

LA FORMACIÓN DE DEPÓSITOS ESTRATIFICADOS DE LADERA EN UN CLIMA FRÍO MARÍTIMO (ANDES DE TIERRA DEL FUEGO, ARGENTINA)

Augusto Pérez Alberti
*Universidad de Santiago**

RESUMEN

Se presentan los resultados de las investigaciones realizadas en Tierra del Fuego, Argentina, con el objetivo de conocer las características sedimentológicas y los factores que influyen en la formación de los derrubios estratificados de ladera.

Climáticamente existe una gran variabilidad a lo largo del año con una temperatura media que no alcanza los -3° . A nivel de suelo el régimen de temperaturas anual refleja dos períodos contrastados, uno en las estaciones equinocciales en el que se registra un aumento del rango de variabilidad de temperaturas, con valores que oscilan por encima y por debajo de los 0° y otro durante el invierno con valores estables por debajo de los 0° y una estabilidad propiciada por la presencia de la cubierta de nieve.

Topográficamente dominan laderas con inclinaciones que llegan a superar los 30° de inclinación. Los derrubios estratificados se sitúan en sectores en los que la pendiente abarca desde los 15° a los 30° . Por encima de estas cifras son predominantes los taludes de derrubios.

En la génesis de los derrubios estratificados juega un papel fundamental la nieve. Se ha constatado también la actividad del hielo de segregación y la movilidad de los clastos en el suelo. Sin embargo el continuo aporte de sedimentos sobre la ladera dificulta la crio-expulsión hacia la superficie y la acumulación progresiva.

Palabras clave: periglacial, nival, clima, Tierra del Fuego.

Formation of stratified slope deposits in cold maritime weather (Andes of Tierra del Fuego, Argentina)

ABSTRACT

This paper presents the results of the research carried out in Tierra del Fuego, Argentina. The main goal is to assess the sedimentologic characteristics and the factors which cause the formation of stratified scree slope.

Regarding the climate, this area presents a large variation in air temperature throughout the year with an average that does not reach -3° . The annual regime temperature at the ground level displays two distinct periods. One during the equinoctial season that reports an increase of the range in temperature variability where the values fluctuate above and below of 0° . The other one is displayed along the winter presenting constant values below 0° and with stability given by the snow surface.

Concerning the topography of the area the downhill predominates with more than 30° of slope. Nevertheless, the stratified debris is located in sectors with a range between 15° and 30° of slope. Above these values the debris slopes prevail particularly in the north-facing downhill.

Fecha de recepción: 15 de mayo de 2012.

Fecha de aceptación: 9 de julio de 2012.

* Laboratorio de Tecnología Ambiental. Instituto de Investigaciones Tecnológicas. Universidad de Santiago. Institutos Universitarios. Bloque A. Campus Universitario Sur. 15782 Santiago de Compostela (España). E-mail: augusto.perez@usc.es

Snow plays a key role in the origin of stratified debris. It was also traced the frost activity and ice segregation, as well as the mobility of clasts throughout the ground. However, there is a continuous sediment supply along the slope which complicates the cryoexpulsion of clasts to the surface and progressive accumulation.

Keywords: periglacial, snow, climate, Tierra del Fuego.

1. INTRODUCCIÓN

Uno de los rasgos que caracterizan a muchas montañas del mundo es la presencia de un manto de sedimentos cubriendo sus laderas. Su grado de inclinación, el espesor de su cobertura superficial así como el tamaño de los clastos es muy variado, oscilando desde el tamaño bloque hasta el de arcilla. Entre los diferentes tipos de depósitos destacan los que presentan una estructura estratificada clara, o sea aquellos en los que a nivel de afloramiento se pueden diferenciar capas de distinto grosor compuestas por clastos de tamaño variado. Se trata de acumulaciones denominadas *éboulis ordonnés* o *éboulis stratifiés*, en francés; *stratified slope deposits* o *stratified scree slope*, en inglés. Por lo general sus características varían en función de la roca madre, del grado y tipo de estratificación que posea, de los procesos implicados en su génesis así como del ambiente de deposición.

Las publicaciones sobre este tipo de formación sedimentaria fueron muy numerosas hasta la década de los años 90 del siglo pasado. Son de destacar las de Cailleux, 1948; Guillien, 1951, 1962; Jornaux, A., 1974; Malaurie & Guillien, 1953; van Steijn, van Brederode & Goedheer, 1984; Dewolf, 1987; Francou, 1989, 1990; Francou & Hetu, 1989; Bertran, Coutard, Francou, Ozouf & Texier, 1992; Ozouf, Coutard & Latridou, 1995; Hetu, Van Steijn & Bertran, 1995; van Steijn, Bertran, Hetu & Texier, 1995; Bertran, Coutard, Ozouf & Texier, 1995; Pappalardo, 1999; Gengnan, Zhiji, Daokai & Yongqiu 1999; o García Ruiz *et al.*, 2001. Sin embargo, en la última década el interés por el tema parece ha perdido protagonismo y los artículos que se centran en los derrubios estratificados de ladera son muy escasos (Texier & Meireles, 2003; De Blasio & Saeter, 2009).

Hay que destacar, en relación a las publicaciones citadas, que tanto las que estudian depósitos antiguos como aquellas que se centran en medios activos, se han orientado en gran medida hacia un tipo concreto de derrubios, los denominados por los autores franceses, *grézes litées*, cuyo rasgo definidor es la existencia de capas bien individualizadas, compuestas alternativamente por niveles en los que dominan los clastos gruesos y otros en los que lo hacen los finos. Se trata de depósitos descritos, de manera especial, en el mundo mediterráneo y en la montaña andina seca. Su origen, como se analizará posteriormente, presenta importantes dudas acerca de los mecanismos que controlan su génesis y muy especialmente cuál es la causa de la individualización entre capas en las que dominan las fracciones finas y en las que lo hacen las gruesas.

El presente trabajo pretende aportar nuevos datos y, al tiempo, nuevas ideas sobre le génesis de depósitos con estructura estratificada a partir de las investigaciones realizadas en Tierra del Fuego durante los últimos años, en un área de clima frío y húmedo que la diferencia de otras también frías pero más secas que dominan en las áreas andinas del norte de Argentina, Perú o Bolivia.

2. LOS ANDES DE TIERRA DEL FUEGO

Topográficamente, los Andes Fueguinos se orientan de oeste a este. Su diseño está en relación a la existencia de fallas transcurrentes que han controlado la topografía del relieve (Olivero y Martinón, 2001). Amplios valles alargados en la misma dirección marcan su estructura: Lago Fagnano, por el Norte, Tierra Mayor por el sur y, más allá el Canal Beagle, son los más característicos. Perpendiculares a ellos se han abierto otros muchos de menor entidad. El resultado es un relieve cuarteado compuesto por amplios valles y estrechas crestas unidos por laderas que pueden superar los 30° de inclinación.

El área elegida para las investigaciones se extiende desde el Glaciar Martial, en las cercanías de la ciudad de Ushuaia, al sur, y el Cerro Krund, al norte (Figura 1). Litológicamente dominan pórfidos, basaltos y pizarras pertenecientes a la denominada por Olivero y Martinón (2001) "Formación de Lemaire". A nivel del mar el clima es templado-frío y húmedo, con una marcada influencia oceánica, acusada estacionalmente (Tuhkanen, 1992). A medida que se asciende en altitud las condiciones son diferentes. La temperatura media del aire registrada en el área de estudio por equipos instalados en el marco de las investigaciones entre los 750m y los 1050m de altitud, en el periodo 2007-2011 muestra importantes contrastes. La media anual oscila entre -0,7° y -1,5°; la mínima absoluta entre -11,9° y -12, 2°, la máxima absoluta oscila entre 19,8° y 22, 6°, mientras que la precipitación anual se mueve entre los 1.381 y 1.638 mm. En Ushuaia, a nivel del mar, la media anual para el período 1961-70 ha sido de 550 mm (Linares, 1984), lo que indica la acusada variabilidad favorecida por el relieve. Hay que señalar al respecto que los datos son ilustrativos dado que no se cuenta con una serie amplia.

