

# PARTICULARIDADES GENÉTICAS DE GLACIARES DE ROCA EN LA ISLA JAMES ROSS, PENÍNSULA ANTÁRTICA

Jorge A. STRELIN<sup>1,2</sup>, Cesar A. TORIELLI<sup>2</sup>, Toshio SONE<sup>3</sup>, Kotaro FUKUI<sup>4</sup> y Junko MORI<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Instituto Antártico Argentino, Centro Austral de Investigaciones Científicas, Tierra del Fuego. E-mail: jstrelin@yahoo.com.ar

<sup>2</sup>Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Departamento de Geología Básica, Córdoba. E-mail: ctoriell@efn.uncor.edu

<sup>3</sup>Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Japón. E-mail: tsone@pop.lowtem.hokudai.ac.jp

<sup>4</sup>Japanese National Institute of Polar Research, Tokyo, Japón. E-mail: fukui@pmg.nipr.ac.jp

## RESUMEN:

Los glaciares de roca se cuentan entre las geoformas criogénicas más notables de la isla James Ross. La génesis de los mismos se atribuye a la convergencia de una serie de condiciones ambientales de origen morfoestructural y morfogenético. Entre las morfoestructurales se destaca la existencia de mesadas basálticas que proveen la materia prima para la cubierta detrítica de los glaciares de roca. Entre las morfogenéticas existen en la isla pequeños glaciares politermales que, sujetos a pequeñas variaciones de temperatura estival, disminución leve de la precipitación y/o variaciones en la intensidad y dirección de los vientos dominantes, comienzan a cubrirse de detritos. Se considera como factor importante en la formación de esta cubierta detrítica, particularmente en su distribución casi homogénea sobre toda la superficie del glaciar, a la llamada oscilación del frente de regelación. Bajo un clima estable y una vez que los detritos alcanzan un espesor próximo al de la capa activa local, disminuye marcadamente la ablación del núcleo glaciar, quedando el mismo sujeto únicamente a la deformación plástica del hielo. Los glaciares de roca estudiados en la isla James Ross poseen cubiertas detríticas que oscilan entre 0,3 m de espesor en sus cabeceras y más de 1 m en su frente. Los núcleos de hielo rara vez superan los 80 m de espesor, y las velocidades de flujo horizontal en el centro del glaciar de roca son del orden de los 0,15 m por año. La formación de estos glaciares de roca junto al de algunas morenas con núcleo de hielo se remonta al cambio climático que dio fin a la pequeña edad de hielo. El calentamiento brusco verificado en los últimos 15 años en el sector norte de Península Antártica está determinando el colapso acelerado de algunas de estas geoformas

Palabras clave: *Cambio climático, Glaciares de roca, Tumbledown, Lachman.*

## ABSTRACT: Genetic peculiarities of the rock glaciers in the James Ross Island, Antarctic Peninsula.

Rock glaciers are considered amongst the most conspicuous landforms of James Ross Island. Their formation follows the convergence of a series of morphostructural and morphogenetic environmental conditions. The most important morphostructural condition is the presence of basaltic mesas that provide the raw material for the debris cover of the rock glaciers. The morphogenetic conditions involve small polithermal glaciers that due to little summer temperature variations, subtle reduction in the precipitations, and/or changes in the intensity and direction of the main regional winds, become debris covered. An important factor related to the debris cover, particularly to the nearly homogenous debris distribution over the whole glacier surface, is related to the so called oscillation of the regelation front. Under stable climatic conditions, after the debris cover reaches a thickness similar to that of the active layer, the ice core ablation diminishes markedly, remaining only the own plastic deformation of the ice core. The debris cover of the rock glaciers studied in James Ross Island reaches around 0.3 m in thickness close to the valley head, increasing the thickness to more than 1 m in the fronts. The ice cores rarely exceed 80 m in thickness, and close to the central part of the rock glacier the horizontal flow velocity amounts about 0.15 m per year. The formation of these rock glaciers, and some ice cored moraines, goes back to the climatic change that finished the Little Ice Age. The severe climatic warming verified in the last 15 years in the northern sector of Antarctic Peninsula accelerated the collapse of some of these landforms.

Keywords: *Climatic change, Rock glaciers, Tumbledown, Lachman.*

## INTRODUCCIÓN

Los glaciares de roca (*rock glaciers* de Caps 1910) son considerados geoformas mixtas polizontales, criogénicas, glaciogénicas y de remoción en masa (Harris 1981). La primer caracterización de esta geoforma, basada en el estudio de un gran número de glaciares de roca de Alaska, se debe a Wahrhaftig y Cox (1959) quienes los describen como

"masas de forma lengua o lobada compuestas por detritos pobremente seleccionados" (*tongue-shaped or lobate masses of poorly sorted angular debris*).

Los glaciares de roca estudiados en la isla James Ross (Strelin y Malagnino 1992) poseen características morfológicas similares a los descritos en otras regiones del planeta e incluso geoformas asimilables descubiertas en Marte (Whalley y Azizi 2003). Dada

su sencillez y comprobada aplicabilidad en los estudios desarrollados en la isla James Ross, utilizamos los criterios morfológicos y de localización topográfica propuestos por Hamilton y Whalley (1995), separando a los 1) glaciares de roca (glaciares de roca *sensu stricto*) correspondientes a los glaciares de roca lenguados y espatulados de Wahrhaftig y Cox (1959) más largos que anchos y generalmente dispuestos a lo largo del eje

de las artesas (*valley floor rock glaciers* de Outcalt y Benedict, 1965) de los 2) lóbulos de protalus (*protalus lobes* de Whalley y Martin 1992), que corresponden a los glaciares de roca lobados de Wahrhaftig y Cox (1959), más anchos que largos y generalmente dispuestos al pié de los laterales de artesas (*valley-side rock glaciers* de Outcalt y Benedict 1965).

