



**Talus flatirons en la Isla Seymour (Mar de Weddel, Antártida).
Consideraciones sobre su génesis**

*Talus flatirons on Seymour Island (Weddell Sea, Antarctica).
Considerations about their genesis*

Gutiérrez, M. ⁽¹⁾, Nozal, F. ⁽²⁾ y Montes, M.J. ⁽²⁾

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. 50009, Zaragoza, España.
mgelorza@unizar.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, 23. 28003, Madrid, España.

Resumen

En el sector NE de la Isla Seymour (Marambio) se localizan *talus flatirons*, que denuncian etapas anteriores de evolución de las laderas. Estas morfologías llevan implícito la actuación de una etapa de predominio de la acumulación de ladera, seguida en el tiempo por la superación de un umbral que conduce a un periodo de supremacía de la incisión. Se estima que este umbral se desencadena por un reajuste glacioisostático o por un cambio climático. En el primer caso, se rejuvenece el gradiente de la red fluvial, reactivándose la progresiva erosión de las laderas y en el fondo de los *gullies* se supera el umbral de fuerza tractiva, produciéndose la incisión del fondo. La hipótesis del cambio climático supone un calentamiento en el que el deshielo de la capa activa alcanza una mayor profundidad, se incrementa la escorrentía y la carga de fondo hasta sustituir la acumulación de las laderas por un periodo de encajamiento, resultante de la superación de la fuerza tractiva.

Palabras clave: Antártida, Isla de Seymour, talus flatirons, evolución de laderas.

Abstract

Talus flatirons are located to the NE of Seymour Island (Marambio, Antarctica) and show previous stages of slope evolution. Those morphologies imply a phase where slope accumulation dominated followed by the system overcoming a threshold that led to an incision period. It is estimated that this threshold was triggered by a glacioisostatic readjustment or/and by a climatic change. On the first one fluvial network gradient is rejuvenated, reactivating slope erosion. On the valley bottom tractive forces thresholds are overpassed,



provoking incision. Climatic change hypothesis implies a warming where thawing of the active layer reaches greater depths, increasing runoff and bedload up to changing slope accumulation by downcutting.

Keywords: Antártica, Seymour Island, talus flatiron, slope evolution.

1. Introducción

Las laderas en ambientes periglaciares se desarrollan en condiciones muy distintas de temperatura, humedad, litología y cubierta de vegetación. Las laderas periglaciares han sido estudiadas para conocer los procesos que actúan en las mismas con magnitudes y frecuencias variables, tales como la crioclastia, *creep* de helada y solifluxión. Igualmente, mediante los registros de estaciones experimentales, se conocen las tasas de denudación para tiempos recientes. También existe un buen conocimiento de las morfologías originadas por la actividad de los procesos geomorfológicos (Washburn, 1979, entre otros), así como las formas típicas de las laderas actuales en ambientes periglaciares (Jahn, 1975; French, 2007). Sin embargo, se tiene escaso conocimiento de la evolución a largo plazo sufrida por las laderas en los medios periglaciares (Carson y Kirkby, 1972). Para un conocimiento adecuado de esta evolución se deben estudiar los restos que denuncien la morfogénesis de las laderas periglaciares en épocas pasadas y parece que los testigos de estas huellas no son abundantes. El testimonio más fehaciente que nos indica pruebas claras de la evolución de las laderas lo constituyen los restos de paleoladeras, denominadas *dreickshänge* (Büdel, 1970, 1977) y laderas tripartitas y facetas triangulares de ladera por los traductores del libro de Büdel. Estos restos de paleoladeras fueron descritos por primera vez en ambientes periglaciares al SE de Spitzbergen, región polar septentrional (latitud 78-80° N). También Wirthmann

(1964) efectúa observaciones parecidas en la misma región de Spitzbergen. Koons (1955) describió este tipo de laderas relictas en los desiertos cálidos del SW de los Estados Unidos y las denominó “talus flatirons”. Gutiérrez (2004) analiza y describe los *flatirons*.

2. Situación y datos climáticos

La isla Seymour forma parte del denominado grupo de islas James Ross, situadas en el mar de Weddell a unos 100 km al SE del extremo septentrional de la península Antártica, localizándose a una latitud y longitud medias de 64° 14' S y 56° 43' W. La isla tiene una superficie aproximada de 100 km² (Fig. 1).

