



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

**INFLUENCIA DEL DESARROLLO GLACIAR EN LA
EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA DE LA ALTA CORDILLERA
DE LOS ANDES EN LA PARTE NORTE DE LA REGIÓN
DEL MAULE (35°15'S – 35°50'S)**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
JACQUELINE GIOVANNA PURATICH PACHECO**

PROFESOR GUÍA:

MARCELO FARIAS THIERS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

**GABRIEL VARGAS EASTON
KATJA DECKART**

Santiago, Octubre, 2010

Resumen

En el presente estudio se analizaron la geoformas (*landforms*) glaciares de la cuenca de drenaje del río Lontué, ubicada en la Cordillera Principal, Región del Maule (entre 35° 15' y 35° 50' S). Con el objetivo de determinar la contribución del sistema glaciar en la evolución morfológica de la alta cordillera en la región de estudio.

Para lo anterior se identificaron y cartografiaron geoformas como artesas, circos, superficies de roca aborregada y pulida, depósitos morrénicos, etc., y se realizaron análisis morfométricos de las subcuencas más importantes. La morfología de la cuenca de drenaje del río Lontué es principalmente glaciar. No obstante, la influencia fluvial post-glaciar es importante, sobre todo en los valles de mayor jerarquía de drenaje, creando redes dendríticas que aumentan el tamaño de las cuencas glaciares originales, donde la incisión fluvial corta los anchos fondos de los valles.

Además, la zona de estudio posee una actividad volcánica anómala, con numerosos centros eruptivos holocenos. Es así como se creó un alto *plateau*, con productos volcánicos de edades entre 5 Ma hasta la actualidad (Drake, 1976; Hildreth et al., 1984; Naranjo et al., 1999). Las artesas excavadas en este *plateau*, han sido posteriormente rellenadas con otros depósitos volcánicos, lo cual permite obtener edades máximas y mínimas de distintos *drifts* o sistemas glaciares, brindando una oportunidad única para registrar los eventos glaciares desde el Plioceno hasta el Holoceno.

Utilizando criterios estratigráficos y morfológicos, fueron identificados seis *drifts* o sistemas glaciares en la región de estudio. Estos son: G1 (7 – 5 Ma), G2 (2 – 1,2 Ma), G3 (0,8 – 0,3 Ma), G4 (0,3 – 0,15 Ma), G5 (150 – 7 Ka) y G6 (5,7 – 0,15 Ka).

Durante el Plioceno-Pleistoceno, los glaciares avanzaron por el Río Colorado al menos hasta la confluencia con el río Barroso (lugar donde se encuentra la morrena Terminal Barroso), y probablemente alcanzando la confluencia de los ríos Los Patos y Lontué. Para dicho avance, se estima un ELA (altura de la línea de equilibrio glaciar) a 2600-2500 m s.n.m., en base a criterios morfológicos.

Durante el Holoceno medio- presente, ocurrió el último avance glaciar (*drift* G6), cuyas morrenas se preservan en Valle Grande y en el valle del Debia. Correlacionándolas con las cartografiadas por Espizua (2005) en los valles El Peñón y El Azufre, deberían tener edades entre 5,7 y 0,15 Ka. El ELA estimado para dichos avances en la región de estudio se encuentra a 2700 m s.n.m.

Finalmente se plantea al alzamiento tectónico de los Andes como el gatillante del comienzo de las glaciaciones en el Plioceno, basado en la evolución estructural de los Andes de Chile Central y los datos termocronológicos de la región de estudio. Luego de lo cual, las glaciaciones podrían haber actuado como un mecanismo regulador de la altura del orógeno.

*No le cierre la tranquera
al dueño del horizonte
me dije olfateando el monte
con resto de primavera*

José Larralde

Agradecimientos

Este trabajo es fruto del aprendizaje realizado a lo largo de toda la carrera, es necesario entonces agradecer a todos aquellos que participaron en este largo proceso.

A mis papás, hermanos, tíos, etc. por haberme apoyado en mis estudios, y acompañarme en todas mis decisiones.

A todos mis profes, los que me instruyeron en el lindo camino de la geología, y con quienes pasé muy buenos momentos.

A mis compañeros, por lo que vivimos en la sala de clases, en el cerro, carretes, por las amenas conversaciones, etc.

A todos en el departamento de Geología, al Quilo por cuidarnos en terreno, Carlos y Rosita por la paciencia, María Rosa por todo el cariño que entregas, Carlos Alvarado por la buena disposición siempre.

A mis compañeros de casa. A mi hermano Dusan, por aguantar mi mal humor, y alimentarme en las jornadas largas de trabajo. Silvana y Karina, por cuidarme, por sus consejos y por todos los vinos que compartimos juntas. Ale, por cuidarme y acompañarme en la parte final.

Tapia, Oscar, Búho, Martín, Pancho, por los increíbles terrenos durante la tesis. Por los mates, los asados, las cabalgatas, las risas, el frío y el viento, el sol y todo lo que compartimos juntos.

A los que más me enseñaron durante este trabajo, Marcelo y Charlie, por compartir sus conocimientos y por la paciencia de enseñar.

A la Tierra, la más generosa y por ser la mejor entre todos los maestros.

I. INDICE DE CONTENIDOS

1.	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1.	Motivación del estudio.....	1
1.2.	Hipótesis de trabajo.....	4
1.3.	Objetivos.....	4
1.3.1.	Objetivo General.....	4
1.3.2.	Objetivos Específicos.....	4
1.4.	Ubicación y vías de acceso.....	5
1.5.	Metodología.....	6
2.	ANTEDECENTES GEOLÓGICOS Y MORFOLÓGICOS.....	9
2.1.	Introducción.....	9
2.2.	Antecedentes geológicos.....	10
2.2.1.	Formaciones pre-Pleistoceno.....	11
2.2.1.1.	Formación Valle Grande (González y Vergara, 1962).....	11
2.2.1.2.	Formación Vega Negra (González y Vergara, 1962).....	12
2.2.1.3.	Formación Abanico (Aguirre, 1960).....	12
2.2.1.4.	Formación Campanario (Drake, 1976).....	13
2.2.1.5.	Formación Cola de Zorro (González y Vergara, 1962).....	13
2.2.2.	Complejo volcánico Planchón-Peteroa (CVPP) (Naranjo et al., 1999; Naranjo y Haller, 2002).....	14
2.2.2.1.	Volcán Peteroa-Azufre (PA).....	14
2.2.2.2.	Volcán Planchón 1 (P1).....	16
2.2.2.3.	Volcán Planchón 2 (P2).....	17
2.2.2.4.	Volcán Planchón 3 (P3).....	17
2.2.3.	Complejo de Caldera Calabozos (Hildreth et al., 1984).....	18
2.2.3.1.	Unidad L.....	18
2.2.3.2.	Unidad V: Extracaldera.....	19
2.2.3.3.	Unidad V: Intracaldera.....	19
2.2.3.4.	Unidad S.....	19
2.2.4.	Volcanismo Reciente.....	21
2.2.5.	Geología estructural.....	22
2.3.	Estudios glaciares previos.....	23
2.3.1.	Zona de Estudio.....	25

3.	MORFOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	29
3.1.	Introducción	29
3.2.	Geformas del paisaje.....	32
3.2.1.	Cuencas vertientes mayores	32
3.2.1.1.	Subcuenca del Río Colorado.....	35
3.2.1.1.1.	RCA.....	35
3.2.1.1.2.	RCB.....	37
3.2.1.2.	Subcuenca Estero Debia (SED)	38
3.2.1.3.	Subcuenca Valle Grande (SVG)	42
3.2.1.4.	Subcuenca Río San Pedro (SSP).....	45
3.2.1.5.	Subcuenca Río Los Patos (SLP).....	46
3.2.2.	Geformas (<i>landforms</i>) y depósitos glaciares	48
3.2.2.1.	Estrías y roca aborregada.....	48
3.2.2.2.	Depósitos morrénicos	52
3.2.2.2.1.	Valle Grande	52
3.2.2.2.2.	Debia.....	55
3.2.2.2.3.	Morrena terminal Barroso	56
3.3.	Análisis de geformas.....	57
3.3.1.	Superficies de Erosión Subglaciar (SESG)	57
3.3.1.1.	Nivel 1	62
3.3.1.2.	Nivel 2.....	63
3.3.1.3.	Nivel 3.....	64
3.3.2.	Perfiles de <i>thalweg</i>	65
3.3.3.	Análisis hipsométrico de valles colgados	68
4.	CRONOLOGÍA RELATIVA DE SISTEMAS (O <i>DRIFTS</i>) GLACIARES.....	73
4.1.	Introducción	73
4.2.	<i>Drifts</i> glaciares.....	74
▪	<i>Drift</i> Glaciar 1 (G1)	76
▪	<i>Drift</i> Glaciar 2 (G2)	78
▪	<i>Drift</i> Glaciar 3 (G3)	79
▪	<i>Drift</i> Glaciar 4 (G4)	80
▪	<i>Drift</i> Glaciar 5 (G5)	82
▪	<i>Drift</i> Glaciar 6.....	83

5.	IMPLICANCIAS	84
5.1.	Correlación de periodos glaciares	84
5.2.	Extensión espacial de los eventos glaciares	87
5.2.1	Avances Plioceno-Pleistoceno.	87
5.2.2	Último Máximo Glaciar?	91
5.2.3	Avances Neoglaciares.....	91
5.3.	Áreas de acumulación y paleo-ELAs.....	92
5.4.	Agradación volcánica vs erosión glaciar/fluviol	96
5.5.	Efecto de las estructuras (tectónica) sobre el desarrollo glaciar	97
5.6.	Modelo de evolución morfológica	99
5.7.	Tectónica como gatillante de las glaciaciones pliocenas	101
6.	CONCLUSIONES	103
7.	REFERENCIAS.....	105

II. INIDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Registro isotópico $\delta^{18}\text{O}$ de los últimos 5 Ma, basado en foraminíferos (Lambeck et al., 2002).....	2
Figura 1.2: Patrones generales de circulación atmosférica de Sudamérica. Las flechas grises indican la dirección predominante del viento (Rodbell et al., 2009).....	3
Figura 1.3: Ubicación y vías de acceso.....	5
Figura 1.4: Mapa de la región de estudio, donde se indica la ubicación de las áreas utilizadas en la creación del perfil longitudinal del río Colorado (rectángulos rojos).....	7
Figura 2.1: Mapa general de la región de estudio, con referencias geográficas principales.	11
Figura 2.2: Cuadro cronológico con la estratigrafía del CVPP (Complejo Volcánico Planchón-Peteroa) y las unidades de Loma Seca. Edades según la Escala del Tiempo Geológico 2009.....	15
Figura 2.3: Mapa geológico del Complejo de Caldera Calabozos. (Por Hildreth et al., 1984).....	20
Figura 2.4: Dominios estructurales de la región de estudio.	23
Figura 2.5: Representación esquemática de la topografía promedio de los Andes de Chile entre 18°S y 51°S.....	24
Figura 2.6: Estimación de la línea de equilibrio en los Andes de Sudamérica. Las flechas negras indican la dirección de los vientos responsables de la precipitación (Fox, 1993).....	25
Figura 2.7: Edades de radiocarbono en los valles El Azufre y El Peñón, 35° 15'S (Espizua, 2005).....	27
Figura 3.1: Mapa de la cuenca de drenaje del río Lontué (CRL).....	31
Figura 3.2: Orden de la red de drenaje de la Cuenca del Río Lontue (CRL).....	32
Figura 3.3: Vista al Este del valle del río Colorado (valle en forma de "U"). En la parte inferior se observan las artesas glaciares modeladas por Harbor (1992).....	33
Figura 3.4: Valle del río Colorado (RCA), vista al Norte. En la parte inferior derecha de la foto, se observa una superficie aborregada por erosión glacial.....	35
Figura 3.5: Ladera Sur del río Colorado (RCA). Notar los niveles aterrazados colgados en la ladera.....	36

Figura 3.6: Vista de la ladera Norte del valle del río Colorado.	36
Figura 3.7: Vista al W del valle del río Colorado.	38
Figura 3.8: Fotografía aérea del valle del estero Debia.	39
Figura 3.9: Morrena M2-D en el valle del estero Debia. Vista valle abajo, donde se observa una clara incisión fluvial.....	40
Figura 3.10: (a) Parte superior del valle del Estero Debia con una incisión fluvial muy leve (b) Vista de la parte inferior del valle del Estero Debia, mostrando la incisión fluvial sobre el valle glaciar.....	41
Figura 3.11: Vista al Suroeste de Valle Grande. Se observan las escarpadas paredes del valle, y el río meándrico en el fondo.....	42
Figura 3.12: DEM del área de Valle Grande.	43
Figura 3.13: Confluencia del río Valle Grande con el río Colorado. La cascada marca un descenso en altura de ~260 m entre el río Valle Grande y el río Colorado.....	44
Figura 3.14: Valle del estero San Pedro.....	45
Figura 3.15: Vista al Este del río Lontue (derecha) y río Los Patos (izquierda).....	47
Figura 0.2: Ejemplos de roca aborregada en la región de estudio.....	49
Figura 0.3: Fracturas lunadas.....	50
Figura 0.4: Estrías glaciares en el sector del Cerro del Medio. La flecha negra indica la dirección del flujo del hielo.....	52
Figura 0.5: Morrenas neoglaciales de Valle Grande. Vista al Oeste desde el valle Las Hualas.....	53
Figura 0.6: Vista al Suroeste del circo las Hualas.....	54
Figura 0.7: Morrena M2-D en el valle del estero Debia.....	55
Figura 0.8: Morrena terminal Barroso, ubicada en el RCB.....	56
Figura 0.9 : Ladera Sur del Río Colorado (RCA). Notar los niveles aterrizados colgados en la ladera.....	57
Figura 0.10: Perfil longitudinal del Río Colorado y niveles basales glaciares.....	60
Figura 0.11: Mapa de la cuenca de drenaje del río Lontué (CRL).	61

Figura 0.12: Roca aborregada en Nivel 1. Fotografía tomada al Norte del valle del Debia.....	63
Figura 0.13: Roca Aborregada en Nivel 3. Se observan restos de till (clastos principalmente intrusivos) entre los montículos de roca (lava andesítica).....	64
Figura 0.14: Perfiles de thalweg de los ríos (a) Colorado, (b) Los Patos, (c) Valle Grande y (d) Debia.....	65
Figura 0.15: Fotografía aérea del valle del estero Debia.....	66
Figura 0.16: Curvas hipsométricas de valles colgados y subcuencas principales.....	69
Figura 0.17: Confluencia del estero Debia y el Río Colorado.....	71
Figura 0.18: Vista al Este del río Lontué (derecha) y río Los Patos (izquierda).....	72
Figura 0.19: Perfil transversal de una artesa cavada en secuencia volcánica (verde), y luego rellena con otros productos volcánicos (rojo).....	74
Figura 4.2: Discordancias entre unidades litológicas Plioceno-Holoceno del Sector Norte (Valle Grande) y Sector Sur (Río Colorado) de la zona de estudio.....	75
Figura 4.3: Vista a la discordancia pliocena en la ladera Norte del Río Colorado (RCB).	76
Figura 4.4: Vista de la quebrada Aliaga mostrando la relación entre las distintas unidades que afloran en el sector.....	77
Figura 4.5: Vista al Oeste del valle del Nevado.	80
Figura 4.6: Vista al Sureste del valle del Río Colorado (RCA).....	81
Figura 4.7: Cabecera del Río Colorado.....	82
Figura 5.1: Sistemas glaciares G2, G3 y G4 en el registro de $\delta^{18}\text{O}$ de un sitio en el Este ecuatorial Atlántico.....	85
Figura 5.2: Estratigrafía volcánica de la región de estudio (líneas de color con los nombres de las unidades) y el volcán San Pedro (costado izquierdo de la figura), comparación con el registro isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ (modificado de Singer et al., 1997).....	86
Figura 5.3: Vista al Este del río Lontue (derecha) y río Los Patos (izquierda). Notar como el valle del río Lontué ha sido relleno con una colada de lava postglaciar, la que desvía los cauces del río (y la erosión) por los márgenes de esta (tomada de GoogleEarth ®). El diagrama de la parte inferior (Pain y Ollier, 1995) muestra en planta	

el proceso de inversión del relieve. (A) Drenaje original, (B) máxima extensión de la colada de lava, la que fluyó desde el Norte, y (C) drenaje y distribución actual de la colada de lava.....	88
Figura 5.4: Límites inferidos para los avances glaciares del Pleistoceno y LGM (flechas rojas), para la región de estudio. Además se señala la ubicación de los avances Neoglaciales de la zona (flechas azules).....	90
Figura 5.5: PaleoELA inferido en la región de estudio para los avances del Plioceno-Pleistoceno.....	93
Figura 5.6: Paleo ELAs para los avances Neoglaciales.....	95
Figura 5.7: Perfil transversal del RCA, mostrando la evolución morfológica producto de sucesivas glaciaciones.....	99
Figura 5.8: Cambio Climático durante el Cenozoico (por Zachos et al., 2001).....	102

III. INDICE DE TABLAS

Tabla 2.1: Dataciones radiométricas realizadas en la región de estudio. El número de la primera columna es la referencia en el Mapa Geológico (Anexo1). RT: roca total, RTF: fiame total, MF: masa fundamental y Plg: plagioclasa.....	16
Tabla 0.1: Áreas drenadas de valles colgados y subcuencas principales.....	34
Tabla 3.2: Ubicación y orientación de estrías glaciares.....	51
Tabla 3.3: Superficies de erosión subglaciar (SESG).....	59

IV. ANEXOS

Anexo 1: Mapa Geológico de la Cuenca de Drenaje del Río Lontué

Anexo 2: Mapa Morfológico de la Cuenca de Drenaje del Río Lontué

(Incorporados en sobre fuera de texto)

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Motivación del estudio

Los glaciares son uno de los agentes erosivos más eficientes en las zonas montañosas, ya que son capaces de remover grandes cantidades de material y transportarlos por largas distancias. Más aun, algunos autores han planteado que la línea de equilibrio glaciar (ELA) podría controlar la altura de los orógenos tectónicamente activos (e.g., Brozovic et al., 1997; Tomkin et al., 2007; Berger et al., 2008; Egholm et al., 2009; Thomson et al., 2010). Esto es relevante para comprender la morfología de las altas cordilleras, y como los sedimentos influyen en los procesos de depositación valle abajo, pudiendo éstos controlar incluso la dinámica de la fosa, como así lo han planteado autores como Lamb y Davis (2003).

Además de lo anterior, los glaciares son muy relevantes en estudios paleoclimáticos, ya que la dinámica glaciar a lo largo del tiempo está controlada por factores climáticos como precipitación y temperatura principalmente (aunque también son fundamentales factores como la dirección del transporte atmosférico, y la morfología y altura de la superficie de acumulación nival).

Las glaciaciones del Cenozoico tardío comenzaron hace ~3 Ma (Lambeck et al., 2002) con ciclos de 40 Ka, aunque a partir de 0,8 Ma se produjo un cambio mayor

luego del cual los ciclos tienen una duración de 100 Ka (Figura 1.1). Estos datos se conocen gracias al registro isotópico $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos de testigos marinos (Raymo et al., 1992; Haug et al., 1998). Sin embargo, registrar glaciaciones anteriores al Último Máximo Glaciar (LGM) es muy difícil, y las evidencias directas de glaciaciones del Cenozoico tardío son muy escasas.

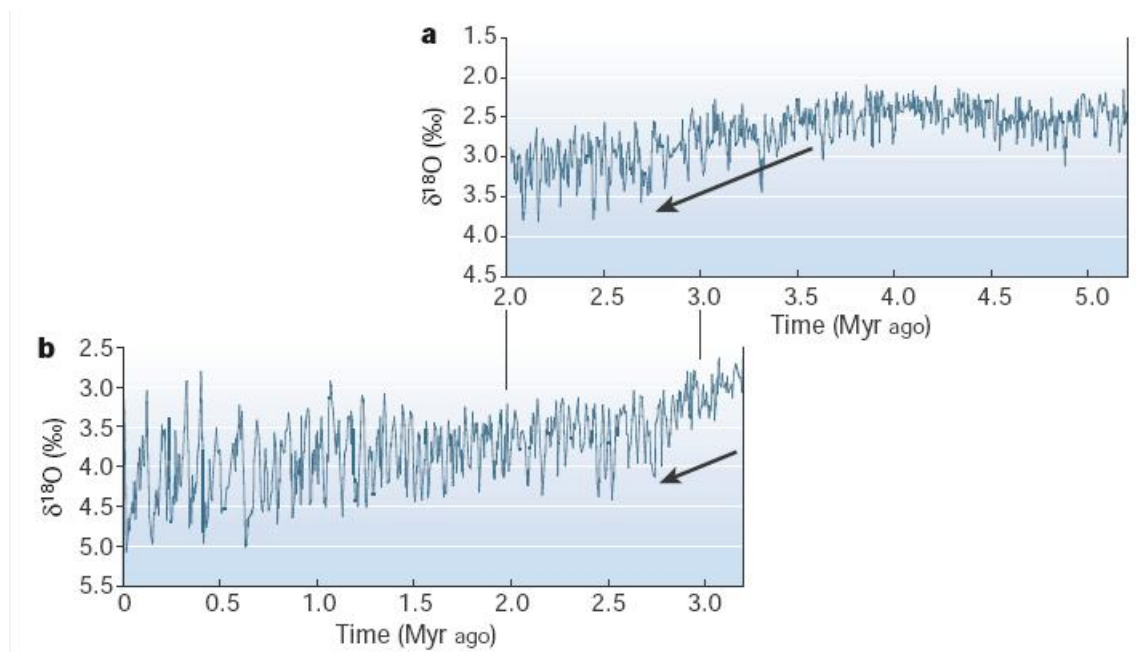


Figura 1.1: Registro isotópico $\delta^{18}\text{O}$ de los últimos 5 Ma, basado en foraminíferos (Lambeck et al., 2002).

Los Andes, recorre toda la costa Oeste de Sudamérica, desde Venezuela hasta la Antártica, brindando una oportunidad también única para el estudio de las variaciones glaciares a casi cualquier latitud. No obstante, existe muy pocos estudios entre 22° y 41° S, en lo que está incluida la zona de transición entre los Andes húmedos (al Sur de 35° S), en donde las precipitaciones están controladas por los vientos del Oeste, y los Andes semi-áridos y áridos más al Norte, donde las precipitaciones son controladas por el monzón Sudamericano (vientos del Este, ver Figura 1.2). Por ello, es de vital importancia conocer la cronología de los avances de la última glaciación, como lo son el Último Máximo Glaciar (LGM), Late- Glacial, LIA, etc.

todo a lo largo de los Andes para comprender como funciona el clima durante los periodos glaciares.

La Cordillera de los Andes en la Región del Maule, Chile, posee una actividad volcánica anómalamente mayor que otras regiones andinas, con grandes edificios volcánicos (como el Planchón, Descabezado Grande, Descabezado Chico, Cerro del Medio, Azul, etc.) y numerosos centros eruptivos de menor tamaño, abarcando edades anteriores al Pleistoceno hasta tiempos históricos. La actividad volcánica antes mencionada ha contribuido a la formación de un “plateau volcánico”, el cual ha sido afectado por diversas glaciaciones (González y Vergara, 1962; Drake, 1976; Hildreth et al., 1984), lo cual brinda una oportunidad única para registrar las glaciaciones pasadas.

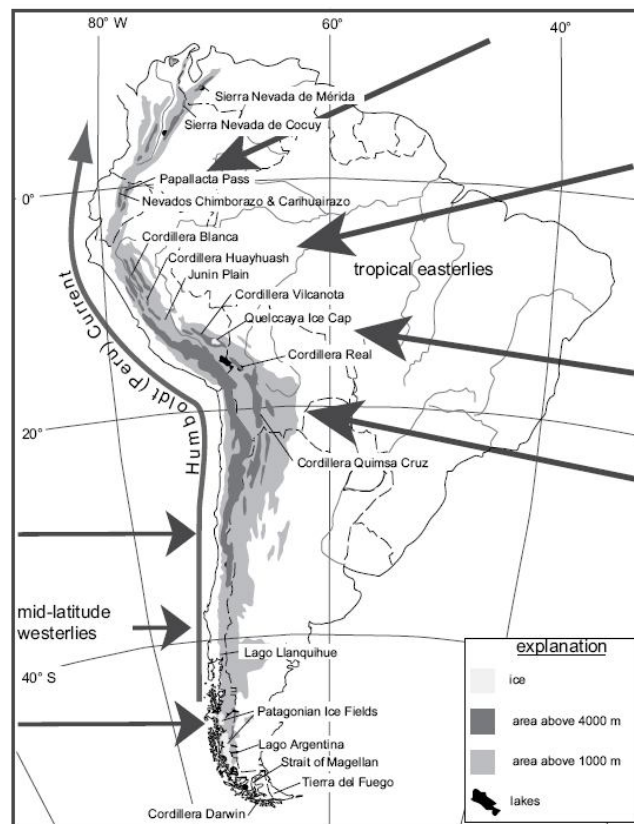


Figura 1.2: Patrones generales de circulación atmosférica de Sudamérica. Las flechas grises indica la dirección predominante del viento (Rodbell et al., 2009).

El presente estudio pretende investigar la importancia del desarrollo glaciar y su influencia en la morfología del orógeno en la alta cordillera del Maule (35°15'-35°35'S).

1.2. Hipótesis de trabajo

El sistema glaciar es un importante agente en la denudación de la alta cordillera de Chile Central y, además, su desarrollo está controlado por el clima. Por ello, la cuantificación y alcance de la erosión provocada por los glaciares permite comprender su influencia en el desarrollo del relieve y realizar inferencias sobre el control del clima en la morfología y en la cantidad de sedimentos extraídos desde estas zonas.

En este contexto, la zona de estudio ha sido afectada por distintos eventos glaciares, reconocibles morfológicamente. Además, las morfologías glaciares han sido afectadas por tectonismo Neógeno, modificando formas antiguas, y alineando los trenes glaciares con las estructuras del sector.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Determinar la contribución del sistema glaciar en la degradación del paisaje en una región caracterizada por una fuerte influencia de procesos constructivos (volcanismo y tectonismo).

1.3.2. Objetivos Específicos

Determinar, en términos relativos, el grado de influencia de la erosión glaciar en comparación con la erosión fluvial en la construcción del relieve.

Determinar la cronología relativa de los eventos glaciares, respecto de los depósitos volcánicos recientes y de la actividad tectónica Neógena.

1.4. Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se encuentra en la VII Región del Maule, entre los 35°12' S y 35°36' S y entre 71°3' W y 70°25' W (cuadro rojo en Figura 1.3). El sector es de difícil acceso, ya que se ubica en la parte más alta de la Cordillera de los Andes (frontera Chile-Argentina), donde los caminos son de muy mala calidad.

Desde la ciudad de Curicó se toma un camino al Este hacia la ciudad de Romeral (Figura 1.3), continuando hasta el paso fronterizo Vergara. Al cruzar este paso se prosigue hacia el Sur (en territorio Argentino) por el camino internacional J-55, y finalmente se reingresa a Chile en el sector de Laguna Seca (termino de la línea gris en Figura 1.3). Luego del reingreso a Chile es posible movilizarse a pie o a caballo.

Otra manera de acceder es a través del Río Colorado, donde es necesario viajar 3 días a caballo desde Aguas Frías; una localidad ubicada 30 km al SE de la ciudad de Molina (Figura 1.3).

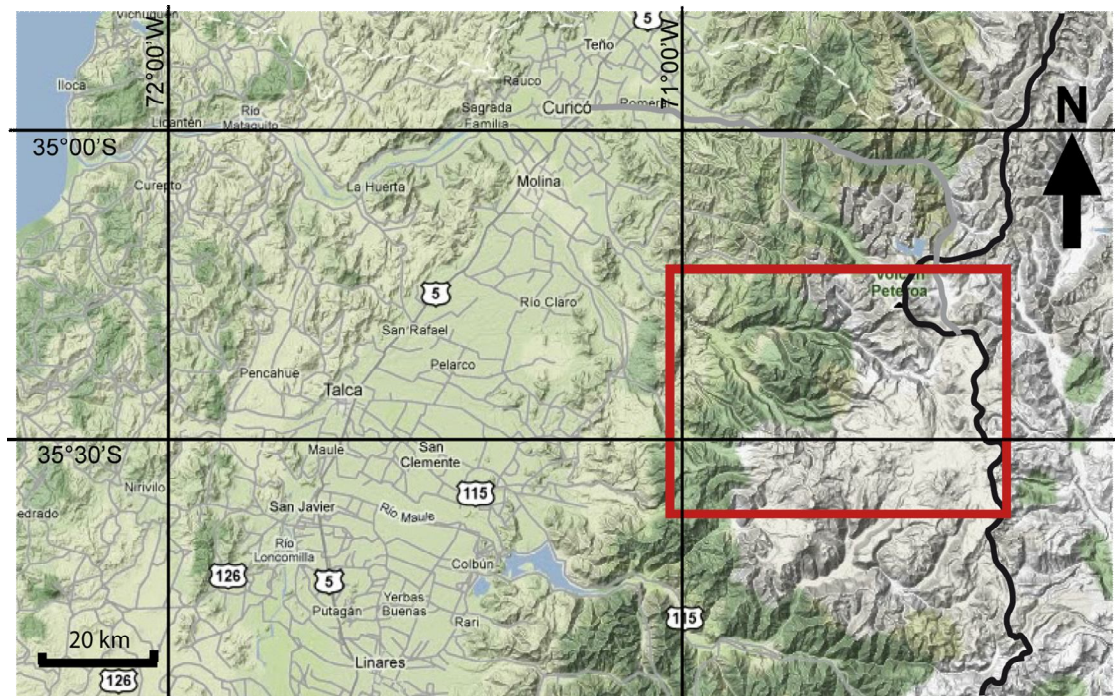


Figura 1.3: Ubicación y vías de acceso. Las líneas grises muestran las principales rutas de la zona. El cuadro rojo encierra la zona de estudio. La frontera Chile-Argentina está representada por la línea negra (imagen modificada de GoogleMaps®).

1.5. Metodología

El trabajo de gabinete, previo a la campaña de terreno, consistió en realizar una revisión bibliográfica, con énfasis en los estudios glaciares y los depósitos volcánicos recientes pertenecientes a la región de estudio y alrededores.

Posteriormente, se creó un mapa geomorfológico preliminar, utilizando imágenes satelitales Quickbird obtenidas de GoogleEarth®, y respaldándose en fotografías aéreas SAF, vuelo GEOTEC, año 1997, escala 1:50.000.

Se realizaron dos campañas de terreno durante Febrero y Marzo del 2010. En estas salidas se identificaron las geoformas glaciares de las zonas visitadas (complementando el mapa geomorfológico preliminar) y también se realizaron observaciones litológicas.

De acuerdo a los objetivos específicos:

1.5.1. Determinar el grado de influencia de la erosión glaciar en comparación con la erosión fluvial en la construcción del relieve.

La etapa posterior a la campaña de terreno consistió en la creación de un mapa geomorfológico y un mapa geológico. En paralelo a esto, se describieron las características de las subcuencas más importantes de la región de estudio y las geoformas encontradas utilizando las fotografías aéreas mencionadas anteriormente. Fue de vital importancia la utilización del software Rivertools, a partir del cual se obtuvo información de las subcuencas (como el área drenada, orden Strahler, etc.), los perfiles de Thalweg y las curvas hipsométricas.

Posteriormente se procesaron los puntos de ubicación de las superficies de bajo relieve de erosión subglaciar (SESG) identificadas en la zona (Sección 3.3). Para

esto se analizaron tres perfiles longitudinales del valle del Río Colorado (variando en orientación para ajustarse al valle, Figura 1.4), los que fueron unidos para crear un único perfil de 56 km de largo, desde la cabecera de dicho valle. Para la construcción de los perfiles se utilizó un código computacional, el cual grafica la altura mínima (thalweg), máxima (interfluvios) y media de un área a lo largo del río. La altura de las SESG fueron proyectadas perpendicularmente al perfil.

