

GLACIARES DE ESCOMBROS FÓSILES EN EL CORDÓN LELEQUE, NOROESTE DEL CHUBUT: SIGNIFICADO PALEOCLIMÁTICO Y PALEOGEOGRÁFICO

Lucas RUIZ^{1,2} y Darío TROMBOTTO LIAUDAT¹

¹IANIGLA, Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, CCT-Mendoza, CONICET. CP 5500.

²Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. lruiz@mendoza-conicet.gov.ar

RESUMEN

Este trabajo analiza la relación actual y pasada del ambiente periglacial y glaciario en los Andes de la Patagonia norte (41° - 43° L.S.). Es la primera vez que un estudio de estas características es llevado a cabo en esta región. A partir del análisis y caracterización de geoformas relacionadas con el permafrost de montaña y el ambiente glaciario, el análisis de las condiciones climáticas y el uso de análogos actuales, se presenta una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática del Cordón Leleque. El Cordón del Plata, en los Andes Centrales, con glaciares convencionales y glaciares de escombros, se utiliza como análogo actual de las condiciones pasadas en el Cordón Leleque. A partir de la ubicación espacial de las diferentes geoformas reconocidas en el Cordón Leleque se reconocieron cuatro grupos. Utilizando la relación entre la altura de la línea de equilibrio regional y la altura del límite de permafrost de montaña, se derivaron las variaciones climáticas necesarias que pudieron generar los diferentes grupos. Estos resultados son comparados con trabajos previos.

Palabras clave. *Permafrost de montaña, línea de equilibrio, límite de permafrost de montaña; isoterma de 0° C.*

ABSTRACT

Fossil rock glaciers in the Cordón Leleque, Northwestern Chubut: Palaeoclimatic and palaeogeographic significance.

The aim of this work was to document the current and past relationships between periglacial and glacial environments in the Andes from northern Patagonia (41° - 43° S). From the analysis and characterization of landforms related to permafrost and mountain glacial environments in combination with the analysis of climatic conditions and the use of present analogs, we provide a paleogeographic and paleoclimatic reconstruction of the Cordón Leleque from the Last Glaciation until present. The Cordón del Plata, a mountain range in the Central Andes presently covered by glaciers and rock glaciers was used as the modern analogue for the environmental conditions in the Cordón Leleque. Paleoclimatic conditions for the Cordón Leleque were derived from the current climate conditions in the Cordón del Plata. We used the relationship between the altitude of the regional equilibrium line of glaciers and the altitude of mountain permafrost limit, derived from the total annual rainfall and mean annual air temperature, to analyze the paleoclimatic evolution in the study area. The landform chronology was used to derive the paleogeographic and paleoclimatic reconstruction of the Cordón Leleque.

Keywords: *Mountain permafrost, altitude of equilibrium line, mountain permafrost limit; isotherm 0° C.*

INTRODUCCIÓN

Hoy en día existe un escaso conocimiento, tanto en la sociedad en general como en el mundo académico, sobre la relación entre el permafrost de montaña, los glaciares y los recursos hídricos. Este desconocimiento está asociado con múltiples factores (académicos, sociales, políticos, financieros), que se reflejan en la falta de información, sobre todo a escala local y regional. A partir

de la importancia global que ha alcanzado el estudio del cambio climático antropogénico y sus consecuencias (Lemke *et al.* 2007), la distribución, funcionamiento y respuesta al clima de nuestras reservas de agua en estado sólido, han tomado gran importancia a nivel nacional (IANIGLA 2010). Para contrarrestar esta situación es necesaria la interacción de diferentes líneas científicas y de diferentes organismos tanto estatales como privados.

Los objetivos de este estudio son dar a conocer evidencias de la presencia e interrelación entre permafrost de montaña y glaciares en el pasado reciente (Última Glaciación) de los Andes del noroeste del Chubut (Patagonia Norte), discutiendo los procesos y factores necesarios para su desarrollo y evolución, hasta la actualidad. El trabajo se centra en la importancia de la correcta caracterización geomorfológica de los elementos del paisaje en un marco conceptual

adecuado, que tenga en cuenta tanto los procesos geomorfológicos como los forzantes externos. A partir de modelos análogos actuales y la relación actual y pasada de las variables climáticas, se realizó una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática del Cordón Leleque para la Última Glaciación. La utilización de análogos actuales permite indagar sobre la relación y distribución del permafrost de montaña y glaciares en un contexto temporal más amplio.

ANTECEDENTES Y CONCEPTOS

La evolución tanto geográfica como climática durante el Cuaternario de la Patagonia está relacionada con los ciclos glaciales e interglaciales. Esta alternancia de climas fríos y templados ha generado una profunda huella en el paisaje patagónico, sobre todo en la zona cordillerana. Actualmente, y gracias al uso de diferentes técnicas para dataciones, existe hoy en día en Patagonia una de las cronologías glaciales más extensas del mundo (Rabassa *et al.* 2005). Sin embargo, el conocimiento sobre la presencia de permafrost, y sobretodo en relación con el ambiente de montaña, es pobre (Trombotto Liaudat 2008).

Al igual que en el resto del globo, el ciclo glacial mejor representado es el correspondiente a la Última Glaciación (Finiglacial, Nahuel Huapi o Llanquihue -125-18 ¹⁴C ka BP). Denton *et al.* (1999), realizaron una cronología de detalle de 4 lóbulos glaciares en el Distrito de los Lagos, en Chile, y establecieron la cronología base del Último Máximo Glacial (LGM) en Patagonia Norte. El LGM habría comenzado en la zona alrededor de los 29.4 ¹⁴C ka BP y terminado poco después de los 14.5 ¹⁴C ka BP. Durante los 15 ka de duración, Denton *et al.* (1999) han podido identificar varios avances y retrocesos menores de los lóbulos glaciares. En la zona del lago Llanquihue, donde existe mayor cantidad de información, han podido reconocer 6 avances, de los cuales la gran mayoría no tienen expresión geomorfológica (Denton *et al.* 1999). Heusser *et al.* (1999), a partir de diferentes análisis polínicos en la misma zona de Lago Llanquihue, sostienen que el comienzo del LGM sucedió unos 3 ka después (~26 ¹⁴C ka BP) de lo que indican Denton *et al.* (1999). Estos registros indican

que durante el LGM las condiciones siempre se mantuvieron frías y húmedas, con una temperatura media anual entre 6° C y 8° C por debajo de la actual y precipitaciones cercanas al doble de las actuales (Heusser *et al.* 1999, Moreno *et al.* 1999). Durante este lapso de tiempo, los lóbulos glaciares no habrían abandonado la región de los lagos. Luego de los 14.8 ¹⁴C ka BP, se registra un gran evento de deglaciación y para los 12.3 ¹⁴C ka BP los glaciares de la zona ya se encuentran a menos de 10 km del frente actual (Heusser 1990).

Kaiser *et al.* (2005), a partir de un testigo de fondo oceánico, extraído de las costas de Chile a los 41° L.S., han realizado una reconstrucción de la temperatura de la superficie del mar (SST), para los últimos 70 ka. Según estos autores, esta reconstrucción coincide con la cronología de Denton *et al.* (1999) y demuestra la vinculación entre el clima y las circulaciones oceánicas a estas latitudes con la Antártida durante el LGM. A una conclusión similar llegan Sudgen *et al.* (2005), luego de analizar las cronologías glaciares del resto de la Patagonia durante el LGM.

En base a diferentes observaciones (Corte 1997, Trombotto Liaudat 2008) hoy se sabe que durante el LGM se desarrolló un extenso permafrost de llanura desde Tierra del Fuego hasta, por lo menos, el río Colorado. Sin embargo, es poca la información sobre el ambiente periglacial de montaña. En este sentido, los recientes trabajos de Martínez (2002), Ruiz *et al.* (2009) y Pereyra y Roverano (2010) representan contribuciones a este tema. Con respecto a la relación actual entre el ambiente glaciario y periglacial, la información con la que se cuenta es también escasa y dispersa. En este sentido, cabe resaltar los trabajos pioneros de Feruglio (1950) y Lliboutry (1956) que presentan las primeras descripciones generales de los glaciares a lo largo de los Andes argentinos y chilenos. Por su parte Garleff (1977) y Garleff y Stingl (1986, 1988) realizaron un interesante estudio del ambiente periglacial de los Andes Australes.

La mayoría de los glaciares actuales estudiados en Patagonia norte se encuentran relacionados con aparatos volcánicos activos e inactivos (Rabassa *et al.* 1978, Rivera *et al.* 2005, Masiokas *et al.* 2009). Poco se conoce sobre la verdadera distribución de los glacia-

res y el permafrost de montaña (Ruiz *et al.* 2010). Por otro lado, Condom *et al.* (2007) han derivado, a partir del análisis de datos meteorológicos, la altura de la línea de equilibrio climática glaciaria, a partir de la altura de la isoterma de 0° C, y la precipitación total para toda la Cordillera de los Andes.

Terminología

En la literatura geológica y geomorfológica argentina (e.g. González Díaz *et al.* 2003, Strelin *et al.* 2007, Pereyra y Roverano 2010, entre otros) y de otros países de Sudamérica también, están ampliamente difundidas libres traducciones del término *rock glacier* o *rockglacier*. Una denominación española es *glaciar rocoso*. Ya que en este trabajo se discuten la génesis y significado paleoambiental de estas geoformas, es importante señalar que el término aceptado por la Asociación Internacional de Permafrost, en castellano, es *glaciar de escombros* (van Everdingen 1998) y, por lo tanto, será ésta la denominación utilizada en el presente trabajo. Cabe señalar que el glosario multilingüe editado por van Everdingen (1998) es el recomendado por las publicaciones específicas en la temática (e.g. *Permafrost and Periglacial Processes*).

Descripción del área de trabajo y del área de comparación

Las principales características del Cordón Leleque y el Cordón del Plata se resumen en la figura 2, la ubicación de los mismos se puede observar en la figura 1a. El Cordón Leleque se mantuvo como una zona elevada por afuera del Manto de Hielo Patagónico (MHP), por lo menos desde la Penúltima Glaciación (Caldenius 1932, Flint y Fidalgo 1969). Esta posición periférica al MHP, lo hace especialmente interesante para estudios paleoclimáticos, ya que permite acotar las condiciones por fuera del límite del MHP. El único antecedente geomorfológico que existe corresponde a Andrada y González Díaz (1996). Los mismos realizaron un mapa geomorfológico del piedemonte del Cordón Leleque, reconociendo la presencia de morenas laterales en los valles del mismo.

Debido al efecto de sombra orográfica que produce Cordillera Principal a los vientos que provienen del oeste, en la zona del Cor-

dón Leleque se genera un fuerte gradiente de precipitación. Al pie de la vertiente este del cordón se produce la transición entre el bosque y la estepa. Además de su importancia como cabecera de cuencas continentales (cuadro I), refugio de flora y fauna, la zona de la “precordillera chubutense”, en especial el Cordón Leleque y el Cordón Esquel son el objetivo de importantes proyectos mineros que han generado controversias sociales por sus posibles impactos ambientales (Svampa *et al.* 2009).

El Cordón del Plata (Fig. 1a), ubicado en los Andes Centrales, es parte de la Cordillera Frontal. Su posición al este de la Cordillera Principal, lo localiza, al igual que el Cordón Leleque, a la sombra de las lluvias orográficas, provenientes del oeste. Es la zona con permafrost de montaña mejor estudiada de la Argentina. El permafrost y

los glaciares de escombros del Cordón del Plata fueron originalmente estudiados por su implicancia hidrológica (Corte 1976, 1978, Buk 1983, Trombotto *et al.* 1999). A su vez, estas crioformas, junto con los glaciares convencionales, han sido incluidas en el inventario de glaciares de la cuenca del Río Mendoza (Corte y Espizúa 1981). La distribución de glaciares convencionales, glaciares de escombros criogénicos y glaciogénicos fue actualizada por Trombotto (2003), Novero (2003) y Trombotto Liaudat *et al.* (2011). Por otra parte, la presencia y espesor de permafrost fue establecida mediante métodos geofísicos (geoelectrónica y sísmica de reflexión) por Barsch y King (1989) y Trombotto *et al.* (1999). Según estos últimos autores, en base a mediciones directas de temperatura, el tope del permafrost se encuentra a 5 m de profundidad a

los 3560 m s.n.m. Trombotto y Borzota (2009) han estimado que el tope de permafrost ha descendido hasta una profundidad mayor a 8 m, lo cual indicaría una degradación del mismo, relacionada con un aumento de temperatura regional. Además, Trombotto *et al.* (1999) y Buk (2002), han encontrado una correlación directa entre el caudal de los ríos del Cordón del Plata y las variaciones de las temperaturas en la capa activa. Posteriormente, estudios con GPR (*ground penetrating radar*) y ERT (*electric resistivity tomography*) han corroborado profundidades de la capa activa, presencia de hielo y/o permafrost (Otto *et al.* 2010).

