

VI. Periglaciario

VI.1. Introducción

El término periglaciario (*i: periglaciation*), fue usado por primera vez por Lozinski (1909), aunque aplicado a una zona climática poco representada en la actualidad: el borde de los grandes casquetes de hielo continentales (French, 2000). Anteriormente, otros autores analizaron procesos fríos actuales y heredados (Geikie, 1874; Andersson, 1906), avanzando el conocimiento sobre ellos notablemente cuando se comienzan a explorar regiones como Siberia o Alaska (French, 2003). Más recientemente, los registradores automáticos (*i: dataloggers*) han supuesto un gran avance, al poder obtener datos continuos en regiones con climas extremos (Matsuoka y Humlum, 2003). Actualmente, la Geomorfología periglaciaria (*i: periglacial geomorphology*) estudia todos los procesos de carácter frío no glaciares incluyendo, por tanto, no sólo los derivados de la presencia de permafrost, sino también los generados por la acción del hielo estacional (French, 2007: 5).

Los ambientes periglaciares (*i: periglacial environments*) son aquellos en los que la acción del hielo y/o los procesos relacionados con el permafrost son dominantes (French, 1996: 3) aunque, en realidad, pueden operar fuera de un ambiente periglaciario y, dentro de éste, se desarrollan también otros procesos geomorfológicos. En cualquier caso, los límites de lo que se puede considerar un clima periglaciario no son precisos; French (2007: 31) establece ese límite en la isoterma de 3°C de temperatura media anual, considerando que hay un dominio de procesos periglaciares cuando aquella desciende de los -2°C. Sin embargo, este mismo autor reconoce que la temperatura del suelo es tanto o más relevante (French, 2007: 40), por lo que en zonas de montaña, donde es muy variables dependiendo de la cubierta nival, la humedad del suelo, la insolación y otros factores, es muy complejo establecer unos límites precisos.

Por otra parte, tradicionalmente se ha dado mucha importancia a los ciclos de hielo-deshielo, como característicos de los ámbitos periglaciares. Pero los ciclos que afectan al suelo no sólo son muy complejos de medir, puesto que es difícil comprobar si realmente se hiela o no sino que, además, se está observando que son mucho menos frecuentes de lo que se creía, disminuyendo en profundidad muy rápidamente (French, 2007: 56).

En realidad, entre la comunidad científica no hay aún un acuerdo para establecer el límite de lo periglaciario y, en todo caso, parece imposible definir con claridad unas condiciones determinadas a partir de las cuales se puede hablar de dominio periglaciario o no (Thorn, 1992), salvo si se tiene en cuenta la presencia o ausencia de permafrost. Entre otros, estos son los límites establecidos para hablar de un ambiente periglaciario:

- Presencia de permafrost (Péwé, 1966).
- Formas solifluidales y suelo ordenado (Williams, 1961; Brosche, 1978b).
- Isotherma anual de 0° (Franco, 1993)
- Dominio de la acción del hielo-deshielo, con frecuentes oscilaciones (Tricart, 1968).
- Temperatura media inferior a 3°C (con salvedades) (French, 1996).
- Isotherma de 5°C de temperatura media (Humlum y Christiansen, 1998).
- Línea de bosque (*i: treeline*) (Ballantyne y Harris, 1994).
- Diez oscilaciones térmicas anuales en torno a 0°C (Brochu, 1969).

Las diferencias son tan acusadas que, según una u otra definición, la acción periglaciario en un área de montaña puede variar hasta más de 2000 m. De esta forma, aplicado a la Península Ibérica, según el criterio más restrictivo sólo existe un ambiente periglaciario por encima de los 2400-2600 m en los Pirineos y marginal en Sierra Nevada. Por el contrario, según Brochu (1969) prácticamente toda la Península estaría dentro de un ambiente periglaciario (Córdoba supera los 10 ciclos de hielo-deshielo).

Esta variedad de definiciones se debe a que los procesos y formas derivados de la acción del hielo-deshielo son muy diversos y necesitan unas condiciones de temperaturas muy diferentes. Así, las agujas de hielo se desarrollan incluso con temperaturas del aire positivas, pudiendo aparecer en áreas con medias positivas en invierno; por el contrario, otras formas, como los glaciares rocosos, sólo aparecen si existe permafrost, con temperaturas medias anuales de -2°C o menos.

No debemos olvidar que factores como la humedad (Gómez Ortiz, 1984; Lehmkuhl *et al.*, 2003) y la litología, junto con variables micro-topoclimáticas provocan que, bajo unas mismas condiciones climáticas, en un determinado lugar las formas periglaciares estén bien representadas mientras que en otro no aparezcan; y es que la litología es un factor que introduce diferencias significativas y, a veces, es poco tenido en cuenta. Esto es debido a que la respuesta a la acción del hielo-deshielo es muy diferente según el tipo de roca, como también lo son las formas resultantes (Brosche,

1978b; Gutiérrez Elorza y Peña Monné, 1981: 18-19; Alonso, 1998b; Ikeda, 2004; French, 2007). Por este motivo, la comparación entre macizos es compleja, puesto que la diversidad de formas resultantes puede ser debida en mayor medida a la presencia de litologías diferentes que a distintas condiciones térmicas. Además, el grado de conservación de las formas es muy superior en unas litologías que en otras, lo que puede llevar a conclusiones erróneas cuando analizamos formas heredadas.

Igualmente, en franca relación con la litología, los procesos relacionados con la acción del hielo-deshielo, y sus formas resultantes, son muy diferentes en función del tipo de sustrato o suelo al que afectan (Höllermann, 1985; García Ruiz *et al.*, 1990; André, 2003), e incluso del tipo de clima (Karte, 1983). En zonas con finos las formas son distintas a las que se generan en áreas ocupadas por un sustrato rocoso y las que están cubiertas por derrubios groseros.

La pendiente también es un factor básico a considerar; si supera los 5° los procesos gravitatorios son dominantes en la génesis de las formas, mientras que en zonas más planas su importancia es mucho menor (van Steijn *et al.*, 2002).

La acción humana tiene repercusiones indirectas sobre los procesos periglaciares. Por ejemplo, en el Pirineo, el sobrepastoreo ha rebajado el límite superior del bosque unos 400 m, provocando que aparezcan formas periglaciares muy por debajo de las cotas en las que se darían de forma natural (Höllermann, 1985; García Ruiz *et al.*, 1990).

De cualquier forma, dentro de los procesos periglaciares debemos distinguir entre aquellos derivados del permafrost, de la acción del hielo estacional (congelación en otoño o comienzos del invierno y fusión en primavera) y de ciclos de hielo-deshielo diarios (o de pocos días) (Cruz Ramos *et al.*, 2009). En el presente trabajo vamos a referirnos a todas las manifestaciones de índole periglaciario existentes en el Alto Sil, tanto heredadas como actuales, independiente de que estas aparezcan o no en un contexto de ambiente periglaciario. Entre las formas heredadas, se encuentran los glaciares rocosos, los campos de bloques, los suelos ordenados y los canchales. Las formas de origen actual o subactual a las que nos referiremos son las terracitas, los lóbulos de geliflujión, los lóbulos de piedras, los bloques aradores y las agujas de hielo.