Por encima de los 800 m los suelos son prácticamente inexistentes y el bosque desaparece. Los análisis físico-químico realizados muestran un predominio de la fracción arenosa con porcentajes que oscilan entre el 49,2% y el 88,9%, seguido por el limo (8%-34%) y la arcilla (1,5%-19,9%). Se trata, pues, de suelos franco-arenosos dominando en ellos la fracción mineral, con un pH muy elevado, por encima de 7,6, y arcillas muy poco evolucionadas del tipo Illita, Clorita y Vermiculita.

Biogeográficamente, los sectores de mayor altitud están incluidos en el denominado "desierto andino" (Pisano, 1974, en Moore, 1983), casi desprovisto de vegetales mayores y con una cobertura escasa. Destaca la presencia de taxones de hábitat especializado como *Moschopsis rosulata*, *Saxifraga magellanica*, además de varias especies del género *Nassauvia*, como *Nassauvia lagascae*, junto con abundantes poblaciones líquénicas en las que destaca *Neuropogon aurantiaco-atra* y, en el interior de los núcleos finos de los suelos poligonales con menor actividad, la *Thamnolia vermicularis* acompañando a un estrato muscinal relativamente abundante.

3. METODOLOGÍA

Para conocer qué procesos interactúan en el territorio, se han utilizado diferentes técnicas. En primer lugar se han diferenciado a partir de modelos digitales del terreno las distintas unidades topográficas y geodinámicas mediante el empleo de la herramienta ArcGis 10 de ESRI®. El modelo digital del terreno con el que se trabajó en Tierra del Fuego tiene una resolución de 50 m, lo que sólo permite caracterizar los grandes rasgos del relieve sin poder entrar en el análisis de detalle. Por ello se ha llevado a cabo una cartografía complementaria con GPS Trimble XT, de precisión sub-métrica, de las principales formas crionivales que aparecen en algunos sectores, como el del Glaciar Alvear, que con posterioridad se han monitorizado (Pérez Alberti, 2008)

con el propósito de conocer la respuesta térmica del suelo. Con esta finalidad se han instalado estaciones de control provistas de *dataloggers* del tipo U12, Pendant y MicroStation de Hobo. También se ha delimitado una parcela CALM (*Circumpolar Active Layer Monitoring*) de 80m de lado en un sector aplanado, situado a 1050 m sobre el nivel del mar. Al tiempo se han acotado parcelas en las que se clavaron estacas de diferente longitud (50, 40, 30, 20, 10cm) y grosor (2x2cm, 1x1cm, 8x8mm) con el fin de conocer la existencia de crio-expulsión (*frost heave*).

El estudio se completó con la apertura de zanjas de hasta 150 cm de profundidad en diferentes lugares de las laderas fueguinas. El análisis de los depósitos ha permitido estudiar distintas secuencias deposicionales. Para tal fin se han recogido muestras de las facies más significativas para su análisis en el laboratorio lo que ha permitido individualizar las fracciones menores de 2 mm, entre 2 y 4 mm y mayores de 4.

4. FACTORES TOPOGRÁFICOS Y CLIMÁTICOS

4.1. Las laderas

El diseño de las laderas y su grado de inclinación es el primer factor que se ha tenido en cuenta con el fin de entender la génesis de la cubierta sedimentaria y su composición, es decir el tamaño de los clastos y la cantidad de finos. El análisis del modelo digital del terreno permite observar laderas con fuerte inclinación, en su mayor parte por encima de los 30° de pendiente. El estudio detallado muestra (Figura 2) que, por ejemplo, en el sector central, un 23,9 % de ellas tienen una inclinación entre 10°-20°; un 18,6° está entre 2°-30° y un 9,4° supera los 30°. Otro dato a destacar es que el 21,2% de ellas están orientadas al Norte; el 22,8%, lo están al sur; el 18,3 al Oeste y el 19,6, al Este. Cuando se relacionan los datos pendiente/orientación se comprueba, por ejemplo, que un 1,9% del terreno está orientado hacia el norte y tiene una pendiente que se sitúa entre los 20°-30° mientras que con la misma pendiente hay un 4,8% orientado al sur. Este hecho es fundamental para entender el grado de acumulación y permanencia de la nieve a lo largo del año y, consecuentemente, el comportamiento térmico del suelo o el grado de humedad que no se va a tratar en el presente trabajo.

Al aumentar la escala, sin embargo, se observa como en las cabeceras de los valles que siguen la dirección N-S existen collados en los que la pendiente varía desde la parte alta a la parte baja de la ladera. Transversalmente aparecen sectores prácticamente planos en las cabeceras que enlazan lateralmente con otros que pueden superar los 40°. Longitudinalmente hacia el Norte las laderas descienden con pendientes de entre 15° y 20° mientras que hacia el Sur pasan gradualmente de los 20° a los 30°. Esta diversidad de planos ha influido en la sedimentación.

4.2. La variabilidad climática

Los datos aportados por las estaciones de control térmico del suelo y del aire, instaladas dentro del marco de las investigaciones del Año Polar Internacional, proporcionan un nuevo elemento en la comprensión de los procesos puestos en marcha. A nivel general el régimen de temperatura anual refleja dos períodos contrastados, uno en las estaciones equinocciales en el que se registra un aumento del rango de variabilidad de temperaturas, con valores que oscilan por encima y por debajo de los 0° (Figura 3a). Frente a este comportamiento los meses invernales reducen dicha variabilidad, con valores por debajo de los 0° y una estabilidad favorecida por la pervivencia de la cubierta de nieve. La temperatura del suelo (Figura 3 b) está directamente

asociada a la temperatura de la atmósfera porque el suelo es un aislante del flujo de calor entre la tierra sólida y la atmósfera. Los primeros 50 cm, según los datos analizados, presentan un mejor ajuste con las variaciones de temperatura que experimentan los niveles bajos de la atmósfera, derivados, a su vez, de la radiación solar y las perturbaciones térmicas que introducen las dinámicas atmosféricas. Esto significa que estos niveles superficiales –capa activa en cuanto a sus dinámicas– son especialmente sensibles a la variabilidad térmica atmosférica. Aunque, evidentemente existen otros parámetros determinantes en los valores finales de la temperatura en el suelo –porosidad del suelo, circulación del agua, etc.–, que pueden procesarse mediante diversas aproximaciones estadísticas. En el caso de los Andes Fueguinos, para comprobar el grado de dependencia de los valores térmicos de los niveles superficiales del suelo respecto a las temperaturas atmosféricas se ha realizado un análisis de regresión funcional que ha permitido estudiar las posibilidades de estimación de la temperatura del aire a partir de la temperatura del suelo. Y a continuación, dado que la radiación solar influye en la temperatura, también se ha aplicado una regresión para comprobar el ajuste de la temperatura del suelo respecto de de la radiación solar. Para estimar la temperatura media del aire para cada día (Y) a partir de la temperatura del suelo (X), se ha aplicado una regresión no paramétrica utilizando un núcleo gaussiano (asimétrico) y seleccionando la ventana optima por validación cruzada. Los resultados hablan de un buen ajuste de la temperatura diaria del aire a partir de la temperatura del suelo con un $R_2=0.952$. La incorporación en el análisis de la radiación permite comprobar que el ajuste es notablemente mejor para los días con mayor número de horas de sol –mayor radiación. El error es más patente en invierno, con días con bajas temperaturas, que son también los que reciben menor radiación solar.

