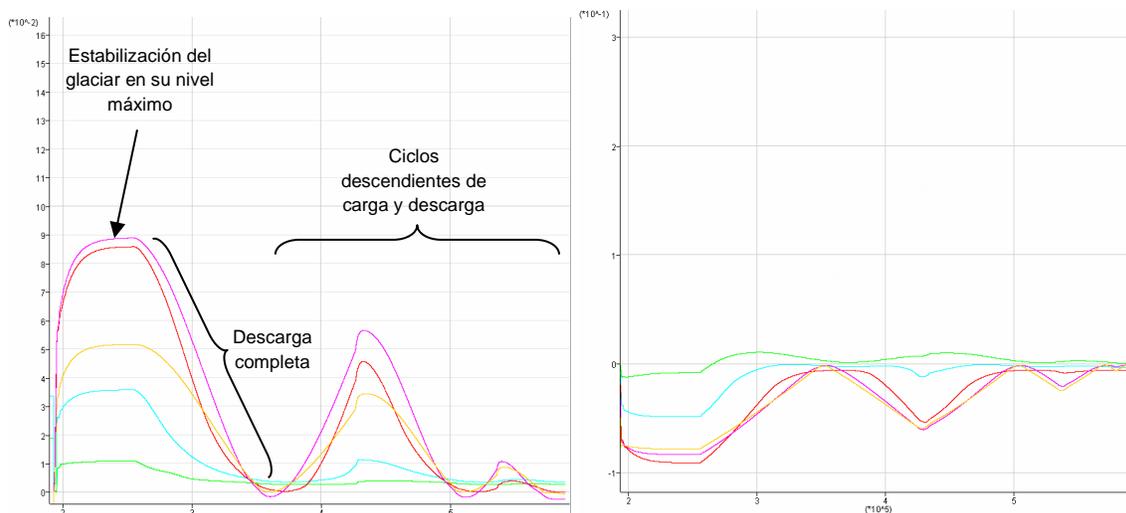


Figura 53. Gráfico de deformación vs ciclos del modelo. Izq.: desplazamientos horizontales para el ciclo completo en cada uno de los puntos de control (escala en mm). Der.: desplazamientos verticales para el ciclo completo en cada uno de los puntos de control (escala en cm). Los colores de las líneas indican cada punto de control, id 1-6: verde; id 2-7: celeste; id 3-8: naranja; id 4-9: rojo; id 5-10: fucsia.

Por último, se analiza el comportamiento de las discontinuidades, especialmente para verificar el estado en que se encuentran al finalizar el modelo. Por una parte, se obtienen los estados de aquellas estructuras que se encuentran en tensión límite (Figura 54). En general existe una concentración de estructuras cercanas a la superficie que se encuentran en este estado y, si bien son un número limitado, de igual forma podrían influir en la estabilidad de la ladera para los niveles más somero. Además, en profundidad, también se muestra una acumulación de estructuras en el límite inferior, no obstante, podría existir algún efecto de borde del modelo que genere este efecto.

En cuanto a los desplazamientos en las estructuras, se destaca que las fallas y zonas de cizalle son la que acomodan la deformación. Los valores obtenidos para aquellas que pueden tener alguna influencia en superficie, están en el rango de los 5 a 10 cm (Figura 54). Particularmente se destaca una estructura que se ubica en torno al escarpe principal y otra que pudiese propagarse por factores externos y sería coherente con los escarpes secundarios reconocidos en el depósito.

Adicionalmente, con el propósito de observar de mejor manera la distribución de esfuerzos a lo largo de la ladera, se realiza un modelo simplificado, sin estructuras, que permite reconocer de mejor manera como se presentan los contrastes de *stress* en los niveles más someros (Figura 55). Para este caso se considera el ciclo final, posterior al retroceso desde máximo nivel glaciar. Los resultados muestran con mayor claridad como se distribuye la diferencia de esfuerzos en profundidad y como se concentra en la zona de la ladera donde se reconoce el deslizamiento principal analizado.

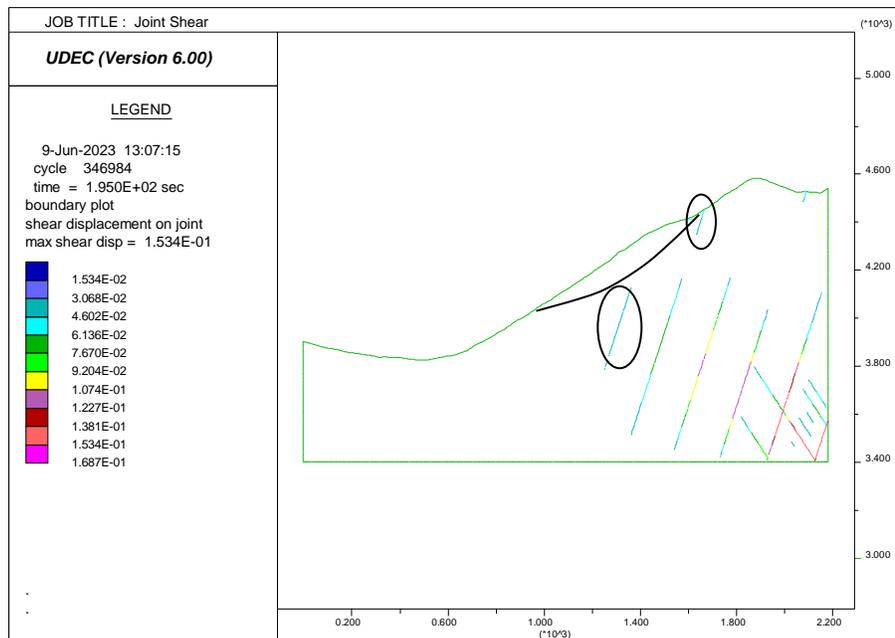
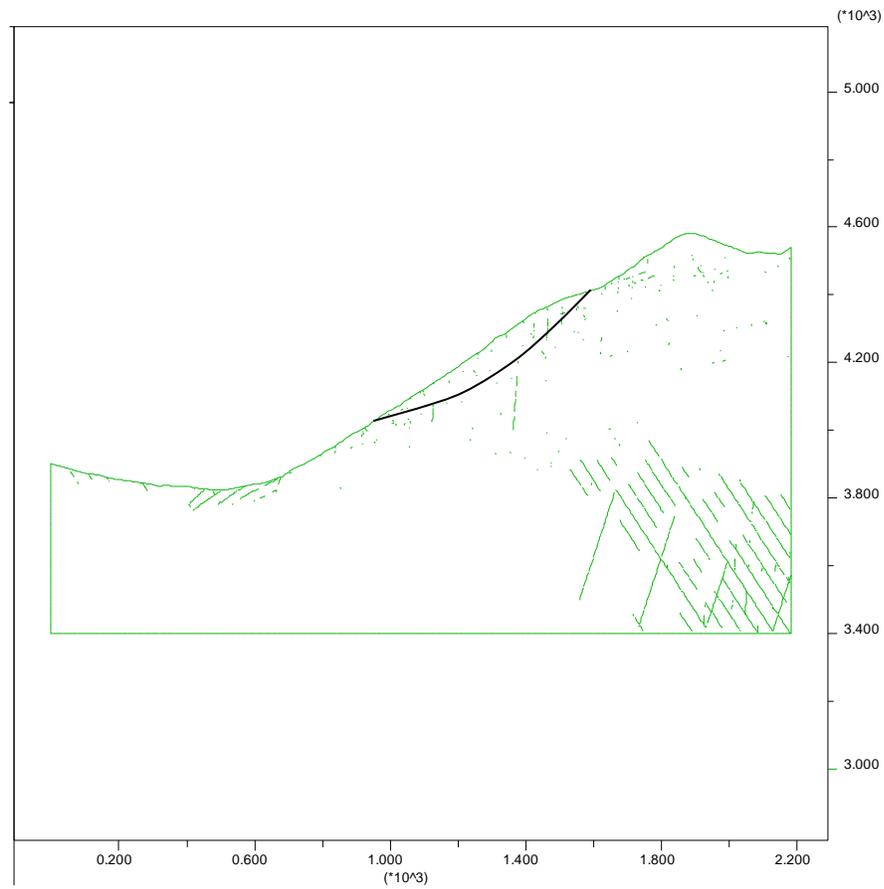
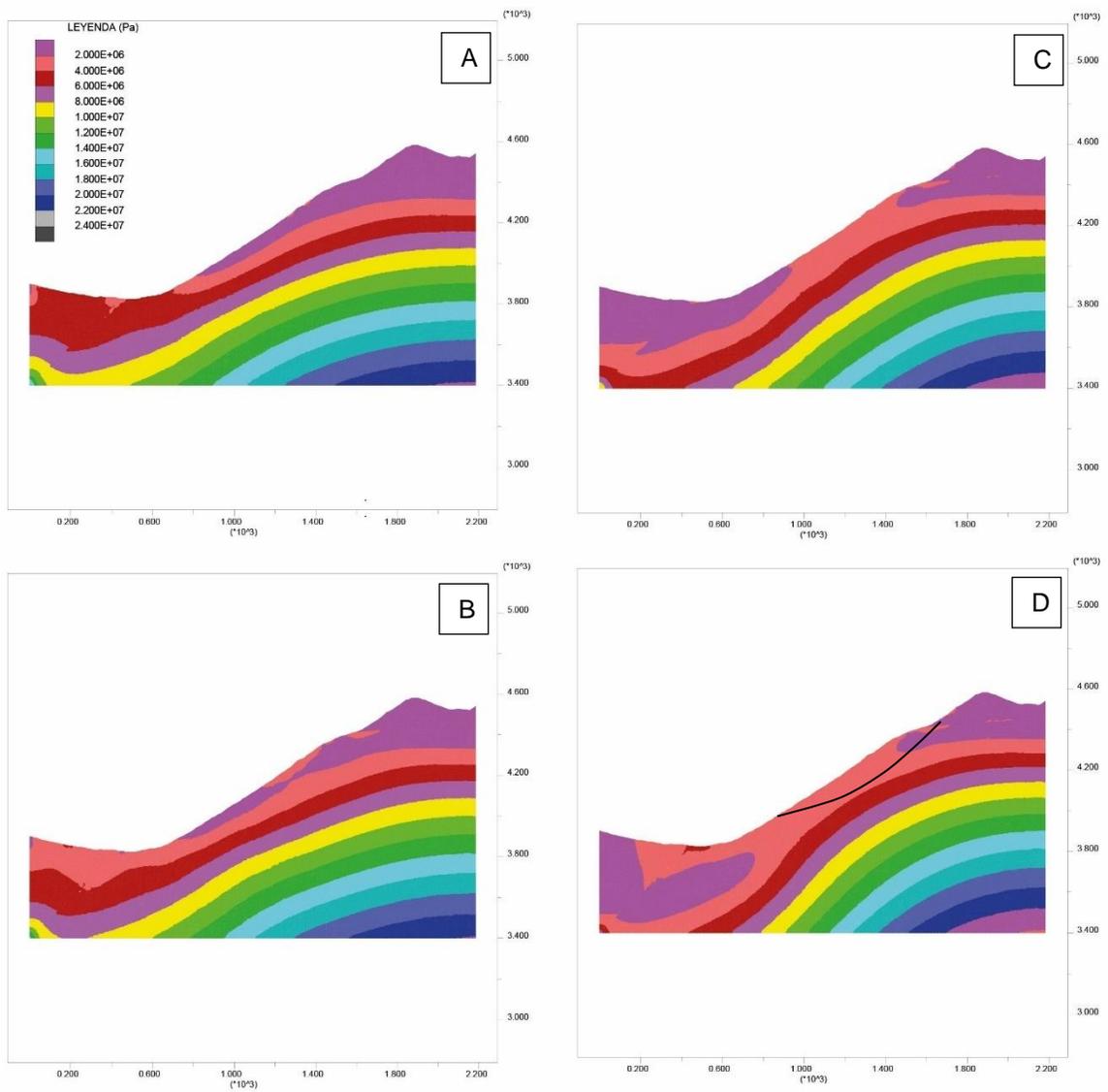


Figura 54. Arriba: discontinuidades que se encuentra en tensión límite. Abajo: discontinuidades que presentan algún nivel de desplazamiento. La línea negra muestra la zona del deslizamiento. Los círculos muestran las estructuras que pudiesen tener algún efecto en la generación del deslizamiento analizado.