Las exigencias térmicas de las primeras son mayores, por lo que en la actualidad no son funcionales y se desarrollaron en momentos más fríos del Pleistoceno,

conservándose hasta la actualidad algunas de las formas creadas. Por el contrario, las de origen actual o subactual tienen funcionalidad con regímenes térmicos menos rigurosos.

En lo referente al Alto Sil, consideramos que se da un ambiente periglaciario donde los procesos relacionados con la acción del hielo-deshielo son dominantes, provocando una colonización vegetal escasa y donde se pueden encontrar formas relacionadas con el hielo-deshielo de carácter estacional y no sólo diario. Con esta definición, actualmente hablaríamos de un ambiente periglaciario atenuado a más de 1800-1900 m, capaz de generar formas únicamente en zonas con condiciones microclimáticas favorables, principalmente en orientaciones N.

Sin embargo, otros procesos periglaciares aparecen desde cotas más bajas, como son las agujas de hielo. Del mismo modo, fenómenos de crioclastia pueden darse muy por debajo de los 1800 m, especialmente cuando se realizan aperturas de pistas forestales o carreteras o en determinados escarpes rocosos.

Así, a modo de resumen, en el Alto Sil existe una gran variedad de formas de origen periglaciario, de edad y origen diverso y que podemos agrupar en:

- Formas relacionadas con la presencia de permafrost, heredadas:
 - o Glaciares rocosos
 - o Campos de bloques
 - o Ríos de bloques
 - o Cantos verticalizados
 - o Suelos ordenados (tamaño métrico)
- Formas derivadas de la geliflujión, asociadas a suelos congelados estacionalmente (varios meses), de carácter actual o subactual:
 - o Lóbulos de geliflujión
 - o Lóbulos de piedras
 - o Bloques aradores
 - o Terracitas
- Formas derivadas de la soliflujión, asociadas a ciclos de hielo-deshielo diurnos o de pocos días, con actividad actual:
 - o Agujas de hielo
- Formas derivadas de la acción de la crioclastia, asociadas a ciclos de hielo-deshielo diurnos y estacionales con influencia de la gravedad, con formas heredadas en su mayor parte:

- Canchales
- Derrubios estratificados

Además, independientemente de las condiciones térmicas del suelo, según la litología dominante estas formas aparecen o no. Por ejemplo, en el Alto Sil, en las zonas de cuarcitas son muy frecuentes los glaciares rocosos, los campos de bloques, los lóbulos de piedras y los canchales, mientras que no aparecen o son muy raras en zonas de pizarras. Por otra parte, los lóbulos de geliflución, los bloques aradores y las terracitas necesitan que haya material fino para poder formarse.

A este esquema, hay que añadir los procesos relacionados con la acción nival (Capítulo VI.6), en la que cabe distinguir los derivados de desplazamientos lentos de la nieve en los nichos de nivación de los flujos rápidos de nieve, como son los aludes.

VI. 2. El régimen térmico del suelo

Introducción

En la Cordillera Cantábrica en general, y en el Alto Sil en particular, al igual que en otros muchos sistemas montañosos, existe una red de observatorios meteorológicos muy escasa. Para conocer el régimen térmico de las zonas más elevadas se realizan correlaciones según altitud pero, debido a la compleja orografía de la Cordillera y, sobre todo, a las inversiones térmicas, tan frecuentes en los fondos de valle dónde se sitúan las estaciones meteorológicas, la fiabilidad de las estimaciones es escasa. Así, con los datos de las estaciones cercanas, y usando un gradiente de $0,52^{\circ}\text{C}$ cada 100 m (Gómez Villar, 2006), la isoterma de 0°C estaría situada a unos 2350 m, por encima de las cumbres más altas. Para el conjunto de la Cordillera Cantábrica, Muñoz Jiménez (1982) calcula su posición a 2400-2500 m y según extrapolaciones a partir de los recientes datos de Cabaña Verónica, en los Picos de Europa, podría situarse a unos 2650 m en esa zona.

Por otra parte, desde un punto de vista geomorfológico, la temperatura del suelo es mucho más importante que la del aire y la relación entre ambas no es lineal (Thorn, 1982; Thorn *et al.*, 1999), viéndose influenciada en gran medida por la radiación, la cubierta nival, el relieve, el tipo de sustrato, la humedad y la vegetación.

En realidad, se puede afirmar que el conocimiento del régimen térmico del aire aún es muy deficiente en la Cordillera Cantábrica, y que es aún más pobre el del suelo. Todo ello a pesar de que es muy importante para poder comprender la distribución de los procesos geomorfológicos en la montaña cantábrica y, en particular, de las formas de origen periglacial.

Antecedentes

Hasta hace sólo 15 años, los datos de temperatura del suelo eran muy escasos pero, con la aparición de los registradores de temperatura (*i: dataloggers*) a un coste relativamente bajo, se ha abierto la posibilidad de analizar el régimen térmico del suelo y del aire en lugares poco accesibles. Sin embargo, a pesar de los esfuerzos realizados en los últimos años, aún se está lejos de conocer en detalle las influencias sobre el régimen térmico del suelo y las variaciones en distintos ambientes (Ishikawa, 2003),

especialmente en zonas de derrubios groseros como son los glaciares rocosos, dónde la dinámica térmica es más compleja (Harris y Pedersen, 1998).

En el ámbito peninsular, los registros térmicos del suelo han sido puntuales y circunscritos a la Serra da Estrela (Vieira *et al.*, 2002; 2003), Sierra Nevada (Ramos *et al.*, 2002a), la Sierra de Guadarrama (Andrés de Pablo y Palacios Estremera, 2010) y el Pirineo Oriental (Ramos *et al.*, 1998; Salvador Franch y Gómez Ortiz, 2007). En la Cordillera Cantábrica, únicamente los trabajos de Castañón Álvarez y Frochoso Sánchez (1998) y González Trueba (2006) a altitudes elevadas (2100-2500 m) de los Picos de Europa y los más recientes de Carrera Gómez *et al.* (2007), en la Sierra de Ancares, permiten tener una primera aproximación al régimen térmico del suelo en la alta montaña cantábrica. Por nuestra parte, se han presentado ya algunos datos relativos al conjunto de la Cordillera Cantábrica (Santos González *et al.*, 2007; 2009a; 2009b; Redondo Vega *et al.*, 2010).

Metodología

En el marco de dos proyectos de investigación [*“Estudio de los glaciares rocosos del Macizo de Catoute (Montaña Cantábrica, León). Bases para su conocimiento y valoración como Paisaje Natural”*, Ref. BSO2000-1196, del Ministerio de Ciencia y Tecnología, y *“Estudio de los glaciares rocosos fósiles de la Sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica, León). Bases para su conocimiento y valoración como Paisaje Natural”*, Ref. LE 3201, Junta de Castilla y León], entre otros objetivos, hemos trabajado en el conocimiento del régimen térmico del entorno de los glaciares rocosos relictos del Alto Sil. Gracias a ellos, se procedió desde el año 2002 a la instalación de diversos registradores de temperatura (Hobo ®) en varios enclaves de los macizos de Valdeiglesia y Nevadín (Fig. 246). Estos datos nos han proporcionado información de primera mano sobre el régimen térmico del suelo de distintos ambientes de zonas culminantes.

