

GLACIARES DE ROCA FÓSILES Y OTRAS FORMAS CRIOGÉNICAS EN SAN CARLOS DE BARILOCHE, RÍO NEGRO

Fernando PEREYRA y Daniel ROVERANO

Dirección de Geología Ambiental y Aplicada, IGRM-SEGEMAR, Buenos Aires. Email: fernap@minproduccion.gov.ar

RESUMEN

La presencia de formas criogénicas en la región Andino-Patagónica constituye un rasgo distintivo de la geomorfología de la región. Se estudia un glaciar de roca localizado en la zona del Cerro Catedral. Se analizan sus principales características, génesis e implicancias paleoambientales. El sector considerado se ubica en el sector norte del filo Catedral ($41^{\circ}10'S / 71^{\circ}27'O$) localizado al sudeste de la zona céntrica de San Carlos de Bariloche, aledaño a la Villa Catedral. Numerosos factores han coadyuvado para hacer posible la formación de este glaciar de roca: la presencia de un clima ligeramente más frío y más seco que actual y una importante proporción de afloramientos rocosos intensamente diaclasados y fácilmente meteorizables. Además, se suman la importante participación del proceso de congelifración que actuó como principal abastecedor de materiales detríticos en un paisaje geomorfológicamente inestable debido a la rápida deglaciación; la altitud y presencia de cenizas volcánicas que incluyen materiales tamaño limo ya que han favorecido a la presencia de hielo intersticial permitiendo el movimiento del mismo.

Palabras clave: *Glaciares de roca, Andes Patagónicos, San Carlos de Bariloche, Procesos criogénicos*

ABSTRACT: *Fossil rock glaciers and other criogenic forms in San Carlos de Bariloche, Río Negro.* Criogenic landforms are distinctive features in the Patagonic Andes. A fossil rock glacier, located in Cerro Catedral Zone is studied. Main features, genesis and palaeoclimatic implicances are considered. Studied zone is located in Cerro Catedral northern sector ($41^{\circ}10'S / 71^{\circ}27'O$), south west of San Carlos de Bariloche city close to Villa Catedral. Occurrence of rock glaciers in the area resulted of the combination of several factors such as a colder and lightly drier weather than the present climate and a high coarse debris availability due to weathered and jointly outcropping rocks. Congelifraction is the main weathering process that supplied the debris. Landscape features, like height and geomorphologically instability due to rapid deglatiation, were also remarkable factors. Silty-size cineritic materials participation as slope cover was important, since they allow interstitial-ice and flowing of debris.

Keywords: *Rock glaciers, Patagonian Andes, San Carlos de Bariloche, Criogenic processes*

INTRODUCCIÓN

La presencia de rasgos criogénicos en la región Andino-Patagónica constituye un rasgo distintivo de la geomorfología de la región. Pese a este hecho, ha merecido menos atención que en otras regiones del país. El objetivo de la presente contribución es estudiar un glaciar de roca localizado en la zona del Cerro Catedral. Se analizan sus principales características, génesis e implicancias paleoambientales, así como algunas geoformas afines ubicadas en zonas aledañas. El sector considerado se ubica en la parte norte del filo Catedral ($41^{\circ}10'S$ y $71^{\circ}27'O$), localizado al sudeste de la zona céntrica de San Carlos de Bariloche, aledaño a la Villa

Catedral (Fig. 1). Este cordón montañoso tiene alturas máximas cercanas a los 2400 m y en este sector el filo se localiza en el orden de los 2100 m.

Czajka (1955) realiza la primera descripción de cuñas de hielo fósiles para Patagonia, mientras que Corte (1955) presenta la distribución de formas criogénicas en Argentina. Auer (1970) estudia la vegetación y las condiciones paleoclimáticas de Patagonia entre la última glaciación y el Holoceno, señalando la presencia de estructuras criogénicas en numerosos sectores de la misma. Según Garleff (1977) Patagonia incluiría sectores de criopedimentación, formación glaciafluvial y formación peroglacial húmeda en las zonas de mayores relieves. Trombotto (1998) ana-

liza la distribución del paleo-permafrost en Patagonia, mientras que Galloway (1985) estudia la distribución de las cuñas de hielo en Patagonia; finalmente Vogt y del Valle (1994) analizan la génesis y distribución de formas criogénicas en Patagonia extraandina (Pto. Madryn). Como antecedentes inmediatos se destacan las estructuras criogénicas en la zona de los Cerros Tronador y Catedral, señaladas por Corte (1955) a cotas de 2000 m y por Garleff (1977) por encima de 1600 m.