5. DISCUSIONES

El análisis geológico, geomorfológico y de estabilidad realizado en el presente trabajo, permite comprender de mejor manera los factores que afectan la estabilidad de las laderas del valle y como ha sido el comportamiento de los procesos de remociones en masa que se han visto influenciados por el ambiente paraglacial dominante.

5.1 Evolución de los sistemas paraglaciales

Los distintos sistemas paraglaciales observados y definidos a lo largo del valle del río Colorado denotan una actividad constante de los procesos sedimentarios y erosivos. Las evidencias recolectadas demuestran que varios de estos han quedado preservados desde estados glaciales primarios hasta los más recientes, sin embargo, existen problemáticas que complejizan la precisión de las interpretaciones como son: la falta de datos cronológicos que permitan asignar la temporalidad glacial, la superposición de procesos superficiales, la variedad geomecánica de las rocas y la influencia climática presente en comparación con la del pasado.

De acuerdo con lo expuesto en el Capítulo 2, respecto de la base conceptual, el primer aspecto que define un sistema paraglacial dice relación con el vínculo de estos con las glaciaciones recientes. Luego, resulta fundamental entender como estas han afectado el relieve, siendo relevante determinar los ciclos o etapas glaciales para definir si existe o no una superposición de procesos y evaluar si esta influencia es de corto o largo plazo.

Si bien se reconoce un marcado desarrollo de formas glaciales en el valle del río Colorado, no se dispone de suficiente información, sobre todo en cuanto a dataciones, que permitan realizar una línea temporal acabada respecto de los distintos avances y retrocesos de las masas de hielo que afectaron este sector.

En vista de esta deficiencia local, se hace necesaria la recopilación de antecedentes que ayuden a restringir los periodos donde es probable que haya existido aportes de humedad y precipitaciones ya que, en esta zona, serían los factores que controlan los avances glaciales, más allá que la temperatura. Así, se puede extrapolar que en el valle del río Colorado se darían condiciones similares, desde el punto de vista climático y geomorfológico, con lo registrado en el cerro Fredes, valle del Encierro o en el Cordón Doña Rosa y por tanto se asume que a lo menos en los periodos que allí se han determinado avances, entonces es muy factible que en el área de estudio también se haya visto favorecida por dichos aportes de humedad a escala regional. El problema de este supuesto es que los glaciares en sí mismos pueden generar microclimas y condiciones particulares a nivel local, lo cual disminuye la certeza en este tipo de inferencia. Pese a lo anterior, en este trabajo no es posible corroborar o no estos efectos

y por lo tanto se decidió asumir una condición ideal que, además, se valida con los patrones geomorfológicos y morfométricos analizados.

Por otra parte, los datos cronológicos obtenidos en los depósitos lacustres del sector de La Gitana permiten precisar un episodio de represamiento del río Colorado, pero la interpretación de si estos son generados por la morrena terminal o por la avalancha presente en el sector amerita un mayor grado de análisis. Si bien estas dataciones son consistentes con los datos obtenidos por Riquelme *et al.* (2011), en el presente estudio los valores indican que el depósito sería levemente más antiguo (17.803-17.405 cal BP vs 16.770-15.930 cal BP). No obstante, las interpretaciones de su génesis son parcialmente diferentes un cuanto a que los mencionados autores atribuyen dicho episodio sedimentario únicamente a un lago generado por efecto de la morrena terminal allí identificada. Ahora bien, de acuerdo con los rasgos morfológicos observados en el sector, se puede complementar ese relato como una interacción de a lo menos dos procesos de relevancia que se han podido reconocer allí.

Por una parte, efectivamente se distingue un depósito de till que pudiese asociarse a una morrena terminal, sin embargo, su forma (principalmente alargada en la dirección del valle) no es del todo sugerente a este tipo de morfologías. Adicionalmente, sobre estos depósitos sobreyace una avalancha de rocas, con escaso transporte, proveniente de la ladera oriental del valle la cual, a su vez, tampoco presenta rasgos claramente evidentes de un proceso de flujo, más aún, el depósito pareciera estar levemente desplazado (aguas abajo) respecto de la dirección de origen. Ahora bien, sería razonable entonces pensar que es muy probable que ambos depósitos (glaciar y gravitacional) hayan sido afectados de algún modo para poder generar cambios en sus morfologías, ya sea por un agente externo o por la interacción de estos. Es aquí donde se interpreta una sincronía de procesos en un contexto general de desglaciación.

Por un lado, la presencia de una morrena terminal de poco desarrollo habría ocupado el fondo del valle aún cubierto parcialmente por el hielo, luego habría ocurrido la avalancha de rocas en una zona de debilidad y cuyo escarpe sería coherente con una *trimline* preservada (límite de artesa superior). Posterior a este proceso, el empuje del glaciar, en su fase terminal, habría sido capaz de reorientar los depósitos generando una pseudo estratificación en la parte frontal (aguas abajo), definiendo así una morfología elongada, con un frente de mayor pendiente y degradando las evidencias del depósito de remoción en masa hacia la parte posterior (aguas arriba). Da acuerdo con esta suposición, y tenido presente una fase de inicio de desglaciación, los depósitos lacustres y los abanicos aluviales de gran potencia situados inmediatamente aguas arriba, tendrían relación directa con el efecto de represamiento producto de la avalancha que aumentaría significativamente el frente morrénico y por tanto daría mayor espacio para una colmatación posterior, una vez el hielo comenzó su fase de retroceso efectivo.

Se plantea aquí la hipótesis preliminar en cuanto a que las zonas terminales de los glaciares son áreas donde las laderas pueden verse mayormente afectadas por inestabilidades. Esto, en el entendido de que en estas zonas existe un contraste entre una sección del valle cubierta de hielo, lo que entrega contención en la base de la ladera, versus el entorno aguas abajo (lecho desprovisto del hielo) hacia donde se podrían transferir los esfuerzos y, por lo tanto, darse condiciones para genera fallas progresivas. Un caso similar se daría en el sector del Llano Las Liebres, e incluso en otros eventos recientes como es el caso de la avalancha de rocas que afectó a Villa Santa Lucia el año 2017 o el deslizamiento en la Laguna Pejerreyes (Alfaro y Fernández 2018). Solo como correlación espacial, ambos eventos se originaron en laderas cuyo entorno cercano correspondería a un cierre o limite glaciar previo. Si bien estos antecedentes permiten proponer una hipótesis básica, no son suficientes para concluir un efecto directo y por tanto se requiere un mayor desarrollo y profundidad en estudios específicos que lo validen o descarten, incluyendo el análisis de la variación de presiones hidrostáticas o térmicas.

En cuanto a los grandes deslizamientos observados en el río Colorado, destacan varias características particulares y relevantes a nivel de valle, y con mayor atención aquellos de los sectores de Confluencia y qda. Las Tetas. En primer lugar, las áreas que cubren estos deslizamientos van desde los 0,8 a 5 km², vale decir, una gran porción de la ladera es afectada y en ambos casos los deslizamientos se depositan en el fondo del valle generando diamictos que afectaron la dinámica fluvial. Así, se van haciendo presentes algunos aspectos que muestran la interrelación entre los distintos procesos, ya sean propios de las remociones en masa como también del ambiente fluvial, aluvial y sedimentario en general. Vale incluso recordar los potentes depósitos glaciofluviales reconocidos en el sector de Confluencia y como estos se presentan tanto subyaciendo algunos deslizamientos más recientes, como en contacto lateral o cubriendo otros más antiguos.

La segunda característica distintiva en estos grandes deslizamientos es que las laderas afectadas por la inestabilidad se sitúan en la ribera izquierda (vertiente oriental), las cuales a su vez presentan una curvatura convexa y se encuentran en una zona de convergencia de quebradas. En el sector de Confluencia, la influencia de las masas de hielo fue mucho más intensa que en el sector de qda. Las Tetas, lo cual se ve reflejado en que en el primer sector el relieve es abierto y los rasgos del paisaje dan cuenta que a lo menos cuatro lenguas glaciares habría convergido en ese punto (estero El Empalme, qda. Vegas Escondidas, qda. de la Tía Pechoña y qda. El Aguilar). En, cuanto al sector de qda. Las Tetas, solo se distingue el paso de dos flujos de hielo, uno a través del valle principal y otro proveniente desde la qda. en cuestión.

En virtud de lo anterior, se definen dos tipos de laderas paraglaciales, en primer lugar, una *ladera convexa de primer orden*, que sería aquella con mayores rasgos de haber sido afectada por varias lenguas glaciares (a lo menos 3) y en las que se esperaría

un mayor efecto producto del empuje, erosión y retroceso del hielo. Por otro lado, las *laderas convexas de segundo orden* serían aquellas emplazadas en la convergencia de dos valles glaciares. Así como los rasgos son diferentes, y el efecto paraglacial sería mayor en una que en la otra, de igual forma se esperaría que las inestabilidades sean más evidentes y notorias en las primeras respecto de las segundas. En términos generales, estas áreas serían de interés para detectar zonas susceptibles de generar inestabilidad paraglacial en otras zonas de la alta cordillera.

5.2 Inestabilidad paraglacial

Cuando se trata el término de inestabilidad paraglacial, muchas veces se entiende el concepto como una asociación directa únicamente con las remociones en masa y particularmente limitado a las laderas. Sin embargo, la amplitud del concepto implica una inestabilidad de un sistema como tal. Según se discutió en el apartado previo, la diversidad de procesos reconocidos en el valle del río Colorado tienen una directa relación unos con otros, y el factor común en ellos es justamente la componente glacial en un valle cuyo control morfológico está dado por dicha variable. Así, es relevante tener presentes todos los distintos fenómenos involucrados, en un proceso continuo, desde que ocurre una primera perturbación y como ésta conlleva a eventos subsecuentes, todos los cuales, a su vez, están interconectados.

