

**PROFUNDIZACIÓN DEL TOPE DE PERMAFROST Y TENDENCIAS EN LA  
DINÁMICA CRIOGÉNICA, A PARTIR DE 1989,  
EN EL GLACIAR DE ESCOMBROS COMPUESTO  
DEL VALLE DE MORENAS COLORADAS, MENDOZA, ARGENTINA\***

*Dario Trombotto Liaudat<sup>1</sup>*

**Resumen**

Los glaciares de escombros (*rockglaciers*) son las geoformas periglaciales con permafrost reptante más típicas e importantes, por su volumen en criosedimentos congelados y hielo, de los Andes Centrales. La presente contribución muestra ejemplos de la marcha de las temperaturas y la profundización del tope de permafrost en dos puntos de monitoreo (Balcón I y II) del glaciar de escombros compuesto de Morenas Coloradas, Cordillera Frontal, en la provincia de Mendoza, Argentina. El engrosamiento de la capa activa en la lengua terminal, o límite inferior del *creeping permafrost* en este valle, de 4,9 m a 7,5 / 7,8 m en los últimos años, así como la tendencia de la dinámica criogénica desde 1992, y la geomorfología (termokarst inactivos en los frentes), expresan el fenómeno de calentamiento que se está detectando también en otros lugares del mundo. Estas variaciones térmicas sugieren cambios en la estructura interna de estas mesoformas. Asimismo, como otra situación geofísica paralela, el cálculo de difusividad térmica en Balcon II ( $\sim 0.14 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ; Trombotto y Borzotta, 2007), a 3770 m de altura, permite correlacionar el bajo valor obtenido con una mejor y más larga conservación del hielo por debajo de los crioregolitos que son en este caso, principalmente, de origen volcánico. Los cambios térmicos detectados en esta zona piloto tendrían una consecuencia directa en el ambiente criogénico local y son un ejemplo para la situación regional del permafrost andino de los glaciares de escombros. Las variaciones descritas se expresan a través de la profundización del tope de permafrost, formación de termokarst y reactivación de los más antiguos a lo largo del valle, y pérdida de movimiento, o de la criodinámica, en los taludes frontales (“narices”) en la parte inferior y de menor altura de las geoformas investigadas. El trabajo promueve también a colocar mayor atención en la posible influencia que pueden tener estos cambios en las poblaciones de regiones geográficas cercanas, dada la interacción y estrecha dependencia hidrológica de las mismas con el ambiente periglacial de la Cordillera de los Andes.

---

<sup>1</sup> Dario Trombotto Liaudat, Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales IANIGLA, CONICET, Casilla de Correo 330, Mendoza, Argentina. Tel.: 0261 – 524 4208, E-mail: dtrombot@lab.cricyt.edu.ar

\* Los gráficos pueden apreciarse en color en la versión en CD del Boletín N° 30

## **Introducción**

A causa del calentamiento global los glaciares se van retirando o van desapareciendo en casi todo el mundo. La criósfera está siendo afectada por este fenómeno de forma diversa. No siempre están claros cuáles son y cómo funcionan los procesos concomitantes. El ascenso de la temperatura media en la zona de estudio durante el siglo XX (ver por ejemplo Rosenblüth et al., 1997) también incide sobre el ambiente periglacial andino y con ello, sobre los glaciares de escombros.

Los glaciares de escombros son geoformas que invocan la presencia, en su estructura criogénica, de “permafrost de montaña”, o suelo congelado permanentemente –por más de dos años, siguiendo la definición internacional de permafrost (IPA, 1998)– de tipo reptante (Trombotto, 2003). El tipo “reptante” es el permafrost con mayor contenido en hielo y con la mayor significancia hidrológica, e implica un permafrost en movimiento, es decir que el suelo congelado se mueve pendiente abajo por gravedad y se va adaptando a la geología y a la topografía del subsuelo por deformación plástica.

Los glaciares de escombros (rockglacier, glaciar rocoso) son cuerpos de detrito y hielo, o detrito congelado, existentes en las zonas montañosas de la Tierra. El término “glaciar de escombros”, usado preferentemente en la región de Cuyo, Argentina, y aceptado por el “International Permafrost Association” en su glosario plurilingüe (IPA, 1998), hace referencia a la morfología y abundancia de criosedimento fino que presenta en su estructura interna.