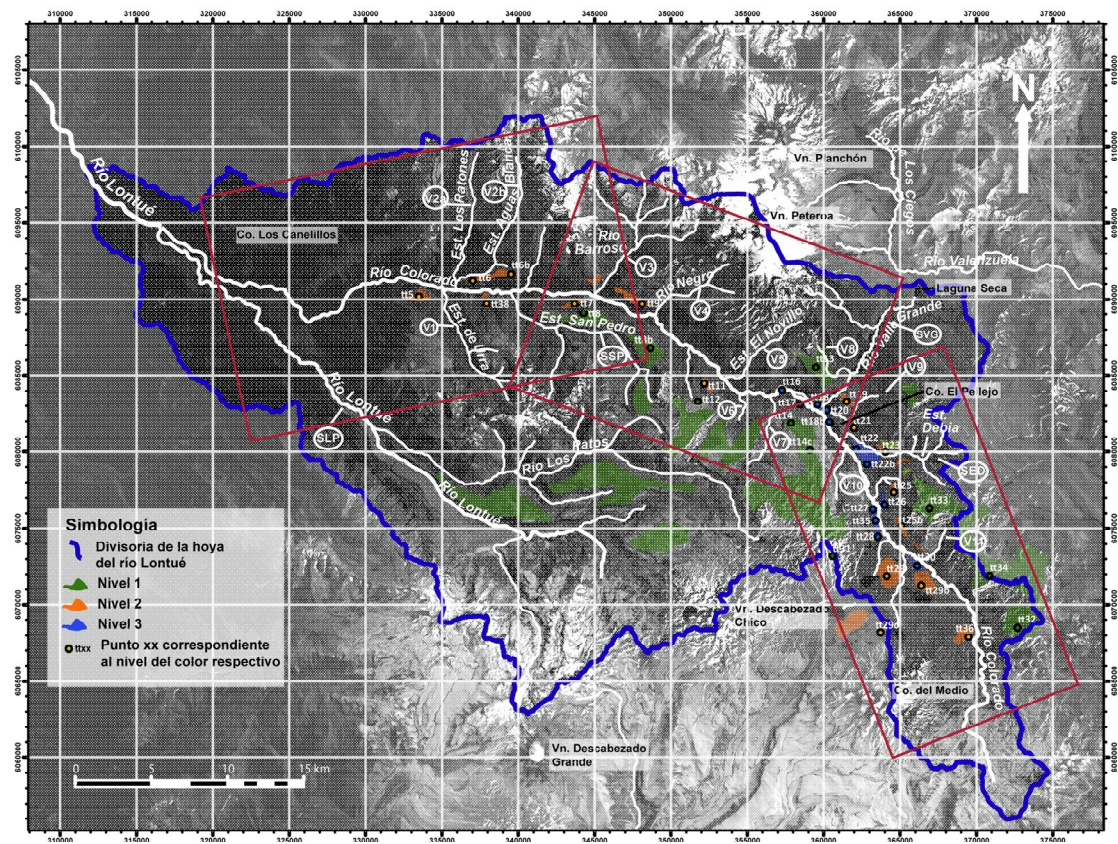


Figura 1.4: Mapa de la región de estudio, donde se indica la ubicación de las áreas utilizadas en la creación del perfil longitudinal del Río Colorado (rectángulos rojos).

1.5.2. Determinar la cronología relativa de los eventos glaciares, respecto de los depósitos volcánicos recientes y de la actividad tectónica Neógena.

Los períodos de erosión glacial se determinaron identificando las discordancias en la estratigrafía de la región de estudio. Lo anterior se realizó en base a observaciones de terreno, fotointerpretación y una recopilación de los datos radiométricos existentes a la fecha (los cuales permitieron acotar los periodos glaciares).

2. ANTEDECENTES GEOLÓGICOS Y MORFOLÓGICOS

2.1. Introducción

En este capítulo se describen los antecedentes geológicos y geomorfológicos de la zona de estudio, proporcionando de esta forma un marco para el presente estudio.

De este modo, se describirán las formaciones rocosas definidas en el área, las que fueron cartografiadas en los trabajos de González y Vergara (1962) y Drake (1976), entre otros. Se tratarán, con especial atención, los depósitos volcánicos del Cenozoico tardío descritos principalmente por Drake (1976), Hildreth et al. (1984), Naranjo et al. (1999), entre otros, pues estos son relevantes para acotar la cronología de los periodos de erosión glacial. Para efectos de este trabajo, también son importantes los estudios de morfología glacial, los cuales son aun mucho más escasos que los geológicos. Aproximaciones generales a nivel de los Andes de Chile fueron hechas por Lliboutry (1956), Clapperton (1994) y Fox (1993), entre otros, vinculando los cambios en la topografía y línea de nieve con el contexto climático global.

Trabajos más específicos en la zona fueron realizados por Espizua (2005) y Espizua y Pitte (2009), quien estudió las glaciaciones recientes de los valles de la vertiente argentina al Este del volcán Planchón-Peteroa.

2.2. Antecedentes geológicos

En el presente estudio se identificarán eventos glaciares con edades que abarcan desde el Pleistoceno hasta el presente, por lo tanto las formaciones de rocas definidas en el área de estudio se dividirán en dos grandes grupos, de acuerdo a su edad. Un grupo contiene a las formaciones de edad pre-Pleistocena, incluyendo a las formaciones sedimentarias jurásicas y cretácicas de la Cuenca de Neuquén, y a las rocas volcánicas del Terciario inferior y medio. El segundo grupo contiene a las formaciones y unidades volcánicas de edad Pleistoceno - Holoceno.

En el área de estudio, las rocas de ambos grupos han sufrido fuerte erosión glacial; sin embargo, los rasgos erosivos son más notorios en las rocas del grupo más reciente, las cuales fueron depositadas rellenando valles glaciares, los que posteriormente volvieron a ser erodados por glaciares, dando lugar a una complicada estratigrafía.

Las formaciones pertenecientes a ambos grupos serán descritas a continuación; sin embargo, las rocas del Pleistoceno – Holoceno serán descritas con mayor detalle pues permitirán acotar los periodos glaciares. En la zona de estudio destacan dos centros eruptivos mayores: el complejo volcánico Planchón-Peteroa (CVPP) en la parte Norte, y el complejo de caldera Calabozos (CCC) en la parte Sur, los cuales serán descritos por separado (ver Figura 2.1).

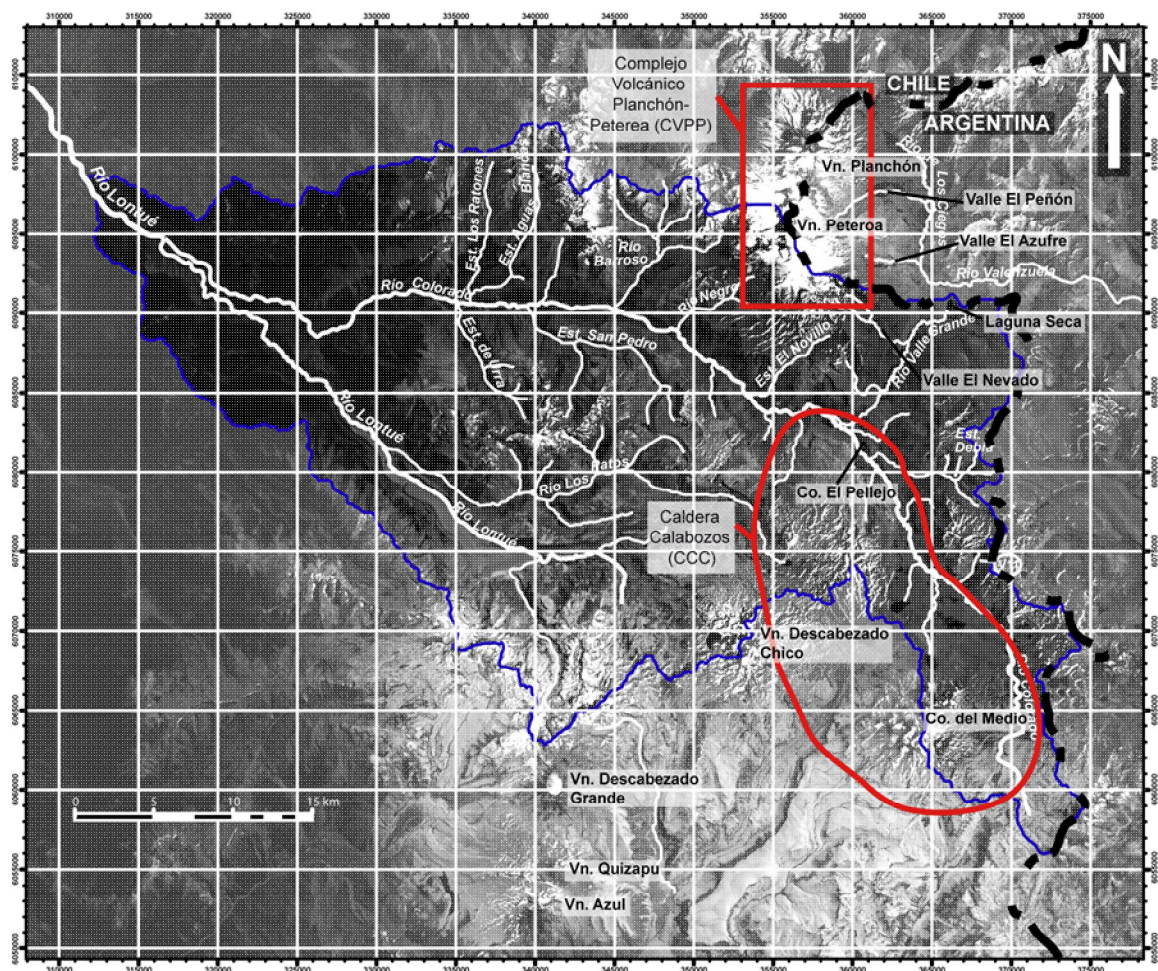


Figura 2.1: Mapa general de la región de estudio, con referencias geográficas principales. Encerrados en rojo se señalan el Complejo Volcánico Planchón-Peteroa y el Complejo de Caldera Calabozos. La línea azul delimita la Cuenca de Drenaje del río Lontué. La línea punteada negra señala la frontera Chile-Argentina.

2.2.1. Formaciones pre-Pleistoceno

2.2.1.1. Formación Valle Grande (González y Vergara, 1962)

Las rocas de la Formación Valle Grande son las más antiguas de la región de estudio. Corresponden a una secuencia sedimentaria marina de edad Caloviano – Oxfordiano superior (González y Vergara, 1962), la cual consta de dos miembros. El

miembro inferior está compuesto de areniscas multicolores, conglomerados y calizas fosilíferas, con un espesor de ~750 m. El miembro superior corresponde a lentes de yeso con intercalaciones de areniscas calcáreas.

Los miembros inferior y superior son equivalentes a la Formación Nacientes del Teno y Formación Auquilco respectivamente, definidas por Davidson (1971) inmediatamente al Norte de la región de estudio.

2.2.1.2. Formación Vega Negra (González y Vergara, 1962)

Sobreyace concordantemente a la Formación Valle Grande, estando compuesta de areniscas y conglomerados rojizos continentales, con algunas intercalaciones de volcanitas, de edad Titoniano inferior a Kimeridgiano (González y Vergara, 1962).

La Formación Vega Negra fue definida por González y Vergara (1962) en el estero homónimo, ubicado al Noreste de Valle Grande. Se correlaciona con la Formación Río Damas definida por Klohn (1960) cercano a la localidad de Termas del Flaco, en el sector cordillerano a 33°S (González y Vergara, 1962).

La Formación Vega Negra aflora en el sector Este de la región de estudio (frontera Chile-Argentina, ver Figura 2.1). Se encuentra muy deformada, con pliegues cuyos ejes son de orientación ~N-S (González y Vergara, 1962; Tapia, en preparación).

2.2.1.3. Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Se encuentra discordante sobre Formación Río Damas, consta de tobas y lavas porfíricas de composición principalmente andesítica. La edad reportada por Gonzalez y Vergara (1962) es Jurásica; sin embargo, el hallazgo de restos fósiles y determinaciones de edades radiométricas han permitido asignarle una edad Eoceno superior - Mioceno inferior (Charrier et al., 2002; 2005; Fock et al., 2006).

La Formación Abanico fue definida por Aguirre (1960) a 33°S, posteriormente González y Vergara (1962) definen la Formación Cura-Mallin entre 35° y 38°S correlacionando ambas formaciones.

Esta unidad aflora en el sector Oeste de la zona de estudio (desde la quebrada El Novillo al Oeste, ver Figura 2.1), donde se observa deformada y cubierta discordantemente por capas volcánicas subhorizontales más jóvenes (González y Vergara, 1962).

2.2.1.4. Formación Campanario (Drake, 1976)

Es una secuencia de ~1000 m de espesor constituida por coladas de lavas andesíticas, tobas andesíticas y dacíticas, y brechas volcánicas.

La edad de la Formación Campanario es Mioceno medio-superior (15,3 – 6,4 Ma) según lo indican dataciones K/Ar (Drake, 1976).

Fue definida por Drake (1976) en el cerro Campanario al Sur de la región de estudio. Se encuentra suavemente deformada y se dispone en discordancia sobre rocas más viejas.

En la región de estudio la Formación Campanario aflora en la parte superior de la ladera Norte del Río Colorado, conformando el basamento del volcán Peteroa (Naranjo et al., 1999).

2.2.1.5. Formación Cola de Zorro (González y Vergara, 1962)

Se compone de principalmente de coladas y piroclastitas de composición andesítica y andesítico-basáltica. Forma secuencias bien estratificadas subhorizontales, las cuales se depositan en marcada discordancia sobre rocas más antiguas.

La edad de esta formación es Plioceno-Pleistoceno tardío, entre 5 y 2 Ma (Vergara, 1978).

La Formación Cola de Zorro aflora en el sector Suroeste de área de estudio, al Sur del Río Colorado, yace discordante sobre rocas pertenecientes a la Formación Abanico (Drake, 1976).

2.2.2. Complejo volcánico Planchón-Peteroa (CVPP) (Naranjo et al., 1999; Naranjo y Haller, 2002)

El CVPP se encuentra en la parte Norte de la zona de estudio. Su actividad holocena se ha desarrollado a través de cinco cráteres principales, cuyos depósitos asociados cubren gran parte de la geología anteriormente descrita. Los depósitos corresponden a secuencias piroclásticas principalmente concentradas en el sector oriental de la región de estudio, además de algunas coladas de lava pre-Holocenas (las que componen gran parte del edificio volcánico), distribuidas radialmente hacia el Norte y Oeste del centro eruptivo (Naranjo y Haller, 2002).

En el trabajo de Naranjo et al. (1999) se definieron varias unidades volcánicas de acuerdo con el tipo de actividad y su cronología, las cuales se describen a continuación.

2.2.2.1. Volcán Peteroa-Azufre (PA)

La PA es la unidad más antigua del CVPP, corresponde al edificio del volcán Peteroa-Azufre (PA).

Es la unidad más antigua, se compone de estratos que varían en espesor desde 5 a 30 m de rocas porosas piroclásticas de caída. Estas afloran como niveles de color amarillo y negrusco; también destacan niveles de lavas y aglomerados líticos pardo-grisáceos. En sectores proximales predominan las facies escoriáceas, mientras

que en los sectores distales (valle abajo), predominan lavas y lavas brechosas autoclásticas (Naranjo et al., 1999).

La composición de esta unidad es muy variada: se presenta todo el espectro desde lavas basálticas porfíricas con plagioclasa y olivino, hasta filones de composición dacítica (Naranjo et al., 1999).

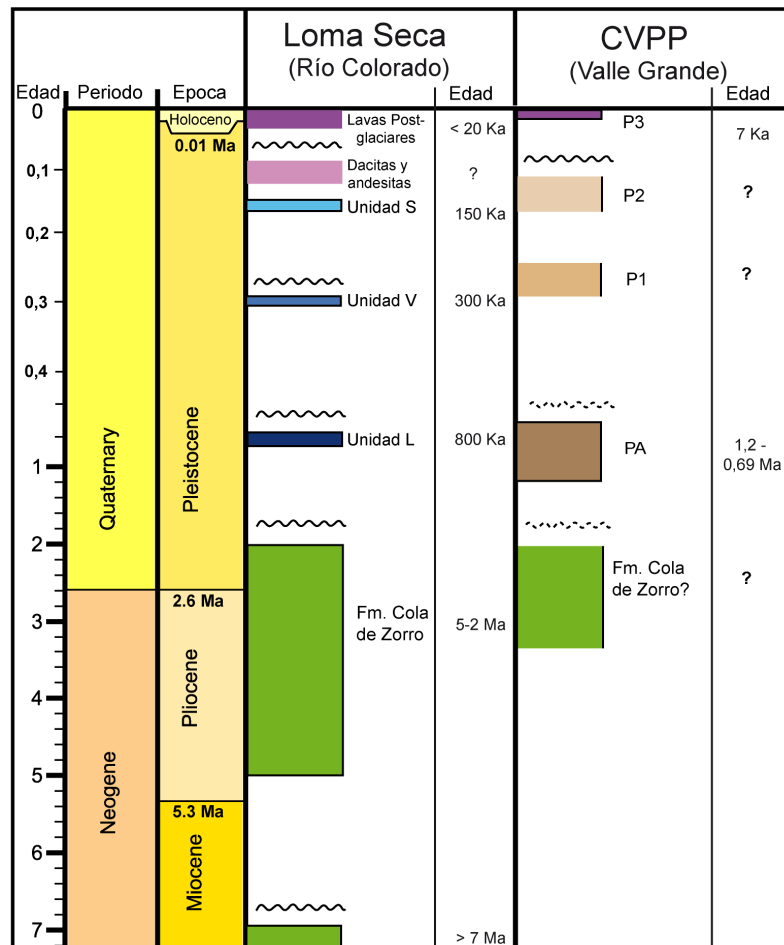


Figura 2.2: Cuadro cronológico con la estratigrafía del CVPP (Complejo Volcánico Planchón-Peteroa) y las unidades de Loma Seca. Edades según la Escala del Tiempo Geológico 2009.

Remanentes de estas rocas afloran en los valles El Peñón, Azufre y El Nevado, al Este del volcán Peteroa (Figura 2.1). Al Suroeste del volcán Peteroa, la unidad PA se deposita discordante sobre las rocas de la Formación Campanario, e

inmediatamente al Oeste de dicho volcán sobreyace a la Formación Abanico y a las rocas plutónicas que intruyen a ésta.

La edad de la PA, según Hildreth et al. (1984), corresponde a $0,55 \pm 0,05$ Ma (edad K/Ar en roca total), la cual corresponde a una lava de la parte inferior de la secuencia, ubicada al SW del volcán, en el valle del Río Colorado. Nuevas edades reportadas por Naranjo et al. (1999) corresponden a edades K-Ar (roca total) de $1,2 \pm 0,03$ Ma en la parte Norte del valle El Azufre (ver Figura 2.1), $0,73 \pm 0,02$ Ma en el valle El Peñón y $0,69 \pm 0,02$ Ma en un filón dacítico (Figura 2.2).

Tabla 2.1: Dataciones radiométricas realizadas en la región de estudio. El número de la primera columna es la referencia en el Mapa Geológico (Anexo1). RT: roca total, RTF: fiame total, MF: masa fundamental y Plg: plagioclasa.

Ref	Unidad Roca	Método	Material	Edad (Ma)
1	Lava Andesítica	Ar/Ar	RT	2.02 ± 0.1
2	Lava Andesítica Máfica	Ar/Ar	RT	0.35 ± 0.03
3	Lava Andesítica Máfica	Ar/Ar	RT	0.55 ± 0.05
4	Loma Seca, Unidad L	Ar/Ar	vidrio	0.79 ± 0.15
5	Loma Seca, Unidad V	Ar/Ar	plg	0.30 ± 0.02
6	Lava dacítica	Ar/Ar	plg	0.275 ± 0.02
7	Loma Seca, Unidad S	Ar/Ar	RTF	0.16 ± 0.03
8	Loma Seca, Unidad S	Ar/Ar	RTF	0.16 ± 0.02
9	Lava dacítica	Ar/Ar	vidrio	0.14 ± 0.01
10	Lava andesítica	Ar/Ar	RT	0.096 ± 0.036
11	Lava dacítica	Ar/Ar	MF	0.086 ± 0.01
12	PA	K/Ar	RT	1.2 ± 0.03
13	PA (Filón Dacítico)	K/Ar	RT	$0,69 \pm 0.02$
14	P3 (Sedimentos orgánicos)	Radiocarbono		0.007 ± 0.00006

2.2.2.2. Volcán Planchón 1 (P1)

La unidad Planchón 1 corresponde a una estructura volcánica semicónica (flancos N y NE del volcán Planchón), la cual es el remanente del edificio del volcán Planchón luego de su colapso. El colapso generó un gran cráter de avalancha, y un

flujo de detritos que avanzó hacia el Oeste por los valles de los ríos Claro y Teno hasta alcanzar la Depresión Central (Naranjo et al., 1999).

La unidad P1 está compuesta de una secuencia que sobrepasa los 1000 m de potencia, constituida principalmente por lavas basálticas y andesítico-basálticas, aunque también se han descrito depósitos piroclásticos y también lahares cerca de la base.

A pesar de que no existen reportes geocronológicos que precisen su edad (Figura 2.2), se le asigna una edad tentativa Pleistoceno superior (Naranjo et al., 1999).

2.2.2.3. Volcán Planchón 2 (P2)

Corresponde a una estructura cónica anidada al interior de la caldera generada por el colapso de la unidad P1. La estructura alcanza los 1200 m desde la base, y está compuesta de coladas de lava que alcanzan 19 km de largo hacia el NW. Las coladas son de composición andesítico-basáltica de amplia extensión espacial y de un espesor entre 2 y 3 m en zonas proximales y de 5 a 12 m en zonas distales (Naranjo et al., 1999).

Las lavas se encuentran aborregadas en superficie, con estrías glaciares y depósitos de morrenas en las partes proximales al centro de emisión. En una colada de andesita-basáltica fue observado un diaclasamiento dentado conocido como "*Hackly-jointing*", lo cual se interpreta como el resultado de un enfriamiento rápido subglaciar. Todo lo anterior indica una edad mínima equivalente al último interglaciar (Naranjo et al., 1999).

2.2.2.4. Volcán Planchón 3 (P3)

Corresponde a un edificio activo ubicado en el sector SE de la caldera de avalancha del Planchón 1. Los depósitos volcánicos pertenecientes a esta unidad son principalmente piroclásticos, provenientes de cinco cráteres principales. Entre éstos,

destacan por su gran tamaño y buena preservación, la oleada piroclástica Valenzuela y el flujo piroclástico Los Ciegos, ambos datados en 7 Ka (Figura 2.2), y el depósito de pómez Los Baños el cual tiene una edad de 1,4 Ka (Naranjo et al., 1999).

2.2.3. Complejo de Caldera Calabozos (Hildreth et al., 1984)

El Complejo de Caldera Calabozos (CCC) se ubica al Sur del Río Colorado. Consiste principalmente en un cuerpo ignimbrítico de composición dacítica a riodacítica de gran volumen llamado “Toba de Loma Seca” (Hildreth et al., 1984). Esta unidad consiste de tres capas, éstas son (en orden cronológico, ver Figura 2.2): Unidad L, Unidad V y Unidad S (ver Figura 2.3). Entre las unidades V y S se hallan coladas de lavas andesíticas y andesítico-basálticas. Asimismo, Hildreth et al. (1984) reconoció flujos piroclásticos riolíticos, y tobas y lavas dacíticas post-caldera Calabozos. En conjunto, todo lo anterior refleja un volcanismo altamente bimodal con edades principalmente del Pleistoceno medio - tardío.

2.2.3.1. Unidad L

Corresponde a una toba dacítica, pobre en líticos y en fiames (característica que permite distinguirla de las otras unidades) de tonalidad gris oscura a parda con una potencia máxima de 100 m. Contiene entre 5% y 15% de fenocristales de plagioclasa y piroxeno (Hildreth et al., 1984).

Aflora como remanentes de pequeño volumen (Figura 2.3), depositados en cañones glaciares, los cuales fueron afectados por glaciaciones posteriores, y rellenos con las unidades más jóvenes de Loma Seca. Según dataciones Ar/Ar, se le ha asignado una edad Pleistoceno medio, 800 Ka (Hildreth et al., 1984, Figura 2.2).

2.2.3.2. Unidad V: Extracaldera

Es la unidad de mayor volumen (ca. 250-300 km³), la que se dispone como relleno de valles glaciares alcanzando las faldas de la Cordillera de los Andes en Chile y Argentina (Hildreth et al., 1984). El depósito se encuentra altamente soldado, y es pobre en fenocristales (en general menos del 5%) y rico en líticos (entre 2 y 10%), contrastando con la Unidad L. La potencia máxima observada es 400 m cerca de la cuesta del Durazno (CD en Figura 2.3) (Hildreth et al., 1984).

2.2.3.3. Unidad V: Intracaldera

Similar a la Unidad V Extracaldera, difiere al estar pobremente soldada y por su alto contenido de fenocristales (entre 5 y 30%). Aflora en la mitad Norte de la caldera, los afloramientos alcanzan los 500 m, pero la base no ha sido observada (Hildreth et al., 1984).

Su edad Ar/Ar es ca. 0.3 Ma (Pleistoceno medio, Figura 2.2), y es correlacionable con la Unidad V extracaldera (Hildreth et al., 1984).

2.2.3.4. Unidad S

La extensión areal de la Unidad S es similar a la de la Unidad V (ver **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**), pero generalmente presenta un espesor menor; la potencia máxima observada en el sector de Loma Seca (ver Loma Seca en Figura 2.3; **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**) es de ~300 m. El volumen estimado es 170-250 km³ (Hildreth et al., 1984).

La unidad S se caracteriza por contener fiames que alcanzan 50 cm de largo, que constituyen entre 5 y 10% de la roca, y una matriz con abundantes fenocristales de plagioclasa (15 a 20%) (Hildreth et al., 1984).

Esta unidad ha sido datada en 150 Ka (Ar/Ar en roca total; Hildreth et al., 1984).

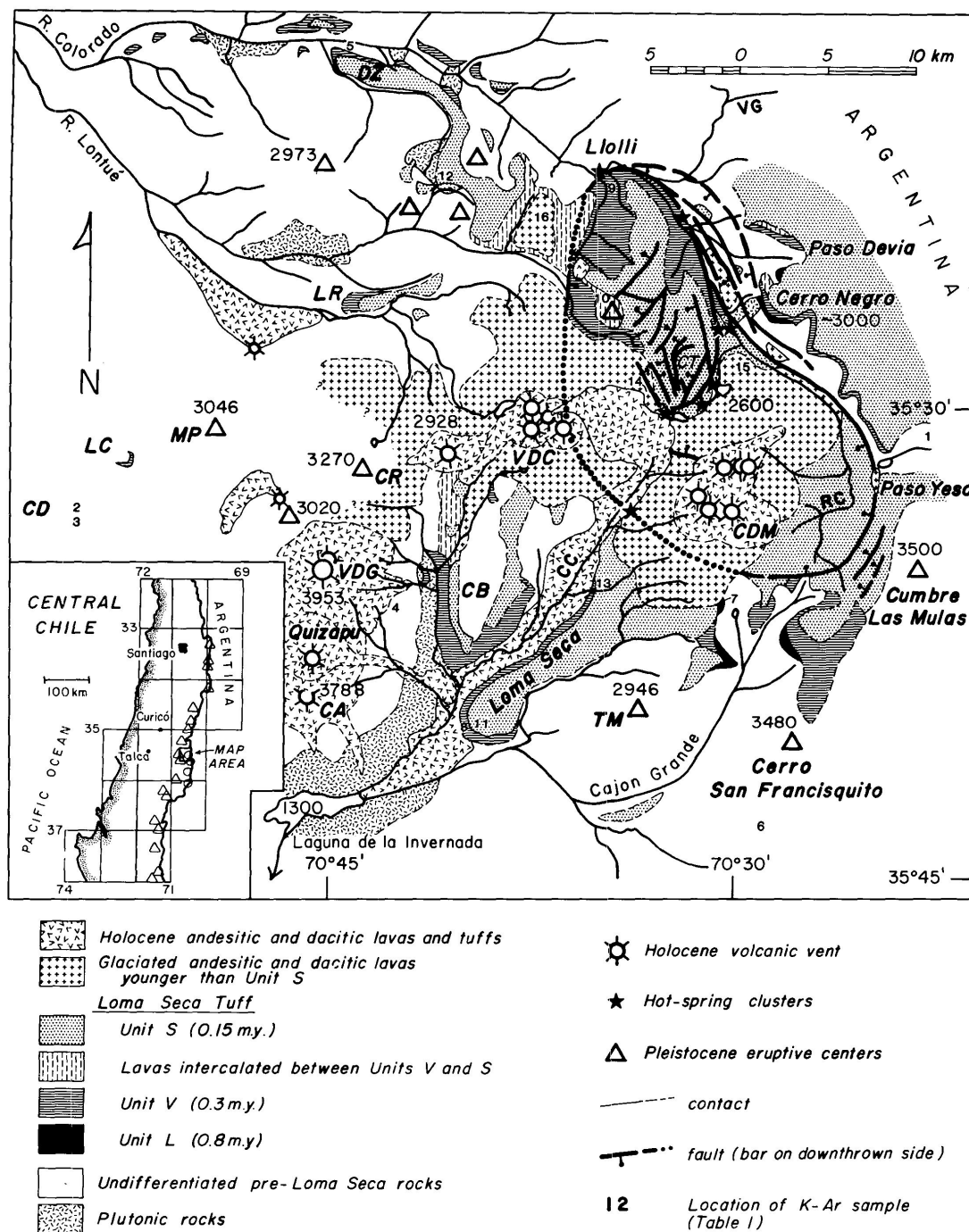


Figura 2.3: Mapa geológico del Complejo de Caldera Calabozos. (Por Hildreth et al., 1984).

2.2.4. Volcanismo Reciente

Además del CVPP y el CCC, existen otros centros eruptivos jóvenes en el área como el cerro del Medio, volcanes Azul, Quizapu, Descabezado Grande y Descabezado Chico, además de otros pequeños centros eruptivos diseminados por el sector (ver Figura 2.1 y Mapa Geológico anexo).

Los depósitos asociados a edificios volcánicos de extensiones reducidas, en general aún activos, fueron denominados como Volcanismo Andino Joven por Charrier (1981) entre 34° y 34°30' S. Posteriormente, Drake et al. (1982) extendió esta denominación a las latitudes entre 32° y 36° S, y asignando a esta unidad una edad que abarca desde 2 Ma hasta el Presente.

Los depósitos volcánicos terciarios de la región comprendida entre la ladera Sur del Río Colorado y el volcán San Pedro (ubicado al Sur del río Maule, Figura 2.1), fueron cartografiados por Drake (1976), quien logra distinguir cuatro unidades en base a su edad, las cuales abarcan los siguientes intervalos de tiempo: 2,4-1,3 Ma, 1,3- 0,6 Ma, 0,6-0,01 Ma y 0,01 Ma – Presente.

En la región de estudio, los eventos del Plioceno tardío a Pleistoceno temprano (2,4-1,3 Ma, según dataciones K/Ar en roca total al Sur de la región de estudio; Drake, 1976) fueron cartografiados entre los ríos San Pedro y Los Patos, en el sector Oeste de la región de estudio, y también al Oeste del cerro El Pellejo, en la ladera Suroeste del Río Colorado (ver Figura 2.1) (Drake, 1976). Cabe señalar que en dicho trabajo no fueron realizadas dataciones en los sectores mencionados, por su parte, Hildreth et al. (1984) obtiene una edad de 0,3 Ma para el área al Oeste del cerro El Pellejo (Sur del CVPP), correlacionando este sector con las unidades V y S pertenecientes a Loma Seca.

Los eventos del Pleistoceno medio (1,3-0,6 Ma) fueron identificados al Norte y Noroeste del volcán Descabezado Grande. Estos depósitos corresponden a secuencias de andesitas basálticas de un espesor de 600 a 1000 m (Drake, 1976). Dos

edades, de 1,03 y 1,09 Ma K/Ar en roca total, fueron obtenidas en el río Lircay, al Oeste del volcán Descabezado Grande (Drake, 1976).

Los eventos del Pleistoceno tardío y Holoceno (0,6 Ma – Presente) corresponden, según Drake (1976), a los edificios volcánicos aún activos, como lo son los volcanes mencionados al inicio de esta sección. La litología de estos cuerpos es muy variable: están compuestos de lavas y tobas que varían en composición de andesítico-basáltica a dacítica.

Estos edificios se encuentran a menudo muy erodados, con profundos valles glaciares, y sus lavas presentan amplias superficies aborregadas (Hildreth et al., 1984; Drake, 1976). Lo anterior permite diferenciar los depósitos que no han sufrido erosión glacial; de hecho, Drake (1976) asigna a éstos últimos una edad Holoceno (aunque sin dataciones radiométricas).

2.2.5. Geología estructural

De acuerdo con su ubicación, el área de estudio pertenece a la parte Sur Occidental de la faja plegada y corrida de Malargüe (FPCM), la cual ha sido ampliamente estudiada en territorio argentino por autores como Turienzo y Dimieri (2005); Yagupsky et al. (2008); Giambiagi et al. (2009), entre otros. El trabajo realizado por Tapia (en preparación) se centra en la parte Norte de la región de estudio, en donde diferenció dos dominios estructurales (Figura 2.4); *dominio Cuenca de Abanico* (al Oeste) y *dominio Faja Plegada y Corrida de Malargüe* (al Este).

El dominio *Faja Plegada y Corrida de Malargüe* se caracteriza por deformación que afecta exclusivamente a las rocas mesozoicas y con rumbo de las estructuras variando de N-S a NNW-SSE (Figura 2.4).

La principal característica del dominio *Cuenca de Abanico* es el rumbo NNE-SSW que presentan las estructuras, además de que en la deformación participan no

sólo rocas de las Formación Abanico sino también de las formaciones Vega Negra y Valle Grande (Figura 2.4).