CARACTERÍSTICAS DEL MEDIO FÍSICO

La zona estudiada se encuentra localizada dentro de la provincia geológica de la

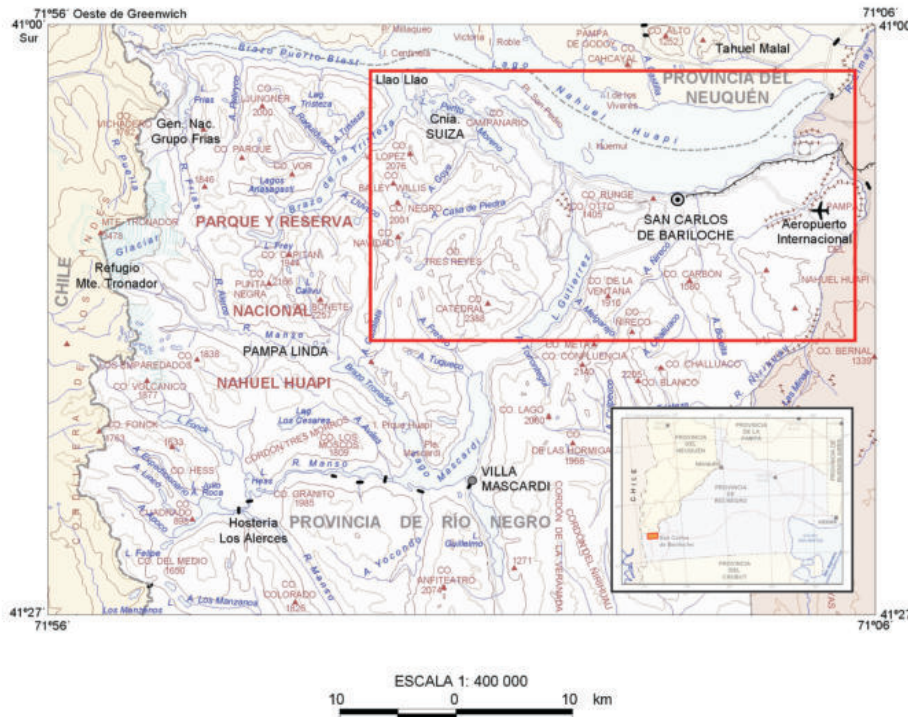


Figura 1: Ubicación del área estudiada.

Cordillera Patagónica Norte. Corresponde a un arco volcánico y una faja plegada y corrida de retroarco. Litologías de variadas edades afloran en diversos bloques, limitados por grandes corrimientos de rumbo submeridianos. Los lineamientos geológicos generales han sido tomados de González Bonorino (1973) y Giacossa *et al.* (2000). El sector estudiado se ubica en una zona de falla correspondiente a la denominada falla Catedral. Es una zona de contacto entre tres grandes conjuntos litológicos. Afloran rocas intensamente diaclasadas, falladas y con venas de cuarzo y otras mineralizaciones. Este corrimiento, de rumbo NO-SE, pone en contacto al basamento metamórfico con piroclastitas y volcanitas paleógenas.

Hacia el sudoeste de la falla, se encuentran esquistos micáceos, anfibolitas, migmatitas y gneises de edades precámbricas integrantes de la Formación Colohuincul o Cushamen de edades precámbricas a paleozoicas inferiores. En el labio norte, se encuentran piroclastitas, esencialmente tobas, de coloraciones grisáceas y blan-

quecinas con volcanitas y porfiritas intercaladas, de composiciones andesíticas. Estas rocas integran la Formación Ventana, correspondiente al antiguo arco volcánico del Paleógeno. Finalmente, también aparece una pequeña cuña de granitoides cretácicos, los cuales afloran más extensamente en el valle de Casa de Piedra. La heterogeneidad litológica, la presencia de esquistosidad, la intensa fracturación y el pasado accionar del proceso glaciario que presentan las rocas aflorantes favorecen la congelifración y ocurrencia de procesos criogénicos.

La región muestra marcados gradientes climáticos, tanto en sentido longitudinal como altitudinal. Se localiza dentro de una estrecha franja climática que corresponde a un clima húmedo microtermal, con moderada deficiencia de agua y baja concentración térmica de verano transicional a perhúmedo sin deficiencia de agua (utilizando la clasificación de Thornthwaite). A este aspecto se suma la heterogeneidad climática debida a la interposición de cordones montañosos respecto a

la circulación regional de vientos.

El sistema de circulación atmosférica se debe a la interacción del anticiclón del Pacífico y la faja de baja presión del Círculo Polar Antártico (Muñoz y Garay 1985). Consecuentemente, dominan los vientos procedentes del oeste. En líneas generales, las intensidades de los vientos muestran poca variación estacional, encontrándose fuertemente condicionado por la altitud y ubicación del sitio de muestreo. La frecuencia media de los vientos, en fracciones de 1000, indica un gran predominio de los vientos del oeste, con casi 800 si se suman los cuadrantes O, SO y NO. Sobre la base de datos editos e inéditos (Muñoz y Garay 1985, Servicio Meteorológico Nacional, Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA)- Estación Experimental Bariloche y Crivelli E., com. pers.), que cubren el período 1961-1970 y sobre la base de datos de años posteriores discontinuos hasta 1989, es posible caracterizar climáticamente el sector estudiado en forma adecuada. La temperatura media anual es de 2,4°C, con al menos cuatro meses (junio, julio, agosto y septiembre) en los cuales la temperatura media es inferior a 0°C. La temperatura mínima media es de -5,1°C en agosto y en julio y de alrededor de -4,6°C en junio y en septiembre, con valores inferiores a 0°C para abril, mayo y octubre también. La temperatura mínima absoluta media anual es de -14°C. La cantidad de días con heladas es de 222 días por año, con 30 días para los meses de julio, agosto y septiembre. Respecto a las temperaturas máximas medias mensuales, los valores mayores, del orden de 12-11°C se encuentran en los meses de enero, febrero y diciembre, con tres meses en los cuales, la máxima media se encuentra por debajo de 0°C (junio, julio y agosto). Las temperaturas máximas absolutas superan 27°C en enero y 25°C en diciembre. La amplitud térmica media anual es de 6,9°C.