Desde un punto de vista geomorfológico, los glaciares de escombros son mesoformas criogénicas que se manifiestan en el paisaje como lóbulos característicos adosados a las laderas de las montañas o como lenguas de acumulaciones sedimentarias en el interior de los valles. Se clasifican, por su origen, fundamentalmente en aquellos de génesis periglacial y de talud (talus rockglacier), de origen criogénico propiamente dicho (Barsch, 1992, 1996; Trombotto, 1991, Trombotto et al., 1999), y de origen glaciogénico (debris rockglaciers), cuya génesis se relaciona con el till y el hielo proveniente de glaciares ubicados en la cuenca superior de la geoforma. Glaciares de escombros compuestos son aquellos que están constituidos por varios cuerpos o unidades diferentes, como también con lóbulos criosedimentarios superpuestos.

La capa sedimentaria que se encuentra sobre el permafrost de los glaciares de escombros es denominada “capa activa” (IPA, 1998); es la capa superior de los suelos criogénicos que se descongela en verano y en donde se manifiestan procesos físico-químicos muy importantes. Es el receptor que refleja los cambios estacionales.

El desarrollo y la evolución de los glaciares de escombros se deben a sus propias características sedimentarias y a la formación singenética de varios tipos de hielo de suelo (intersticial, de segregación, de congelamiento, de inyección) por debajo de la superficie de cuerpos de detritos o sedimentos congelados (Barsch, 1996, Trombotto et al., 1999). Se habla de glaciares de escombros activos cuando muestran signos de movimiento, taludes frontales con fuerte pendiente, mayor de 30°-35°,

procesos de selección sedimentaria vertical y signos visibles de desmoronamiento de rocas. Los glaciares de escombros activos de la región fueron estudiados con detalle a partir de 1973 con la creación del Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales IANIGLA – CONICET en la ciudad de Mendoza, para investigar las variables relacionadas con el agua, elemento vital para la existencia de los oasis cuyanos, lugares poblados donde se desarrolla la economía básica de la provincia (Corte, 1976, 1978; Buk, 1983).

En hidrología periglacial de Mendoza se detectó una relación importante entre los caudales de cuencas periglaciales, ocupadas fundamentalmente por glaciares de escombros, y las curvas de temperaturas del aire y del suelo. Esta relación indicó que se puede prever el comportamiento de los caudales siguiendo la marcha paralela de las diferentes curvas y se puede hacer una proyección futura aproximada (Trombotto et al., 1999; Buk, 2002).

Paleoclimáticamente, los glaciares de escombros fósiles fueron descriptos por debajo de la cota de los 3000 m (aproximadamente 33° L.S.), como rastros de la criogenia de la Última Glaciación y basados en su ubicación, meteorización de granitos, perfiles de suelos, líquenes y vegetación (Wayne, 1981). Al mismo tiempo, se puede observar que diferentes autores intentan hacer una diferenciación de las formas criogénicas antiguas en varios pisos altitudinales periglaciales acorde a los cambios climáticos (Wayne, 1981; Barsch y Happoldt, 1985).

En 1999, el Cordón del Plata fue propuesto como reserva provincial de montaña para proteger permafrost, glaciares, flora y fauna de tundra andina (Trombotto, 1999). Desde el año 2000, la Unidad de Geociología del IANIGLA lleva a cabo el monitoreo de la capa activa del glaciar de escombros de Morenas Coloradas, para la red del Sistema Mundial de Observación del Clima (SMOC).

Esta contribución presenta y analiza las variaciones que se están produciendo en el ambiente periglacial y permafrost andino, en particular en los cuerpos criogénicos más importantes del paisaje de la Cordillera de los Andes: los glaciares de escombros. Muestra las tendencias ascendentes positivas de las curvas de temperatura en el suelo y la profundización del tope de permafrost en dos diferentes cuerpos de un glaciar de escombros compuesto. Asimismo, se evalúa la forma en que la dinámica térmica y criogénica actual incide y modifica el ambiente periglacial, y promueve a prestar mayor atención en la posible influencia que el fenómeno del calentamiento de los últimos años tiene sobre el ambiente periglacial andino que está interactuando con poblaciones cercanas.

## **Zona de estudio**

La zona de trabajo está ubicada en la Cordillera de los Andes de Mendoza y pertenece a la región denominada “de los Andes Centrales”, que se extiende aproximadamente entre 31° y 35° de L. S (**Figura 1**). Esta región corresponde a la parte más austral de los Andes Secos (“*Dry Andes*”, ver Llibouty & Corte, 1998).

