

Geoindicadores criosféricos en los Andes Centrales del NW de Argentina

Ahumada, Ana Lía

Instituto de Geología del Cuaternario y Paleoclimas, Fundación Miguel Lillo. CONICET. Miguel Lillo 251, (4000) San Miguel de Tucumán. ana-ahumada@argentina.com

RESUMEN — Los geoindicadores son medidas (magnitudes, frecuencias, tasas y series) de procesos y fenómenos geológicos que se encuentran en o cerca de la superficie terrestre, sujetos a modificaciones que son significativas para entender los cambios ambientales en períodos de 100 años o menos (variaciones centenales, decadales). Se han identificado cuatro geoindicadores criosféricos de cambio climático global que pueden ser usados para el monitoreo y seguimiento de cambios geológicos en la región del NW de Argentina con permafrost andino. Se describen brevemente ejemplos de indicadores criosféricos.

PALABRAS CLAVE: Cambio climático, geoindicadores, geoindicadores criosféricos, NW de Argentina, permafrost andino.

ABSTRACT — “Cryospheric geoindicators in Central Andes, Argentine NW”. Geoindicators are measures (magnitudes, frequencies, rates and trends) of geological processes and phenomena occurring at or near the Earth's surface and subject to changes that are significant for understanding environmental change over periods of 100 years or less. Four cryospheric geoindicators of global climate change have been identified that are applicable to monitoring and assessing geological changes in this mountain region with andean permafrost. Examples of typical cryospheric indicators are given and briefly describe.

KEYWORDS: Climate Change, geoindicators, cryospheric geoindicators, NW of Argentina, Andean permafrost.

INTRODUCCIÓN

En regiones de alta montaña rocas y suelos permanecen congelados todo el año. Estas zonas, con permafrost discontinuo o insular en muchos casos, están modificándose actualmente a una velocidad alarmante. Los países con cadenas montañosas de altura se encuentran afectados para su desarrollo por este ambiente natural: si se desestabilizan las paredes rocosas y las altas pendientes de montaña, las regiones habitadas en niveles topográficos inferiores, están expuestas a desastres naturales que las afectarán integralmente.

Los glaciares y el permafrost reaccionan rápidamente a aumentos de temperatura debido a su relación directa con el punto de descongelamiento. El calentamiento global del siglo XX ha incidido marcadamente en las regiones glaciales y periglaciales de alta montaña del mundo, indicando una tasa acelerada de cambio (Haeberli y Beniston, 1998). Si este régimen climático se mantiene, se puede producir la desaparición de glaciares de montaña y el descongelamiento profundo de suelos permanente-

mente congelados (permafrost) (Watson and Haeberli, 2004).

Los ambientes de alta montaña reaccionan sensiblemente a los cambios climáticos y algunos modelos predicen (Walker *et al.*, 2001) grandes reducciones en la extensión de estas regiones de la criósfera.

En la Cordillera de los Andes las temperaturas del siglo XX se han incrementado en 0,62° C entre 1901-1997, aumentando en 0,4 grados por encima de lo esperado durante los 90. Estas temperaturas tienden a reflejar la señal de calentamiento global. Entre 30°S y 30°N se ha medido entre los años 1958-1990, un fuerte ascenso del nivel de congelamiento del aire que varía entre 100 a 150 m. Francou (en: Hansen, 2002), como resultado de sus investigaciones de 20 años en glaciares de los Andes de Perú, Bolivia y Ecuador, predice que en los primeros 15 años de este siglo el 80% de los glaciares de América del Sur desaparecerán. Francou (2006) adjudica el rápido retroceso de los glaciares de Ecuador durante los 80, al calentamiento del Océano Pacífico.

En este marco de situación, numerosas asociaciones científicas internacionales (GLOCHAMORE Project, UNESCO, MAB, MRI, GSA y la IUGS) enfatizan la necesidad de controlar y monitorear cambios en el paisaje que ocurran en períodos inferiores a 100 años, especialmente en regiones con alto riesgo de desastres naturales.

Este seguimiento debe hacerse mediante geoindicadores. Los geoindicadores son medidas (magnitudes, frecuencias, tasas y series) de procesos y fenómenos geológicos que se encuentran en o cerca de la superficie terrestre, sujetos a modificaciones que son significativas para entender los cambios ambientales en períodos de 100 años o menos (variaciones centenales, decadales). (Berger y Iams, 1996).