El clima en el sector noreste de la península Antártica es subpolar semiárido con

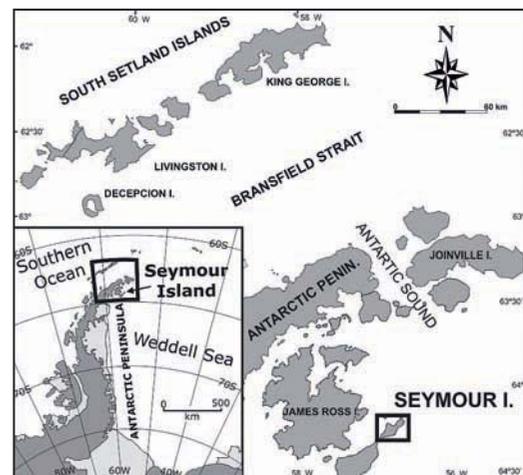


Figura 1. Mapa de situación de la zona de estudio.
Figure 1: Geographic map of the studied zone.

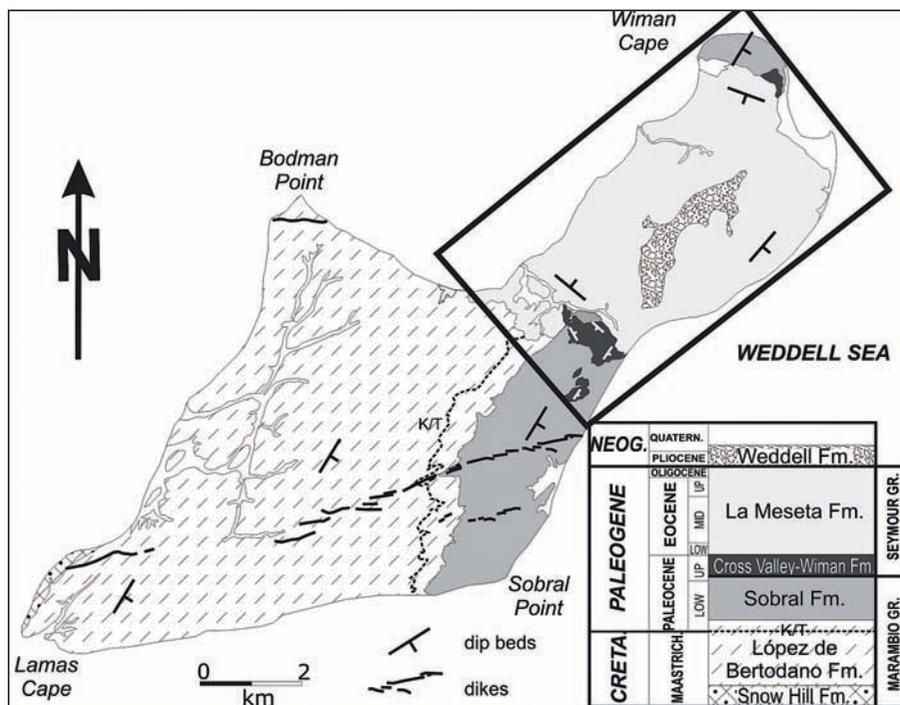


Figura 2. Mapa geológico de la Isla de Seymour.
 Figure 2. Geological map of Seymour Island.

temperaturas medias anuales que oscilan entre -5°C y -10°C (Reynolds, 1981). En la isla y según la zona (Servicio Meteorológico Nacional Argentino, periodo 1971-1990), las temperaturas suelen oscilar en verano entre 0°C y $-4,2^{\circ}\text{C}$, mientras que en invierno lo hacen entre -11°C y -19°C . Las precipitaciones no superan los 250 mm anuales, de los que un máximo del 20% es en forma líquida. Los vientos dominantes son del sector S y SO, registrándose también fuertes vientos de tipo catabático provenientes del sector ONO.

Las características morfológicas generales de la isla de Seymour fueron expuestas someramente por Rinaldi et al. (1978), reconociendo los siguientes ambientes mayores: un sector de relieve aplanado, situado al noreste; un sector de “relieve muy elaborado” al suroeste y el sector de las quebradas (valles) Díaz y Turco, una zona deprimida (Cross Valley) que separa las anteriores; más

recientemente Nozal et al. (2007) analizan y clasifican el relieve de la isla. Gazdzicki et al. (2004), también describen estos depósitos que recubren la meseta, denominándolos formalmente como Fm. “Weddell Sea”, dándole como post-Plioceno Superior y atribuyéndola un origen glaciar continental.