Clima Regional

Andes Patagónicos

Desde el punto de vista climático, los Andes Patagónicos (37°-55° L.S.), están bajo

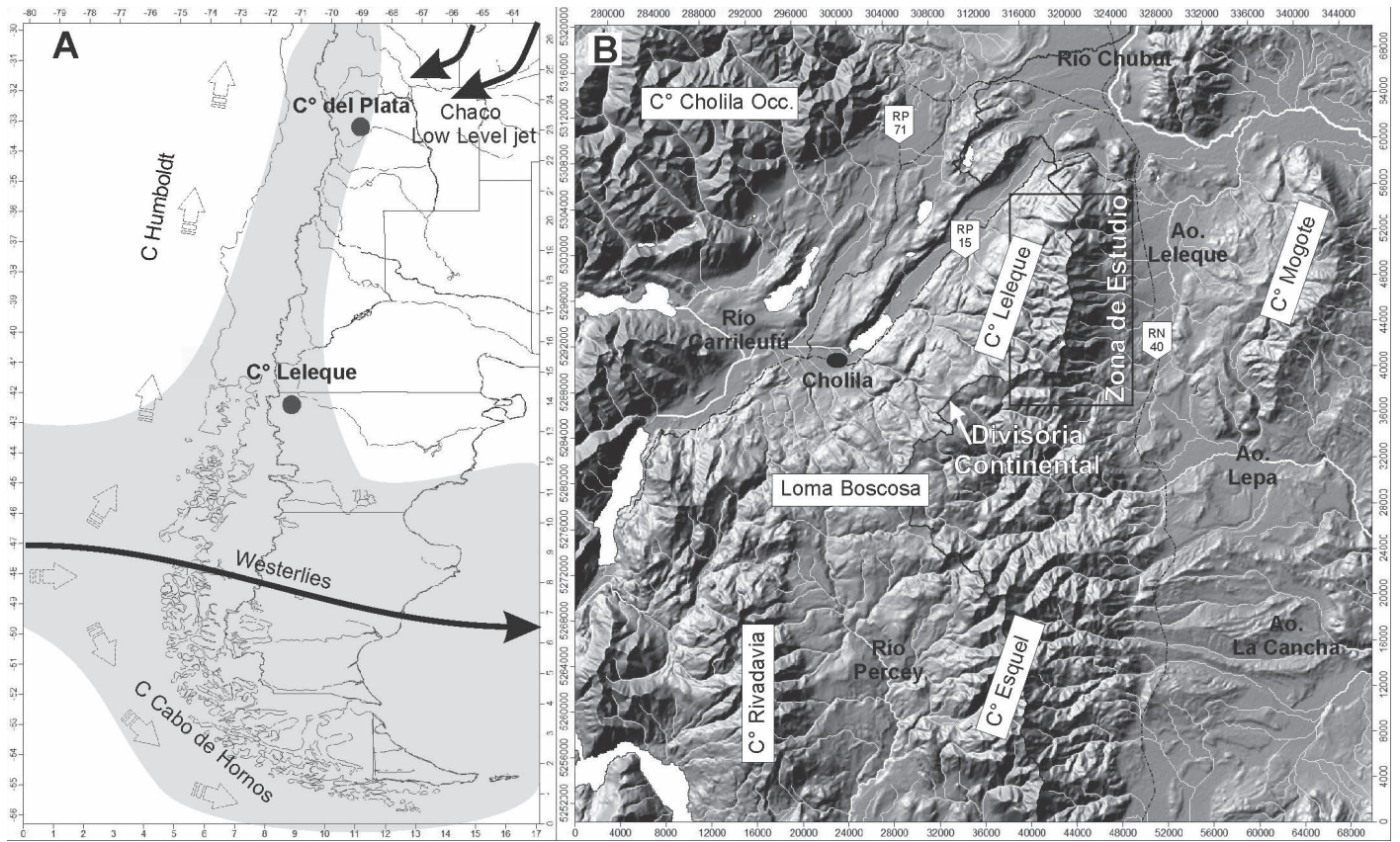


Figura 1. A) Ubicación, en el contexto climático del extremo sur de Sudamérica, del Cordón Leleque (zona de estudio) y del Cordón del Plata (Zona de comparación). Las flechas sin relleno indican las corrientes que afectan el margen oeste del continente. Flechas negras, posición principal de los vientos oeste, también se indica la dirección de las corrientes de nivel bajo que aportan precipitación a la vertiente este de los Andes Centrales en verano. En gris se indica la zona de influencia de la circulación de los oeste a lo largo de año. B) Detalle de la ubicación del Cordón Leleque. Se indican los ríos y arroyos principales (líneas blancas), los lagos, (superficies blancas) el nombre de los cordones más importantes, la divisoria continental (línea negra continua) y las rutas principales (línea negra discontinua).

la influencia de los vientos del oeste que resultan de la circulación global a estas latitudes. El cinturón de los oestes (Fig. 1a) es principalmente simétrico en el Hemisferio Sur, debido a la escasa masa continental al sur de los 35° S (Garreaud *et al.* 2009). La precipitación en Patagonia está fuertemente controlada por esta circulación, con una marcada asimetría oeste-este, debido a la presencia de la Cordillera de los Andes. La precipitación es producida por sistemas frontales asociados a la presencia de ciclones superficiales migratorios, los cuales, en general, siguen el mismo patrón que la circulación general de los vientos oestes. La zona afectada por la precipitación de latitudes medias se expande en invierno hasta los 30° S y se contrae en verano al sur de los 40° S (Garreaud *et al.* 2009) (Fig. 1a). En conjunto con la precipitación asociada al desplazamiento de los sistemas frontales, el ascenso de los vientos por la presencia de la Cordillera de los Andes, produce lluvias orográficas al oeste de la misma, mientras que al este la fuerte subsidencia produce una disminución muy marcada de la preci-

pitación, generando condiciones de extrema sequedad en la estepa patagónica.

La temperatura esta influenciada por la latitud y la elevación. Por ejemplo, en los valles intermontanos la temperatura media anual decrece desde 12 °C en el norte (37°-42° L.S.) hasta 6 °C en el sur (> 47° L.S.) de los Andes Patagónicos. A lo largo de la Patagonia, la temperatura media del mes más frío (julio) tiene un rango entre 0 °C y -4 °C, mientras que la del mes más cálido (enero) tiene un rango entre 10 °C y 16 °C. Las temperaturas mínimas absolutas pueden ser menores a -25 °C (Miller 1976, Prohaska 1976).

Si bien existen estaciones meteorológicas cercanas al Cordón Leleque (p.ej. Esquel, Trevelin, el Hoyo), todas se encuentran en los valles, donde las condiciones son muy diferentes a las zonas de altura. Por otra parte, no existen estaciones a diferentes alturas como para conocer los gradientes de temperatura y precipitación con respecto a la variación de altura. Es por esto, que en este trabajo, se utiliza para caracterizar las condiciones climáticas actuales de la zona

de estudio a las grillas climáticas de New *et al.* (2000). Estos autores han generado grillas de diferentes variables meteorológicas, entre las más importantes, las de precipitación y temperatura. Cada una de las grillas es un promedio para cada mes del año en el período 1960-1990 y están basadas en datos de estaciones meteorológicas, las grillas cubren todas las áreas continentales, tienen una resolución de 10' latitud/longitud y están disponibles libremente vía Web (International Water Management Institute World Water and Climate Atlas; <http://www.iwmi.org>).

Andes Centrales

En el Cordón del Plata existen datos meteorológicos en la zona de montaña (cuadro 1) para comparar con las grillas de New *et al.* (2000) mencionadas anteriormente.

Permafrost de montaña y glaciares

Tanto los glaciares como el permafrost son fenómenos de climas fríos y están controlados por el balance de energía en superficie. A escala regional los parámetros que controlan el desarrollo y distribución de los glaciares, son la temperatura del aire, la precipitación y la topografía (Benn y Evans 1996, Paterson 2001). Estos factores varían sistemáticamente alrededor del globo, dependiendo principalmente de la latitud, altitud y distancia a la fuente de humedad (Benn y Evans 1996). En la distribución y desarrollo del permafrost, además de los factores climáticos y la topografía, entran en juego las condiciones particulares del terreno. Por ejemplo, una superficie cubierta con detritos gruesos, común en zonas montañosas, resulta en un mayor enfriamiento del suelo con respecto a zonas de afloramientos rocosos o zonas cubiertas por detritos finos, favoreciendo así el desarrollo del permafrost (Harris y Pedersen 1998). La relación entre clima y glaciares, se expresa a través del balance de masa de los mismos (Paterson 2001). La altura a la cual se encuentra la línea de equilibrio (ELA) puede ser derivada de variables climáticas (Kuhn 1989, Ohmura *et al.* 1992, Paterson 2001). Condom *et al.* (2007), realizaron un modelo para toda Sudamérica de la altura de la línea de equilibrio climática regional (rELA; en el sentido de Zemp *et al.* 2007) a partir de la precipitación total (PT) y tem-

CUADRO 1. Características generales del Cordón Esquel y el Cordón del Plata. Referencias (1) González Bonorino (1975); (2) Ramos (1999); (3) Buk (2002); (4) Corte y Espizúa (1981); (5) Trombotto *et al.* (1999); (6) este trabajo.

| | Cordón Ubicación | C. Leleque 42.5° S. 72.2° O | C. del Plata 33° S 69.4° O |
|--------------|------------------------|--|--|
| Orografía | Altura máxima y mínima | 2100- 800 m | 6050-2000 m |
| | Orientación | N-S | N-S |
| Geología | Litología | volcanitas terciarias(1) | volcanitas Mesozoicas (2) |
| | Tectónica | fallamiento inverso, Orogenia Andina (2) | fallamiento inverso, Orogenia Andina (2) |
| Hidrografía | Divisoria de Cuencas | continental | local |
| | Cuenca oeste | Futaleufú | Mendoza |
| | Cuenca este | Chubut | Mendoza |
| Meteorología | Estación Meteorológica | No | Si (Vallecitos 2550m) |
| | TMAA | -0.05 °C (2050 m, este trabajo) | 6.3 °C (3) |
| | PT | 663 mm (este trabajo) | 442 mm/año (3) |
| Geociología | Geoformas | manchones de nieve y prótalus activos (este trabajo) | glaciares y glaciares de escombros (4) |
| | Permafrost | posiblemente (este trabajo) | si, tope de permafrost a 5 m (3590 m s.n.m) (5) |

peratura media anual del aire (TMAA), derivadas de las grillas de New *et al.* (2002). La rELA, puede utilizarse como un equivalente del nivel de glaciación, o altura a partir de la cual pueden generarse los glaciares (Zemp *et al.* 2007) y, por lo tanto, es una muy buena aproximación regional de la distribución de glaciares. Por otro lado, en la relación entre clima y permafrost, la temperatura del aire (uno de los factores, a través del calor turbulento, que más influyen en el balance energético de superficie, junto con la radiación) juega un papel muy importante (Haerberli 1985). Por lo tanto, a escala regional, es posible aproximar la altura del límite del permafrost de montaña (ALPM) con la TMAA a esa altura. En este sentido, Haerberli (1983) y Haerberli y Burn (2002) indican para los Alpes que la isoterma de $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ / $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ corresponde aproximadamente al ALPM, (Fig. 2). Por otro lado, Trombotto *et al.* (1999) indican que en los Andes Centrales es posible encontrar permafrost de montaña cercano a la altura de la isoterma media anual de $0^{\circ}\text{ }^{\circ}\text{C}$, o incluso en sitios con temperaturas positivas debido a la influencia de los términos radiativos del balance de energía superficial. Según Haerberli (1983) existe una clara relación entre la distribución del permafrost de montaña y los glaciares, que es posible aproximar, a escala regional, a partir de la

relación entre la rELA y ALPM (Fig. 2). Según Etzelmüller y Ove Hagen (2005) es posible encontrar permafrost en zonas montañosas en las siguientes situaciones: (1) a menor altura que los glaciares convencionales; (2) por debajo de estos; (3) o incluso a mayor altura que los glaciares, dependiendo de cómo es la relación entre rELA y ALPM. En general, los glaciares de escombros se forman cuando existen condiciones de permafrost por debajo de los glaciares convencionales (Haerberli 1985, Etzelmüller y Ove Hagen (2005). Es importante destacar que estas relaciones se cumplen a escala regional, en tanto que a escala local la topografía juega un papel central, generando variaciones en la temperatura del aire, la radiación solar o la redistribución de la nieve (por viento o por avalanchas). Estos factores pueden influir en el desarrollo y la relación de los glaciares y el permafrost (Paterson 2001, Haerberli 1985).