Los días en el año con cielo claro llegan a 68, 153 con cielo cubierto, 126 con precipitaciones y 98 con nevadas. La precipitación media anual es de 1400 mm, con va-

lores máximos mensuales en los meses de agosto (264 mm), julio (222mm), junio (206 mm) y mayo (196 mm), generalmente bajo la forma de nevadas. Estas pueden producirse en cualquier mes de año dado la altura que alcanza el filo Catedral. La humedad relativa ambiente es superior a 70 % durante casi todo el año. En líneas generales, los años de mayores intensidades de viento coinciden con los años de menores precipitaciones nivales y pluviales, mientras que estas dos últimas variables suelen coincidir en los mismos años. Debido a las frecuentes nevadas, su altitud, su baja temperatura media anual, y a su localización a sotavento de los vientos ampliamente dominantes, la zona suele encontrarse total o parcialmente cubierta por nieve durante todo el año. La región se ubica en la zona de contacto entre dos provincias fitogeográficas. Estas son las provincias Altoandina y Subantártica (Cabrera 1994). La primera provincia comprende la vegetación de altura, especies y comunidades adaptadas que se localizan por encima de los 1600 msnm. Está compuesta por una vegetación dispersa (escaso grado de cobertura) mallines de altura, pastizales y plantas en cojín. La provincia Subantártica corresponde al bosque andino-patagónico. En general, es posible distinguir dentro de la misma diversas asociaciones, generalmente relacionadas con la altitud. En la zona del Cerro Catedral, por encima de los 1000 msnm se encuentra un bosque casi puro de lenga (*Nothofagus pumilio*). Estos árboles van perdiendo porte con la altura y generalmente, por encima de los 1500 msnm se vuelven achaparradas. Los especímenes de lenga desaparecen, en general, por encima de los 1600 msnm. Los suelos presentan en la zona cumbral escaso a nulo grado de desarrollo pedogenético, con un incipiente horizonte A. La elevada pedregosidad y la rocosidad son elementos característicos de los suelos del sector estudiado. En la zona más alta dominan los Criortentes. Son Entisoles gruesos, poco profundos y con evidencias de procesos de congelamiento-descongelamiento. En cotas menores,

con el aumento de la cobertura vegetal y la mayor preservación de los materiales cineríticos, aparecen Hapludands líticos, o sea suelos con un horizonte A oscuro, texturas medias, propiedades ándicas, baja densidad y escasa profundidad. También es posible encontrar Acuands, Andisoles con altos contenidos de materia orgánica en pequeños mallines de altura (López y Pereyra 2006). La presencia de Gelisoles no ha sido aún señalada, sin embargo es posible que en los sectores más altos aparezcan suelos que puedan ser atribuidos a este orden de reciente creación.

CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

El paisaje corresponde a un típico ambiente de glaciación alpina, modificado con posterioridad al retiro de los hielos esencialmente por procesos fluviales y de remoción en masa. Corresponde a un ambiente paraglacial definido por la existencia de procesos, geoformas, depósitos y paisajes directamente condicionados por una glaciación y su posterior deglaciación. La retirada de los hielos expone paisajes geomorfológicamente inestables y que por lo tanto experimentan rápida modificación. Ballantyne (2002) diferencia en este tipo de ambientes cinco geosistemas: pendientes rocosas, pendientes cubiertas por drift, ambiente glaciar distal, fluvial y lacustre. Cada uno de ellos presenta geoformas y depósitos con características distintivas. La fuente primaria de provisión de materiales son las pendientes rocosas, las pendientes cubiertas por drift, los depósitos glaciogénicos de piso de valle y depósitos glaciogénicos costeros. Dentro de los geosistemas paraglaciales la zona estudiada se encuentra dentro del subsistema de pendientes rocosas.

La zona estudiada constituye un ambiente paraglacial en el cual aún no se ha alcanzado un nuevo estado de equilibrio desde la deglaciación. El tiempo de relajamiento de los componentes del paisaje en condiciones no-glaciares opera sobre escalas comprendidas entre 106 y 104 Ka. Las fluctuaciones climáticas postglaciales y la

propia naturaleza de las geoformas glaciares preexistentes han determinado la continuidad en el tiempo del equilibrio inestable. Este se materializa por altas pendientes, elevado porcentaje de afloramientos rocosos, abundante provisión de materiales detríticos gruesos, altas tasas de erosión y elevada participación de procesos gravitacionales. Como geoformas destacan los lóbulos de avalanchas de rocas, carpetas de talud (*talus sheets y talus scree*), conos de talud, conos de caída de rocas, glaciares de roca y otras formas criogénicas menores. En este tipo de ambientes, bajo condiciones de congelamiento-descongelamiento, los fenómenos criogénicos pueden alcanzar gran desarrollo. Corte (1987) realiza una división del territorio argentino, en la cual reconoce la distribución de diferentes procesos criogénicos actuales y pasados. La región Andina en la cual se localiza San Carlos de Bariloche se encuentra en la zona 4. Según este autor, el límite inferior del permafrost en la misma se localizaría actualmente por encima de los 2200 msnm, encontrándose todo el terreno ubicado por debajo de esta cota y hasta los 800 msnm aproximadamente afectado por un congelamiento-descongelamiento sistemático estacional.