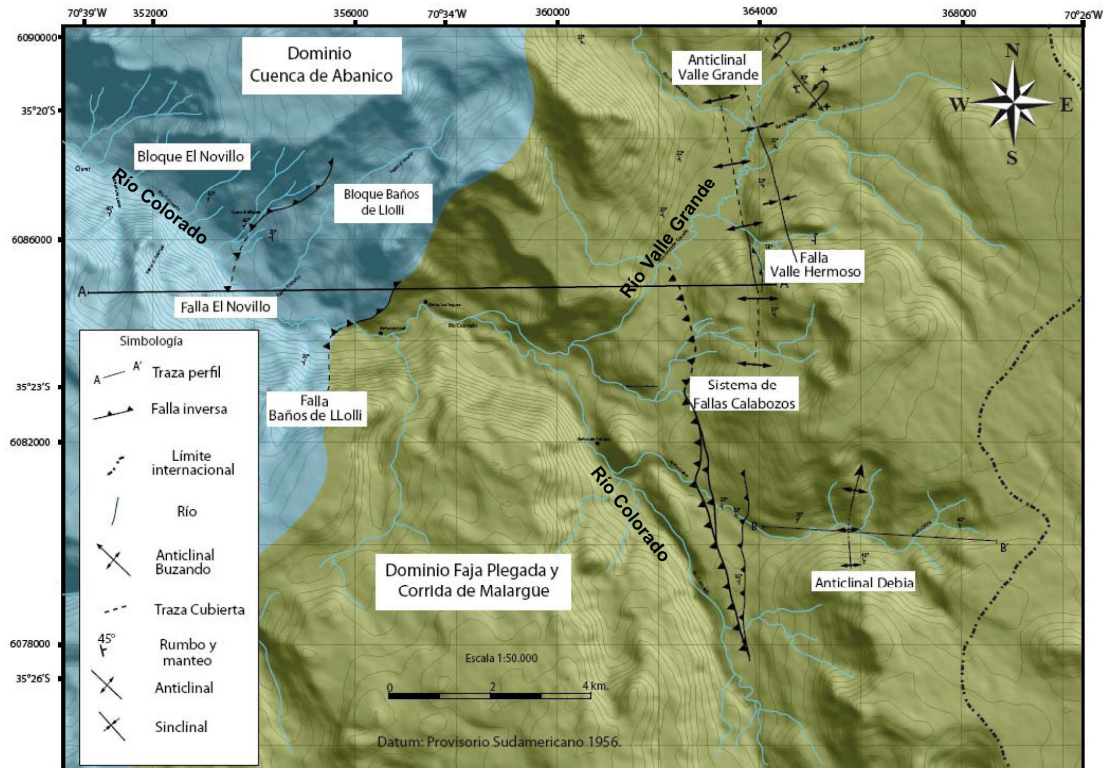


Figura 2.4: Dominios estructurales de la región de estudio. El Dominio Cuenca de Abanico (turquesa) se encuentra en la parte Oeste de la región de estudio y el Dominio Faja Plegada y Corrida de Malargüe (amarillo) en la parte Este (Tapia, en preparación).

2.3. Estudios glaciares previos

Lliboutry (1956) describió los glaciares de Chile, estudiando su distribución a lo largo de los Andes, y relacionando lo anterior con la topografía y la altitud de línea de equilibrio glaciar (ELA) (Figura 2.5). Según Lliboutry (1956), la ELA se encuentra a 5700 m s.n.m. en el Volcán Sajama en Bolivia, sube para encontrarse sobre los 6000 m s.n.m. en el Altiplano Chileno y al Sur de 28°S desciende abruptamente para

permanecer estable alrededor de los 5000 m s.n.m. entre 31° y 37°S, latitud a partir de la cual comienza a descender hasta llegar cerca de los 1000 m s.n.m. hacia el extremo Sur de Chile (Figura 2.5). Estudios más recientes fueron realizados por Fox (1993), cartografiando la distribución de la línea de nieve en Sudamérica, y además vinculando el desarrollo glaciar con los patrones de circulación atmosférica (flechas negras en Figura 2.6). De esta forma, este autor identificó un gradiente E-W en el Norte de Chile, con la altitud de la ELA elevándose hacia el W (Figura 2.6) producto de la influencia del Monzón Sudamericano (Easterlies), mientras que al Sur de 30°S, reconoció un aumento de la elevación del ELA hacia el NE producto de la humedad transportada por los Westerlies (Figura 2.6).

Según Lliboutry (1956), el ELA en la región de estudio se encuentra a ~5000 m s.n.m., altura que desciende a ~4000 m s.n.m. según el trabajo realizado por Fox (1993).

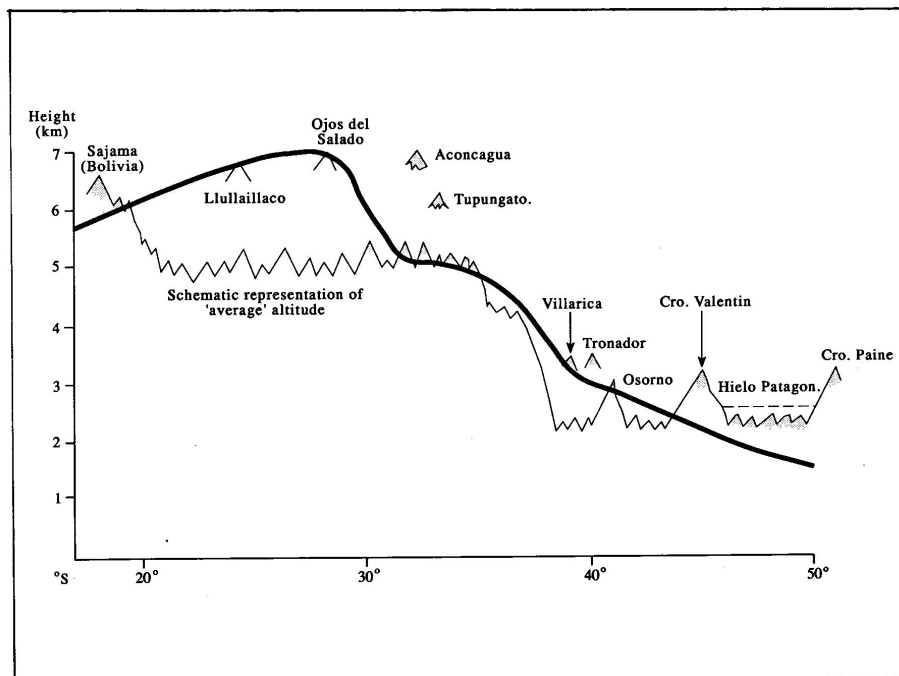


Figura 2.5: Representación esquemática de la topografía promedio de los Andes de Chile entre 18°S y 51°S. La línea gruesa corresponde a una estimación de la línea de equilibrio glaciar. Por Clapperton (1994) (basado en Fox, 1993; y Lliboutry, 1956).

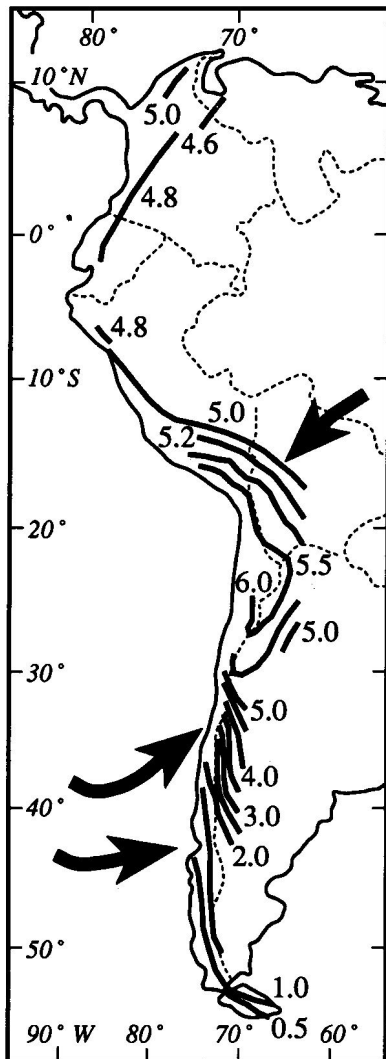


Figura 2.6: Estimación de la línea de equilibrio en los Andes de Sudamérica. Las flechas negras indican la dirección de los vientos responsables de la precipitación (Fox, 1993).

2.3.1. Zona de Estudio

Trabajos más específicos sobre geología glaciar fueron realizados en territorio Argentino, en la parte Norte del área de estudio, en el valle del Río Valenzuela (Espizua, 2005; Espizua y Pitte, 2009), en donde se identificaron cuatro avances glaciares Holocenos en los valles El Azufre y El Peñón a los 35°15'S (ver Figura 2.1). Ambos son angostos valles glaciares que se encuentran en la falda Este del Volcán Peteroa, el más alto del sector (4101 m s.n.m.).

En el valle El Azufre el primer avance glaciario ocurrió a una edad mínima de 5,7 Ka (ver morrena Baños del Azufre en Figura 2.7), seguido por un avance de similar magnitud 4,7-4,3 Ka (ver morrena Pertuccio en Figura 2.7). Ambos avances presentan morrenas laterales bien preservadas a 2460 y 2470 m s.n.m., respectivamente, terminando aproximadamente a 2 km del frente actual del hielo (Espizua, 2005). En El Peñón, el primer avance registrado ocurrió 4,4 Ka, alcanzando una distancia de 6,4 km del frente de hielo (ver morrena El Peñón en Figura 2.7).

Un segundo avance fue identificado en ambos valles entre 2,5-2,2 Ka, con morrenas a 2490 m s.n.m. en El Azufre, y 2480 m s.n.m. en El Peñón (Espizua, 2005).

El tercer avance se correlaciona con el LIA (Little Ice Age). En El Azufre se encontraron dos edades $0,400 \pm 0,060$ y $0,350 \pm 0,060$ Ka, obtenidas en morrenas ubicadas a una altura de 2535 m s.n.m (ver morrena El Fierro en Figura 2.7). En el valle El Peñón se encontró un avance de $0,340 \pm 0,050$ Ka (Espizua, 2009).

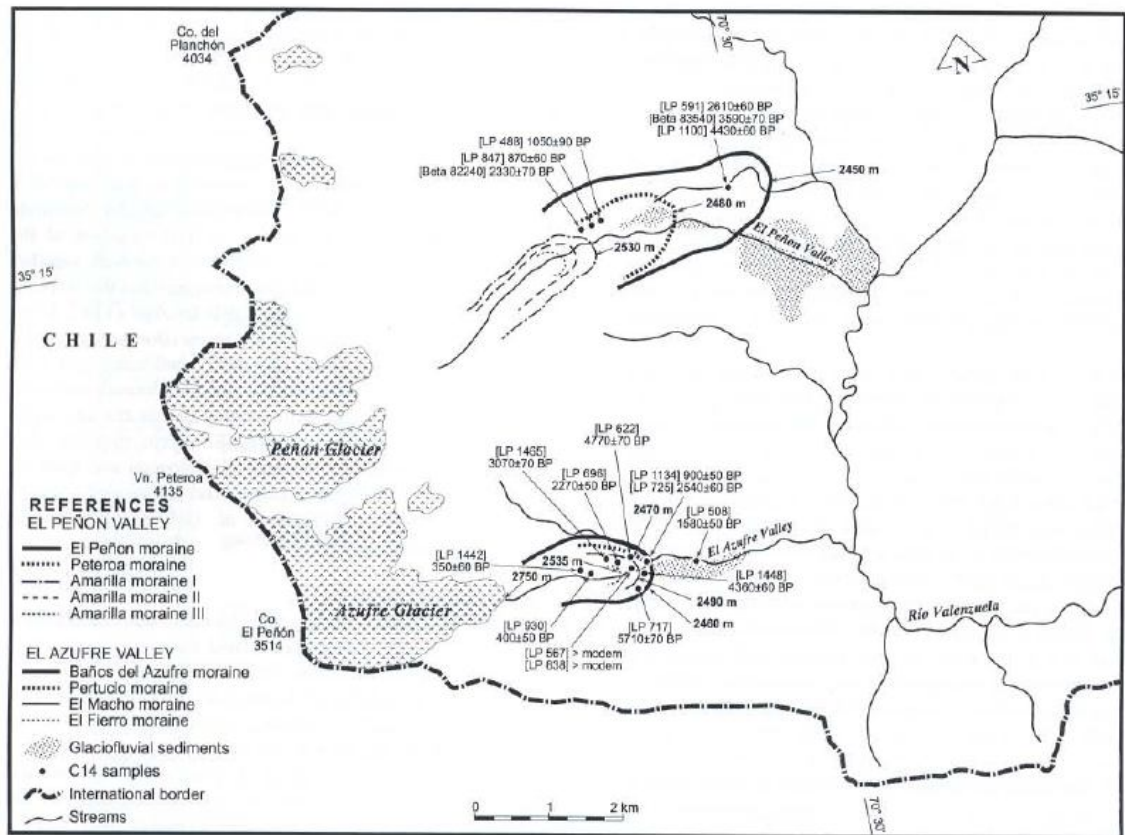


Figura 2.7: Edades de radiocarbono en los valles El Azufre y El Peñón, 35° 15'S (Espizua, 2005).

Es necesario mencionar que todas las dataciones fueron obtenidas datando la primera capa orgánica en testigos de turba. Muchas veces, la capa orgánica sobreyace a varios decímetros o incluso metros de sedimentos inorgánicos glaciares (de origen fluvio-glaciar en general), siendo muy difícil conocer la tasa de depositación de estos sedimentos (Rodbell, et al., 2009). Además, es posible que transcurra un intervalo de tiempo significativo luego de la deglaciación, antes de que se generen las condiciones adecuadas para el crecimiento de la materia orgánica, las cuales dependen de factores ambientales locales e hidrológicos (Sudgen et al., 2005). De acuerdo a lo anterior, el método utilizado en los valles El Peñón y El Azufre, proporciona sólo edades mínimas de deglaciación.

Respecto de la altura de la línea de equilibrio (ELA), ésta fue estimada por Espizua (2005) en 3225 m s.n.m. y 3375 ± 50 m s.n.m. para los glaciares de los valles El Azufre y El Peñón respectivamente. El paleo-ELA para el máximo avance Neoglacial (este término se refiere a avances del Holoceno medio-tardío) fue estimado según el método propuesto por Porter (1975): como la altura media del glaciar antiguo (desde la zona de acumulación hasta la morrena terminal). De esta forma, la depresión del ELA durante el máximo Neoglacial en el valle El Azufre fue 145 m (avance Baños del Azufre, Figura 2.7) y 150 ± 50 m en el valle El Peñón (avance Peñón). Durante el LIA, la depresión del ELA (con respecto a la altura actual) se estimó en 105 m en El Azufre (avance El Fierro, Figura 2.7) y 110 ± 50 m en El Peñón (avance Amarilla I).

3. MORFOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1. Introducción

La región de estudio (Figura 3.1) corresponde al área de la cuenca de drenaje del río Lontué (CRL), la cual se ubica en el sector Oeste de la Cordillera Principal entre la cuenca del río Teno (ubicada inmediatamente al Norte) y la cuenca del río Maule (ubicada al Sur), y comprende a un área de drenaje de ca. 1400 km².

La Cordillera Principal en el sector de la CRL alcanza una altura aproximada de 3000 m s.n.m. en la divisoria de drenaje Pacífico-Atlántico (frontera Chile-Argentina), la cual se caracteriza hacia el Oeste por presentar numerosas superficies de bajo relieve con alturas entre 2650 m s.n.m. y 1800 m s.n.m., de Este a Oeste, respectivamente, construidas a partir de productos volcánicos del Cenozoico superior (Mapa Geológico fuera de texto). Los principales altos topográficos de la CRL corresponden a edificios volcánicos de edad Pleistoceno-Holoceno, los cuales delimitan las cabeceras de ella (como también ocurre en las cuencas ubicadas al Norte hasta 33°S; Farias et al., 2008); el más alto de ellos es el volcán Peteroa (4100 m s.n.m.), ubicado en el límite Norte de la CRL. Otros volcanes del sector son el volcán Descabezado Grande (3830

m s.n.m.), el cerro del Medio (3508 m) y el volcán Descabezado Chico (3205 m s.n.m.), ubicados en el límite Sur de la CRL (Ver Figura 3.1).

La morfología de la CRL posee una gran influencia de procesos glaciares y volcánicos (y en menor medida de procesos estructurales). Lo anterior se interpreta claramente por la presencia de valles tributarios de base ancha formando artesas glaciares o valles en forma de “U”. Así mismo, gran parte de la cuenca se encuentra afectada por este tipo de erosión, tanto en los edificios volcánicos como en las superficies de bajo relieve. Además, es común encontrar rocas aborregadas, las que normalmente se hallan cubiertas por una fina capa de till.

En este capítulo, se describen los rasgos geomorfológicos principales de la CRL. Para empezar, se describen los principales valles y sus principales tributarios colgados y sus sedimentos, luego se tratan otros valles colgados de menor tamaño o relevancia (ver Figura 3.1) y se describen las geoformas glaciares (erosivas y depósitos). El capítulo continúa con el análisis de las geoformas glaciares, para finalizar con las discusiones asociadas.

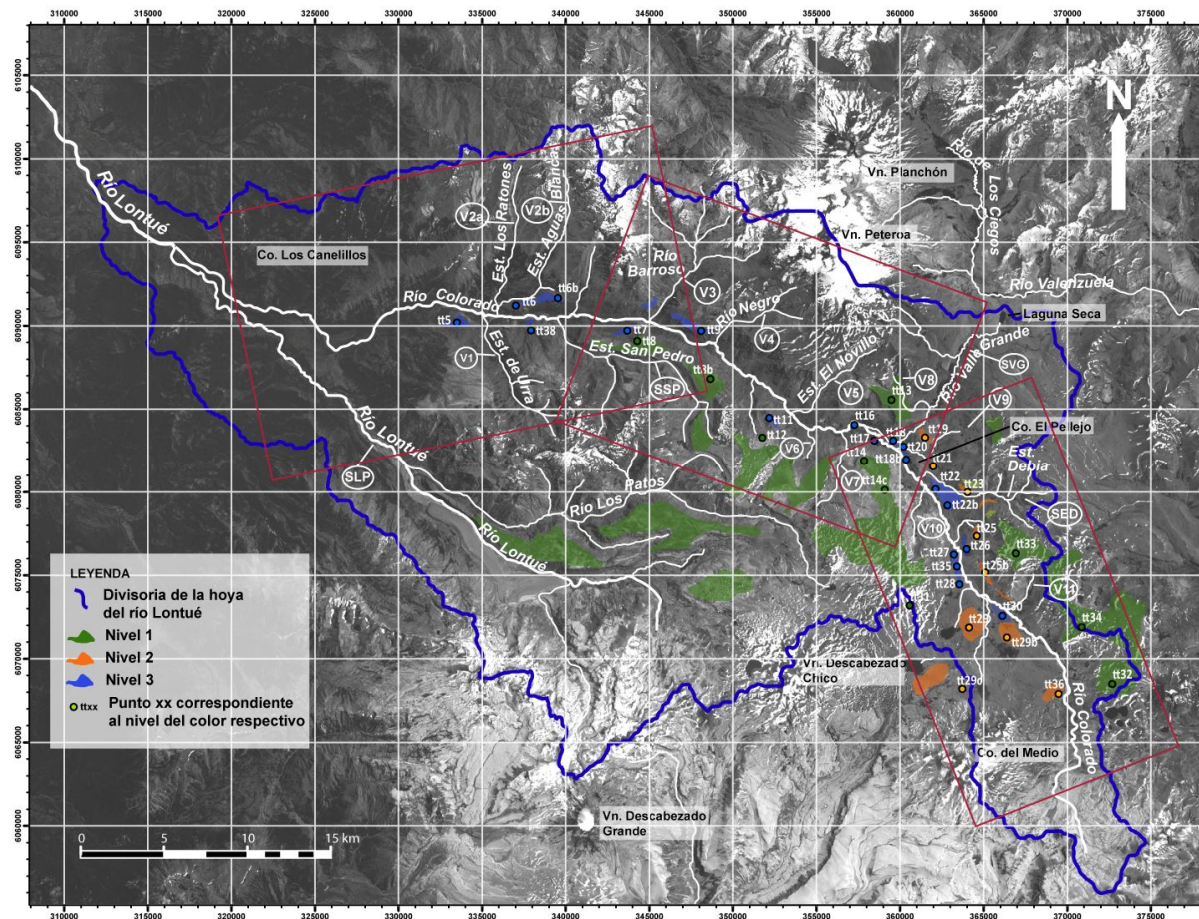


Figura 3.1: Mapa de la cuenca de drenaje del río Lontué (CRL). Se indican los ríos y referencias geográficas principales. La línea azul delimita la CRL. Los niveles de erosión subglaciar están señalados por colores de acuerdo con la leyenda, así como la ubicación de las superficies pertenecientes a cada nivel (ttNo). La numeración y siglas encerradas en círculos corresponden a los valles colgados: (SLP) Subcuenca del río Los Patos, (SSP) Subcuenca del río San Pedro, (SVG) Subcuenca de Valle Grande, (SED) Subcuenca del estero Debia, (V1, V2, ..., V11) valle colgado del número respectivo. Los rectángulos en rojo indican la ubicación del perfil longitudinal segmentado de la Figura 3.24.

3.2. Geoformas del paisaje

3.2.1. Cuencas vertientes mayores

La cuenca de drenaje del río Lontué posee dos ríos principales; el Río Colorado y el río Lontué, los cuales drenan las dos subcuencas más importantes (ambas del mismo orden Strahler, Figura 3.2), llamadas en este trabajo subcuenca del Río Colorado y subcuenca del río Los Patos (SLP), respectivamente. Aguas abajo de esta confluencia, el río es llamado Lontué (Figura 3.1), y continúa su camino a través de la Depresión Central desviándose al Norte y finalmente llegando al mar.

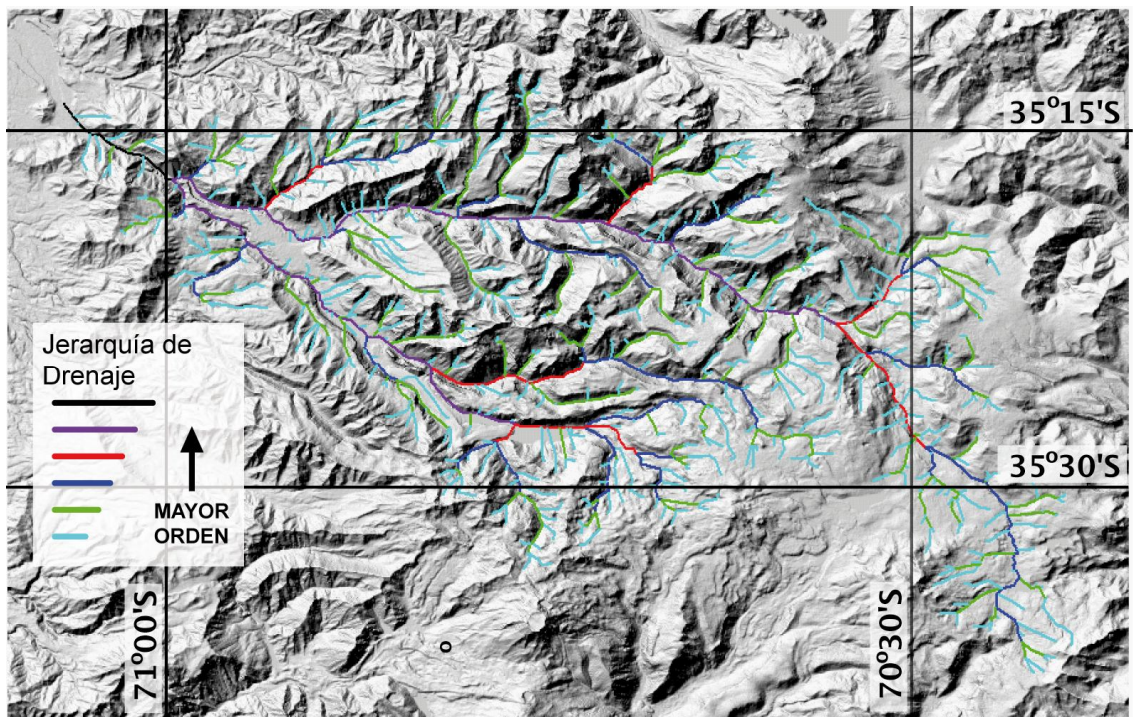


Figura 3.2: Orden de la red de drenaje de la Cuenca del Río Lontué (CRL).

El valle principal del Río Colorado corresponde a un valle en forma de U (Figura 3.3). Esta morfología sugiere una influencia de erosión glaciár en la construcción del mismo. En efecto, el valle presenta una forma de artesa irregular, morfología como la modelada por autores como Harbor et al. (1988) y Harbor (1992) (ver Figura 3.3), la cual sería el producto de numerosas glaciaciones, las que erodan el valle más profundo cada vez. A su vez, la parte cercana a la cabecera presenta una sección transversal mucho más amplia, reflejando un proceso de erosión más complejo, el cual será tratado en la sección 3.3.

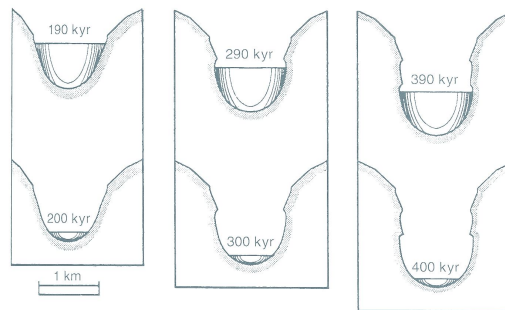


Figura 3.3: Vista al Este del valle del Río Colorado (valle en forma de “U”). En la parte inferior se observan las artesas glaciáres modeladas por Harbor (1992).

Las subcuencas más importantes del Río Colorado, desde la cabecera son (ver Figura 3.1, y Figura 3.2 para el orden relativo de las subcuencas) la subcuenca del estero Debia (SED), la subcuenca de Valle Grande (SVG) y la subcuenca del río San Pedro (SSP).

A lo largo del río, se encuentran tributarios menores, algunos de los cuales presentan morfología glaciar por sus valles en forma de U, y también por sus cabeceras anchas con fondos (thalwegs) de baja pendiente y su alto contenido de sedimentos, formas que pueden atribuirse a circos glaciares. Otros en cambio, tienen morfología fluvial, con valles en “V” y cabeceras donde no se reconocen circos. Ambos serán descritos con más detalle en la Sección 3.2.2.

Los valles de la subcuenca Los Patos también presentan morfologías glaciares. Esta subcuenca posee un área drenada mucho menor que la subcuenca del Río Colorado (Tabla 3.1), por ello, no se analizarán los tributarios de ésta por separado.

Tabla 3.1: Áreas drenadas de valles colgados y subcuencas principales.

Cuenca	Long (°)	Lat (°)	Elevación [m s.n.m.]	Area [km ²]
Colorado	--	--	--	850
SLP	--	--	--	550
V-D	-70,484221	-35,414349	2436	24,4
V-VG	-70,522415	-35,371085	2372	85,9
V-SP	-70,748847	-35,332323	1550	51,7
V1	-70,801302	-35,340301	1684	27,2
V2a	-70,78884	-35,264573	1818	18,6
V2b	-70,764915	-35,274204	1604	36,2
V3	-70,687182	-35,299221	1606	62,2
V4	-70,651069	-35,319404	1892	27,2
V5	-70,587371	-35,358166	2185	13,4
V6	-70,600517	-35,391679	2295	5,6
V7	-70,579006	-35,393332	2377	23,1
V8	-70,53772	-35,365249	2624	4,8
V9	-70,49666	-35,383632	2744	9,4
V10	-70,532956	-35,426203	2465	5,4
V11	-70,459375	-35,470887	2584	7,2

3.2.1.1. Subcuenca del Río Colorado

El Río Colorado nace al Este del cerro del Medio, y termina en su confluencia con el río Lontué (Figura 3.1), drenando un área de ca. 850 km² (Tabla 3.1). El valle del Río Colorado se puede separar en dos segmentos diferenciados claramente por sus características morfológicas, las que serán descritas más adelante. El segmento denominado Río Colorado Alto (RCA) abarca ~18 km desde la cabecera del valle hasta la confluencia con el río Valle Grande. El segmento inferior, llamado Río Colorado Bajo (RCB), abarca ~50 km entre la confluencia del Río Colorado con los ríos Valle Grande y Los Patos.

3.2.1.1.1. RCA

El RCA posee un valle de ancho aproximado de 8 km, cuyo máximo se observa en la cabecera, lugar donde las laderas poseen las pendientes más bajas de la CRL y alcanzan una altura de ~400 m (Figura 3.4). El tributario más importante en este sector es el estero Debia (el cual será tratado más adelante en esta sección).



Figura 3.4: Valle del Río Colorado (RCA), vista al Norte. En la parte inferior derecha de la foto, se observa una superficie aborregada por erosión glacial.

En el fondo del RCA se reconocen superficies de bajo relieve de erosión subglacial, lo cual se infiere a partir de la presencia de roca aborregada y sedimentos

glaciares o “till” (volviéndose más abundantes hacia el Cerro del Medio). También se pueden encontrar estas superficies colgadas en las laderas del valles, las que aumentan en altura hacia la cabecera y hacia las laderas del valle (Figura 3.5).



Figura 3.5: Ladera Sur del Río Colorado (RCA). Notar los niveles aterrazados colgados en la ladera.

Las laderas del valle están cubiertas de depósitos coluviales (Figura 3.4 y 3.5); sin embargo, la génesis de detritos no es clara, pudiendo haber sido generados por el colapso gravitacional de depósitos glaciares, remociones en masa posteriores a la deglaciación, a partir de procesos de meteorización, o una combinación de los procesos anteriores. Particularmente, algunas remociones en masa ocurren en este sector, donde la de mayor tamaño se ubica en la ladera Norte del Río Colorado frente al cerro Pellejo (ver Mapa Morfológico anexo).

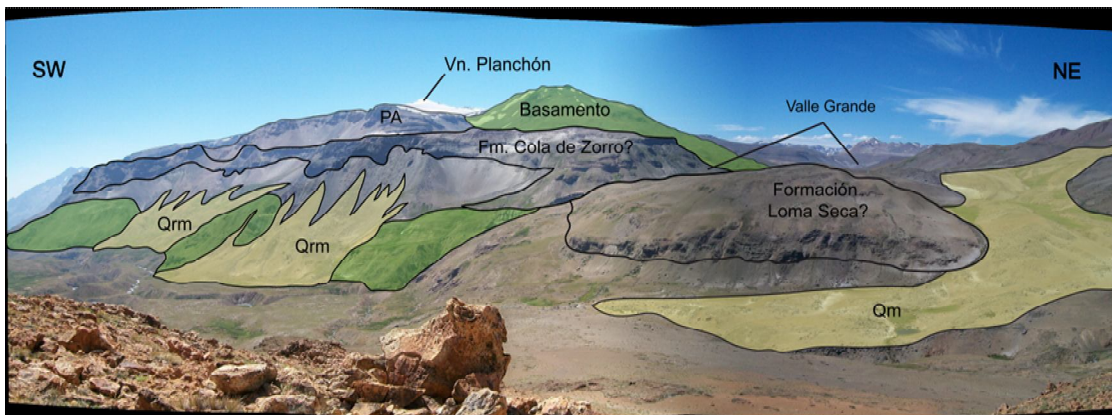


Figura 3.6: Vista de la ladera Norte del valle del Río Colorado. Se observan los depósitos de remoción en masa (Qrm) y los depósitos morrénicos (Qm). Además están indicadas las unidades litológicas.

La incisión fluvial en el fondo del valle forma laderas escarpadas de hasta 50 m de altura, cortando a las superficies de erosión glaciaria. No se observan terrazas ni sedimentos fluviales. De hecho, el río en el RCA es erosivo de lecho rocoso (*bedrock river*).

3.2.1.1.2. RCB

A diferencia del RCA, el valle glaciario del RCB es significativamente más angosto (~3-4 km) y las paredes de éste son muy escarpadas, alcanzando más de 700 m de profundidad (desde el techo del plateau volcánico al fondo del valle; Figura 3.3 y 3.7).

El RCB posee gran cantidad de sedimentos en su lecho (*alluvial river*), los cuales tienen una génesis glaciaria, fluvial y aluvial. En la sección superior del RCB, cercana al cerro El Pellejo, los sedimentos son principalmente fluvio-glaciarios, cubiertos parcialmente por deslizamientos y abanicos aluviales. Valle abajo, desde la quebrada del río El Novillo (ver V5 en Figura 3.1), los sedimentos observados en las laderas son principalmente aluviales y coluviales (Figura 3.3 y 3.7), aumentando el volumen de estos río abajo hasta cubrir todo el fondo del valle.



Figura 3.7: Vista al W del valle del Río Colorado. Se observan los sedimentos fluvio-aluviales del fondo del valle. La flecha negra indica un nivel de depositación volcánica preservado como un relicto en la ladera Norte del valle.

Al igual que en el RCA, en este segmento del valle se encuentran relictos de depósitos volcánicos los cuales se pueden encontrar en niveles a 250 m sobre el *thalweg* (flecha negra en Figura 3.7). Estos niveles serán descritos más adelante en la Sección 3.3.

No se identificaron terrazas ni sedimentos fluviales, el río en el RCB es de lecho aluvial (*alluvial river*).

3.2.1.2. Subcuenca Estero Debia (SED)

El estero Debia se ubica al Sur de Valle Grande (ver SED en Figura 3.1), es un valle de orientación E-W de ~4 km de largo, ~2,4 km de ancho y ~500 m de profundidad (desde los interfluvios).

La cabecera está compuesta de tres circos glaciares pequeños (Figura 3.8), los cuales poseen abundantes sedimentos glaciares. En este sector también son comunes los depósitos de remociones en masa, lo que dificulta el reconocimiento y diferenciación del material morrénico.