Glaciares y glaciares de escombros

Morfológicamente, existen diferentes tipos de glaciares. Dentro del contexto del paisaje de montaña, los glaciares de valle son los más importantes, tanto por su tamaño como por su registro geológico reciente (Benn y Evans 1996). Con respecto a los glaciares de escombros, también existen diferentes tipos, la nomenclatura establecida formalmente puede consultarse en el

glosario de la Asociación Internacional de Permafrost (van Everdingen 1998). Generalmente, los glaciares de escombros se desarrollan con formas de lóbulos o lenguas, con una pendiente frontal muy pronunciada $35\text{--}45^{\circ}$ y topografía irregular con crestas y surcos que expresan tanto la dinámica del movimiento como los procesos internos. Pueden tener un diseño en planta simple, formados por un solo lóbulo o ser complejos, es decir, formados por la superposición e interdigitación de diferentes lóbulos. Si no presentan movimiento pendiente abajo, pero todavía contienen hielo, se llaman glaciares de escombros inactivos. La acumulación de detritos que persiste luego de que el hielo del permafrost se derrite se conoce como glaciar de escombros fósil (Haerberli 1985, Barsch 1996). Por lo mencionado, la acumulación de detritos o escombros es la principal característica para diferenciar el registro geomorfológico de un glaciar de escombros fósil del dejado por un glaciar convencional. Al estar compuesto mayormente por hielo, el glaciar convencional solo deja, en algunos casos, un arco moréxico, indicando el borde externo de la zona de ablación y una capa fina diamictítica cubriendo el lecho rocoso. Por el contrario, el alto predominio de detritos en un glaciar de escombros deja en el área de degradación una acumulación de detritos con una morfología superficial similar a la del glaciar de escombros. La misma, dependiendo del espesor del glaciar de escombros, puede llegar a tener varias decenas a cientos de metros (Trombotto *et al.* 1999, Ikeda y Matsuoka 2002). Si bien la actividad de un glaciar de escombros tiene que ser confirmada mediante técnicas geodésicas y/o la confirmación de la presencia de permafrost, existen algunas características morfológicas que permiten inferir su dinámica visualmente (Haerberli 1985, Trombotto 1991, Barsch 1996, Ikeda y Matsuoka 2002). Mientras los glaciares de escombros activos tienen una pendiente frontal $>35^{\circ}$, están libres de vegetación y presentan una cobertura de bloques inestables en superficie, los inactivos tienen una pendiente frontal menos pronunciada y presentan cobertura vegetal en el frente. Los glaciares de escombros inactivos pueden también tener conos de detritos al pie de la pendiente frontal y/o

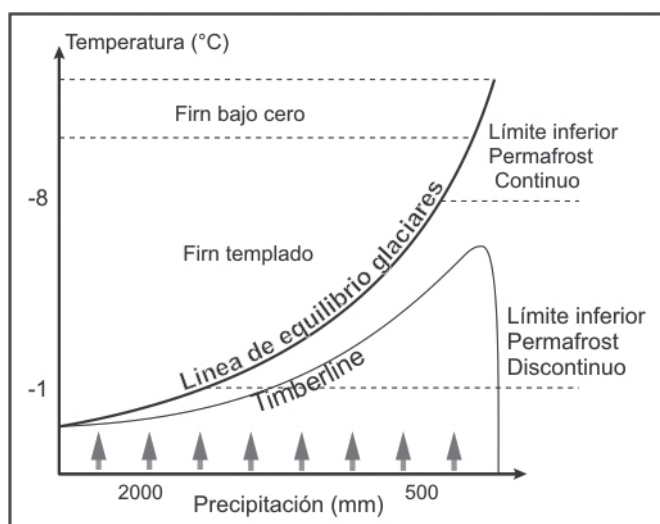


Figura 2. Relación entre la distribución de glaciares y permafrost de montaña, según Haerberli (1983) y Haerberli y Burn (2002). Modificado de Haerberli y Burn (2002). Los glaciares de escombros se desarrollan, según estos autores, entre el límite inferior de permafrost discontinuo, ALPM en este trabajo, y la altura de la línea de equilibrio (ELA).

bloques estables en su superficie superior. Por otro lado, el glaciar de escombros fósil, si bien mantiene su morfología general, tiene una topografía más redondeada y depresiones (paleotermokarst) debido al colapso por fusión del permafrost y la vegetación cubre tanto la pendiente frontal como la superficie superior (Haeberli 1985, Ikeda y Matsuoka 2002, Brenning 2005).

Significado paleoclimático de los glaciares de escombros fósiles

El significado paleoclimático de los glaciares de escombros ha sido objeto de una gran controversia (Whalley y Martin 1992, Ben y Evans 1996, Haeberli *et al.* 2006, etc.). Con el objetivo de aclarar las inferencias paleoclimáticas que se pueden derivar de los glaciares de escombros fósiles se presenta el siguiente análisis bibliográfico.

Whalley y Martin (1992) y Harrinson *et al.* (2007) sostienen, a diferencia de Haeberli (1983, 1985), que los glaciares de escombros fósiles no son evidencias del permafrost pasado ya que es posible que se originen por otros procesos. Esta diferencia en la génesis, según Haeberli *et al.* (2006) es un ejemplo de la falta de visión general del problema. Las conclusiones de Whalley y Martin (1992) y Harrinson *et al.* (2006) se basan en modelos teóricos dinámicos que no tienen en cuenta las variables climáticas y ambientales.

Whalley y Martin (1992), Whalley y Azizi (1994) sostienen que los glaciares de escombros pueden generarse de dos formas diferentes: como un fenómeno relacionado al permafrost (glaciares de escombros de talud o primarios), o como un fenómeno relacionado a los glaciares (glaciares de escombros glaciogénicos o secundarios) siguiendo el modelo original de núcleo de hielo planteado por Potter (1972). Ben y Evans (1996), siguiendo el mismo razonamiento, indican que los glaciares de escombros son un ejemplo de equifinalidad, donde distintos procesos generan una misma forma. Whalley y Martin (1992), sustentan su modelo glaciológico o de núcleo de hielo, en la siguiente descripción de glaciar de escombros "...the model assumes that flow is the result of glacier ice deformation with rock debris riding passively on top... Whalley y Martin, 1992 pág 160", se desprende claramente que se refieren a un glaciar cubierto, donde el con-

tenido de detritos interno es nulo. Las evidencias directas sobre la estructura interna de los glaciares de escombros, provenientes de perforaciones modernas (ver Haeberli *et al.* 2006 para una síntesis) indican, que si bien es posible encontrar hielo masivo, en ninguno de los casos, es hielo sedimentario (formado por la compactación y recristalización de nevadas sucesivas, con una densidad mayor a 830 kg m^{-3} , y prácticamente impermeable) como el que se encuentran en los glaciares convencionales ya sean descubiertos o cubiertos (Paterson 2001). Por otro lado, el reciente trabajo de Hausmann *et al.* (2007), también da por descartada la posible existencia de un núcleo de hielo sedimentario en glaciares de escombros relacionados con glaciares. Hausmann *et al.* (2007) estudiaron la estructura interna y el contenido en hielo del glaciar de escombros Reichenkar, un típico glaciar de escombros glaciogénico, en los Alpes austríacos. Aplicando diferentes técnicas geofísicas (georadar, sísmica y gravimetría) derivaron un modelo teórico que se ajuste a la estructura interna, densidad de cuerpo y su velocidad superficial (medida independientemente). Estos autores concluyeron, que dependiendo del contenido de aire, el porcentaje de hielo interno, en forma intersticial, puede variar entre 45-60%. Es importante destacar que, ninguna de las técnicas geofísicas utilizadas indican la presencia de un núcleo de hielo o algo similar y que, además, el porcentaje de hielo deducido es similar a los encontrados en perforaciones (Haeberli *et al.* 2006). Por otro lado, Whalley y Martin (1992) sin tener en cuenta las condiciones climáticas (precipitación y temperatura) en las zonas donde se desarrollan los glaciares de escombros, tanto "glaciogénicos" como "criogénicos" sostienen que es posible la existencia de glaciares de escombros templados o en climas marítimos. Sin embargo, es importante resaltar que sin importar el origen o proveniencias del detrito, hielo o agua que conforman un glaciar de escombros, la condición *sine qua non* para que se desarrolle un glaciar de escombros es que exista permafrost (Berthling, 2011), zonas donde la temperatura del terreno esté por debajo de 0°C por mas de dos años. Sin esta condición el hielo intersticial se derretiría. Haeberli (1985), Trombotto

(1991) y Brenning (2005), entre otros, sostienen que los glaciares de escombros son la expresión morfológica del permafrost reptante. Para su existencia es necesaria la presencia de permafrost sobresaturado en hielo, disponibilidad de detritos suficientes, lugar apropiado para la acumulación de los sedimentos (criosedimentos) y pendiente. El requerimiento de una pendiente limita su existencia a zonas montañosas, por otra parte, detritos o un gran cantidad de ellos solo se encuentra por debajo de la ELA, debido a que por arriba de la ELA, en la zona de acumulación de los glaciares solo existe roca, *firn* y hielo.

Independientemente de la fuente del material (sedimentos, agua y hielo), los glaciares de escombros se generan gracias a la reptación del suelo congelado permanente, sobresaturado en hielo. Otros factores que influyen son, la presencia y/o cantidad de nieve, la cantidad de detritos disponibles y la extensión del área de aporte (Haeberli 1985, Barsch 1996, Brenning y Trombotto 2006). La reptación permite el transporte del material pendiente abajo. Las crestas y surcos que se generan en su superficie representa variaciones en el flujo, de comprensivo (crestas transversales) a extensivo (crestas longitudinales). Es común también que se formen superposiciones de lóbulos o crestas, debido al movimiento diferencial en las distintas zonas de la geoforma. Son comunes las variaciones en la velocidad superficial entre la zona central y los laterales, asociada principalmente con el espesor de permafrost sobresaturado en hielo (Kääb *et al.* 1998). Por otro lado, las zonas que reciben mayor radiación tienen una cohesión mas baja y una mayor geliflujión de la capa activa, generando un gradiente de velocidad, lo cual también puede tener implicancias morfológicas.

En base a todo esto, los glaciares de escombros como fenómeno del permafrost reptante, solo pueden existir por debajo de la ELA y por encima del ALPM. Esta zona de desarrollo potencial de glaciares de escombros esta ausente en climas marítimos donde la ELA se encuentra por debajo del ALPM. En cambio, en áreas montañosas secas o de clima continental, donde la ELA se encuentra por encima del ALPM o esta incluso por encima de la altitud de las

montañas, los glaciares convencionales no se desarrollan y solo los glaciares de escombros son evidentes (Haeberli 1983, Haeberli y Burn 2002). Por lo tanto, es posible aproximar la altura mínima de los glaciares de escombros con el ALPM.

Modelo Conceptual

Los procesos depositacionales y erosivos que dan como resultado los diferentes elementos del paisaje (geoformas) son controlados por distintos "forzantes", entre los cuales el clima juega un papel fundamental. A partir del grado de dependencia de estos procesos con el clima es posible hacer inferencias climáticas (geoformas activas) o paleoclimáticas (geoformas fósiles) del reconocimiento de las diferentes geoformas. En este sentido, elementos del paisaje tales como los glaciares convencionales (morenas terminales) o los glaciares de escombros activos (fósiles), debido a que son el resultado de procesos únicos generados en un rango de condiciones climáticas, nos permiten extraer inferencias primero de estos procesos y luego de las condiciones climáticas que los gobiernan.

Identificación de los elementos del paisaje: características diagnósticas

Para una correcta identificación de los diferentes elementos del paisaje, además de su forma, es necesario tener en cuenta la composición o estructura interna así como la posición y relación con respecto a otras geoformas (contexto geomorfológico). Por otra parte, también se utilizan parámetros que pueden fácilmente ser medidos en el campo (tamaño, forma y composición de los clastos, estructura interna, inclinación de las pendientes laterales y frontales), tanto para complementar la identificación como para corroborar la interpretación de las imágenes (Glasser *et al.* 2008).

Caracterización de los elementos del paisaje: características descriptivas

Para una correcta caracterización del paisaje, además de una buena identificación de las geoformas, es necesario extraer u obtener diferentes atributos morfológicos, morfométricos y topoclimáticos, algunos de los cuales se derivan del reconocimiento como, por ejemplo, la composición o estructura interna. Sin embargo, la mayoría de estos atributos necesitan ser medidos independientemente (McMillan *et al.*, 2008).

METODOLOGIA

Identificación y caracterización de las geoformas

En este trabajo se hace hincapié en las características observables en imágenes satelitales y de los parámetros morfométricos y topoclimáticos que pueden derivarse de modelos digitales de elevación (MDE), para identificar y caracterizar los elementos del paisaje. Para la identificación a las geoformas se ha tenido en cuenta; (1) la morfología; (2) el color; (3) la textura; (4) la ubicación; y (5) los indicadores de movimiento. Mientras que para la caracterización se han utilizado; (1) tipo de geoforma; (2) superficie; (3) altura máxima, mínima y promedio; (4) pendiente promedio; y (5) orientación promedio.

Para estas tareas se trabajó con el Sistema de Información Geográfica (SIG), SAGA GIS v. 2.0.7 (www.sagagis.com). Como imagen base se utilizó un recorte de una escena SPOT (tamaño de píxel 2.5m) del 11 de marzo de 2010. La misma es una composición RGB en color real capturada de Google Earth con la herramienta Stich-Map. Una vez capturada la imagen fue importada al SIG. Para comprobar la georeferenciación se realizó una inspección visual con una escena Landsat TM (path 232, row 89) disponible en forma gratuita a través del Global Land Cover Facility (<http://glcf.umiacs.umd.edu/>). Para la interpretación y caracterización de las geoformas se utilizó el MDE SRTM V4.1 (resolución espacial de 90m) disponible en forma gratuita a través del Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI) (<http://srtm.csi.cgiar.org/>). Debido a la diferencia de resolución espacial entre el MDE y la imagen de base, no es posible utilizar el MDE para identificar los cambios de pendientes asociados con las geoformas, aunque sí permite tener una idea de los cambios de pendientes generales, así como de la forma y orientación de las laderas donde estas se desarrollan.

Salvo, los campos de nieves que fueron digitalizados mediante una clasificación supervisada, por medio de un umbral, el resto de las geoformas fueron digitalizadas manualmente. En la sección de resultados se indican las diferentes características que permitieron identificar a las geoformas (cuadro 2).

Una vez digitalizadas las diferentes geoformas, se procedió a la caracterización, para la cual se realizaron dos modelos de terreno derivados del MDE, con la herramienta de *Terrain Analysis*, uno de pendiente y otro de orientación (Zevenbergen y Thorne 1987). Una vez obtenidos estos modelos de terreno, se extrajeron los siguientes atributos para cada geoforma, área, altura máxima, altura mínima, altura promedio, orientación promedio y pendiente promedio.

Durante tres campañas realizadas en mayo y agosto de 2010 y febrero, 2011, se realizó el trabajo de campo para comprobar la interpretación geomorfológica de gabinete, la cual consistió en la toma de fotografías y puntos con un navegador de posicionamiento global satelital (GPS) convencional, además de mediciones complementarias en el terreno. Las mediciones en el campo fueron las siguientes; (1) estimación del tamaño y morfología de los detritos superficiales (en ningún caso se observaron cortes naturales que permitieran investigar la estructura interna de las geoformas); (2) mediciones de inclinación de pendientes frontales de los glaciares de escombros fósiles y también de la superficie de los mismos con clinómetro.