Durante los veranos australes de los años 2006-2008 se han realizado campañas de investigación y toma de datos para la realización, entre otros, de los mapas geológico y geomorfológico a escala 1:10.000 de la isla Seymour (Montes et al., 2007 y Nozal et al., 2007).

3. Substrato geológico y rasgos geomorfológicos

Montes et al. (2007) diferenciaron dos grandes dominios (Fig. 2). Por un lado, el mayor de ellos, que comprende todo el sector su-

roeste de la isla, está constituido por una potente sucesión clástica marina de lutitas, limolitas y areniscas a techo de cerca de 1.700 m de espesor. Presenta rumbos NNE-SSO y buzamientos suaves entre 10°-15° al Este, y que comprende las Fms. Snow Hill Island, López de Bertodano y Sobral, de edad Cretácico superior-Paleoceno, pertenecientes al Grupo Marambio. El otro dominio ocupa el sector nororiental de la isla. Corresponde a las Fms. Cross Valley-Wiman (Montes et al., 2007) y La Meseta (Elliot y Trautman, 1982), ambas pertenecientes al Grupo Seymour y de edad Paleoceno superior y Eoceno-Oligoceno inferior, respectivamente. Ambas formaciones representan secuencias detríticas marinas.

Los sedimentos de la Fm. La Meseta son los que ocupan mayoritariamente el sector noroeste y afloran a lo largo de las empinadas laderas. Corresponden a un conjunto complejo 250 m. de potencia constituido por brechas olistostrómicas, limolitas y arenis-

cas del Eoceno. La Fm. La Meseta muestra una disposición general monoclinal buzando suavemente (<10°) al SE.

Uno de los rasgos morfológicos más significativo de esta isla con respecto a las otras grandes islas cercanas es que carece de cubierta glaciaria y que los heleros señalados en la topografía (USGS, 1995; escala 1:10.000) prácticamente han desaparecido. Sin embargo, la isla Seymour se halla en zona de suelo congelado perenne y continuo (permafrost o pergelisol) con espesores de entre 180-200 m (Fukuda et al., 1992); por tanto, desde el punto de vista morfodinámico, la isla está bajo el dominio periglaciario. Durante el invierno, el suelo está cubierto de nieve y congelado hasta la superficie, pero en el verano la capa más superficial del terreno se funde, constituyendo la capa activa o "mollisol".

Generalmente el deshielo estacional comienza en noviembre, coincidiendo con la

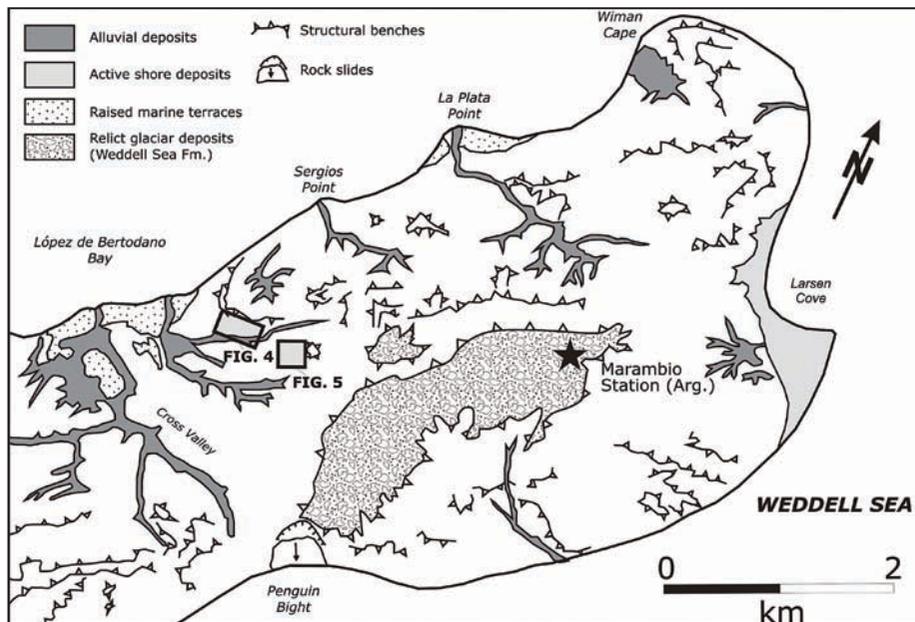


Figura 3. Mapa geomorfológico de la Isla de Seymour.
 Figure 3. Geomorphological map of NE Seymour Island.