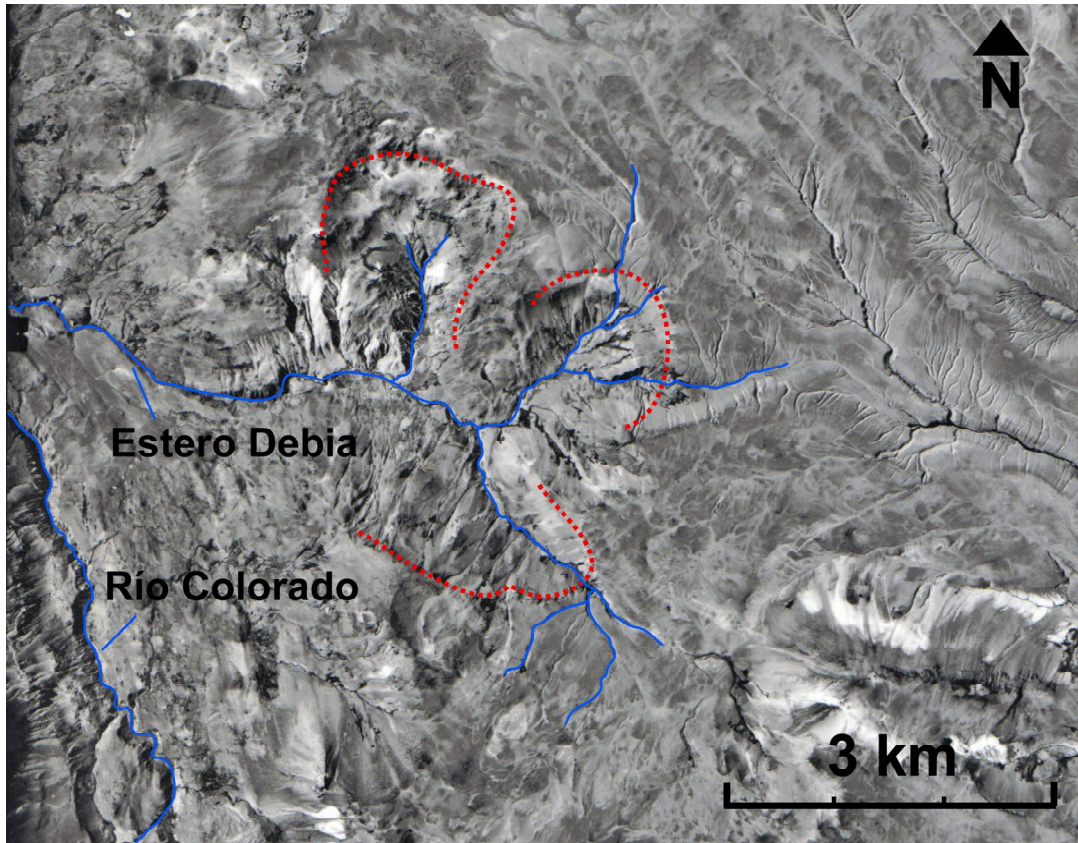


Figura 3.8: Fotografía aérea del valle del estero Debia. Se observan los circos glaciares en la cabecera (delimitados por líneas punteadas rojas), y como los ríos se han propagado al este del escarpe del circo.

Aguas abajo, desde la cabecera, el thalweg es amplio y la incisión fluvial muy restringida (Figura 3.10a), denotando una morfología glacial. Ésta morfología cambia a partir de la ubicación de la morrena M2-D (Figura 3.9), lugar donde se encuentra una morrena terminal reconocida al Norte y al Sur del estero Debia. Valle abajo desde éste punto, la incisión fluvial es mucho más notoria, alcanzando ca. 15-20 m (Figura 3.10b).

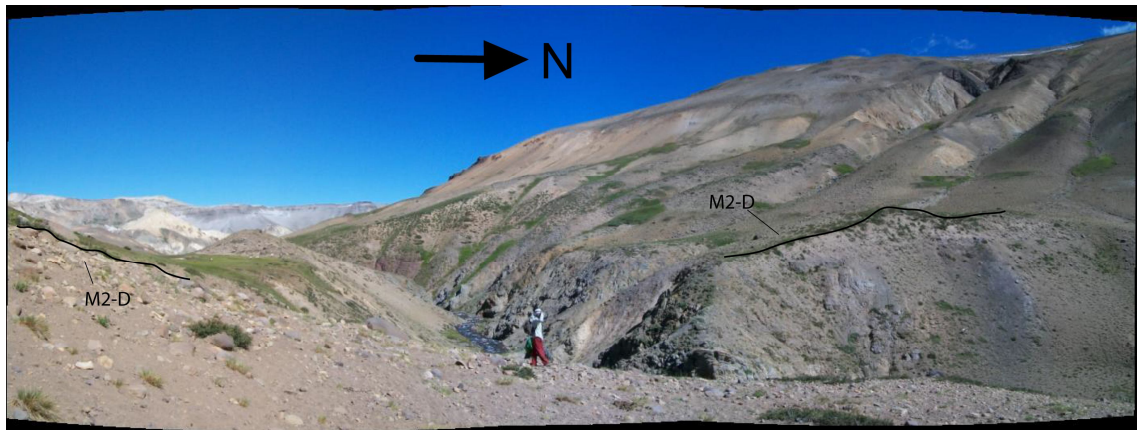


Figura 3.9: Morrena M2-D en el valle del estero Debia. Vista valle abajo, donde se observa una clara incisión fluvial.

No se observan sedimentos fluviales en el valle. En la parte superior del valle, la incisión fluvial ocurre sobre sedimentos glaciares o fluvio-glaciares, depósitos de remoción en masa, o directamente sobre roca (*bedrock river*). En la parte inferior del valle, el estero Debia corta rocas sedimentarias del Jurásico y Cretácico (*bedrock river*), y ésta incisión ocurre sobre un nivel glaciar anterior, sobre el cual aún es posible encontrar relictos de sedimentos morrénicos (ver Figura 3.9 y 3.10b).

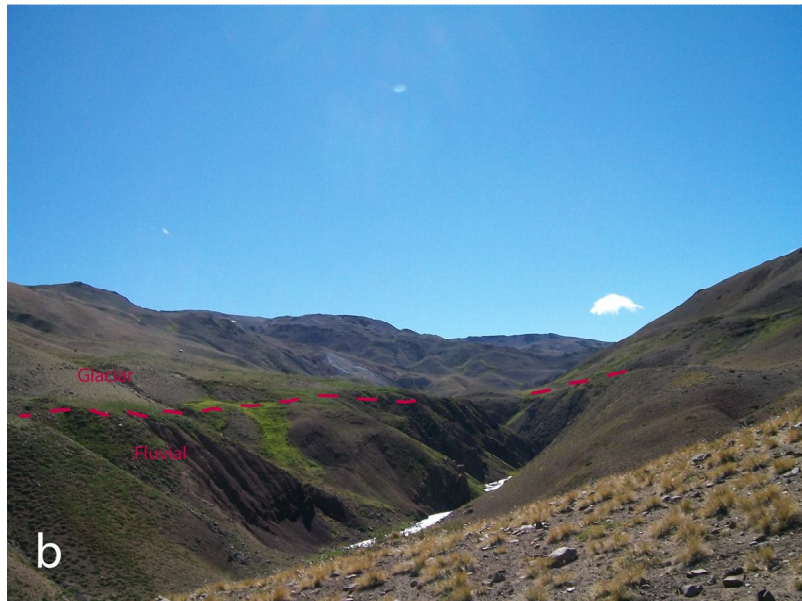


Figura 3.10: (a) Parte superior del valle del Estero Debia (vista al Este) con una incisión fluvial muy leve (b) Vista de la parte inferior del valle del Estero Debia (vista al Oeste), mostrando la incisión fluvial sobre el valle glaciar.

3.2.1.3. Subcuenca Valle Grande (SVG)

Valle Grande es la subcuenca de mayor área drenada del Río Colorado (ver SVG en Figura 3.1, Tabla 3.1); es un valle de orientación ~N20°E, de ~12 km de largo, con un *full-bank* entre 0.3 y 1 km de ancho, ocupada por un río meándrico (Figura 3.11), y una profundidad de menos de 250 m (en el sector cercano a la cabecera).



Figura 3.11: Vista al Suroeste de Valle Grande. Se observan las escarpadas paredes del valle, y el río meándrico en el fondo.

La cabecera de Valle Grande se encuentra muy poco desarrollada, está conformada por Laguna Seca (ver Figura 3.12) y por riachuelos que inciden a lo más un par de metros en las tobas ubicadas al Este de mencionada laguna. El río de Los Ciegos (aguas abajo llamado río Valenzuela, ver Figura 3.12), ubicado inmediatamente al Norte de Laguna Seca y que drena hacia el Este en Argentina, habría conformado la antigua cabecera del río Valle Grande. Este río drena los valles de la ladera Este del volcán Planchón (valles El Peñón y El Azufre) y otros altos topográficos ubicados al Este de dicho volcán. El río de Los Ciegos habría sido capturado por el río Grande (ubicado inmediatamente al Este de la línea fronteriza, Figura 3.12), probablemente producto de la depositación de una toba de edad Pleistoceno medio - tardío, la cual bloqueó el drenaje del río hacia el Sur.

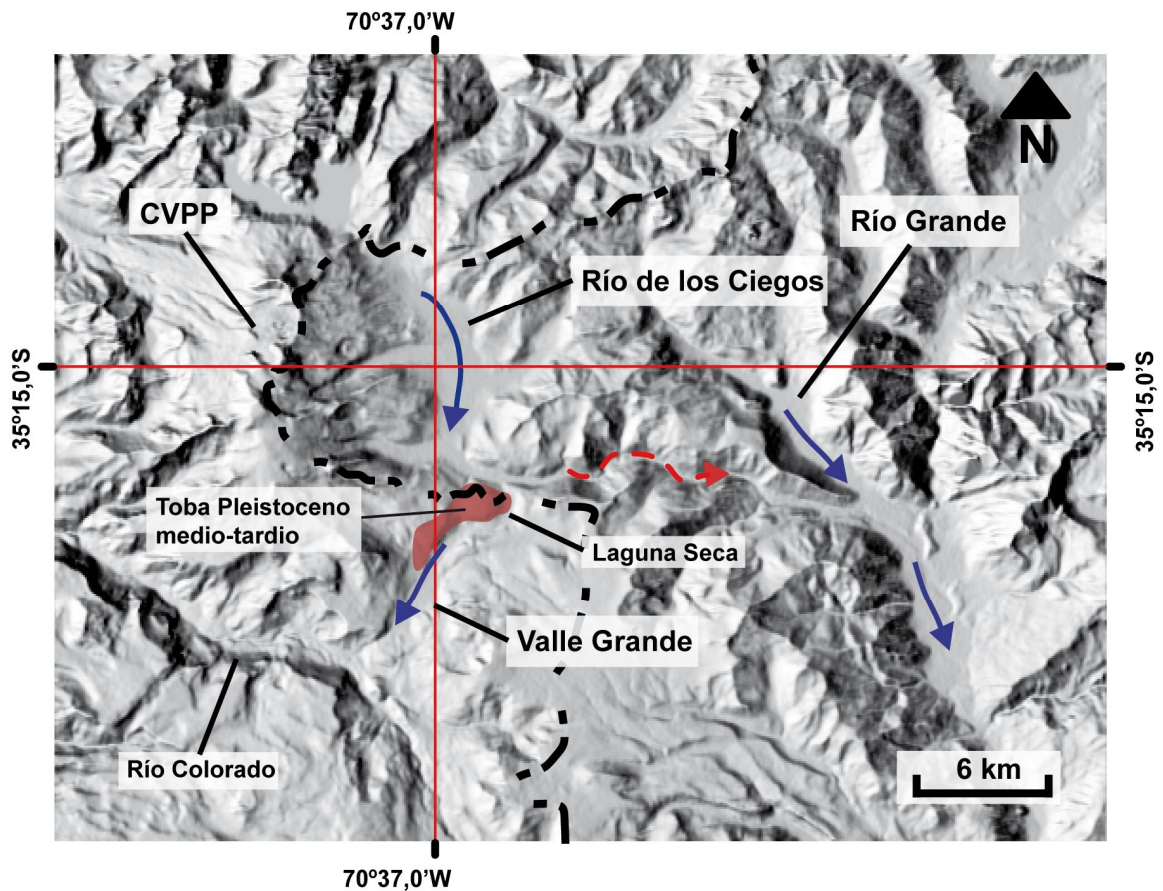


Figura 3.12: DEM del área de Valle Grande. Las flechas azules marcan la dirección del drenaje actual, la flecha roja punteada indica la captura del río Los Ciegos, producto de la depositación de una toba de edad Pleistoceno medio-tardío (en rojo).

El fondo de Valle Grande es una llanura fluvio-glacial, de pendiente casi nula, donde se mezclan sedimentos glaciares retrabajados y sedimentos fluviales. Estos sedimentos provienen de los principales tributarios de la SVG, los cuales son los valles glaciares del río El Nevado y el estero Las Hualas (ver V9 en Figura 3.1).

Las laderas de Valle Grande están cubiertas de escasos sedimentos coluviales y se observan algunos abanicos aluviales pequeños sobre los sedimentos fluvio-glaciares del fondo del valle.

Valle Grande se encuentra colgado con respecto al Río Colorado, en el sector de la confluencia existe una diferencia de altura de ~260 m entre ambos ríos (Figura 3.13).



Figura 3.13: Confluencia del río Valle Grande con el Río Colorado. La cascada marca un descenso en altura de ~260 m entre el río Valle Grande y el Río Colorado.

3.2.1.4. Subcuenca Río San Pedro (SSP)

La SSP se ubica al Sur del Río Colorado (ver SSP en Figura 3.1), corresponde a una artesa glaciar muy angosta (0,5 - 0,7 km) y de casi 300 m de profundidad, la cual tiene una orientación aproximada E – W.

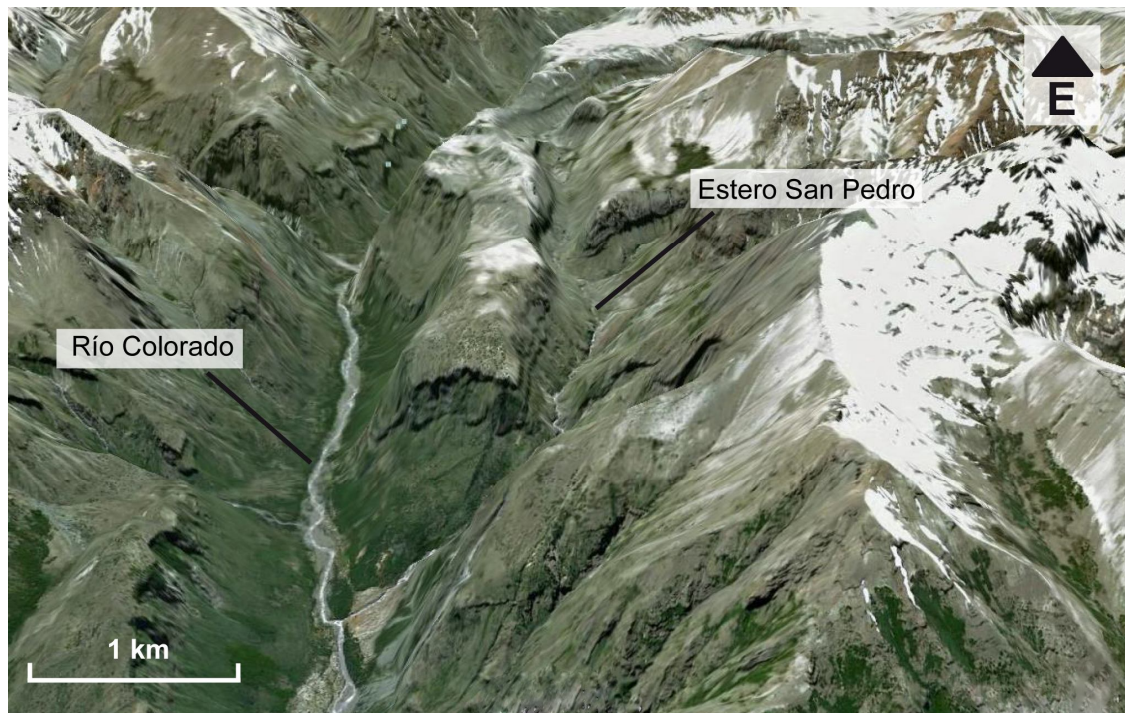


Figura 3.14: Valle del estero San Pedro. Se observa la clara artesa glaciar, erodando una superficie volcánica compuesta por tobas de Loma Seca. Notar como el valle San Pedro se encuentra colgado con respecto al Río Colorado (tomada de GoogleEarth ®).

Aún cuando no fue posible realizar observaciones directas en terreno, la fotointerpretación permite realizar inferencias sobre los sedimentos de esta subcuenca. Éstos son principalmente coluviales, los cuales parecen engranar con el relleno de quebrada, posiblemente de origen glaciar.

La erosión fluvial es marginal, observándose sólo unos metros de incisión sobre los sedimentos antes descritos, aunque se ignora si el río eroda directamente el substrato rocoso (Figura 3.14).

Esta artesa se encuentra labrada sobre una superficie de bajo relieve compuesta por lavas y tobas de Loma Seca, ubicada a 2330 m s.n.m (Figura 3.14). La SSP se encuentra colgada con respecto al Río Colorado; antes de la confluencia, el *thalweg* se encuentra a una altura de ~1560 m s.n.m.

3.2.1.5. Subcuenca Río Los Patos (SLP)

Se llamará SLP al área drenada por los ríos Los Patos y Lontué, antes de la confluencia del último con el Río Colorado. En este segmento, el río Lontué posee el mismo orden Strahler que el Río Colorado (Figura 3.2), ambas son las subcuencas de mayor tamaño, sin embargo la SLP es de un área mucho menor que la subcuenca del Río Colorado (ca. 480 km²).

El valle del río Lontué es paralelo al valle del río Los Patos (orientación E-W), estando separados sólo por una superficie plana (de construcción volcánica), la cual se encuentra erodada por profundas artesas glaciares de ~1.5 km de ancho y más de 550 m de profundidad (Figura 3.15).

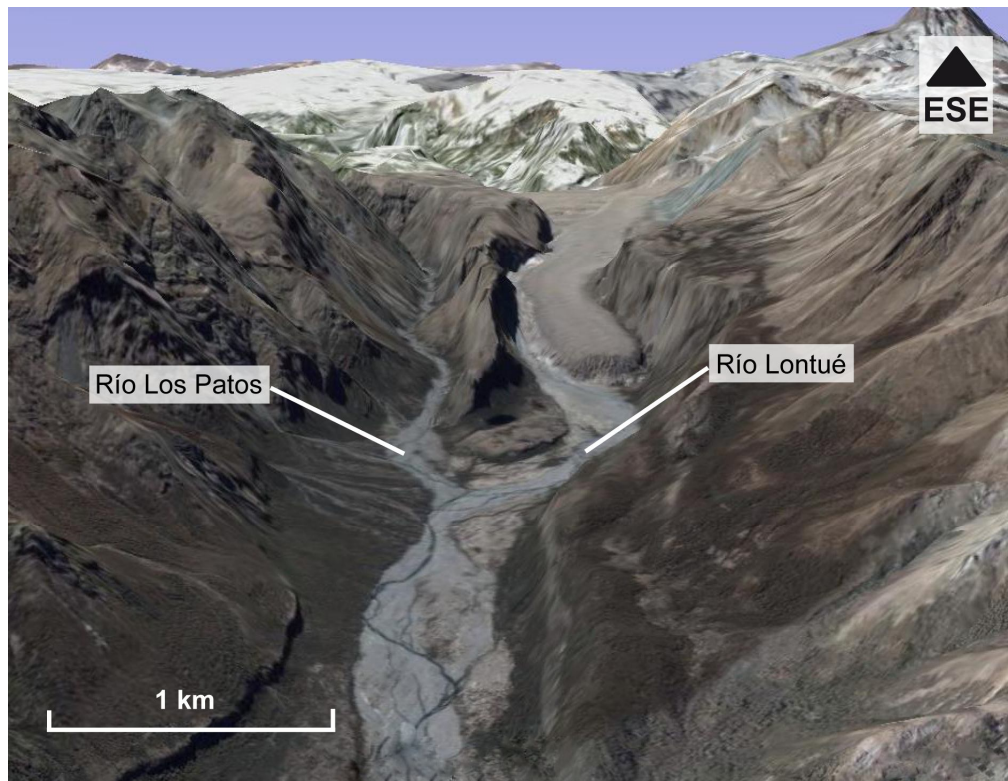


Figura 3.15: Vista al Este del río Lontué (derecha) y río Los Patos (izquierda). Se observa que ambos valles poseen morfología glaciar, sin embargo, el valle del río Los Patos posee una marcada influencia fluvial (tomada de GoogleEarth®).

Las rocas de la SLP son principalmente volcánicas pertenecientes a la Formación Abanico, aunque también se encuentran algunos cuerpos intrusivos (como los que se ubican en el valle del río Los Patos, ver Mapa Geológico anexo), y rocas pertenecientes a la Formación Loma Seca (Unidad S y Unidad V), las que se hallan en las partes altas hacia el Este. Algunas coladas de lava post-glaciares (probablemente post-20 Ka) rellenan la artesa glaciar del valle del río Lontué (Figura 3.15).

Finalmente, el río Lontué es de mayor orden que el estero San Pedro, y esto se refleja en una incisión fluvial un poco más desarrollada, con abanicos aluviales y conos coluviales de mayor tamaño; sin embargo, se conserva la forma en “U” del valle glaciar original.

3.2.2. Geformas (*landforms*) y depósitos glaciares

Los rasgos de erosión glacial en la Cuenca del río Lontué (CRL) son abundantes y se encuentran ampliamente distribuidos; se expresan como grandes artesas glaciares en forma de “U” y superficies de bajo relieve de roca aborregada.

De modo similar, los depósitos glaciares son también abundantes, pero el retrabajo de procesos fluviales y de ladera a menudo no permite diferenciar el ambiente en el cual se generaron los depósitos observados. En el área de estudio se encuentran morrenas terminales y laterales, remanentes de morrenas de fondo sobre superficies de roca aborregada, y sedimentos fluvio-glaciares.

3.2.2.1. Estrías y roca aborregada

Las rocas aborregadas son morfologías de erosión subglacial, su morfología indica la dirección de flujo del hielo. Son montículos alargados en los que el lado *stoss* (valle arriba) es una cara pulida, de pendiente moderada y con estrías glaciares, ya que el mecanismo de erosión es la abrasión; mientras que el lado *lee* (valle abajo) es de mayor pendiente y la roca se encuentra fracturada, reflejando erosión por arranque del material (ver Figura 3.16). En la zona de estudio es común encontrar roca aborregada (Mapa Morfológico anexo), formando montículos que varían en tamaño desde unos metros a decenas de metros.

Las estrías glaciares en la superficie de las rocas aborregadas pueden indicar varias orientaciones, pues el flujo del hielo deberá rodear el montículo de roca provocando que las estrías diverjan hacia los lados de la roca aborregada, como se ilustra en la Figura 3.16 (Rastas y Seppälä, 1981).

En este estudio se midió la orientación de las estrías en las partes más altas de las rocas aborregadas, donde las estrías son más profundas y su dirección uniforme y el sentido del flujo de hielo fue determinado mediante la identificación de fracturas

lunadas o “lunate cracks” (Figura 3.17), las cuales se forman por el arranque de la roca creando una fractura que mantiene en el sentido del esfuerzo aplicado (flujo del hielo).

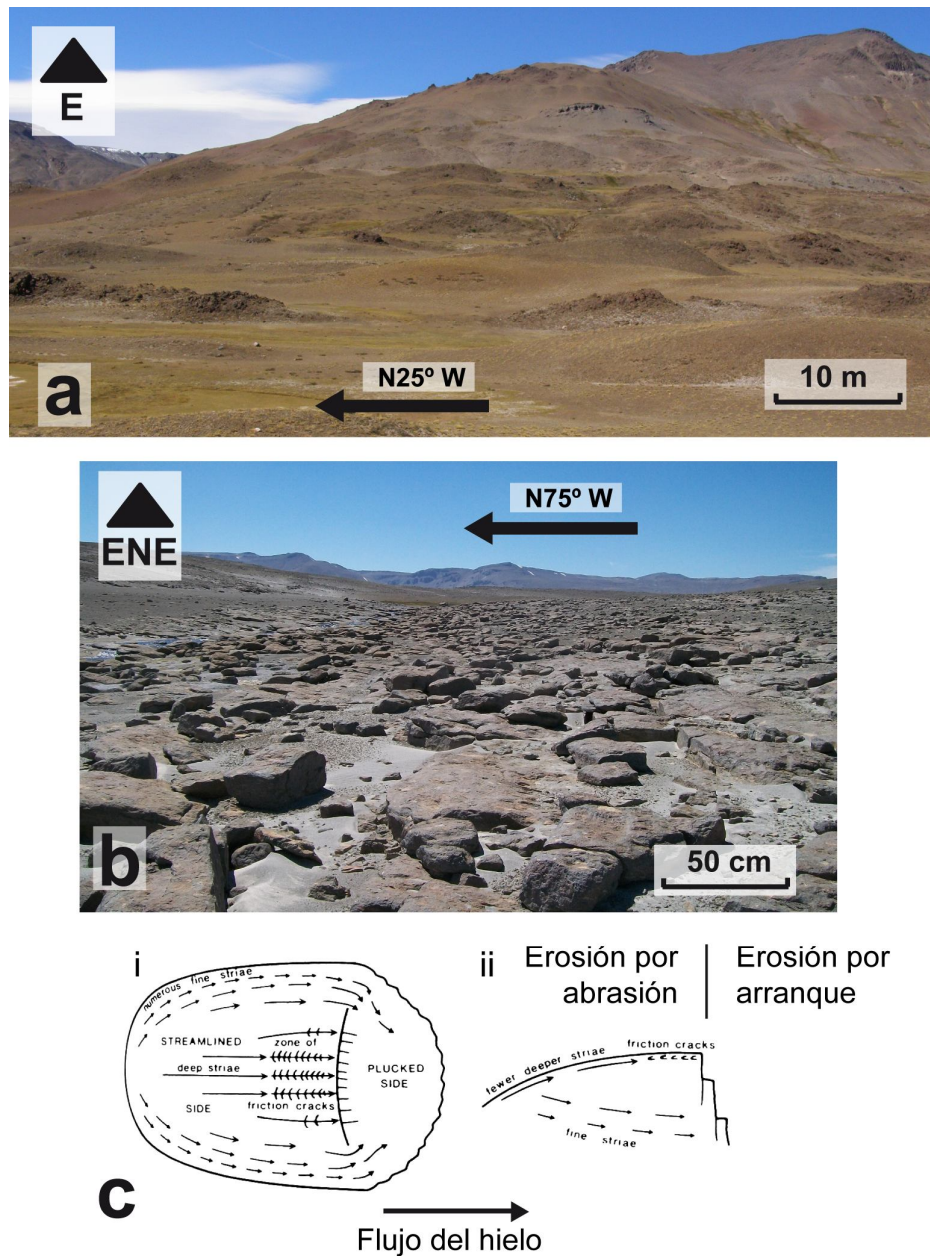


Figura 3.16: Ejemplos de roca aborregada en la región de estudio. (a) Roca aborregada en el valle del Río Colorado alto (RCA), se observan lomas de decenas de metros de largo. (b) Roca pulida y altamente estriada, ubicada en la cabecera del Río Colorado (RCA). En ambos casos la flecha negra indica la dirección del flujo de hielo. (c) Vista

esquemática en planta (i) y en perfil (ii) de roca aborregada, observar como en la parte posterior la erosión ocurre por abrasión (zona altamente estriada) y en la parte anterior la erosión ocurre mediante arranque del material (diagrama modificado de Rastas y Seppälä, 1981).



Figura 3.17: Fracturas lunadas. (a) Ejemplo de fracturas lunadas en una toba ubicada al Sureste del CVPP (quebrada Aliaga), la flecha negra muestra la dirección del flujo del hielo. (b) diagrama mostrando que aún cuando la concavidad de la fractura puede ser contraria, siempre se genera una fractura con manteo en la dirección del flujo del hielo (modificado de Prest, 1981).

Estas mediciones fueron realizadas en cinco sitios (Tabla 3.2); en el valle del Nevado, como era esperable, la dirección de las estrías no difiere del eje del valle, las estrías medidas al Sureste de la quebrada Aliaga tienen una dirección 25° W con un sentido del flujo hacia el Sureste (ver Mapa Morfológico anexo), al Sur del cerro El Pellejo poseen la misma dirección con el sentido contrario, y finalmente las estrías al Oeste del Cerro del Medio tienen una dirección 70° W con un sentido hacia el WNW.

Tabla 3.2: Ubicación y orientación de estrías glaciares.

Longitud	Latitud	Lugar de ref.	Dirección	Sentido
-70.5364	-35.3209	Río El Nevado	45° W	SE
-70.5441	-35.3664	Qda. Aliada	25° W	SE
-70.5123	-35.4101	Sur Co. El Pellejo	25° W	NW
-70.5116	-35.4202	Sur Co. El Pellejo	25° W	NW
-70.5225	-35.5082	Oeste Co. Del Medio	75° W	WNW

Las estrías medidas en superficie representan la dirección y sentido del flujo de hielo durante la última vez que determinada superficie fue afectada por glaciares. Los datos obtenidos en terreno indican que el hielo fluía en la misma dirección que indica la red de drenaje actual. De este modo, al menos durante el último periodo glaciar, existía una gran confluencia glaciar en el sector del cerro El Pellejo, de los flujos provenientes del RCA, valle del Debia, Valle Grande y quebrada Aliaga, los cuales se encausaban y fluían al WNW a través del valle del Río Colorado (RCB).

La dirección 75° W, obtenida al Oeste del cerro del Medio (Figura 3.18), indica que una parte de la nieve acumulada por dicho cerro (importante alto topográfico del sector) fluía hacia al Oeste, aportando a la cuenca de drenaje del río Maule en lugar de a la CRL.



Figura 3.18: Estrías glaciares en el sector del Cerro del Medio. La flecha negra indica la dirección del flujo del hielo.

3.2.2.2. Depósitos morrénicos

Fueron identificados algunas morrenas terminales y laterales en el área de estudio, como se mencionó en la Sección 3.2.1, las que se encuentran en Valle Grande, en el valle del estero Debia y en el Río Colorado Bajo.

3.2.2.2.1. Valle Grande

En el fondo de Valle Grande, asociado a la quebrada del estero Las Hualas (V9 en Figura 3.1), se observa un set de morrenas terminales, el cual está constituido por al menos dos morrenas bien diferenciadas: M1-VG y M2-VG (ver Figura 3.19). Además, se puede reconocer una tercera morrena, M3-VG, morfológicamente más discontinua que las anteriores, valle arriba de esta última se encuentra material

morrénico dispuesto como pequeños montículos (*hummocky morraines*), los que podrían corresponder a morrenas recesionales.

Las morrenas son depósitos mal seleccionados, matriz-soportados, con clastos que alcanzan los 5 m de diámetro, de baja esfericidad y bordes redondeados. La litología de los clastos de M1-VG corresponde a tobas de color rosa, a rojizas con bajo contenido en fiames, y en menor medida se encuentran clastos de toba gris oscura con fiames de hasta 30 cm. M2-VG es más oscura en apariencia (Figura 3.19), y está compuesta principalmente por la misma toba gris oscura antes mencionada en M1-VG, y también por clastos de lavas altamente vesiculadas de composición andesítico-basáltica y de textura porfírica, observándose plagioclasas entre 0,2 y 0,4 mm. La composición de la matriz no fue descrita en detalle, pues los depósitos se encuentran cubiertos de las cenizas de la erupción del volcán Quizapu del año 1932 D.C. (Hildreth y Moonbarth, 1992).

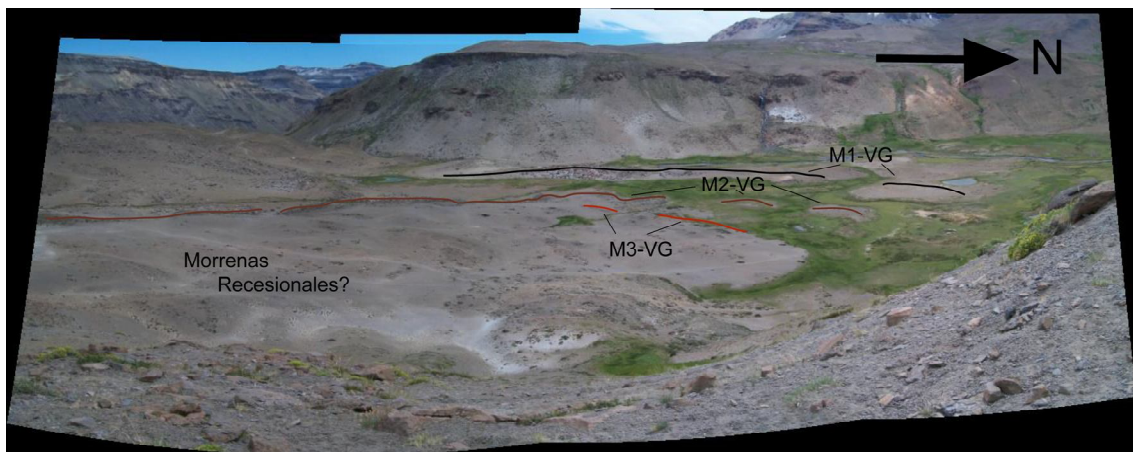


Figura 3.19: Morrenas neoglaciales de Valle Grande. Vista al Oeste desde el valle Las Hualas.

La cabecera del valle Las Hualas es un circo glaciar en donde los depósitos morrénicos están distribuidos formando montículos de till (Figura 3.20) y depresiones rellenas de agua, rodeadas por till. Esta morfología se forma en la etapa final de la deglaciación cuando grandes bloques de hielo quedan entre el material morrénico, los cuales al derretirse forman depresiones.