Los glaciares de roca de la isla James Ross, revelan un vínculo genético con otras geoformas como ser: glaciares reconstituidos, glaciares de origen eólico (crieolianitas) y morenas con núcleo de hielo (Strelin y Sone 1998), dando lugar a un sistema similar a los complejos de ablación (*ablation complex*) de Johnson (1974), mientras que los lóbulos de *protalus* se asocian preferentemente a taludes, nichos de nivación y ocasionales *protalus ramparts*, apuntando a una clara diferenciación genética entre ambas geoformas (Strelin y Malagnino 1992, Strelin y Sone 1998, Strelin *et al.* 2006).

A continuación, tras una breve caracterización geomorfológica de la isla James Ross, discutiremos la posible génesis de los glaciares de roca (*sensu stricto* de Hamilton y Whalley 1995) allí presentes. Partiremos para ello de las condiciones morfoestructurales y morfogenéticas a ellos asociadas, intentando determinar los procesos esenciales requeridos para su formación.

## ASPECTOS FÍSICOS

Aproximadamente el 85% de la isla James Ross (Fig. 1) se halla cubierta por hielo glaciar. Su punto culminante, el Monte Haddington (1.690 m s.n.m.) es parte de la calota homónima que conforma aproximadamente el 40% de su sector englazado. El sustrato rocoso que aflora en una estrecha franja costera que rodea la isla, particularmente en su sector oeste, se halla constituido por sedimentitas cretácicas relativamente friables, dispuestas según una estructura homoclinal, levemente buzante hacia el sudeste, cubiertas por volcanitas cenozoicas que incluyen extensas y espesas pilas de lavas basálticas subhorizontales dispuestas sobre tobos y brechas piroclásticas palagonitizadas que conformaban antiguos *tablemountain* y tuyas (Nelson 1966).

El clima dominante de la isla es polar de

casquete glaciar, árido, ventoso y frío. Regionalmente se halla sujeta a las oscilaciones del frente polar y al continuo pasaje de masas ciclónicas provenientes del Pacífico. De acuerdo a los datos consultados, obtenidos por las estaciones meteorológicas de Marambio (64°14'S, 56°37'W) y Matienzo (64°58'S, 60°04'W), los vientos prevalecientes soplan del sector SW, existiendo un marcado control orográfico en la distribución de la nieve precipitada, con zonas de mayor acumulación al SW de la isla, si bien el control eólico-topográfico determina una acumulación a sotavento (NE) de los obstáculos topográficos menores (datos aportados por el Servicio Meteorológico Nacional de la Fuerza Aérea Argentina).

El sector occidental de James Ross, donde se centraliza gran parte de nuestro trabajo, se encuentra particularmente descubierto de hielo, habiéndose detectado permafrost continuo de hasta 40 m de espesor (Fukuda *et al.* 1992). La capa activa del mismo alcanza espesores máximos de alrededor de 1,0 m al nivel del mar y 0,6 m a cota 450 m (Riscos Rink). La temperatura media anual

registrada en la estación glaciar de roca Lachman II situada a cota 80 m es de -5,4° C (1995 al 2001, series incompletas). Dadas las bajas temperaturas reinantes la humedad relativa ambiente es por lo general alta. Sin embargo, suele caer bruscamente con el descenso de los vientos catabáticos provenientes de la Península Antártica.

## METODOLOGÍA

Durante los últimos 15 años se colectaron datos de campo y gabinete que permiten una visión geomorfológica detallada de la isla James Ross. Los trabajos de campo comprendieron: reconocimientos de geoformas en terreno, análisis estratigráficos, sedimentológicos y geocronológicos, demarcación y medición de geoformas para la interpretación de su dinámica, particularmente pequeños glaciares, morenas con núcleo de hielo, glaciares de roca, lóbulos de *protalus*, *protalus rampart* y grandes lóbulos de geliflucción (*stone banked terraces*). El ajuste a las condiciones climáticas locales de la actividad criogénica de algunas de estas geoformas

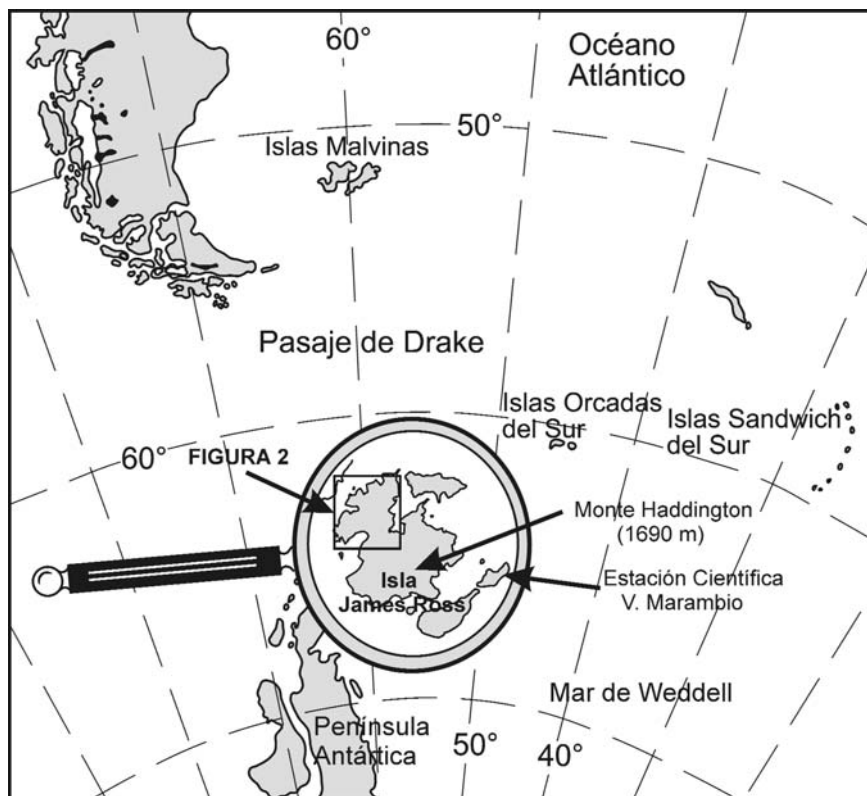


Figura 1: Mapa de ubicación.

mas se está monitoreando mediante estaciones meteorológicas instaladas sobre o en las proximidades de las mismas. Estas estaciones además de los parámetros atmosféricos miden la temperatura del suelo y subsuelo a diversas profundidades permitiendo determinar las fluctuaciones térmicas del permafrost y las variaciones estacionales del espesor de la capa activa.