CARACTERÍSTICAS Y GÉNESIS DEL GLACIAR DE ROCA

Los glaciares de roca o de escombros son geoformas lenguadas o lobadas compuestas por detritos rocosos generalmente angulosos y gruesos que poseen hielo de tipo intersticial o que cubren hielo de origen glaciar ubicadas en pendientes y que se desplazan lentamente por acción de la gravedad en paisajes usualmente glaciares de tipo alpino. La cobertura detrítica, descongelada en parte del año, actúa como capa activa sobre el núcleo de permafrost. El hielo intersticial se forma a partir del aporte de precipitaciones de nieve, avalanchas de nieve, granizo blando (*graupel*) e incluso de la lluvia. Los glaciares de roca son buenos indicadores paleocli-

máticos ya que se ubican en zonas de precipitaciones restringidas (500-700 mm) y en una franja altitudinal comprendida entre 0 y -10°C, con sus límites superiores cercanos al hielo descubierto, y dada su composición (bloques) persisten como formas fósiles.

El glaciar de roca del Cerro Catedral (Fig. 2) se extiende entre cotas de 1900 y 1700 m aproximadamente. Se ubica sobre el filo Catedral, en su flanco oriental, entre el refugio Lynch (2000 m) y Punta Princesa (2200), pudiéndose acceder desde arriba por la picada al refugio Frey que sale desde el refugio Lynch y que pasa justo al lado de Punta Princesa. El sector corresponde a las cabeceras de las pistas denominadas de la Garganta, de la Hoya y Punta Nevada (Figs. 3 y 4).

Desde el punta de vista geomorfológico, se ubica en un circo glaciar que actualmente constituye las cabeceras de la cuenca del Arroyo La Cascada que pasa al oeste de la Villa Catedral y que posee varios tributarios sin nombre, uno de ellos con sus nacientes precisamente al pie del glaciar de roca. La pendiente se encuentra orientada al ENE aproximadamente y a sotavento de los vientos dominantes del O lo que implica alta acumulación de nieve por “soplado” de las nieves acumuladas sobre el flanco occidental del filo. El circo en el que se ubica constituía un tributario del glaciar principal que fluía por el valle del lago-arroyo Gutierrez y que desembocaba, al oeste del Cerro Otto en el glaciar troncal del Nahuel Huapí. Este pequeño circo presenta un sector superior que actualmente se comporta como un nicho de nivación. Los laterales del circo muestran una alta actividad de los taludes.

El glaciar de roca tiene forma alargada en el sentido de la pendiente, con una inclinación considerablemente alta, superior a los 20°. Muestra estructuras de flujo y morfología de crestas y surcos, si bien algo desdibujadas por el accionar de procesos criogénicos actuales, erosión hídrica, génesis de suelos y desarrollo de la vegetación. Como consecuencia de las estructuras de flujo, es posible observar la

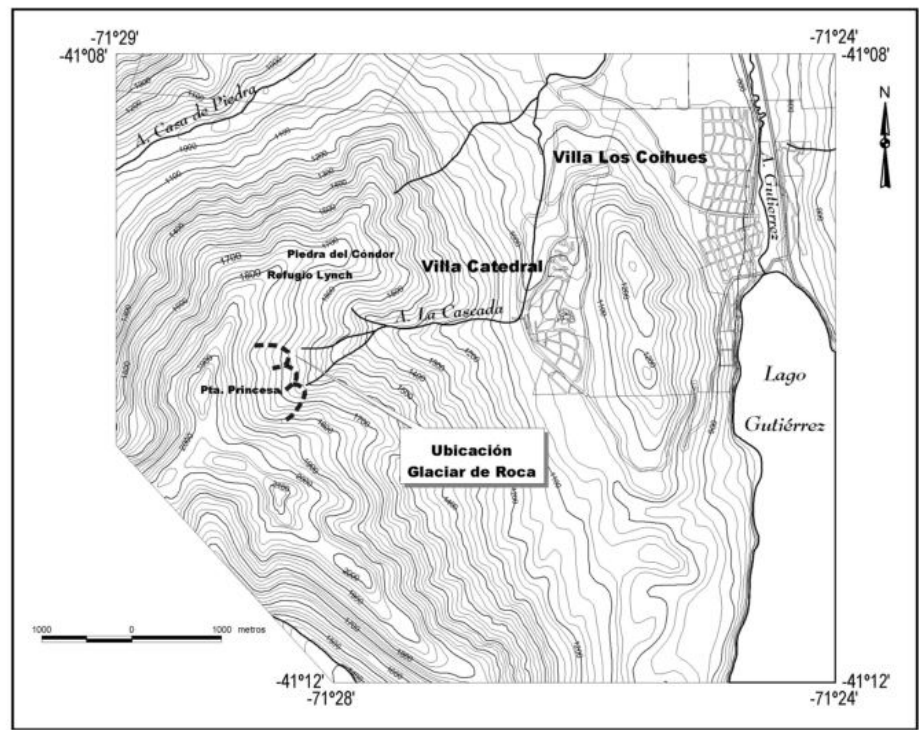


Figura 2: Localización del glaciar de roca del cerro Catedral.



Figura 3: Vista del glaciar de roca fósil del cerro Catedral sobre el lateral izquierdo, Punta Princesa.