Para extraer los parámetros morfométricos de los glaciares de escombros en el Cordón del Plata se utilizó el mapa de Trombotto (2003) modificado por Trombotto Liaudat *et al.* (2011) y el MDE SRTM v4.1.

Extracción de parámetros climáticos

Para la caracterización climática del Cordón Leleque (zona de estudio) y del Cordón del Plata (zona de comparación o analogía) se utilizó la TMAA y la PT. Estos son los mismos parámetros utilizados por Condom *et al.* (2007) para derivar la rELA en Sudamérica. Estas variables permiten, a su vez, caracterizar y separar las zonas de permafrost de montaña de las zonas donde se desarrollan glaciares convencionales (Haeberli 1983).

Primero se re-muestrearon las grillas originales de New *et al.* (2000) a la resolución espacial del MDE (90 m). Para obtener la variación de temperatura con la altura (T_p , Ecuación 1) y altura de la isoterma media anual de cero grados centígrados (iso 0 ° C,

CUADRO 2. Características que permite el reconocimiento de las diferentes geoformas, en imágenes Spot composición RGB, color real. Los ángulos de pendientes frontales fueron medidos en el terreno. ^(*) Se describen las características de los tres tipos reconocidos 1= criogénicos, 2=glaciogénicos y 3= morénicos.

| Geoforma | Características que permiten el reconocimiento en Imagen Spot RGB color real | | | |
|---|--|---|---|---|
| | Morfología | Color/Textura | Ubicación | Paleoflujo o Dirección |
| Manchones de nieve perennes | Diseño en planta con tendencia circular o irregular. | Blancos, alto contraste, textura suave. | En pequeños nichos o al pie de canaletas de avalancha | Sin rasgos que indiquen movimiento. |
| Glaciares de escombros fósiles(*) | Formas lobuladas, con crestas y surcos, transversales y longitudinales. Lóbulo frontal mayor pendiente. | Gris plomo a marrón claro, bajo contraste. Textura rugosa debido al relieve relativo de crestas y surcos. | 1) Pendiente abajo de conos de talud. 2) En el centro del valle, pendiente abajo de pequeños circos. 3) Pendiente abajo de morenas laterales. | 1) Desde los laterales del valle hacia el centro o paralelos al eje del valle. 2) A lo largo del valle. 3) Desde crestas morénicas hacia el centro del valle o paralelo al mismo. |
| Morenas frontales | Cresta o crestas, topografía irregular. Relieve relativo positivo. Diseño en planta curvo, aserrado o irregular. | Gris plomo a marrón claro. Bajo contraste. Textura suave. | Asociado al fondo de artesas glaciarias o de pequeños circos. | Sin rasgos que indiquen movimiento. |
| Morenas laterales | Cresta, relieve relativo positivo, paralela al valle. Diseño en planta recto a levemente curvo. | Gris plomo a marrón claro. Bajo contraste. Textura suave a irregular. | En los laterales de artesas glaciarias o pequeños circos. | Sin rasgos que indiquen movimiento. |
| Prótalus lobulados activos (fósil) | Lóbulo simple, cresta o conjunto de crestas, transversales y longitudinales, pendiente frontal >40° (<40°). | Gris plomo a gris oscuro. Sombreado debido a relieve relativo irregular. Textura irregular (con cobertura vegetal). | Asociado a conos de talud. | Pendiente abajo, indicado por las crestas y surcos. |
| Prótalus ramparts activos (fósil) | Cresta o crestas. Diseño en planta curvo, relieve relativo positivo. Pendiente frontal >40° (<40°). | Gris plomo. Textura Irregular, asociada a lo abrupto de los cambios de pendiente (con cobertura vegetal). | Junto a pequeños manchones de nieve perennes o al pie de taludes. | Pendiente abajo, indicado por la cresta. |
| Taludes | Pendientes plana entre 10° y 30°, borde inferior recto a levemente sinuoso. | Gris Plomo a marrón claro, textura suave. | Asociado a canaletas de avalanchas y/o cara libre de algunos afloramientos. | Sin rasgos que indiquen movimiento. |
| Terrazas glacifluviales | Superficie bi-convexa o plano-convexa, en forma de abanico o de bajada. Bordes cóncavos en general rectos. | Gris, parcial o totalmente cubierta por vegetación, textura suave. | Pendiente abajo de morenas laterales o frontales. | Sin rasgos que indiquen movimiento. |

Ecuación 2), se utilizó la TMAA derivada de las grillas, la altura de las estaciones (h_0), según New *et al.* (2000), la altura de cada celda (h_i), según el MDE y un gradiente (c) de 0.007° C/m, el mismo utilizado por Condom *et al.* (2007).

Ecuación 1.

$$iso0^\circ C(m) = \frac{TMAA}{c} + h_0$$

Ecuación 2.

$$T_i = TMAA - c(h_i - h_0)$$

Por otro lado la rELA fue derivada siguiendo la ecuación propuesta por Condom *et al.* (2007) (ecuación 3).

Ecuación 3.

$$rELA = 3427 - 1148(\log_{10}(PT) + iso0^\circ C$$

Con el objetivo de caracterizar las condi-

ciones climáticas asociadas a los glaciares de escombros activos, y así poder deducir las condiciones paleoclimáticas en el Cordón Leleque, en lugar de utilizar las características regionales de los Alpes (Haeberli 1983) o globales (Haeberli y Burn 2002), se decidió utilizar como análogo actual, el Cordón del Plata. Si bien esta zona se encuentra más al norte que el área de estudio, hoy en día recibe aproximadamente la misma precipitación (670±30 mm contra 460±60 mm al año) que el Cordón Leleque, aunque la temperatura es mucho menor debido a su mayor altura (altura máxima 6000 m contra 2200 m). Para caracterizar los parámetros climáticos en las zonas donde se desarrollan los glaciares de escombros del Cordón del Plata se siguió el mismo procedimiento.

RESULTADOS

Geomorfología del Cordón Leleque

El mapa geomorfológico general del Cordón Leleque puede observarse en la figura 3. Por otro lado, en la figura 4a se presenta un mapa de detalle y en la figura 4b una vista del Valle del León, que sirve como ejemplo típico de la relación entre las diferentes geoformas.

En el cuadro 2 se presentan las características que permiten reconocer a las diferentes geoformas. En la figura 5 se presenta un corte transversal al Cordón Leleque con la distribución de las diferentes geoformas reconocidas. Por otro lado en la figura 6 se grafica la relación entre la altura y orientación de los glaciares de escombros fósiles, prótalus y manchones de nieve.

A continuación se describe la distribución espacial, parámetros morfométricos y topoclimáticos de las geoformas utilizadas como indicadores paleoclimáticos criogénicos y glaciares (glaciares de escombros fósiles, prótalus ramparts, prótalus lobulados y morenas).

Al igual que con la morfología general del Cordón Leleque, existe una marcada diferencia en el desarrollo y cantidad de geoformas entre la vertiente oeste y la este del cordón (Figs. 5 y 6).

Glaciares de escombros fósiles han sido reconocidos en ambas vertientes del Cordón Leleque, tienen un amplio rango altitudinal (1490-950 m) y están orientados principalmente al SE (Figs. 4, 5 y 6). En la vertiente este, donde alcanzan su mayor desarrollo, es posible encontrar 2 o 3 de estas geoformas dispuestas en forma escalonada una a continuación de la otra (Figs. 4 y 5).

Glaciares de escombros fósiles han sido reconocidos en ambas vertientes del Cordón Leleque, tienen un amplio rango altitudinal (1490-950 m) y están orientados principalmente al SE (Figs. 4, 5 y 6). En la vertiente este, donde alcanzan su mayor desarrollo, es posible encontrar 2 o 3 de estas geoformas dispuestas en forma escalonada una a continuación de la otra (Figs. 4 y 5). A partir de las alturas máximas y la relación espacial de las morenas laterales es posible reconocer en la vertiente oeste y este dos (2) generaciones. Las de la vertiente oeste se encuentran a mayor altura que las de la vertiente este (Fig. 5). Morenas frontales fueron identificadas a la salida de pequeños circos (vertiente oeste), o como relictos (acumulaciones diamictíticas) que taponan los valles (vertiente este) (Fig. 3). Al pie de la vertiente este también fueron reconocidas morenas terminales (Figs. 3 y 5). Estas no son tratadas en este estudio ya que pertenecen a sistemas glaciares que fluían en el valle del Arroyo Leleque, provenientes del interior de la cordillera y no de los sistemas glaciares que descendían del Cordón Leleque (Caldenius 1932, Andrada y González Díaz 1996).

En general, los prótalus y prótalus ramparts tienen una expresión areal y distribución en altura escasa (Fig. 5). Se localizan preferentemente en las zonas más altas de cordón, son más comunes en la vertiente este y tienen orientación promedio E-SE (Fig. 6).

Altura de la línea de equilibrio climática y altura de la isoterma de 0 °C en el Cordón Leleque y Cordón del Plata

Siguiendo la propuesta de New *et al.* (2000) y Condom *et al.* (2007), se derivó la altura de la isoterma de 0 °C (ecuación 2) y la rELA (ecuación 3) para el Cordón Leleque

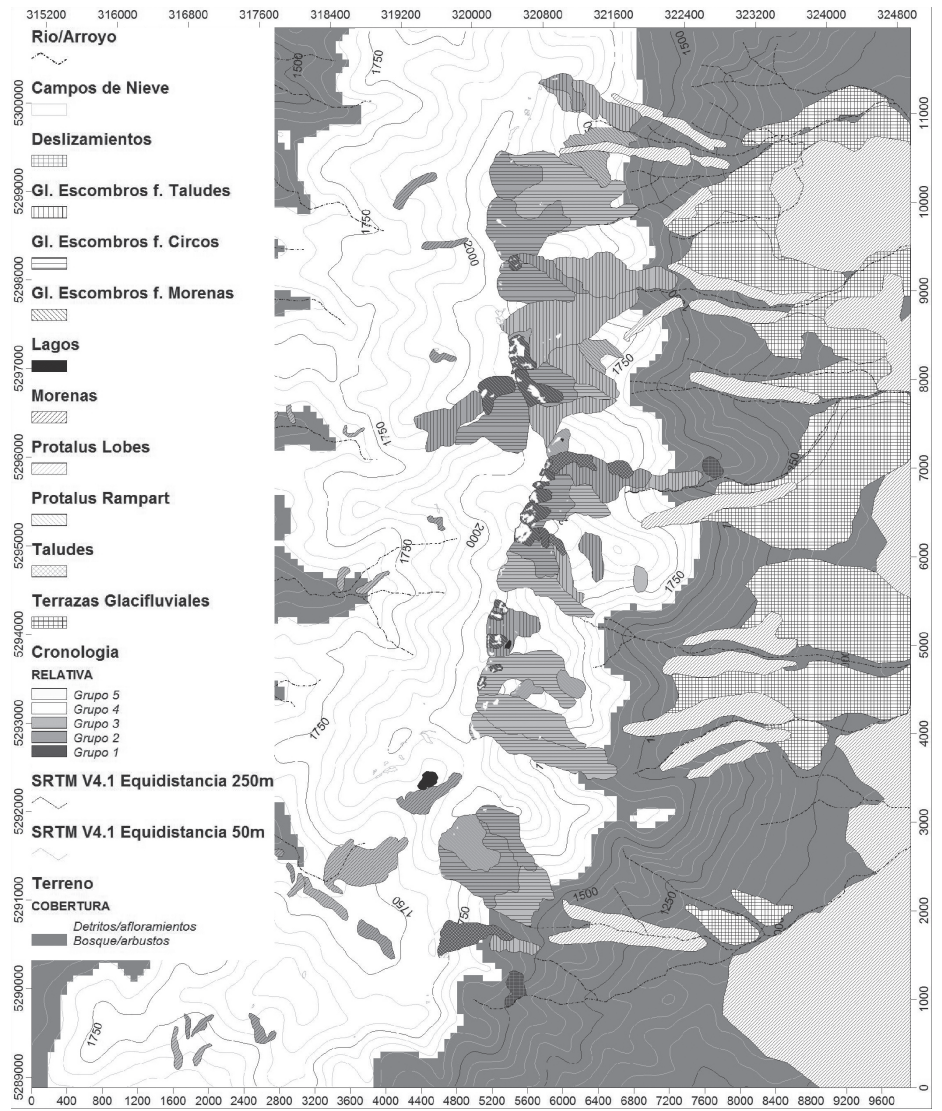


Figura 3. Mapa geomorfológico del Cordón Leleque. Las texturas indican las diferentes tipos de geoformas reconocidas en este estudio. La escala de color graduado indica su posición en la escala cronológica relativa. El Grupo 5 corresponde a las morenas terminales del valle colector del arroyo Leleque. Al igual que en el resto de los mapas, el eje vertical izquierdo y superior indican las coordenadas en el sistema de proyección universal transversal mercator (UTM) zona 19 sur, WGS 84. Mientras que los ejes vertical derecho e inferior, representan la escala grafica en metros.