Esta idea, da a entender que el concepto paraglacial, sería muy similar a lo que plantea Alfaro y Fernández (2018c) con el “efecto cascada de corto plazo” (*short-term cascade effect*), a excepción de la temporalidad inmediata que proponen los autores. Luego, en estos términos, será entendible que al hablar de un sistema paraglacial, necesariamente la variable tiempo debería estar presente, e incluso, el sentido de ello estaría más bien en el largo plazo, pese a que la continuidad de estos puede seguir actuando en el presente. Luego, sería correcto asumir que un sistema paraglacial por definición debe ser un sistema inestable hasta que las condiciones climáticas lo hacen variar a un sistema puramente periglacial o postglacial. Más aún, en cuanto a la inestabilidad de laderas, la influencia paraglacial podría darse incluso en ambientes periglaciales donde el control de las remociones en masa sea producto de la degradación de la criósfera o el *permafrost* proveniente de una fase glacial previa.

5.2.1 Modelo UDEC

La aplicación de un modelo numérico simplificado para el objeto de comprender el efecto aislado, y puramente mecánico, del avance o retroceso glacial permiten tener una idea general de la condición paraglacial del valle del río Colorado. De acuerdo con lo anterior, en este estudio se modela la carga y descarga del glaciar como presión

hidrostática, dependiente de la altura del hielo y, por tanto, esta manera de abordar el problema implica una serie de supuestos y limitaciones, tal como se indica a continuación:

- i) El modelo numérico de elementos distintos corresponde a una simplificación de la realidad, especialmente lo que se refiere a la variedad litológica y estructural, las propiedades geomecánicas y la restricción espacial asimilada a un modelo 2D.
- ii) La elevación del glaciar se modela como un plano o línea recta, sin considerar la convexidad propia que debería tener el hielo en superficie.
- iii) Una limitación relevante del modelo es que la temporalidad, tanto del avance como el retroceso, no puede ser incluida como un parámetro cuantificable. Solo se puede representar un mayor o menor lapso (ciclos) a medida que el glaciar se encuentra a mayor o menor altura, vale decir, para que el glaciar alcance un mayor nivel o altura, de acuerdo con los rasgos observados en el valle, entonces se deberán realizar más ciclos en el modelo.
- iv) Debido a la falta de información, datos y antecedentes suficientes, no se consideran factores como la erosión, nivel freático o presencia de agua y/o hielo intersticial, los cuales podrían influir de manera significativa en la estabilidad paraglacial.

Respecto de los puntos iii) y iv), Riva *et al.* (2020) realizan un modelo que incluye la variable tiempo y condiciones hidráulicas, obteniendo resultados donde el debilitamiento de la roca producto de la mecánica del glaciar y el aumento de permeabilidad asociada con la falla progresiva de una ladera postglacial, promueve el desarrollo de deslizamientos repentinos y catastróficos. Asimismo, los modelos que simulan las perturbaciones mecánicas, inducidas por la desglaciación, perduran por varios miles de años, sugiriendo una larga duración del periodo paraglacial.

En cuanto a los resultados obtenidos en el presente estudio, se desprende que los efectos mecánicos para una condición de presión hidrostática asociadas al avance y retroceso del hielo generan un cambio acotado en cuanto a la variación del stress en superficie. Más aún, en el sector de qda. Las Tetras, la influencia de las discontinuidades, particularmente las fallas y zonas de cizalle, parecieran ser determinantes en cuanto a su capacidad de transferir los esfuerzos de manera eficiente y generar zonas de potencial debilidad hacia los niveles más someros. De este modo, se comprueba lo que propone Grämiger *et al.* (2017) en cuanto al limitado daño que produce el solo efecto de una mayor o menor carga del glaciar en las laderas y así el control de la posición relativa del glaciar, la erosión y las estructuras en su conjunto serían lo que en definitiva desencadenan la inestabilidad paraglacial en laderas rocosas.

Asimismo, los resultados que muestran desplazamientos cíclicos con mayor magnitud en la base del valle apuntarían a un potencial efecto de que, dada ciertas condiciones de debilidad o agentes externos, se pudiese generar un comportamiento de falla progresiva desde la sección baja y media de las laderas.

Luego, la acumulación de discontinuidades reconocidas en el modelo con un estado de tensión límite, mayormente distribuidas en la base del valle, en los primeros 100 m desde la superficie y en algunas estructuras mayores, sugieren que, tal como postula McColl (2012), se estaría en una fase preparatoria en cuanto a generar las condiciones que favorecen y “preparan” la ladera para una posterior inestabilidad, pero sin ser capaces por sí solas de desencadenar el movimiento.

5.2.2 Degradación de la criósfera y variación climática

Parte de los efectos del cambio climático radica en el aumento de las temperaturas y consecuente ascensión de la isoterma 0°C, lo cual genera impactos en los sistemas que dependen de un ambiente frío, como la criósfera. Asimismo, los episodios de precipitación líquida en zonas elevadas topográficamente, además de la falta o escasez de nieve, también contribuyen a que la condición térmica de la alta cordillera se modifique.

De acuerdo con el estudio de la DMC (2023), el año 2022 hubo una disminución en la temperatura media de Chile continental, debido al episodio de La Niña, con un -0,1°C por debajo del promedio de la climatología de los últimos 30 años en el periodo 1991-2020. Sin embargo, la tendencia histórica muestra una continuidad de los años cálidos. Contando desde el 2011 son 12 años consecutivos más cálidos que lo normal, y desde 1976-77, existe un “salto climático” donde prácticamente todos los años han presentado anomalías positivas a excepción de 1984, 2000, 2007 y 2010. Así, ocho de los diez años más cálidos se concentran en las últimas dos décadas, mientras que los diez años más fríos fueron en las décadas de los 60’ y 70’. Al analizar la secuencia en base al periodo 1960-1990, las tendencias son claramente al alza con una anomalía positiva para el año 2022 de +0,32°C y un mayor diferencial en la zona norte y centro del país (Figura 56)

c)

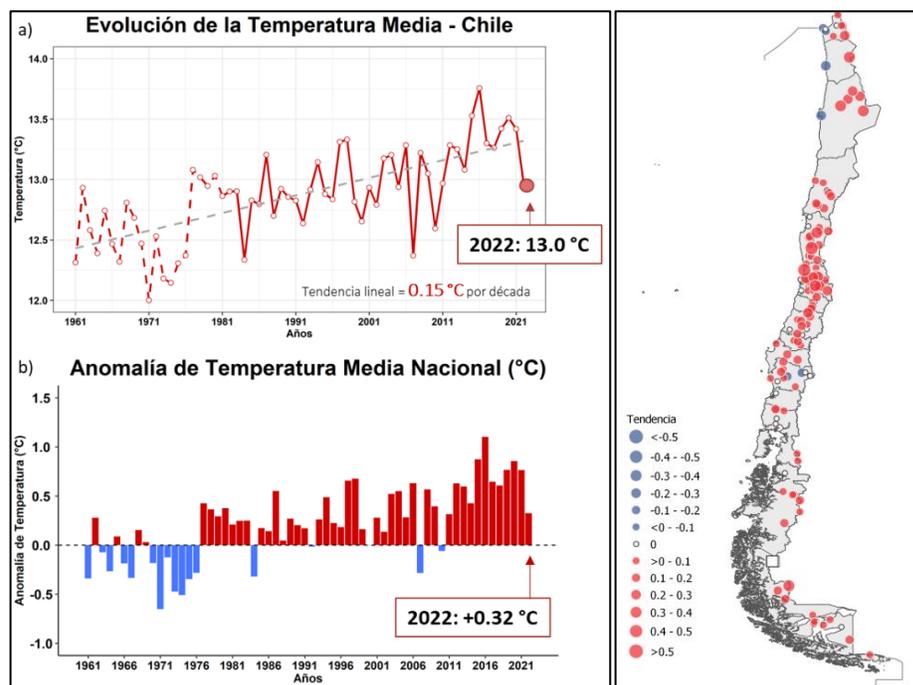


Figura 56. a) Promedio anual de la temperatura media en Chile continental utilizando 126 estaciones. La línea segmentada roja es el promedio de 19 estaciones históricas con sesgo corregido, línea segmentada gris indica la tendencia lineal. b) temperatura media en términos de anomalías absolutas en °C respecto al periodo 1961- 1990. Las barras rojas indican calentamiento y las azules enfriamiento. c) Tendencia en °C por década de la temperatura media. Círculos azules indican tendencias negativas o “más frío” y rojo indican tendencias positivas o “más cálido”. El tamaño de círculo es proporcional al calor de la tendencia. Tomado de DMC (2023).

La condición de aumento de temperatura del aire también va en concordancia con la elevación de la isoterma 0°C y una disminución de las precipitaciones con tendencias negativas observadas en los últimos años en la zona centro y sur (en promedio -14 a -6 %/década, respectivamente; DMC, 2023). Asimismo, se ha registrado un aumento significativo de las olas de calor (OC) en el último siglo y, dentro de la última década, han existido temporadas de hasta 50 OC el año 2020-21 en la zona centro-sur con temperaturas máximas absolutas que oscilan entre los 30 y 37°C (DMC, 2023).

Esta condición climática cambiante, tiene efectos directos en las zonas de alta montaña, especialmente aquellos terrenos con presencia de permafrost que son altamente sensible a cambios de temperatura, ya que, un aumento de esta puede disminuir la adhesión de sedimentos cementados por hielo o derretir el hielo presente en la fisura de las rocas promoviendo su desestabilización (DGA, 2019). Estudios en los Alpes han postulado un aumento en la frecuencia de movimientos en masa en zonas con permafrost de montaña y algunos de estos eventos han estado asociados a olas de calor que han extendido el límite de la capa activa hasta discontinuidades en la roca

anteriormente ocupadas por hielo (Gruber *et al.*, 2004 y Fischer *et al.*, 2012 in DGA, 2019).

Un ejemplo es esto se dan en la quebrada Difunta Correa, aproximadamente 17 km aguas abajo del área de estudio. En este sitio Vergara *et al.*, (2020) realizan un análisis de flujos de detritos ocurridos en los años 2011, 2016 y 2017 (3, 3 y 4 eventos respectivamente). Estos autores, concluyen que los flujos se habrían generado por la rápida fusión de nieve estival, así como por el derretimiento de hielo superficial de la capa activa. Además, se reconocen patrones como: un retraso de varias horas entre las horas más cálidas del día y la generación de los eventos, la ocurrencia en grupos o *clusters* de 3 a 5 días durante el comienzo del verano y un aumento acelerado de la temperatura a lo largo de los días antes de comenzar a desencadenarse los flujos.

Otro caso es estudiado por Iribarren y Bodein (2010) en el flanco oeste del Cerro Las Tórtolas (aprox. 20 km al norte del área de estudio, en el límite con Argentina). En este ejemplo, los autores determinaron un derrumbe de un glaciar rocoso durante la primavera de 2006, pero ya existían indicios de desestabilización observables desde finales de 2005. El depósito de la masa colapsada del glaciar cubrió 0,12km², sin embargo, parte del material movilizado fue canalizado en un barranco de 200m de ancho generando un flujo hiperconcentrado de nieve, hielo, agua y detritos, que viajó 3 km cuesta abajo. La desestabilización y el colapso se produjo durante periodos excepcionalmente cálidos de primavera y verano donde las condiciones climáticas produjeron un intenso deterioro de los glaciares en Chile.