Figura 4: Aspecto de un sector del glaciar de roca en el que se observa la presencia de estructuras criogénicas superpuestas.

presencia de un cierto escalonamiento en el perfil transversal del glaciar de roca. El material que lo compone muestra una variada litología y tamaño. Dominan los bloques angulosos de metamorfitas, especialmente esquistos y micacitas de coloraciones oscuras. En menor proporción, se encuentran gneises y migmatitas, pórfiros graníticos, piroclastitas paleogenas y volcanitas de igual edad. Las metamorfitas esquistosas son más angulosas y sus tamaños oscilan generalmente entre 20 y 100 cm, si bien también son frecuentes bloques de mayores dimensiones.

Materiales más finos, limo-arenosos y graviliosos componen su matriz y debe destacarse la importante participación de material cineríticos, fundamentalmente cenizas volcánicas que cubren parcialmente la superficie del glaciar de roca suavizando relativamente su morfología. Un hecho destacado es que no se ha constatado la presencia de materiales gruesos de origen glaciar. Por lo que es evidente que este glaciar de roca no ha evolucionado a partir de un antiguo glaciar de circo, sino que se habría formado a partir de procesos de reptaje y otros fenómenos de remoción en masa y procesos criogénicos activos en los laterales del circo y en su cabecera.

Es posible plantear, a partir de la observación de ciertos rasgos como por ejemplo escalonamientos y presencia de escarpas subverticales que aparecen sobre lo que sería la pared norte del circo, que el glaciar de roca del Cerro Catedral habría evolucionado a partir de la coalescencia de pequeños glaciares de roca y lóbulos de geliflujión provenientes de este lateral hasta conformar un glaciar lenguado complejo. Diversos autores han realizado trabajos de síntesis y diferentes intentos de sistematizaciones, destacándose el de Hamilton y Whalley (1996), quienes recomiendan que las características de los glaciares de roca sean definidas ampliamente basándose esencialmente en aquellas características que puedan ser observadas en el campo, especialmente la morfología y la ubicación geomorfológica. Existen diferentes subdivisiones de los glaciares de roca según sean

considerados distintos parámetros. Wahrhafting y Cox (1959) realizaron una subdivisión clásica basados en la morfología diferenciándolos en lenguados, lobados y espatulados. El glaciar de roca del Cerro Catedral sería esencialmente de tipo lenguado, o sea más largo que ancho y según su génesis podría ser considerado primario, o sea relacionado con procesos criogénicos y con la presencia de permafrost. Las principales evidencias de inactividad en el glaciar de roca Catedral son la presencia de laterales y frente poco abruptos y la ausencia de canaletas laterales obliteradas por la progradación del talud por reptaje. Asimismo, se puede observar un desarrollo edáfico incipiente y presencia de vegetación (si bien escasa). Se observa que ciertos sectores se encuentran sometidos a grados variables de erosión hídrica resultando en una degradación considerable de los mismos. La participación de cenizas volcánicas holocenas se incrementa notoriamente en el sector inferior (distal) del glaciar de roca, coincidiendo con la menor pendiente longitudinal, la cota inferior y el desarrollo de la vegetación. Estos factores han determinado un mayor grado de desarrollo edáfico y, todos sumados, una menor exposición superficial de los materiales rocosos que conforman el glaciar de roca.

Materiales correspondientes a rocas neógenas progradan sobre el lateral sur del glaciar de roca constituyendo un *rock scree* (pedrero o acarreo). Esta acumulación de gran pendiente se encuentra relacionada a caídas de rocas (*rock falls*) que no conforman conos. Asimismo, se suma la ocurrencia de fenómenos sobreimpuestos de soligeliflujión actual que producen pequeños lóbulos, los cuales escalonan la pendiente, controlando la ocurrencia de pequeñas turberas de altura y concentración de la vegetación en los sectores planos.

Se han observado otros posibles glaciares de roca fósiles en la región. Por ejemplo, en el sector comprendido entre el refugio Lynch y Piedra del Cóndor (1800 m) ubicado inmediatamente al norte del anterior glaciar de roca, es posible observar un escalonamiento en la pendiente a co-

tas semejantes que correspondería a un pequeño glaciar de roca lobado de talud o a un glaciar de roca de *prótalus rampart*, o sea relacionado con un talud de caída de rocas (*rock fall talus*). En el circo ubicado al sur del *horn* de Punta Princesa, en las cabeceras de la pista de esquiar homónima, se encuentran formas parecidas a las señaladas para el *coll* de Piedra del Condor. En ambos casos, al igual que en el glaciar de roca del Cerro Catedral, estas formas serían relicticas y se encuentran muy modificadas por el proceso de geliflujión, el cual es considerado más abajo. Otros posibles glaciares de roca se ubicarían en algunos circos localizados en el flanco oriental del filo Meta-Ventana, que constituye el lateral este del lago Gutierrez así como en el flanco occidental del valle del Casa de Piedra y del arroyo Goye, al este de los cerros Navidad, Negro y Bailey Willis.