(Fig. 7a) y el Cordón del Plata (Fig. 7b). La altura de la isoterma de 0 °C para el Cordón Leleque es de 2030±30 m, mientras que la rELA se encuentra a 2190±20 m. Esto explica la no presencia de glaciares convencionales en la actualidad (altura máxima 2200 m). Por otro lado la presencia de campos de nieve perennes se relaciona con temperaturas medias anuales inferiores a 0 °C (encima de la isoterma de 0 °C). Según Buk (2002) la altura de la isoterma de 0 °C en el Cordón del Plata, se encuentra unos 200 m más alta que la obtenida

por nosotros en este trabajo (3800 m versus 3600 m). Esta diferencia se debe a que Buk (2002) utiliza un gradiente térmico menor (5.2 °C/km) al usado por nosotros (7 °C/km). Según este autor, el gradiente fue calculado entre la estación Vallecitos y otra colocada 1000 m más arriba durante el período 1991-1993. Sin embargo, hay que tener en cuenta que este es un gradiente local, el cual esta influenciado, entre otras cosas, por variaciones estacionales y/o temporales y variaciones microclimáticas, asociadas a la orientación de las laderas, expo-

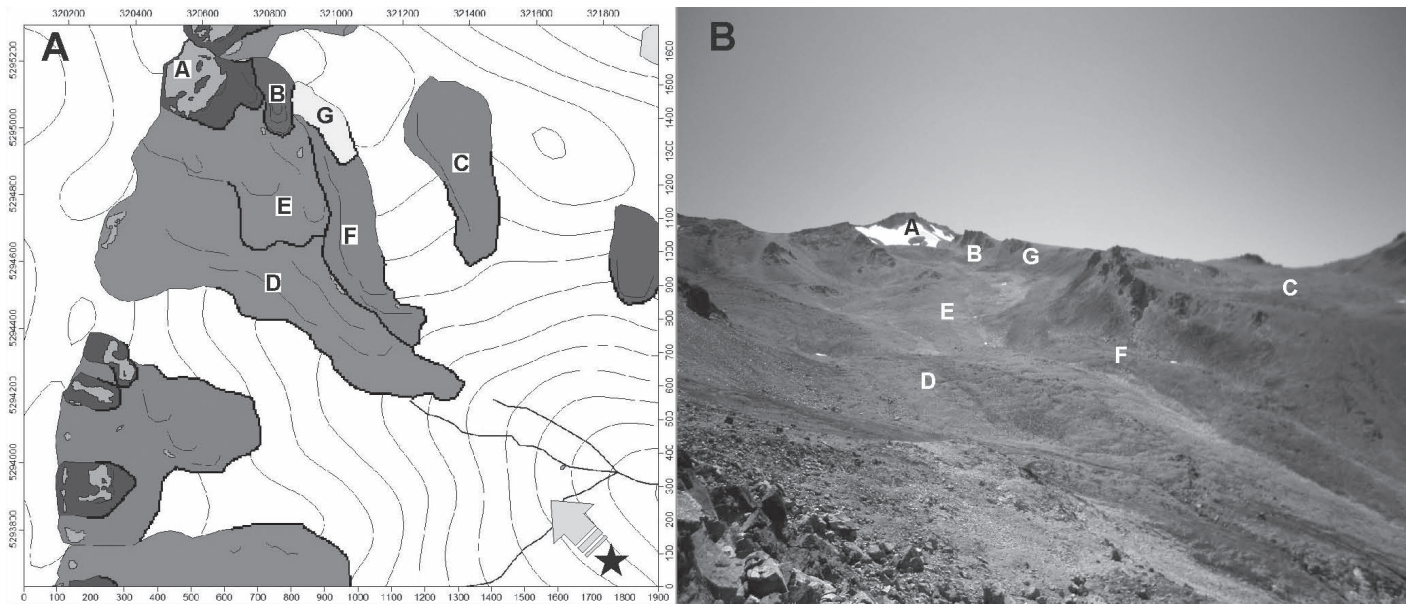


Figura 4. A) Detalle del mapa geomorfológico en el valle del León. La estrella indica el lugar desde donde fue tomada la fotografía (B) y la flecha indica la dirección en la que fue tomada. B) Vista en el terreno de la cabecera del valle del León. A= Prótalus rampart activo (Grupo1); B= Prótalus lobulado activo (Grupo1); C= Glaciar de escombros fósil criogénico (Grupo2); D= Glaciar de escombros fósil glaciogénico (Grupo3); E= Glaciar de escombros fósil glaciogénico (Grupo2); F= Glaciar de escombros fósil criogénico (Grupo 3); G= Talud (Grupo 1).

sición al viento, etc. Si bien las diferencias extremas en la altura de la isoterma de 0 °C entre usar el gradiente de 5.2 °C/km o 7 °C/km son significativas (rango -75 0m), la media de esta diferencia en la zona del Cordón del Plata es de tan solo 80 m. Lo

mismo ocurre con la rELA. Utilizando un gradiente de 7°C/km, la rELA para el Cordón del Plata se encuentra a los 4150±20 m, un valor muy cercano al propuesto por Lliboutry (1956) de -4200 m. Trombotto *et al.* (1997) sostienen que la altura de la

isoterma de 0 °C en relación con el glaciar de escombros de Morenas Coloradas también se encuentra cercana a los 3600 m, la misma que se obtiene con un gradiente de 7 °C/km. En lo que respecta a la precipitación, el promedio obtenido para todo el Cordón del Plata es de 460±60 mm, el cual coincide en magnitud con el registrado en la estación Vallecitos de 442 mm (período 1979–1983).

Condiciones climáticas asociadas a los glaciares de escombros en el Cordón del Plata

Para comparar los datos presentados por Trombotto (2003), Novero (2003) y Trombotto Liaudat *et al.* (2011) con las grillas de variables climáticas realizadas en este trabajo, se realizó una estadística zonal. En la misma se analiza la estadística de las variables climáticas PT y TMAA en las zonas donde se desarrollan los glaciares de escombros. A partir de este análisis es posible conocer cuál es la distribución de PT y TMAA en los glaciares de escombros. En el cuadro 3 se presenta un resumen de la estadística. Para los glaciares de escombros la variable más importante es la TMAA, sobretudo en el límite inferior o frente de los mismos y es por ello que es la única variable

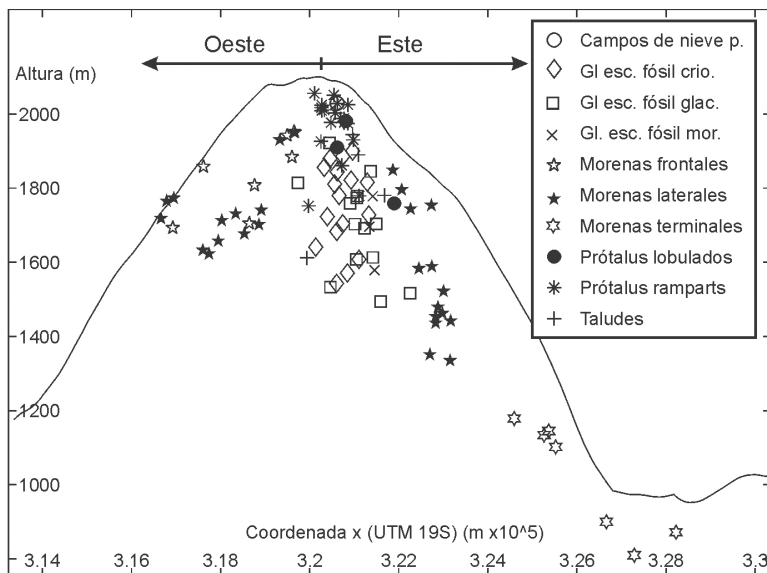


Figura 5. Distribución altitudinal de las diferentes geoformas reconocidas en el Cordón Leleque. El eje horizontal es la posición oeste-este. El eje vertical es la altura según el MDE: Para los prótalus y glaciares de escombros se indica la altura mínima, para las morenas laterales, la altura máxima, para las morenas frontales y terminales la altura media. Para los manchones de nieve, también la altura media.

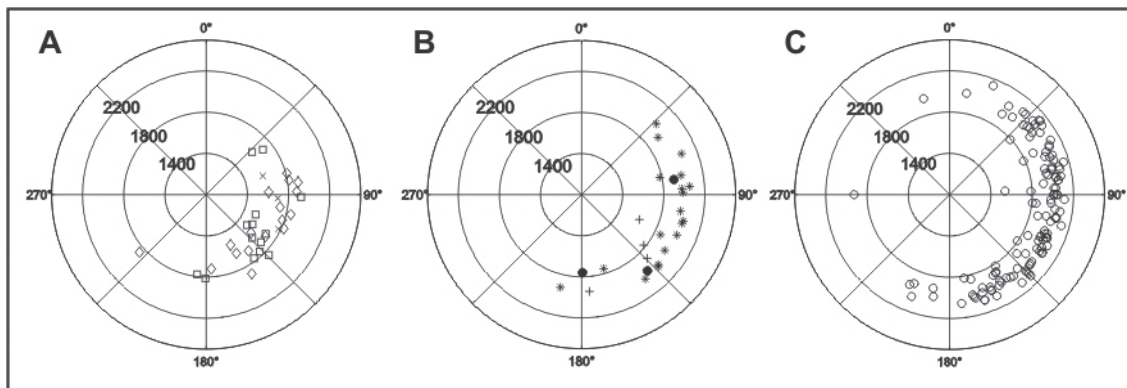


Figura 6. Gráfico polar, orientación promedio para las distintas geoformas reconocidas versus altura en el eje radial. A) Glaciares de escombros fósiles, B) prótalus y taludes, C) campos de nieve. Referencias y alturas ídem Fig. 5. Nótese la diferencia altitudinal entre las geoformas representadas en A, B y C.

que se analiza. En primer lugar se observa que la TMAA promedio en el frente del los glaciares de escombros oscila entre $-1.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ o $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$, coincidente con los valores globales propuestos por Haerberli (1983) y Haerberli y Burn (2002). Mientras que la mínima absoluta es de $-5.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ o $-5.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ (frentes de glaciares de escombros más altos). Por otro lado, la temperatura máxima absoluta esta entre $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ o $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (frentes de glaciares de escombros más bajos). Estos valores coinciden con los propuestos por Trombotto *et al.* (1997). Por lo tanto, si bien es posible indicar que el frente de los glaciares de escombros activos en el Cordón del Plata se encuentra cercano a la isoterma de $-1/-2\text{ }^{\circ}\text{C}$, el límite inferior para su desarrollo es aproximadamente la isoterma de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. En base a estas consideración, podríamos establecer que el ALPM en los Andes Centrales se puede aproximar a la isoterma de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Fig. 7b). Si aplicamos estos conceptos al Cordón Leleque es posible usar la altura mínima de los glaciares de escombros fósiles como un indicador de la posición de la isoterma de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ en el pasado (paleo ALPM).

Zonificación climática de la Cordillera de los Andes a la latitud del Cordón Leleque y el Cordón del Plata

La combinación de una correcta identificación y mapeo en un SIG (Cuadro 2; Fig. 3) nos permite extraer mediante estadística zonal, parámetros morfométricos y climáticos para las distintas geoformas (Figs. 5 y 6; cuadro 3). En las figuras 7a y 7b, se resumen los resultados de esta caracterización. Por un lado, se presenta la relación entre la rELA y la ALPM con la topografía para

cada una de sitios en cuestión, en un perfil transversal a la cordillera (dirección de máximo gradiente de precipitación). A través de esta relación se puede realizar una zonificación climática, la cual ayuda a entender la relación entre glaciares y permafrost en ambas regiones. A los 42° S (Fig. 7a) es posible reconocer tres zonas climáticas. La Zona 1 está caracterizada por un rELA mas baja que la Isoterma $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ o ALPM. En esta zona solo se pueden desarrollar glaciares convencionales templados por la ocurrencia de mayores precipitaciones. Al ubicar los glaciares con un área mayor a 1 km^2 en el perfil (tomados de Ruiz *et al.* 2010, DGA, 2009), se observa que la gran mayoría de ellos cae dentro de esta zona. Por debajo de ALPM, debido a las altas temperaturas no es posible la presencia de permafrost. La presencia de glaciares por debajo de la rELA, demuestra la importancia de las variaciones microclimáticas que genera la cordillera en estas latitudes. La Zona 2 se desarrolla por encima de la Isoterma $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ o ALPM cuando este límite es más alto que rELA. En esta área se desarrollan glaciares politermales ya que la TMAA permite el

desarrollo de permafrost. Dependiendo del espesor del hielo es posible la generación de glaciares de base fría y/o politermales en la Zona 2. A la latitud de 42° S solo las cumbres más elevadas ingresan a esta zona y por lo tanto es posible que solo exista permafrost de tipo insular (asociado a factores locales) en ellas. Los tres glaciares que se indican en el Cerro Tres Picos, podrían ser en parte politermales. La Zona 3 se desarrolla al este de la Cordillera Principal. En conjunto con el descenso de la precipitación (sombra orográfica) se produce el ascenso de la rELA por sobre la Isoterma $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ o ALPM. En esta zona es posible la existencia de permafrost por debajo de la rELA y por lo tanto condiciones favorables para el desarrollo de glaciares de escombros (Haerberli, 1985). Sin embargo, solo la cumbre del Cordón Leleque ingresa parcialmente a esta zona. Lo cual indica, que de existir permafrost hoy en día, el mismo esta asociado a las zonas más elevadas únicamente o a condiciones locales.

En la figura 7b se muestra, un perfil transversal de la Cordillera de los Andes a los 33° S . Aquí solo están presentes las zonas 2 y 3

CUADRO 3. Cantidad y tipo de geoformas indicadas por Novero (2003) para el Cordón del Plata. Se indica la altura mínima promedio y la temperatura y precipitación promedio para los diferentes tipos de glaciares de escombros.

| n | Geoforma | Altura mínima promedio (m) | TMMA promedio $^{\circ}\text{C}$ | TMMA mínima $^{\circ}\text{C}$ | TMMA máxima $^{\circ}\text{C}$ | Precipitación promedio mm |
|-----|---------------------------------------|----------------------------|----------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------------|
| 37 | glaciares de escombros criogénicos* | 4020 ± 200 | -1.6 ± 1 | -5.5 | 0.6 | 460 ± 40 |
| 103 | glaciares de escombros glaciogénicos* | 4100 ± 170 | -2.1 ± 1 | -5.7 | 0.2 | 470 ± 40 |

debido principalmente a la escasa precipitación. Cuando se grafica la ubicación de los glaciares convencionales y de escombros en el perfil (Trombotto 2003, Novero 2003, Trombotto Liaudat *et al.* 2012), es posible observar que en la Zona 3 solo están presente glaciares de escombros, mientras que en la Zona 2 predominan los glaciares convencionales. La presencia de glaciares de escombros sobre la rELA regional, demuestra la influencia de los factores locales.