Más recientemente, hemos recopilado información sobre el régimen térmico de glaciares rocosos relictos en otros macizos cantábricos (Fornela, Mampodre y Peña Prieta), dentro de otro proyecto de investigación (*“Estudio de los glaciares rocosos relictos de la Cordillera Cantábrica. Bases para su conocimiento y valoración como patrimonio natural”*, ref. CGL2006-07404/BTE, del Ministerio de Educación y

Ciencia), que nos permiten tener una mejor aproximación al conocimiento de estas formas, y comparar los registros de esos ámbitos con los obtenidos en el Alto Sil.

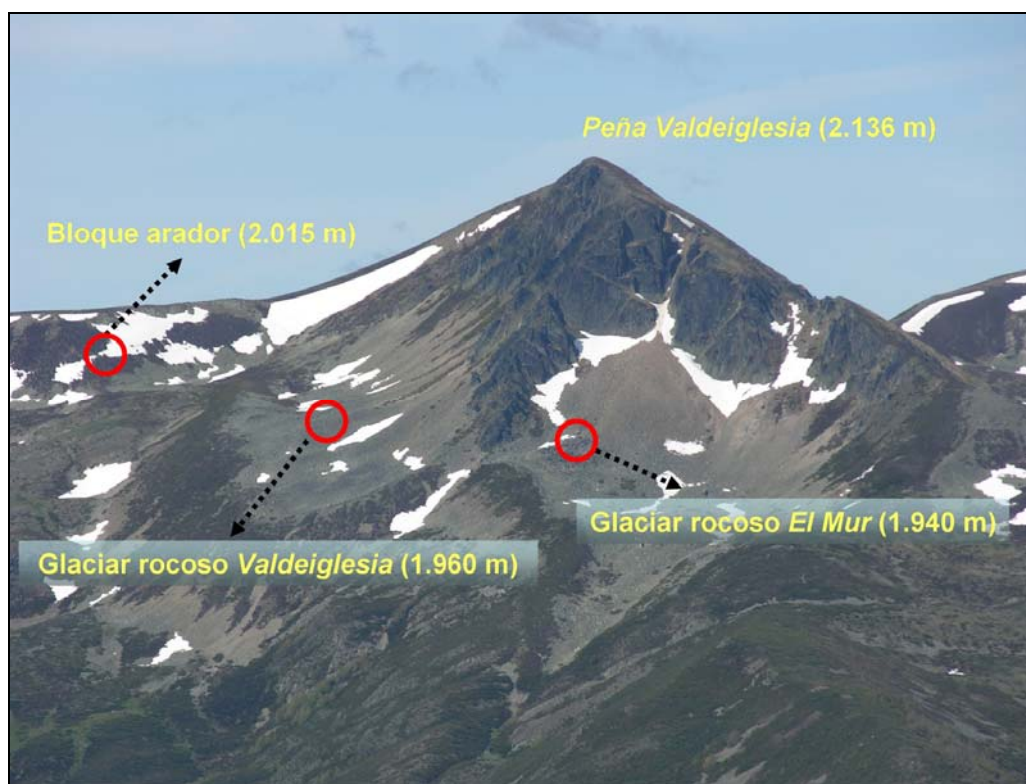


Figura 246. Situación de los registradores de temperatura en el entorno de la Peña Valdeiglesia. 16-may-2006.

Tabla 39. Registros térmicos del suelo en el Alto Sil. Los periodos indican los años de monitoreo, normalmente en periodos que van desde octubre a junio.

Código	Denominación	Altitud (m)	Profundidades (cm)	Periodos
SV	Solana Valdeiglesia	2035	-2; -15; -20	2003-2006
BA	Bloque Arador	2015	-5; -20; -50	2002-2007
GRV	Glaciar rocoso Valdeiglesia	1960	Surco (-15); Cresta (-15)	2005-2006
GRM	Glaciar rocoso El Mur	1940	-20; -70	2006-2007
NN	Nevero Nevadín	2040	-2; -8; -15	2003-2005 y 2006-2007
SN	Solana Nevadín	2035	-5; -10; -20	2003-2006
SP	Solana Poza del Puerto	1750	-5; -30	2006-2007

Como vemos en la Tabla 39, todos los sensores se han situado a cotas elevadas de los macizos de Valdeiglesia y Nevadín y es en ellos en los que se basan las observaciones realizadas a partir de ahora. Evidentemente, son pocos emplazamientos como para poder establecer el régimen térmico del suelo de todo el Alto Sil pero, dada la variedad de los lugares analizados, nos permiten sacar bastantes conclusiones sobre

las temperaturas registradas en los primeros 50 cm del suelo de las áreas a más de 1800 m y de las diferencias que el relieve imprime en ellas.

En cada ubicación, se instaló una caja protectora del registrador que almacena datos (Fig. 247) de tres sensores ubicados a diversas profundidades del suelo. Los registradores instalados (HOBO® H8 ProTemp/RH y H8 Temp, de ONSET) adquirieron medidas horarias. La precisión de los sensores es de 0,2°C en el primer caso y de 0,7°C en el segundo, con una resolución de 0,02°C y de 0,4°C.



Figura 247. Caja protectora de los registradores de temperatura que almacenan los datos obtenidos a tres profundidades diferentes, en el Nevero del Nevadín (NN). 22-jul-2004.

Se colocaron placas de aluminio para tomar medidas más homogéneas de temperatura, de manera similar a la presentada por Ramos *et al.* (2002b: 262). Las profundidades de los sensores también han variado. En todos los enclaves se han situado 3 sensores a diversas profundidades (Fig. 248), normalmente en superficie (-1 o -2 cm), a -15 cm o -20 cm, y a -30 cm o -70 cm, pero han sido diferentes dependiendo de las características del suelo o formación superficial. En varios casos, se han producido errores en alguno de los sensores (los fallos han sido producidos principalmente por acción de la fauna o mal sellado de las cajas protectoras), por lo que se disponen únicamente de datos de 1 o 2 profundidades. De todos modos, disponemos

de una serie bastante completa y, en general, el funcionamiento de los registradores ha sido muy satisfactorio.



Figura 248. Sensores de temperatura en el nevado del Nevadín (NN). Se pueden ver tres sensores, situados a -2 cm, -8 cm y -15 cm. 13-sep-2003.

Factores que influyen en el régimen térmico del suelo

El régimen térmico del suelo está influenciado por varios factores. En primer lugar por las temperaturas del aire, que vienen determinadas por la circulación general de la atmósfera en estas latitudes y por los matices que impone el relieve. En el Alto Sil, la variabilidad interanual del volumen de innivación y, en menor medida, de su componente de procedencia, es grande, como se corresponde con un clima atlántico pero de influencia mediterránea, al igual que sucede en otros macizos de latitudes medias (Ikeda, 2004; Matsuoka, 2005; González Trueba, 2006; Mościcki, 2008; Andrés de Pablo y Palacios Estremera, 2010). Esa variabilidad obliga a obtener registros continuos durante varios años, puesto que sólo de ese modo pueden sacarse conclusiones claras sobre las temperaturas del suelo, ya que puede haber diferencias importantes cada año, en función, básicamente, de la cubierta nival.