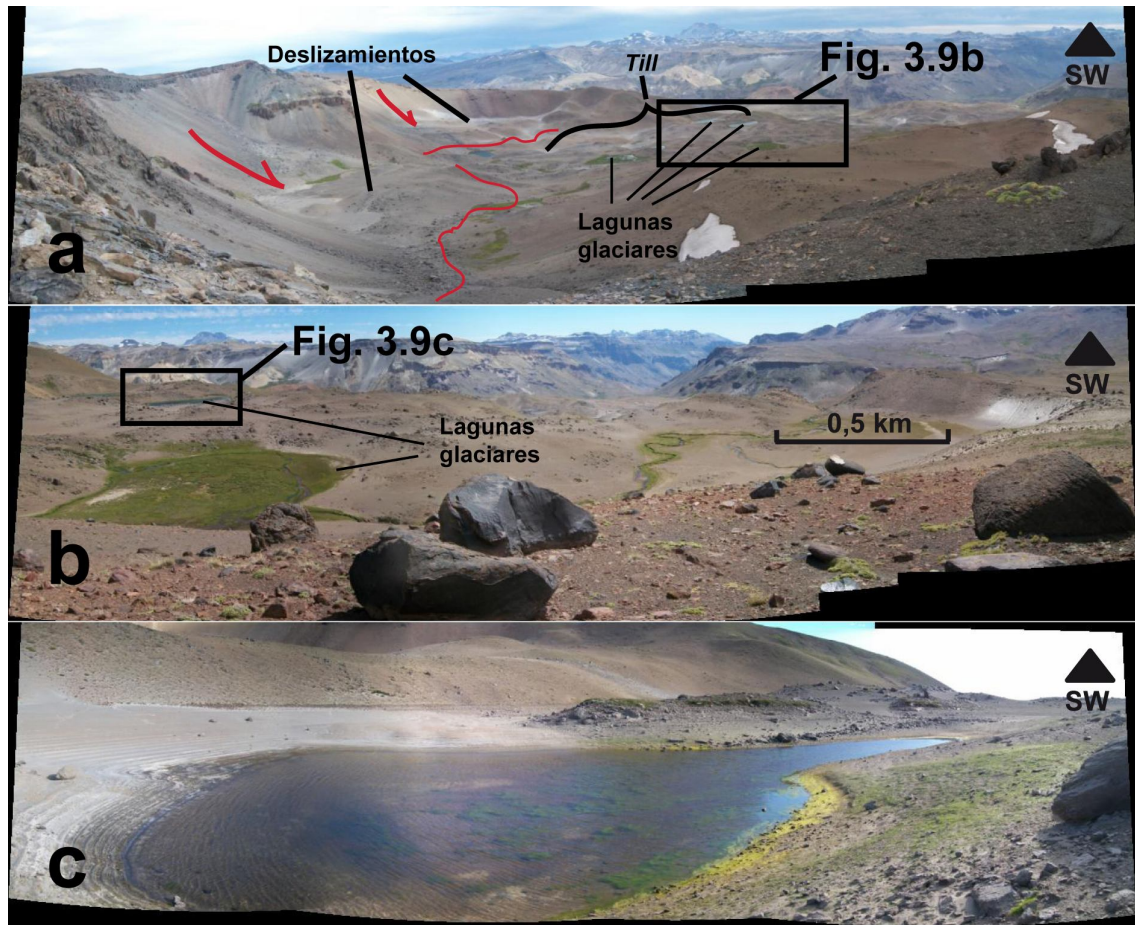


Figura 3.20: Vista al Suroeste del circo las Hualas. (a) Vista general del circo, bajo el escarpe del circo se observan deslizamientos, y más lejos montículos de till y restos de lagos glaciares. (b) Acercamiento a los lagos rodeados de till. (c) Vista de un pequeño lago con un anillo de till rodeándolo.

En el valle, existen remanentes de morrenas laterales, las que se observan en ambas laderas del valle (Norte y Sur), y desaparecen a una altura de ca. 2690 m s.n.m. Unos metros más abajo, también se observa un cambio morfológico, volviéndose el valle más ancho y de una pendiente muy baja; es decir, dicha altura marca el comienzo del circo glaciar. La altura antes mencionada es muy importante, pues corresponde a una estimación de la altura de la línea de equilibrio (ELA) contemporánea a los avances que originaron los depósitos morrénicos antes descritos (Benn et al., 2005).

3.2.2.2.2. *Debia*

En el valle del estero *Debia* fueron cartografiadas dos morrenas terminales (M1-D y M2-D; ver Mapa Morfológico anexo), las cuales forman claros *ridges* de sedimentos a ambos lados del río. La morrena M1-D se encuentra río abajo a una altura de ~2435 m s.n.m. y se destaca claramente por su escasa vegetación en comparación con la turba sobre la que se encuentra. M2-D (Figura 3.21) se encuentra río arriba (~2450 m s.n.m.), en el lugar donde se observa un cambio en la morfología del valle, el cual se vuelve más amplio río arriba y con una incisión fluvial menos notoria.

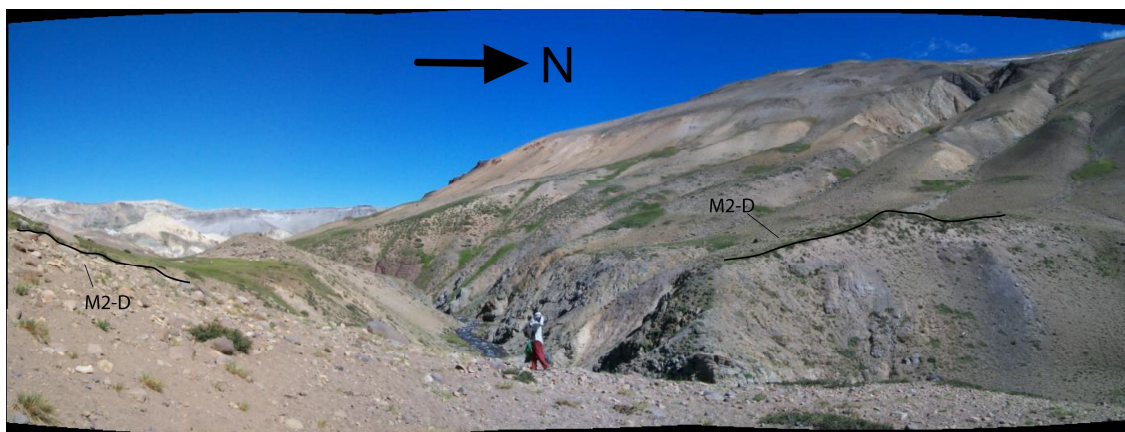


Figura 3.21: Morrena M2-D en el valle del estero *Debia*.

Cerca de la cabecera del valle del *Debia*, la cantidad de sedimentos de mala selección aumenta notoriamente, siendo una parte de estos sedimentos de origen glaciar y otra originada por deslizamientos u otros procesos. Además, la removilización del material original por gravedad, erosión fluvial o reptación de los suelos (por procesos de permafrost) ha modificado la morfología original, dificultando la identificación de los depósitos y la interpretación de su origen. Debido a la escala del mapa geomorfológico todos los sedimentos de la cabecera del valle del *Debia* fueron considerados como de origen glaciar (pues son los más abundantes, a pesar del retrabajo por otros procesos). Estos sedimentos son de muy mala selección, con clastos poco redondeados, con porcentajes de matriz fina variables entre 40% a 65%.

Finalmente, a partir de lo anterior y considerando el criterio de la máxima altura de las morrenas laterales, el ELA se puede estimar por la existencia de una morrena medial entre los circos N y NNE, la cual alcanza una altura de ca. 2750 m s.n.m.

3.2.2.2.3. *Morrena terminal Barroso*

Existe una morrena terminal identificada en el Río Colorado Bajo (RCB), ubicada justo en la confluencia con el río Barroso (Mapa Morfológico anexo). Este depósito es un remanente de morrena depositado sobre un cuerpo intrusivo en el fondo del valle (Figura 3.22).

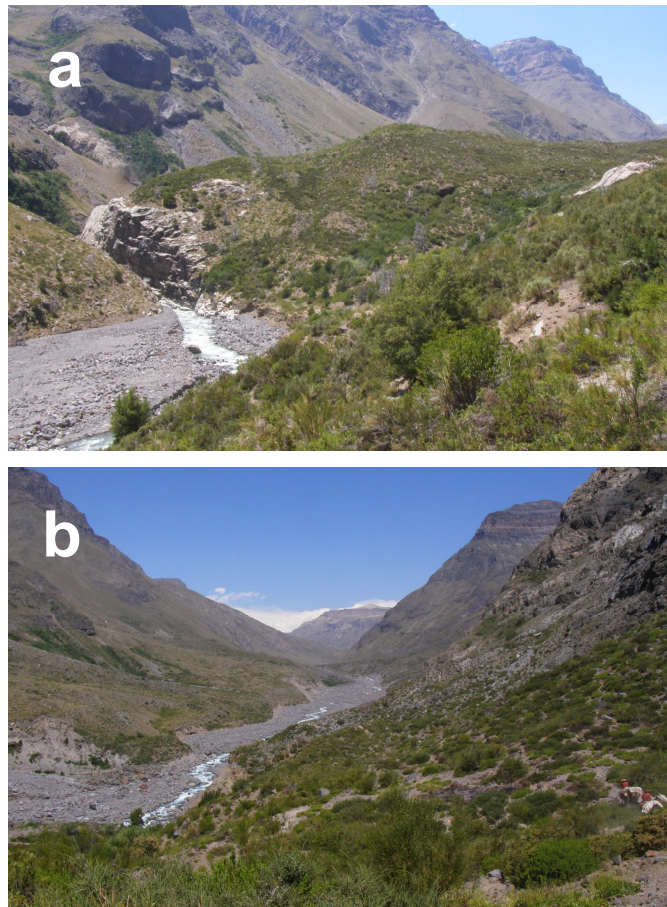


Figura 3.22: Morrena terminal Barroso, ubicada en el RCB. (a) Vista al Este (valle arriba), muestra el remanente de morrena terminal sobre un cuerpo intrusivo (roca blanquecina en el fondo del valle). (b) Vista valle arriba desde la morrena, se observa cómo cambia la morfología del valle a partir de este punto, volviéndose glaciar.

En la Figura 3.22b se observa como valle arriba de la morrena Barroso, el valle tiene una morfología glaciaria, con un fondo ancho, y una incisión fluvial marginal. En la Figura 3.22a se puede ver como el cuerpo intrusivo se encuentra notablemente disectado por el Río Colorado, lo que indica que el intrusivo representa un obstáculo a la erosión glaciaria, marcando el límite del avance por su litología más resistente (con respecto a las rocas volcánicas que lo rodean), actuando como un “cerrojo” o *verru* glaciaria.

3.3. Análisis de geoformas

3.3.1. Superficies de Erosión Subglaciaria (SESG)

Las SESG son superficies de muy bajo relieve, los cuales agrupan diferentes geoformas descritas en la sección anterior. Se les atribuye un origen subglaciario, ya que la superficie rocosa se encuentra normalmente aborregada y con depósitos glaciares. Las SESG se distribuyen por toda la región de estudio; sin embargo, en el valle del Río Colorado (el más amplio de la región) se pueden distinguir superficies a distintas alturas, las que se pueden reconocer como niveles colgados en las laderas del valle, con una forma elongada en la dirección del valle (Figura 3.23).



Figura 3.23 : Ladera Sur del Río Colorado (RCA). Notar los niveles aterrazados colgados en la ladera.

Las SESG se pueden agrupar en niveles según su altura, tal como se ilustra en la Figura 3.24. A lo largo del Río Colorado, se pueden distinguir tres niveles, los cuales se reconocen en el RCA y en el RCB; el Nivel 1 corresponde a las SESG ubicadas en las partes más altas de la región de estudio, el Nivel 2 está a una altura intermedia, se reconoce como relictos colgados en las laderas del valle y el Nivel 3 comprende el fondo del valle, justo sobre la incisión fluvial.

Tabla 3.3: Superficies de erosión subglaciar (SESG).

Punto	Longitud	Latitud	Altura [m s.n.m.]	Terraza No	Unidad Litológica	Edad
tt32	-70,40396	-35,51689	2906	1	Fm. Cola de Zorro	
tt34	-70,42351	-35,48605	3008	1	Fm. Cola de Zorro	
tt31	-70,53630	-35,47304	2923	1	Unit S (Loma Seca)	150 Ka
tt33	-70,46603	-35,44586	3021	1	Unit S (Loma Seca)	150 Ka
tt14c	-70,55150	-35,41060	2693	1	Unit S (Loma Seca)	150 Ka
tt14	-70,56460	-35,39470	2642	1	Unit S (Loma Seca)	150 Ka
tt13	-70,54610	-35,36200	2661	1	Fm. Cola de Zorro	Plio
tt12	-70,63110	-35,38130	2597	1	Unit S (Loma Seca)	150 Ka
tt8b	-70,66450	-35,34910	2309	1	Unit S (Loma Seca)	150 Ka
tt8	-70,71200	-35,32800	2038	1	Unit S (Loma Seca)	150 Ka
tt36	-70,43934	-35,52176	2691	2	Lava dacítica (Post LS)	Ca. 150-20 Ka
tt29c	-70,50260	-35,51840	2679	2	Lava dacítica (Post LS)	Ca. 150-20 Ka
tt29b	-70,47270	-35,49110	2597	2	Lava dacítica (Post LS)	Ca. 150-20 Ka
tt29	-70,49750	-35,48540	2596	2	Lava dacítica (Post LS)	Ca. 150-20 Ka
tt25b	-70,48640	-35,45590	2573	2	Intrusivo	
tt25	-70,49160	-35,43620	2498	2	Lava andesítica	
tt23	-70,49710	-35,41250	2461	2	Lava andesítica	
tt21	-70,51940	-35,39820	2345		Remoción en masa	Q
tt19	-70,52450	-35,38250	2355	2	Unit S (Loma Seca)	
tt30	-70,47550	-35,47950	2483	3	Unit S (Loma Seca)	150 Ka
tt28	-70,50350	-35,46210	2457	3	Unit S (Loma Seca)	150 Ka
tt35	-70,50488	-35,45250	2363	3	Arenisca pre-LomaSeca	
tt27	-70,50680	-35,44600	2395	3	Unit V (Loma Seca)	300 Ka
tt26	-70,49840	-35,44320	2384	3	Andesitas	K
tt22b	-70,51040	-35,41960	2315	3	Unit V (Loma Seca)	300 Ka
tt22	-70,51810	-35,41070	2270	3	Unit V (Loma Seca)	300 Ka
tt20	-70,53710	-35,39440	2167	3	Fluvioglaciar	Pleis-Hol
tt18b	-70,53870	-35,38730	2119	3	Fluvioglaciar	Pleis-Hol
tt18	-70,54530	-35,38400	2099	3	Fluvioglaciar	Pleis-Hol
tt17	-70,55780	-35,38380	2032	3	Fluvioglaciar	
tt16	-70,57060	-35,37510	1900	3	Fluvioglaciar	Pleis-Hol
tt11	-70,62640	-35,37070	2270	4	Fm. Abanico	Mio
tt9	-70,67000	-35,32310	1790	4	Unit V (Loma Seca)	300 Ka
tt7	-70,71840	-35,32230	1472	4	Unit V (Loma Seca)	300 Ka
tt6b	-70,76350	-35,30420	1511	4	Unit S (Loma Seca)	150 Ka
tt38	-70,78146	-35,32132	1373	4	Unit V (Loma Seca)	300 Ka
tt6	-70,79110	-35,30780	1373	4	Unit V (Loma Seca)	300 Ka
tt5	-70,82990	-35,31640	1330	4	Unit V (Loma Seca)	300 Ka

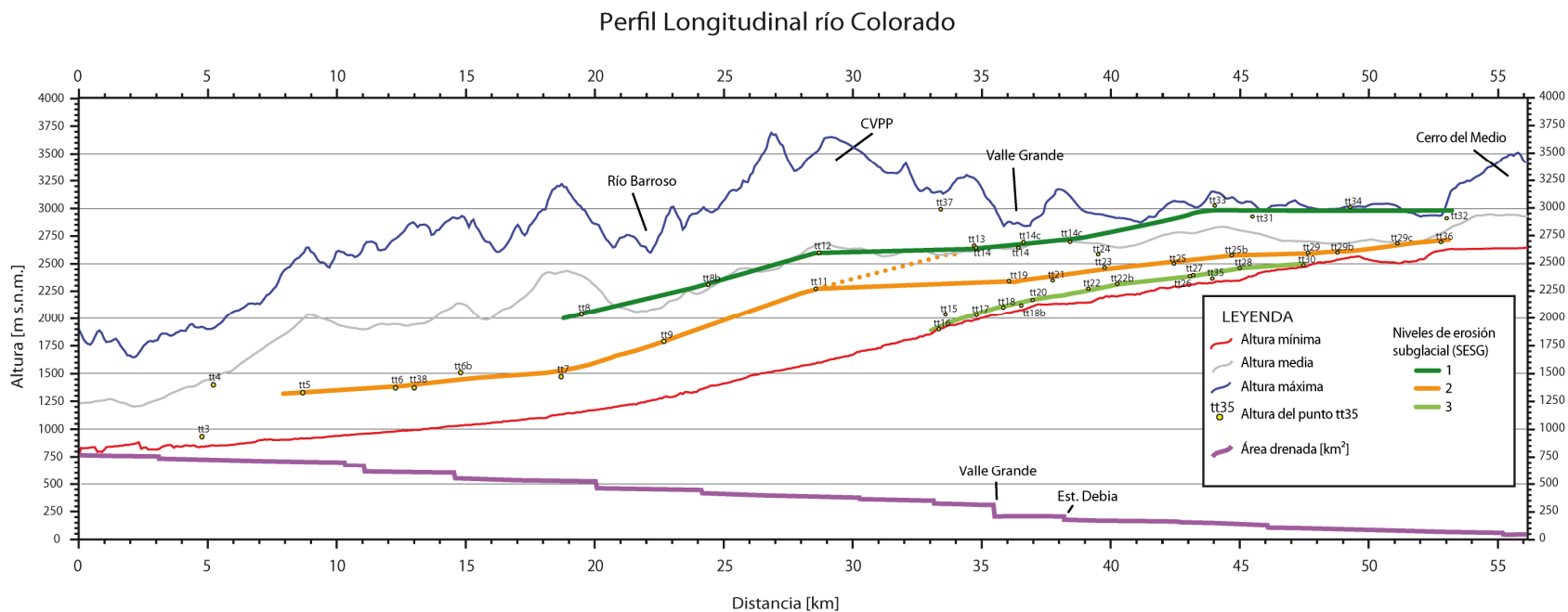


Figura 3.24: Perfil longitudinal del Río Colorado y niveles basales glaciares. Se señala la ubicación de las superficies de bajo relieve observadas en la región de estudio, puntos ttXX. Estas han sido agrupadas en niveles, correlacionados por altura, los cuales se indican por color; Nivel 1 en verde oscuro, Nivel 2 en naranja y Nivel 3 en verde claro.

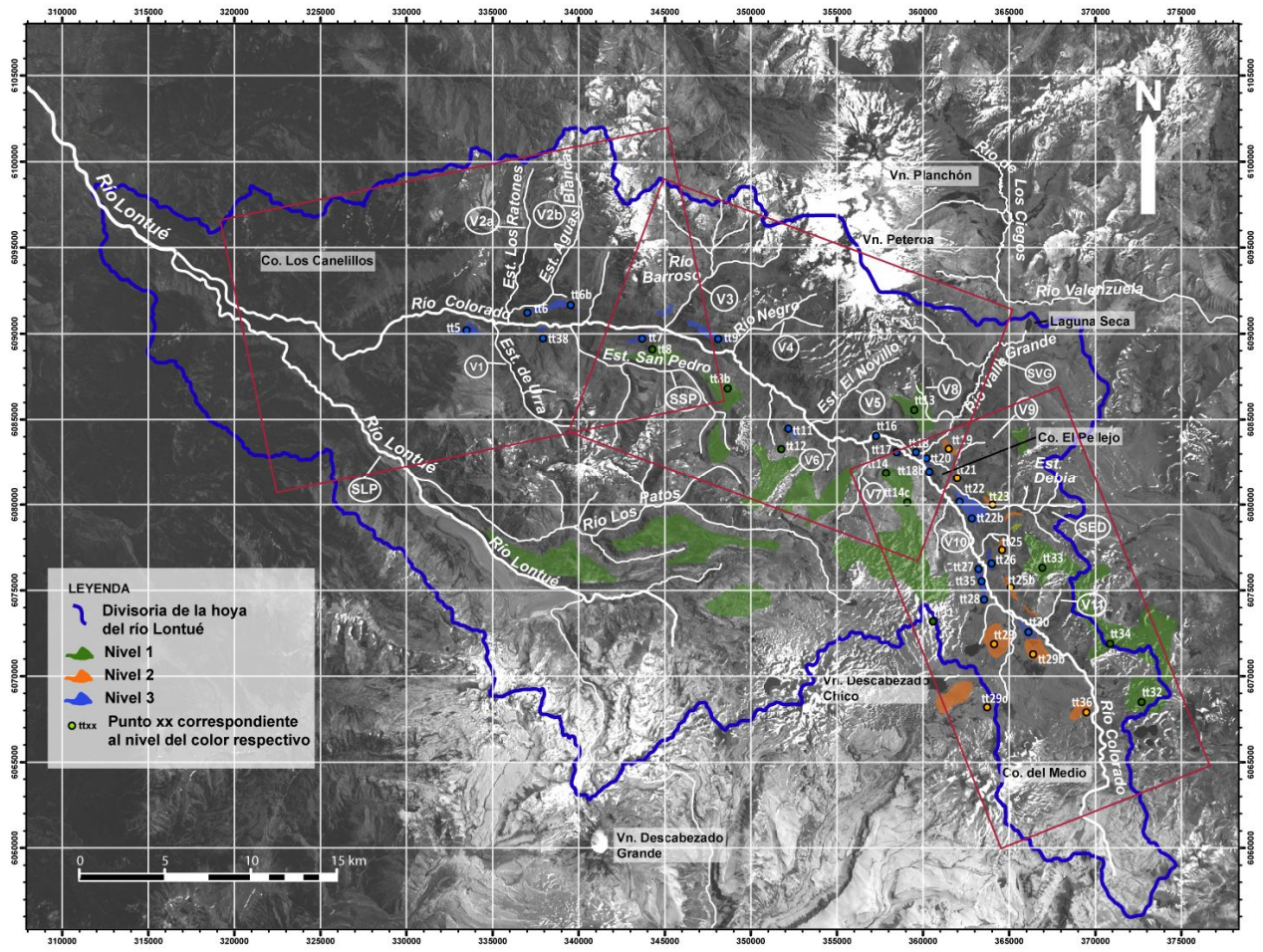


Figura 3.25: Mapa de la cuenca de drenaje del río Lontué (CRL). La línea azul delimita la CRL. Los niveles de erosión subglaciar están señalados por colores de acuerdo con la leyenda, así como la ubicación de las superficies pertenecientes a cada nivel (ttNo). Los rectángulos en rojo indican la ubicación del perfil longitudinal segmentado de la Figura 3.24.

3.3.1.1. Nivel 1

Corresponde a las SESG ubicadas en las partes más altas de la región de estudio (Figura 3.24 y 3.25), es decir, la superficie del *plateau* volcánico, el cual es sobrepasado en altura sólo por los principales edificios volcánicos. Este nivel es, entre todos, el que presenta mayores diferencias en altura, la cual varía de ~3140 m s.n.m. en la ladera Este de Valle Grande, a ~2050 m s.n.m. cerca de la desembocadura del río San Pedro (ver Figuras 3.25 y 3.24). Aún cuando este nivel es bastante irregular, se puede observar una disminución gradual de la altura hacia el Oeste.

En las laderas Este y Oeste del RCA las rocas que afloran en el Nivel 1 corresponden a tobas soldadas de la Unidad S de Loma Seca (Figura 3.25), con la excepción de algunas superficies (ver Tabla 3.3) que corresponden a rocas más antiguas pertenecientes a la Formación Cola de Zorro. La superficie de dichas rocas fue observada en la ladera Este del Río Colorado (al Norte del valle del estero Debia). En aquel lugar, no se observaron estrías glaciares, pues la capa superficial de la roca se encuentra muy meteorizada, así como tampoco montículos de roca aborregada, si no que la superficie es más bien lisa, de aspecto pulido, y cubierta de una fina capa de regolito (Figura 3.26). No obstante, en el sector al Sur del Río Colorado (en su parte alta, RCA), Hildreth (1984) y Drake (1976) señalaron que las rocas volcánicas cartografiadas como Nivel 1 en este trabajo se encuentran pulidas por la acción glacial.



Figura 3.26: Roca aborregada en Nivel 1. Fotografía tomada al Norte del valle del Debia.

3.3.1.2. Nivel 2

En la cabecera del Río Colorado, el nivel 2 se encuentra a una altura de 2680 m s.n.m. Este nivel es el fondo del valle del Río Colorado, cuya litología corresponde a lavas dacíticas (puntos tt29, tt29b, tt29c y tt36 en Figura 3.25 y Tabla 3.3), las cuales son los productos volcánicos provenientes del cerro del Medio de edad post-Loma Seca (i.e., post-0,15 Ma).

Valle abajo (bajo el punto tt29 en Figura 3.24), el nivel 2 se ubica colgado respecto del fondo del valle, y puede reconocerse en terrazas alargadas en dirección NNE, ubicadas en la ladera Este del Río Colorado, formadas sobre rocas intrusivas y lavas andesíticas de edad jurásica (Tapia, en preparación).

Este nivel coincide con una pequeña terraza ubicada en la ladera Norte del valle del estero Debia, y también con un nivel de toba (identificada en este trabajo con la Unidad S de Loma Seca) en el sector Sur de Valle Grande.

Al Sur del cerro El Pellejo, no se observan superficies correlacionables con éste nivel hasta el punto tt11 (ver Figura 3.24), a partir del cual se reconoce como un nivel

paralelo al Nivel 1, compuesto de niveles alargados y muy angostos, colgados en ambas laderas (Norte y Sur) del RCB. La litología predominante son tobas de la Unidad S y Unidad V (Hildreth et al., 1984). Sin embargo, según observaciones de terreno podrían corresponder a lavas andesítico-basálticas con disyunción columnar de edad desconocida.

3.3.1.3. Nivel 3

Es el nivel más bajo, comienza a la altura del punto tt30 (Figura 3.24), en donde se diferencia del nivel 2 por mantenerse a una cota inferior. En el RCA este nivel se encuentra cortado por la incisión fluvial, a excepción de un par de terrazas (punto tt26) colgadas en las laderas.

En el RCA, el nivel 3 está labrado sobre roca, las cuales pertenecen a la Unidad S de Loma Seca, a lavas post-Loma Seca (Hildreth et al., 1984) y también a rocas sedimentarias jurásicas definidas como “Estratos del Colorado” por Tapia (en preparación). En cambio en el RCB (Sur del cerro El Pellejo, ver Figura 3.25), esta superficie corresponde a sedimentos fluvio-glaciares sobre los cuales no es posible identificar rasgos erosivos.

Valle abajo desde el punto tt16 (Figuras 3.24 y 3.25), la incisión fluvial se vuelve menos profunda y eroda una cubierta principalmente aluvial, por lo cual no se pueden reconocer SESG.

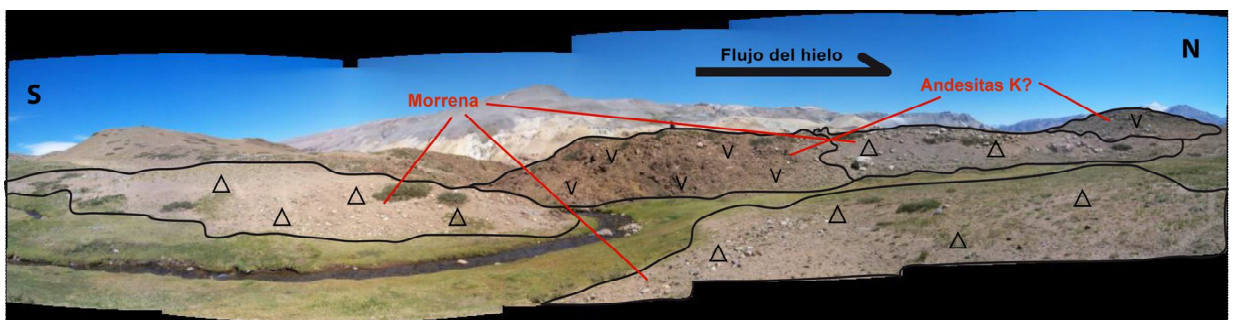


Figura 3.27: Roca Aborregada en Nivel 3. Se observan restos de till (clastos principalmente intrusivos) entre los montículos de roca (lava andesítica).

3.3.2. Perfiles de *thalweg*

A continuación, se analizarán los perfiles de *thalweg* de algunos ríos del sector (Figura 3.28). Se explicará el perfil del Río Colorado y se harán comparaciones con los procesos que ocurren en los demás ríos. Aquellos perfiles que requieran de explicaciones adicionales serán tratados por separado.

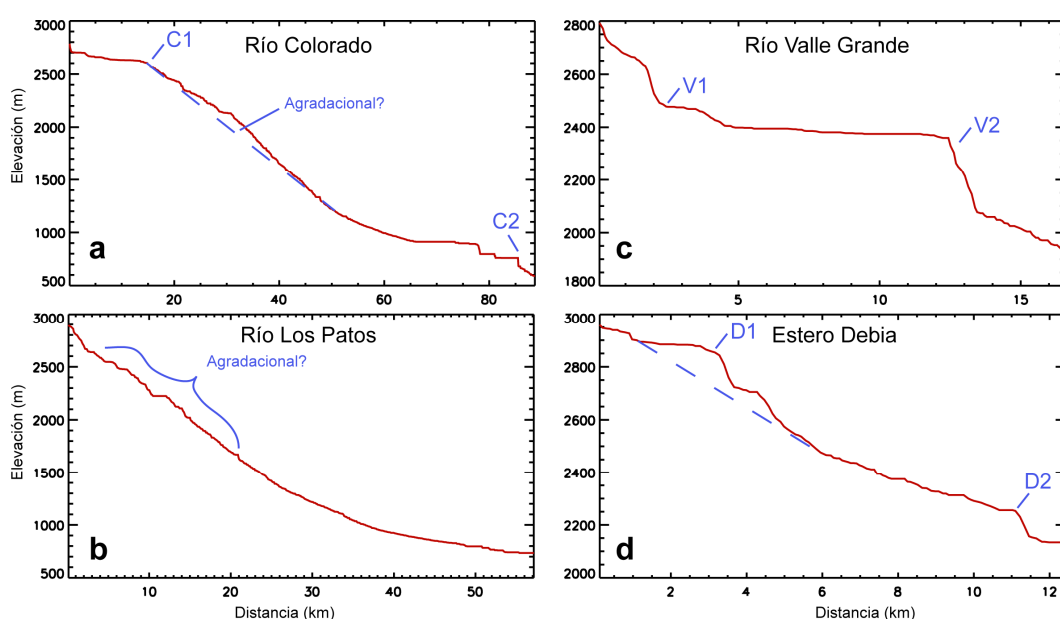


Figura 3.28: Perfiles de *thalweg* de los ríos (a) Colorado, (b) Los Patos, (c) Valle Grande y (d) Debia.

Como se observa en el perfil de *thalweg* del Río Colorado (Figura 3.28a), la cabecera del valle posee muy baja pendiente, característica que se mantiene hasta el punto C1 en donde la pendiente aumenta abruptamente. Esta diferencia coincide con un desarrollo fluvial en la cabecera, el cual corresponde a una red dendrítica con ríos de muy baja incisión. Aguas abajo del punto C1, el valle posee una morfología glacial, pues el valle se vuelve mucho más amplio profundo y aparecen rasgos de erosión glacial como los SESG.

Lo anterior se interpreta como la erosión fluvial luego de la deglaciación: cuando el glaciar desocupa el valle, la incisión fluvial se propaga valle arriba, pero debe superar el escarpe del circo glaciar, luego de lo cual alcanza el *plateau* volcánico de baja pendiente donde se genera una red fluvial pura, es decir sin morfologías glaciares heredadas (Figura 3.29).

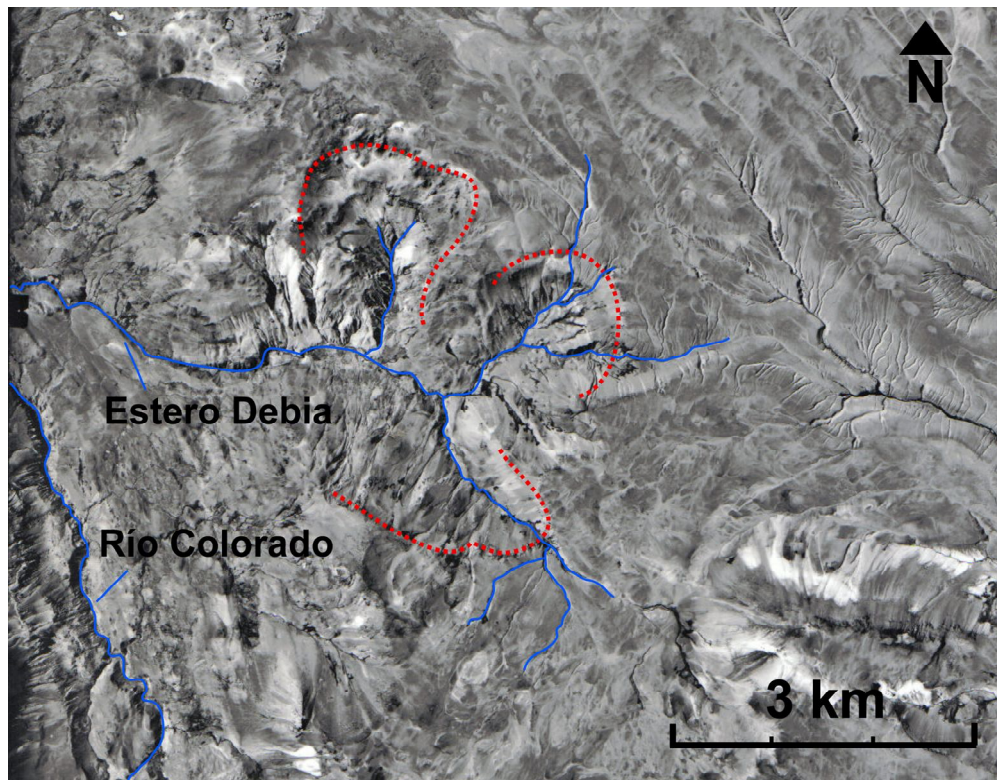


Figura 3.29: Fotografía aérea del valle del estero Debia. Se observan los circos glaciares en la cabecera (delimitados por líneas punteadas rojas, en donde se encuentra el punto D1 en Figura 3.28d), y como los ríos se han propagado al este del escarpe del circo, formando una red fluvial pura, sin morfologías glaciares heredadas.