Ahora bien, en el área de estudio, algunas de las evidencias que se relacionan con estos cambios del clima y degradación de la criósfera, se reconocen de mejor manera en el entorno del Sistema Paraglacial Confluencia y en cotas elevadas de valles tributarios por sobre los 4.500 m s.n.m, donde se observan inestabilidades recientes del sustrato rocoso y cobertura detrítica. Indicios de grietas de tracción, deslizamientos profundos y superficiales, flujos, entre otros, estarían reflejando la inestabilidad en la criósfera a consecuencia de precipitaciones a gran altura o incrementos de la temperatura. Estos efectos ya han sido documentados por varios autores en la cuenca del río La Laguna (Iribarren, 2010; Iribarren y Bodis, 2010; Moreiras *et al.*, 2019; Carrasco, 2022; Garrido, 2022).

En el caso del valle del río Colorado se presentan tres ejemplos donde existe una relación entre la generación de deslizamientos y avalanchas de roca con cambios climáticos (Figura 61). En primer lugar, Iribarren (2010) analiza una avalancha ocurrida entre 1986 y 1987, a una altitud en torno a los 4.500-4.700 m s.n.m. (Figura 57). El autor presume fundadamente que este evento podría estaría asociado a las precipitaciones excepcionalmente altas ocurridas el año 1987 y al corto e intenso periodo de deshielo. Por su parte, Carrasco (2022), analiza un deslizamiento de roca y detritos ubicado en la

qda. de La Tía Pechoña. Mediante el análisis InSAR (interferometría radar de apertura sintética), la autora concluye que la deformación se concentra en la porción superior del depósito asociado a una remoción en masa ocurrida en junio de 2014, con un desplazamiento estimado favorable a la ladera cuya velocidad ha disminuido progresivamente, pasando de una escala de centímetros anuales en 2014 (>40 mm/año) a milímetros anuales en 2019 (<10 mm/año).

Por otro parte, en el presente estudio se observó un deslizamiento rotacional de roca en el sector Confluencia a una altura entre 4.400 y 4.700 m s.n.m. (Figura 59). Mediante el análisis de imágenes Sentinel 2 se pudo determinar que este se habría generado en enero de 2017, particularmente entre el 19 y el 29 de dicho mes. Si bien en las imágenes de falso color no se reconoce una cobertura nival densa, de igual manera se nota una disminución de los sectores con nieve entre ambas fechas. Esto se corrobora, además, al analizar el índice de humedad que muestra un aumento en la zona del deslizamiento (Figura 59). Asimismo, las estaciones meteorológicas cercanas a este sitio muestran que no hubo precipitaciones en dicho rango de fechas del mes de enero de 2017. No obstante, la temperatura del aire obtenida de la estación Paso Agua Negra registra un periodo de valores mínimos en el rango o levemente sobre 0°C, en tanto los promedios y máximas se mantuvieron en torno a los 5 y hasta los 15°C a partir del 11 de enero (Figura 60), lo que podría indicar un efecto de la temperatura en el derretimiento de la nieve/hielo que contribuyeron a la generación del deslizamiento.

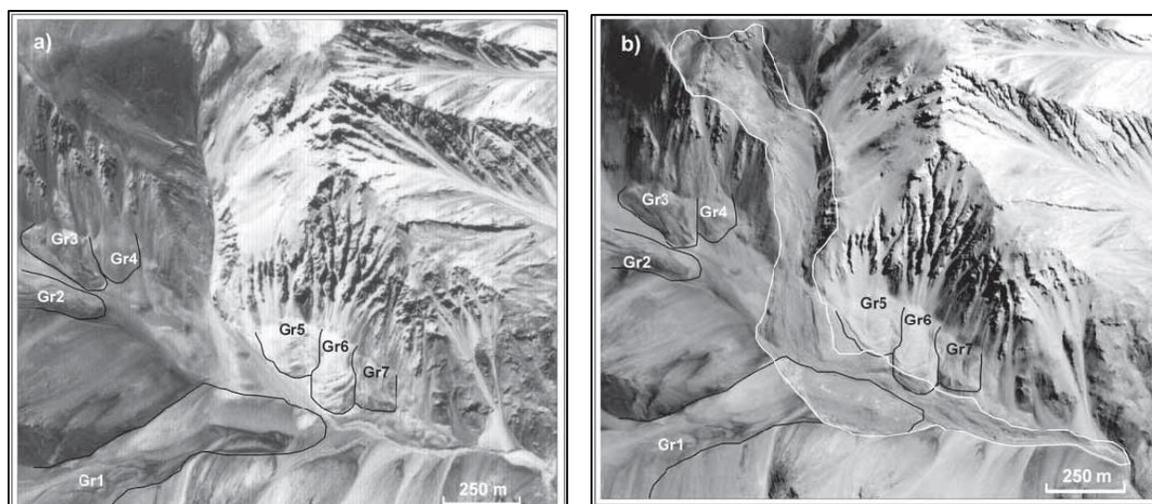


Figura 57. Avalancha originada sobre el límite inferior de permafrost de montaña en la cuenca del río Elqui entre los años 1987 y 1988. El fenómeno erosionó y cubrió en su trayectoria a los glaciares rocosos Gr1, Gr5, Gr6 y Gr7 (Tomado de Iribarren, 2010).

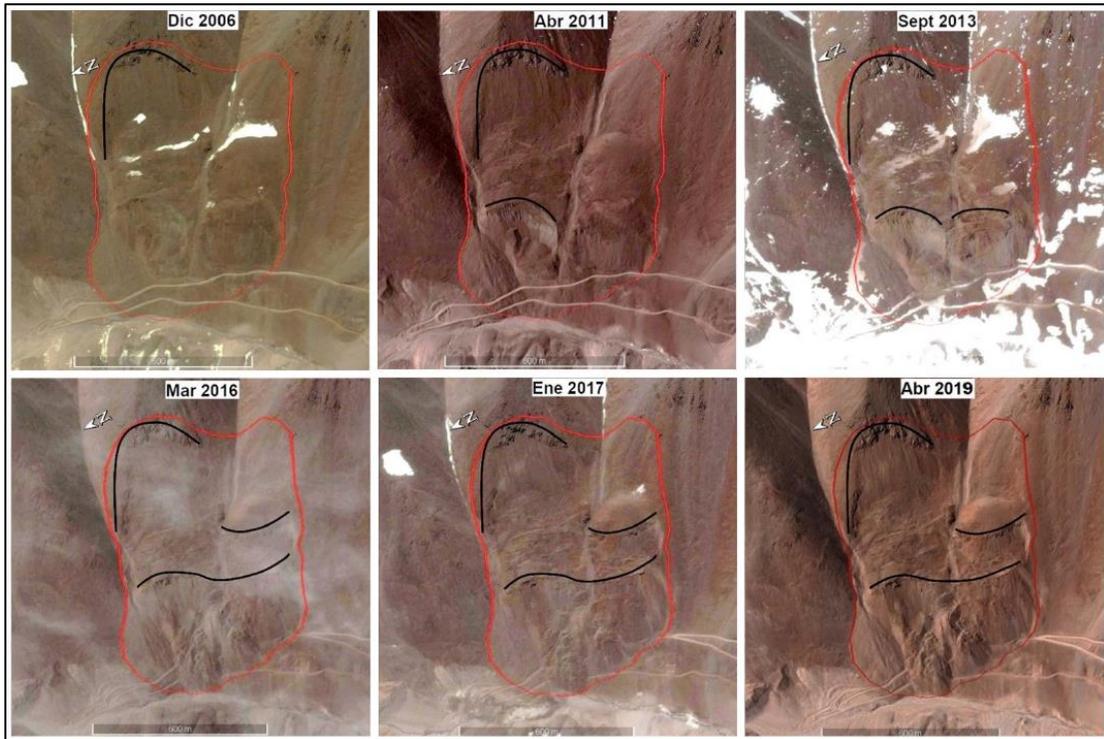


Figura 58. Evolución del deslizamiento de roca y detritos, ubicado en la qda. de la Tía Pechoña, mediante la secuencia de imágenes de Google Earth entre 2006 y 2019. En rojo se muestra el área actual de material removilizado y en negro los escarpes identificados por Carrasco (2022). Un evento particular en junio de 2014 se habría generado por el derretimiento de nieve luego de un aumento de temperaturas abruptas (Carrasco, 2022).