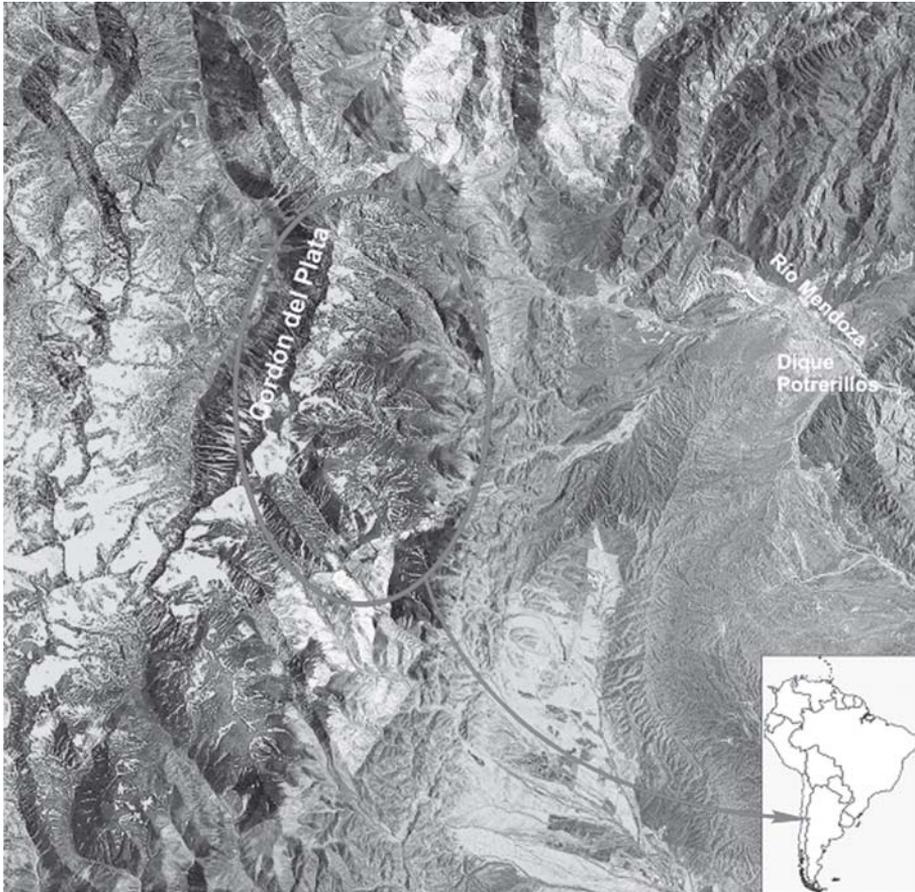


Figura 1: Mapa de la zona de estudio. Cordón del Plata, Andes Centrales de Mendoza.

Como un importante ejemplo criogénico representativo de la región, se ha elegido el valle de Morenas Coloradas, en el Cordón del Plata, Cordillera Frontal, en la provincia argentina de Mendoza. El valle de Morenas Coloradas es de orientación SE y está constituido por un glaciar de escombros de la variedad lenguada. Presenta cuerpos de hielo interrelacionados y cuerpos congelados superpuestos constituidos por sedimentos criogénicos derivados de till de morenas. Este glaciar de escombros es de tipo glaciogénico y compuesto. En sus cabeceras, el valle está ocupado también por un glaciar cubierto, con un sector superior pequeño de hielo descubierto y morenas con núcleos de hielo o islas de hielo cubiertos por till. En el presente, la zona glaciaria propiamente dicha está fuertemente reducida (Trombotto et al., 1997) y su superficie dominada por una zona de hielo cubierto que finaliza en la “zona de raíz” (Wurzelzone) (Barsch y King, 1989; Trombotto, 1991), en donde se origina el glaciar de escombros compuesto. Los criosedimentos están originados a partir de rocas paleozoicas y preferentemente a partir de riolitas de edad paleozoica superior (Caminos, 1979) que afloran en las montañas que rodean al glaciar de escombros.

El valle de estudio se encuentra en la cuenca del río Vallecitos de unos 54 km<sup>2</sup>, de los cuales más del 60% es ambiente periglacial con posible presencia de permafrost a partir de los 3600 m de altura aproximadamente (Trombotto et al., 1997). La zona de trabajo fue elegida por su accesibilidad y porque en ella existen estudios regionales, aunque interrumpidos, realizados entre 1992 y 1999.

La estación meteorológica más cercana es “Vallecitos” a 2550 m s.n.m. (32° 56' L.S. y 69° 23 ' L.W). Los datos son sin embargo discontinuos. La temperatura media anual del aire (TMAA) entre 1989 y 1994 fue de 6,3 °C. Son muy escasos los datos sobre precipitaciones sólidas. Totalizadores, para medir precipitaciones de lluvia y nieve, fueron colocados en la zona de estudio en las estaciones denominadas Vallecitos y Balcón I. En Balcón I, entre 1991 y 2004 (serie incompleta), la precipitación fue de 408 mm anuales. El período registrado entre 1988-1992 fue el más cálido registrado, con una TMAA de 7,36° C.