En este trabajo se realiza la identificación de indicadores criosféricos de cambio climático aplicables al monitoreo y medición de las variaciones que acontecen en la región alto-andina del NW de Argentina. (figura 1).

Características del permafrost. Su sensibilidad a los cambios climáticos.— El permafrost es una condición térmica: si los suelos permanecen congelados permanentemente por más de dos años se denominan permafrost (International Permafrost Association, 1994); su formación, persistencia o desaparición son altamente dependientes del clima. Su distribución, temperatura y espesor son afectados por cambios ambientales naturales y disturbios antropogénicos que causen alteraciones en el régimen térmico del suelo. Cambios en la temperatura del aire y/o precipitación, modificaciones de la superficie por desmonte, remoción de la materia orgánica aislante, incendios forestales, migración de cauces, etc. pueden producir modificaciones en su régimen térmico.

La interacción entre el clima sobre el suelo y el clima debajo del suelo es compleja, y dependiente de algunos factores, muchos de los cuales son afectados por los cambios climáticos. Los cambios climáticos que ocurren sobre el suelo, son muchas veces amortiguados debajo del suelo por el efecto aislante de la vegetación, materia orgánica o la cubierta de nieve. General-

mente hay un retardo entre las modificaciones de la temperatura de superficie y el cambio de temperaturas del permafrost en profundidad: si el permafrost es espeso este retardo puede ser del orden de cientos o miles de años, si el permafrost es fino, años o décadas.

No todo el permafrost existente en la actualidad está en equilibrio con el clima actual. En las regiones de permafrost discontinuo, donde la temperatura del permafrost está cerca de 1-2° C del descongelamiento, el permafrost puede fácilmente desaparecer como resultado de los cambios en la temperatura del suelo asociados al calentamiento climático global. Esta degradación del permafrost estará asociada a fuertes impactos naturales: hundimientos por descongelamiento, reptación y deslizamientos de laderas. Estas inestabilidades pueden provocar serios daños en el paisaje, el ecosistema y la infraestructura de las regiones afectadas.

Los cambios potenciales futuros del permafrost asociados al calentamiento global pueden afectar el estado natural de las pendientes de montaña provocando cambios en la actividad geomórfica: el aumento de temperaturas de superficie puede provocar el adelgazamiento de la capa activa; descongelamiento basal del permafrost causando su pérdida de espesor y en consecuencia cambios hidrogeológicos. Las cuencas pueden sufrir aumento de la carga sedimentaria y variaciones no previstas de caudal, por el incremento en el descongelamiento de laderas. La degradación del permafrost puede provocar profundos hundimientos, reptación de laderas, deslizamientos de rocas, flujos de detritos, flujos de barro, y el debilitamiento de la capa activa, una geliflucción acelerada. (Ahumada *et al.*, 2004).

La presencia de permafrost discontinuo en el NW de Argentina.— La caracterización de pisos de acción periglacial han sido definidos regionalmente para estas latitudes por Garleff y Stingl (1983).

Ahumada *et al.* (2000) delimitan pisos altitudinales de procesos periglaciales en la Cuenca del río Los Reales (Sa. de Aconquija), definiendo dos niveles de procesos peri-