Otros rasgos criogénicos observados en la zona son formas relacionadas a geliflujión. Se relacionan con el flujo de materiales que tapizan las pendientes, y que son saturados en agua como resultado de los ciclos de congelamiento y descongelamiento estacionales. Los suelos saturados en agua se deforman ladera abajo sobre capas impermeables de roca o sobre la capa congelada del suelo. Los requisitos fundamentales para su formación son la alta disponibilidad estacional de agua, la presencia de pendientes generalmente comprendidas entre 5° y 20° y, como en la zona estudiada, condiciones de permafrost discontinuo o templado. Diversas formas asociadas a este proceso se observan en la zona estudiada: mantos, lóbulos y terrazuelas y a veces, flujos irregulares. Se ubican usualmente por encima de los 1700 m, si bien existen diferencias altimétricas considerables según la orientación de las pendientes. En todos los casos, se trata de procesos activos que modifican la morfología glaciaria original y se ubican por encima del límite superior del bosque. En líneas generales, todos los sectores de las pendientes que corresponden a nichos de nivación muestran evidencias de este proceso cuyo resultado general es el

de generar pendientes cóncavas, inclinadas y suavizadas. Estos tramos de las pendientes se ubican por debajo de los sectores cumbrales los que, en muchos casos, muestran inclinaciones mucho menores y corresponden a superficies de crioplanación (por congelifración de los materiales rocosos aflorantes). Estas morfologías se encuentran ampliamente representadas en toda la región y pueden observarse especialmente en el filo Meta-Ventana, donde probablemente alcancen mayor desarrollo dado las condiciones algo más secas de este cordón montañoso, debido a su ubicación oriental respecto a los otros de la región. En este filo se producen también importantes acumulaciones de nieve durante buena parte del año, pero estas permanecen menos tiempo ya que se derriten más rápidamente, lo que, junto al menor desarrollo edáfico y de la vegetación, favorece el accionar de la gelifluxión. Lóbulos y terrazuelas se observan claramente en los faldeos superiores de los cerros Challuaco y Blanco (2200 m), como por ejemplo en las cercanías de la Laguna Verde.

La región fue afectada directamente por los hielos durante el Último Máximo Glaciar, ya que las morenas marginales vinculadas a esta glaciación se ubican en cotas comprendidas entre 700 y 900 m aproximadamente. Asimismo, en la mayor parte de los valles tributarios principales es posible reconocer morenas que podrían relacionarse con el Tardiglacial, como por ejemplo en el valle Casa de Piedra e incluso las morenas marginales del lago Moreno podrían ser de esta edad. Debido a la localización geomorfológica y altimétrica de las morenas marginales, tanto tardiglaciales como las neoglaciales, es posible pensar que la formación de los glaciares de roca deberían vincularse al Neoglacial en alguna de sus al menos tres etapas reconocidas. Según diferentes autores, el Neoglacial habría comenzado aproximadamente hace 5000-4600 años (Porter 2000).

Numerosos autores han estudiado los diferentes avances de los hielos en el sur de Sudamérica luego del Último Máximo

Glacial, finalizado antes de 14 Ka (Rabassa y Clapperton 1990). Las secuencias del Tardiglacial y del Holoceno fueron estudiadas en la zona del glaciar Upsala (Aniya 1995), en el glaciar Viedma (Wenzens 1999), en Tierra del Fuego (Coronato y otros 1999) y en glaciar O'Higgins, en Chile. Si bien existen ciertas diferencias cronológicas entre los diferentes sitios, hay coincidencia en la presencia de tres avances durante el Tardiglacial (antes de los 13 Ka, 11 Ka y 9,7-9,3 Ka). En la zona del lago Argentino, las morenas que conforman el Sistema Puerto Banderas, originariamente estudiadas por Feruglio (1944), han sido datadas obteniéndose edades tardiglaciales, comprendidas aproximadamente entre 13 y 10 Ka (Pto. Banderas 1,2 y 3; Malagnino y Strelin 1996, Strelin y Malagnino 2000). Estas morenas incluirían a las denominadas Co. Frías, que se localizan en las cercanías del Arroyo Centinela, al oeste de Calafate. Puerto Banderas 3 sería correlacionable con el *Younger Dryas* del hemisferio norte. Para el Holoceno, y antes del Neoglacial, Wenzens (1999) señala una serie de avances en los hielos de la región de Lagos Argentino-Viedma (8,5 Ka, 8-7,5 Ka y 5,8-5,5 Ka). Luego, habrían tenido lugar los diferentes avances del Neoglacial, originariamente propuestos por Mercer (1976). Según este autor, es posible identificar tres eventos principales ampliamente distribuidos en ambas vertientes de los Andes Patagónicos, si bien existe cierta controversia respecto a las edades y la importancia relativa según la latitud. El denominado Neoglacial I se habría extendido hasta hace 4200 años, mientras que el Neoglacial II se habría desarrollado entre los 2800 y 2200 años AP. Finalmente, tras el denominado "calentamiento medieval", habría tenido lugar el Neoglacial III correspondiente a la Pequeña Edad de Hielo (PEH), la cual se desarrolló entre los siglos XIV y XVIII. Es posible que el Neoglacial II haya tenido un impacto relativamente menor en los Andes Patagónicos del norte, que en el los del sur.