## **Materiales y métodos**

En este trabajo se describen monitoreos de capas activas en zonas criogénicas andinas que forman parte del mapeo sudamericano de áreas periglaciales y con suelo congelado permanentemente. Particularmente se analizan los datos de dos perforaciones ubicadas en el glaciar de escombros del valle de Morenas Coloradas. Las perforaciones que se estudian en el presente trabajo son denominadas Balcón I (a 3560 m s.n.m.) y Balcón II (a 3770 m s.n.m).

La metodología geocriológica utilizada se basa en el análisis de zonas piloto, en glaciares de escombros previamente investigados y seleccionados. Los datos han sido corroborados en el campo para obtener los patrones geomorfológicos periglaciales correspondientes y asegurarse de la presencia del permafrost con métodos directos e

indirectos. En los métodos directos, se tomaron en cuenta los hallazgos de permafrost con mediciones, observaciones y perfiles de temperatura en perforaciones. En los métodos indirectos se consideraron perfiles de sondeos eléctricos verticales. También se realizaron deducciones geomorfológicas. Una vez elegidas las zonas de interés se colocaron los equipos para medir temperaturas de suelo y monitorearlas todos los años.

Balcón I y II forman parte de un archivo de datos en el IANIGLA pertenecientes a áreas de monitoreo mundial desde el año 1989. Para el monitoreo se realizaron perforaciones que son de tipo “superficial” (de hasta 6 m), de acuerdo a la clasificación internacional. Las perforaciones se realizaron de acuerdo a la metodología de Hernández (2002) con una perforadora a percusión y con un sistema de tubería plástica, que forma un “encamisado” en el suelo, que lleva sensores incorporados a distancias prefijadas.

En las perforaciones se colocaron termosondas, que son calibradas en gabinete, o *data loggers* de tipo UTL (precisión = +/- 0,1 °C; resolución = 0,27 °C), construidos en la Universidad de Berna (Suiza). En el primer caso, los sensores fueron ubicados en las siguientes profundidades: 0,05 m, -0,20 m, -0,70 m, -1,20 m, -1,70 m, -2,20 m, -2,70 m, -2,90, -3,90, -4,00 m, -5,00 m y 5,90 m (Balcón I, 3560 m, 32° 57' 43" L.S. 69° 22' 19" L.W.). Cabe mencionar que Balcón I presentaba, en estas mismas profundidades, datos de temperatura casi continuos registrados entre 1989 y 1992 con un equipo inglés Grant. La resolución de este equipo es de aproximadamente 0,25 °C, estimada visualmente utilizando un registro gráfico en papel.

En el otro caso investigado –Balcón II– los sensores UTL fueron colocados a 1,5 m y 3 m de profundidad (3770 m, 32° 56' 95" L.S. 69° 22' 49" L.W.). La última profundidad coincide con el tope de permafrost alcanzado en el 2001, fecha en la cual se comienza el monitoreo en este sitio.

## Resultados y discusión

El perfil granulométrico de la capa activa de Balcón I está claramente seleccionado verticalmente de acuerdo a los procesos criogénicos, materiales psefíticos arriba y sedimentos finos abajo. Las geoformas inactivas presentan vegetación de ambiente de tundra andina (Trombotto, 1991). Las formas criogénicas activas prácticamente no presentan vegetación, salvo algunos ejemplos aislados en altitudes más bajas, en donde aparecen por ejemplo algunos tipos de gramíneas y líquenes.

Entre 4 y 5 m de profundidad las curvas se acercan a 0° C, pero guardan una pequeña distancia debido a que los valores obtenidos conservan el margen de error del aparato. Si bien en la figura no queda establecido con exactitud dónde se produce el corte de la isoterma de 0 °C, un sondeo geoeléctrico vertical pudo corroborar el tope de permafrost a la profundidad de 4,9 - 5 m. Estos datos concuerdan con la información de la campaña de 1987 (Barsch y King, 1989), en donde las capas activas, en diferentes cuerpos congelados, fueron de hasta 5,5 m de espesor y que decrecen, por lo general,