Otro factor clave a la hora de explicar el régimen de temperaturas del suelo es el material que integra el sustrato, principalmente el tamaño de grano. Normalmente, las

zonas de derrubios groseros presentan temperaturas más bajas que zonas de material fino, lo que explica porqué el límite inferior del permafrost está casi siempre asociado a formas de derrubios groseros (canchales, glaciares rocosos). Además, la estructura abierta típica de estas formas permite la circulación del aire entre los espacios de los bloques, incluso bajo una cubierta nival importante, con lo que se pueden producir flujos laterales y altitudinales de gran importancia que complican el régimen térmico.

Por nuestra parte, hemos situado sensores tanto en zonas de suelo orgánico bien desarrollado (SN, SP, según los códigos de la Tabla 39), en suelos bastante desarrollados (SV, BA), poco desarrollados (NN) y en glaciares rocosos relictos (GRV, GRM, y fuera del Alto Sil en Mampodre, Fornela, San Isidro y Peña Prieta). La variedad de ubicaciones seleccionadas nos ha permitido conocer las variaciones que imprimen tanto la topografía (que influye en la innivación, insolación...) como el tipo de suelo. De esta manera, observamos que, bajo unas condiciones de temperatura ambiente muy similares, las temperaturas del suelo pueden variar notablemente en cortas distancias. Por otra parte, la humedad (muy dependiente del espesor y tipo de suelo) se ha mostrado como un factor clave y, creemos, debería monitorizarse en el futuro junto a las temperaturas.

Por último, la profundidad influye notablemente en la temperatura, especialmente si se trata de suelos integrados por finos, ya que en zonas de derrubios la circulación del aire reduce su importancia. Los sensores más superficiales sufren cambios mucho más bruscos de temperatura, mientras que las oscilaciones térmicas en profundidad son muy escasas, como hemos podido comprobar en todas las localizaciones estudiadas. De cualquier forma, la variación en la velocidad de penetración del hielo en profundidad depende mucho del tipo de suelo, de la humedad existente, del espesor de nieve y de la temperatura ambiente.

La existencia de varias etapas a lo largo del año es clara, aunque no hay unanimidad a la hora de establecer un número concreto (Ramos *et al.*, 1998; Hanson y Hoelzle, 2004; Sokratov y Barri, 2002; González Trueba, 2006), fundamentalmente por la variedad de “climas de suelo” existentes. En primer lugar, en zonas con permafrost, el régimen térmico viene influenciado en gran medida por la existencia de esa capa helada en profundidad, que hace que el suelo se hiele no sólo desde la superficie, sino también desde la base de la capa activa, con lo que a lo largo del invierno se alcanza un equilibrio térmico del sistema (Sokratov y Barri, 2002). En zonas sin permafrost, por el

contrario, siempre existe una capa deshelada por debajo del frente de hielo, con lo que nunca se alcanza un equilibrio. Además, al contrario que en muchos trabajos centrados en latitudes o altitudes más altas, aquí la nieve puede fundir incluso en mitad del invierno, alternándose periodos sin nieve con otros en los que su espesor puede ser muy notable, por lo que las distintas etapas se pueden repetir durante varias veces durante el año. Esta repetición ha sido observada en otros ambientes más mediterráneos, como la Serra da Estrela, dónde Vieira *et al.* (2002; 2003) establecen varias etapas en función de la congelación del suelo y la profundidad que alcance.

La evolución del régimen térmico a lo largo del año

A la hora de analizar el régimen térmico del suelo conviene separar dos periodos principales a lo largo del año, dependiendo de si la nieve cubre o no el terreno. Esto es debido a que la nieve constituye un eficaz aislante térmico y, una vez que supera los 80-100 cm, las temperaturas del aire y del suelo dejan de tener relación (Hoelzle *et al.*, 1999; Taras *et al.*, 2002). En realidad, con más de 20-30 cm la correlación entre ambas es prácticamente nula, según hemos observado en numerosas ocasiones.

La nieve se comporta a veces como un sedimento eólico que presenta una distribución espacial muy variable, fuertemente influenciada por la topografía y la orientación. En los lugares analizados, la variación es tal que, a partir de los 1500 m, en laderas de solana venteadas, la nieve puede cubrir el suelo apenas 50-80 días, mientras que enclaves como los neveros del Nevadín y Valdeiglesia se sobrepasan habitualmente los 220 días con nieve.

Esto hace que el periodo en el que el suelo está aislado de la temperatura exterior sea muy variable, aunque lo más habitual es que entre finales de noviembre y primeros de mayo la nieve aisle la superficie del exterior en buena parte de las laderas, especialmente las que presentan orientación N o E.

Durante el periodo sin nieve (habitualmente entre junio y octubre), el régimen térmico tiene una fuerte relación con el régimen térmico del aire, con un matiz importante, y es que la oscilación térmica diaria desciende rápidamente en profundidad. En efecto, mientras a 1 cm de profundidad la oscilación térmica suele ser muy similar a la superficial (incluso mayor, si existe una capa superior de cantos), a -15 cm raramente

alcanza los 3°C en lugares donde en superficie puede rondar los 15°C. Por debajo de los 30-40 cm, raramente supera 1°C de variación de temperatura.

La Figura 249 ilustra estas diferencias de respuesta en profundidad, en un bloque arador inactivo en el circo de Valdeiglesia. En ella se puede observar la buena correlación existente entre la temperatura ambiente y la del suelo, y como a mayor profundidad la respuesta es más lenta y las oscilaciones térmicas menos acusadas. En profundidad (-50 cm) existe un retardo importante de la señal térmica, lo que se deja notar con claridad en la irrupción fría que se dio entre el 15 y el 17 de julio, que se refleja con bastante retraso en profundidad, registrándose a -50 cm los valores mínimos cuando la temperatura ambiente de nuevo era elevada.