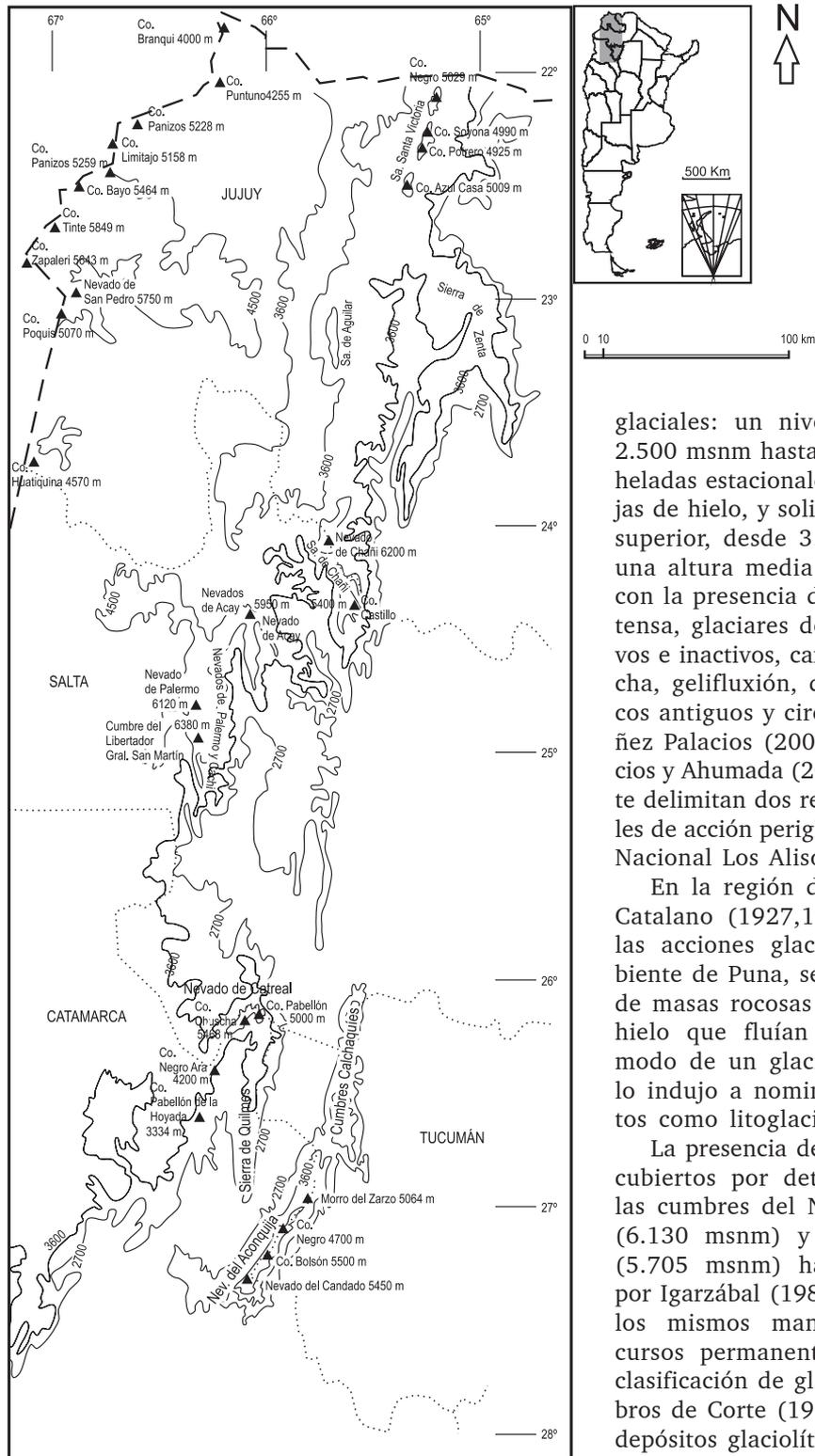


Figura 1. Mapa de ubicación de la región de estudio.

glaciales: un nivel inferior desde 2.500 msnm hasta 3.500 msnm con heladas estacionales, acción de agujas de hielo, y soliflucción y un nivel superior, desde 3.500 msnm hasta una altura media de 4.500 msnm, con la presencia de gelifracción intensa, glaciares de escombros activos e inactivos, canaletas de avalancha, geliflucción, depósitos morénicos antiguos y circos glaciales. Ibáñez Palacios (2006) e Ibáñez Palacios y Ahumada (2006) recientemente delimitan dos regiones altitudinales de acción periglacial en el Parque Nacional Los Alisos.

En la región del NW argentino Catalano (1927,1930) al describir las acciones glaciarias en el ambiente de Puna, señaló la presencia de masas rocosas aglomeradas por hielo que fluían por gravedad a modo de un glaciar, similitud que lo indujo a nominar dichos aparatos como litoglaciares.

La presencia de núcleos de hielo cubiertos por detrito ubicadas en las cumbres del Nevado de Queva (6.130 msnm) y el Co Granadas (5.705 msnm) ha sido detectada por Igarzábal (1982) señalando que los mismos mantienen precarios cursos permanentes. Siguiendo la clasificación de glaciares de escombros de Corte (1976) los denomina depósitos glaciolíticos. En la región del Acay y los Nevados de Palermo-Cachi, Igarzábal (1982,1983) reali-

za un inventario de glaciares de escombros activos e inactivos, encontrando el límite inferior de los glaciares de escombros en 4.500 msnm.