Este fenómeno se observa también en los valles del estero Debia (punto D1, Figura 3.28d), río San Pedro y río Los Patos (ver Figura 3.28) y en muchos de los valles colgados. En general las rocas donde se produce esta red fluvial de cabecera corresponden a la Unidad S de Loma Seca o a la Unidad de lavas andesíticas y dacíticas depositada sobre la anterior (ver Mapa Geológico anexo).

Bajo el punto C1 (entre 10 y 40 km de distancia desde la cabecera) existe un sector ligeramente convexo en el perfil del Río Colorado (línea azul segmentada en Figura 3.28a), el cual es interpretado como producto de la agradación volcánica. Es decir, la depositación de productos volcánicos es más rápida de lo que el río demora en erodarlas para regresar al perfil de equilibrio. Las unidades superiores de Loma Seca y posteriores se han depositado en el fondo del valle, y de esta forma cada estrato produce una perturbación en el perfil del río, la cual se propagará aguas arriba como un pequeño *knickpoint*. Por esta razón, el perfil en dicho segmento es tan irregular. Si bien no es tan notorio como en el Río Colorado, un segmento caracterizado por agradación volcánica se puede reconocer en el valle del Debia y del río San Pedro (ver Figura 3.28b, d).

Aguas abajo, el perfil del Río Colorado se vuelve cóncavo (forma más cercana al equilibrio), se encuentra interrumpido sólo por *knickpoints* ocasionales de menor importancia, los que son litológicos (presencia de cuerpos intrusivos en el fondo del valle, ver Mapa Geológico anexo) o en algunos casos estructurales.

Hacia el final de la mayoría de los perfiles existe un gran *knickpoint* (C2, V2 y D2) relacionado a la confluencia con un río de orden igual o mayor, lo anterior es importante porque esta caída del nivel base de los valles está relacionada al cambio entre dos niveles de erosión glaciar, o bien, entre el nivel glaciar de menor altura y la incisión fluvial posterior. Por ejemplo, el fondo de valle grande corresponde principalmente a un nivel de erosión glaciar, y el ancho fondo del Río Colorado también es un nivel glaciar, sobre el cual se superpone la incisión fluvial. De acuerdo a lo anterior la confluencia de Valle Grande con el Río Colorado es una caída desde un nivel glaciar colgado a un nivel glaciar principal (más bajo topográficamente) más la incisión fluvial post-glaciar. Distinto es el caso del valle del Debia, el cual se une al nivel glaciar del Colorado sin un cambio de altura relevante, el *knickpoint* se produce donde el estero Debia se encuentra con la incisión fluvial del Colorado (lugar donde ésta es la más notoria de la zona de estudio).

3.3.3. Análisis hipsométrico de valles colgados

En la sección anterior (Subcuencas Mayores) se describieron las subcuencas de mayor tamaño o aquellas con características morfológicas que más destacan de acuerdo con las observaciones en terreno, el trabajo de fotointerpretación y análisis morfológico. No obstante, a lo largo del Río Colorado existen otros tributarios, los que corresponden a valles colgados con tamaños y características a menudo muy distintas entre sí.

En ésta sección, se tratarán las características generales de 12 valles colgados con respecto al Río Colorado, los cuales son llamados V1, V2,..., V11 (Figura 3.25 y Tabla 3.1).

Este análisis se basa en la hipsometría que muestran estos valles (Figura 3.30), incluyendo también a las subcuencas SED, SVG, SSP y SLP. Para ello, adicionalmente, los valles han sido separados en dos grupos, dependiendo de la morfología del valle, aquellos que conservan un grado de influencia glaciario importante en un grupo (con una influencia fluvial menor), y los que son principalmente fluviales en otro (casi no conservan rasgos glaciares en la hipsometría).

En el primer grupo (Figura 3.30a) se encuentran los valles que conservan una influencia glaciario en su morfología. La curva hipsométrica típica de un valle colgado glaciario debería poseer (1) una marcada concavidad en la cabecera, (2) una sección intermedia de baja pendiente, en la cual el área drenada aumenta pero la variación en altura es baja, y (3) una sección final convexa (de muy alta pendiente), la que refleja la caída rápida en altura en el sector de la confluencia con el valle principal. Éstos tres rasgos están relacionados (1) al circo glaciario (con un pronunciado escarpe en donde varía la altura, pero no el área de la cuenca), (2) la artesa glaciario (donde el área aumenta gradualmente, pero la profundidad está asociada al poder erosivo del hielo y por ende es más constante), y (3) la llegada del glaciario tributario (colgado) al tren glaciario principal.

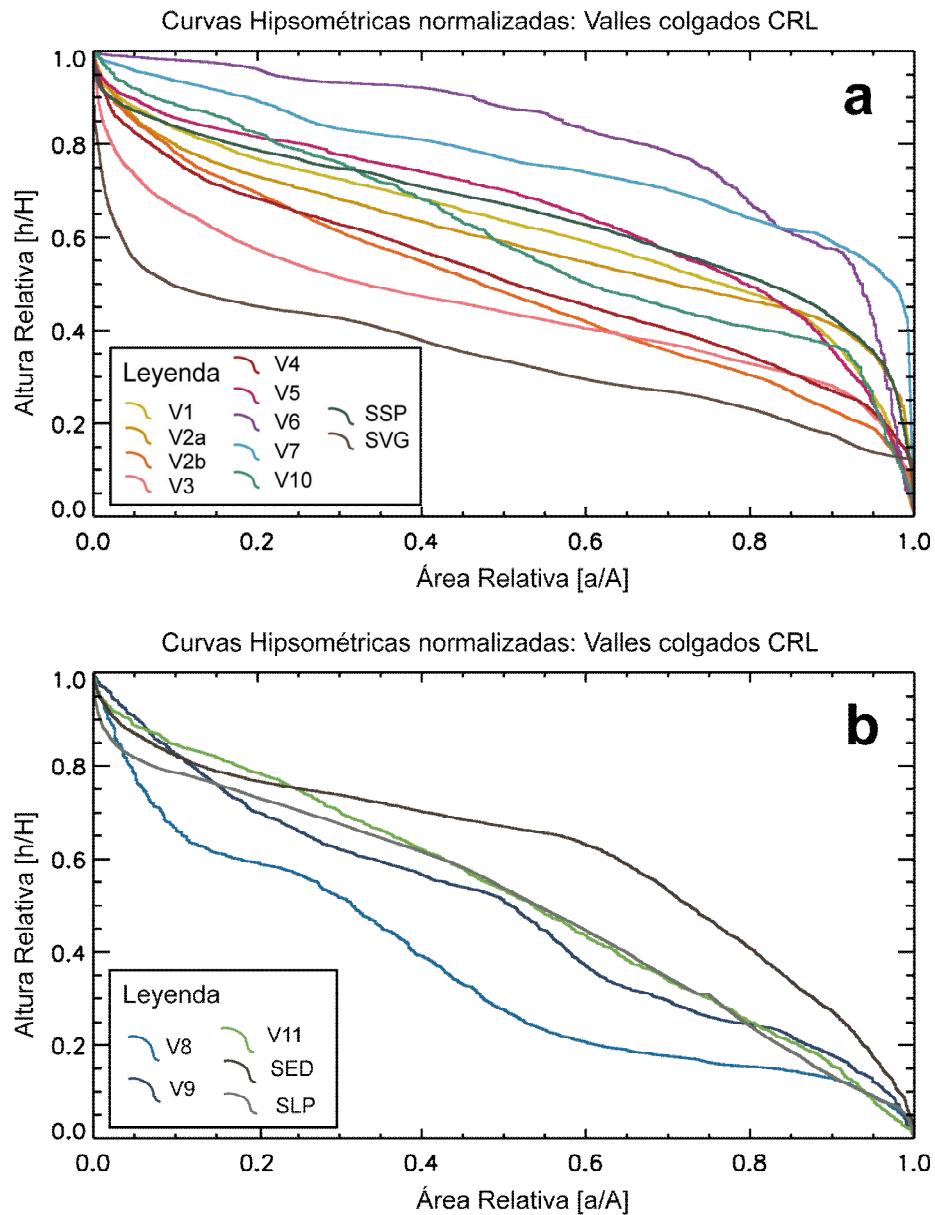


Figura 3.30: Curvas hipsométricas de valles colgados y subcuencas principales. (a) curvas hipsométricas de los valles glaciares que poseen un grado de influencia fluvial en la morfología. (b) curvas hipsométricas de valles glaciares que poseen una influencia fluvial muy marcada.

Sólo las curvas de los valles V3 y Valle Grande poseen estos tres rasgos bien marcados (Figura 3.30a). La cabecera de Valle Grande es el volcán Peteroa, el más alto del sector, por lo cual tiene una cabecera muy cóncava, el resto del valle se

encuentra bordeando la falda Este de dicho volcán y casi no tiene variación en altura, hacia el final de la curva, el ancho valle glaciar cae al nivel del Río Colorado, el cual constituía el tren glaciar principal. De la misma forma, el valle del río Barroso (V3) posee tres circos bien desarrollados, y por lo tanto, un área de acumulación grande que permitió la formación de una artesa de gran tamaño, la cual se encuentra colgada con respecto al Río Colorado.

Los demás valles no poseen estos tres rasgos tan marcados como los mencionados en el párrafo anterior; en la Figura 3.30a se puede ver que los valles V6, V7 y V10 no poseen una cabecera cóncava. Esto se debe a que la red fluvial actual se ha expandido por sobre el circo glaciar original, atenuando la señal de éste (Figura 3.29), pues ahora la cuenca posee mayor área que la que poseía durante la glaciación y esto modifica la hipsometría. Otro fenómeno común que afecta la morfología de los circos glaciares son las remociones en masa, las que se observan en la región de estudio en la mayoría de los circos (valle Las Hualas (V9), Debia (SED), quebrada El Novillo (V5), etc).

La característica que la mayoría de los valles posee, es la baja pendiente de la sección central de la curva hipsométrica (Figura 3.30a), junto a que morfológicamente son valles de un ancho y profundidad constantes, formando una artesa glaciar pequeña pero bien definida (Figura 3.25). Esta característica contrasta con la pendiente más elevada y constante que suelen poseer las curvas hipsométricas de los valles fluviales (ver SLP en Figura 3.30b).

El segmento final de la curva hipsométrica, para el primer grupo (Figura 3.30a) marca una caída abrupta. Como se explicó en la Sección 3.3.2, esta caída está relacionada al cambio entre dos niveles de erosión glaciar, es decir, indicaría que los valles se encuentran colgados con respecto al valle principal. Pero el valle del Río Colorado (valle principal), actualmente posee una incisión fluvial, sin embargo (en el RCB), ésta no es muy marcada, y es altamente probable, que durante los periodos glaciares los valles tributarios también se encontraban colgados (pero con menor diferencia de altura que la actual). Existe otra posibilidad, esta es que la diferencia de

altura se produzca entre el nivel glaciar de menor altura y la incisión fluvial posterior (post-glaciar). Este segundo caso también se observa en la región de estudio, el ejemplo más claro es el valle del Debia, en su confluencia con el Río Colorado (Figura 3.31).

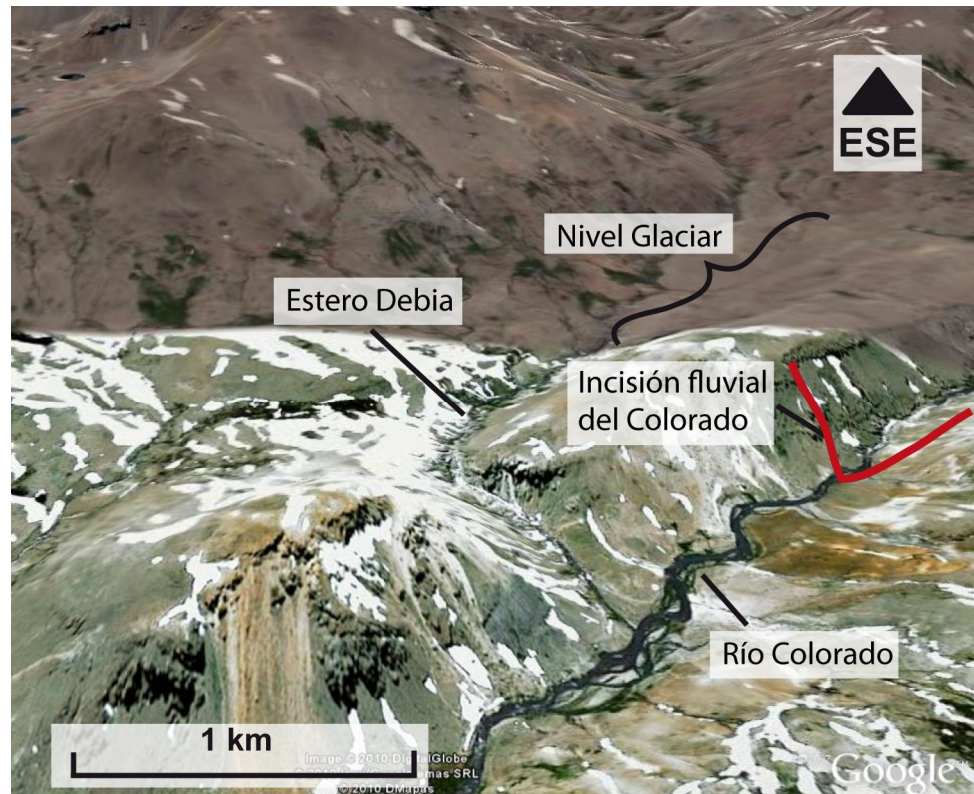


Figura 3.31: Confluencia del estero Debia y el Río Colorado. Se observa la incisión fluvial no muy notoria del Debia sobre el nivel glaciar del Colorado, la caída en altura en la confluencia se debe a la gran incisión fluvial del Río Colorado.

En el segundo grupo (Figura 3.30b) se encuentran los valles con una morfología más bien fluvial, la cual está dada porque las curvas hipsométricas en este grupo poseen una pendiente más uniforme que el grupo anterior. La típica curva fluvial es cóncava y suave, aunque se puede observar que los valles aquí estudiados también tienen una influencia glaciar heredada (esto es claro de observaciones de terreno y fotointerpretación), lo que se puede notar en la convexidad de algunas curvas. Un ejemplo de lo anterior es la curva del valle del estero Debia (SED), la cual muestra una

concauidad en la cabecera asociada con los circos allí presentes; sin embargo, la curva a partir del 68% del área cambia de pendiente, indicando una influencia fluvial en la morfología del valle. Otro ejemplo importante es la SLP, la cual posee valles claramente glaciares (ver Figura 3.32); sin embargo, al ser el río principal de una cuenca de orden mayor (Figura 3.2, Tabla 3.1), éste debiese tener un mayor caudal y por ende generar una incisión fluvial más fuerte y marcada que en los demás valles de orden menor, lo cual se manifiesta en su curva hipsométrica. Esto contrasta enormemente con el valle del río Lontué (el cual se encuentra justo al Sur, Figura 3.32), el cual, al ser protegido por una colada de lava post-glaciar aún conserva su forma de “U”.

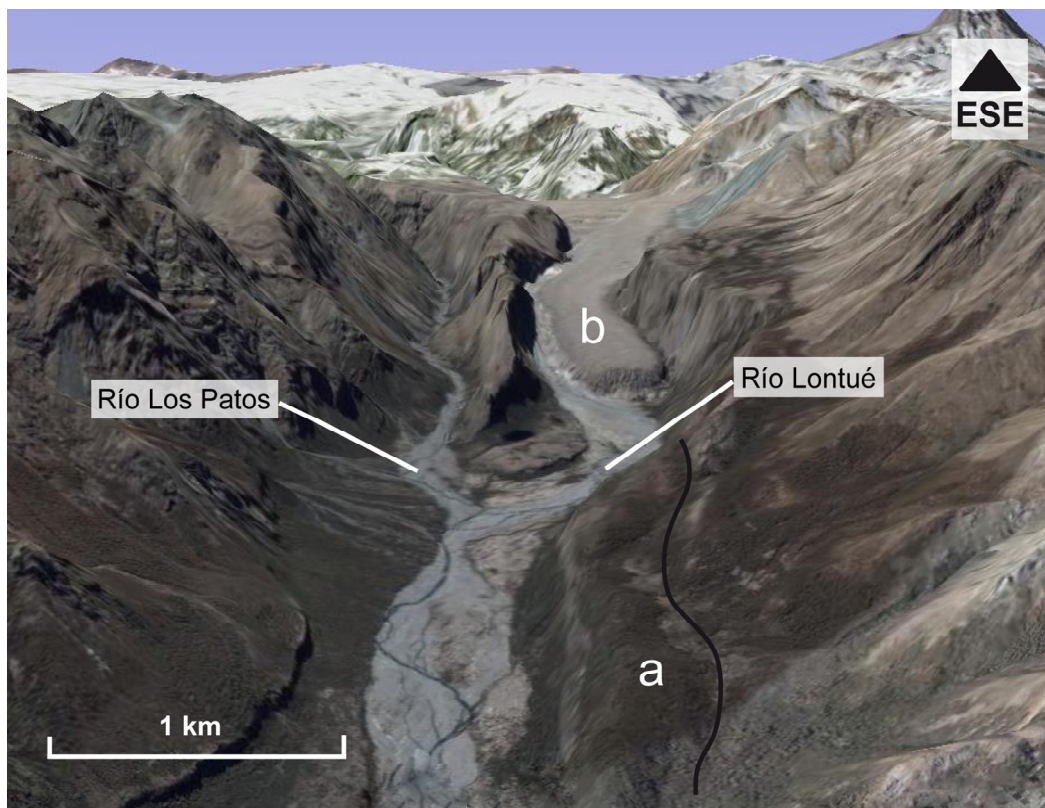


Figura 3.32: Vista al Este del río Lontué (derecha) y río Los Patos (izquierda). El valle del río Los Patos posee una marcada influencia fluvial, mientras que el valle del río Lontué preserva mejor su morfología glaciar al estar protegido por una colada post-glaciar (b) (tomada de GoogleEarth®).

4. CRONOLOGÍA RELATIVA DE SISTEMAS (O *DRIFTS*) GLACIARES

4.1. Introducción

Basado en la cartografía geológica y morfológica descrita en los capítulos 2 y 3, respectivamente, es posible diferenciar 6 sistemas o *drifts* glaciares, desde al menos 4 Ma. Cada uno de estos sistemas o *drifts*, consiste en un avance glaciar o sucesivos avances durante un determinado periodo de tiempo.

Las geoformas reconocibles dejadas por cada uno de estos *drifts*, corresponden a artesas o valles glaciares, los que han sido excavados en secuencias volcánicas del Plioceno Superior-Holoceno, y luego rellenas por rocas pertenecientes al mismo periodo, como se observa en la Figura 4.1, proporcionando edades máximas y mínimas de glaciación. La edad máxima de glaciación corresponde a la edad del techo de la secuencia volcánica que ha sido erodada (triángulo blanco en Figura 4.1), y la edad mínima de glaciación es aquella de la base de la secuencia que rellena el valle (triángulo negro en Figura 4.1).

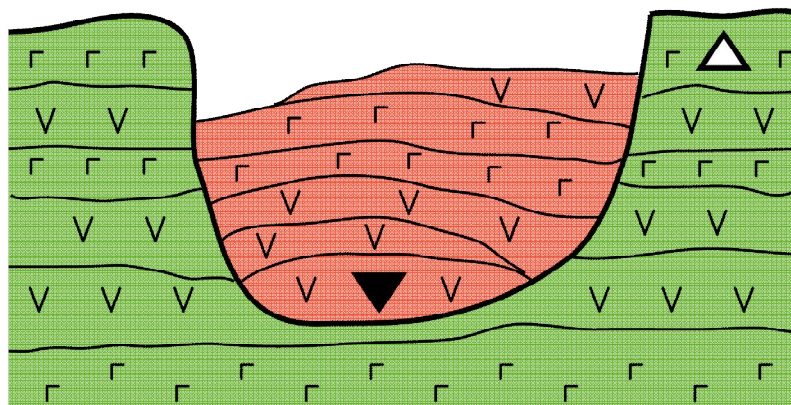


Figura 4.1: Perfil transversal de una artesa cavada en secuencia volcánica (verde), y luego rellena con otros productos volcánicos (rojo). La edad máxima de glaciación corresponde al techo de la secuencia verde (triángulo blanco), y la edad mínima corresponde a la base de la secuencia roja (triángulo negro).

En este capítulo se tratarán por separado los sistemas o *drifts* glaciares, con las evidencias encontradas en la zona de estudio para cada uno. Para lo anterior, se separará la zona en dos sectores (según el centro de emisión volcánica); un sector al Sur del cerro El Pellejo (llamado **Sector Sur**), en donde el relleno volcánico proviene del Complejo de Caldera Calabozos (Formación Loma Seca; Hildreth al., 1984), y en menor medida de otros volcanes como el Descabezado Grande, Descabezado Chico, y cerro del Medio, y otro sector ubicado en la parte Norte de la región de estudio (llamado **Sector Norte**), el cual está construido principalmente por los depósitos provenientes del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa (CVPP), con algunos depósitos de la Formación Loma Seca.

4.2. *Drifts* glaciares

Como se explicó en la introducción del capítulo, en esta sección se presentarán las evidencias para cada *drift* glaciar de la zona de estudio; en el **Sector Norte** y en el **Sector Sur**. La Figura 4.2 resume las unidades litológicas de cada sector (en orden estratigráfico), con los antecedentes cronológicos disponibles para cada una. Además,

se indican los *drifts* glaciares identificados en la zona de estudio (discordancias entre unidades litológicas, Figura 4.2); éstos son seis y serán tratados a continuación.

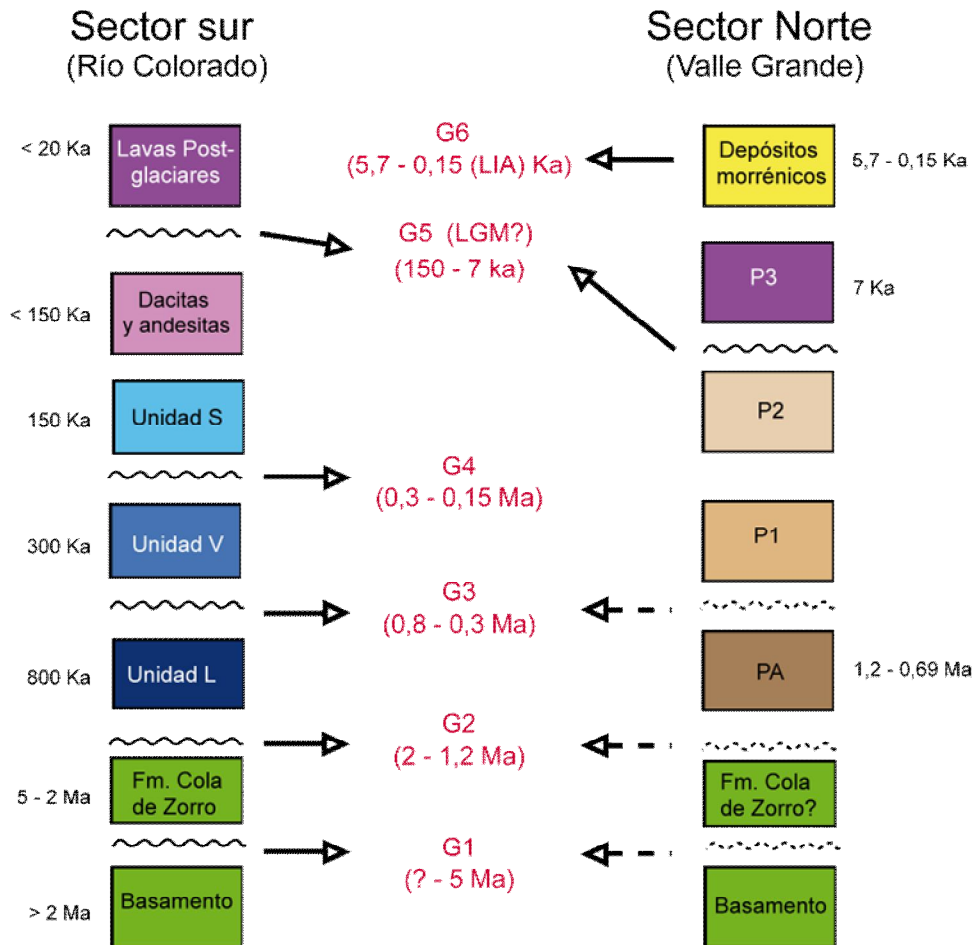


Figura 4.2: Discordancias entre unidades litológicas Plioceno-Holoceno del Sector Norte (Valle Grande) y Sector Sur (Río Colorado) de la zona de estudio.

- **Drift Glaciar 1 (G1)**

G1 es una glaciación registrada en la literatura por autores como Drake (1976) y Hildreth et al. (1984), al Suroeste y al Sur de la CRL. Es decir, evidencias de dicha glaciación no fueron observadas durante este trabajo en el área de estudio.

Drake (1976) describe grandes volúmenes de rocas volcánicas relleno los drenajes hacia la Depresión Central, en un ambiente de alto relieve similar al de hoy en día. Estas volcanitas poseen una edad entre 2,4 y 1,3 Ma. En el mismo trabajo, se describen grandes valles glaciares en el plutón El Melado (ubicado al Suroeste del volcán Descabezado Grande), los cuales están rellenos de volcanitas pertenecientes a la Formación Cola de Zorro.

Rocas de la Formación Cola de Zorro afloran en el área de estudio principalmente al Sur del Río Colorado (RCB), discordantes sobre rocas de la Formación Abanico (Figura 4.3) y los cuerpos que la intruyen (7 Ma, Plioceno Superior). Sin embargo, no se identificaron discordancias que puedan ser asociadas a morfologías glaciares.



Figura 4.3: Vista a la discordancia pliocena en la ladera Norte del Río Colorado (RCB). En la parte superior se aprecian estratos subhorizontales de la Formación Cola de Zorro discordantes sobre rocas de la Formación Abanico (rojizas).

En el Sector Norte, en Valle Grande, las rocas más antiguas son las pertenecientes a las formaciones Valle Grande y Vega Negra, las cuales se encuentran intensamente deformadas, afectadas por diversas fallas de vergencia E y orientación NNW (Tapia, en preparación). Estas rocas se encuentran erodadas por profundos valles glaciares (los que generaron una paleotopografía muy irregular), afloran en los filos a ~3200 m s.n.m., y en el fondo del valle a ~2400 m s.n.m.

En el sector de la quebrada de Aliaga (ver V8 en Figura 3.25, y Figura 4.4), la topografía antes mencionada es rellenada por lavas, tobas y brechas volcánicas, rocas que se pueden correlacionar con la Formación Cola de Zorro, sin embargo no existen edades radiométricas que afirmen dicha correlación (Figura 4.4). No obstante, edades termocronológicas a lo largo del Río Colorado muestran un comienzo de la exhumación/incisión en el límite Mioceno-Plioceno, con un marcado incremento a los 3,8-3,0 Ma, el cual podría relacionarse con el comienzo de la denudación glacial (Marcelo Farias, comunicación personal). Particularmente, de acuerdo con estos datos, el sector que muestra mayor exhumación en la zona de estudio presenta características de erosión glacial (confluencia de los ríos Colorado y Barroso, ver Mapa Geológico anexo y Figura 3.25).

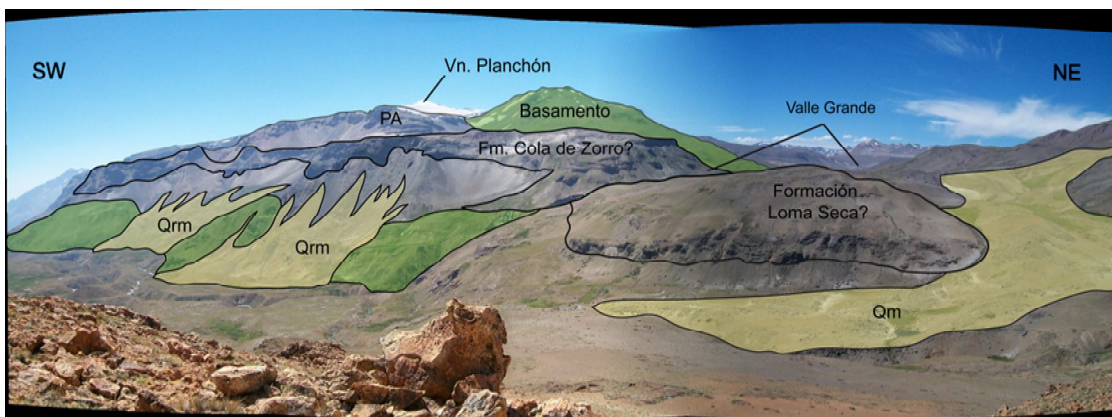


Figura 4.4: Vista de la quebrada Aliaga mostrando la relación entre las distintas unidades que afloran en el sector. Se observa como las rocas pertenecientes a la Formación Cola de Zorro y a la unidad PA se encuentran adosadas a las rocas más antiguas (en verde). Qrm son depósitos de remoción en masa y Qm son depósitos morrénicos.

Por tanto, el *drift* G1 se evidencia sólo por los datos de Drake (1976) e indirectamente por los datos termocronológicos. La deglaciación habría ocurrido antes de la depositación de la Formación Cola de Zorro, esto es durante el Plioceno, antes de 5 Ma (González y Vergara, 1978), aun cuando la edad de esta formación varia ampliamente en los Andes del centro-Sur de Chile (e.g., Charrier et al., 2002).

- ***Drift* Glaciar 2 (G2)**

En el Sector Sur, la Unidad L (800 Ka) de la Formación Loma Seca se depositó rellenando valles glaciares, los que a su vez fueron afectados por glaciaciones posteriores, dejando sólo relictos adosados a las paredes (Hildreth et al., 1984). Estos relictos afloran al Sur del cerro del Medio, y también al Sur del valle del Debia (Figura 3.25), lugar donde rellena un bajo topográfico entre cuerpos intrusivos.

Entre el *drift* G1 y la Unidad L existe un largo período de tiempo, durante el cual Drake (1976) postula que el *plateau* volcánico de 2,4 Ma (del cual se habló en G1, correlacionable con Formación Cola de Zorro), fue erodado (generando anchos cañones) y rellenado con depósitos volcánicos que poseen edades entre 1,12 y 0,97 Ma (K/Ar en roca total), al igual que el plutón El Melado (ubicado al Suroeste del volcán Descabezado Grande).

Es posible que la Unidad L se emplazara en un valle glaciar creado durante G1, pero las edades de Drake (1976) indican que hubo una glaciación antes de ca. 1 Ma, la cual es llamada en este trabajo G2.

En el Sector Norte, sobre la Formación Cola de Zorro, se dispone otra secuencia volcánica, la cual tiene un aspecto distinto: son tobas y lavas muy alteradas, las que fueron cartografiadas por Naranjo et al. (1999) como parte de la unidad

Peteroa-Azufre (ver PA en Figura 4.4 y Sección 2.2.2.1), con edades entre 1,2 y 0,55 Ma.

Es muy probable que el contacto entre la Formación Cola de Zorro y la unidad PA (ver Figura 4.4) sea una discordancia glaciár, pero este dato no es certero. Este periodo es correlacionable con G2, definido en el Sector Sur.

En resumen, el *drift* G2 también está registrado en la literatura justo al Suroeste de la región de estudio, y además, podría estar representado en la zona por la unidad PA. La edad mínima de glaciación correspondería a 1,2 Ma para este periodo.

- ***Drift* Glaciár 3 (G3)**

Como se mencionó en 4.3.1.2 luego de la depositación de la Unidad L (800 Ka) hubo una glaciación que dejó solo relictos de estas rocas en la paredes del valle posteriormente se depositó la Unidad V, datada en 300 Ka (Hildreth et al., 1984).

La Unidad V aflora en las partes altas, sobre estratos de la Formación Cola de Zorro al Norte del volcán Descabezado Chico y sobre rocas desconocidas en la ladera Este del Río Colorado (RCA) al Noreste del Cerro del Medio (ver Mapa Geológico anexado). Esta unidad también aflora en el fondo del valle del Río Colorado (en el RCA, ver Mapa Geológico anexado), en donde el contacto es una discordancia horizontal sobre estratos sedimentarios más antiguos (y no sobre la Unidad L), lo que indica que esta unidad se depositó sobre un valle que ya había sido erodado.