Recientemente se han desarrollado mediciones con radar (*Ground Penetrating Radar*) para determinar características subsuperficiales de algunas de las geoformas identificadas, particularmente la estructura interna y espesor de la capa detrítica y del núcleo de hielo de los glaciares de roca Lachman II y Tumbledown Norte. Complementariamente se realizaron vuelos fotográficos para diferenciar las geoformas mayores y determinar sus variaciones temporales. Toda esta información se procesa y almacena en un sistema de información geográfico.

## CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS

De acuerdo al estudio realizado el principal proceso que define la morfogénesis de la isla James Ross es el glaciar (Strelin y Malagnino 1992). Teniendo presente este aspecto, la isla se subdivide en dos sectores: 1) el relacionado con la calota de hielo del monte Haddington y 2) el sector noroeste, cuyos glaciares se encuentran desvinculados de la calota de hielo del monte Haddington, favoreciendo la existencia de importantes superficies desenglazadas.

En el primer sector se destaca la calota del Monte Haddington que tiene un flujo radial continuo desde los domos Haddington (64° 13'S, 57°38'W, 1.690 m s.n.m.) y Dalinger (64°13'S, 57°40'W, 1.640 m s.n.m.) y que tiende a encauzarse hacia la periferia a través de profundas escotaduras que dan origen a glaciares reconstituidos y de descarga con mayor capacidad erosiva. Se clasifica a los glaciares de la isla como del tipo subpolar, con fusión superficial parcial en las zonas altas y fusión basal parcial en los sectores de cotas más bajas. Existen cuerpos glaciarios menores, alimentados por aludes y aportes eólicos, cuyas áreas de alimentación alcanzan niveles topográficos sumamente bajos, en algunos casos el nivel del

mar. Estos últimos cuerpos glaciarios menores juegan un papel fundamental en la génesis de los glaciares de roca detectados en la isla.

Los sectores desenglazados de la isla se caracterizan por la presencia de mesadas y domos volcánigénicos afectados fundamentalmente por la remoción en masa y la criogenia, siendo comunes grandes áreas de deslizamientos, glaciares de roca, lóbulos de protalus y otras formas menores como terrazas de gelifluxión, suelos estructurales, hoyos de piedras, etcétera. En el noroeste de la isla existen vastas planicies recientemente desenglazadas, labradas sobre el sustrato sedimentario cretácico, que están siendo remodeladas por la actividad fluvial. El ambiente litoral presenta costas de erosión abruptas conformadas por acantilados activos y costas de acumulación bajas integradas por formas que involucran sólo la acción de agentes marinos (playas y espigas) o marino-fluviales (deltas y llanuras intermareales). Es también en este sector desenglazado de la isla donde se preservan la mayor cantidad de geoformas antiguas, de origen fundamentalmente marino y glaciario que, junto a algunos afloramientos, permiten realizar inferencias sobre la evolución geomorfológica de la isla (Strelin *et al.* 2006).

## GLACIARES DE ROCA DE LA ISLA JAMES ROSS

### Características genéticas

Desde el punto de vista genético los glaciares de roca reconocidos en la isla James Ross corresponden a la variante con núcleo de hielo (*ice cored rock glaciers* de Potter 1972). No obstante ello se estima que en algunas de estas geoformas el núcleo de hielo ha decaído lo suficiente como para generar sectores donde el hielo únicamente aparece rellenando el espacio poral entre los detritos, es decir dando lugar a facies con detritos cementados por el hielo (Potter 1972) o con hielo intersticial o de segregación (Barsch 1996).