De este análisis se desprende que; (1) tanto las grillas de New *et al.* (2000) como la ecuación propuesta por Condom *et al.* (2007) permite realizar una caracterización climática que se ajusta a la distribución actual de glaciares y de permafrost en ambos sitios; (2) al este de la Cordillera Principal a la latitud de 42° S, existen las condiciones para que se generen glaciares de escombros, solo en las cumbres más elevadas (>2000 m); (3) los glaciares de escombros en el Cordón del Plata se desarrolla por encima de la Isoterma de 0° C.

DISCUSIÓN

Cronología relativa de las geoformas reconocidas en el Cordón Leleque

El estudio de las cronologías de glaciares de valle indica que los avances más nuevos se encuentran dentro de los límites de los más viejos. De no ser así, los avances más nuevos habrían borrado total o parcialmente los más viejos (Flint 1970, Benn y Evans 1996).

Por otro lado, el tipo y desarrollo de suelo es también un indicador relativo de la edad. Como regla general, un mayor desarrollo de un suelo, indica una edad más antigua de formación, siempre y cuando las demás variables se mantengan constantes (Flint 1970). A partir de la interpretación de imágenes satelitales es posible relacionar la textura de las superficies con el desarrollo del suelo. En general, texturas más suaves o mayor cobertura vegetal, indican mayor desarrollo de suelo (cantidad y tipo de vegetación) y/o mayor grado de modificación (soliflucción) de la forma original, y por lo tanto, mayor edad.

A partir de la ubicación espacial, altitudinal y textura de las geoformas, es posible establecer una cronología relativa formada por

4 grupos diferentes de geoformas (Fig. 7a; Cuadro 4).

La asimetría general en la morfología del Cordón Leleque, cantidad y desarrollo de geoformas, también se observa dentro de los 4 grupos. Está se encuentra asociada a la estructura y orientación del Cordón Leleque de 2 maneras. Por un lado, la estructura de las rocas que componen el cordón (sucesión de vulcanitas del Grupo Ventana, azimut 30-350, inclinación 20-60° Oeste, con un diaclasamiento general azimut NE-NO, inclinación subvertical) son más factibles de criofragmentarse en la vertiente este que en la oeste, debido al desarrollo de caras libres. Por lo tanto, al tener mayor material disponible, los prótalus y glaciares de escombros fósiles pertenecientes a un mismo grupo (Grupos 1, 2 y 3) son más frecuentes, de mayor tamaño y más variados (criogénicos, glaciogénicos y morenicos) en la vertiente este que en la oeste. Por otro, la orientación N-S del cordón, controla la orientación de las zonas de acumulación de los glaciares con respecto a los vientos preponderantes del oeste. Los glaciares que se formaron de un lado u otro del cordón tuvieron una acumulación diferencial de nieve, que influyó en el tipo de glaciares, y por consiguiente en el tipo, altura y desarrollo de las morenas pertenecientes a un mismo grupo (Grupos 3 y 4). Los glaciares de la vertiente Este, eran glaciares de valle, con forma de cuenca compuesta, recibían mayor acumulación de nieve por estar a barlovento de los vientos predominantes y además descendían por valles con una fuerte inclinación. Estas características indican que estos glaciares podrían ser de base húmeda, desarrollar mayor velocidad, transportando un mayor caudal de hielo, y por consiguiente alcanzar menores alturas. Además de tener una mayor capacidad erosiva, recibían mayor cantidad de sedimentos de los laterales del valle, por lo cual tuvieron la capacidad de generar morenas laterales más grandes. Por su parte, los glaciares que formaron las morenas de la vertiente oeste eran pequeños glaciares de circo o nicho que recibían menor cantidad de nieve, debido al efecto del viento en la dirección de sotavento. El menor desarrollo de los valles y la menor pendiente de la vertiente oeste, sugiere que tenían una velocidad menor,

por lo cual su capacidad de erosión era menor, así como también el aporte de material desde los laterales del valle. Por todo esto, no tenían la capacidad de alcanzar alturas tan bajas, ni construir morenas tan grandes, como los de la vertiente este. También es posible que debido al efecto del viento sobre la temperatura del aire y la menor acumulación, estos glaciares fueran en gran parte de base fría, lo cual también explicaría el menor desarrollo de los mismos.

Los grupos cronológicos de geoformas

El Grupo 1 está formado por los campos de nieve, prótalus ramparts y lobulados con ángulos frontales de >40° y taludes activos, tanto en la vertiente este como en la oeste del Cordón Leleque (Fig. 7a, Cuadro 4).

El Grupo 2 está formado por glaciares de escombros fósiles criogénicos y glaciogénicos, (en la vertiente este), prótalus lobulados y prótalus ramparts fósiles (Fig. 7a, Cuadro 4).

El Grupo 3 está conformado por glaciares de escombros fósiles, (sobre todo en la vertiente este), prótalus lobulados y prótalus ramparts fósiles, y morenas laterales (mayor desarrollo y menor altura en la vertiente este) y frontales (en ambas vertientes). Las morenas se encuentran en una posición más elevada que los glaciares de escombros fósiles, lo cual puede indicar que ambos estuvieron activos al mismo tiempo (Fig. 7a, Cuadro 4).

Por último, el Grupo 4 está formado por las morenas laterales y terrazas glaciofluviales de la vertiente este y morenas laterales y frontales de la vertiente oeste. Las morenas de la vertiente oeste del Grupo 4 se encuentran a menor altura y tienen mayor desarrollo que las de la vertiente este (Fig. 7a, Cuadro 4).

Reconstrucción paleoclimática en el Cordón Leleque

En base al modelo conceptual, es posible utilizar la altura mínima de los glaciares de escombros fósiles como un indicador paleoclimático de ALPM (Haerberli, 1985). Si extrapolamos el resultado obtenido en el Cordón del Plata, podemos utilizar los paleoALPM como *proxies* de la paleo-Isoterma de 0 °C. Por otro lado, estudios previos indican que la altura máxima de

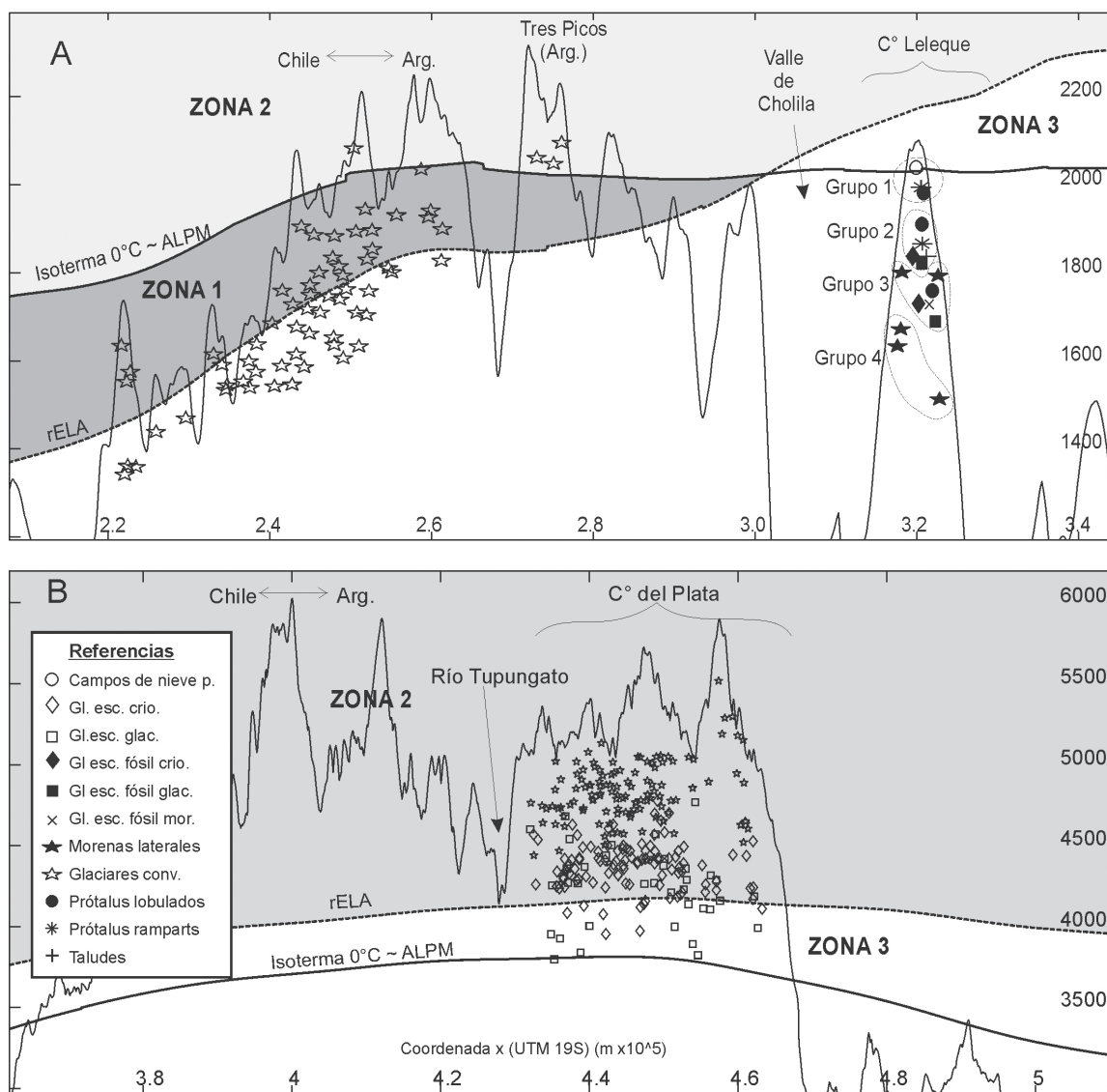


Figura 7. a) Corte transversal de la Cordillera de los Andes a la latitud del Cordón Leleque. Glaciares convencionales de Ruiz *et al.* (2010), Ruiz en preparación y DGA, (2009). Círculos punteados indican, los grupos de geformas reconocidos. b) Glaciares convencionales y glaciares de escombros de Novero (2003) y Trombotto, Lenzano y Castro (2011, en prensa). La topografía proviene del MDE SRTM V4.1 Línea negra continua= isoterma de 0 °C, línea negra discontinua= altura de la línea de equilibrio. Las referencias son las mismas para ambas figuras.

las morenas laterales, coincide aproximadamente con la paleo-rELA (Porter, 1975). Es posible extraer una curva de variación tanto de la rELA, como de la Isoterma de 0 °C, según el grupo de geformas activo en algún momento en el pasado (Cuadro 4). Asumiendo que la relación entre la rELA y la Isoterma 0 °C actual fue la misma en el pasado que en la actualidad para el Cordón Leleque, es posible establecer la paleo-rELA de la paleo-Isoterma 0 °C y viceversa. Si, para un mismo grupo existen morenas y glaciares de escombros fósiles, podemos

cotejar si esta aseveración es correcta. En el único grupo donde se cumple esta condición es el Grupo 3 (Cuadro 4). Actualmente, según los datos de New *et al.* (2000) la diferencia entre la rELA y la Isoterma 0 °C es, en el Cordón Leleque, de 160 ± 50 m. Según la paleo-ALPM y la paleo-rELA calculada para el Grupo 3, la diferencia cuando los glaciares convencionales y glaciares de escombros de este grupo estuvieron activos era de 175 ± 90 m. Estadísticamente es la misma diferencia, por lo que puede decirse que la relación no ha variado sustancial-

mente. Si extrapolamos esta misma relación para los otros grupos podemos obtener la paleo-rELA o paleo Isoterma 0 °C, según corresponda (Cuadro 4).

Suponiendo que la altura mínima de los prótalus en el Grupo 1 se puede asociar con la ALPM, esto correspondería a un descenso de temperatura de -0.6 ± 0.6 °C. Este descenso no es estadísticamente significativo, y por lo tanto es probable que parte de las geformas sigan activas en la actualidad. En el Grupo 2, a partir de los frentes de los glaciares de escombros fósiles

CUADRO 4. Se indican los grupos reconocidos, así como el indicador paleoclimático utilizado para calcular la variación con respecto a la TMAA ($2030 \pm 30\text{m}$) y la rELA ($2190 \pm 20\text{m}$) actual (dTMAA y drELA, respectivamente). En *cursiva* se indican los valores calculados siguiendo la relación rELA/Iso 0°C actual. * Los errores de dTMAA y drELA es la suma de 1 desvío estándar.

| Grupo | Geoformas Características | Código interno | Indicador Paleoclimático | Altura (m) | error (m) | dTMAA ($^\circ\text{C}$) | error ($^\circ\text{C}$)* | drELA (m) | Error ($^\circ\text{C}$)* |
|-------|--------------------------------------|---------------------|----------------------------|------------|-----------|----------------------------|-----------------------------|-------------|-----------------------------|
| 1 | prótalus ramparts / lobulados | Hm4_1; Hm4_2 | ALPM (0°C) | 1943 | 50 | -0.6 | 0.6 | -87 | 80 |
| 2 | glaciares de escombros talud / circo | Hm1_2; Hm2_2 | ALPM (0°C) | 1807 | 80 | -1.6 | 0.8 | -223 | 110 |
| 3 | morenas laterales (oeste y este) | Hlo2m; Hle3m | rELA | 1827 | 8 | -2.5 | 0.2 | -363 | 28 |
| | glaciares de escombros talud / circo | Hm1_3; Hm2_3; Hm3_3 | ALPM (0°C) | 1652 | 108 | -2.6 | 1.0 | -378 | 138 |
| 4 | morenas laterales (oeste) | Hlo0m; Hlo1m | rELA | 1681 | 40 | -3.6 | 0.4 | -509 | 60 |
| | morena laterales (este) | Hle2m | rELA | 1512 | 134 | -4.7 | 1.1 | -678 | 154 |

(paleoALPM) se puede inferir un descenso de $-1.6 \pm 0.8^\circ\text{C}$. A partir de los mismos indicadores, en el Grupo 3 tendríamos un descenso de $-2.6 \pm 0.9^\circ\text{C}$, mientras que si extrapolamos la TMAA de la paleo-rELA indica un descenso de $-2.5 \pm 0.2^\circ\text{C}$. En el Grupo 4, a partir de la altura de morenas laterales de la vertiente Este (paleo-rELA), podríamos inferir un descenso de la TMAA de $-4.7 \pm 0.9^\circ\text{C}$ / $-3.6 \pm 0.4^\circ\text{C}$.