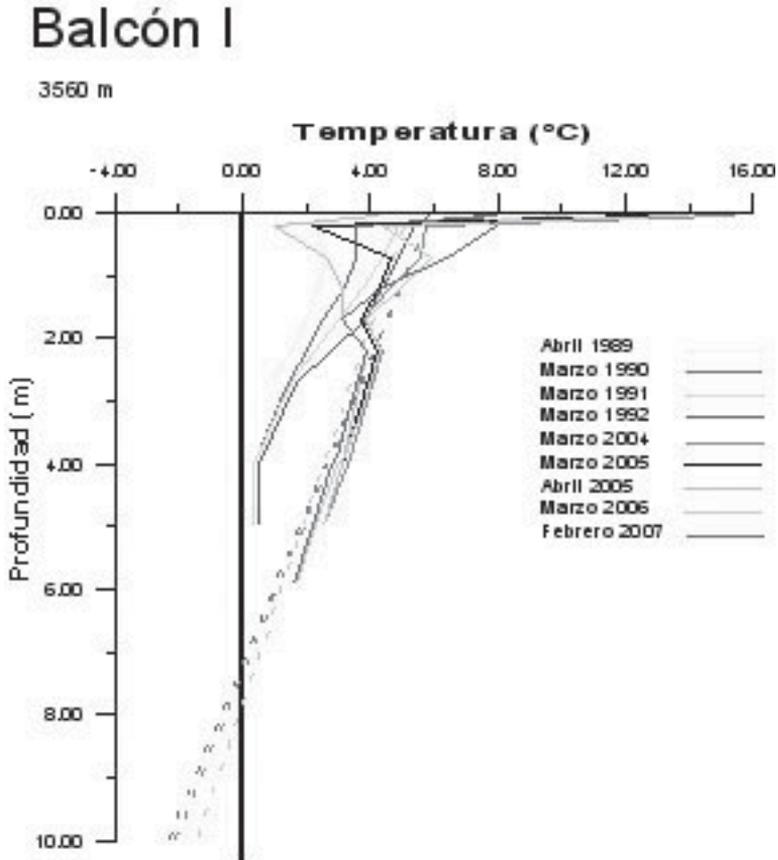
inversamente con respecto a la altura de la ubicación de los perfiles geoelectricos que realizamos.

Al recomenzar los estudios de este sitio en 1999 no se detectaron cambios importantes en el espesor de la capa activa, porque, a partir de esta fecha, en cada expedición, los controles del monitoreo comenzaron a ser puntuales, a través de termosondas, y porque no se midieron en el verano tardío, que es cuando mejor expresado está el descongelamiento total de la capa activa. Sin embargo, verdaderos cambios fueron notados a partir del año 2004, donde se detecta una profundización muy marcada del tope de permafrost y el engrosamiento de la capa activa. El tope de permafrost está interpretado gráficamente a través de una interpolación lineal (X-Y linear plot) (**Figura 2**), con la prolongación optimizada de las curvas de las temperaturas obtenidas hasta el 2007. El corte de la isoterma de 0 °C se interpreta hipotéticamente a la profundidad de 7,5 m aproximadamente, en el 2004. La temperatura del sensor a 5 m y a finales del verano 2003/2004, es decir en marzo de 2004, marcó aproximadamente + 2,5 °C. Desde entonces nunca más se registró una temperatura negativa a esta profundidad.

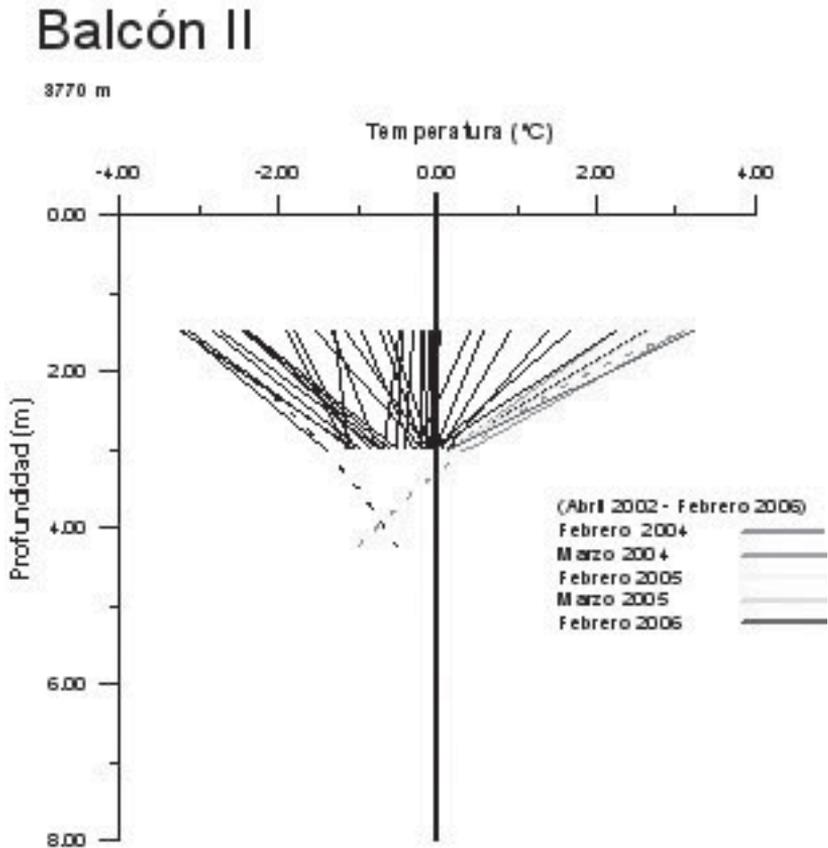
Nuevas temperaturas fueron medidas al final de los veranos del 2005 y 2006. En el 2006 se volvió a perforar y se llegó exitosamente hasta casi los 6 m de profundidad. El objetivo fue corroborar una vez más la marcha de las temperaturas hasta la mayor profundidad posible. De esta manera, y como lo muestra la **Figura 2**, se puede interpretar nuevamente el tope de permafrost delimitado entre las profundidades de 7,5 y los 8 m aproximadamente y ajustar la interpolación gráfica.