En la Sierra de Santa Victoria, Corte *et al.* (1982) efectúan el reconocimiento geomorfológico de glaciares de escombros activos a 4.300 msnm. En la misma región Zipprich *et al.* (1998) distinguen tres generaciones sucesivas de glaciares de escombros, con glaciares de escombros activos actualmente (sin mencionar la altura del frente activo de los mismos en su síntesis), y determinan un descenso del límite de procesos periglaciales de aproximadamente 700 m y de 6° C de temperatura acaecido alrededor de 27.979 ± 190B.P.

Ahumada *et al.* (2005a) presentan el inventario de glaciares de escombros de la ladera Oriental de la Sierra de Aconquija, indicando el límite más bajo de actividad en 4.000 msnm y posteriormente evalúan sobre esta base, las condiciones de acuíferos de altura de los glaciares de escombros de la misma región (Ahumada *et al.*, 2005 b). Páez (2006) y Páez y Ahumada (2006) identifican glaciares de escombros activos a 4.500 msnm en el Río Cerrillos, en el borde septentrional de la diagonal semiárida, definiendo permafrost discontinuo en una cuenca de altura de la vertiente seca de la Sierra de Aconquija.

Por lo precedente decimos que en la región del NW argentino el permafrost discontinuo ha sido detectado tempranamente en las cabeceras de sus ríos principales, a distintas alturas y en diferentes condiciones de clima local. Su condición térmica actual, en desequilibrio con los parámetros del modelo de estabilidad de permafrost de montaña, (Ahumada *et al.*, 2006) requiere monitoreo mediante indicadores criosféricos. Estos geoindicadores servirán para la prevención de riesgos potenciales debido a que en los Andes de estas latitudes, los períodos instrumentales son inexistentes o han sido interrumpidos y no es posible en consecuencia, construir un modelo de estabilidad para las formas criogénicas en desequilibrio.

Selección de los indicadores criosféricos.— Los indicadores criosféricos son recomenda-

dos en primer término para su implementación y observación, en el marco de los recursos disponibles en cada caso.

Fueron elegidos en función de su importancia conceptual, facilidades de implementación de su seguimiento, respuesta a la variabilidad y sencillez de interpretación y utilidad (Grabher *et al.*, 2005).

Se han identificado y seleccionado las siguientes geoformas como indicadores criosféricos de alta montaña en la región de estudio:

- Glaciares de escombros.
- Termocarst.
- Solifluxion.
- Humedales.

Geoindicadores criosféricos.— Glaciares de escombros: Los glaciares de escombros son geoformas criogénicas que constituyen el permafrost discontinuo o insular en las altas montañas del mundo. Son mesoformas sedimentarias formadas por rocas y detritos congelados, con hielo lenticular e intersticial que se mueven pendiente abajo muy suavemente, a bajas velocidades (0,1-1,0 ma⁻¹), por medio de deformación plástica y reptación del permafrost (Barsch, 1969; Corte, 1976).

Los glaciares de escombros se caracterizan por el desarrollo de arrugas o lomadas paralelas a la dirección del flujo y por una pendiente frontal cercana al ángulo de reposo (35°-40°). Su parte superior está cubierta, usualmente, por grandes bloques (0,1-5,0 m). Suman además zonas de hoyos o depresiones, que se observan a veces y que se considera que son provocadas por el descongelamiento parcial o completo de los cuerpos de hielo interno. Los glaciares de escombros activos son comunes en las altas montañas y en los polos, aunque se ha descrito su presencia en regiones de condiciones climáticas templadas y tropicales, tal el caso de esta presentación. Los glaciares de escombros se presentan debajo de la línea de nieve y por arriba del límite inferior del permafrost discontinuo y han sido contemplados como geoformas características de climas continentales (Haerberli, 1985). Sin embargo, se han presentado numerosos casos en ambientes marinos (Eyles, 1978; Humlum, 1982).

La región altitudinal en la que se encuentran los glaciares de escombros de la zona de estudio está entre 4.000 y 4.500 msnm, la cual tiene un alto gradiente topográfico en el frente montano.