Los grupos están ordenados de mayor a menor altitud (1 a 4), tanto en edad relativa como en descenso de la TMAA, lo cual indican un cambio de la TMAA desde condiciones más frías (Grupo 4) hacia condiciones cada vez más cálidas y parecidas a las actuales (Grupo 1). Estos resultados se derivan de la suposición de que la relación entre la rELA y la Isoterma de 0°C para el Grupo 3, no muestra variaciones con respecto a la actual, sin embargo es posible que esta si haya cambiado. Heusser *et al.* (1999) señalan que durante el LGM las condiciones en la Región de los Lagos fueron más frías y húmedas que las actuales. Por otro lado también hay que tener en cuenta el efecto que una gran masa de hielo como el MHP o campos de hielo más importantes de hielo presentes en la Cordillera de los Andes, durante la deglaciación

y/o neoglaciaciones pudieron tener en las condiciones regionales.

La diferencia entre las paleo-TMAA que representan cada grupo, por un lado, y la relación espacial y altitudinal entre ellos (Fig. 7a), hace suponer que los mismos están separados temporalmente, aunque no es posible precisar cuánto, ni la edad de los mismos ya que no se cuenta con dataciones numéricas. Es importante destacar, que esta reconstrucción paleoclimática se basa en la caracterización climática de la zona de analogía realizada a partir de las grillas climáticas de New *et al.* (2000). Las mismas tienen una baja resolución y no representan las variaciones micro-climáticas asociadas con el relieve (sombra, redistribución de la nieve, etc.). Por lo tanto esta reconstrucción debe ser utilizada como una primera aproximación de carácter regional para el Cordón Leleque.

Relación con los antecedentes en el norte de la Patagonia.

Andrada y González Díaz (1996), solo reconocen las morenas laterales asociadas a los paleo glaciares de valle de la vertiente Este (Grupo 4). Según estos autores, el área por encima de morenas corresponde a afloramientos cubiertos por detritos. En

este sentido este trabajo, demuestra la importancia y relevancia que tienen estudios geomorfológicos de detalles a la hora de realizar reconstrucciones paleoclimáticas.

El límite inferior de los glaciares de escombros fósiles criogénicos, identificados por Pereyra y Roverano (2010), se encuentra entre los 1625-1675 m (Fig. 2 de Pereyra y Roverano 2010). El ALPM que se puede deducir de ellos, es coincidente con el del Grupo 3 (aproximadamente 1650 m) Estos autores consideran que el origen de estos glaciares de escombros esta relacionado con las neoglaciaciones asumiendo que el Cerro Catedral era parte del MHP para la Última Glaciación. Sin embargo, no presentan edades numéricas que sustenten esta interpretación. Por otra parte Ruiz *et al.* 2009, en el Cordón Rivadavia (Fig. 1b) también encontraron como límite inferior para el desarrollo del permafrost de montaña un rango de elevación similar. Lo cual indicaría que el ALPM derivado del Grupo 3, tiene una representación regional entre los 41°S y 43°S . El caso del límite criogénico (1350 m) de Martínez (2002), al parecer, no tiene equivalente en el Cordón Leleque. Es importante destacar que el Cordón La Grasa, de donde provienen los datos de Martínez (2002), esta ubicado más al sur (43.5°L. S.), por lo que es posible que el ALPM también sea menor.

Con respecto a la paleo-rELA, primero hay que señalar que no hay trabajos en la Patagonia donde se mencionan o estudian glaciares de montaña independientes del Manto de Hielo Patagónico (MHP), como los indicados en este trabajo. La mayoría de los estudios de paleo-rELA, de las glaciaciones pleistocénicas, están asociados o a otros indicadores geomorfológicos, como el piso de los antiguos circos glaciarios (Flint y Fidalgo 1969, Martínez, 2002), o reconstrucciones paleoclimáticas, a partir de modelos numéricos (Hulton *et al.* 2002, Hubbard 1997, Hubbard *et al.* 2005). Distinto es el caso para los avances neoglaciales (Glasser *et al.* 2004), donde en general la posición de la paleo-rELA se deduce, al igual que en este trabajo, de la altura máxima de las morenas laterales o del método AAR (Porter 1975). Por otro lado, los datos sobre rELA y/o ELA actual en Patagonia también son escasos, lo cual también agrega incertidum-

bre a los cálculos de paleo-rELA. Flint y Fidalgo (1969) deducen un descenso de la rELA pleistocénica, a partir de los pisos de los circos, de 950 m con descenso de -6 °C (6 °C / km). Martínez (2002) siguiendo el mismo razonamiento, calculó un descenso de 550±100 m, para los 43°-44° S. Hay que tener en cuenta que este método es muy impreciso, y es por eso que estos autores los utilizan para calcular una paleo-rELA general para todo el Pleistoceno. Hubbard (1997) calculó una depresión de ELA de ~1000 m, mientras que Hulton *et al.* (2002) obtuvo una depresión de 560 m a los 40° S. Por otro lado, Hubbard *et al.* (2005) modelaron la extensión del Manto de Hielo Patagónico PIS, a los 46°-47° S, durante el LGM con descenso de la ELA de 900m, pero indican que este dato es muy sensible a como fue calculada paleo-ELA. Por lo tanto los valores de paleo-rELA para el LGM oscilan entre los 560 y los 1000m. En este sentido los valores obtenidos para el Grupo 4 coinciden con el orden de magnitud y el rango de los valores propuestos para el LGM. Sin embargo, hay que tener en cuenta que este descenso, depende de cómo fue calculada la paleo-rELA y de cual es la rELA actual tomada como referencia, los cuales son diferentes en la mayoría de los trabajos.

Por último, Trombotto (2000, 2002) señala que el límite de permafrost actual en los Andes del Norte de la Patagonia se encuentre cercano a los 2000 m, este valor es muy cercano al ALPM derivado del Grupo 1 (1943±50 m), lo cual apoya la idea que los prótalus de este grupo contengan permafrost hoy en día.

CONCLUSIONES

A partir del análisis e interpretación de imágenes satelitales de alta resolución fue posible reconocer diferentes geoformas de origen periglacial y glaciario en el Cordón Leleque, al NO del Chubut (Fig. 3 y 4, Cuadro 2), las cuales no habían sido identificadas previamente. Por primera vez en Argentina se utilizó a una zona, el Cordón del Plata (Fig. 7b), con glaciares convencionales y glaciares de escombros activos, como análogo actual. A partir de la distribución altitudinal de los glaciares de escombros

en el Cordón del Plata se concluye que el ALPM es equivalente a la altura de la isoterma de 0 °C del aire (Cuadro 3). También, por primera vez, se realizó la caracterización climática del Cordón Leleque (Fig. 7A). Debido a la relación entre la rELA y el ALPM es posible que exista permafrost de montaña en él.

Las geoformas reconocidas, más importantes desde el punto de vista paleoclimático, en el Cordón Leleque, fueron glaciares de escombros fósiles criogénicos y glaciogénicos, y morenas laterales. A partir de su características morfológicas, su distribución altitudinal y espacial, fueron separadas en 4 grupos diferentes (Cuadro 4). Se estableció una cronología relativa, basada puramente en criterios geomorfológicos, de más antiguo a más nuevo: (1) Grupo 4 glaciares de valle politermales en la vertiente este y glaciares de circo/nicho de posible base fría en la vertiente oeste; (2) Grupo 3, glaciares de circo con glaciares de escombros glaciogénicos y criogénicos en la vertiente este y pequeños glaciares de circo en la vertiente oeste; (3) Grupo 2 glaciares de escombros glaciogénicos y criogénicos en la vertiente este y prótalus en la vertiente oeste; (4) Manchones de nieve perennes y prótalus activos en ambas vertientes. Extrapolando el ALPM del Cordón del Plata y la relación rELA/Iso 0 °C actual, se dedujeron las condiciones paleoclimáticas de los diferentes grupos en el Cordón Leleque (Cuadro 4). Debido a la falta de dataciones numéricas no es posible ubicarlos temporalmente. Es posible que la altura del límite del permafrost de montaña derivado del frente de los glaciares de escombros fósiles del Grupo 3 (~1650 m) pueda tener una representación regional, ya que alturas similares fueron mencionadas en otros cordones montañosos de la Patagonia norte.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el CONICET PIP-2009-2011 "Ambiente Periglacial Actual y Pasado del NO del Chubut" otorgado al Dr. Dario Trombotto. Es parte de la Tesis Doctoral del Lic. Lucas Ruiz "Análisis geomorfológico, sedimentológico y crono-estratigráfico, de depósitos glaciales, periglaciales y glaciogénicos, en la

Cordillera de los Andes y zonas adyacentes entre el paralelo 42° y el 43° L.S., desde la última glaciación". Este trabajo no podría haber sido realizado sin la ayuda de los técnicos del IANIGLA, Ernesto Corvalán y José Hernández, el Lic. Andrés Errasti (CIEFAP), el Ing. Lucas Bianchi (CIEFAP), y los andinistas Jorge Luis Lambert e Iván Portscher. Se agradece la amabilidad y colaboración de la Familia Ejarque, por permitirnos realizar los trabajos de campo en su propiedad. El manuscrito original fue sustancialmente enriquecido por los comentarios y sugerencias de los referees Dr. Analía Ahumada, Dr. Ricardo Villalba y Victoria Alonso y el editor de la revista el Dr. Pablo Pazos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andrada de Palomera, R. P. y González Díaz, E. F. 1996. Geomorfología de la zona comprendida entre las localidades de Leleque y Esquel, Noroeste del Chubut, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 333-343.
- Aniya, M. 1996. Holocene variations of Ameghino Glacier, Southern Patagonia. *Holocene* 6: 247-252.
- Ballantyne, C. K. 1987. Some observation on the morphology and sedimentology of two active prótalus ramparts, Lyngen, Northern Norway. *Arctic and Alpine Research* 19: 167-174.
- Barsch, D. 1996. Rock glaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. Springer, 331 p., Berlin.
- Barsch D. y King L. 1989. Origin and geoelectrical resistivity of rock glaciers in semi-arid subtropical mountains (Andes of Mendoza, Argentina). - *Zeitschrift für Geomorphologie N.F* 33: 151-163.
- Benn, D.I. y Evans D.J.A. 1996. *Glaciers and Glaciation*. London: Hodder Education. 265 pags.
- Brenning, A. 2005. Geomorphological, hydrological, and climatic significance of rock glaciers in the Andes of Central Chile (33-35 S). *Permafrost and Periglacial Processes* 16: 231-240.
- Berthling, I. 2011. Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology* 131:98-106.
- Brenning, A. y Trombotto, D. 2006. Logistic re-