Una variación y profundización menos pronunciada en el tope del permafrost se observa en el monitoreo con *data loggers* del sitio denominado Balcón II, que pertenece a otro cuerpo diferenciable congelado y activo. En este caso la marcha medida es mucho más corta en el tiempo y se dispone de menos datos. El monitoreo de Balcón II es casi continuo, desde el año 2001 hasta la actualidad, y es muy útil para correlacionar con Balcón I y para conocer las propiedades físicas de la criolitozona a diferentes alturas.

La sedimentología y granulometría de la capa activa de Balcón II es similar a la descrita más arriba para Balcón I. Sin embargo, bloques muy grandes, aislados, de 5 m de diámetro y mayores se encuentran en las cercanías del frente del glaciar de escombros. El tope de permafrost de Balcón II, detectado a 3 m de profundidad en el 2001, al final del verano, en el 2004 se profundizó unos 30 cm aproximadamente adentrándose en el suprapermafrost. Las temperaturas a 3 m son positivas al final del verano y entre 0,13° y 0,36 °C entre el 2004 y el 2006. En este caso el “calentamiento” del suprapermafrost se relaciona también con la reactivación de termokarst cercanos, que empezaron a mostrar hielo a ojo desnudo y que se erosionan, comparando los años entre 2001 y 2006, a gran velocidad.



**Figura 2:** Balcón I, marcha de las temperaturas en la capa activa entre 1989 y 2007. En líneas cortadas se presenta la tendencia y marcha hipotética de las temperaturas hasta ubicar el tope de permafrost.



**Figura 3:** Balcón II, marcha de las temperaturas en la capa activa entre 2002 y 2006. Las líneas cortadas corresponden a las curvas exponenciales que representan las temperaturas máximas y mínimas. Con la línea negra gruesa se representan las mediciones de abril 2002.

El descenso del tope de permafrost se puede apreciar claramente en las figuras por el engrosamiento de la capa activa. Hundimientos superficiales, lentos o súbitos, pueden ayudar en ciertos casos –como ocurre en Balcón I– a reconocer la desaparición del permafrost en el subsuelo, aunque para Balcón II más información aporta la observación de relictos cercanos de hielo glaciario interceptados por termokarst, que se agrandan y destruyen en los últimos años. Estos agujeros reactivados y profundizados, con pequeños lagos de agua de deshielo, serían los mejores indicadores para detectar directamente la degradación del permafrost presente en la región.

En el glaciar de escombros compuesto de Morenas Coloradas, la profundización de la capa activa, conjuntamente con el deterioro del permafrost, no se detecta tampoco homogéneamente en profundidad. Mientras que en el sitio Balcón I la profundización detectada de la capa, desde 1992, fue de alrededor de 2,5-3 m –y ya no debería estar más afectada por las ondas térmicas que entran en la capa de variaciones de temperaturas anuales (comparar Trombotto, 1991)– en Balcón II, entre 2001 (cuando se tomaron los primeros espesores) y 2006, la misma aumentó unos 25 cm aproximadamente.

Las profundizaciones parecen ser muy irregulares, acorde a las variaciones de las temperaturas medias de los últimos años y por la variedad geomorfológica de los frentes de los glaciares de escombros. Balcón I presentó en el 2005 pequeñas disminuciones en los ángulos de su frente, entre 35° y 37°, comparándolos con los de años anteriores, en que ciertas partes superaban los 37° y llegaban hasta 40° (2002), como también una hendidura muy pronunciada causada por un termokarst pasado. Este frente ya está indicando claramente inactividad. Asimismo, una pared, o pendiente SW, pero ya por arriba de la “nariz” (3560 m), es sumamente empinada (> de 37°) y aún marcadamente activa.