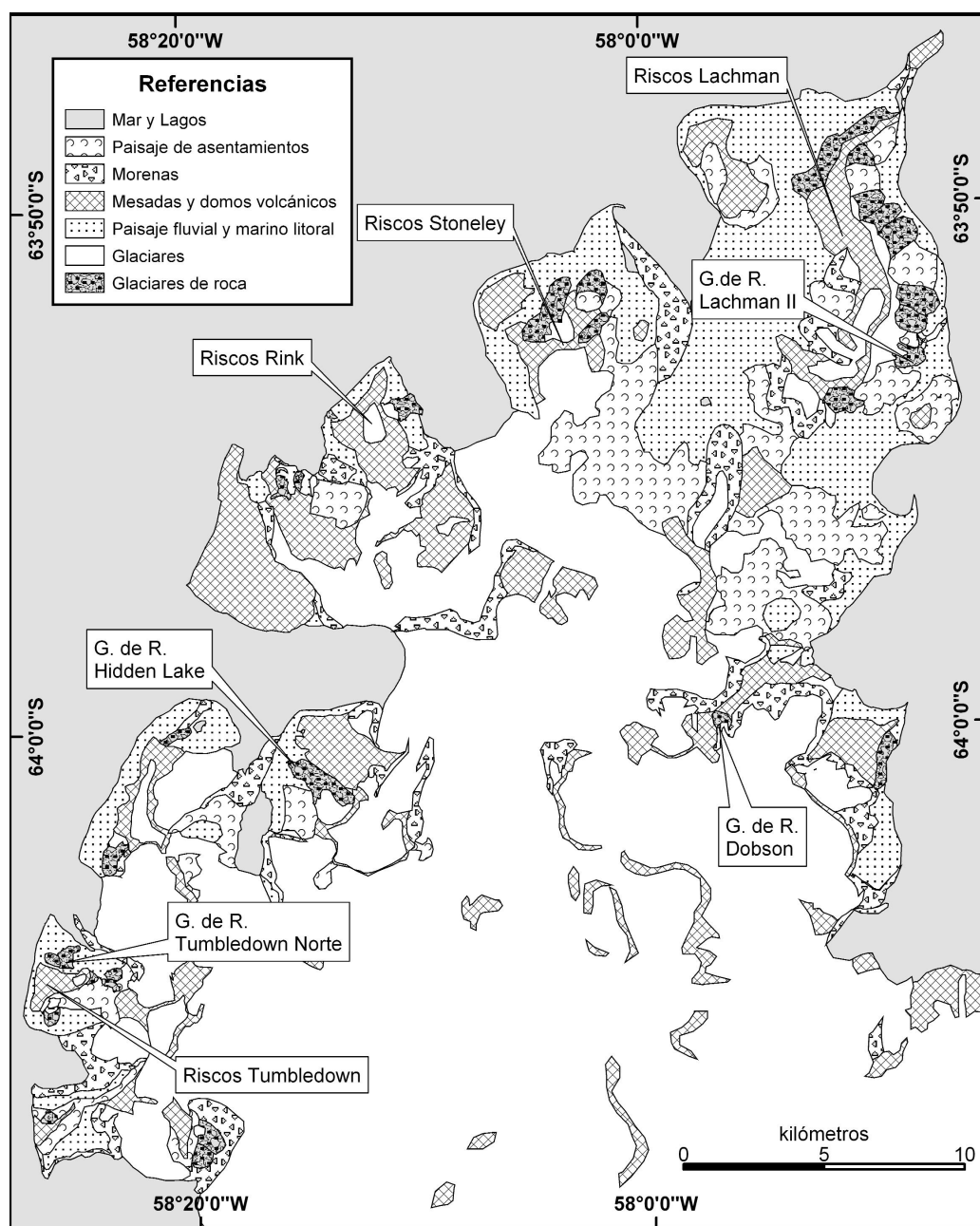
Los glaciares de roca se inician a cotas próximas al límite de equilibrio de los glaciares de menor envergadura, disponiéndose preferentemente en las caras más insoladas y a sotavento de los riscos. Es común la pre-

sencia de crestas transversales (crestas de presión) y longitudinales en sus superficies. En muchos casos se los observa atrincheros, surcados por chorrillos. Todos los glaciares de roca estudiados se hallan constituidos por una delgada capa de detritos, de término medio 0,3 a 1,0 m de espesor, dispuesta sobre un núcleo de hielo glaciar que se observa aflorando en sumideros y taludes laterales, o que se expresa a través de grietas que generan surcos rectilíneos en el detrito superficial. El espesor del núcleo de hielo es por lo general menor a los 80 metros. De existir actualmente glaciares en sus cabeceras, se hallan separados del glaciar de roca por una depresión profunda. El área de aporte de los detritos (pendientes rocosas y taludes) es por lo general pequeña en relación a la superficie de los glaciares de roca, lo cual está de acuerdo con el importante volumen de hielo que los constituye.

Los glaciares de roca que están siendo monitoreados por nuestro grupo de trabajo son: Lachman II, Dobson, Hidden Lake y Tumbledown Norte (Fig. 2). Dos de ellos, el Lachman II y el Tumbledown Norte responden a características ambientales iniciales algo diferentes.

### Glaciar de roca Lachman II

En el año 1990 se iniciaron estudios topográficos de detalle sobre el glaciar de roca Lachman II con miras a establecer su dinámica. El glaciar de roca se dispone al pie del lateral SE de los riscos Lachman (Fig. 2). Es el segundo contando desde el S y forma parte de un complejo sistema que comprende diversas geoformas que se hallan temporal y espacialmente interrelacionadas (Fig. 3). Se ubica valle abajo de una lengua glaciaría en franco retroceso y junto a ella forma parte de la zona de ablación de un glaciar reconstituido alimentado por avalanchas de hielo y nieve provenientes de una serie de pequeños casquetes situados en la cima de los riscos Lachman. El glaciar de roca posee 700 m de largo por 500 m de ancho, elevándose entre los 30 y 120 m s.n.m. Su frente se halla obstruido por una geoforma más antigua que se interpreta como un glaciar de roca inactivo.



**Figura 2:** Recorte simplificado y actualizado del mapa geomorfológico de la isla James Ross de Strelin y Malagnino (1992).