fusión de las acumulaciones nivales invernales y se prolonga hasta finales de febrero. El espesor de esta capa activa es muy variable y su máximo se observa en las laderas suaves del norte y noroeste y en replanos de terrazas marinas (Ermolin y De Angelis, 2002). Se han medido valores que oscilan entre 0,3 m y 2,1 m de profundidad, que pueden dar lugar a la presencia de un incipiente acuífero por encima del permafrost (Silva Busso et al., 2000; Silva Busso, 2004). La escorrentía está relacionada con el deshielo de la capa activa del permafrost. Sin embargo, en otras muchas zonas, como en valles asimétricos o donde existen nichos de nivación, es evidente que la escorrentía superficial se produce fundamentalmente a partir de la fusión de la nieve contenida en ellos.

La superficie culminante de la meseta del NE de la isla conforma el relieve más alto, con alturas cercanas a los 200 m, y aparece recubierta por los depósitos superficiales de origen glaciar de la Fm. Weddell Sea, de edad Plio-Cuaternaria. Estos depósitos nos indican el importante ascenso por recuperación isostática, asociada a deformación plástica dentro de la astenosfera, posterior a la fusión de la cubierta glaciar. El relieve actual de la isla podemos considerar que se ha venido elaborando a partir de dicha superficie somital de la meseta, que actualmente tiene el carácter de relieve residual. Por consiguiente, la morfología actual es el resultado de la actuación de los importantes procesos erosivos que durante el Cuaternario han venido ejerciendo fundamentalmente la morfogénesis fluvial y litoral, con las peculiaridades propias del dominio periglacial existente. Los procesos geomorfológicos han actuado sobre un substrato detrítico, en general bastante homogéneo y deleznable, y con disposición monocinal, inclinada suavemente hacia el este. Los relieves estructurales son del tipo cuesta, cuyos frentes corresponden a laderas com-

plejas en los que aparecen varios escalonamientos (Fig. 3).

La morfogénesis fluvial, a pesar de su limitado periodo de actuación, es el principal agente modelador de la isla, no sólo por su capacidad erosiva y de evacuación, sino también porque se desarrolla ampliamente por casi toda su superficie. En los tramos bajos, los canales son de tipo trenzado con relación anchura/profundidad alta, escorrentía estacional baja y muy variable, incluso a lo largo del día, en función de la temperatura y la insolación (Silva Busso et al., 2000).

El nivel del mar, como nivel de base del drenaje, ejerce el control directo del mismo. Gran parte de la línea de costa de la isla presenta un perfil acantilado, con valles colgados por el rápido levantamiento. Hay también determinados sectores modelados por procesos deposicionales, siempre en relación con aportes fluvio-deltaicos y corrientes de deriva/oleaje, como en la Caleta Larsen en la costa nororiental y la Bahía Fósil en la suroccidental. Se reconocen igualmente en determinados sectores de la costa occidental tres superficies de arrasamiento o terrazas marinas antiguas (*raised terraces*), con escaso depósito.

Junto a estas morfogénesis actúa también el sistema nival-periglacial, al que se asocia la presencia del permafrost y el principal generador de gelifracción sobre los demás procesos de ataque de las rocas, especialmente en los nichos de nivación y en los termocircos, y también como fuente de escorrentía superficial resultante de la fusión de dichas acumulaciones, junto con la combinación de procesos gravitacionales que modelan las laderas: geliflujión, criopedimentación, deslizamientos, etc. En estas laderas se han desarrollado talus flatirons al NE de la isla (Nozal et al., 2008).

La actividad eólica es también evidente, no solo por las pequeñas acumulaciones nivo-eólicas y la presencia de pavimentos, en algunos casos con ventifactos, sino también porque depresiones eólicas son el origen de pequeños lagos. Sin embargo, es importante tener esto en cuenta puesto que el volumen total de material erosionado por deflación que se pierde en el mar es alto. Según Ermolin y De Angelis (2002), este volumen supone anualmente 15.000 toneladas métricas.