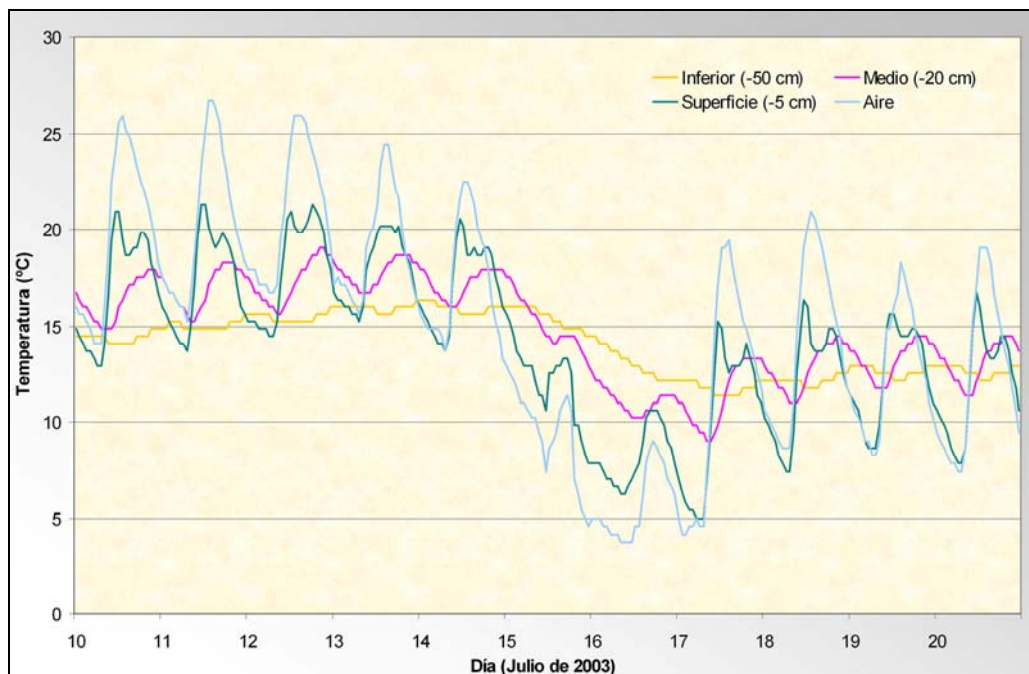


Figura 249. Temperatura del suelo en un bloque arador en el circo de Valdeiglesia (Salientes), entre el 10 y el 20 de julio de 2003.

Las diferencias de oscilación térmica son más o menos notables a igual profundidad dependiendo de las características de cada emplazamiento; en concreto, es mucho mayor en lugares con presencia de derrubios con estructura abierta frente a enclaves con materiales finos. Esto es debido a las diferencias en la estructura interna, puesto que en lugares con estructura abierta, existen numerosos espacios entre los bloques por los que circula el aire con facilidad y la influencia externa alcanza mayores profundidades.

Aunque en los emplazamientos de mayor altitud, por encima de los 2000 m, no es raro que haya heladas y nevadas aisladas durante el verano, es a partir del mes de octubre cuando el hielo y la nieve empiezan a influir de forma notable en el régimen térmico del suelo.

A partir del mes de noviembre el régimen térmico varía de forma notable dependiendo de la cubierta nival, que presenta gran variabilidad a escala local. Hay que tener en cuenta que mientras en neveros persistentes o depresiones situadas a gran altitud la nieve se instala a comienzos del otoño y permanece hasta entrado el verano, en otros lugares, la cubierta nival es muy discontinua y desaparece pocos días después de producirse las nevadas.

En este sentido, los lugares dónde la cubierta nival es poco persistente se ven afectados por las oscilaciones térmicas en superficie, con lo que son más frecuentes los ciclos de hielo-deshielo aunque, generalmente, sean superficiales. Por el contrario, donde la cubierta nival es más estable, la temperatura se estabiliza en 2 o 3 días situándose en valores de en torno a 0°C.

Una vez establecida la cubierta nival, las diferencias son notables entre las orientaciones de solana o de umbría. En las primeras, debido al calor latente emitido como consecuencia de la energía empleada en congelar el agua del suelo, se produce el denominado *zero curtain effect* (Outcalt *et al.*, 1990), que puede traducirse al castellano como *cortina isotérmica de los 0°C*. Debido al gran aporte de humedad derivado de la fusión parcial de la nieve, en las solanas esta cortina isotérmica puede alargarse durante todo el invierno, impidiendo la congelación del suelo a partir de los 5 cm de profundidad, como hemos observado en el Nevadín, a más de 2000 m, al igual que se ha comprado en un nevero de la Sierra de Guadarrama (Andrés de Pablo y Palacios Estremera, 2010).

En las laderas de umbría, por el contrario, aunque también aparece, el efecto es menos prolongado, probablemente debido a la menor humedad aportada al permanecer la cubierta nival congelada por más tiempo dada la escasa radiación solar existente. Esto permite que el frente de penetración de hielo vaya avanzando, congelándose el suelo progresivamente a mayor profundidad. Aunque no se han instalado sensores a gran profundidad, podemos estimar que en ciertos enclaves el suelo se puede congelar a más de 50 cm de profundidad, pudiendo alcanzar 1 m en algunos lugares, variando notablemente según años. Las temperaturas, una vez establecida la cubierta nival, nunca

descienden de -1°C . Sólo cuando la nieve no está presente, o tiene un espesor inferior a los 20 cm, los valores registrados pueden descender de ese valor, si bien raramente llegan a los -5° , incluso en los primeros centímetros de profundidad.

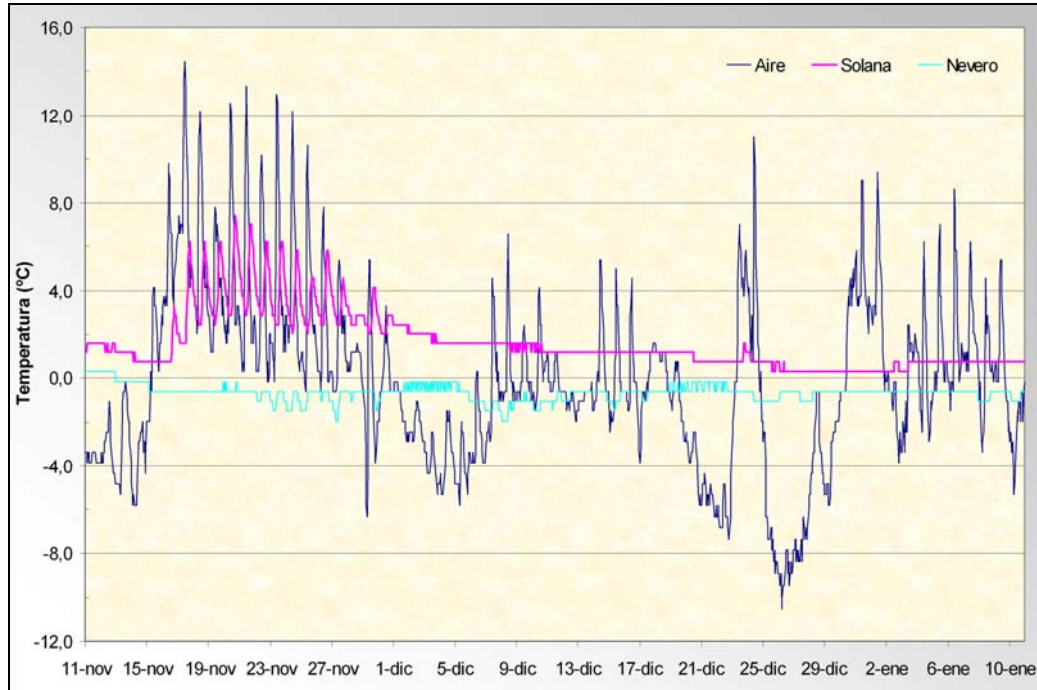


Figura 250. Temperaturas del aire, del suelo en solana y del suelo en las Joyas del Nevadín, con nieve cubriendo tanto en la solana como en el nevero a partir de primeros de diciembre (antes en el caso del nevero). Periodo 2004-2005.