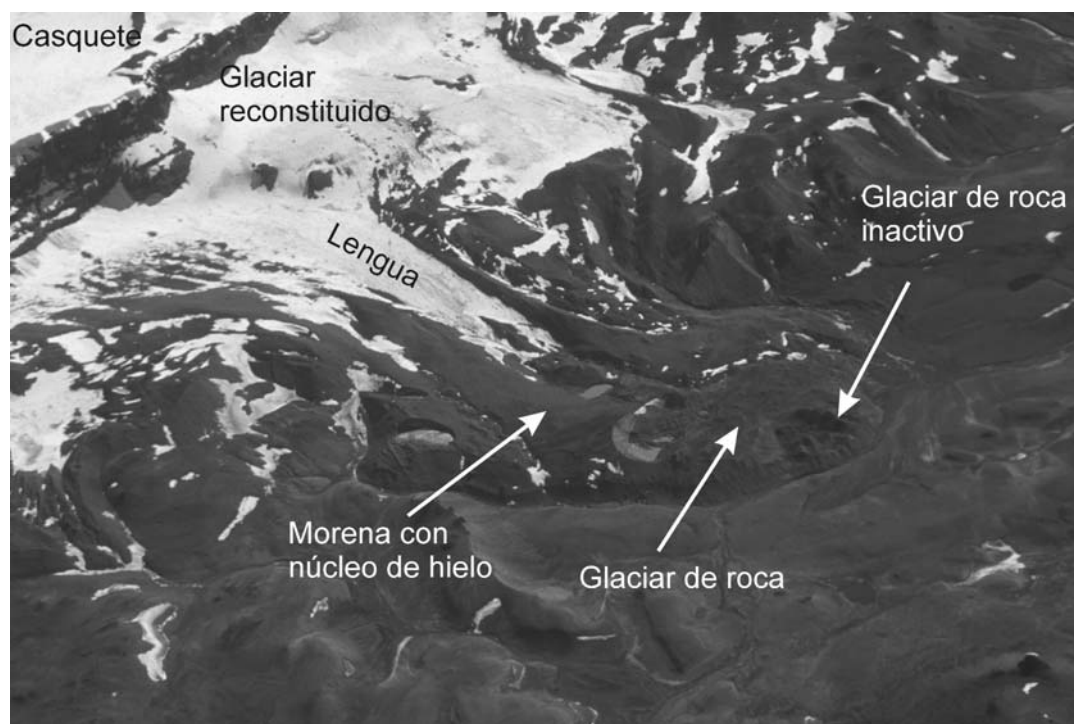
### Glaciar de roca Tumbledown Norte

Se trata de un glaciar de roca de origen glaciogénico (Strelin y Malagnino 1992), localizado en el extremo W de la isla James Ross, al pie del faldeo N de los riscos Tumbledown (Fig. 4). Lundqvist *et al.* (1995) lo consideran un lóbulo de protalus formado por aportes del talud. Esta dispar interpretación llevó a profundizar los estudios de esta geoforma determinándose, a través de afloramientos (Fig. 6) y perfiles de Ground Penetrating Radar, que posee un núcleo de

hielo glaciar, similar al del glaciar de roca Lachman II, completamente cubierto por detritos. Este glaciar de roca tiene unos 800 m de largo por 300 m de ancho y se extiende entre los 50 y 190 m s.n.m. Entre los veranos del 2001 y 2004 se determinaron sus velocidades de flujo que en la parte central alcanzan 0,16 m/año. El espesor de la capa de detritos varía entre 0,30 y 0,40 m en su parte superior, alcanzando el metro en el sector frontal. Los perfiles de Ground Penetrating Radar muestran que en sus cabeceras el núcleo de hielo del glaciar de

roca alcanza unos 45 m de espesor máximo. Es llamativo el desarrollo de crestas transversales cubriendo toda su superficie (Fig 4). Como en el caso del glaciar de roca Lachman II, este glaciar de roca también se encuentra parcialmente obstaculizado por otro más antiguo. La temperatura media anual del aire registrada para el período 2003 - 2005 en la estación 6, ubicada a cota 89 m sobre el frente del glaciar de roca, es de  $-6,2^{\circ}\text{C}$ .





**Figura 3:** Glaciar de roca Lachman II. Forma parte de un complejo sistema de geoformas (ablation complex de Johnson 1974) alimentado por un pequeño casquete glaciar y un glaciar reconstituido. El complejo de ablación comprende: una lengua glaciaria marginada por morenas con núcleo de hielo, el glaciar de roca propiamente dicho y un glaciar de roca inactivo.

**CUADRO 1:** Datos morfométricos y morfodinámicos obtenidos para el período 1992-2000 en el complejo de ablación que incluye al glaciar de roca Lachman II\*).

	Glaciar de roca inactivo		Glaciar de roca con núcleo de hielo		Morenas con núcleo de hielo		Lengua glaciar		Promedio del complejo de ablación	
	Flujo	Ablación.	Flujo	Ablación	Flujo	Ablación	Flujo	Ablación.	Flujo	Ablación
01/92 - 01/95 (m/año)	0,090	-0,002	0,131	-0,059	0,303	-0,222	1,400	-1,667	0,481	-0,488
01/95 - 01/97 (m/año)	0,120	-0,006	0,148	-0,046	0,375	-0,248	s/d	-1,500	s/d	-0,450
01/97 - 01/00 (m/año)	0,070	0,000	0,144	-0,051	0,288	-0,227	s/d	-1,417	s/d	-0,424
Inclinación media (°)	6,9		4,5		7,3		7,6		6,6	
espesores (m)*	39		62		58		68		57	
Espesor. de detritos (m)	>1,70		0,80 a 0,60		0,30 - 0,10		0,10 - 0,00		Aprox. 0,60	

\*) La temperatura del aire de la Estación Glaciar de Roca Lachman II (cota 80 m) es de  $-5.4^{\circ}\text{C}$  (series incompletas 1995 al 2001).

\*\*) Los espesores se obtuvieron indirectamente aplicando la fórmula propuesta por Lliboutry (1965), asumiendo que el flujo de este tipo de glaciares de roca responde a la deformación de hielo glaciar sin patinaje basal.

## GÉNESIS DE LOS GLACIARES DE ROCA

Los glaciares de roca de la isla James Ross requieren condiciones morfoestructurales y morfogenéticas particulares para su formación. Se destacan entre las primeras la presencia de mesadas lávicas y entre las segundas la preexistencia de pequeños glaciares politermales que, afectados por cambios en el clima (aridización), son cubiertos por detritos provenientes en gran medida de sus suelas, dando lugar a glaciares de roca.

**Mesadas lávicas:** Existe en la isla James Ross un paisaje de mesadas lávicas y domos

piroclásticos, que son remanentes erosivos de antiguos tablemountains y tuyas (Nelson, 1966) de edad miocena superior hasta pleistocena media. El descalce glaciar, la nivación y la crioclastación que afecta a estos antiguos aparatos volcánicos producen grandes volúmenes de detritos. Particularmente las mesadas lávicas ubicadas en el sector desvinculado de la calota del Monte Haddington resultan ser geoformas esenciales para la generación de los glaciares de roca, no solo por el aporte detrítico, sino también por su capacidad de sustentar pequeños casquetes de hielo que alimentan glaciares reconstituidos y por obrar como obstáculos contra el viento, privilegiando el

depósito de importantes volúmenes de nieve a sotavento (Fig. 5).