Los sensores colocados a 0, 10, 20, 40cm de profundidad han recogido datos que indican como su variabilidad disminuye a medida que se desciende en profundidad. Ello explica que en las parcelas en las que se han clavado estacas, las de 10 cm de longitud, independientemente de su grosor, han sido expulsadas hacia el exterior completamente mientras que las de mayor longitud, 50 cm, se han movido muy poco.

5. CARACTERIZACIÓN Y GÉNESIS DE LOS SEDIMENTOS

La apertura de zanjas ha permitido ver con detalle algunas acumulaciones (Figura 4). En general, en todos los afloramientos se pueden individualizar dos sub-poblaciones: clastos, en su mayoría entre 1-4 cm en su eje mayor, y una matriz de arena gruesa a media. Muchos de los primeros tienen en su parte superior un revestimiento de arcilla mientras que la inferior está limpia. Este hecho provoca una clasificación inversa plasmada en la deposición de delgadas capas de arcilla (las denominadas *coiffés* por los autores franceses (Van Vliet-Lannoë y Valadas 1983), que son indicativas de la movilidad vertical de los clastos en relación a los procesos de crio-expulsión.

Los cortes abiertos siguiendo la inclinación de la ladera, de arriba a abajo, han permitido ver otro hecho interesante: el paso progresivo desde los segmentos superiores en donde se mezclan los materiales gruesos y finos (facies matriz soportadas), a otros en donde dominan las gravas y cantos (Facies clasto-soportadas) en el segmento medio, para terminar en la parte baja de la ladera con lóbulos de derrubios que cubren todo el sector, dominando los clastos de mayor tamaño (facies clasto soportadas).

5.1. La preparación del material y el transporte diferencial superficial

En los lugares en los que aflora la roca se observa una intensa fragmentación de los materiales. No se va a tratar aquí sobre las causas de ello, pero la fragmentación está presente en todos los tipos de roca aunque los clastos resultantes son diferentes; más cuadrados y de mayor volumen en los pórfidos y más delgados y rectangulares, en las pizarras. Se ha comprobado también la progresiva disminución de su tamaño desde la zona proximal hasta la distal, a medida que se descende por la ladera. En la zona proximal los clastos pueden llegar a alcanzar los 50cm en su eje mayor; por el contrario los dominantes en la parte baja no suelen superar los 10cm. La disposición de los estratos rocosos, con un buzamiento que ronda los 60° favorece sin duda su progresiva destrucción al permitir la penetración de la humedad por sus planos de estratificación, su posterior congelación y fragmentación.

Si se centra el análisis en las pizarras, que son las rocas a partir de las que se han generado derrubios estratificados, se ve que en la parte alta de las laderas, allí donde las pendientes son mayores, dominan acumulaciones de cantos y bloques clasto-soportados masivos, que no presentan una dirección clara. Sus ejes siguen múltiples direcciones aunque son frecuentes las agrupaciones que indican un flujo a favor de la pendiente (Figura 5a).

En los sectores en los que aquellas se sitúan entre los 15 y los 20°, los clastos de mayor tamaño tienen su eje mayor orientado en la dirección predominante de la inclinación de la ladera. En superficie abundan los que se asientan sobre materiales finos que pueden llegar a ser dominantes en algunos lugares (Figura 5b). En este caso se han generado grietas paralelas a la ladera o suelos cuarteados por fracturas rectangulares de contracción. No son infrecuentes las pequeñas acumulaciones de clastos que muestran signos de transporte en conjunto. En algunos lugares se han abierto regueros (*rills*) en sincronía con la pendiente de la ladera. Suelen medir entre 10-15cm de ancho y 2 o 3 m de largo. También se han localizado pequeñas coladas de barro (*mud flow*), de unos 30-40 cm de ancho y 1-1,5 m de largo así como pequeños flujos de arena (*grain flow*), más alargados, de hasta 3 m, que fosilizan parcialmente a algunos cantos.

En la parte baja de las laderas que superan los 30° de inclinación, aparecen lóbulos de derrubios (*Stone banked*) compuestos por acumulaciones de cantos heterométricos sin matriz fina en superficie y muy escasa en profundidad (Figura 5c). Forman amplios arcos que pueden alcanzar los 3m en su frente y los 5m de longitud.

El análisis de las acumulaciones en el sector muestra, pues, varias formas de movilización de los materiales. En casi todos ellos está presente directa o indirectamente la nieve. Se han detectado los siguientes procesos (Figura 6): 1) Arrastre subnival por el movimiento de la nieve; 2) Transporte de acumulaciones de clastos por aguas de fusión nival; 3) Pequeñas coladas de barro (*mud flow*); 4) Pequeños flujos de arena (*grain flow*); 5) Lóbulos de derrubios (*stone banked*).

1.- Arrastre de fondo por movimiento de la nieve. Se observan en las laderas meridionales, en los lugares de cambio de perfil. Se trata de áreas cepilladas por el deslizamiento del manto nival. Llevan asociados regueros longitudinales de clastos y barro.

2.- Se caracterizan por la existencia de acumulaciones de clastos emplazados paralelamente o perpendicularmente a la ladera. Se observan imbricaciones de cantos en la misma dirección lo que indica un transporte por agua de fusión de la nieve. Los primeros suelen fosilizar sectores de finos con fragmentación circular; los segundos están asociados a la misma fracturación en sentido vertical. En este caso las grietas de desecación controlan el movimiento de los clastos que se acumulan en las pequeñas hondonadas.

3.- Pequeñas coladas de barro. Se encuentran en el frente de los neveros. La combinación de finos con agua de fusión favorece la puesta en marcha de coladas por sobrecarga hidrostática.

4.- Pequeñas coladas de arena. Asociadas a los neveros se caracterizan por presentar un pequeño canal central que desemboca en un abanico.

5.- Flujos de derrubios. Se caracterizan por su disposición planar. Las figuras resultantes (*stone banked*) presentan una secuencia deposicional compuesta por capas sucesivas de clastos.

6. DISCUSION

6.1. El debate sobre el origen de los derrubios estratificados

Sin duda, como ya se ha apuntado, los afloramientos más estudiados han sido los denominados *grèzes litées* que se encuentran en muchos lugares de la región francesa de Charente. Desde la primera publicación de Guillien (1951) se les asoció con procesos periglaciares. Anteriormente, Cailleux (1948) había introducido el término *éboulis ordonnés* para describir depósitos similares que presentaban una alternancia regular de niveles de grano grueso, compuestos por clastos groseros, y de grano fino, en los que dominaba la arena limosa y gravas de pequeño tamaño. Cailleux (1948) defendía que ambos términos eran sinónimos, idea seguida por Tricart posteriormente (1967). En cambio Bertran *et al.* (1992) consideraron que los procesos que generan los *grèzes litées* y los *éboulis ordonnés* son totalmente distintos, por lo que la relación de los unos con los otros es inadecuada.

Guillien (1951) defendió que su origen estaba en relación con procesos de gelifracción en lugares sin vegetación y opinaba que el factor más importante en su génesis era el lavado de las laderas por el agua de la fusión de nieve. Los describía como un material de textura fina, que constaba de pequeños clastos angulares de roca caliza con un tamaño entre 2,5 a 25 mm en la fracción grosera y <0,5 mm en la fina. El espesor de las unidades individuales oscilaba, según su descripción, entre 2 y 25 cm, pero sobre todo entre 10 y 15 cm. Las pendientes descritas se sitúan entre los 12 ° y 16.