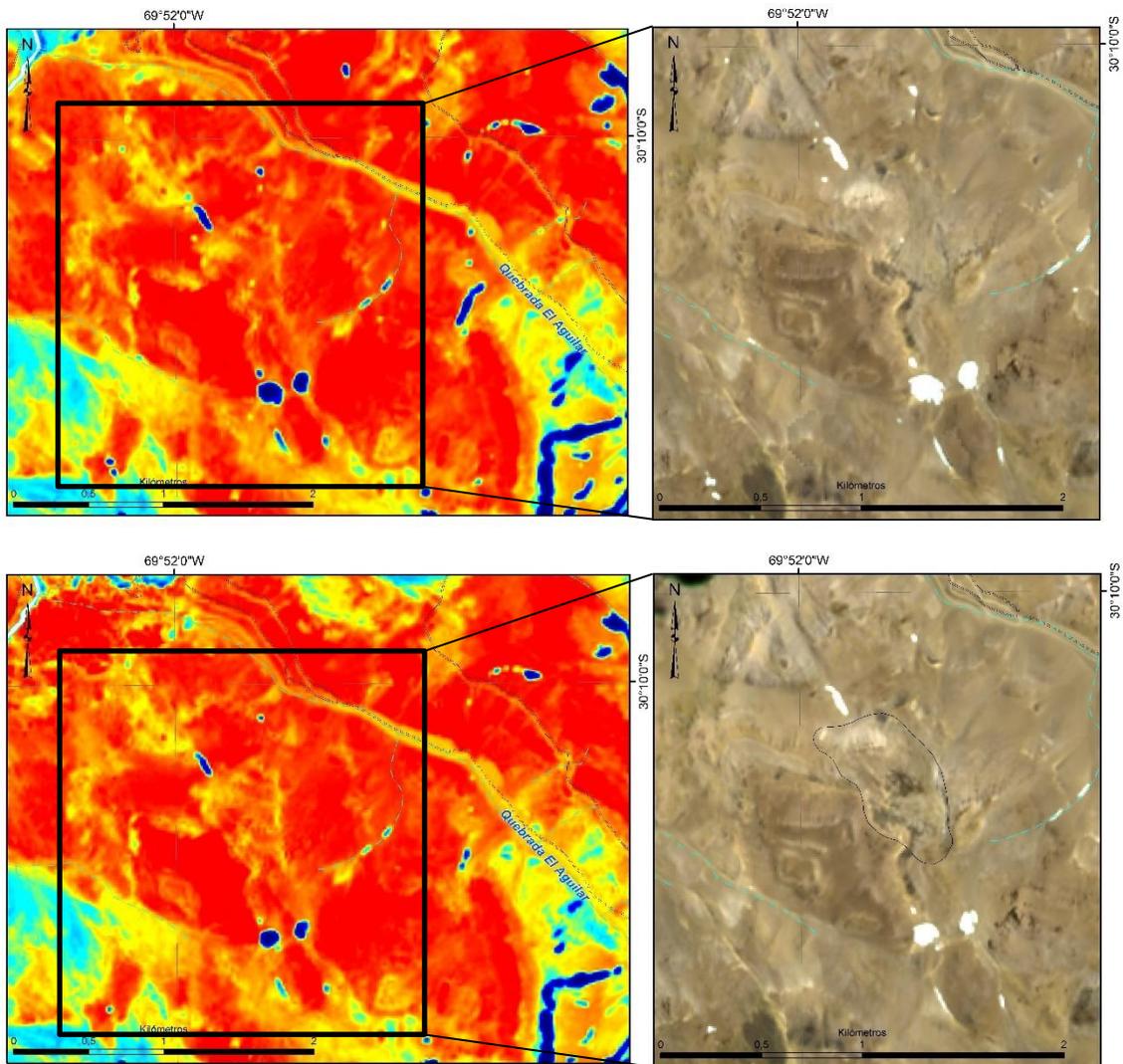


Figura 59. Deslizamiento de roca ocurrido en enero de 2017. Arriba: imagen de índice de humedad (izquierda) y falso color (derecha) para el 19/01/2017. Abajo: imagen de índice de humedad (izquierda) y falso color (derecha) para el 29/01/2017. Se observa una disminución de los sectores con nieve entre el 19 y el 29, además de un aumento del índice de humedad (tonos amarillos) en la zona del deslizamiento (contorno negro en la imagen inferior derecha). Imágenes satelitales Sentinel 2 LA obtenidas de <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser>. Índice de humedad basado en combinación de bandas (B8A-B11)/(B8A+B11) y falso color con la combinación 8,4,3.

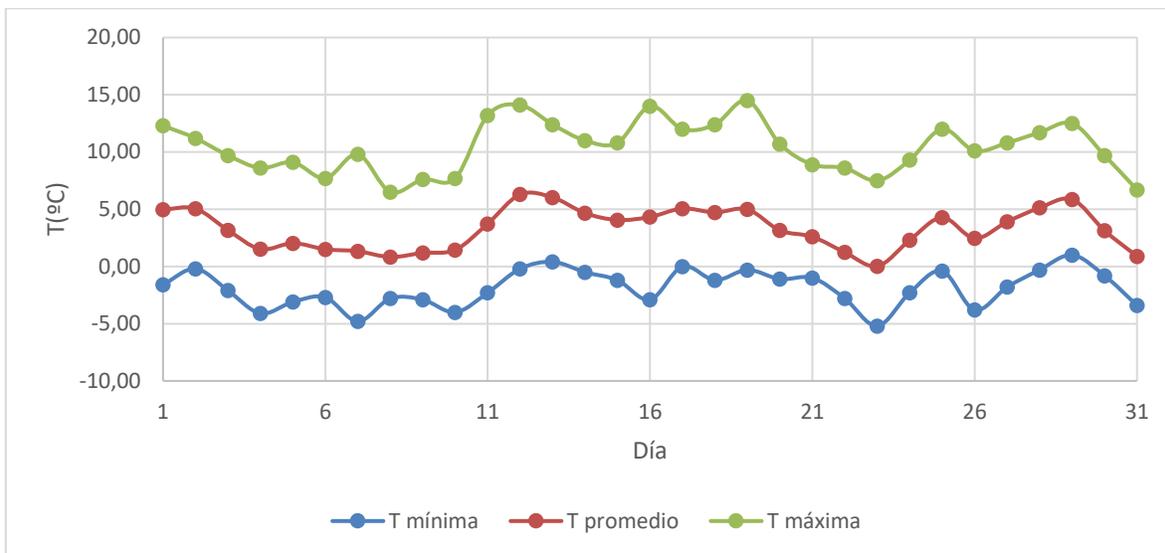


Figura 60. Temperatura del aire en la estación Paso Agua Negra (CEAZA) para el mes de enero de 2017.

Por otro lado, al superponer las remociones en masa asociadas a la Etapa III del modelo conceptual propuesto, se observa que aquellas de mayores dimensiones se ubican por sobre los 4.500 m s.n.m. en áreas donde el índice de favorabilidad de permafrost calculado por Azocar (2003) es mayor (Figura 61). Además, al representar el histograma de este índice respecto de estas remociones en masa más recientes se constata que gran parte de estos depósitos (cuantificado a nivel de píxel) se encuentran en zonas donde es muy probable que existe desarrollo de permafrost (Figura 62). Más aún la concentración de estas se encuentra en torno al 70%, con un rango bien marcado entre 60% y 80%.

Finalmente, las condiciones climáticas recientes darían cuenta de una relación entre mayores índices de favorabilidad de permafrost (Azócar, 2013) con la distribución de las crioformas y particularmente con varias de las remociones en masa identificadas con algún movimiento reciente. Luego, considerando las variaciones del clima en cuanto al aumento en la temperatura del aire y disminución en la precipitación y humedad desde la década de 1980, es muy probable que inestabilidad y degradación de la criósfera este controlada en gran parte por i) el desarrollo de niveles más extensos de permafrost discontinuo o esporádico, ii) profundización de la capa activa en el perfil de permafrost, iii) escases de agua para recargar de los sistemas subsuperficiales de hielo, iv) ascensión de la isoterma 0° tanto en periodos de precipitaciones, así como por v) eventos de olas de calor o variaciones abruptas de temperatura, vi) disminución de la precipitación sólida y aumento de precipitación líquida con mayores intensidades y vii) desarrollo de sistema atmosféricos complejos como las bajas segregadas o los ríos atmosféricos no estacionales como los ocurridos en la zona central de Chile en enero de 2021 y junio de 2023.

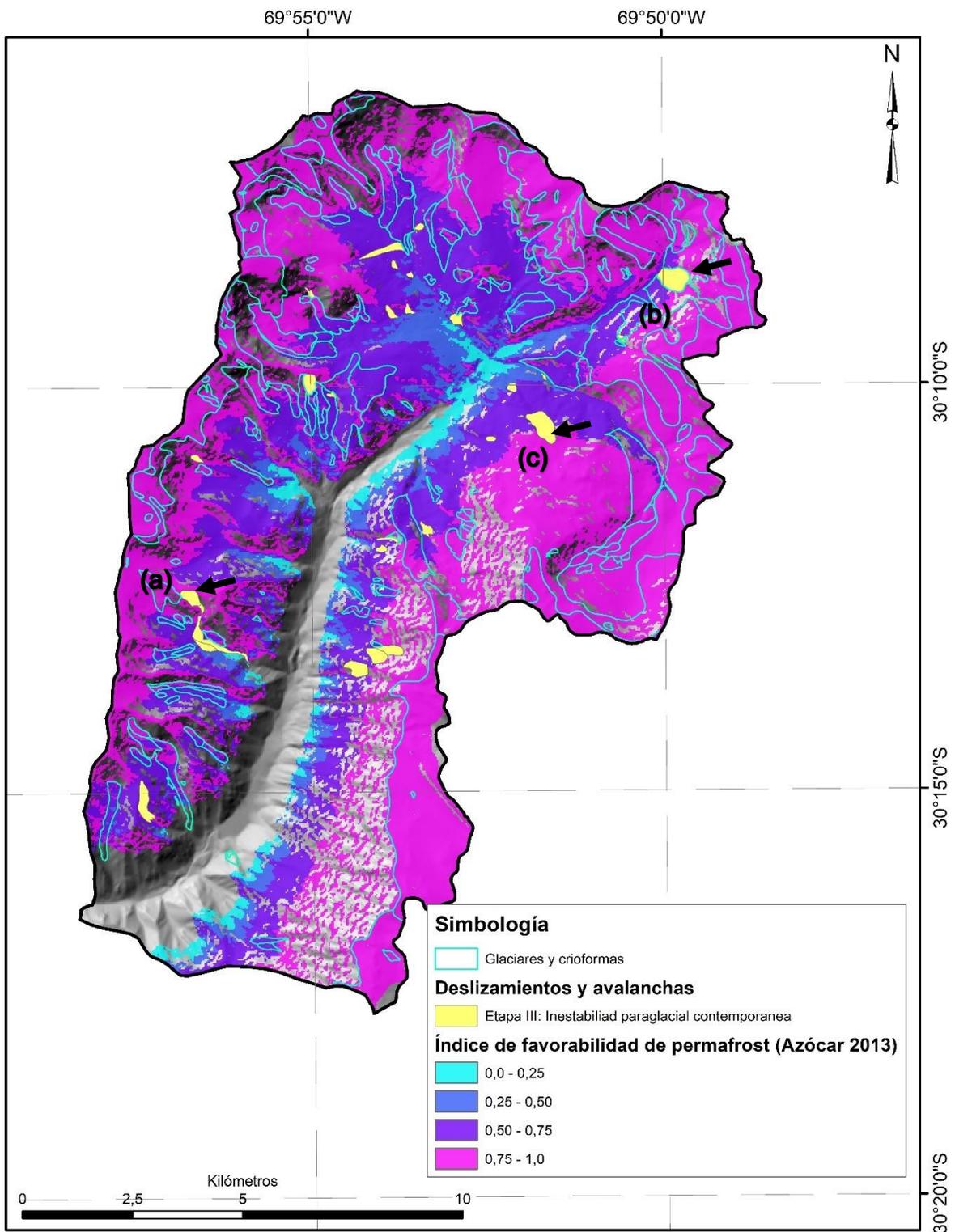


Figura 61. Índice de favorabilidad de permafrost (Azócar 2013). Se sobreponen los límites de glaciares (de montaña y cubiertos), así como el resto de crioformas. Además, se incluyen los depósitos de remoción en masa (deslizamientos y avalanchas) asociados a la Etapa III del modelo conceptual propuesto. Las flechas negras señalan ejemplos de movimientos recientes como consecuencias de la degradación de la criósfera. Detalle: (a) Figura 57, (b) Figura 58 y (c) Figura 59.