Entre las Unidades L y V existe un *gap* de 500 Ka, durante los cuales más de una glaciación pudo afectar el área de estudio. Se puede inferir que ocurrió al menos una de ellas, llamada *drift* G3 en este trabajo.

Por otra parte, en la secuencia del CVPP (Sector Norte) no existen edades para las unidades Planchón 1 (P1) y Planchón 2 (P2) que son las que se depositan con

posterioridad a la unidad PA. Según observaciones de terreno, la unidad PA está notablemente más erosionada que la posterior P1 (Naranjo et al., 1999), pues aflora como relictos en las paredes de los valles glaciares El Nevado, El Azufre y El Peñón, los que se encuentran a una altura superior a 3400 m s.n.m (Figura 4.5). Lo anterior sugiere que los valles se profundizaron con una o más glaciaciones luego de la depositación de la unidad PA, pero la edad de estas glaciaciones no se puede acotar.

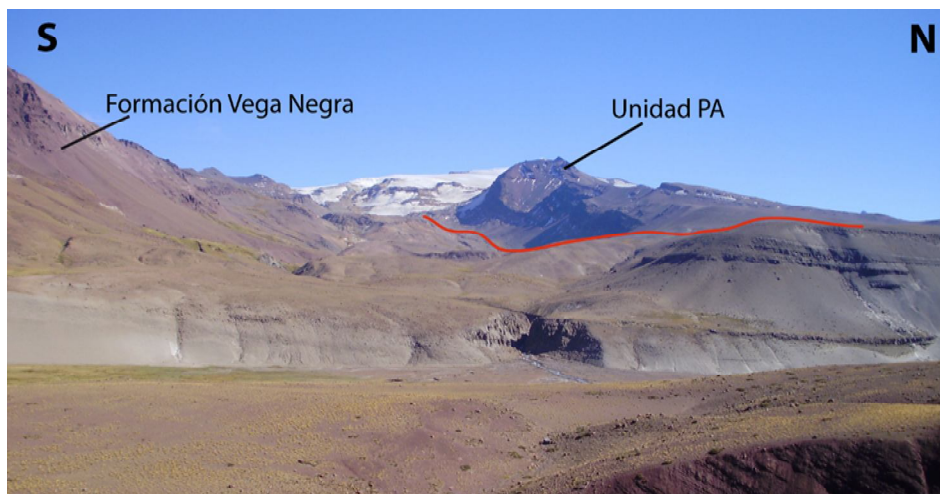


Figura 4.5: Vista al Oeste del valle del Nevado. Se observa la fuerte erosión glacial que ha afectado a la unidad PA, la que aflora como altos relictos en las laderas del valle.

- ***Drift Glaciar 4 (G4)***

Del mismo modo que para el *drift* anterior, en el Sector Sur el periodo G4 se encuentra acotado por dos unidades de la Formación Loma Seca: la Unidad V (300 Ka) y la Unidad S (150 Ka).

En el mapa geológico, se observa como la Unidad S se dispone sobre la Unidad V, en las partes altas y también en el fondo del valle, lugar donde también sobreyace a rocas más antiguas, ambas en un contacto discordante subhorizontal. Los flujos que la componen rellenan la topografía, ocupando los tres niveles de erosión subglaciar (Figura 3.24, y 3.25), y en algunos sitios cubre las laderas donde el flujo parece paralelo a la pendiente de las mismas (Figura 4.6).

La Unidad S fue depositada por sucesivas oleadas piroclásticas y flujos piroclásticos (Hildreth et al., 1984); no obstante, el espesor en los bajos topográficos es menor o igual al de las partes altas. Esto, y lo descrito en el párrafo anterior, indica que la topografía fue modificada por erosión, antes de la depositación de la Unidad S (Figura 4.6). Esta erosión se presume provocada por el *drift* glaciar G4, el cual ocurrió entre 300 y 150 Ka.

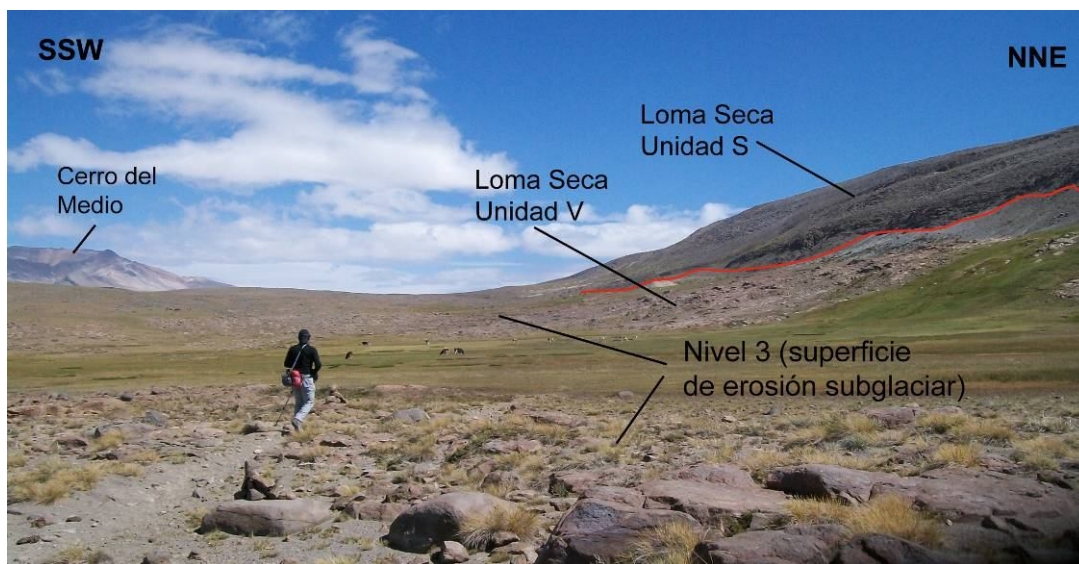


Figura 4.6: Vista al Sureste del valle del Río Colorado (RCA). Se observa la Unidad V de Loma Seca, sobreyacida por la Unidad S. La cual baja por las laderas para depositarse subhorizontal sobre la Unidad V, en lo que actualmente se expone como un nivel de erosión subglaciar.

En el Sector Norte no hay evidencias para este sistema. Las unidades P1 y P2 se encuentran pulidas y aborregadas en superficie, pero afloran de manera distinta; mientras P1 posee una forma cónica (en la falda N y NNE del CVPP), P2 se deposita encausada en el valle del río Los Cajones (río que drena por la falda Oeste del volcán Planchón). Naranjo et al. (1999) atribuyen este encauzamiento al colapso de la unidad P1 y no a un evento glaciar.

- **Drift Glaciar 5 (G5)**

Sobre la Unidad S, en la cabecera del Río Colorado, se deposita una unidad de lavas dacíticas y andesíticas (Hildreth et al., 1984), la cual conforma los edificios volcánicos del sector (Cerro del Medio, volcán Descabezado Chico y volcán Descabezado Grande). Estas lavas se encuentran aborregadas en superficie, indicando una glaciación post deposición. Sobre ellas se encuentran depósitos de till en capas finas, y lavas post glaciares, fácilmente reconocibles por su textura rugosa, no pulida (Figura 4.7).

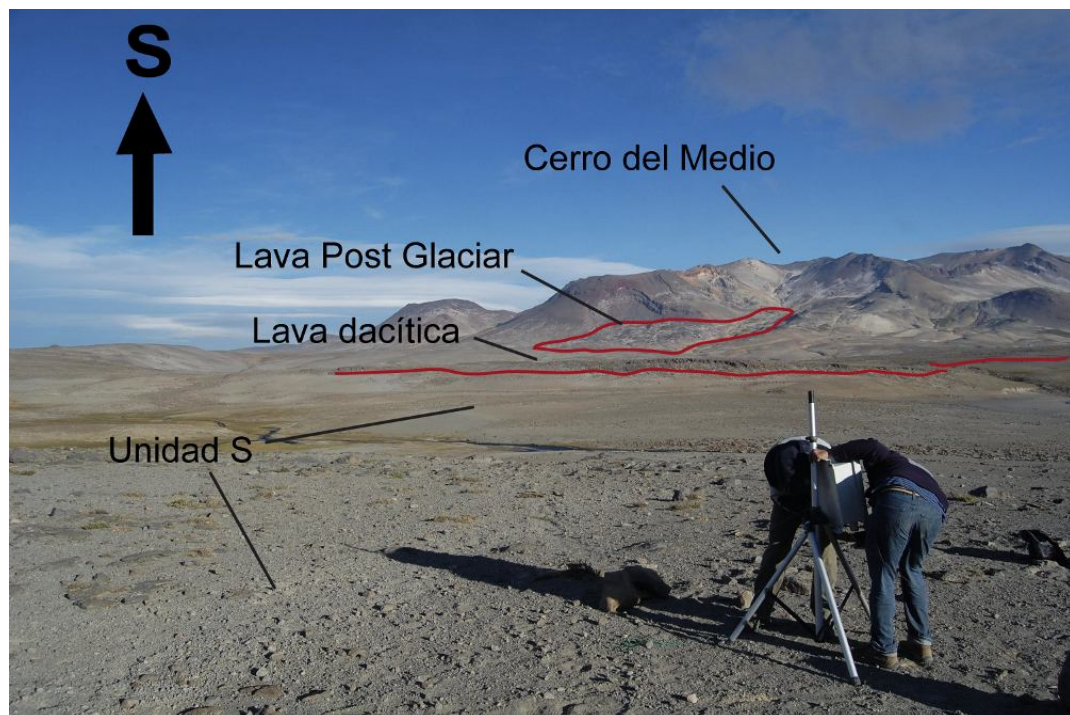


Figura 4.7: Cabecera del Río Colorado. En la parte inferior se puede observar la Unidad S de Loma Seca, sobreyacida por una lava dacítica proveniente del Cerro del Medio, ambas pulidas en superficie por abrasión glaciar. Sobre la colada dacítica se deposita una lava de bloques andesítico basáltica post-glaciar.

De acuerdo a lo anterior, y puesto que no se cuenta con edades en la unidad de lavas, el *drift* G5 ocurrió post 150 Ka. El registro isotópico (e.g., Bassinot et al., 1994) indica dos períodos glaciares post Loma Seca a ca.120 Ka y ca. 20 Ka (LGM). Sin embargo, estos no han sido diferenciados en la zona.

En el sector Norte, las lavas de la unidad P2 también se encuentran pulidas en superficie. Posterior a P2 existen depósitos asociados a la Oleada Piroclástica Valenzuela datada en 7 Ka, edad que acota el *drift* G5 (Figura 4.2).

- ***Drift* Glaciar 6**

El último *drift* glaciar reconocido en la zona de estudio está asociado a depósitos morrénicos encontrados en el valle del estero Debia y Valle Grande (ver Sección 3.2.3.2). Estos depósitos se encuentran sobre todas las litologías, siendo sólo afectados por la erosión fluvial y actividad tectónica reciente (Falla Calabozos; Farías et al., 2009).

Tanto las morrenas de Valle Grande como las del valle del Debia son correlacionadas con aquellas descritas por Espizua (2005) y Espizua y Pitte (2009) en los valles El Peñón y El Azufre (ver Sección 2.3), lugar donde existen varias morrenas, siendo la más vieja de ellas de 5,7 Ka y la más joven de 0,15 Ka (ambas corresponden a edades mínimas de deglaciación).

5. IMPLICANCIAS

5.1. Correlación de periodos glaciares

En el presente trabajo se identificaron 6 sistemas o *drifts* glaciares en la región de estudio (G1-G6, ver Capítulo 4). La correlación de las edades de éstos con el registro isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ (conocido proxy climático, ver Figura 5.1 y 5.2) no es simple, pues los periodos de tiempo atribuidos a cada uno de estos *drifts* glaciares son muy extensos (Figura 4.3), y a menudo abarcan numerosas glaciaciones en el registro isotópico, debido a que las edades de las rocas volcánicas de la región de estudio no permiten acotarlos mejor.

Tal es el caso de los sistemas glaciares G1 y G2, los que ocurrieron pre-5 Ma, y entre 2 y 1,2 Ma, respectivamente. En la Figura 5.1 se observa como el periodo de tiempo atribuido al *drift* G2 abarca múltiples glaciaciones del ciclo de 40 Ka. No obstante, con los datos obtenidos en este trabajo, no es posible asegurar que todas aquellas glaciaciones hayan afectado a la región de estudio.

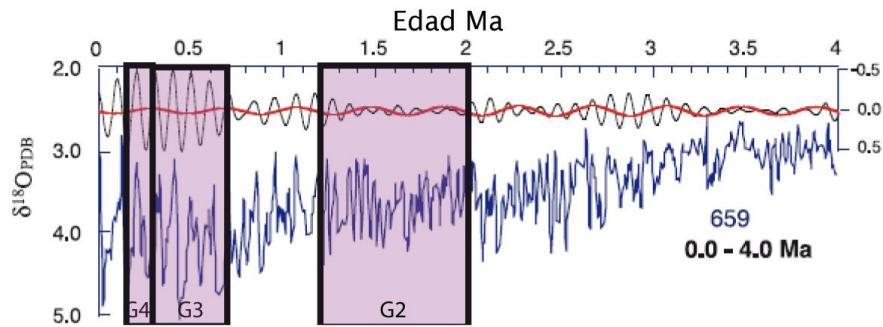


Figura 5.1: Sistemas glaciares G2, G3 y G4 en el registro de $\delta^{18}\text{O}$ de un sitio en el Este ecuatorial Atlántico. Se puede observar como el *drift* G2 abarca múltiples glaciaciones del ciclo de 40 Ka, y los *drifts* G3 y G4 abarcan ciclos de 100 Ka (modificado de Zachos et al., 2001).

Por otra parte, los *drifts* G3, G4 y G5 se encuentran dentro de los últimos 800 Ka, y los ciclos glaciares durante este periodo tienen una duración de ca. 100 Ka. De esta forma, como se indica en la Figura 5.2, el periodo G3 abarca tres glaciaciones (ubicado entre la unidad PA y Unidad V de Loma Seca), el periodo G4 registra sólo una (aquella correspondiente a ca. 240 Ka), y el periodo G5 abarca dos (la que ocurrió a ca. 120 Ka y la conocida como LGM).

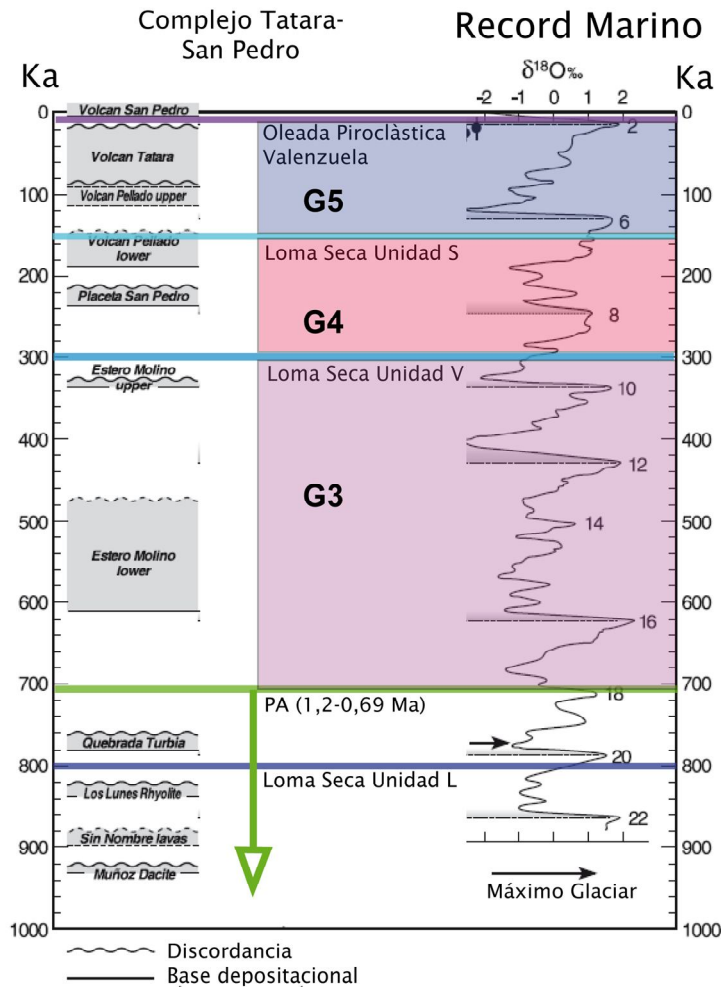


Figura 5.2: Estratigrafía volcánica de la región de estudio (líneas de color con los nombres de las unidades) y el volcán San Pedro (costado izquierdo de la figura), comparación con el registro isotópico de $\delta^{18}O$ (modificado de Singer et al., 1997).

De igual modo que para los *drifts* G1 y G2, no es posible identificar los distintos avances dentro de los sistemas G3 y G5. Existe un registro mucho más completo de eventos erosivos (que los autores atribuyen a glaciaciones) en el complejo volcánico Tatara-San Pedro, ubicado ~40 km al Sur de la región de estudio (Singer et al., 1997; ver Figura 5.2). Estos datos revelan que más glaciaciones de las inferidas en este trabajo afectaron a la región de estudio (e.g. *drifts* G3 y G5, ver Figura 5.2), sin

embargo los datos estratigráficos y morfológicos actuales no permiten reconocerlas en el área.

Por último, los avances Neoglaciales de la zona de estudio (*drift* glaciar G6) no pueden ser correlacionados con los eventos del Holoceno tardío, pues sus edades pueden variar desde pre-5,7 Ka hasta el LIA (según lo expuesto en la Sección 4.2). Sin embargo, se plantea la importancia de realizar dataciones de radiocarbono puesto que no existen antecedentes de estos periodos a esta latitud (fuera de los reportados por Espizua et al. (2005) y Espizua y Pitte (2009)).

5.2. Extensión espacial de los eventos glaciares

La extensión de los *drifts* glaciares se puede deducir a partir de la morfología, esto es, de acuerdo a la extensión de las rocas aborregadas, las artesas o valles glaciares, morrenas terminales, etc. No obstante, la morfología actual entrega información de los últimos periodos glaciares, que son los que más han influido sobre ella.

Para conocer la extensión espacial de los *drifts* más antiguos, es necesario realizar cartografía geológica y estratigrafía de detalle, y de esta forma cartografiar las discordancias (atribuidas a periodos glaciares) entre las distintas unidades geológicas.

5.2.1. Avances Plioceno-Pleistoceno

Aún cuando la Formación Cola de Zorro (Plioceno) no fue cartografiada en detalle en este trabajo, la erosión de los estratos de la Formación Abanico (y los cuerpos que la intruyen), evidencia del *drift* G1, es la más extensa registrada en la región de estudio. Esta se puede reconocer en las faldas Oeste y Sur del CVPP, y hasta el límite Sur de la zona (al Sur del volcán Descabezado Grande), a lo largo de la frontera Argentina por el Este, y por el Oeste hasta la zona precordillerana.

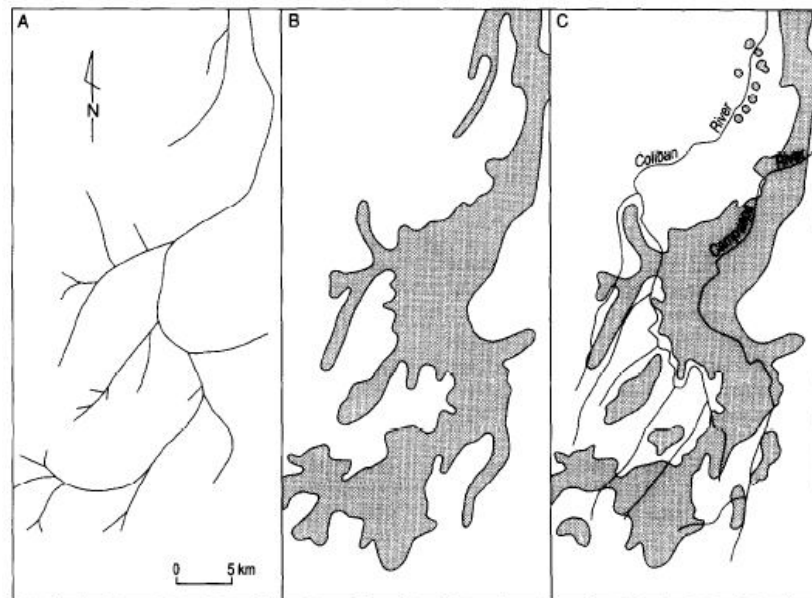
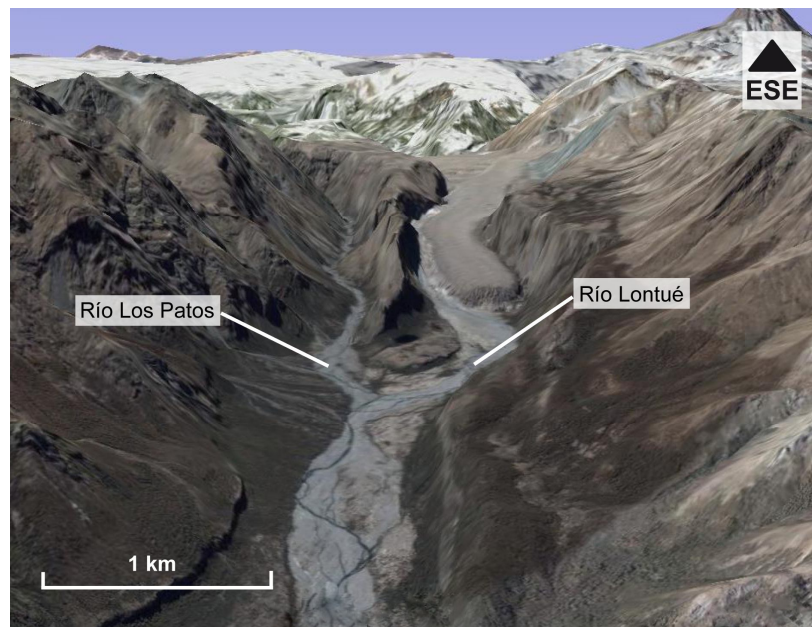


Figura 5.3: Vista al Este del río Lontue (derecha) y río Los Patos (izquierda). Notar como el valle del río Lontué ha sido relleno con una colada de lava postglaciar, la que desvía los cauces del río (y la erosión) por los márgenes de esta (tomada de GoogleEarth ®). El diagrama de la parte inferior (Pain y Ollier, 1995) muestra en planta el proceso de inversión del relieve. (A) Drenaje original, (B) máxima extensión de la colada de lava, la que fluyó desde el Norte, y (C) drenaje y distribución actual de la colada de lava.

Para generar una erosión tan extendida y acotada en el tiempo (entre 7 y 5 Ma, ver Sección 4.2) se propone en este trabajo al sistema glaciar como mecanismo de erosión. Los glaciares generan anchos valles, los que al ser rellenados con lavas (luego de la deglaciación), desvían los cauces de agua por los costados de esta (como ocurre actualmente en el valle del río Lontue, Figura 5.3). Desviar la erosión a los márgenes del valle, provocará que el siguiente *drift* glaciar fluya por aquel lugar, ensanchando el valle y la colada de lava pasará a ser un alto topográfico, este proceso se conoce como “inversión del relieve” (Pain y Ollier, 1997), y es muy común en zonas volcánicas (ver diagrama en Figura 5.3). El proceso anteriormente descrito favorece la erosión lateral, provocada por sucesivos avances glaciares, pudiendo crear una zona de bajo relieve en altura, donde los escasos altos topográficos corresponden a rocas intrusivas y edificios volcánicos antiguos (más resistentes a la erosión), como se observa en el *plateau* volcánico de la zona de estudio.

La unidad que permite acotar el *drift* G2, es decir la Unidad L de Loma Seca, aflora sólo como pequeños remanentes, por lo que no es posible seguir la extensión de dicho sistema glaciar. De modo similar, no es fácil determinar el alcance de los *drifts* G3 y G4, cuyas edades mínimas son las unidades V y S de Loma Seca. El *drift* G3 habría alcanzado al menos el límite Oeste de la Unidad V (ver Mapa Geológico anexo). Mientras que el sistema G4 se expone claramente en el valle del Río Colorado, y probablemente también alcanzó al menos el límite cartografiado de la unidad S, la cual se encuentra muy erodada y colgada en las laderas de los valles.

La evidencia más importante de un avance por el Río Colorado es la Morrena Terminal Barroso, ubicada en el río Colorado Bajo (1 en Figura 5.4), a ca. 32 km del Cerro del Medio (cabecera del río Colorado). Y en acuerdo con las evidencias expuestas anteriormente, existen valles colgados (ubicados en el *plateau*) con morfología glaciar ubicados al Oeste de la morrena terminal Barroso, como indican las flechas rojas en la Figura 5.4.

En conjunto, todas las evidencias anteriores indican lo que podría ser el máximo avance glaciar del Plioceno-Pleistoceno, probablemente previo al LGM (por su gran

extensión, flechas rojas en Figura 5.4). Sin embargo, para determinar el mencionado límite son necesarias observaciones de terreno, que confirmen la morfología glaciar de los valles, y dataciones en el depósito de morrena (1 en Figura 5.4).

La extensión del avance Plioceno-Pleistoceno indica que los glaciares lograron avanzar más al Oeste en las partes altas. Ésta diferencia se presume producto del efecto de la temperatura; en las partes altas la temperatura es más baja y esto favorece la mantención del hielo, es decir existirá menor ablación en el alto *plateau* volcánico que en el río Colorado (ubicado ~1000 m más abajo).

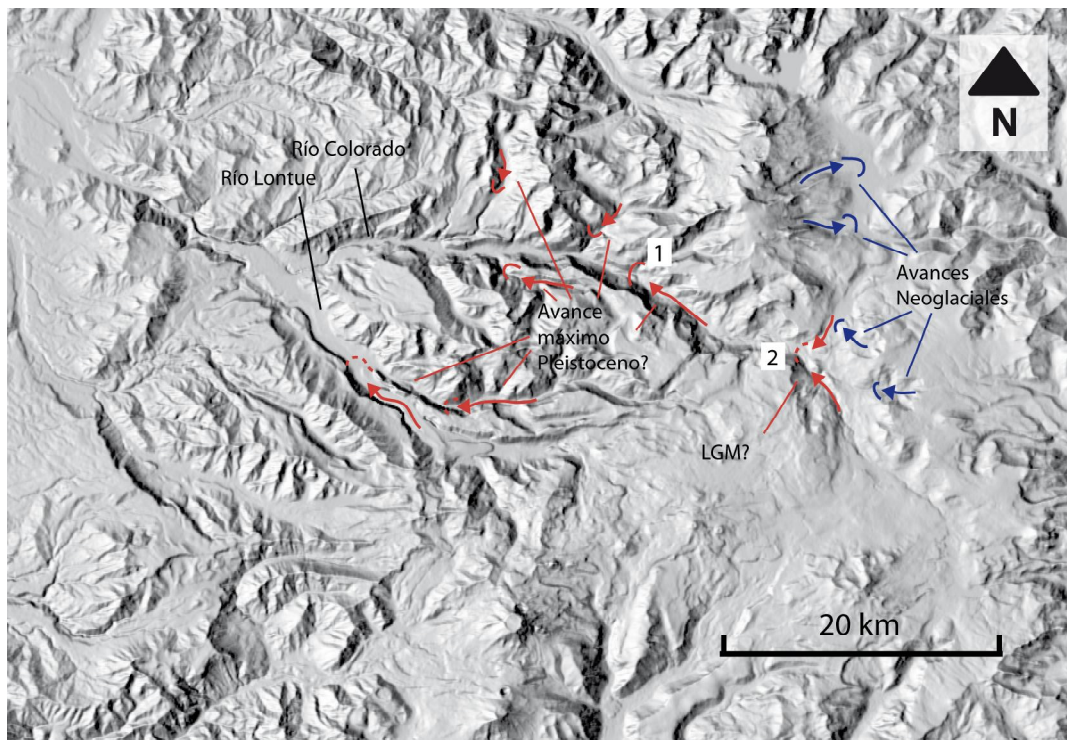


Figura 5.4: Límites inferidos para los avances glaciares del Pleistoceno y LGM (flechas rojas), para la región de estudio. Además se señala la ubicación de los avances Neoglaciales de la zona (flechas azules).

Para lograr mencionado avance, la zona de acumulación contemporánea a la glaciación, debe haber sido de un tamaño mucho mayor al de la actual. Es decir,

hubiera sido necesario que todo el Cerro del Medio, Valle Grande y el río Valenzuela (es decir el CVPP completo), conformaran la zona de acumulación. Esto significa que probablemente la edad de dicho avance es previa a la captura del río Valenzuela (ver Sección 3.2.1.3), y/o previa a la captura del área comprendida entre el volcán Descabezado Chico y el Cerro del Medio, es decir es de una edad en que el área de la cuenca del río Lontué (CRL) era mucho mayor al de la actual.

5.2.2. Último Máximo Glaciar?

Existe una gran cantidad de depósitos fluvio-glaciares en el sector del cerro el Pellejo (Mapa Morfológico anexo, 2 en Figura 5.4). Esta acumulación de sedimentos podría indicar el límite de un avance glaciar. Puesto que el límite Pleistoceno se ubica al Oeste, y las glaciaciones Neoglaciales se ubican aún más al Este, por un criterio de edades relativas, el avance Pellejo (2 en Figura 5.4) podría corresponder al LGM (*Last Glaciar Maximum*). Sin embargo, no existen datos que apoyen esta proposición, no fueron identificadas morrenas terminales en aquel sector que indiquen que efectivamente se trata de un límite glaciar. Esto es inferido sólo por la gran acumulación de sedimentos presentes en el sector. Por otra parte, los glaciares cálidos (*warm glaciers*) avanzan sobre una cama de sedimentos, y no directamente sobre la roca (como los glaciares fríos), por lo que este sector puede ser el relleno del lecho del valle, para permitir el avance del glaciar al Oeste. De este modo, la gran acumulación de sedimentos bien podría ser producto de numerosas glaciaciones, con límites al Oeste de dicho sector (como la que generó la morrena del punto 1 en Figura 5.4).

5.2.3. Avances Neoglaciares

El avance más reciente corresponde al delimitado por los depósitos morrénicos que se ubican en el valle del río Los Ciegos, Valle Grande y en el valle del Debia (flechas azules en Figura 5.1). Éstos son depósitos Neoglaciales (del Holoceno medio-tardío) según dataciones de radiocarbono realizadas por Espizua et al. (2005) y Espizua y Pitte (2009) en los valles El Peñón y El Azufre. Las morrenas descritas en este trabajo, ubicadas en Valle Grande (asociadas al valle tributario Las Hualas) y en el

vallle del Debia, son correlacionadas con aquellas descritas por Espizua et al. (2005) y Espizua y Pitte (2009), pues se encuentran a una altura muy similar (ambas depositadas en el mismo nivel base), y aún cuando la distancia al circo es mucho menor en las morrenas de Valle Grande y Debia (3 y 2,6 km respectivamente), esto es esperable, puesto que la zona de acumulación es de menor área y altura en estos valles (en comparación con el alto topográfico del CVPP).

Espizua (2005) dató morrenas desde 5,7 Ka hasta 0,350 Ka (LIA). Puesto que no se cuenta con dataciones en este trabajo, es muy difícil correlacionar las morrenas observadas en la zona de estudio con las mapeadas inmediatamente al Norte. Aún cuando los depósitos se encuentran en el mismo nivel base, el ELA estimado es muy distinto. El ELA estimado en la región de estudio es 2670 y 2700 m s.n.m. en Valle Grande y valle del Debia respectivamente, mientras que el estimado por Espizua (2005) para el máximo Neoglacial es 3080 y 3225 m s.n.m. para los valles El Azufre y El Peñón respectivamente, y para el LIA 3120 y 3265 m s.n.m. Las causas de dicha diferencia serán discutidas en la Sección 5.2.

5.3. Áreas de acumulación y paleo-ELAs

En un paisaje cordillerano común, los altos topográficos se constituyen de zonas aisladas, como altos volcanes, cerros o dorsales, los cuales a menudo poseen laderas de alta pendiente. Esta topografía provoca que las áreas ubicadas en altura (donde la temperatura es más baja y permite acumulación nival) sean reducidas.

En la zona de estudio, el alto *plateau* volcánico favorece la acumulación nival, pues constituye una zona plana, de gran extensión areal. Lo anterior habría favorecido el desarrollo glaciar durante el Plioceno-Pleistoceno, donde las temperaturas eran más bajas que la actual y el ELA glaciar se ubicaba a una altura tal que gran parte del *plateau* volcánico constituía la zona de acumulación.

Se utilizaron dos criterios para inferir el paleoELA durante el Plioceno-Pleistoceno. La primera de ellas es, como se mencionó en la Sección 3.4, con la altura

de los puntos tt29 y tt29b (Figura 3.24, 3.25 y Mapa Morfológico anexo), ubicados a ca. 2600 m s.n.m., lugar donde se separan los niveles de erosión 2 y 3 (Figura 3.24), y por lo tanto lugar donde existía ablación suficiente para erodar un nivel inferior.