Tricart *et al.* (1967), refiriéndose a los *éboulis ordonnés* pensaban que se formaban bajo unas condiciones de clima periglacial atenuado o marginal y que no requerían la presencia de *permafrost*. Según él, la alternancia hielo/deshielo facilitaría la micro-gelifracción y la puesta en marcha de los materiales por la ladera. Dewolf (1987) escribía al respecto que *se* trataba de depósitos originados inicialmente a partir de una pared y en los que en su génesis jugaba un papel indiscutible la gravedad. Por su parte los *grèzes litées*, en su fase madura, serían alimentados por un glacis rocoso de pendiente suave, sin una ruptura brusca en el perfil de la ladera (Ozouf *et al.*, 1993).

Como no podía ser menos, el origen de la estratificación ha sido objeto de numerosas hipótesis que, básicamente, se reúnen en dos grandes grupos: aquellas que atribuyen la génesis de los niveles groseros y los ricos en matriz a mecanismos sedimentarios distintos o, por el contrario, las que sostienen que la segregación granulométrica se produce sincrónicamente, durante la sedimentación.

Entre las primeras se incluirían la hipótesis crionival de Guillien (1951), la de geliflujión y escorrentía de Journaux (1976) y la geliflujión (Dylik, 1967). La hipótesis crionival pone en relación la acción del hielo y de la nieve; los *grèzes litées* estarían en relación con campos de nieve semipermanentes, que proporcionarían el agua necesaria para alimentar los ciclos de hielo/deshielo en los afloramientos rocosos y el transporte de los derrubios por escorrentía; la

desigualdad en los aportes líquidos originaría la formación de las *capas magras* y de las *capas gruesas* de cada ciclotema, favoreciendo el establecimiento de flujo de derrubio más o menos viscosos y heterogéneos, o el lavado de las partículas finas por escorrentía en manto que alimentaría el material de las *capas finas*. Los *pipkrakes* podrían jugar un papel en el establecimiento de las gravas constituyentes de las *capas gruesas*.

En las segundas, la hipótesis de *gelifluxión y escorrentía* de Journaux (1976) y la *gelifluxión* (Dylik, 1967) el motivo de las acumulaciones sería el movimiento del material sobre pendientes suaves, empapado por el agua suministrada por la fusión del hielo del suelo. La orientación de los *grèzes* se debería a la existencia de un suelo helado estacional o un *permafrost*, en ciertas exposiciones. El aporte principal de agua vendría de la fusión del hielo del suelo, siendo secundarios los aportes de la nieve y lluvias estivales. En este modelo las capas gruesas se emplazarían por gelifluxión; las capas finas se originarían por el lavado de la parte superior de las gruesas y por la resedimentación del material en coladas de gravas movilizadas por el flujo de agua debida a la licuefacción (Journaux, 1976)

Por su parte, los modelos que postulan un origen simultáneo de los diferentes niveles estratificados se reúnen en dos grupos. Según el primero de ellos, basado en el estudio de depósitos en los Andes (Franco, 1990) y en los Alpes (Bertran *et al*, 1993), desarrollado a partir de su estudio de las formaciones funcionales del tipo colada de frente pedregoso o lóbulos de frente pedregoso (*stone-banked sheets* y *stone-banked lobes*), la acción del hielo sobre las rocas se produce con temperaturas de no menos de -6°C . La fase detrítica se organiza como una colada en manto de frente pedregoso, en el seno de la cual el transporte selectivo de las fracciones granulométricas se opera bajo la acción del hielo de exudación (*pipkrakes*), de la crioreptación y, en ciertos momentos del año, de la gelifluxión. Se depositarían al mismo tiempo una capa rica en matriz (capa superior) y una capa grosera de textura abierta (capa inferior). En el modelo andino se requieren numerosas alternancias de hielo-deshielo superficial y un hielo invernal relativamente poco profundo. Sin embargo, en los Alpes la estratificación es menos regular, en relación con procesos de crioturbación ligados a la presencia de ciclos de hielo-deshielo estacionales profundos (Bertran *et al*, 1995).

Un segundo modelo de estratogénesis es el propuesto por Van Steijn (1988). Según este autor la deposición se produciría también originando una estructura estratificada, fruto de la construcción de niveles groseros abiertos a lo largo de aportes laterales y en el fondo de canales por medio de fenómenos de flujos de derrubios. Los elementos groseros serían expulsados en el curso de la deposición en un ambiente de una fuerte humedad que facilitaría la activación de los flujos. En este modelo los niveles de gravas de textura abierta son muy discontinuos, presentando frecuentemente formas convexas o cóncavas, careciendo estos niveles de granclasificación vertical (Nieuwenhuijzen & van Steijn, 1990). La solifluxión habría intervenido, en opinión de Bertran *et al* (1995), en los momentos en que los flujos de derrubios no son activos, removilizando parcialmente el depósito.

6.2. La dinámica de las laderas en Tierra del Fuego: el modelo de acreción continua

La dinámica observada en Tierra del Fuego no se ajusta de manera clara a ninguno de los modelos comentados anteriormente. Si se analizan aquellos elementos que han sido focalizados en los diferentes modelos se comprueba:

- a) la existencia de importantes acumulaciones de origen periglacial;

- b) una temperatura media anual que no supera los -3° , con una marcada inestabilidad durante la primavera, verano y otoño y una estabilidad durante el invierno. En algunos lugares se ha detectado la presencia de *permafrost* en profundidad (Valcárcel, *et al.*, 2008), así como la existencia de numerosas figuras asociadas a él, aunque con diferentes grados de actividad;
- c) los ciclos de hielo/deshielo son muy numerosos como se ha escrito con anterioridad (Pérez Alberti, 2008), lo que provoca procesos de crió-expulsión (*frost heave*), comprobada con la instalación de estacas en parcelas acotadas;
- d) existen numerosas paredes que facilitan un aporte continuo de clastos: en este caso la desagregación de los materiales favorece la abundancia de sedimentos de tamaño variable, tanto gruesos, como finos que pueden ser movilizados por la nieve y, consecuentemente, por las aguas de fusión.

Es evidente pues que se trata de un área en la que, pese a contar con elementos muy semejantes a los citados en otros lugares en donde se han descrito derrubios estratificados, no se han encontrado afloramientos del tipo *grèze litée* ni en lugares en donde la actividad crionival se ha producido en un pasado relativamente reciente ni en donde está activa en la actualidad.

Los depósitos de Tierra del Fuego tampoco se pueden relacionar exactamente por los descritos por van Steijn ni con su modelo de estratogénesis, dado que la expulsión de los materiales aunque existe no llega a ser un factor determinante dado que el aporte continuo de sedimentos no favorece su desarrollo. Parece evidente que el comprobado movimiento de clastos gruesos verticalmente hacia la superficie se ve contrarrestado por el aporte continuo de sedimentos, lo que impide que lleguen a aflorar en superficie.

A nuestro entender los depósitos estratificados en Tierra del Fuego son fruto de la interrelación de diversos procesos en un ambiente frío marítimo con abundante humedad a lo largo del año y una gran variabilidad de la temperatura. Lo anterior provoca, por un lado, cambios importantes en el manto nivoso, que se mantiene estable durante el invierno y que se vuelve muy inestable durante la primavera y el otoño. Este hecho facilita la abundancia de humedad en el sistema, lo que explica las evidentes huellas de transporte por agua en los depósitos analizados. Por otra parte, la acumulación nival, relacionada con los intensos vientos existentes en el área, puede explicar ciertas huellas de transporte subnival. Este hecho puede corroborarlo el que estacas de 2,50m de longitud clavadas para comprobar el espesor del manto nival fueron rotas y movidas el primer año.