El nivel altitudinal de ocurrencia del frente activo de los glaciares de escombros no está acorde con la isoterma media anual de -1° C actual (definición del límite inferior de permafrost discontinuo, valor obtenido por interpolación de datos de estaciones meteorológicas de posición altitudinal inferior, debido a que no existen datos de temperaturas en estas alturas de la región) ya que las condiciones climáticas presentes de campo así lo indicarían. (Ahumada *et al.*, 2005b, 2006). Esto implica que todos estos cuerpos se encuentran en condiciones de equilibrio muy inestable y ecológicamente resilientes con las condiciones de temperatura y precipitación del clima actual (figura 2).

Su actividad o inactividad se manifiesta morfológica e internamente y puede ser monitoreada mediante métodos geofísicos (sísmica, geoelectrica, etc.) o seguimientos por imágenes satelitales y fotografías aéreas.

Termokarst: Se denomina termokarst a sectores de glaciares de escombros secundarios (Corte, 1976) que se caracterizan por la presencia de hundimientos, lagos, cavernas, túneles y depresiones producto de la degradación del permafrost discontinuo por descongelamiento del hielo interno. Este último proceso es favorecido por el incremento de la temperatura superficial y la presencia de una cobertura de detritos de poco espesor. Constituyen un importante geoindicador por su cercanía al punto de fusión del hielo.

Su presencia indica el cambio de las condiciones climáticas que regulan la estabilidad de la geoforma originaria. Las distintas formas de termokarst y sus modificaciones son indicadores directos de degradación de permafrost por aumento de la temperatura en el nivel topográfico de localización. Estas geoformas han sido reconocidas e inventariadas en la región que nos ocupa. (Igarzábal, 1982, Ahumada *et al.*, 2005a)

La detección de sus alteraciones morfo-

métricas se realiza mediante censos regionales anuales que se implementen mediante distintas metodologías clásicas conocidas: fotointerpretación e imágenes satelitales.

Soliflucción.: El lento movimiento de reptación pendiente abajo (a partir de $1-2^{\circ}$) de un suelo saturado, por congelamiento y descongelamiento en las regiones criogénicas recibe el nombre de soliflucción (Andersson, 1906). Para especificar aún más la presencia de hielo o el tipo de proceso interrelacionado con la reptación se han usado también los nombres de congeliflucción (Dylik, 1952), crioflucción (Corte, 1953), gelisoliflucción (Pecsi, 1969) y otros.

El término geliflucción suele restringirse solo para la soliflucción de áreas con permafrost (Washburn, 1979). La geliflucción es la resultante de dos fenómenos importantes:

- El levantamiento de las partículas del suelo por crecimiento de hielo acicular, que caen con el descongelamiento.
- La reptación propiamente dicha del suelo descongelado y saturado.

Cabe agregar que a esta reptación hay que sumarle una componente horizontal debido al movimiento solifluidal en el sentido de Andersson (1906: "...the slow flowing from higher to lower ground of masses of waste saturated with water...") que se produce durante el descongelamiento pero antes de haber finalizado la estación estival. Una discusión más profunda de los procesos físicos que intervienen para el desarrollo de estas geoformas puede ser consultada en Trombotto y Ahumada (2005).

En la región de trabajo ha sido posible identificar distintos tipos de soliflucción:

- Capas solifluidadas: Constituyen formas entrelazadas o cordadas, con relieves remarcados por sedimentos gruesos. Se observan en pendientes mayores de 2° .

- Lóbulos de soliflucción: Se identifican como protuberancias o lenguas adosadas a las pendientes (figura 2). Los lóbulos de soliflucción pueden tener superficies aterrazadas, frentes rocosos y estar combinados con grietas de circulación de agua de descongelamiento en la base frontal. Son el clásico producto de la macrosoliflucción o soliflucción de pendiente que describiera Troll (1944). Los lóbulos pueden presentar una fábrica con

marcada selección vertical en la parte más superficial de su perfil interno.

– Terracitas: Son formas escalonadas de soliflucción pero relativamente más pequeñas. Pueden estar acompañando a los lóbulos y no necesitan permafrost. Son muy frecuentes en todas las regiones andinas. Su perfil muestra selección vertical y abundancia en sedimentos finos. Su presencia se asocia a distintos tipos de rocas y distintos valores de inclinación de laderas. Generalmente suelen estar vegetadas (figura 2).

El régimen de movimiento por geliflucción se modifica por efecto de los cambios climáticos y su medición actual puede proporcionar información necesaria para evaluar los potenciales incrementos en su actividad por efecto del calentamiento global.