El gráfico de la Figura 250 ilustra la diferente situación térmica entre las laderas de umbría (nevero) y solana. Mientras en aquella la congelación del suelo se produce de forma temprana (mediados de noviembre), en las solanas la cubierta nival no se establece de forma definitiva hasta principios de diciembre y, además, las temperaturas se mantienen más suaves, sin que se lleguen a registrar valores inferiores a los 0°C . En el mismo gráfico, se puede observar que la temperatura externa tiene una influencia prácticamente nula en los registros de temperatura del suelo cuando la nieve lo cubre con una capa continua.

Aunque la cortina isotérmica de los 0°C suele ser más prolongada en suelos húmedos con finos (Harris y Corte, 1992), también se produce dentro de los glaciares rocosos, donde es más difícil la presencia de agua; Hanson y Hoelzle (2004) lo atribuyen al rehielo en profundidad en un glaciar rocoso activo, pero no hemos comprobado la posible creación de hielo en primavera. En GRV llama la atención como

en el sensor del surco se mantiene el *zero curtain effect* a pesar de que el cercano de la cresta ya no tenía nieve y el espesor en el surco era muy pequeño.

En general, debido a la influencia de la radiación solar y la cubierta nival, los datos indican que los lugares más fríos durante los meses invernales son los situados por encima de 2000 m, con orientaciones N o NO en los que la cubierta nival es muy discontinua a comienzos del invierno. En estos enclaves, como hemos comprobado cerca del Cornón, en el Valle de Laciana, las temperaturas del suelo pueden descender hasta los -5 o -6°C, algo que normalmente sólo ocurre en zonas integradas por derrubios groseros.

Los datos obtenidos en un bloque arador en el circo de Valdeiglesia, por comparación con otros enclaves, parecen apuntar en ese mismo sentido: son las zonas con orientación N o NO en las que la cubierta nival tarda en establecerse dónde la penetración del hielo puede alcanzar mayores profundidades. Esto explicaría la distribución de formas actuales y subactuales, como los lóbulos de geliflujión o los bloques aradores, que tienden a situarse en laderas orientadas al N o NO, mientras que los nichos de nivación lo hacen preferentemente hacia el NE. Otros autores también han comprobado como la penetración del frente de hielo es superior en las zonas dónde el espesor de nieve es menor, debido a su papel aislante (Matsuoka, 2010).

Tras la fusión de la nieve, la temperatura del suelo rápidamente se adapta a la exterior, siguiendo de nuevo sus oscilaciones diurnas, de forma más atenuada cuanto mayor sea la profundidad. Sólo en eventos de fusión nival durante el invierno, preferentemente en laderas orientadas al N, el suelo puede permanecer congelado en profundidad durante varios días y producirse la fusión sólo en superficie.

Los ciclos de hielo-deshielo

Aunque tradicionalmente se considera que un ciclo de hielo-deshielo se produce cuando la temperatura oscila por encima y por debajo de 0°C, lo cierto es que el agua se puede congelar a un rango variado de temperaturas (Hall, 2004; 2007) y se puede mantener en estado líquido tras varias semanas a temperaturas muy por debajo de esos 0°C (Boike *et al.*, 1998; Sutinen *et al.*, 2008). Por otra parte, hay que tener en cuenta que, especialmente en las zonas con derrubios groseros, aunque la temperatura

descienda a valores negativos, el agua puede no estar presente, con lo que la efectividad del ciclo de hielo-deshielo se reduce notablemente.

A pesar de ello, y siendo conscientes de que debemos tomar los datos con precaución, puesto que es posible que los periodos de congelación del agua del suelo difieran notablemente de los estimados a partir de los registros de temperatura, creemos que merece la pena analizar más detalladamente el número de ciclos existentes en cada una de las ubicaciones, puesto que nos muestran diferencias importantes (Tabla 40).

Lo primero que nos llama la atención es el bajo número ciclos de hielo-deshielo existentes, sobre todo si los comparamos con los que pueden aparecer en fondos de valle de entre 1000 m y 1400 m, dónde las frecuentes inversiones térmicas y la poca duración de la cubierta nival hacen que los ciclos de hielo-deshielo sean, sin duda, mucho más habituales, pudiéndose estimar 120-130 ciclos en la superficie del suelo de algunos valles. Al ascender en altitud, por una parte, las oscilaciones térmicas de la temperatura del aire son mucho menores (aspecto corroborado con los registros térmicos del aire obtenidos en diferentes años en Valdeiglesia, Nevadín y Valle de Fornela y Mampodre), lo que se traduce en un menor número de ciclos. A esto se une una duración de la cubierta nival más prolongada, que aísla el suelo de la temperatura exterior en los meses invernales, que es cuando se produce un mayor número de ciclos. Superficialmente, es en los neveros más persistentes dónde los ciclos de hielo-deshielo son más escasos, al igual que señalan Andrés de Pablo y Palacios Estremera (2010) en la Sierra de Guadarrama.

Como resultado, únicamente en las solanas, especialmente en años con escasez de nieve y, sobre todo, en el bloque arador, tenemos una mayor frecuencia de ciclos (Tabla 40). Los valores máximos están en torno a 40 ciclos a nivel superficial en el bloque arador, solo igualados en una de las ubicaciones de la solana del Nevadín, a nivel muy superficial. En otras zonas pueden ser inferiores a 10. Llama la atención en NN las diferencias en años con gran cantidad de nieve (2 ciclos en 2004-05, 6-10 en 2003-04 pero por oscilaciones muy cortas en torno a 0°C, posiblemente con suelo helándose) frente a otros con escasez de nieve (33 en 2006-07), al igual que observaron Andrés de Pablo y Palacios Estremera (2010: 32) en la Sierra de Guadarrama. Es importante señalar la escasa frecuencia de ciclos producidos anualmente, siendo habitual que haya menos de 20 y que, además, muchos de ellos se refieran a oscilaciones menores de 2°C.

Tabla 40. Días de hielo (DDH), días de hielo-deshielo (DHD) y días sin hielo (DSH) entre noviembre y mayo en los lugares con registros térmicos del suelo en el Alto Sil.