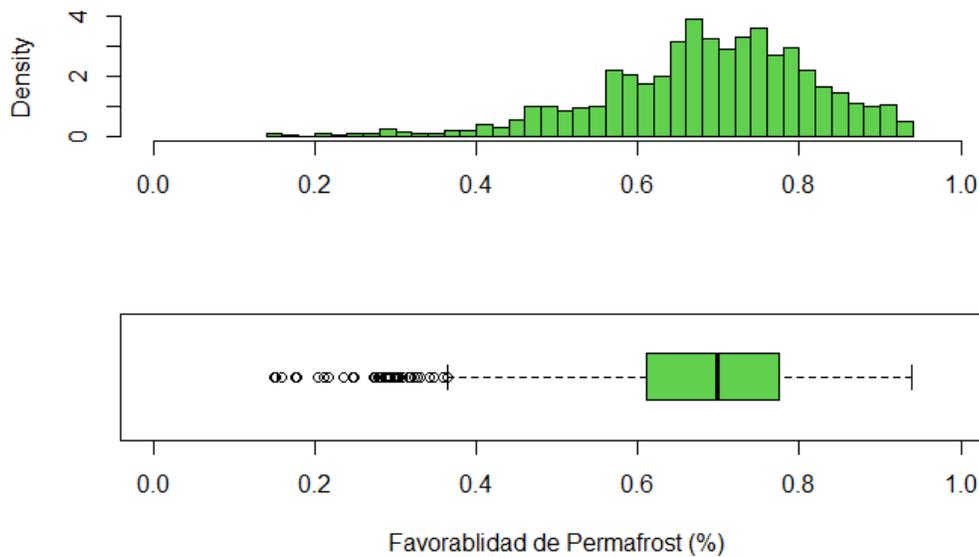


Figura 62. Índice de favorabilidad en relación con los depósitos de remociones en masa categorizados en la Etapa III.

5.2.3 Interacción de procesos asociados al ambiente paraglacial en el valle del río Colorado

Los distintos aspectos morfológicos que caracterizan el ambiente paraglacial del valle del río Colorado son expuestos en el esquema de la Figura 63.

El modelado producto de la acción glacial se refleja en la impronta característica con ladera empinadas y valle en forma de U con distintiva variedad de formas, depósitos y procesos que se encuentran sutil y profundamente enlazados. Diferentes niveles de altura glacial situados a lo largo de las laderas denotan el efecto cíclico del hielo y su alcance en extensión, no obstante, muchos de estos indicadores se encuentran truncados por procesos posteriores de deslizamientos y avalanchas.

Por otro lado, los sedimentos glaciales como aquellos gravitacionales se convierten en una fuente primaria para los aportes detríticos del ambiente fluvial y aluvial que decantan y transcurren por el fondo del valle principal y sus tributarios. Los procesos coluviales (de talud, en manto, mixtos o taluviales) también encuentran gran parte de su fuente en estos depósitos, pero, además, se ven potenciados por los agentes criogénicos capaces de nutrir estos reservorios. Asimismo, las desarrolladas y potentes terrazas glaciofluviales del sector alto de la subcuenca dan cuenta de todos estos aportes, pero también son indicadoras de una fase de intensa desglaciación.

La inestabilidad de las laderas se ve reflejada por las distintas Etapas propuestas en este estudio. Las de mayor magnitud (en cuanto a volumen y extensión) estarían directamente ligadas a las fases primarias de glaciación y los más discretos a las

condiciones más recientes. En este contexto, juega un rol fundamental tanto el control litoestructural entendido como la disposición de los estratos y la mayor deformación y plegamiento de las rocas más antiguas (formaciones del Pérmico), además de la disposición misma de las laderas (convexidades). El primer factor incide en cuanto a la presencia de estructuras como pliegues, fallas o zonas de cizalle y por sobre todo a una estratificación que el mantea a favor de la pendiente. Este rasgo se presenta en varios lugares y sobre todo aquellos con mayor desarrollo de deslizamientos, coluvios y taluvios con en el tramo entre el Llano Las Liebres y qda. Las Tetas. En cuanto a la relación de estos procesos con la forma y orientación de las laderas, se reconocen patrones en cuanto a que grandes deslizamientos se originan en la vertiente oriental, donde se preservan laderas convexas (de primer y segundo orden) y una orientación preferente al oeste y noroeste. Es en esta misma sección del valle donde se observan grandes desarrollos de coluvios, aluvios y coberturas detríticas criogénicas. Asimismo, los quiebres o convexidades de perfil asociadas a las *trimline*, límites de artesas u hombreras, también son marcadores que se correlacionan con la generación de los procesos gravitacionales.

Finalmente, la sobre imposición del ambiente periglacial se hace relevante en las cotas más elevadas con la presencia de glaciares rocoso, lóbulos de gelifluxión, protalus, entre otros. Aquí también donde se evidencias rasgos de posible inestabilidad, como son un reconocimiento de grietas y deslizamientos tanto superficiales como profundos. En este aspecto se reconoce una evolución de las remociones en masa, desde eventos antiguos (Etapas I y II) que se reactivan (Etapa III) y que luego progresan a formas criogénicas como *protalus rampart* o glaciares rocosos.

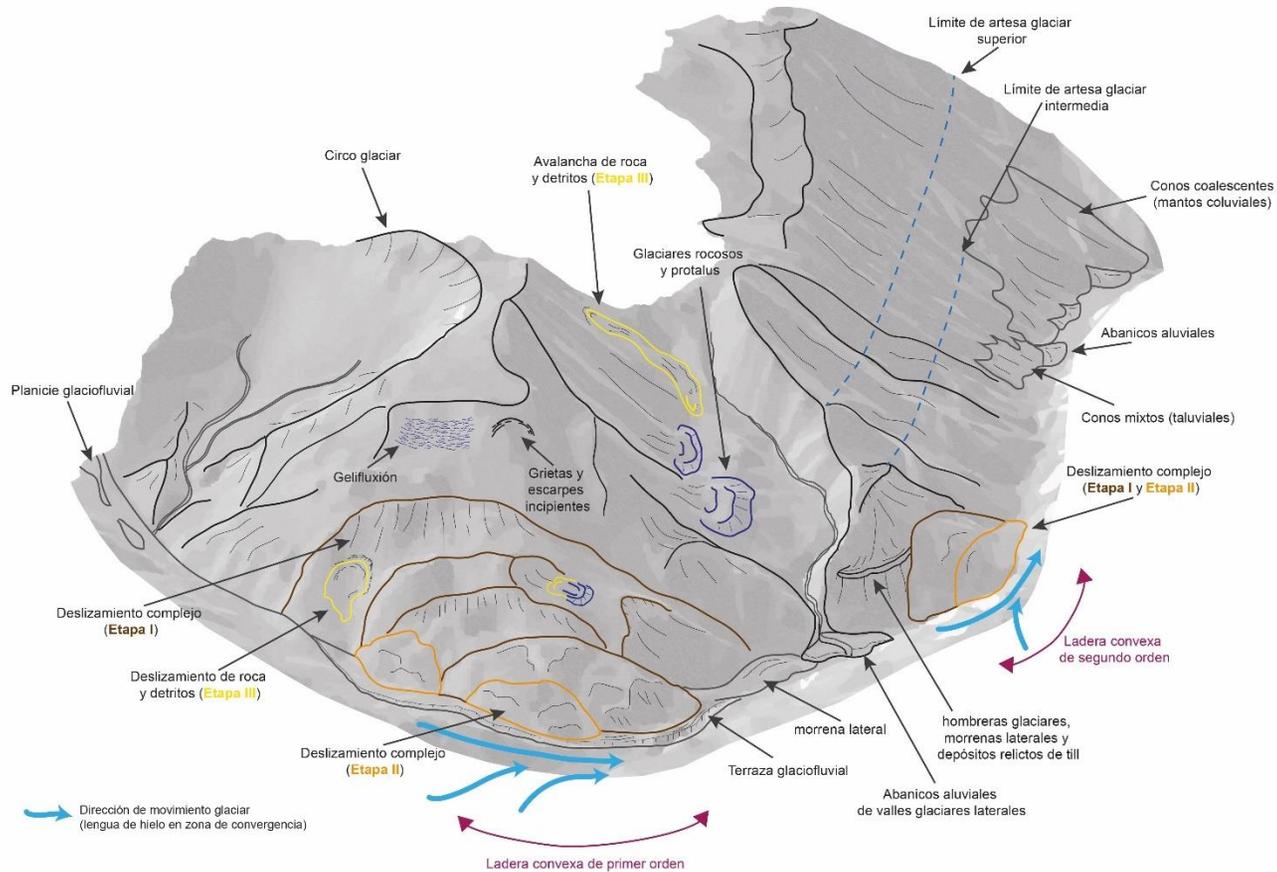


Figura 63. Esquema de los procesos asociados al ambiente paraglacial en la ladera oriental del valle del río Colorado. Los contornos de color negro resaltan los rasgos primarios del valle como cambios de pendiente, crestas y divisorias de aguas, cauces, bordes de geformas y superficies de laderas. Las Etapas propuestas en el modelo conceptual se denotan con colores pardo (E.I), naranja (E.II) y amarillo (E.III).

6. CONCLUSIONES

En el presente estudio se realiza un análisis tendiente a reconocer la influencia glacial y criogénica de las remociones en masa en, la cuenca alta del río Elqui, específicamente en el valle del río Colorado. Para ello se determinaron cuatro objetivos específicos los cuales se cumplieron a cabalidad y de los cuales se puede concluir lo siguiente:

- I. En cuanto a la caracterización geomorfológica de las unidades presentes en el valle, se logró identificar una variedad de formas y estructuras lineales entre las que se incluyen glaciares descubiertos (blancos de montaña), cubiertos y rocosos, morrenas y cordones morrénicos, remociones en masa, abanicos aluviales, abanicos coluvio-aluviales o mixtos, conos de deyección o de talud, conos de talud en manto o coalescentes, superficies criogénicas (laderas y lóbulos de geliflucción, laderas detríticas criogénicas, protalus rampart), canales de avalanchas y flujos, planicies y rellenos aluviales de cursos tributarios, planicies y terrazas glaciofluviales, nichos de nivación y glaciaretos, hombreras y límite de artesas, escarpes, circos y espolones facetados.
- II. A partir del reconocimiento de unidades y rasgos morfológicos, se definen cuatro sistemas con particularidades especiales, principalmente marcadas por la presencia de diamictos de material caótico asociados a depósitos glaciares y remociones en masa de tipo deslizamientos y avalanchas de roca y detritos. Estos corresponden a los sistemas paraglaciales Confluencia, qda. Las Tetas y La Gitana, además del sistema periglacial Llano Las Liebres. Se definen así, los Sistemas Geocriológicos y Paraglaciales que se caracterizan por una anomalía sedimentaria de grandes volúmenes de roca y sedimentos en el fondo del valle donde, además, se reconoce una interdependencia (actual, reciente y pasada) de procesos fluviales, glaciales, gravitacionales y criogénicos conviviendo en un mismo ambiente.
- III. A partir de estos Sistema se definen dos tipos de laderas paraglaciales, en primer lugar, una *ladera convexa de primer orden*, que sería aquella con mayores rasgos de haber sido afectada por varias lenguas glaciares (a lo menos 3) y en las que se esperarían un mayor efecto producto del empuje, erosión y retroceso del hielo. Por otro lado, las *laderas convexas de segundo orden* serían aquellas emplazadas en la convergencia de dos valles glaciares. Así como los rasgos son diferentes, y el efecto paraglacial sería mayor en una que en la otra, de igual forma se espera que las inestabilidades sean más evidentes y notorias en las primeras respecto de las segundas. En términos generales, estas áreas son de interés para detectar zonas susceptibles de generar inestabilidad paraglacial en otras zonas de la alta cordillera

- IV. De acuerdo con la hipsometría de las microcuencas de orden 3, la mayoría de ellas se encuentra en una fase de equilibrio o madurez, al igual que la cuenca alta del río Colorado. Sin embargo, algunas de las microcuencas tanto de la cabecera del valle (Estero El Empalme y Glaciar El Tapado) como de la vertiente occidental (qda. Las Tetas), mantiene un carácter joven con un alto potencial erosivo.
- V. En cuanto a la altura de los escarpes de las remociones en masa identificadas, se observan dos familias principales. Un primer grupo, en torno a los 4.000-4.500 m s.n.m., estarían relacionados espacialmente con la *trimline* de los avances glaciales más antiguos (artesa superior e intermedia en el segmento medio e inferior del valle). La otra agrupación se encuentra entre los 4.500-4.800 m s.n.m., mayormente situados en quebradas tributarias o en los grandes deslizamientos observados en el sistema paraglacial Confluencia. Además, al comparar estos rasgos y los depósitos relacionados, se reconoce que los eventos más prominentes se encuentran en un rango acotado entre 4.100 y 4.400 m s.n.m.