Como ya se conoce, las variaciones del espesor de capa activa nos ayudan a entender la variación periódica estacional de la temperatura superficial y la profundidad del tope de permafrost. Estos cambios indican, por ejemplo, las perturbaciones más superficiales, y más cortas en el tiempo, debidas a un calentamiento regional o global (Taylor y Brown, 1996). Pero, por otro lado, la difusividad térmica  $\alpha$  baja como el obtenido en la región ( $\alpha = 0,14-0,17 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , Trombotto y Borzotta, 2007; hielo =  $1,2 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) implicaría baja conductividad térmica, que es muy importante para la conservación del calor del medio. Esto explicaría también la mayor duración en el tiempo del hielo que existe por debajo de la cobertura sedimentaria en los glaciares cubiertos, o en zonas ya aisladas con “hielo muerto”, o la más larga permanencia de cuerpos congelados a altitudes más bajas que las determinadas por la isoterma de 0 °C. Asimismo, el valor bajo de la difusividad térmica explica una respuesta más lenta de la zona congelada al fenómeno de calentamiento o cambios menos apreciables en la profundización de la capa activa, como los que se observan. El clima y la gran disponibilidad de sedimentos criometeorizados ayudan también al fenómeno planteado, e inciden positivamente en el espesor importante que adquiere altitudinalmente el piso periglacial en estas latitudes de los Andes.

## Conclusiones

Si bien la precipitación en la montaña se congela y es retenida en la parte superior de los suelos criogénicos, y es parte así del ciclo hidrológico anual, en los sitios de monitoreo, sobre dos cuerpos congelados en el Cordón del Plata, en el glaciar compuesto de Morenas Coloradas, se está registrando profundización del tope de

permafrost y descongelamiento del suprapermafrost. Estos cambios en los glaciares de escombros, en su volumen congelado permanente, como por ejemplo en el valle de Morenas Coloradas, deben ser seguidos con atención ya que estas mesoformas tienen un rol muy importante en el aporte de agua para las poblaciones de los oasis de la región argentina de Cuyo (comparar Trombotto et al., 1999). Ellos tendrán, en consecuencia, una repercusión directa sobre la hidrología regional que deberá tenerse en cuenta en el programa socioeconómico provincial de los próximos años.

En el valle inferior, el frente del glaciar de escombros de Morenas Coloradas ya se expresa en gran parte como inactivo. En el sitio denominado Balcón I, el tope de permafrost está muy profundo, va quedando fuera del alcance de la onda térmica externa que afecta la capa de actividad anual.

Los glaciares se van quedando como pequeños cuerpos insignificantes en la llamada alta montaña. El hielo de origen glaciario, en este tipo de valles de montaña, contribuye así a la génesis del permafrost reptante. Sin embargo, la profundización del tope del permafrost en los frentes de los glaciares de escombros, especialmente en los valles inferiores, requiere de un monitoreo continuo para delimitar un balance entre el piso periglacial inferior, hasta donde llegan los frentes más bajos con permafrost reptante, y el piso periglacial superior, en donde ya aparece el permafrost casi continuo y la actividad criogénica es más importante.

### **Agradecimientos**

El trabajo fue realizado gracias a la financiación del proyecto 4664 (también PIP 1078/98) del CONICET: «Geocriología Argentina General y Aplicada» y al intercambio académico del CONICET, Argentina, con Alemania. Agradezco particularmente a Enrique Borzotta (IANIGLA) y a Silvina Pereyra por sus comentarios y corrección del manuscrito, al Dipl.-Geog. Bernd Stein (Reckendorf, Alemania) y a Daniel Dueñas (MAGRAF-CRICYT, Mendoza) por su apoyo en la confección de las figuras.