Aniya (1995), Wenzens (1999) y Strelin y Malagnino (2000) estudiaron las secuen-

cias morénicas post-Última Glaciación en los glaciares Upsala y en las quebradas del Guanaco y El Condor, entre los lagos Viedma y Argentino. En el primero de los sectores, los diferentes avances neoglaciales han recibido las denominaciones, de más viejo a más nuevo, de Herminita (2400 a 2200 Años AP), Pearson I (2200 a 1400 años AP) y Pearson II (1600 AD-1820 AD, Pequeña Edad de Hielo). Las morenas denominadas Herminita, en la zona del Lago Argentino, pertenecerían al Neoglacial II. Al menos 10 cierres morénicos han sido individualizados por Wenzens (1999) en la zona de los ríos Guanaco-Manga-El Cóndor, antiguos glaciares tributarios del glaciar del lago Viedma. Los cuatro más exteriores son de edades tardiglaciales (entre 12 y 9,5 Ka) y los cuatro más internos serían atribuibles a los diferentes avances neoglaciales (menos de 4,2 Ka).

En los últimos casos señalados, los glaciares son tributarios del Hielo Continental Patagónico Sur, mientras que con respecto al sector estudiado en esta contribución, localizado en la zona de los Andes patagónicos norte, al no haber existido casquetes de hielo de esta magnitud en el Holoceno, puede esperarse variaciones temporales significativas. Consecuentemente, se ha utilizado en forma orientativa como marco al esquema de Mercer (1976), ya que se trata de la propuesta más regional y abarcativa.

Teniendo en cuenta las características climáticas actuales y las condiciones necesarias para que un glaciar de roca este activo es posible establecer que durante cualquiera de estas etapas del Neoglacial pudieron darse las condiciones para la formación y desarrollo de glaciares de roca. Un descenso de menos de 2°C en la temperatura media, acompañada por una disminución de las precipitaciones, pudo implicar el descenso altimétrico de la línea de permafrost estacional varios cientos de metros, hasta incluir las cotas en las que aparecen los glaciares de roca de la zona estudiada. Remanentes de glaciares pudieron haber subsistido desde el Tardiglacial en valles más importantes, a mayores alturas

y vinculados a centros de acumulación de hielo mayores, como por ejemplo en la zona del Tronador. Estos glaciares experimentaron avances durante el Neoglacial (Rabassa *et al.* 1984). Al mismo tiempo, en las zonas ubicadas a cotas menores y más al este, tuvieron lugar condiciones propicias para el accionar de procesos criogénicos en gran escala, desarrollándose glaciares de roca.

La importante participación de cenizas volcánicas en el glaciar de roca estudiado pueden atribuirse a uno o más de uno de los miembros de la Formación Río Pireco, en particular a los miembros Río Blanco, Río Pereyra y Lago Espejo definidos por Laya (1977). Se han reconocido cenizas de dos tipos, si bien no como capas subparalelas y constantes: unas pardo-amarillentas con probable pedogénesis, inmersas en la masa del glaciar de roca, y otras grisáceas, más frescas, generalmente en la parte superficial del glaciar de roca. Rabassa *et al.* (1984) reconocen dos niveles de tefras relacionados con las morenas neoglaciales, que atribuyen a los Neoglaciales I y III, a las que llama tefras A y tefras B respectivamente, las cuales quizás serían homologables a las observadas en la zona del presente estudio. Consecuentemente, es posible plantear en función de correlaciones tentativas y criterios indirectos, que el glaciar de roca pudo haberse formado en el Neoglacial I y habría estado activo con intermitencia hasta la Pequeña Edad de Hielo, tras la cual habría comenzado el actual período de denudación y de edafización del mismo. La exclusiva participación de materiales rocosos aflorantes en la pendiente junto con la ausencia de materiales morénicos permite descartar edades mayores, ya que cuando el glaciar de roca habría comenzado a formarse los materiales morénicos ya tendrían que haber sido erosionados. Benning y Trombotto (2006) estudiaron para la región de los Andes de Mendoza los controles topográficos y climáticos que inciden en la distribución de los glaciares de roca mediante modelos de regresión. Los aspectos más relevantes que se desprenden de ese trabajo para la pre-

sente contribución son que la insolación (exposición al sol), tamaño de la cuenca y pendientes de aparición son consistentes con los planteados por esos autores, si bien los aspectos altimétricos y climáticos no son comparables, ya que las alturas implicadas en Mendoza y las condiciones climáticas son muy diferentes.

CONCLUSIONES

Numerosos factores han coadyuvado para hacer posible la formación del glaciar de roca del cerro Catedral: 1) la presencia de un clima más frío que el actual; 2) la importante proporción de afloramientos rocosos intensamente diaclasados y con esquistosidad; 3) la presencia de rocas fácilmente meteorizables; 4) la importante participación del proceso de congelifración que actuó, y aún lo hace, como principal abastecedor de materiales detríticos; 5) el paisaje geomorfológicamente inestable debido a la rápida deglaciación; 6) la altitud; 7) la presencia de pisos altitudinales de vegetación, con dominio de una vegetación de tipo altoandina para el sector considerado, que incluso habría descendido aún más durante los períodos de formación de los glaciares de roca; 8) la presencia de cenizas volcánicas que incluyen materiales tamaño limo, los cuales al participar en la matriz del glaciar de roca, favorecen la presencia de hielo intersticial permitiendo el movimiento del mismo y 9) el paisaje glacial, como circos y artesas. El glaciar de roca se habría formado, posiblemente, durante el Neoglacial, dada su preservación y localización. La presencia del glaciar de roca estudiado, junto con otros posibles en zonas cercanas, a cotas inferiores respecto al actual límite inferior del permafrost estacional en la región, indicaría el descenso de la misma al menos 300 m durante el Neoglacial. El grado de preservación del mismo señalaría asimismo que estas condiciones posiblemente hayan subsistido, con interrupciones, hasta la Pequeña Edad de Hielo, indicando el impacto de la misma en la región.