Código	Prof (cm)	Noviembre			Diciembre			Enero			Febrero			Marzo			Abril			Mayo			Total		
		DDH	DHD	DSH	DDH	DHD	DSH	DDH	DHD	DSH	DDH	DHD	DSH	DDH	DHD	DSH	DDH	DHD	DSH	DDH	DHD	DSH	DDH	DHD	DSH
Año 2003 - 2004																									
NN	-2	25	3	2	31			31			29			31			30			31			225	6	43
NN	-8		1	29		4	27	23	5	3	29			31			30			31			159	11	104
NN	-15		1	29		1	30	16	10	5	28	1		31			30			31			151	14	109
SV	-20				7	3	21	15	5	11	8	4	17	19	2	10	4	5	21			31	53	19	141
SN	-5	1	4	25	21	9	1	22	5	4	12	12	5	27	3	1	5	8	17			31	88	41	145
SN	-10			30	9	1	21	24	2	5	11	2	16	23	4	4	4	2	24			31	71	11	192
SN	-20			30	8	1	22	22	3	6	8	3	18	23	4	4	4	2	24			31	65	13	196
BA	-5	9	8	13	30	1		20	7	4	23	6		25	6		23	5	2	11	3	16	146	40	87
BA	-20			30	9	1	21	31			29			31			27	3		12	2		139	6	112
BA	-50			30			31			31	10	1	18	31			30			16	1	14	87	2	185
Año 2004 -2005																									
NN	-2	18	1		31			31			28			31			30			22	1	8	191	2	8
NN	-8	12	1		31			31			28			31			30			22	1	8	185	2	8
SV	-2				11	7	13	30	1		28			28	3		5	7	19			31	102	18	105
SV	-20						31	4	1	26	28			29	1	1			30			31	61	2	161
SN	-10						31			31			28			31			30			31	0	0	232
BA	-5	23	5	2	31			31			28			16	14	1	9	14	7	1	4	26	140	43	90
BA	-20	17	1	12	31			31			28			28	3		12	6	12			31	147	10	116
BA	-50			30			31	28	1	2	28			-	-	-	-	-	-	-	-	-	56	1	94
Año 2005 -2006																									
SN	-5		3	21	14	3	14	31			28			31			22	2	6			31	126	8	102
SN	-10			24			31			31			28	6	1	24	21	2	7			31	27	3	206
SN	-20			24			31			31			28	5	2	24	22	1	7			31	27	3	206
GRVCr	-15	14	10	6	31			31			28			31			30			4	8	19	169	18	55
GRVSu	-15	20	7	4	31			31			28			31			30			10	5	16	181	12	50
BA	-5	23	6	1	31			31			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	85	8	29
BA	-20	15	3	12	31			31			28			31			30			11	2	18	177	5	91
Año 2006 -2007																									
NN	-2	2	13	4	27	2	2	21	10		28			31			23	7		1	1	20	133	33	26
GRM	-20	3	8	7	24	5	2	27	2	2	28			31			16	4	10	1	7	7	130	26	28
GRM	-70	5	6	7	26	4	1	31			28			31			19	7	4	3	6	6	143	23	18
SP	-5			30			31			31	2	3	23			31			30			31	2	3	218
SP	-30			30			31			31			28			31			30			31	0	0	223
BA	-20	4	6	20	27	4		31			28			31			24	4	2	1	3	11	146	17	33

Los ciclos de hielo-deshielo de carácter diurno (o realizados en pocos días) son, por tanto, muy poco frecuentes en la mayoría de los emplazamientos y se restringen a los primeros 5 o como mucho 10 cm del suelo, en consonancia con lo observado por Matsuoka (1998a) y Yamada *et al.* (2000). Así, un gran número de los ciclos registrados a nivel superficial y todos (salvo alguno aislado en BA) por debajo de 10 cm se refieren a congelaciones tras el establecimiento de la cubierta nival y a fusiones como consecuencia de su desaparición y no a ciclos diarios en ausencia de nieve, que son menos frecuentes en general, aunque pueden tener una cierta importancia (SN, febrero 2004, 9 heladas).

La velocidad de penetración del frente de hielo

Las condiciones del suelo, especialmente su humedad, pero también su temperatura inicial cuando se establece la cubierta nival, son muy importantes a la hora de explicar el régimen térmico posterior (Taras *et al.*, 2002). Si la nieve aparece pronto, con un suelo húmedo y con temperaturas positivas de 2-3°C, el enfriamiento es lento, aunque al cabo de varios días se alcanzan los 0°C, primero en superficie y progresivamente en profundidad. Sin embargo, si el suelo ya se había helado previamente (segundo o tercer ciclo de helada) el enfriamiento suele ser mucho más veloz.

La penetración del frente de hielo suele ser más lenta en otoño y comienzos de invierno, sobre todo si la nieve se establece sobre un suelo potente y húmedo. A nivel superficial (entre -1 cm y -3 cm) el suelo se hiela de manera casi inmediata a la llegada de la nieve (entre horas y un día) si previamente se han producido temperaturas muy bajas. Por el contrario, si se producen nevadas copiosas sobre un suelo húmedo, que no ha sido helado previamente, el retraso, incluso en superficie, puede ser de bastantes días (SN, 2005-06, 20 días). En profundidad el retraso suele ser sensiblemente superior, (SN, a -20 cm, 2005-06, 148 días; SV, -20 cm, 2005-06, 84 días; BA, -50 cm, 2003-04, 81 días).

Por el contrario, esos mismos sensores pueden indicar heladas del suelo relativamente rápidas a las mismas profundidades, cuando ya ha habido periodos previos de congelación, principalmente a finales del invierno y primavera (SN, -20 cm, 2003-04, 2 a 4 días en varias ocasiones entre enero y marzo; BA, -20 cm, 2004-2005, 2

días en mayo). En otros casos, el retraso es de 4-5 días a comienzos del invierno frente a tan sólo unas pocas horas o un día a finales de invierno y comienzos de primavera. La causa principal de este retraso diferencial creemos que es la humedad del suelo, mucho menor una vez que se ha congelado varias veces, aunque la ausencia de registros de humedad impide corroborar esta hipótesis.

Estas diferencias hacen que los valores de velocidad de penetración del frente de hielo obtenidos sean muy variables, tanto entre distintas localizaciones como a diversas profundidades dentro de un mismo emplazamiento, como temporalmente, en consonancia con lo observado por Overduin y Kane (2006) en Alaska. En el Alto Sil, los registros obtenidos varían entre menos de 0,1 mm/hora hasta 20 mm/hora (Santos González *et al.*, 2009a). Como ejemplo, en SN, 2005-06, el suelo tardó 96 días en helarse a -10 cm después de que lo hiciera a -1 cm, mientras que a -20 cm se heló tan sólo 5 horas más tarde. Las tasas de penetración fueron de 0,9 mm/día para el primer caso frente a 480 mm/día en el segundo, con lo que los valores obtenidos parecen ser poco representativos y pueden estar fuertemente influenciados por la temperatura exterior, la estructura del suelo y la fusión superficial del manto nivoso. Además, parece que en ocasiones se hiela sólo parcialmente, siendo frecuente que algunos días (1-4) la temperatura oscile justo por encima y por debajo de 0°C, posiblemente indicando que el suelo está helándose más que ciclos de helada propiamente dichos.

El hecho de que el suelo esté más o menos húmedo parece influir en gran medida en su proceso de congelación, ya que a mayor humedad mayor calor latente será emitido y más lenta será su congelación (Taras *et al.*, 2002). En este sentido, es vital la presencia de agua en el suelo y de sus movimientos dentro de él (Kane *et al.*, 2001). El tipo de suelo (relacionado con la humedad) también influye notablemente. Los sensores situados en solanas con vegetación densa (SP) o únicamente herbácea (SN) pero con un suelo bien desarrollado, indican que en esos lugares la penetración del frente del hielo es mucho más lenta. Esto parece explicarse por varios factores, como son el suelo orgánico, sin clastos, la mayor radiación solar y los deshielos más frecuentes de la nieve que provocan un aumento de la humedad casi continuo. La protección frente al frío en SP es tal que el suelo a nivel superficial sólo se heló 5 días (-0,1°C) y a -50 cm no descendió de 1°C, a pesar de ser un invierno con poca nieve.