Se ha comprobado que el agua de fusión origina tanto la formación de coladas de barro, cuando se produce una sobrecarga hidrostática de los sedimentos limosos, así como de pequeños flujos de arena, cuando un cambio en la temperatura origina una fusión rápida.

También se ha podido constatar como la formación de *pikrakes* asociados a los continuos cambios de hielo deshielo durante la primavera y el otoño provocan el levantamiento de la capa superficial del suelo, y la reptación de los clastos ladera abajo. Todo ello explicaría las discontinuidades visibles a nivel de sedimentación superficial con la presencia de lugares en los que afloran los finos fosilizados por agrupaciones de cantos al lado de otros en los que se observa lo contrario. Únicamente en las laderas con pendientes que superan los 30° con importantes aportes laterales de clastos, aparecen lóbulos de derrubios, que progadan hacia la parte baja del valle. Su ubicación en lugares en los que se acumula la nieve en invierno pero que no permanece durante mucho tiempo como indican los datos de temperatura a nivel de superficie lleva a pensar en la existencia de flujos solifluidales o gelifluidales.

Otro elemento a destacar es el fuerte control litológico en la génesis de los derrubios estratificados: únicamente se han encontrado desarrollados sobre rocas pizarrosas, con una intensa estratificación y fuertemente fracturadas. El paso de las pizarras a los pórfidos es perfectamente visible en el espacio y, en laderas de idéntica pendiente, se pasa de derrubios estratificados a laderas de cantos y bloques. Así pues, topografía y litología juegan un papel determinante en la génesis de los depósitos estratificados.

El origen de la estratificación de los depósitos de las laderas de Tierra del Fuego no está relacionado, pues, con un origen único; es el resultado de la combinación de factores diversos en un espacio concreto. El aporte continuo de sedimentos durante muchos meses del año trunca la posibilidad de un grano-clasificación en vertical. Así, si bien existe la formación de hielo de segregación y el movimiento de los clastos hacia la superficie, no llegan a aflorar en las laderas porque sobre ellas se están acumulando continuamente sedimentos. Este hecho, que denominamos acreción continua, impide la manifestación en superficie de procesos que se producen en profundidad. Por el contrario la crio-expulsión es capaz de hacer aflorar clastos en superficie en los niveles aplanados culminantes en donde el transporte horizontal de los materiales es menor o no existe.

7. CONCLUSIONES

1.- Las características litológicas y estructurales de las rocas juegan un papel importante en la génesis de clastos. Su alto grado de fragmentación, junto con su intensa esquistosidad hace que las pizarras sean el tipo de roca más afectado por los procesos de acción de heladas.

2.- Factores topográficos, tales como la pendiente y la exposición, son de relevancia para explicar las diferencias en las secuencias deposicionales. Cuando la pendiente es superior a 30° la gravedad juega un rol decisivo en el tipo de acumulaciones. Cuando el gradiente es de 30-35° hay un predominio de los lóbulos de derrubios y cuando supera los 35° hay un predominio del transporte y flujo de clastos de mayor tamaño. La presencia de esto último es dependiente de la existencia de un sitio donde la nieve se puede acumular.

Las acumulaciones que presentan una estratificación más nítida se encuentran en laderas con pendientes que oscilan entre los 10 y los 30°. Ello supone que la gravedad tiene un rol mucho menor y que son los procesos relacionados con el manto nival, la fusión y escorrentía y el levantamiento crionival los que determinan sus facies. El aporte continuo de materiales provoca una acreción continua.

3.- Los factores climáticos, y muy especialmente la variabilidad de la temperatura en el aire y del suelo, también son fundamentales. El aumento de los ciclos de congelación-descongelación en primavera y otoño no sólo producen cambios en el estado de agua, con la consiguiente generación de superficies heladas, sino también el escurrimiento del agua, que, en función de su velocidad de fusión, genera el transporte ya sea de la arena de la superficie o de los flujos de guijarros. Los flujos de barro se producen cuando la velocidad lenta de fusión de la nieve provoca una excesiva carga hidrostática y el desencadenamiento de movimiento viscoso.

8. AGRADECIMIENTOS

Los trabajos de investigación en Tierra de Fuego se han realizado dentro del proyecto CGL2004- 03380 del Ministerio de Educación y Ciencia. El autor quiere agradecer la colaboración de Juan López Bedoya y Manuel Anxo Freire Boado por su ayuda en los trabajos de campo; a

María Oliveira y Francisco Castillo por el análisis de los datos climáticos; a Felipe Macias por el análisis de los suelos y a Pedro Proença Cunha, por los estudios sedimentológicos.

9. BIBLIOGRAFIA

- ANDRE, M. F. (2003): "Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions?". *Geomorphology*, 52, 149-164.
- BERTRAN, P. & TEXIER, J.P. (2000): "Facies and microfacies of slope deposits". *Catena*, 35, 99-121.
- BERTRAN, P.; COUTARD, J.-P.; FRANCOU, B.; OZOUF, J.-C. & TEXIER, J. -P. (1992): "Données nouvelles sur l'origine du litage des grèzes: implications paléoclimatiques". *Geographie Physique et Quaternaire*, 46, 11, 97-112.
- BERTRAN, P., TEXIER, J.P., COUTARD, J.-P.; OZOUF, J.C. & FRANCOU, B.; (1994): "Contribution au débat sur l'origine du litage des grèzes", *Quaternaire*, 5, 41-46.
- BERTRAN, P.; COUTARD, J.-P.; FRANCOU, B.; OZOUF, J.-C. & TEXIER, J. -P. (1995): "Dépôts de pente calcaires du nord de l'Aquitaine. Répartition stratigraphique et géographique des faciès ". *Z. Geomorph. N. F.*, 39, 1, 29-54.
- CAILLEUX, A. (1948) *Etudes de cryopedologie*. CDU. Paris.
- CAMPY, M. & MACAIRE, J.J. (1988): *Géologie des formations superficielles. Géodynamique-facies-utilisation*. Ed. Masson, 443 pp. Paris.
- DEWOLF, Y (1987): "Dépôts de pente stratifiés ". *Notes et comptes-rendus du groupe de travail: Régionalisation du périglaciaire, Comité national français de géographie*, XI-XII, pp. 19-39.
- DYLIK, J. (1967): "Solifluxion, congelifluxion and related slope processes". *Geografiska Annaler*, 49, 167-177.
- FRANCOU, B. (1089): "La stratogénese dans les formations de pente soumises à l'action du gel. Une nouvelle conception du problème ". *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 40, 185-199.
- FRANCOU, B. (1990): "Stratification mechanisms in slope deposits in high subequatorial mountains". *Permafrost and Periglacial Processes* 1, 249-263.
- FRANCOU, B & HÈTU, B. (1989): "Eboulis et autres formations de pente heterométriques. Contribution a une terminologie geomorphologique ". *Notes et Comptes-Rendus du groupe de travail "Regionalisation du Périglaciaire"*. XIV, 11-69.
- FRENCH, H.F. (2000): "Does Lozinski's Periglacial Realm Exist Today? A Discussion Relevant to Modern Usage of the Term 'Periglacial'". *Permafrost Periglac. Process.* 11: 35/42.
- FRENCH, H. (2007): *The Periglacial Environment*. 3° Ed. Wiley&Sons, Ltd. Chinchester.
- HARRIS, S.A. & PRICK, A. (2000): "Conditions of formation of stratified secces, slims River Valley, Yukon Territory: A possible analogue with some deposits from Belgium". *Eart Surface Processes and Landforms*, 25, 463-481.
- GARCÍA RUÍZ, J.M., VALERO-GARCÉS, B., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., LORENTE, A. & MARTÍ-BONO, C. (2001): "Stratified Scree in the Central Spanish Pyrenees: Palaeoenvironmental Implications". *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 233-242.