### **Glaciares reconstituidos y crioeolianitas:**

Un requisito importante para la formación de los glaciares de roca con núcleo de hielo estudiados en la isla James Ross es la existencia de cuerpos de hielo menores ubicados a cotas bajas. Esto resulta propio de los glaciares reconstituidos y de las crioeolianitas presentes en la isla. Los primeros son pequeños cuerpos de hielo situados preferentemente al pie de las mesetas volcánicas, alimentados por avalanchas de nieve y hielo provenientes de pequeñas calotas ubicadas en las partes elevadas de dichas mesetas (Fig. 3). Los segundos corresponden a acumula-

ciones de nieve a sotavento de las mesetas volcánicas y otros obstáculos acorde a los vientos dominantes de la región (Fig. 5). Ambos tipos de acumulaciones de nieve y hielo alcanzan el espesor (del orden de los 100 m) necesario para generar hielo glaciar con capacidad de flujo bajo condiciones politermales en su base.

Cabe destacar que existen en la isla James Ross casos mixtos en los cuales glaciares reconstituidos reciben una importante cuota de alimentación névea de origen eólico.

**Frente de regelación:** Chinn y Dillon (1987) y Strelin y Sone (1998) proponen mecanismos propios de glaciares politermales para el ascenso de detritos sub e intraglaciares a la superficie de los glaciares politermales y glaciares de roca presentes en la isla James Ross. En el caso que conduce a la formación de glaciares de roca el proceso se vería potenciado por la oscilación del frente de regelación (*freezing front* de Boulton 1979) del glaciar. En el caso de este tipo de glaciares politermales se asume que dicho frente de regelación se localiza normalmente en los sectores marginales de la lengua, donde el glaciar disminuye bruscamente su componente de flujo horizontal a favor de una marcadamente ascendente. Las causas son el autobloqueo del frente del glaciar producto del adelgazamiento y congelamiento de su suela, favorecido también por la condición rígida del hielo en su parte superior y menor pendiente del sustrato en dicho sector frontal. Se generan así una serie de zonas de cizalla que se inician en las proximidades o en la misma suela del glaciar y transportan el material morénico basal y englacial hacia la superficie. Se observó que en algunos casos, la estratificación en cubeta de origen eólico que poseen estos pequeños glaciares favorece y controla la formación de las zonas de cizalla. Este mecanismo se superpone al que da origen a la estructura interna normal de glaciares de valle propuesta por Hooke y Hudleston (1978) con láminas de flujo cóncavas hacia arriba (*nested spoons*) generadas a partir de la estructura sedimentaria original del hielo en su zona de acumulación y la deformación de la misma por flujo pendiente abajo.

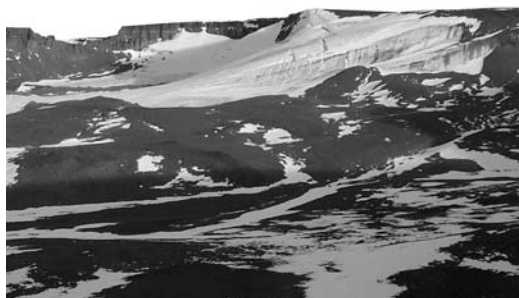
**Cambios climáticos:** La posición del frente de regelación y la zona asociada de emergencia de detritos fluctúan a lo largo de la

lengua del glaciar de acuerdo al balance de masa glaciario y a las condiciones climáticas imperantes (Boulton 1979). Vemos así (Fig. 7) que un aumento del espesor de hielo (balance de masa positivo) producirá un descenso del frente de regelación y zona de afloramiento de detritos hacia cotas bajas del glaciar. Contrariamente, ante un adelgazamiento del cuerpo de hielo (balance de masa negativo), el frente de regelación y zona de emergencia de detritos migrará a cotas más altas, ampliando notablemente la ex-

tensión de la capa de detritos que cubre al glaciar. Si este proceso se repite en varios ciclos con una continua disminución de las precipitaciones y/o lento aumento de la temperatura estival, el glaciar politermal irá cargándose de detritos sobre toda su superficie, los cuales, una vez alcanzado un espesor próximo al de la capa activa local, aislarán al hielo de las fluctuaciones climáticas estacionales. A partir de dicho momento el núcleo de hielo pasa a ser afectado únicamente por la deformación causada por su