4. Facetas triangulares de ladera

Las facetas triangulares de ladera (*talus flatirons*) están constituidas por acumulaciones de ladera relictas y su separación está producida por la incisión de los *gullies* en la

parte media de la ladera, donde confluyen los *rills* tributarios (Büdel, 1970, 1977) (Fig. 4). Los regueros se unen en la ladera media a *gullies* ampliamente espaciados y generan segmentos de la misma sin erosionar, que se denominan laderas tripartitas o talus flatirons. Una vez producida la incisión y generadas las facetas, los *gullies* discurren hacia las partes bajas donde depositan su carga bajo la forma de abanicos aluviales donde es evacuada por los cauces fluviales. Whirthmann (1964), en sus estudios de Spitzbergen señala que cuando las facetas están claramente aisladas y disectadas se forma una ladera bipartita. Al quedar aislados los talus flatirons, cada faceta se comporta como un relieve aislado, que funciona independientemente de las partes superiores de las laderas. Los talus flatirons se degradan paulatinamente, suministrando



Figura 4. Vista desde el oeste de los *talus* y *pediment flatirons* al NE de la Isla de Seymour, profundamente afectados por una red de *gullies* que fluyen a un pequeño río localizado en el margen inferior izquierdo. Al fondo, la Bahía López de Bertodano. Foto: F. Nozal, 17 de Enero de 2006.

Figure 4. Western view of the talus and pediment flatirons in the NE sector of Seymour Island, deeply affected by a gully network flowing into a small river, located to the left lower margin. In the background the López de Bertodano Bay. Photo: F. Nozal. Date: 17th of January 2006.



Figura 5. Vista desde el SSE de las facetas triangulares de ladera en un *butte* al NE de la Isla de Seymour. En primer plano, pavimento resultante de la acción eólica, y al fondo procesos de *gullying* y escarpes de cuestras. Foto: F. Nozal, 17 de Enero de 2006.

Figure 5. Southern view of the triangular slope facets in a butte on the NE of Seymour Island. The pavement in the foreground is a result of aeolian action. A cuesta scarp and gullies can be seen in the background. Photo: F. Nozal. Date: 17th of January 2006.

sedimentos desde las partes altas de la faceta hacia lugares más bajos. Estas formas relictas no son muy frecuentes a nivel global y esto se debe a que se localizan preferentemente en formaciones estratificadas con disposición horizontal (mesas y plataformas) o débilmente inclinadas (cuestas), en las que la cornisa, constituida por materiales resistentes, se superpone a materiales fácilmente erosionables que pueden ser evacuados rápidamente por los procesos de incisión.

En la Isla de Marambio, la mayor parte de las facetas triangulares de ladera se localizan a lo largo del escarpe occidental de la Formación La Meseta (Fig. 3). Tienen en planta una morfología triangular y solo se reconoce un único nivel de facetas (Fig. 4). Las facetas están cubiertas por detritos hetero-

métricos que se apoyan sobre un sustrato detrítico fino del Eoceno de la Fm. La Meseta, siendo su potencia inferior a un metro. La superficie de estas paleoladeras está constituida por un pavimento con cantos eolizados que indican la intensa actividad eólica reinante en esta región. La continua deflación de las partículas finas lleva consigo un rebajamiento superficial, que prácticamente cesa cuando la densidad de cantos en superficie es elevada (Fig. 4). Las facetas son paralelas al escarpe de la cuesta e indican un retroceso paralelo a la misma. Las laderas de estas facetas son cóncavas y presentan ápices orientados hacia el escarpe y una pendiente de unos 20°, que hacia las partes más bajas declinan su ángulo y se convierten en *pediment flatirons* con ángulos distales próximos a la horizontal (Fig. 5).

5. Evolución geomorfológica y origen de los talus flatirons

El elemento morfológico más antiguo de la Isla Seymour se reconoce en el sector septentrional de la isla y corresponde a la superficie somital de La Meseta, con los depósitos glaciomarinos que la recubren, estratigráficamente denominados como Formación Weddell Sea. Se trata de depósitos clásticos heterométricos con desgaste variable en los que se reconocen colonias de briozoos, que se apoyan sobre una superficie aplanada. Estos depósitos se han interpretado como un *till* de fondo reelaborado por acción marina en una plataforma de abrasión. En la actualidad no existe hielo glaciar en la Isla de Marambio y únicamente se reconocen acumulaciones de nieve. En la Península Antártica, se estima que a los 6 ky BP (Slaymaker y Kelly, 2007) se completa la transición de la condición glaciar a interglaciar, que puede caracterizarse por una configuración del hielo muy similar a la actual. Este momento corresponde con una fase de alto nivel del mar (*highstand*) (Roberts, 1989). Las interpretaciones paleoclimáticas obtenidas de sedimentos lacustres y acumulaciones de musgo sugieren la existencia de un óptimo climático alrededor de 4-3 ky BP (Ingólfsson et al., 2003), aunque posteriormente hubo otra etapa de enfriamiento. Con posterioridad a la retirada de los hielos, tiene lugar un importante levantamiento glacioisostático (Andrews, 1970), que elevaría a una altura de unos 200 m los depósitos de la Fm. Weddell Sea. La depresión de la litosfera generada por el peso del hielo se recuperó por rebote elástico como resultado de la desaparición de este hielo. Este rebote elástico por glacioisostasia debe seguir actuando, y se deduce de los niveles de playa levantados a mucha menor altura (+12-20 m, +8-10 m y +4-5 m) identificados en varios lugares a lo largo de la costa oeste de la isla.