Por otra parte, la extensión de las unidades criogénicas y glaciogénicas, abarca gran parte del área de estudio, principalmente a partir de los 4.000 m s.n.m., con una mediana en torno a los 4.900 m s.n.m., lo cual se condice con las alturas promedio anuales de la isoterma 0°C. Por otro lado, si se analiza únicamente los glaciares (blanco de montaña y cubierto) esta distribución se concentra mayormente en torno a una mediana de 5.000 m s.n.m. con un mayor desarrollo en el rango de ~4.500-5.500 m s.n.m. lo cual se debe a la preponderancia de los glaciares rocosos por sobre los blancos o cubiertos.

- VI. Respecto de la cronología glacial, no se dispone de suficientes datos locales para elaborar un ajuste realista y, por tanto, se recurre a otros estudios para proponer un escenario de evolución preliminar de las glaciaciones que afectaron el valle del río Colorado. De acuerdo con los rasgos morfológicos observados, existen a lo menos dos paleo niveles que representarían evidencias relictas de glaciaciones primarias del valle principal en donde, además, se habría generado una conexión con los glaciares de las altas cumbres emplazados en Argentina. Un primer Estado A sería entre los $257,0 \pm 22$ ka y $178,0 \pm 14$ ka, luego un Estado B está representado por el máximo glacial entre 27 y 18 ka, tenido presente una fase previa entre 50 ka y 30 ka. Finalmente, el Estado C esta dado por la condición actual, acotada principalmente al glaciar El Tapado y el desarrollo de glaciares rocosos y geoformas criogénicas en general.
- VII. Los datos geocronológicos obtenidos en el Sistema paraglacial La Gitana (17803 - 17405 cal BP (15854 - 15456 cal BC) y 17480 - 17101 cal BP (15531 - 15152 cal BC)), valida lo expuesto por trabajos anteriores respecto de una fase de desglaciación en torno a los 18 ka. Sin embargo, se concluye que en dicha zona

existió la interacción directa de un proceso glacial como uno gravitacional de forma sincrónica y que en definitiva sería esto lo que generó el represamiento del río Colorado.

- VIII. Acerca de la influencia geológica, especialmente en lo que respecta a las litologías y estructuras, lo primero en resaltar es la orientación del cauce principal del río Colorado cuya trayectoria se mantiene prácticamente alineada con la dirección del eje de un pliegue anticlinal, incluso manteniendo el cambio paulatino desde NS a NE. Esta estructura de carácter local habría favorecido la disposición de las masas de hielo glacial y la erosión en ese mismo sentido. Asimismo, la incisión del valle en esta dirección permitió la exposición de rocas estratificadas del Pérmico con una inclinación a favor de la pendiente en la ladera oriental. Además, en esta ladera se presenta un gran desarrollo de los procesos coluviales, aluviales y taluviales, que representan condiciones recurrentes y continuas que favorecen los procesos de inestabilidad en dicha sección del valle.

A escala de afloramiento, se reconocen diversos sets de estructuras tipo diaclasas, fracturas, fallas y zonas de cizalle que mayormente se orienta con rumbos cercanos a NS y EO. Se identificaron, además, posibles sistemas secundarios que podrían tener relación con descompresión o efectos postglaciales (*sheet jointing*), principalmente fracturas y diaclasas paralelas en rumbo y manteo con las laderas. Por otro lado, resulta evidente la marcada influencia de la orientación de los estratos y texturas de flujo (*fiammes* y otros) con los procesos de crioclastia donde estos planos de debilidad hacen mucho más eficiente la fragmentación de las rocas.

En definitiva, existe un control litoestructural relevante en el modelado original y reciente del valle. Las debilidades y orientación de estratos, la mayor deformación y plegamiento de las formaciones del Pérmico y las distintas estructuras locales, favorecieron la erosión glacial que dio origen al valle principal y sus tributarios. Asimismo, los procesos más superficiales, especialmente los criogénicos, se ven favorecidos por el tipo de roca y su orientación interna, además de los aportes gravitacionales que a su vez se ven influenciados por este mismo control geológico.

- IX. Se observa una relación espacial entre el índice de favorabilidad de permafrost obtenido por Azocar (2013) y la distribución de las crioformas y particularmente con varios de los deslizamientos y avalanchas con evidencias de movimientos recientes, los cuales, a su vez, estarían relacionados con zonas donde es muy favorable la presencia de *permafrost*. Además, el aumento en la temperatura del aire y disminución en la precipitación y humedad desde la década de 1980, son

argumentos para asociar estas remociones en masa con la degradación del sistema de la criósfera.

Luego, considerando las variaciones del clima en cuanto al aumento en la temperatura del aire y disminución en la precipitación y humedad desde la década de 1980 en la zona del Sistema Glaciar El Tapado, se concluye que la inestabilidad y degradación de la criósfera en el área de estudio está controlada en gran parte por i) el desarrollo de niveles más extensos de *permafrost* discontinuo o esporádico, ii) profundización de la capa activa en el perfil de *permafrost*, iii) escasas de agua para recargar de los sistemas subsuperficiales de hielo, iv) ascensión de la isoterma 0° tanto en periodos de precipitaciones, así como por v) eventos de olas de calor o variaciones abruptas de temperatura, vi) disminución de la precipitación sólida y aumento de precipitación líquida con mayores intensidades y vii) desarrollo de sistema atmosféricos complejos como las bajas segregadas o los ríos atmosféricos no estacionales como los ocurridos en la zona central de Chile en enero de 2021 y junio de 2023.

- X. Finalmente, en el contexto de inestabilidad paraglacial se definen 3 etapas, diferenciadas según la influencia temporal con las distintas glaciaciones. La Etapa I de inestabilidad paraglacial primaria se asocia a los primeros avances glaciares que modelaron el valle. La Etapa II se vincula con los últimos avances del glaciar El Tapado. Finalmente, la Etapa III tiene relación con los procesos contemporáneos que se pueden reconocer en la actualidad y que se asociarían a la inestabilidad de la criósfera y la degradación del *permafrost*.
- XI. A fin de validar como influyen los avances y retrocesos glaciares en la inestabilidad de las laderas rocosas del valle del río Colorado, se realizó un modelamiento numérico sobre la base de elementos distintos utilizando el software UDEC 6.0. Para ello se analizó un escenario que contempló 4 avances mayores, representados por alturas del hielo que, en definitiva, se reflejan en las evidencias geomorfológicas que aún se preservan en el valle. La fase inicial se comienza con una carga máxima a los 4.580 m y luego se disminuye paulatinamente entre los rangos 4.580 a 4.425, 4.425 a 4090, 4090 a 3900 y 3.900 hasta la base, para luego genera ciclos recursivos hasta el siguiente nivel más alto y así sucesivamente.

A partir de los resultados se concluye que los efectos mecánicos para una condición de presión hidrostática asociadas al avance y retroceso del hielo generan un cambio acotado en cuanto a la variación del stress en superficie. En el sector de qda. Las Tetras, la influencia de las discontinuidades, particularmente las fallas y zonas de cizalle, son determinantes en cuanto a su capacidad de transferir los esfuerzos de manera eficiente y generar zonas de potencial debilidad hacia los niveles más someros.

Por otro lado, los desplazamientos cíclicos se registran con mayor magnitud en la base del valle, lo cual significaría que, en condiciones de debilidad o agentes externos, se pudiese generar un comportamiento de falla progresiva desde la sección baja y media de las laderas.

Los modelos realizados permiten interpretar que en el valle del río Colorado, los avances y retrocesos glaciales, como efecto mecánico de la presión del hielo, representan un factor preparatorio en cuanto a generar las condiciones que favorecen y “preparan” la ladera para una posterior falla.

- XII. Si bien el software UDEC es una herramienta poderosa para modelar y comprender este y otros procesos geocientíficos, el modelo numérico realizado en este estudio presentó limitaciones de simplificación geológica y geomecánica, efectos de la variable tiempo y otras como la presencia de agua y/o hielo en los materiales, la erosión o la influencia térmica, entre otros. Por lo anterior, este análisis debe ser utilizado con objetivos de validar las hipótesis planteadas y no necesariamente una representación fidedigna de la realidad.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Alfaro, A.; Brantt, C.; Merino R.N. 2018a. Interacción de procesos geológicos y desarrollo de geoformas como evidencias de un ambiente paraglaciar en la cordillera de Los Andes, valle del río Colorado, cuenca alta del Elqui. Actas XV Congreso geológico chileno, Concepción, pp. 663-665.
- Alfaro, A.; Pantoja, G.; Brantt, H. 2018b. Peligro de remoción en masa en la región de Coquimbo-Sector Norte. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-18-68, 40 p., 3 anexos. Santiago
- Alfaro, A. y Fernández, J. 2018. Efecto “cascada” de corto plazo en la Laguna Pejerreyes: deslizamientos, tsunami y flujo de detritos en el valle del río Cortaderal, Región de O’Higgins. Actas XV Congreso geológico chileno, Concepción, pp. 231-234.
- 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.
- Angermann, D., J. Klotz, y C. Reiberg. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South American Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, v.171, pp. 329-334.
- Arredondo, C.; Moscoso, R.; Prieto, X.; Ortega, R.; Carrasco, R.; Vivallo, W.; Mateo, L.; Pantoja, G., Ulloa, M.; Ercilla, Ó.; Ridelle, E. 2017. Depósitos Minerales de la Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Recursos Minerales y Energéticos 35: 134 p., 2 mapas escala 1:500.000, 1 CD con anexos.
- Azócar, G. y Brenning, A. 2010. Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27°–33°S). *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(1). pp. 42-53.
- Azocar, G. 2013. Modeling of Permafrost Distribution in the Semi-arid Chilean Andes. A thesis presented to the University of Waterloo in fulfillment of the thesis requirement for the degree of Master of Science in Geography. 141 p.
- Ballantyne, C. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, pp. 1935–2017.
- Brenning, A. 2005. Climatic and geomorphological controls of rock glaciers in the Andes of Central Chile: Combining statistical modeling and field mapping. Tesis de doctorado, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät II, Humboldt-Universität, Berlin, Alemania 153 p.
- Church, M. y Ryder, J.M. 1972. Paraglacial sedimentation: consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin* 83, 3059–3072.
- Carrasco, J. 2022. Aplicación de interferometría radar de apertura sintética (INSAR) en tres eventos de remoción en masa en los andes chilenos. Memoria para optar al título