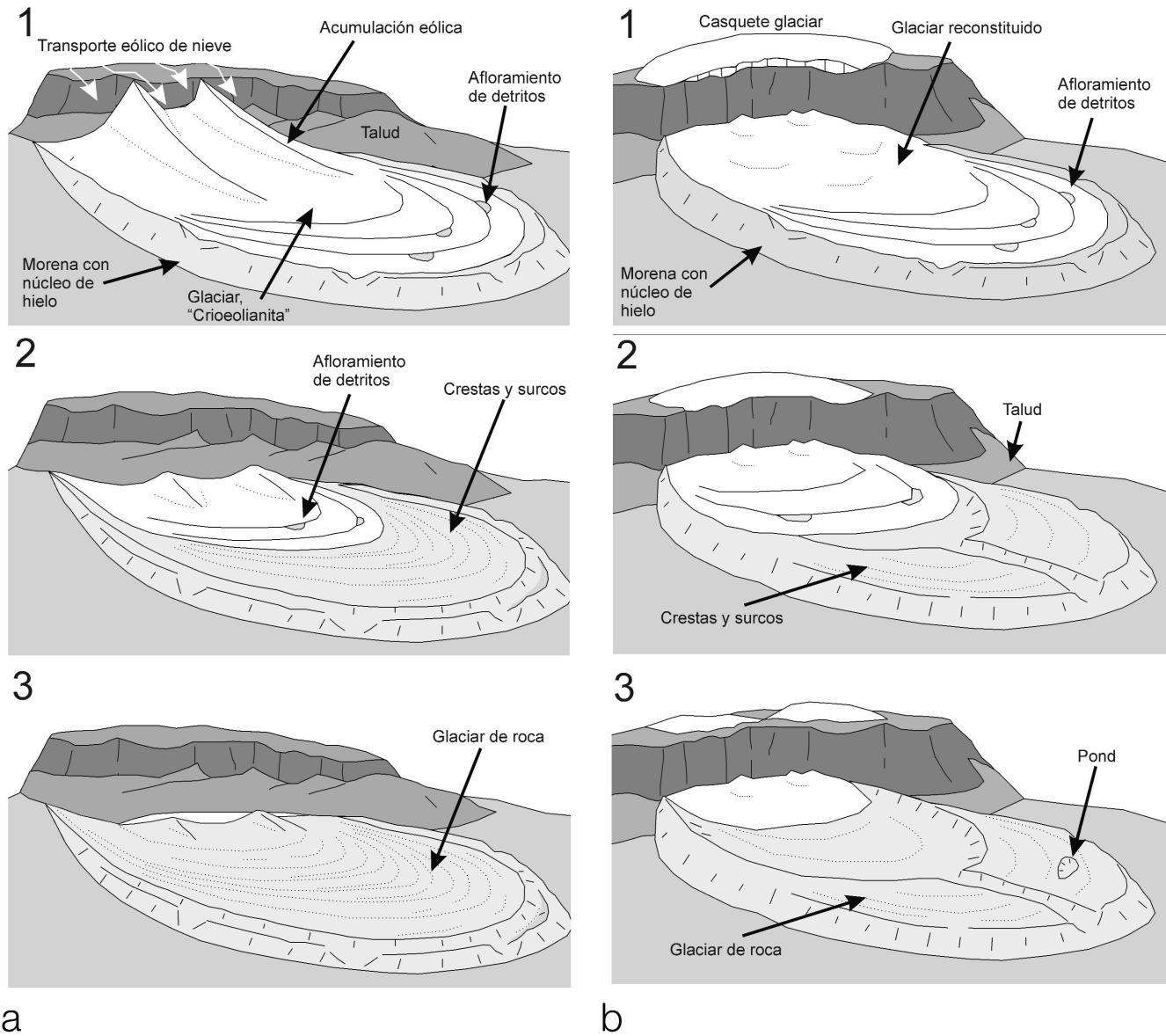
**Figura 4:** Glaciar de roca Tumbledown Norte. Posee un núcleo de hielo, siendo notorias las crestas transversales que se desarrollan en su porción media e inferior.



**Figura 5:** Crioeolianitas de los riscos Stoneley. El espesor máximo del cuerpo de hielo próximo al risco es de aproximadamente 150 metros.



**Figura 6:** Sector de afloramiento de detritos en las cabeceras del glaciar de roca Tumbledown Norte. La dirección de flujo del glaciar de roca es hacia la izquierda de la foto. La piqueta utilizada como escala tiene 0,8 m de largo.



**Figura 7:** Secuencia idealizada de formación de un glaciar de roca a partir de (a 1,2 y 3) una crioeolianita; (b 1,2 y3) un glaciar reconstituido. Nótese la variación de la posición de las zonas de afloramiento de detritos entre las etapas 1 y 2 deambos ejemplos (ver explicación en el texto).

propio peso y el del detrito que lo cubre. Estos importantes cambios morfodinámicos y de las condiciones térmicas del glaciar dan paso a una nueva geoforma, muy distinta al glaciar politermal original, correspondiente a un glaciar de roca con núcleo de hielo.

En el caso de los glaciares de roca vinculados a glaciares reconstituidos, la disminución de su capacidad de recarga de nieve y hielo se debe a un aumento de la temperatura estival y/o disminución de la acumulación nívea en las calotas que cubren los riscos, mientras que en el caso de las crioeolia-

nitas sus balances de masa son más influenciados por los cambios de intensidad y dirección del viento. En este último caso juega también un papel importante la existencia de extensas áreas de acumulación y transporte eólico de nieve a barlovento del sitio de generación de la crioeolianita. En tal sentido el marcado retroceso verificado actualmente en muchas de esta geoformas, ubicadas al W de la isla James Ross, podría relacionarse con la reciente desaparición de una barrera de hielo que conectaba el SW de la isla con la Península Antártica.

De ser marcados los cambios climáticos,

por ejemplo ante un importante calentamiento climático, no se produciría la fluctuación del frente de regelación que posibilita la acumulación de detritos en la superficie del glaciar politermal. En su lugar el glaciar retrocedería bruscamente abandonando morenas con núcleo de hielo en su frente.

Por otro lado, si el importante calentamiento climático ocurre una vez formado el glaciar de roca, esto ocasionaría el colapso de la geoforma tal como se está verificando actualmente en el glaciar de roca Lachman II. El importante aumento de la temperatu-



ra estival de los últimos 15 años está favoreciendo el crecimiento radial de sumideros ocupados por pequeños cuerpos de agua (*ponds*) irregularmente distribuidos sobre el glaciar de roca. Originalmente los laterales de estos pequeños lagos se hallaban tapizados por detritos que aislaban térmicamente al núcleo glaciar del aire y agua. Sin embargo actualmente el hielo quedó expuesto acelerándose su ablación.

Finalmente, balances de masa altamente positivos llevarían a un descenso de la línea de equilibrio ocasionando el reestablecimiento de un régimen glaciario y la consecuente desaparición del glaciar de roca.

## EDAD DE LOS GLACIARES DE ROCA

En forma tentativa se asigna la formación de los glaciares de roca activos y algunas morenas con núcleo de hielo de la isla James Ross a la lenta ablación post pequeña edad de hielo tardía (en el sentido de Clapperton y Sugden 1988) acaecida hace 400 a 250 años radiocarbono antes del presente.