La soliflucción puede ser monitoreada por distintos métodos: por los clásicos ya conocidos: mediante la introducción por percusión de tubos fragmentados que después se recuperan y miden la distancia y profundidad de movimiento a perfil descubierto según el sentido implementados por Benedict (1970) y Washburn (1979) o mediante la instalación de múltiples sensores digitales cada vez más sofisticados como los implementados por Matsuoka *et al.* (2005) o Kinnard y Lewkowicz (2005).

Humedales: Mallines, vegas o turberas son importantes humedales en ambientes de alta montaña donde están sujetos a congelamiento estacional y porque son ecosistemas remanentes que se formaron a medida que se retiraban los hielos pleistocénicos o en las fluctuaciones acaecidas durante el Holoceno (Ahumada, 1987). Estos ambientes son los resultantes de zonas que tuvieron y tienen fenómenos asociados con el permafrost o con procesos periglaciales.

En estos ambientes andinos son turberas minerotróficas que se producen con la existencia de un ambiente ácuo, cercano a vertientes, arroyos o cauces originados por el descongelamiento de suelos del piso altitudinal criogénico, cuando el agua tiene dificultades de percolación y escurrimiento al encontrar lechos sedimentarios impermeables (por ej. sedimentos glaciarios, cenizas volcánicas, etc.).

En los Andes se encuentran dos tipos de vegas: de valles y de pendientes montañosas. Éstas se encuentran en el piso denominado por Ambrosetti *et al.* (1986) y Roig *et al.* (1985) nivel altoandino o *tundra andina*. En las turberas los procesos de congelamiento estacional se manifiestan conformando domos con lentes de hielo, tipo *thufurs* (figura 3).

Debido a las alteraciones climáticas recientes el crecimiento y formación de humedales o vegas de altura se produce por el incremento de caudales del sistema hidrológico que los alimenta, a expensas del descongelamiento definitivo de los núcleos de hielo de geoformas vecinas. Paradójicamente, esta situación es indicadora de degradación del sistema que preserva los humedales de altura, ya que el crecimiento areal es insostenible en el tiempo, por la desaparición de la fuente proveedora de agua (núcleos de hielo) y el aumento de superficie expuesta a evapotranspiración.

Estas geoformas pueden ser censadas anualmente mediante fotografías aéreas e imágenes satelitales, lo que permitirá establecer su grado de alteración según sus valores morfométricos.

DISCUSIÓN

La compilación de observaciones de crioindicadores en las regiones de alta montaña del NW argentino o en otras regiones similares, requiere de un diseño de redes de monitoreo regional. Estas redes proveerán de:

- series temporales de observación de temperatura;
- tasas de cambio de las geoformas;
- series de tiempo en sitios que pueden ser usados para comparar con datos análogos colectados en otros sitios.

Para que estas observaciones sean de utilidad en la caracterización del sistema a observar (movimiento de lenguas de soliflucción, o reptación de permafrost, etc) el diseño de la red de observaciones debe establecer objetivos, parámetros y procedimientos comunes para poder contribuir a la representación de las variaciones areales o gradientes de parámetros específicos.



Figura 2 (arriba). a) Glaciares de escombros; b) lóbulos de soliflución en bloques; c) soliflución en guirnaldas; d) depósitos morénicos y e) laguna post-glacial en las laderas de la Sierra de Aconquija.
Figura 3 (abajo). Humedales de altura en las cabeceras de cuenca de la Sierra de Aconquija.

CONCLUSIONES

En el NW de Argentina la presencia de permafrost discontinuo en alta montaña indica una fuerte sensibilidad a las modificaciones abruptas del paisaje previstas por los escenarios de Cambio Global. Los glaciares de escombros activos, indicadores de permafrost discontinuo, se encuentran en desequilibrio con la isoterma media anual de -1° C actual.

Es necesario efectuar tomas de decisiones en el corto plazo para establecer redes de observación de los geoindicadores criosféricos definidos en este trabajo.

AGRADECIMIENTOS

La realización de este trabajo ha sido posible gracias al apoyo logístico y financiero de la Fundación Miguel Lillo y al proyecto P6343 de CONICET. La autora agradece las adecuadas sugerencias realizadas por los árbitros, Dra Lidia Espizúa y Lic. Enrique Buk.