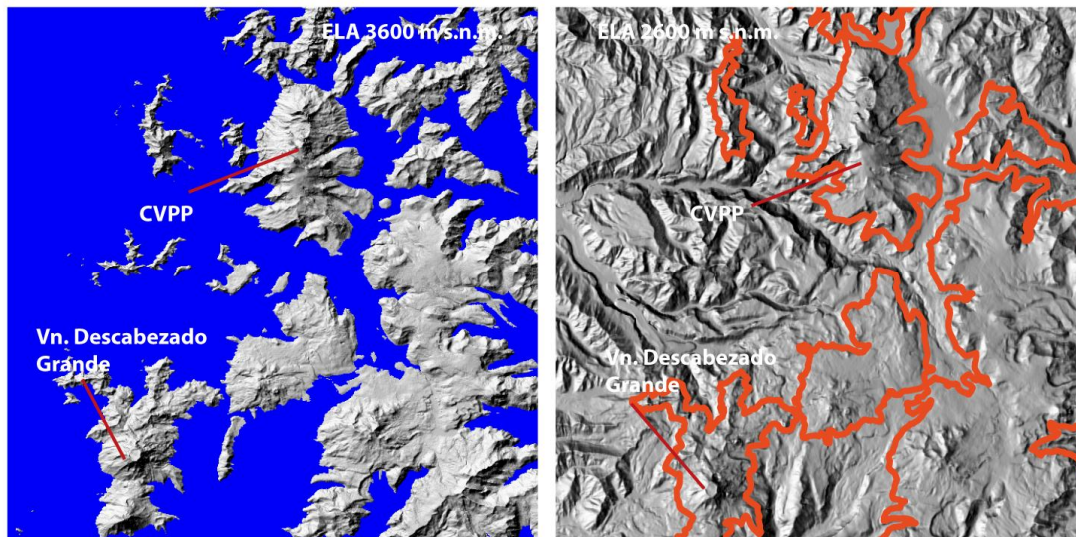


Figura 5.5: PaleoELA inferido en la región de estudio para los avances del Plioceno-Pleistoceno.

El segundo razonamiento se basa en la existencia de circos glaciares, los cuales están excavados a partir del *plateau* volcánico. Para explicar la existencia de ellos, la zona de acumulación de aquellos circos habría comenzado al menos a la altura del *plateau*.

En acuerdo a ambos razonamientos, se infiere un paleoELA para los avances del Plioceno-Pleistoceno ubicado a una altura máxima de 2600-2500 m s.n.m. (Figura 5.5), esto es ca. 700 m por debajo (Figura 5.2) del actual (estimado por Espizua, 2005 en 3300 m s.n.m.). Un ELA a esta altura permite explicar la ocurrencia de varios circos de la zona, los cuales poseen una zona de acumulación (que los alimentaría) o se encuentran sobre el ELA. Sin embargo, existen artesas glaciares que comienzan a una altura aún más baja, y están asociados a una zona de acumulación muy pequeña (o no poseen acumulación, de acuerdo al paleoELA estimado), como es el caso de V1, V2a, V2b, V6, V7 y, en menor medida el valle San Pedro (SSP) (Figura 5.2). Las curvas

hipsométricas de estos valles (Figura 3.30), muestran que la concavidad en la cabecera no está muy desarrollada, sin embargo, las demás características de una morfología glaciár están presentes.

Es posible que los valles antes mencionados hayan permanecido inactivos durante las últimas glaciaciones (y la morfología del circo haya sido borrada lentamente por procesos fluviales y de ladera), pero su origen glaciár permite inferir que la Línea de Equilibrio Glaciár se pudo haber encontrado a un nivel más bajo que el inferido (i.e. inferior a 2500 m s.n.m.) durante algún periodo del Plioceno-Pleistoceno, y de esta forma alcanzar el máximo Pleistoceno indicado en la Figura 5.4.

Finalmente, la línea de equilibrio inferida para los avances Neoglaciales de la zona de estudio es 2670 y 2700 m s.n.m. en Valle Grande y valle del Debia respectivamente (Figura 5.6). La diferencia con el ELA inferido por Espizua (2005) para los avances Neoglaciales del Norte es ~500 m más alto. Esta diferencia puede deberse a los distintos métodos utilizados en la estimación de dicha altura; Espizua (2005) utilizó en método propuesto por Porter (1975) el cual calcula la altura media desde la morrena terminal a lo más alto de la zona de acumulación, y en este trabajo se utilizó la altura máxima alcanzada por las morrenas laterales (método conocido como MELM, *Maximum Elevation of Lateral Moraine*).

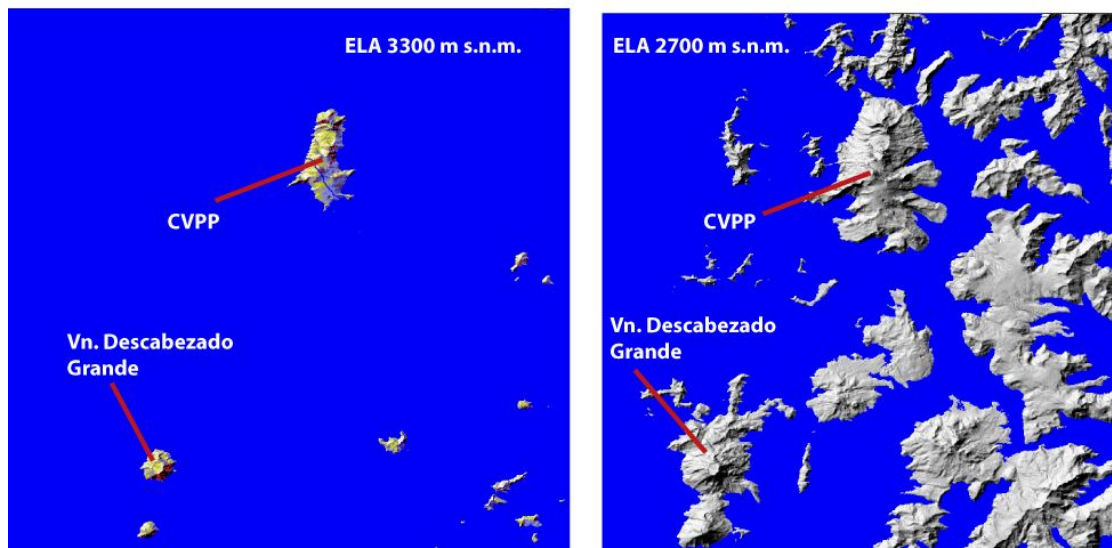


Figura 5.6: Paleo ELAs para los avances Neoglaciales. La Figura de la izquierda muestra el ELA de 3300 m s.n.m., inferido por Espizua (2005). La Figura de la derecha muestra el ELA de 2700 m s.n.m. inferido en este trabajo en el valle Las Hualas.

Ambos métodos pueden ser discutidos, el propuesto por Porter (1975) puede ser muy impreciso, pues el ELA puede no encontrarse en la altura media del glaciar, por ejemplo, los glaciares controlados por precipitación tienen zonas de acumulación reducidas en comparación con las largas lenguas de ablación. Además, el elevado ELA reportado por Espizua (2005) puede ser producto de un gradiente geotermal más elevado de lo normal, como es el reportado para el área del CVPP (Lemus, en preparación; Benavente, en preparación), en donde la zona de acumulación se puede ver reducida, por lo tanto no reflejaría una condición generalizada en la zona.

Por otra parte el método MELM, puede indicar un ELA muy por debajo del real dependiendo del grado de preservación de la morrena lateral. En el valle las Hualas, la morrena lateral se encontraba a una altura un poco mayor a la base del circo, y la preservación parece ser buena, formando un continuo con los sedimentos de ladera, lo que validaría el método. Además, de la Figura 5.6 se puede ver que con un ELA a 3300 m s.n.m. no se puede generar acumulación en el valle Las Hualas, ni en el Debia, para generar las morrenas observadas en terreno.

La diferencia en altura de la línea de equilibrio glaciar podría deberse a la orientación de las laderas de ambos valles. Los valles El Peñón y El Azufre se encuentran en la sombra de precipitación producida por el alto topográfico del CVPP, mientras que la ladera Oeste del valle Las Hualas recibe directamente la precipitación transportada por los vientos del Oeste.

5.4. Agradación volcánica vs erosión glaciar/fluvia

El rol de la agradación volcánica en el desarrollo glaciar es fundamental, tal como se explicó en la sección anterior; una zona alta y plana aumenta el área de acumulación nival, y favorece el desarrollo glaciar. En la región de estudio el *plateau* alto y plano es producto de agradación volcánica (y por supuesto no deja de ser importante el rol de la tectónica).

Las alturas que sobresalen de este *plateau* volcánico (además de los volcanes actuales), son según Hildreth et al. (1984) centros volcánicos pleistocenos. Estos antiguos volcanes se encuentran destruidos a causa de la erosión glaciar, pues sus cumbres son ahora aretes y horns, lo cual indica que constituyeron las zonas de acumulación en el pasado.

Además, en una zona de baja pendiente, la velocidad del flujo glaciar puede ser muy baja (pues ésta es función de la pendiente). Los volcanes, con sus laderas de mayor pendiente, favorecen el flujo glaciar, por lo que las artesas glaciares están a menudo relacionadas a ellos (e.g., los valles del río Lontué y el río Los Patos se encuentran asociados a los centros volcánicos pleistocenos y al volcán Descabezado Chico, ver Mapa Geológico anexo).

Realizando un balance entre procesos constructivos (volcanismo y tectónica) y procesos destructivos (erosión glaciar y fluvial), queda de manifiesto que la agradación volcánica es el factor dominante. Esto se refleja en la conservación del *plateau* volcánico como una morfología plana, en lugar de un paisaje irregular, de alto relieve, dominado por aretes, horns, y artesas glaciares.

5.5. Efecto de las estructuras (tectónica) sobre el desarrollo glaciar

En esta sección se busca indagar sobre el efecto de las estructuras geológicas en el desarrollo glaciar. Las que generan debilidades por donde a un agente erosivo, como un glaciar, le es más fácil fluir (zonas de fallas o contactos litológicos).

Los principales valles glaciares del área de estudio son el valle del río Colorado, Lontue, Los Patos y Valle Grande. El valle en el RCA es paralelo al sistema de fallas Calabozos (la que aflora en el valle mismo, ver Mapa Geológico anexo), las cuales son fallas inversas pertenecientes al bloque Este (Sección 2.2.5), la dirección de las estrías en este sector (las que tienen una orientación N25°W) también son subparalelas a esta estructura. En el sector de Valle Grande, las estrías de la quebrada Aliaga (V9, Figura 3.1) poseen una orientación N25°W, paralela a las estructuras, pero como es común, también coincide con el contacto litológico entre la Unidad PA y las rocas de la Formación Vega Negra (Mapa Geológico anexo). Sin embargo, Valle Grande tiene una orientación NNE-SSW, la cual parece estar controlada por la falda del volcán Peteroa y no por las estructuras (fallas inversas y pliegues) que han sido cartografiadas en el lugar (Tapia, en preparación) con una ligera inclinación al Oeste (Mapa Geológico anexo).

La quebrada El Novillo, ubicada al Oeste de Aliaga, es paralela a la estructura cartografiada justo al Oeste, la que tiene una orientación NNE-SSW, perteneciente al bloque Oeste descrito por Tapia (en preparación). Los valles colgados de la ladera Norte del RCB poseen una orientación subparalela a las estructuras, al igual que los valles V6, V7 y la cabecera y el único tributario del estero San Pedro, al Sur del RCB.

Lo expuesto anteriormente pone de manifiesto que alguna influencia ejercen las estructuras en la orientación de los valles glaciares. Los valles están labrados sobre estratos de las formaciones Abanico, Cola de Zorro y Loma Seca, de las cuales la Formación Abanico se encuentra altamente deformada (Tapia, en preparación), y la

Formación Cola de Zorro muy levemente plegada (Gonzalez y Vergara, 1978), Loma Seca no presenta deformación.

A pesar de que los tributarios menores y el RCA están alineados con la deformación, los valles principales, como el RCB, Los Patos, Lontue y también San Pedro se orientan E-W. Esta orientación es de acuerdo a la pendiente (pues la topografía baja hacia el Oeste), lo que indica, que el hielo superando cierto volumen, posee un gran poder erosivo, y no necesita fluir por debilidades, como lo sería una zona de fractura.

Por otro lado, Hildreth et al. (1984), cartografió los límites de la Caldera Calabozos como fallas normales en el fondo del valle (en el RCA) y en la ladera Este, donde coinciden con las superficies de erosión subglaciar identificadas en este trabajo. Sin embargo, durante las campañas de terreno no fueron identificadas estructuras normales en la región de estudio, y aún cuando no se descarta la existencia de estas, no se consideran una influencia importante sobre la morfología del valle. Pues los niveles colgados en la laderas del valle también existen en la ladera Oeste, donde no se cartografiaron fallas normales.

El sistema de falla Calabozos fue cartografiado en el fondo del valle del río Colorado (Farías, 2009), afectando a lavas de edad jurásica y a las unidades V Y s DE Loma Seca, en lo que fue reconocido en este trabajo como un campo de roca aborregada, y atravesando Valle Grande afectando a las morrenas de Las Hualas.

El efecto de esta falla sobre la morfología glaciár es mínimo, creando escarpes de unos pocos metros. La actividad reciente es post-depositación de las morrenas del valle Las Hualas, pero se desconoce cuándo comenzó su actividad.

5.6. Modelo de evolución morfológica

En base a toda la información anterior, se creó un modelo de evolución morfológica, donde se trata de explicar la morfología actual del valle del río Colorado como productos de sucesivas glaciaciones.

Para lo anterior se escogió una sección transversal del valle del río Colorado Alto (RCA), donde se reconocen los tres niveles de erosión subglaciar, además de poseer una gran variedad litológica.

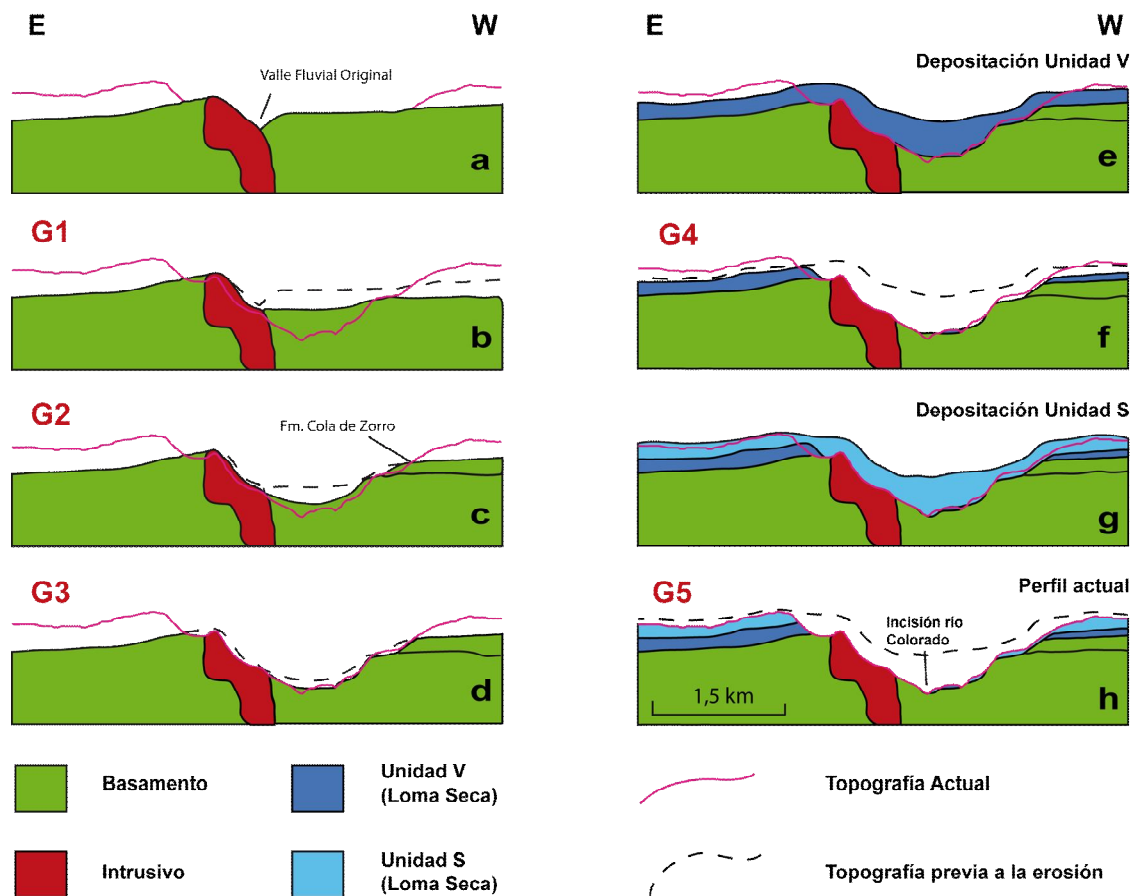


Figura 5.7: Perfil transversal del RCA, mostrando la evolución morfológica producto de sucesivas glaciaciones.

El perfil geológico actual es el de la Figura 5.7h, donde se observa a las unidades S y V de Loma Seca cubriendo las zonas más altas, al Este y al Oeste del río Colorado,

depositándose sobre rocas de la Formación Cola de Zorro. En la ladera Este del río Colorado se ubica un cuerpo intrusivo, el cual intruye a lavas andesíticas de edad jurásica.

En la Figura 5.7a se muestra el perfil fluvial original, previo a las glaciaciones Plio-Pleistocenas. De la Figura 5.7b a 5.7d, se trata de mostrar como sucesivas glaciaciones pueden erodar el valle más profundo cada vez, con la consecuencia del encausamiento del flujo del hielo (en acuerdo a lo modelado por Harbor, 1992). Producto de la profundización del valle, es probable que el hielo no alcance a rellenar el valle cada vez.

Luego de creado el valle, se deposita la Unidad V de Loma Seca (Figura 5.7e) la cual rellena la topografía, depositándose sobre el basamento en un contacto plano, y alcanzando las partes altas también. Esta Unidad es erodada producto de la siguiente glaciación (G4), quedando relictos de ésta en el fondo del valle, y en los niveles superiores. Posteriormente se deposita la Unidad S, la cual, del mismo modo que la Unidad V, rellena la topografía, cubriendo los relictos de la Unidad V.

Pero la Unidad S también es erodada por glaciaciones posteriores (como G5), tomando el valle su forma actual.

Lo que pretende este modelo, es demostrar que la morfología del valle del río Colorado, puede ser explicada por sucesivas glaciaciones, y más aún, demostrar que más de una de ellas es necesaria para alcanzar la topografía actual. Sin embargo, no se descarta que estructuras geológicas hayan influido en las geofomas del valle, como por ejemplo, la falla Calabozos (ver Mapa Geológico anexo), o fallas normales asociadas al colapso de caldera (colapso que no fue considerado en el modelo).

5.7. Tectónica como gatillante de las glaciaciones pliocenas

Las evidencias en la región de estudio muestran que el comienzo de las glaciaciones ocurrió previo a los 5 Ma, en el límite Mioceno-Plioceno (con el *drift* glaciar G1). La erosión provocada por este drift es la más importante registrada en el área.

Para provocar glaciaciones en la alta cordillera es necesario crear zona de acumulación, que favorezcan el desarrollo del hielo (es decir, zonas sobre el ELA). Para esto existen dos posibilidades:

- Un cambio climático, que baje las temperaturas y por lo tanto disminuya la altura del ELA hasta interceptar la topografía.
- Un efecto tectónico que alce el terreno por sobre el ELA, creando una zona de acumulación.

Según el registro isotópico (Figura 5.8), el clima comenzó a enfriarse hace 14 Ma, después del óptimo climático del Mioceno. Sin embargo, las glaciaciones en las Andes patagónicas comenzaron hace 7 Ma (Thomson et al., 2001), y un poco más tarde en la región de estudio. Por lo tanto, el clima no parece ser la causa del desarrollo del hielo.

Por otro lado, el alzamiento andino comenzó hace ca. 20 Ma (Oligoceno), y la Cordillera Principal de Chile Central se alzó principalmente después de 10 Ma y antes de 4 Ma (Farías et al., 2008), edad donde el orógeno habría alcanzado su máxima altura.

Esto coincide con el comienzo de las glaciaciones en la región de estudio (*drift* G1), donde el sistema glaciar podría ser un eficiente mecanismo para controlar la altura del orógeno (e.g. Brozovic et al., 1997; Tomkin et al., 2007; Berger et al., 2008; Egholm et al., 2009; Thomson et al., 2010). Los datos termocronológicos tomados a lo largo del Río Colorado apoyan esta idea, indicando un comienzo de la exhumación/incisión en

el límite Mioceno-Plioceno (hace al menos 8 Ma), con un marcado incremento a los 3.8 Ma.

Al parecer existe una estrecha relación entre la evolución estructural del orógeno en la región de estudio y el comienzo de las glaciaciones pliocenas, pudiendo ser el alzamiento tectónico el gatillante de las mismas.

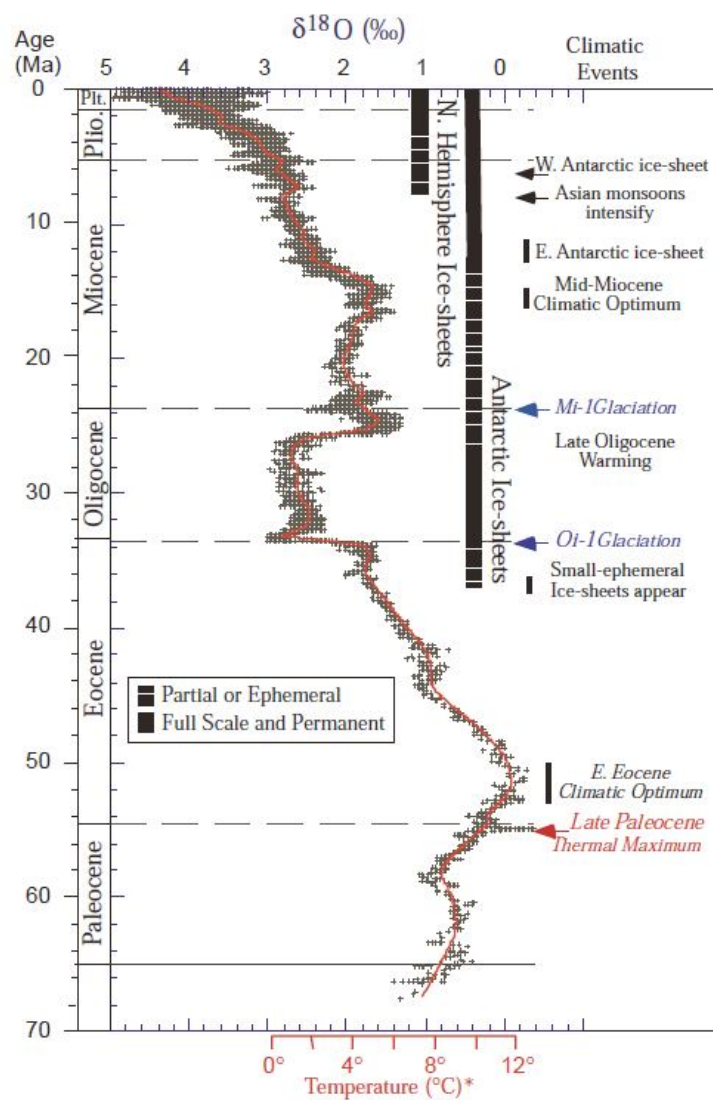


Figura 5.8: Cambio Climático durante el Cenozoico (por Zachos et al., 2001).

6. CONCLUSIONES

La región de estudio posee una morfología dominada por procesos de erosión fluvial y glaciar (procesos destructivos), la agradación volcánica y la tectónica (procesos constructivos). Las características morfológicas observadas, permiten concluir que la agradación volcánica (en conjunto con la actividad tectónica, que es responsable del alzamiento Andino) es dominante por sobre la erosión de procesos glaciares y fluviales.

Aún cuando la morfología de la región de estudio es principalmente glaciar, de acuerdo a las geformas descritas en este trabajo, posee una marcada influencia fluvial, la que se aprecia en la morfometría y en el desarrollo de redes dendríticas por sobre las morfologías glaciares.

En base a relaciones estratigráficas, y también morfológicas, es posible afirmar que la zona de estudio ha sido afectada por 6 *drifts* o sistemas glaciares distintos (G1 - G6), desde antes de 5 Ma hasta el Holoceno tardío. Sin embargo, muchos de estos periodos corresponden a un conjunto de glaciaciones registradas en testigos marinos

(registro isotópico de $\delta^{18}\text{O}$), por lo que se requiere de estratigrafía de detalle en las secuencias volcánicas de la zona para acotar la edad de dichos sistemas.

Durante el Pleistoceno, los glaciares avanzaron por el valle del río Colorado al menos hasta la confluencia con el río Barroso (morrena terminal Barroso) y por el alto *plateau* volcánico, al menos, todo a lo largo del valle San Pedro y probablemente hasta la confluencia de los ríos Los Patos y Lontue. Un límite inferido para el LGM es la confluencia de los ríos Valle Grande y Colorado, por la gran cantidad de sedimentos allí presentes. Finalmente, un avance Neoglacial alcanzó el fondo de Valle Grande y 3 km a lo largo del valle del estero Debia.

Una estimación del ELA durante las glaciaciones del Pleistoceno indica que éste se encontraría a una altura máxima de 2500-2600 m s.n.m. (al menos 700 m por debajo del actual, el cual está ubicado a ca. 3300 m s. n. m.; Espizua, 2005).

Una estimación del ELA durante los avances Neoglaciales de Valle Grande es 2700 m s.n.m., de acuerdo a la máxima altura de las morrenas laterales en el valle Las Hualas. Para correlacionar dichos avances con otros sectores de los Andes es necesario realizar dataciones en las morrenas de la región de estudio, y realizar análisis como los presentados en este trabajo en otros sitios montañosos cercanos.

Finalmente se plantea el alzamiento tectónico de los Andes como el gatillante del comienzo de las glaciaciones en el Plioceno, basado en la evolución estructural de los Andes de Chile Central y los datos termocronológicos de la región de estudio. Luego de lo cual, las glaciaciones podrían haber actuado como un mecanismo regulador de la altura del orógeno.

7. REFERENCIAS

Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín N° 9, 70 pp.

Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J., Lancelot, Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 126, p. 91–108.

Benavente, O., en preparación. Actividad hidrotermal asociada a los complejos volcánicos Planchón-Peteroa, Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul, 36°S y 37°S, Zona Volcánica Sur, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Benn, D.I., Owen, L.A., Osmaston, H.A., Seltzer, G.O., Porter, S.C., Mark, B., 2005. Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, 138–139, p. 8–21.

Berger, A.L., Gulick, S.P., Spotila, J.A., Upton, P., Jaeger, J.M., Chapman, J.B., Worthington, L.A., Pavlis, T.L., Ridgway, K.D., Willems, B.A., McAleer, R.J., 2008. Quaternary tectonic response to intensified glacial erosion in an orogenic wedge. *Nature Geoscience*, 1, p. 793–799.

Brozovic, N., Burbank, D.W., Meigs, A.J. 1997. Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya. *Science*, 276, p. 571–574.

Charrier, R., 1981. Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34°30' südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische und paleogeographische Entwicklung. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen (A)*, 36, 270 p.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°–36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, p. 117–139.

Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J.J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., y Wyss, A.R., 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 236, p. 43–77.

Clapperton, C.M., 1994. The quaternary glaciation of Chile: A review. *Revista Chilena de Historia Natural*, 67, p. 369–383.

- Davidson, J., 1971. Tectónica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de la Nacientes del Teno, Curicó, Chile: Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 160 pp.
- Dicarlo, D.J., Cristallini, E., 2007. Estructura del margen Norte del río Grande, Bardas Blancas, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62, p. 187-199.
- Drake, R.E., 1976. Chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes - latitudes 35° 30' to 36°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1, p. 265-284.
- Drake, R.E., Vergara, M., Munizaga, F., Vicente, J.C., 1982. Geochronology of Mesozoic-Cenozoic magmatism in central Chile, Lat 31°- 36° S. *Earth-Science Reviews*, 18, p. 353-363.
- Egholm, D.L., Nielsen, S.B., Pedersen, V.K., Lesemann, J.E, 2009. Glacial effects limiting mountain height. *Nature*, 460, p. 884-887.
- Espizua, L.E., 2005. Holocene glacier chronology of Valenzuela Valley, Mendoza Andes, Argentina. *The Holocene*, 15, N° 7, p. 1079-1085.
- Espizua, L.E., Pitte, P., 2009. The Little Ice Age glacier advance in the Central Andes (35°S), Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, p. 345–350.
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., Comte, D., 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S). *Tectonics*, 27.
- Farías, M., Tapia, F., Comte, D., 2009. La Falla Calabozos: un cabalgamiento activo en la alta cordillera de Curicó. *Congreso Geológico Chileno*, 12, Santiago, Chile, p. 22-26.
- Fock, A., Charrier, R., Farías, M., Muñoz, M.A., 2006. Fallas de vergencia Oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico. *Asociación Geológica Argentina, Serie Publicación Especial*, 6, p. 48-55.
- Fox, A., 1993. Snowline altitude and climate of Central Chile (5-28°S) at present and during the late Pleistocene Glacial Maximum. PhD Dissertation, Cornell University, USA.
- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., Bottesi, G., 2009. Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargue fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 31, p. 1443-1457.
- González, O., Vergara, M., 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. Instituto Geología, Universidad de Chile,

Santiago, 24.

Grunder, A.L., Thompson, J.M., Hildreth, W., 1987. The hydrothermal system of the Calabozos caldera, central Chilean Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32, p. 287-298.

Harbor, J.M., 1992. Numerical modelling of the development of U-shaped valleys by glacial erosion. *Geological Society of America Bulletin*, 104, p. 1364-1375.

Harbor, J.M., Hallet, B., Raymond, C.F., 1988. A numerical model of landform development by glacial erosion. *Nature*, 333, p. 347-349.

Haug, G.H., Tiedeman, R., 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, 393, p. 673-676.

Hildreth, W., Grunder, A.L., Drake, R.E., 1984. The Loma Seca Tuff and The Calabozos Caldera: A mayor ash-flow and caldera complex in the Southern Andes of Central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 95, p. 45-54.

Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(4), p. 455-489.

Klohn, C., 1960. *Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín N°8, 95 pp.

Lamb, S., Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, 425, p. 792-797.

Lambeck, K., Esat, T.M., Potter, E., 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419, p. 199-203.

Lemus, M., en preparación. Análisis termal del complejo volcánico Descabezado Grande y Planchón-Peteroa mediante sensores remotos. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Lliboutry, L., 1956. *Nieves y Glaciares de Chile: Fundamentos de Glaciología*. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago, Chile, 471 pp.

Naranjo, J.A., Haller, M.J., Ostera, H.A., Pesce, A.H., Sruoga, P., 1999. Geología y peligros del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, Andes del Sur (35°15'S), Región del Maule, Chile-Provincia de Mendoza, Argentina. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 52*, 55 pp.

Naranjo, J.A., Haller, M.J., 2002. Erupciones holocenas principalmente explosivas del volcán Planchón, Andes del Sur (35°15'S). *Revista geológica de Chile*, 29, N° 1, p. 93-113.

- Pain, C.F., Ollier, C.D., 1995. Inversion of relief – a component of landscape evolution. *Geomorphology*, 12, p. 151-165.
- Porter, S.C., 1975. Equilibrium-Line Altitudes in Late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research*, 5, p. 27-47.
- Rastas, J., Seppälä, M., 1981. Rock jointing and abrasion forms on roches moutonnées, SW Finland. *Annals of Glaciology*, 2, p. 159-163.
- Raymo, M.E., 1992. Global climate change: a three million year perspective. En: Kukla, G.J., and Went, E. (Eds.). *Start of a Glacial*, 1, Berlin (Springer-Verlag), 3, p. 207-223.
- Rodbell, D.T., Smith, J.A., Mark, B.G., 2009. Glaciation in the Andes during the Late glacial and Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 28, p. 2165–2212.
- Singer, B.S., Thompson, R.A., Dungan, M.A., Feeley, T.C., Nelson, S.T., Pickens, J.C., Brown, L.L., Wulff, A.W., Davidson, J.P., Metzger, J., 1997. Volcanism and erosion during the past 930 k.y. at the Tatara-San Pedro complex, Chilean Andes.
- Sugden, D.E., Bentley, M.J., Fogwill, C.J., Hulton, N.R.J., McCulloch, R.D., Purves, R.S., 2005. Late-Glacial glacier events in southernmost South America: A blend of Northern and Southern Hemispheric climatic signals?. *Geografica Annaler*, 87A, p. 273–288.
- Tapia, F., en preparación. Análisis estructural del sector Occidental de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe en el área de Valle Grande, Región del Maule, Chile (35°23'S). Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Thomson, S.N., Brandon, M.T., Tomkin, J.H., Reiners, P.W., Vásquez, C., Wilson, N.J., 2010. Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. *Nature*, 467, p. 313-317.
- Tomkin, J.H., Roe, G.H., 2007. Climate and tectonic controls on glaciated critical-taper orogens. *Earth Planetary Science Letters*, 262, p. 385–397.
- Turienzo, M.M., Dimieri, L.V., 2005. Geometric and kinematic model for basement-involved backthrusting at Diamante River, southern Andes, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, p. 111-125.
- Vergara, M., Drake, R., 1978. Edades potasio argón y su implicancia en la geología regional de Chile. *Departamento de Geología, Universidad de Chile Commun.*, 23, p. 1-11.
- Yagupsky, D.L., Cristallini, E.O., Fantin, J., Valcarce, G.Z., Bottesi, G., Varade, R., 2008. Oblique half-graben inversion of the Mesozoic Neuquen Rift in the Malargue Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina: New insights from analogue models. *Journal of Structural Geology*, 30, p. 839-853.

Zachos, J., Pagani, N., Sloan, L., Thomas, E. & Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in the global climate 65 Ma to present. *Science* 292, p. 686–693.