- GENGNIAN, L., ZHIJIU, C., DAOKAI, G. & YONGQIU, W. (1999): "The Stratified Slope Deposits at Kunlunshan Pass, Tibet Plateau, China". *Permafrost and Periglacial Processes*, 10, 369-375.
- GUILLIEN, Y. (1951): "Les grèzes litées de Charente". *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 22, 153-162.
- GUILLIEN, Y. (1962): "Grave, Grèze, Gress". *Bulletin de l'Association de Géographes Français*. 303-304, 79-81. Santiago (1988). 78-86.
- HETU, B. (1995): "Le litage des Ébouliés Stratifiés Cryonivaux en Gaspésie (Quebec, Canada): Rôle de la Sédimentation Nivéo-Éolienne et des Transits Supranivaux". *Permafrost and Periglacial Processes*, 6, 147-171.
- HETU, B., VAN STEIJN, H & BERTRAN, P. (1995): "Le Rôle des Coulées de Pierres Sèches dans la Genèse d'un Certain Type d'Ébouliés Stratifiés". *Permafrost and Periglacial Processes*, 6,, 173-194.
- JOURNAUX, A. (1976): "Les grèzes du Châtillonnais". *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*. 48-49, 123-138
- KIRKBY, M. J. & STATHAM, I. (1975): "Surface stone movement and scree formation". *J. Geol.* 83, 349-362.
- LINARES, J.A. (1984): *Características climáticas de la Ciudad de Ushuaia y Zonas Adyacentes*. Centro Austral de Investigaciones Científicas. Ushuaia. No publicado.
- MALAURIE, J.& GUILLIEN, J. (1953): "Le modelé cryonival des versants meubles de Skansen (Disko, Groeland). Interpretation général des grèzes litées". *Bulletin de la Société Géologique de France*, III, 703-721.
- MENICETTI, M., LODOLO, E. & TASSONE, A. (2008): "Structural geology of the Fuegian Andes and Magallanes fold-and-thrust belt- Tierra del Fuego Island". *Geologica Acta*, 6, 19-42.
- MOORE, D.N. (1983): *Flora of Tierra del Fuego*. Anthony Nelson UK / Botanical Missouri Garden, USA, 369 pp.
- NIEUWENHUIJZEN, M. E. & VAN STEIJN, H. (1990): "Alpine debrisflows and their sedimentary properties. A case study from the French Alps". *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, 111-128.
- OLIVERO, E.B. & MARTINIONI, D.R. (2001): "A review of de geology of de Fuegian Andes". *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 175-188.
- OZOUF, J-C.; COUTARD, J-P.; TEXIER, J-P. & BERTRAN, P. (1993): Colloque "Processus et depots periglaciaires de versant". Excursion "Grèzes Litées". Comission "Les Milieux periglaciaires" (U.G.I.), Groupe de travail des Procesus et Environnements Periglaciaires (A.I.P.), Association Francaise du Pergelisol (A.F.P.), Charentes- Perigord.
- OZOUF, J.C., COUTARD, J.P. & LAUTRIDOU, P. (1995): "Grèzes, Grèzes Litées: Historique des Définitions". *Permafrost and Periglacial Processes*, 6, 85-87.
- PAPPALARDO, M. (1999): "Observations on Stratified Slope Deposits, Gesso Valley, Italian Maritime Alps". *Permafrost and Periglacial Processes*, 10, 107-111.
- PÉREZ ALBERTI, A., VALCÁRCEL DÍAZ, M., BLANCO CHAO, R., CARRERA GÓMEZ, P., CASTILLO RODRÍGUEZ, F., LÓPEZ BEDOYA, J., CALVO DE ANTA, R. & MACÍAS VÁZQUEZ, F. (2007): *Cartografía y monitorización de formas crionivales en la región subantártica (Tierra del Fuego, Argentina)*. Proyecto GEOSAP. *Xeográfica*, 7, 151-165.

- PÉREZ ALBERTI, A. VALCARCEL DÍA, M., CARRERA GÓMEZ, P., BLANCO CHAO, R. & LÓPEZ BEDOYA, J. (2008): "Movilidad de la capa superficial del suelo en los Andes fueguinos (Tierra del Fuego, Argentina)". In: Benavente, J. & Gracia, F.J. (Eds.): *Trabajos de Geomorfología en España: 2006-2008*. Sociedad Española de Geomorfología/ Universidad de Cádiz. Pp 237-240.
- THORN, C. (1988): "Nivation: a geomorphic chimera". In *Advances in Periglacial Geomorphology*, Clark MJ (Ed.) John Wiley and Sons: Chichester; 3-31.
- TRICART, J. (1967): "Le modelé des régions périglaciaires". In J. Tricart & A. Cailleux: *Traité de Geomorphologie*. Tomo I. 313 pp. S.E.D.E.S. Paris.
- TRICART, J. (1981): *Geomorphologie climatique*. In col: *Précis de Geomorphologie*. Tome III. ed. SEDES. Paris.
- VALCÁRCEL-DÍAZ, M., CARRERA-GÓMEZ, P., CORONATO, A., CASTILLO-RODRÍGUEZ, F., RABASSA, J. & PÉREZ-ALBERTI, A. (2006): "Cryogenic Landforms in the Sierras de Alvear, Fuegian Andes, Subantarctic Argentina". *Permafrost and Periglacial Processes*, 17: 1-6.
- TUHKAMEN, S. (1992): "The climate of Tierra del Fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere". *Acta Botanica Fennica*, 145 : 1-64.
- VAN VLIET-LANOË, B. & VALADAS, B. (1983): "A propos des formations déplacées des versants cristallins des massifs anciens: Le rôle de la glace de ségrégation dans la dynamique". *Bulletin de l'Association française pour le'étude du Quaternaire*, 4, 153-160.
- VAN STEJN, H., VAN BREDERODE, L & GOEDHEER, G. (1984): "Stratified Slope Deposits of the grezze-litee Type in the Ardeche Region in the Soutd of France ". *Geografiska Annaler*. 66, 195-305.
- VAN STEIJM, H., BERTRAN, P., FRANCOU, B., HETU, B. & TEXIER, J.P. (1995): "Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits: review". *Permafrost and Periglacial Processes*, 6, 125-146.



Figura 1. Situación de área de estudio.