BIBLIOGRAFÍA

- Ahumada, A. L. 1987. Procesos Criogénicos y Mineralógicos. Universidad Nacional de Tucumán. Tesis Doctoral. Inédita, 208 págs.
- Ahumada A. L.; F. C. Ledesma; G. P. Ibáñez Palacios; M. Delgado y M. J. Jiménez. 2000. Una evaluación de riesgo potencial en la región NE de la Sierra del Aconquija Tucumán, Argentina. IX Congreso Geológico Chileno. Actas, 1:16-20.
- Ahumada, A. L.; G. P. Ibáñez Palacios y S. V. Páez. 2004. Cambios climáticos, variaciones de la sedimentación en cuencas de alta montaña en el Norte de Argentina. X Reunión Argentina de Sedimentología, San Luis, Actas: 12.
- Ahumada, A. L.; G. P. Ibáñez Palacios y S. V. Páez. 2005a. High Mountain permafrost in the argentine subtropic. 19th Colloquium on Latin American Geosciences. Potsdam, Berlin. Terra Nostra 1: 9.
- Ahumada, A. L.; G. P. Ibáñez Palacios y S. V. Páez. 2005b. Los glaciares de escombros en el Noroeste Argentino, acuíferos de altura en riesgo ante los cambios globales. XX Congreso Nacional del Agua, CONAGUA-2005, III Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur. Versión en Cd, Mendoza.
- Ahumada, A. L.; S. V. Páez y G. P. Ibáñez Palacios. 2006. Rock Glaciers in the Andean Criolithozone at the 27°S. Symposium on Climate Change: Organizing the Science for the American Cordillera (CONCORD). Mendoza: 51-52.
- Ambrosetti, J. L.; J. Del Vito y F. Roig. 1986. La vegetación del Paso de Uspallata. Provincia de Mendoza, Argentina. Geobotanisches Institut ETH, Stiftung Rübel, 91: 141-180.
- Andersson, J. 1906. Solifluction: a component of subaerial denudation. Journal of Geology 14: 91-112.
- Barsch, D. 1969. Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 8: 11-30.
- Barsch, D. 1987. Rock glaciers: an approach to their systematics. En: Rock Glaciers. Giardino, J., Shroder, J. Jr. and Vitek, J. (editors). Allen and Unwin, Winchester, USA: 41-43.
- Benedict, J. B. 1970. Downslope soil movement in a Colorado alpine regions: rates processes, and climatic significance. Arctic and Alpine Research 2: 165-226.
- Berger, A. R. y W. J. Iams 1996. Geoindicator-assesing rapid environmental changes in earth systems. A.A. Balkema, Rotterdam, 446 pp.
- Catalano, L. R. 1927. Datos hidrológicos del Desierto de Atacama. *Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología*. Publicación 35: 1-55.
- Catalano, L. R. 1930. Puna de Atacama (Territorio de Los Andes) Reseña Geológica y Geográfica. Universidad Nacional del Litoral. Publicación 8: 1-98.
- Corte, A. E. 1953. Contribución a la morfología periglacial de Alta Cordillera con especial mención del aspecto criopedológico. Anales del Departamento de Investigaciones Científicas, 1 (2): 1-54.
- Corte, A. E. 1976. Rock Glaciers. *Biuletyn Periglacialny* 26: 157-197.
- Corte, A. E.; D. T. A. Trombotto y A. L. Ahumada 1982. Relevamiento de la geomorfología criogénica del NW Argentino. IANIGLA, CRICYT-CONICET-MENDOZA. Informe Interno. 50 pp.
- Dylik, J. 1952. Periglacial structures in the pleistocenic deposits of middle Poland. *Panstwowy Institut Geologiczny, Bulletin* 66: 1-66.
- Eyles, N. 1978. Rock glaciers in Esjufjöll nunatak area, southeast Iceland. *Jökull* 28: 53-56.
- Franco, B. 2006. Mass balance evolution of glaciers in the tropical Andes over the last decades: Inference for climate evolution. Symposium on Climate Change: Organizing the Science for the American Cordillera (CONCORD). Mendoza: 19-20.
- Garleff, K. y H. Stingl 1983: Hangformen und Hangformung in der periglazialen Höhenstufe der argentinischen Anden zwischen 27° und 55° südlicher Breite. In: "Mesoförmungen des Relievs im heutigen Periglazialraum" (Leitartikler: Poser y Schunke), Göttingen: 425-434.
- Grabher, G., B. Gurung, J. P. Dedieu, W. Haeblerli, D. Hohenwallner, A. Lotter, L. Nagy, P. Harald y R. Pseunner 2005. Long-term en-