Después del establecimiento de este contraste del relieve se desencadena una importante acción erosiva. En la actualidad, se reconocen en la región NE de la isla laderas tripartitas (Fig. 4). Las laderas más recientes están cubiertas de debris que en su parte superior enlazan o se superponen a las cornisas de la cuesta (Fig. 4). A su vez, estas últimas están profundamente disectadas por una red de *rills* y *gullies* (Figs. 4 y 5).

Las laderas evolucionan por procesos de movimientos de masas incluyendo *creep* de helada, soliflucción o geliflucción (Baulig, 1957), lavado de ladera (*sloperwash*) (Lewkowicz, 1988), *debris flow and slush-flow*, mientras que los deslizamientos implican roturas y deslizamientos del suelo. También hay que tener en cuenta la caída de rocas y avalanchas (French, 2007). Durante la larga temporada invernal el *permafrost* se desarrolla desde la superficie del terreno e incluso ésta aparece protegida en muchos casos por una cubierta de nieve, por lo que los procesos erosivos son inexistentes. Sin embargo, durante el corto verano austral, el hielo contenido en la capa más superficial del *permafrost* se funde, generándose la capa activa que suministra agua a los detritos.

Las laderas durante el verano funcionan por geliflucción como consecuencia de la fusión del hielo del *permafrost*. También el deshielo libera agua de la nieve, principalmente en los neveros, y los suelos se saturan de agua, alcanzando una gran plasticidad dando lugar en ocasiones a movimientos de masa, tales como *debris slide* y *debris flow*. Hacia finales del verano, la geliflucción es el principal agente de transporte. Cuando tienen lugar las precipitaciones de tipo convectivo (tormentas), grandes cantidades de agua son aportadas a la capa impermeable del *permafrost* y se generan movimientos de masa tipo *debris slides* y *debris flows*

(Thieding y Lehmann, 1973), mientras que en suelos limosos se originan rápidos flujos de tipo *mudflow* y *flow slides*. El transporte de material meteorizado tiene lugar por escorrentía superficial y sub-superficial en forma de solutos (Young, 1972). La geliflujión en climas periglaciares áridos, como el de la Isla de Seymour, debe ser muy lenta (Biro, 1960), por el menor aporte de precipitación al sistema. En la parte superior de la ladera, la unión de pequeños regueros conduce a la formación de *gullies* que se espacian ampliamente e inciden profundamente en la capa activa, generando segmentos en la ladera media que se denominan “facetas triangulares de ladera” o “laderas tripartitas” (Büdel, 1970, 1977). Éstas no se ven afectadas con posterioridad por la fuerte incisión de las laderas superiores y funcionan con total independencia. Por ello las facetas triangulares de ladera se deben considerar como formas de relieve preexistente. Los procesos activos en la actualidad no han creado estas morfologías (Büdel, 1970, 1977).

La mayor parte de los sedimentos se transportan por aguas de fusión (Lewkowicz, 1988), por lo que la red de drenaje alcanza su máximo en los meses estivales. La movilización de los sedimentos en estos ambientes periglaciares se produce por transporte en disolución, suspensión y carga de fondo. Las fuentes son la meteorización y procesos de *mass-wasting*, que movilizan el material hacia los canales fluviales (French, 2007). La incisión mecánica está favorecida por la fusión de la capa activa y cuando la fuerza tractiva en los canales supera el umbral de los valores de la resistencia del fondo de los mismos, comienza la incisión de los *gullies*; pero este umbral depende de varios factores y cada uno tiene su propio umbral (Graf, 1979).

La escasa escorrentía superficial no permite la movilización de los materiales más grue-

sos, cantos y bloques procedentes tanto del *till* que cubre la meseta, como de las concreciones del sustrato eoceno, acumulándose todos ellos en el fondo de los *gullies*. El sedimento fino es arrastrado, dando lugar a una apreciable incisión vertical en los mismos, siendo transportado y/o depositado aguas abajo, en los amplios canales *braided*.