- gression modeling of rock glacier and glacier distribution: Topographic and climatic controls in the semiarid Andes. *Geomorphology* 81: 141-154.
- Buk, E. 1983. Glaciares de escombros y su significación hidrológica. *Acta Geociológica* 1: 22-38.
- Buk, E. 2002. Hidrología de Ambientes Periglaciales. Cuenca Morenas Coloradas- Vallecitos, Cordón del Plata, Cordillera Frontal, Mendoza. En Trombotto, D., Villalba, R., (Editores) IANIGLA, 30 años de investigación básica y aplicada en ciencias ambientales: 73-76, Mendoza.
- Caldenius, C.G. 1932. Las glaciaciones Cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler Serie 14 A*: 1-164.
- Condom, T., Coudrain, A., Sicart, J. E. y Théry, S. 2007. Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10°N-55°S). *Global and Planetary Change* 59: 189-202.
- Corte, A. 1976: Rock glaciers. *Biuletyn Peryglacjalny* 26: 175-197.
- Corte, A. 1997. Geociología. El Frío en la Tierra. Ediciones Culturales de Mendoza, Fundar Editorial Gráfica, 398 p. Mendoza.
- Corte, A., Espizúa L. E. 1981. Inventario de glaciares de la cuenca del río Mendoza. IANIGLA-CONICET. 64 p. Mendoza.
- Denton, G.H., Lowell, T.V., Heusser, C., Schlüchter, C., Andersen, B.G., Heusser, L.E., Moreno, P.I. y Marchant, D.R. 1999. Geomorphology, Stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue Drift in the area of southern Lake District, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler*, 81 A: 167-229.
- DGA 2009. Inventario de glaciares de Chiloé Continental cuencas de los Ríos Puelo, Yelcho y zonas costeras adyacentes. Informe Preliminar. Unidad de Glaciología y Nieves de la Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, República de Chile (Inédito), 15p. Santiago de Chile.
- Etzelmüller, B. y Ove Hagen, J. O. 2005. Glacier permafrost interaction in Arctic and alpine mountain environments with examples from southern Norway and Svalbard. En Harris, C. and Murton, J. B. (eds.) *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*. Geological Society, London, Special Publications 242: 11-27.
- Feruglio, E. 1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF). Vol. 3. Buenos Aires.
- Flint, R. 1970. *Glacial and Quaternary Geology*. Wiley, 892 p., New York.
- Flint, R. y Fidalgo, F. 1969. Glacial Drift in the Eastern Argentine Andes between Latitude 41°10'S and Latitude 43°10' S. *Geological Society of America Bulletin* 80: 1043-1082.
- Garleff, K. 1977. Höhenstufen der argentinischen Anden in Cuyo, Patagonien und Feuerland. *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 68, Göttingen, 150 p.
- Garleff, K. und Stingl, H. 1986. Geomorphologische Aspekte aktuellen und vorzeitlichen Permafrostes in Argentinien. *Zentralblatt fuer Geologie und Palaeontologie, Teil I: Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie Heft 9/10*, 1367-1374.
- Garleff, K. y Stingl, H. 1988. Geomorphologische Untersuchungen in der nivalen und subnivalen Stufe der argentinischen Anden –Ergebnisse und paläoklimatische Interpretation. *Deutscher Geographentag München, Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen*, 46, Stuttgart, 419-425.
- Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci R. y Marengo J. 2008: Present-day South American Climate. *PALAEO3 Special Issue (LOTRED South America)* 281: 180-195.
- Glasser, N. F., Harrinson, S., Winchester, V. y Aniya, M. 2004. Late Pleistocene and Holocene paleoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global and Planetary Change* 43: 79-101.
- Glasser N, Jansson C, Harrinson S, Kleman J. 2008. The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38°S and 56°S. *Quaternary Science Reviews* 27: 365-390.
- González Bonorino, F. 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao – Llao, vol. 16. Fundación Bariloche, Publicación, 53p. Bariloche.
- González Díaz, E. F., Costa, C.H. y Giaccardi, A.D. 2003 El complejo deslizamiento de Ailincor-Cerro Papas-Las Olletas (Departamento Minas, norte del Neuquén, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 194-200.
- Haeberli, W. 1983. Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps - today and in the past. *Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost*, 415-420. Fairbanks Alaska.
- Haeberli, W. 1985. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich*, 77p. Zürich.
- Haeberli, W. y Burn, C. 2002. Natural hazards in forests - glacier and permafrost effects as related to climate changes. In: Sidle, R.C. (ed.) *Environmental Change and Geomorphic Hazards in Forests*. IUFRO Research Series 9: 167-202.
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääb, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S. y Vonder Mühll, D. 2006. Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes* 17: 189-214.
- Harrinson, S., Whalley, B. y Anderson, E. 2007. Relict rock glaciers and prótalus lobes in the British Isles: implications for Late Pleistocene mountain geomorphology and palaeoclimate. *Journal of Quaternary Science* 23: 287-304.
- Harris, S.A. y Pedersen, D.E. 1998. Thermal Regimes Beneath Coarse Blocky Materials. *Permafrost Periglacial Processes* 9: 107-120.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl E. y Mostler W. 2007. Internal Structure and Ice Content of Reichenkar Rock Glacier (Stubai Alps, Austria) Assessed by Geophysical Investigations. *Permafrost and Periglacial Processes* 18: 351-367.
- Heusser, C. J. 1990. Chilotan piedmont glacier in the Southern Andes during the last glacial maximum. *Revista Geológica de Chile* 17: 3-18.
- Heusser, C.J., Heusser, L.E. y Lowell, T.V. 1999. Paleocology of the southern Chilean Lake District–Isla Grande de Chiloé during middle–late Llanquihue Glaciation and Deglaciation. *Geografiska Annaler* 81A, 2: 231-284.
- Hubbard, A.L. 1997. Modelling climate, topography and paleoglacier fluctuations in the Chilean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms* 22: 79-92.
- Hubbard, A.L., Hein, A.S., Kaplan, M.R., Hul-ton, N.R.J. y Glasser, N. 2005. A modelling

- reconstruction of the late glacial maximum ice sheet and its deglaciation in the vicinity of the North Patagonian Icefield, South America. *Geografiska Annaler* 87 A: 375-375.
- Hulton, N.R.J., Purves, R.S., McCulloch, R.D., Sugden, D.E. y Bentley, M.J. 2002: The last glacial maximum and deglaciation in southern South America. *Quaternary Science Reviews* 21: 233-241.
- IANIGLA, 2010. Inventario Nacional de Glaciares y Ambiente Periglacial: Fundamentos y Cronograma de Ejecución. Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. (www.glaciares.org.ar), 87 p., Mendoza.
- Ikedá, A. y Matsuoka, N. 2002. Degradation of Talus-derived Rock Glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps. *Permafrost Periglacial Processes* 13: 145-161.
- Kääb, A., Gudmundsson H. y Hoelze, M. 1998. Surface deformation of creeping mountain permafrost. Photogrammetric investigation of rock glacier Murtèl, Swiss Alps. The 7th International Permafrost Conference Proceedings, 531-537. Yellowknife, Canada.
- Kaiser, J., Lamy, F. y Hebbeln, D. 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (Ocean Drilling Program Site 1233). *Paleoceanography* 20: PA4009, doi:10.1029/2004PA001146
- Kuhn, M. 1989. The response of the equilibrium line altitude to climate fluctuations: theory and observations. En Oerlemans, J. (ed.), *Glacier Fluctuations and Climate Change*. Kluwer, Dordrecht, 407-417.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R.B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R.H. y Zhang, T. 2007. Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY.
- Lliboutry, L. 1956. Nieves y glaciares de Chile, fundamentos de glaciología. Universidad de Chile, 472 p., Santiago de Chile.
- MacMillan, R. A. y P. A. Shary 2008. Landforms and Landform Elements in Geomorphometry. In: T. Hengl and H. I. Reuter (eds.), *Geomorphometry: Geomorphometry: Concepts, Software, Applications, Developments in Soil Science* 33: 227-254, Elsevier.
- Masiokas, M.H., Rivera, A., Espizúa, L.E., Villalba, R., Delgado, S. y Aravena, J.C. 2009. Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281: 242-268.
- Martínez, O. 2002. Geomorfología y geología de los depósitos glaciares y periglaciares de la región comprendida entre los 43° y 44° lat. Sur y 70°30' y 72° long. Oeste, Chubut, República Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (inédita), 198 p., Comodoro Rivadavia.
- Mercer, J.H. 1982. Holocene glacier variations in southern Patagonia. *Striae* 18: 35- 40.
- Miller, A. 1976. The climate of Chile. En Schwerdtfeger, W. (ed.), *Climates of Central and Southern America*. Elsevier, 113-145 p., Amsterdam.
- Moreno, P.I., Lowell, T.V., Jacobson, G.L. y Denton, G.H. 1999. Abrupt vegetation and climate changes during the last glacial maximum and last termination in the Chilean Lake District: a case study from Canal de la Puntilla (41°S). *Geografiska Annaler* 81A: 285-311.
- New, M., Lister, D., Hulme, M. y Makin, I. 2000. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research* 21: 1-25.
- Novero, A. N. 2003. Aspecto Hidrológico de los Cuerpos de Hielo del Cordón del Plata. Seminario de Integración en colaboración con D. Trombotto. Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza, Argentina (inédito).
- Ohmura, A., Kasser, P. y Funk, M. 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology* 38: 397-411.
- Otto, J-Ch., Götz, J., Keuschnig, M., Hartmeyer I., Trombotto D. and Schrott, L. 2010. European Geosciences Union, Viena. Geomorphological and geophysical investigation of a complex rock glacier system - Morenas Coloradas valley (Cordon del Plata, Mendoza, Argentina). *Geophysical Research Abstracts*, EGU2010-3625, Vol. 12.
- Paterson, W. S.B. 2001. *The Physics of Glaciers*. Tercera Edición. Pergamon Press, 480 p., Oxford.
- Pereyra F. y Roverano, D. 2010. Glaciares de Roca Fósiles y otras formas criogénicas en San Carlos de Bariloche, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 430-437.
- Porter, S. C. 1975. Equilibrium-line altitudes of late Quaternary glaciers in Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research* 5: 27-47.
- Potter, N. Jr. 1972. Ice-cored rock glacier, Galena Creek, northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin* 83: 3025-3075.
- Prohaska, F. 1976. The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. En E. Schwerdtfeger (ed), *Climate of Central and South America*. World Survey of Climatology. Elsevier, 57-69. Amsterdam.
- Rabassa, J., Rubulis, S. y Suarez, J. 1978. Los glaciares del Monte Tronador. *Anales de Parques Nacionales* 14°: 259-318.
- Rabassa, J., Coronato, A. y Salemme, M. 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean Region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 20: 81-103.
- Ramos, V. A. 1999. Rasgos Estructurales del Territorio Argentino. 1 Evolución Tectónica de la Argentina. Instituto de Geología y Recurso Minerales. *Geología Argentina*, capítulo 24. *Anales* 29: 715-784 p., Buenos Aires.
- Rivera A., Bown, F., Casassa, G., Acuña, C. y Claverero, J. 2005. Glacier shrinkage and negative mass balance the Chilean Lake District (40 °S). *Hydrological Science Journal* 50: 963-974.
- Ruiz, L., Trombotto, D. y Hernández J. 2009. Indicios de la presencia de permafrost de montaña en el NW de Chubut, Argentina. *Acta de Resúmenes ICES-5*, 114-115, Malargüe.
- Ruiz, L., Trombotto D. y Villalba R. 2010. A preliminary remote sensing glacier inventory for the Wet Andes, Argentine and Chile, between 42° S and 42°10' S. VIICC2010 International Glaciological Conference Ice and Climate Change: A View from the South Valdivia, Abstract Book, 36.
- Strelin, J.A., Torielli, C.A., Sone, T., Fukuki, K. y Mori, J. 2007. Particularidades genéticas de

- glaciares de roca en la isla James Ross, Península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 627-634.
- Sugden, D.E., Bentley, M.J., Fogwill, C.J., Hulton, N.R.J., McCulloch, R.D. y Purves, R.S. 2005. Late-glacial glacier events in Southernmost South America: a Blend of "Northern" and "Southern" Hemispheric climatic signals? *Geografiska Annaler* 87 A: 273-288.
- Svampa, M., Sola Álvarez, M. y Bottaro, L. 2009. Los movimientos contra la minería metalífera a cielo abierto: escenarios y conflictos. Entre el "efecto Esquel" y el "efecto La Alumbreta". En Svampa, M y Antonelli, M. M. (comp.) *Minería Transnacional, narrativas del desarrollo y resistencias sociales*. Editorial Biblos, 320 p. Buenos Aires.
- Trombotto, D. 1991. Untersuchungen zum periglazialen Formenschatz und zu periglazialen Sedimenten in der 'Lagunita del Plata', Mendoza, Argentinien. *Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 90*: 171 páginas, Heidelberg.
- Trombotto, D. 2000. Survey of Cryogenic Processes, Periglacial Forms and Permafrost Conditions in South America. *Revista do Instituto Geológico* 21: 33-55.
- Trombotto, D. 2002. Inventory of fossil cryogenic forms and structures in Patagonia and the mountains of Argentina beyond the Andes. *South African Journal of Science* 98: 171-180.
- Trombotto, D. 2003. Mapping of permafrost and the periglacial environment, Cordón del Plata, Argentina. 8th International Conference on Permafrost. Permafrost, Extended Abstracts, 161-162. Zürich.
- Trombotto Liaudat, D. 2008. Geocryology of Southern South America. En Jorge Rabassa (Editor) "Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego". *Developments in Quaternary Sciences* 11: 255-268.
- Trombotto, D., Buk, E. y Hernández, J. 1997. Monitoring of Mountain Permafrost in the Central Andes, Argentina. *Permafrost and Periglacial Processes* 8: 123-129.
- Trombotto, D., Buk, E. y Hernández, J. 1999. Rock glaciers in the Southern Central Andes (appr. 33° S.L.), Mendoza, Argentina: a review. *Bamberger Geographische Schriften* 19: 145-173.
- Trombotto, D. y Borzotta, E. 2009. Indicators of present global warming through changes in active layer-thickness, estimation of thermal diffusivity and geomorphological observations in the Morenas Coloradas rock glacier, Central Andes of Mendoza, Dry Andes, Argentina". *Cold Regions Science and Technology* 55: 321-330.
- Trombotto Liaudat, D., Lenzano, G. y Castro, M. 2012. Inventory and Monitoring of Rock Glaciers and Cryogenic Processes in the Central Andes of Mendoza, Argentina: Birth and Extinction of a Periglacial Lake. *Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost, Salekhard, Russia (Tenth International Conference on Permafrost, Salekhard, Russia, 1: 419-424.)*.
- Van Everdingen, R. O. (ed.), 1998. *Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms*. The University of Calgary - Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology.
- Whalley, W.B. y Martin, E.H. 1992. Rock glaciers: II Models and Mechanisms. *Progress in Physical Geography* 16: 127-186.
- Whalley, W.B. y Azizi, F. 1994. Models of flow of rock glaciers: analysis, critique and a possible test. *Permafrost and Periglacial Processes* 5: 37-51.
- Zemp, M., Hoelzle, M. y Haeberli, W. 2007. Distributed modelling of the regional climatic equilibrium line altitude of glaciers in the European Alps. *Global and Planetary Change* 56: 83-100.
- Zevenbergen, L.W. y Thorne, C.R. 1987. Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surface Processes and Landforms* 12: 47-56.

Recibido: 21 de febrero, 2012

Aceptado: 25 de mayo, 2012