## Referencias

- BARSCHE, D. (1992). Permafrost creep and rockglaciers. *Permafrost Periglacial Processes*, Vol. 3, p. 175-188.
- BARSCHE, D. (1996). Rockglaciers. Springer, 331 p. Berlin.
- BARSCHE, D. Y HAPPOLDT, H. (1985). Blockgletscherbildung und holozäne Höhenstufengliederung in den mendozinischen Anden, Argentinien. *Zbl. Geol. Paläont.*, T. I, H. 11/12, p. 1625-1632.
- BARSCHE, D. Y KING, L. (1989). Origin and geoelectrical resistivity of rock glaciers in semi-arid subtropical mountains (Andes of Mendoza, Argentina). *Z. Geomorph.N.F.*, Vol. 33, 2, p. 151-163.
- BUK, E. (1983). Glaciares de escombros y su significación hidrológica. *Acta Geocriogénica*, Nr. 1, p. 22-38. Mendoza.
- BUK, E. (2002). Hidrología de ambientes periglaciales. Cuenca Morenas Coloradas – Vallecitos, Cordón del Plata, Cordillera Frontal, Mendoza. En “IANIGLA, 1973-2003: 30 años de Investigación Básica y Aplicada en Ciencias Ambientales” (Trombotto, D y Villalba, R; editores). Editorial ZETA, p. 65-70. Mendoza.
- CAMINOS, R. (1979). Cordillera Frontal. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, p. 397-453. Córdoba.
- CORTE, A.E. (1976). Rock glaciers. *Biul. Peryglacjalny*, Vol. 26, p. 175-197.
- CORTE, A.E. (1978). Rock glaciers as permafrost bodies with a debris cover a an active layer. A hydrological approach. Andes of Mendoza, Argentine. En Third International Conference on Permafrost, p. 262-269. Ottawa.
- HERNÁNDEZ, J. (2002). Perforadora a percusión para suelos detríticos criogénicos. En “IANIGLA, 1973-2003: 30 años de Investigación Básica y Aplicada en Ciencias Ambientales” (Trombotto, D y Villalba, R; editores). Editorial ZETA, p. 71-72. Mendoza.
- EVERDINGEN, ROBERT O., VAN (ED.), AKERMAN, H.J., BARRY, R.G, BROWN, J., BUK, E., CHENG, GUODONG, CORTE, A.E., DRAMIS, F., FERRIANS, O.J.JR., GREGERSEN, O., HALL, K.J., HARRIS, S.A., HEGINBOTTOM, J.A., KARTE, J., KING, L., KONISCHEW, V.N., KOZARSKY, S., LADANYI, B., LEIBMAN, M.O., LAUTRIDOU, J-P, MARKS, L., OTTONE, C., PALACIOS, D.E., PETURSSON, H., PISSART, A., QIU GUOQING, REPELEWSKA-PECALOWA, J., ROMANOWSKI, N., SALVIGSEN, O., SEPPÄLÄ, M., SHUR, Y., TARNOCAI, C., TROMBOTTO, D., UGOLINI, F., VAN VLIET-LANOË, ZHAO XIUFENG Y ZHOU YOUWU. (1998). Multilanguage Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms. International Permafrost Association, The Arctic Institute of North America, The University of Calgary, Alberta, Canadá: 207 p.
- LLIBOUTRY, L. Y CORTE, A. (1998). Glaciers of South America- Glaciers of Chile ad Argentina. En “Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: South America”, United States Geological Survey. Professional Paper 1386-I (Williams, R. & Ferrigno, J.; editores), 109-206. Washington.

ROSENBLÜTH, B.; FUENZALIDA, H. A. Y ACEITUNO, P. (1997). Recent temperature variations in southern South America. *International Journal of Climatology*, Vol. 17, p. 67-85.

TAYLOR, A. Y BROWN, J. (1996). Chapter 8: The Cryosphere: Permafrost. The Global Climate System Review, p. 70 – 71, World Meteorological Organization, Geneva.

TROMBOTTO, D. (1991). Untersuchungen zum periglazialen Formenschatz und zu periglazialen Sedimenten in der “Lagunita del Plata”, Mendoza, Argentinien. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, Vol. 90, 171 p.

TROMBOTTO, D. (1999). Propuesta para la declaración de una reserva provincial de montaña con permafrost, flora y fauna de tundra andina (Cordón del Plata). Proyecto para el Ministerio de Medio Ambiente. 2 p. Mendoza.

TROMBOTTO, D. (2003). Mapping of permafrost and the periglacial environment, Cordón del Plata, Argentina. 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Extended Abstracts, p. 161-162. Zurich, Suiza.

TROMBOTTO, D.; BUK, E. Y HERNÁNDEZ, J. (1997). Monitoring of mountain permafrost in the Central Andes, Cordón del Plata, Mendoza, Argentina. *Permafrost Periglacial Processes*, Vol. 8, p. 123-129.

TROMBOTTO, D.; BUK, E. Y HERNÁNDEZ, J. (1999). Rock glaciers in the Southern Central Andes (approx. 33°–34°S), Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina. *Bamberger Geogr. Schriften*, Vol. 19, p. 145-173.

TROMBOTTO, D. Y BORZOTTA, E. (2007). Indicators of present global warming through changes in active layer-thickness, estimation of thermal diffusivity and geomorphological observations in the Morenas Coloradas rockglacier, Central Andes of Mendoza, Argentina. *Cold Regions Science and Technology*. Elsevier, The Netherlands (en prensa).

WAYNE, W. (1981). La evolución de glaciares de escombros y morenas en la cuenca del Río Blanco, Mendoza. VII Congreso Geológico Argentino, San Luis, Actas, Vol. IV, p. 153-166. Buenos Aires.