Estimamos que la superación del umbral o valor crítico de la fuerza tractiva se puede originar por descenso del nivel del mar o elevación de la isla (reajuste glacioisostático) o también por cambio climático. En el primer caso, se rejuvenece la red fluvial, reactivándose la progresiva denudación de las laderas y en el fondo de los *gullies* se alcanza el umbral de fuerza tractiva. Por consiguiente, los canales en su evolución presentan periodos de equilibrio dinámico separados por episodios de inestabilidad (Schumm, 1973). Los canales inciden muy rápidamente en paralelo al reajuste glacioisostático (Büdel, 1977) y quedan restos de depósitos de las antiguas laderas, que son los *talus flatirons*. La hipótesis de cambio climático para explicar el origen de estas morfologías se fundamenta en un calentamiento generalizado en el que el deshielo de la capa activa alcanza una mayor profundidad, incrementándose la escorrentía y la carga de fondo hasta sustituir la acumulación de las laderas por un periodo de encajamiento, resultante de sobrepasar el umbral de fuerza tractiva. Como consecuencia, quedan colgados restos de los depósitos de ladera precedente en forma de *talus flatirons*. Sin embargo, el calentamiento global implica un aumento del nivel del mar y, por consiguiente, una elevación del nivel de base.

El origen supuesto de reajuste glacioisostático puede estar en relación con la presencia de los niveles de playas levantadas de la isla (12-20 m, 8-10 m y 4-5 m). Esta última explicación no invalida el cambio climático, ya

que la actuación del mismo puede superponerse al levantamiento si tienen lugar al mismo tiempo. En el caso de diferencias temporales, el cambio en los procesos geomorfológicos de agradación a incisión dará lugar a una respuesta compleja en el sistema. Sin embargo, la magnitud del levantamiento glacioisostático es mayor que la elevación del nivel del mar.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del Programa de Cooperación entre la Dirección Nacional del Antártico-Instituto Americano Argentino (DNA-IAA) y el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y ha sido financiado por el proyecto IGME-2004-2009 y por DGCyT del Gobierno español. El apoyo logístico para el trabajo de campo se realizó por el DNA-IAA de la República de Argentina. Por otra parte, la investigación ha sido cofinanciada por el Ministerio de Educación y Ciencia de España y el FEDER (Proyecto CGL2006-1233). Los autores también quieren agradecer al Prof. Adrian Harvey (Universidad de Liverpool) y al Prof. Andrej Gaździcki por la revisión de este manuscrito, así como a dos revisores anónimos.

Referencias bibliográficas

Andrews, J.T. (1970). A geomorphological study of post-glacial uplift with particular reference to Arctic Canada. *Institute of the British Geographers, Special Publication*, 2, 156 pp.

Baulig, H. (1957). Peneplains and pediplains. *Bulletin of the Geological Society of America*, 68, 913-920.

Biro, P. (1960). *Le cycle d'érosion sous le différents climats*. Centro de Pesquisas de Geografia do Brasil. Faculdade Nacional de Filosofia. Río de Janeiro. 137 pp.

Büdel, J. (1970). Pedimente, rumpfflächen und rückland-steilhänge. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 14, 1-57.

Büdel, J. (1977). *Klima-Geomorphologie*. Berlin, Gebrüder Borntraeger. 304 pp. (English translation by L. Fischer y D. Bosche, 1982, Climatic Geomorphology. Princeton University Press, Princeton, 443 pp).

Carson, M.A. & Kirkby, M.J. (1972). *Hillslopes forms and process*. Cambridge University Press. London, 475 pp.

Elliot, D.H. & Trautman, T.A. (1982). Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula.

En: *Antarctic Geoscience* (C. Craddock, ed.). University of Wisconsin Press, Madison, 287-297.

Ermolin, E. & De Angelis, H. (2002). Procesos exógenos en el permafrost de la isla Marambio(Seymour), Península Antártica. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino* (El Calafate, 2002). Tomo II, 463-469.

French, H.M. (2007). *The periglacial environment*. Chichester, Wiley, 458 pp.

Fukuda, M., Strelin, J., Shimokawa, K., Takahashi, N., Sone, T. & Trombotto, D. (1992). Permafrost occurrence of Seymour island and James Ross island, Antarctic Peninsula region. *Recent Progress in Antarctic Earth-Sciences*. Tokyo, 745-750.