## CONCLUSIONES

El origen de los glaciares de roca (*sensu stricto* en el sentido Hamilton y Whaley 1995) de la isla James Ross requiere la convergencia de una serie de factores entre los que resultan fundamentales:

- 1) La existencia de una estructura geológica apropiada dada en este caso por las mesadas basálticas,
- 2) La génesis de pequeños glaciares en niveles topográficos bajos, sensibles a leves cambios climáticos,
- 3) Condiciones climáticas propicias para la génesis de glaciares politermales, sujetos a procesos de regelación en su suela y
- 4) Un cambio climático regional con aumento gradual de la temperatura del aire, disminución de la precipitación y/o variación de la dirección o intensidad de los vientos dominantes del SW.

## AGRADECIMIENTOS

Los Autores agradecen al Instituto Antártico Argentino, la Fuerza Aérea Argentina, y al personal de la Estación Científica Vi-

cecomodoro Marámbio el apoyo recibido durante el desarrollo de los trabajos de campo. Igualmente destacamos el apoyo y asistencia en terreno brindado por el Sr. Alvar Sobral. (Centro Austral de Investigaciones Científicas). El presente trabajo es parte del proyecto PICTO 2002 07-11573 IAA-ANPCyT y se enmarca en el Convenio de Colaboración Recíproca suscripto entre la Universidad Nacional de Córdoba y la Dirección Nacional del Antártico.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barsch, D. 1996. Rock-glaciers. En Douglas, I. y Tempe, M. (eds.) Springer, 331 p., Berlin.
- Boulton, G.S. 1979. Processes of glacier erosion different substrata. *Journal of Glaciology* 89: 15-38.
- Capps, S.R. 1910. Rock glaciers in Alaska, *Journal of Geology* 18: 359-375.
- Chinn, T.J.H. y Dillon, A. 1987. Observation on a debris-covered polar glacier "Whisky Glacier", James Ross Island, Antarctic Peninsula, Antarctica. *Journal of Glaciology* 33: 300-310.
- Clapperton, Ch.M. Sugden, D.E. 1988. Holocene Glacier Fluctuation in South America and Antarctica. *Quaternary Science Reviews* 7: 185-198.
- Corte, A.E. 1976. Rock glaciers. *Biuletyn Peryglacialny* 26: 175-197.
- Fukuda, M., Strelin, J.A., Shimokawa, K. Takahashi, N., Sone, T. y Trombotto, D. 1992. Permafrost occurrence of Seymour Island and James Ross Island, Antarctic Peninsula region. En Yoshida *et al.* (eds.) *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, 745-750, Japan.
- Hamilton, S.J. y Whalley, W.B. 1995. Rock glacier nomenclature: A reassessment. *Geomorphology* 14: 73-80.
- Harris, S. 1981. Distribution of active glaciers and rock glaciers compared to the distribution of permafrost landforms, based on freezing and thawing indices. *Canadian Journal of Earth Science* 18: 376-381.
- Hooke, R.L. y Hudleston P.J. 1978. Origin of foliation in glaciers. *Journal of Glaciology* 20 (83): 285-299.
- Johnson, P.G. 1974. Mass movement of ablation complexes and their relationship to rock glaciers., *Geographic Annals* 56A, 101 p.
- Lliboutry, L. 1965. *Traité de Glaciologie*, 2. Masson & Cie., 1040 p., Paris.

- Lundqvist, J., Lilliesköld, M. y Östmark, K. 1995. Glacial and periglacial deposits of Tumbledown Cliffs area, James Ross Island, West Antarctica, *Geomorphology* 11: 205-214.
- Nelson, P.H.H. 1966. The James Ross Island Volcanic Group of north-east Graham Land. British Antarctic Survey, Scientific Report 54, 62 p.
- Outcalt, S.I. y Benedict, J.B. 1965. Photo interpretation of two types of rock glaciers in the Colorado Front Range, U.S.A. *Journal of Glaciology* 5(42): 849-856.
- Potter, N. 1972. Ice-cored rock glacier, Galena Creek, northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin* 83: 3025-3057.
- Strelin, J.A. y Malagnino, E.C. 1992. Geomorfología de la isla James Ross. En Rinaldi, C.A. (ed.) *Geología de la Isla James, Antártida*, Instituto Antártico Argentino, 7-36, Buenos Aires.
- Strelin, J.A. y Sone, T. 1998. Rock glaciers on James Ross Island, Antarctica. En Lewkowicz, A.G. y Allard, M. (eds.) *Permafrost, Collection Nordicana University Laval*, 7th. International Permafrost Conference, Proceedings 1027-1032, Quebec.
- Strelin, J.A., Sone, T., Mori, J., Torielli, C.A. y Nakamura, T. 2006. New Data Related to Holocene Landform Development and Climatic Change from James Ross Island, Antarctic Peninsula. En Fütterer, D.K., Damaske, D., Kleinschmidt, G., Miller, H. y Tessensohn, F. (eds.) *Antarctica: Contributions to global earth sciences*. Springer-Verlag, 453-458, Berlin Heidelberg New York.
- Wahrhaftig, C. y Cox, A. 1959. Rock glaciers in the Alaska Range. *Geological Society of America Bulletin* 70, 383-436.
- Washburn, A. L. 1979. *Geocryology: A Survey of Periglacial Processes and Environments*, Arnold, London.
- Whalley, W.B. y Martin, H.E. 1992. Rock glaciers, II, Model and mechanisms. *Progress in Physical Geography* 16: 127- 186.
- Whalley, W.B. y Azizi, F. 2003. Rock glaciers and protalus landforms: Analogous forms and ice sources on Earth and Mars. *Journal of Geophysical Research* E4, 8032 (DOI: 10.1029/2002JE001864).

Recibido: 23 de noviembre, 2006

Aceptado: 7 de julio, 2007