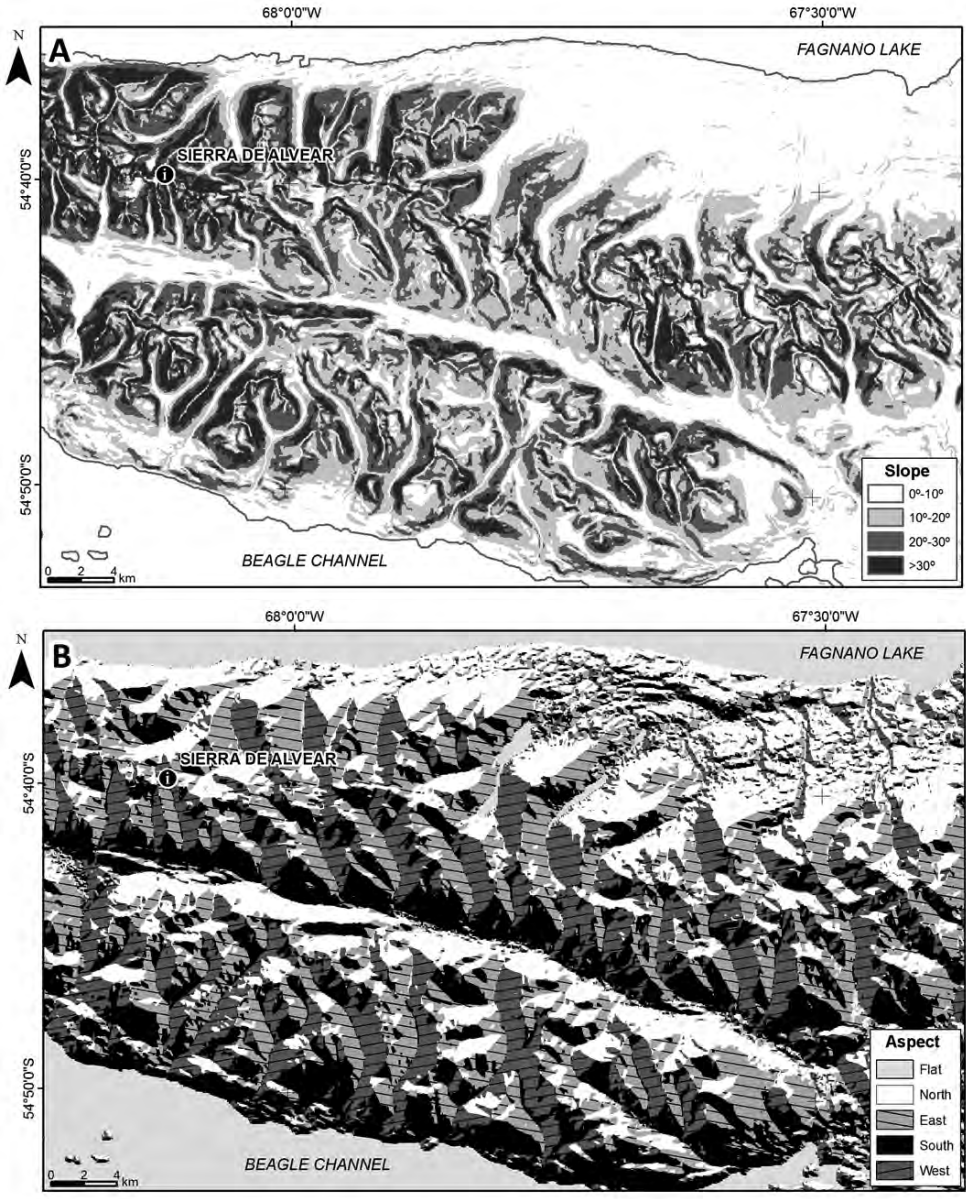


Figura 2. Mapa de pendientes (a) y mapa de orientaciones (b) del sector central de los Andes Fueguinos.

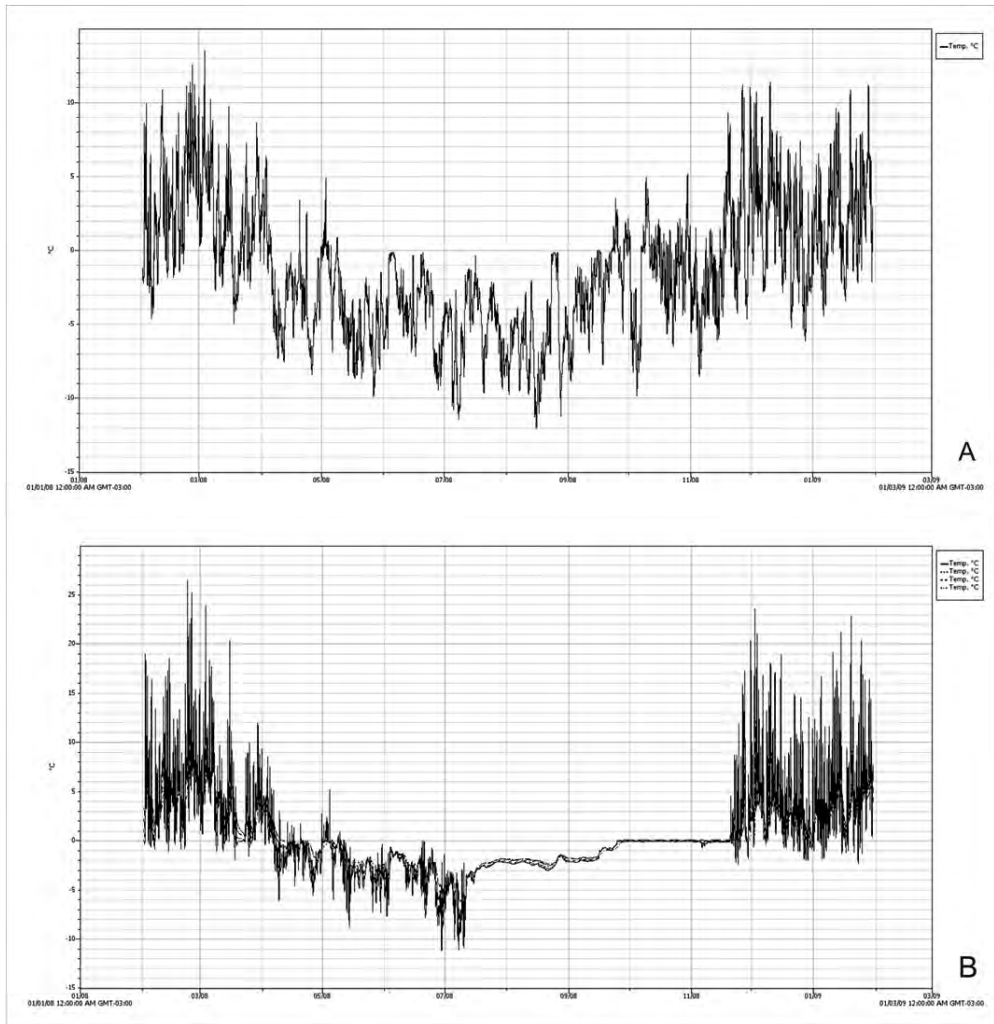


Figura 3. Temperatura del aire (a) y del suelo (b).