- vironmental observations in Mountain Biosphere Reserves: Recommendations from the EUGLOCHAMORE Project, Mountain Research and Development, 25: 376-383.
- Haeberli, W. 1985. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH*, Nr. 77: 142 p., Zürich.
- Haeberli, W. y M. Beniston 1998. Climate Change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio* 27(4): 258-265.
- Hansen E. 2002. Hot Peaks. Earth, p. 8.
- Humlum O. 1982. Rock glaciers types. *Central West Greenland. Geografisk Tidsskrift* 82: 59-66.
- Ibáñez Palacios, G. P. 2006. Zonación altitudinal de los procesos criogénicos en el Parque Nacional Los Alisos, Tucumán. *Jornada Geológica. Fundación Miguel Lillo. Año del LXXV Aniversario. 22 de Junio de 2006. Resúmenes: 43-44.*
- Ibáñez Palacios, G. P. y A. L. Ahumada 2006. Delimitation of the geocryogenic processes and associated geomorphic belts in Los Alisos National Park, Tucumán. *International Symposium: Regional Climate Variations in South America over the late Holocene: PAGES New Initiative. Malargüe, Mendoza Argentina: 76.*
- Igarzábal, A. 1982. El relieve de la Puna argentina. *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas*, 5: 45-66.
- Igarzábal, A. 1983. El sistema glaciolítico de la Cuenca Superior del Río Juramento, Provincia de Salta. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas IV: 167-183.
- Kinnard, C. y A. G. Lewkowicz 2005. Movement, moisture and thermal conditions at a turf banked solifluction lobe, Kluane Range, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16: 261-275.
- Matsuoka, N.; A. Ikeda y T. Date 2005. Morphometric analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16: 99-113.
- Páez, S. V. 2006. Geofomas criogénicas en la Alta Cuenca del Río Cerrillos, Vertiente occidental de la Sierra de Aconquija, Provincia de Catamarca. *Jornada Geológica. Fundación Miguel Lillo. Año del LXXV Aniversario. 22 de Junio de 2006. Resúmenes: 63-64.*
- Páez, S. V. y A. L. Ahumada 2006. Rock glaciers in the Río Cerrillos Basin, Catamarca Province. *International Symposium: Regional Climate Variations in South America over the late Holocene: PAGES New Initiative. Malargüe, Mendoza, Argentina: 76.*
- Pecsi, M. 1969. Genetic classification of slope sediments. *Biuletyn Peryglacjalny* 18: 15-27.
- Roig, F. A.; J. Anchorena; O. Dollenz; A. M. Faggi y E. Méndez 1985. Las Comunidades Vegetales de la Transecta Botánica de la Patagonia Austral. *Primera Parte. La Vegetación del Area Continental. En "Transecta Botánica de la Patagonia Austral". Boelcke, O., Moore, D.M. y Roig, F.A. (editores). Instituto Salesiano de Artes Gráficas, Buenos Aires: 350-519.*
- Troll, C. 1944. *Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geologische Rundschau*, 34: 545-694.
- Trombotto, D. 1991. *Untersuchungen zum periglazialen Formenschatz und zu periglazialen Sedimenten in der "Lagunita del Plata", Mendoza, Argentinien. Heidelberger Geographische Arbeiten, Heidelberg, Heft 90: 171 S.*
- Trombotto, D. T. A. y A. L. Ahumada 2005. Los Fenómenos Periglaciales. Identificación, determinación y aplicación. *Opera Lilloana N° 45. Fundación Miguel Lillo. 131 pp.*
- Washburn, A. L. 1979. *Geocryology. E. Arnold, London: 406 pp.*
- Watson, R. T. y W. Haeberli. 2004. Environmental threats, mitigation strategies and high mountain areas. *Ambio Special Report*, 13: 2-10.
- Zipprich, M.; B. Reizner; H. Veit; W. Zech y H. Stingl. 1998. Upper Quaternary climate and landscape evolution in the Sierra de Santa Victoria (Cordillera Oriental, northwestern Argentina) deduced from geomorphologic and pedologic studies. In *16º Geowissenschaftliches lateinamerika-Kolloquium. Terra Nostra* 5: 180-181.