AGRADECIMIENTOS

A la BGR por el apoyo para la realización de los trabajos de campo. A la Municipalidad de San Carlos de Bariloche, al personal de la Dirección de Planeamiento de la misma y a A. Dzenoletas y E. Crivelli del CRUB de la Universidad Nacional del Comahue por toda su colaboración. A Inés Tobio por la edición de las figuras.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aniya, M. 1995. Holocene glacial chronology in Patagonia: Tyndall and Upsala glaciers. *Artic and Alpine Research* 27: 311-322.
- Auer, V. 1970. The Pleistocene of Fuego-Patagonia, Part V. Quaternary problems of South America. *Annales Academia Scientifica Fennicae* 100: 1-194.
- Ballantyne, C. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21: 1935-2017.
- Benning, A. y Trombotto, D. 2006. Logistic regression modeling of rocks glacier and glacier distribution: Topographic and climatic controls in the semi-arid Andes. *Geomorphology* 81: 141-154.
- Cabrera, A. 1994. Regiones Fitogeográficas Argentinas. *Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería* 2(1): 1-85, Buenos Aires.
- Coronato, A., Saleme, M. y Rabassa, J. 1999. Palaeoenvironmental conditions during the early peopling Southernmost south America. *Quaternary International* 53/54: 77-92.
- Corte, A. 1955. Contribución a la morfología periglacial especialmente criopedológica de la República Argentina. *Acta Fennicae* 14: 83-102.
- Corte, A. 1987. Geocriología. Instituto Argentino de Nivología y Glaciología (IANIGLA). 39, p., Mendoza.
- Czajka, W. 1955. Rezent und Pleistocene Verbreitung und typen des periglazialen Denudationszyklus in Argentinien. *Acta Fennicae* 14: 121-140.
- Galloway, R. 1985. Fossil ice wedges in Patagonia and their paleoclimatic significance. *Zeitschrift für Geomorphologie* 29(4): 389-396.
- Garleff, K. 1977. Hohenstufen der argentinischen Andes in Cuyo, Patagonien und Feuerland. *Gottinger Geographic Abhand* 68, 150 p.
- Giacossa, R., Heredia, N., y Césari, O. 2000. Hoja Geológica 4172-IV, San Carlos de Bariloche.

- SEGEMAR-IGRM, Boletín 279, 92 p., Buenos Aires.
- González Bonorino, F. 1973. Geología del área de San Carlos de Bariloche y Llao-Llao. Publicación N°16, Fundación Bariloche, 53 p. San Carlos de Bariloche.
- Hamilton, S. y Whalley, W.B. 1996. Rock Glaciers nomenclature: a re-assessment. *Geomorphology* 14: 73-80.
- Laya, H. 1977. Edafogénesis y paleosuelos de la Formación téfrica Río Pireco. (Holoceno), Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32(1): 3-23.
- López, C. y Pereyra, F. 2006. Suelos de la región andina y preandina de la Provincia de Río Negro. 20° Congreso Argentino de las Ciencias del Suelo (Salta-Jujuy), Actas 1: 367-371.
- Malagnino, E. y Strelin, J. 1996. Oscilaciones del englazamiento en el Brazo Norte del Lago Argentino y península Herminita desde el Holoceno Tardío hasta la actualidad. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 289.
- Mercer, J. 1976. Glacial History of Southernmost of Southamerica. *Quaternary Research* 6: 125-166.
- Muñoz, E. y Garay, A. 1985. Caracterización climática de la provincia de Río Negro. INTA, EEA Bariloche, Comunicación técnica 20, 54 p.
- Porter, S. 2000. Onset of Neoglaciation in the Southern Hemisphere. *Journal of Quaternary Science* 15: 395-408.
- Rabassa, J. y Clapperton, G. 1990. Quaternary glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Review* 9: 153-174.
- Rabassa, J., Brandani, A., Bonisegna J. y Cobos, D. 1984. Cronología de la Pequeña Edad del Hielo en los glaciares Río Manso y Castaño Overo, Cerro Tronador, Provincia de Río Negro. 9 °Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 624-639, San Carlos de Bariloche.
- Strelin, J. y Malagnino, E., 2000. Late-Glacial history of Lago Argentino, Argentina and age of the Puerto Bandera Moraines. *Quaternary Research* 54: 339-347.
- Trombotto, D. 1998. Paleo-permafrost in Patagonia. *Bamberger Geographical Schripft* 15:128-143.
- Vogt, T. y del Valle, H. 1994. Calcretes and cryogenic structures in the area of Pto. Madryn, Chubut, Patagonia Argentina. *Geographiska Annaler* 76 A: 57-75.
- Wahrhafting, C. y Cox, A. 1959. Rock glaciers in the Alaska range. *Geological Society of America Bulletin* 70: 383-436.
- Wenzens, G. 1999. Fluctuations of outlet and Valley Glaciers in the Southern Andes (Argentina) during the past 13000 yr. *Quaternary Research* 51: 238-247.

Recibido: 29 de octubre, 2009

Aceptado: 7 de abril, 2010