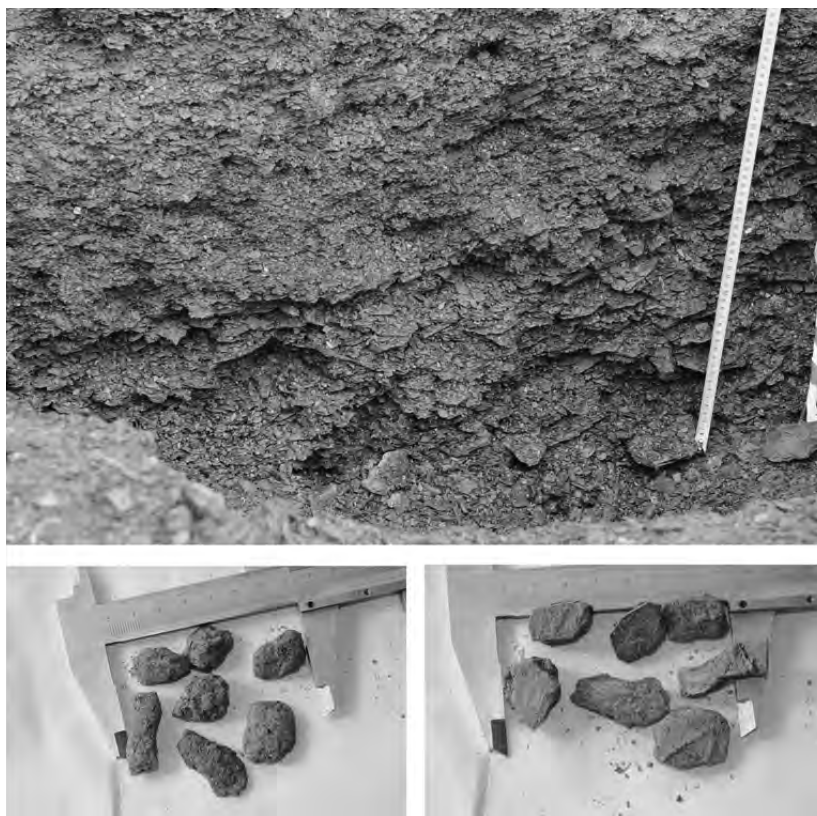


Figura 4. Arriba, afloramiento. Debajo, a la izquierda, clastos cubiertos con una partícula de arcilla en su parte superior y, a la derecha, limpios en la inferior.

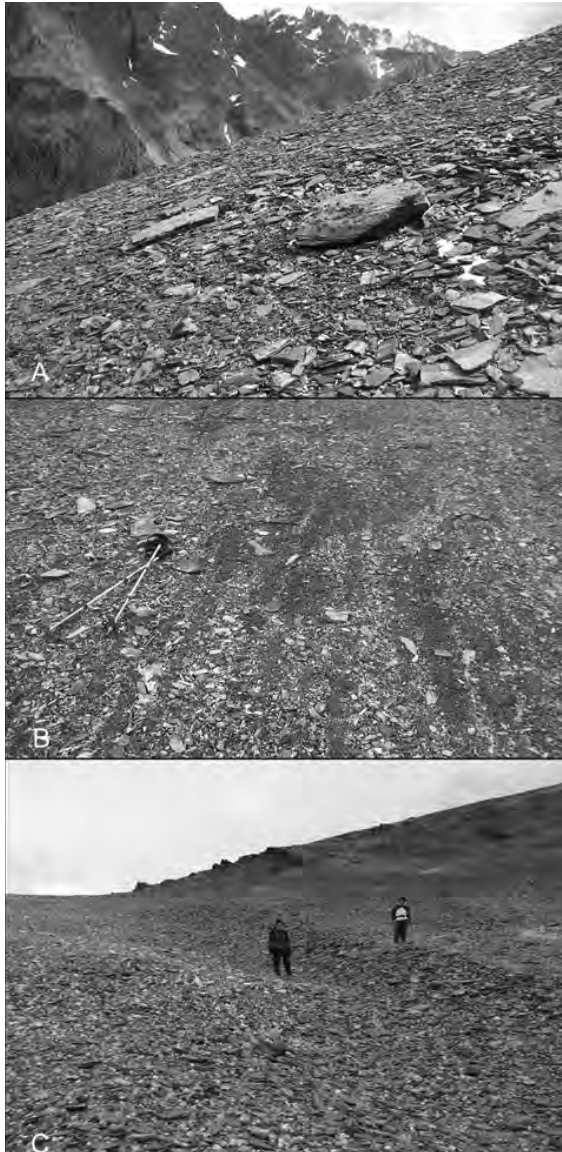


Figura 5. Diferencias en la cobertura sedimentaria de las laderas. A) Segmento superior; B) Segmento medio; C) Segmento inferior.

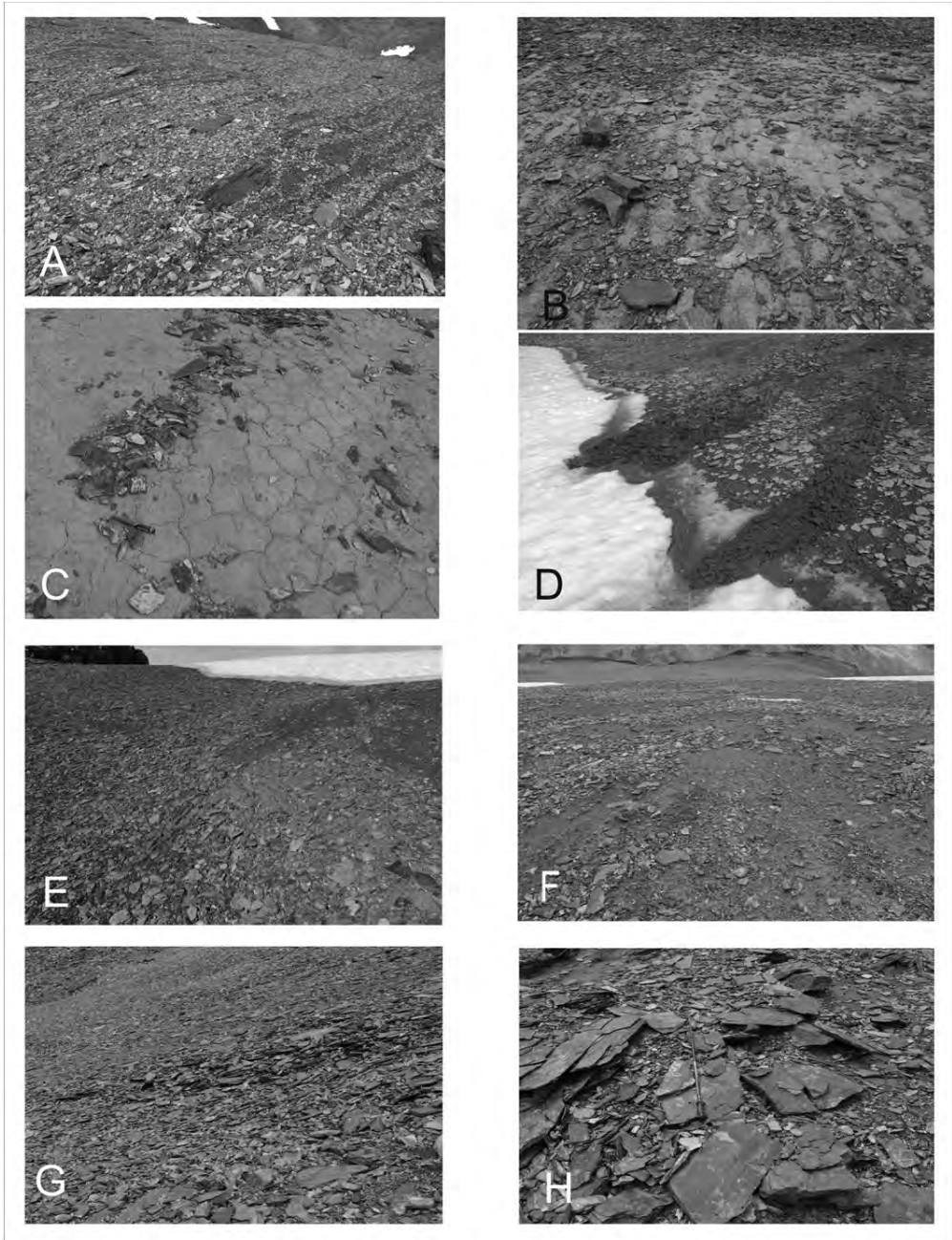


Figura 6: Sistemas de transporte: (a) arrastre subnival; (b,c) transporte de clastos por aguas de fusión nival; (d) pequeñas coladas de barros; (e,f) pequeñas coladas de arena; (g, h) flujos de derrubios.