Gaździcki, A., Tatur, A., Hara, U. & Del Valle, R.A. (2004). The Weddell Sea Formation: post-Late Pliocene terrestrial glacial deposits on Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 25 (3-4), 189-204.

Graf, W.L. (1979). The development of montane arroyos and gullies. *Earth Surface Processes*, 4, 1-14.

Gutiérrez, M. (2004). Flatirons. En: *Encyclopedia of Geomorphology* (A.S. Goudie, ed.). Routledge. London, 378.

Ingólfsson, I., Hjort C. & Humlum, O. (2003). Glacial and climate history of the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. *Artic, Antarctic and Alpine Research*, 35 (2), 175-186.

Jahn, A. (1975). *Problems of periglacial zone*. Warszawa, PNW Polish Scientific Publishers. 220 pp.

Koons, D. (1955). Cliff retreat in the southwestern United States. *American Journal of Science*, 253, 44-52.

Lewkowicz, A.C. (1988). Slope processes. En: *Advances in periglacial geomorphology* (M.J. Clark, ed.). Wiley. Chichester, 325-368.

Montes, M., Nozal, F., Santillana, S., Marensi, S., Olivero, E. & Maestro, A. (2007). Nuevo Mapa Geológico escala 1:20.000 de la Isla Marambio (Mar de Weddell, Antártida). *Actas del VI Simposio Argentino y III Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. Buenos Aires. CD-ROM, Resumen Expandido nº GEORE827, 4 pp.

Nozal, F., Montes, M., Santillana, S. & Martín-Serrano, A. (2007). Cartografía Geomorfológica 1:10.000 en la Isla Marambio (Mar de Weddell). *Actas del VI Simposio Argentino y III Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. Buenos Aires. CD-ROM, Resumen Expandido nº GEORE831, 4 pp.

Nozal, F., Montes, M., Santillana, S. & Martín-Serrano, A. (2008). Unidades del relieve de la Isla de Marambio (Mar de Weddell, Antártida). VII Congreso Geológico de España. Las Palmas de Gran Canaria 14-18 julio 2008. *Geo-Temas*, 10, 232, Resumen Expandido en CD-ROM, 4 p.

Reynolds, J.M. (1981). The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula.

- British Antarctic Survey Bulletin*, 54, 123-133.
- Rinaldi, C.A., Massabie, A., Morelli, J., Rosenman, H.L. & Del Valle, R.A. (1978). Geología de la Isla Vicecomodoro Marambio. *Contrib. Inst. Antart. Argentino*, 217, 37 pp.
- Roberts, N. (1989). *The Holocene*. Oxford, Blackwell, 227 pp.
- Schumm, S.A. (1973). Geomorphic thresholds and complex response of drainage system. En: *Fluvial geomorphology* (M. Morisawa, ed.). George Allen and Unwin. London, 299-310.
- Silva Busso, A. (2004). Aspectos Hidrogeológicos Superficiales y Subterráneos del Área Norte de la Península Antártica. *Boletín Geológico y Minero*, 14 (4), 419-432.
- Silva Busso, A., Sánchez, R. & Fresina, M. (2000). Characterization of the hidrogeological behaviour of Marambio (Seymour) Island, Antarctica. *I Joint Congress on Groundwater*, ALSHUD. AIH. Fortaleza, Brasil. Abstracts in CD, art.230, p. 292.
- Slaymaker, O. & Kelly, R.J. (2007). *The cryosphere*. Blackwell. London, 269 pp.
- Thiedig, F. & Lehmann, U. (1973). Die entstehung von muren des säkulares oreignis auf Spitzbergen (Svalbard) und ihre betentung für die denudation in der frostschtutzzone. *Miteil. Aus de Geologische – Paläntologische Institute. Universität Hãmburg*, 42, 71-80.
- U.S.G.S. (1995). *Seymour Island, Antarctica- Isla Marambio, Antártida (3 Sheets)*. Topographic Map Scale 1:10000; 64056-T5-TM-010. United States, Department of the Interior.
- Washburn, A.L. (1979). *Geocryology: A survey of periglacial processes and environments*. Arnold. London, 406 pp.
- Wirthmann, A. (1964). Die landformen der edge-insel in südostspitzbergen. *Ergebnisse der stauferland- Expedition 1959/60*. Wiesbaden, 53 pp.
- Young, A. (1972). *Slopes*. Longman. London, 278 pp.