- de geólogo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, 155 p.
- Cogley, J.G., R. Hock, L.A. Rasmussen, A.A. Arendt, A. Bauder, R.J. Braithwaite, P. Jansson, G. Kaser, M. Möller, L. Nicholson and M. Zemp. 2011. Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms, IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris.
- Cossart, E.; Braucher, R.; Fort, M.; Bourlès, D. L.; Carcaillet, J. 2008. Slope instability in relation to glacial debuttrressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ^{10}Be cosmic ray exposure ages, *Geomorphology*, 95, pp. 3 – 26.
- Daemen, J., Danko, G., & Smiecinski, A. (2004). Experimental determination of stiffness of joints in welded Tuff
- DGA. 2019. ESTADO ACTUAL DE LOS SUELOS CONGELADOS. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Unidad de Glaciología y Nieves Volumen 1. 1-21 p.
- DMC. 2023. Reporte anual de la evolución del clima en Chile, año 2022. Oficina Cambio Climático de la Sección Climatología de la Dirección Meteorológica de Chile. Dirección General de Aeronáutica Civil. 52 p.
- Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S . Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 179p.
- García, M. (2016). Análisis dinámico de un deslizamiento traslacional de roca provocado por acción sísmica mediante el uso de elementos discretos (Tesis de Magister). Departamento de Geología. Universidad de Chile.
- Garrido, N., 2022. Evidencias de remoción en masa en el km 225 de la ruta 41CH, sector Paso Agua Negra, región de Coquimbo Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Técnico (Inédito): 17 p. Santiago.
- González de Vallejo (2002). Ingeniería geológica. Editorial Prentice Hall. 715 p.
- Grämiger, L. M.; Moore, J. R.; Gischig, V. S.; Ivy-Ochs, S.; Loew, S. 2017. Beyond debuttrressing: Mechanics of paraglacial rock slope damage during repeat glacial cycles, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 122, pp. 1004–1036, doi:10.1002/2016JF003967.
- Gutscher, M. A. 2002. Andean subduction style and their effect on thermal structure and interpolate coupling. *Journal of south American Earth Science*, v.15, pp. 3-10.
- Herrera, M., 2016. Estimación de las altitudes de las líneas de equilibrio en glaciares de montaña para el último ciclo glacial-interglacial en los Andes de Santiago, Chile central. PhD thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 171 p., Santiago.
- Houbart, A. 2014. Evolution géomorphologique quaternaire de la haute vallée de l'Elqui. Tesis de Doctorado, Université de Paris IV-Sorbonne. 326p.
- Hughes, P.D., Gibbard, P.L., Ehlers, J., 2013. Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the meaning and significance of the 'Last Glacial Maximum' (LGM). *Earth Sci. Rev.* 125, 171-198.

- Iribarren, A. 2010. Análisis del movimiento en masa de la Quebrada Blanca: implicancias en la dinámica geomorfológica y criogénica. Cuenca superior del río Elqui. *Investig. Geogr.* - Santiago, 42: 3-18.
- Iribarren P. y Bodin X (2010). Geomorphic consequences of two large glacier and rock glacier destabilizations in the central and northern Chilean Andes. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 12, EGU2010-7162-5.
- Itasca. (2019). Universal Distinct Element Code, Version 7.0 User's Manual. Itasca Consulting Group Inc. Minneapolis, Minnesota.
- Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pangaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C., 2001, Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, v. 20, pp. 308-324.
- Lavenu, A., Cembrano, J. 2008. Deformación compresiva cuaternaria en la Cordillera Principal de Chile central (Cajón del Maipo, este de Santiago). *Revista Geológica de Chile*, v.32, pp. 233-252.
- Lifton, N., Sato, T., Dunai, T.J. 2014. Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. *Earth and Planetary Science Letters* 386, 149-160. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.052>.
- Lombardi. 2019. Ingeniería Básica de Anteproyecto (Versión preliminar). Laboratorio Subterráneo Andes. https://andeslab.org/iba/iba-15-05-2019/A-Informes/03_6198.1-R-03-Informegeolgico_VP15.05.2019.pdf (última visita mayo 2023).
- Marrero, S.M., Phillips, F.M., Borchers, B., Lifton, N., Aumer, R., Balco, G. 2016. Cosmogenic nuclide systematics and the CRONUScalc program. *Quaternary Geochronology* 31, 160-187.
- Martin, M.; Clavero, J.; Mpodozis, C.; Cuitiño, L. 1995. Estudio Geológico Regional de la Franja El Indio, Cordillera de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado, IR-95-6, 2 vols. 4 mapas escala 1:50.000. Santiago.
- McCull, S., Davies, T., & McSaveney, M. (2010). Glacier retreat and rock slope stability: debunking debuitressing. *Geologically active: delegate papers 11th Congress of the International Association for Engineering Geology and the Environment*, 5-10.
- McCull, S. 2012. Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology* 153-154, pp. 1-16.
- McCull, S. T., y Davies, T. R. (2013). Large ice-contact slope movements: Glacial buttressing, deformation and erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38 (10), 1102–1115. doi: 10.1002/esp.3346.
- Melnick D, 2007. Neogene seismotectonics of the south-central Chile margin. Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Matemáticas y Ciencias Naturales, Universidad de Postdam. 108p.
- Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quat. Sci. Rev.* 20, 627-657.
- Moreiras, Stella Maris; Jeanneret, Pilar; Lauro, Carolina; Vergara Dal Pont, Iván Pablo; Correas Gonzalez, Mariana; et al.; Deslizamientos asociados a la degradación del permafrost: evidencias geomorfológicas en el pasado y presente en los Andes

- Centrales (31°-34°S); Universidade do Estado do Rio de Janeiro; Geo UERJ; 35; 12-2019; 1-15
- Mpodozis C. y Cornejo P. 1988. Hoja Pisco Elqui, IV Region de Coquimbo, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 68, 160 p.
- Paredes, C. 2017. Modelación de las respuestas hidrológicas en las cuencas glaciales Tapado (29°S) y Pirámide (33°S) en los Andes semi-áridos de Chile. Tesis para optar al grado de magister en ciencias, mención geología, Universidad de Chile. 47p.
- Pardo, M., Monfret, T., Vera, E., Eidenberg, A., Yañez, G. 2003. Congreso Geológico Chileno N°10. pp. s.p.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, v. 6, p. 233-248.
- Paskoff, R. 1970. Le Chili semi-aride: recherches géomorphologiques. Biscaye Frères. Bordeaux, France. 420 p.
- De Pedraza, J. 1996. Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones. Editorial Rueda. Madrid.
- Rasmussen, S., Andersen, K., Svensson, A., Steffensen, J., Vinther, B., Clausen, H., Siggaard-Andersen, M., Johnsen, S., Larsen, L., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M., Ruth, U. 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research* 111: <http://dx.doi.org/10.1029/2005JD006079>.
- Read, J., y Stacey, P. (2009). Guidelines for open pit slope design
- Riquelme R., Rojas, C., Aguilar, G., Flores P. 2011. Late Pleistocene-Early Holocene paraglacial and fluvial sediment history in the Turbio Valley, semiarid Chilean Andes. *Quaternary Research*, 75, pp. 166-175.
- Riva, F.; Agliardi, F.; Amitrano, D.; Crosta, G. 2020. Damage-Based Time-Dependent Modeling of Paraglacial to Postglacial Progressive Failure of Large Rock Slopes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123. DOI:10.1002/2017JF004423
- Robson, B. A.; MacDonell, S.; Ayala, A.; Bolch, T.; Nielsen, P.; Vivero, S. 2022. Glacier and rock glacier changes since the 1950s in the La Laguna catchment, Chile. *The Cryosphere*, 16, 647–665. <https://doi.org/10.5194/tc-16-647-2022>.
- Rowan, A. 2011. Modelling Geomorphologic Systems: Glacial. *Geomorphological Techniques*, Cap. 5, Sec. 6.5, British Society for Geomorphology.
- Sánchez, M. y Velozo, L. 2007. Vocabulario de geomorfología y términos afines. Santiago, Chile : Pontificia Universidad Católica de Chile, p. 415.
- Sepúlveda, S.A., Tobar, C., Rosales, V. et al. Megalandslides and deglaciation: modelling of two case studies in the Central Andes. *Nat Hazards* (2023). <https://doi.org/10.1007/s11069-023-06067-x>
- Sarricolea, P., Herrera, M., Meseguer, O. 2017. Climatic regionalisation of continental Chile. *Journal of Maps*. 13:2, pp. 66-73.
- Slymaker O. 2009. Proglacial, periglacial or paraglacial? In: Knight J., Harrison S. (eds). *Periglacial and Paraglacial Processes and Environments Special Publication 320*. The Geological Society of London. pp. 71–84.

- Somoza, R., 1998, Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 211-215.
- Suggate, R.P. y Almond, P.C., 2005. The Last Glacial Maximum (LGM) in western South Island, New Zealand: implications for the global LGM and MIS 2. *Quat. Sci. Rev.* 24, 1923-1940.
- Trombotto, D. 2014. *Guía Terminológica de la Geocriología Sudamericana*. American Geocryology. 1a ed. Lujan de Cuyo.
- UGP UC, Unidad de Gestión de Proyectos del Instituto de Geografía de la Pontificia Universidad Católica de Chile. 2010. *Dinámica de glaciares rocosos*, Dirección General de Aguas, Unidad de Glaciología y Nieves, Ministerio de Obras Públicas, Santiago.
- Uyeda, S., Kanamori, H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, v.80, pp. 195-222.
- Velásquez, R.; Coloma, F.; Murillo, I.; Merino, R.N.; Ortiz, M. 2021. *Geología de las áreas Pisco Elqui y Paso del Agua Negra, región de Coquimbo*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 211-212: 201 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Vergara Dal Pont I, Moreiras SM, Santibañez Ossa F, Araneo D, Ferrando F. Debris flows triggered from melt of seasonal snow and ice within the active layer in the semi-arid Andes. *Permafrost and Periglac Process.* 2020;31:57–68. <https://doi.org/10.1002/ppp.2020>.
- Wyllie, D. y Norrish, N. 1996. Rock strength properties and their measurement, In *Landslides: investigation and mitigation*, Chapter 14, pp 372-390, Transportation Research Board.
- Zech, R., May, J., Kull, C., Ilgner, J., Kubik, P. and Veit, H. 2008. Timing of the late Quaternary glaciation in the Andes from 15° to 40° S. *Journal of the Quaternary Science*, 23(6-7): 635-647.
- Zech, J., Terrizzano, C., García-Morabito, E., Veit, H., Zech, R. 2017. Timing and extent of late Pleistocene glaciation in the arid central andes of Argentina and Chile (22° - 41° S). *Geographic Research Letters*, 43(2): 697-718.
- Zonenshayn, L.P., Savostin, L.A. y Sedov, A.P. 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for last 160 million years. *Geotectonics*, v. 18, pp. 181-195.