Algunos autores (Hinkel *et al.*, 1997; Ramos *et al.*, 1998; Sutinen *et al.*, 2008), han enfatizado la importancia de la fusión de la nieve durante el periodo invernal, que

provoca que se infiltre agua de fusión en el sustrato, aumentando la humedad del suelo y retrasando aún más la penetración del frente de hielo. Los deshielos de la nieve se pueden producir incluso con temperaturas por debajo de 0°C por la radiación (Koh y Jordan, 1995), aunque en la Cordillera Cantábrica es habitual la existencia de temperaturas positivas en invierno (raramente más de 5° a más de 1700m) y además puede llover incluso en mitad del invierno, con lo que la nieve se humedece pronto y es poco frecuente que la nieve en polvo dure varios días seguidos.

Régimen térmico de un bloque arador

En las proximidades del pico Valdeiglesia, a 2015 m de altitud, monitorizamos las temperaturas del montón frontal de un bloque arador (elementos que se describen en el Capítulo VI.4.1.3.), sin evidencias de actividad actual. Los sensores se situaron inmediatamente frente al bloque, en un suelo vegetado y con clastos dispersos (Fig. 251). Las temperaturas registradas en esta ubicación difieren de las de otras localizaciones, por lo que consideramos aparte algunos rasgos característicos que, creemos, ayudan a comprender mejor el mecanismo de movimiento de estas formas.

En primer lugar, el emplazamiento del bloque parece tener una gran influencia del régimen térmico. Tiene una orientación N-NO, en una ladera convexa, que hace que la acción del viento sea importante y la acumulación de nieve se retrase notablemente respecto a otros sectores a igual altitud. Por otra parte, la pendiente de la ladera y su orientación, hacen que en los meses invernales la insolación sea muy baja, con lo que no se producen calentamientos por radiación. Por este mismo motivo, la nieve suele mantenerse hasta finales de abril o primeros de mayo.

Las temperaturas del suelo parecen depender básicamente de si el bloque está totalmente cubierto de nieve o no, ya que si asoma una parte éste transmite las temperaturas a la superficie. El bloque no es muy alto, aunque tiene 63 cm de grosor, lo que sin duda hace que en años de poca nieve (como han sido varios de los analizados) y especialmente con nevadas de componente N (2005), no sea raro que durante el invierno quede desprovisto de nieve al menos parcialmente, influyendo en las temperaturas del suelo adyacente.

En esta ubicación, se observan enfriamientos notables cuando la cubierta nival es escasa, sobre todo en superficie, pero que también llegan en profundidad si el frío es



Figura 251. Bloque arador analizado en el circo de Valdeiglesia, a 2015 m. Los sensores se instalaron en el montón frontal de la forma. Al fondo es visible el nevado de Valdeiglesia, en esa fecha sin nieve. 26-sep-2006.

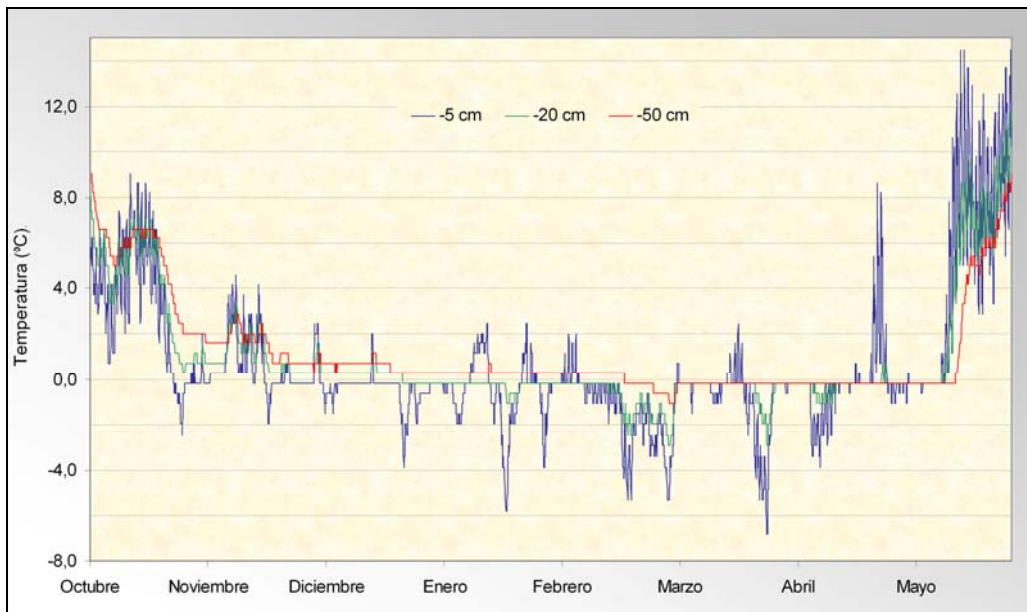


Figura 252. Temperatura del suelo en el bloque arador de Valdeiglesia (BA) entre el 1 de octubre de 2003 y el 31 de mayo de 2004.

intenso. Por el contrario, los periodos de calor no parecen traducirse en calentamiento superficial o, al menos, en menor medida que los enfriamientos. En general, se observa un régimen térmico con temperaturas superficiales muy bajas durante eventos concretos

durante el invierno que, progresivamente, van afectando a mayores profundidades (Fig. 252), algo no observado en ninguna de las demás ubicaciones estudiadas, salvo junto al Cornón, en el Valle de Laciana, en una localización similar, junto a un lóbulo de piedras de pequeñas dimensiones. En la Figura 252 también se pueden ver fusiones superficiales en varios eventos a lo largo del invierno, que podrían influir en la posterior formación de hielo en los bordes del bloque.

De todos modos, está por comprobar si el régimen térmico está básicamente influenciado por la presencia del bloque, o por la ubicación de éste. Es decir, parece claro que la congelación del suelo alcanza mayores profundidades que en otras zonas monitorizadas, pero no está tan claro que esto sea consecuencia de la presencia del bloque o se deba a la escasa cubierta nival a comienzos del invierno junto con una pobre insolación, que permita un enfriamiento progresivo en profundidad, sin calentamientos debidos a la radiación solar. En lo que sí parece influir es en un deshielo más temprano del suelo adyacente, debido a la mayor conductividad térmica (García de Celis *et al.*, 2006) y a que el bloque puede asomar sobre la cubierta nival antes que zonas adyacentes por su posición topográfica destacada. Así, la dinámica de movimiento estaría relacionada, por una parte, con la mayor penetración del frente del hielo, asociada a su ubicación y, por otra, con la fusión primaveral más rápida respecto a zonas cercanas, derivada de la presencia del bloque.

Régimen térmico en glaciares rocosos relictos

Diversos estudios han señalado como la existencia de una capa de cantos y bloques con estructura abierta, incluso no demasiado potente (Harris y Pedersen, 1998), produce un enfriamiento del suelo respecto a zonas integradas por material fino, lo que puede ayudar a conservar el permafrost, en las zonas dónde este existe (Harris y Corte, 1992; Ikeda y Matsuoka, 2002; Yu *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2006; Juliussen y Humlum, 2008; Mościcki, 2008; Putnam y Putnam, 2009).

Aunque existen trabajos en otras formaciones superficiales con estructura abierta, como los canchales (Lerjen *et al.*, 2003; Sawada *et al.*, 2003) o los campos de piedras (Juliussen y Humlum, 2008), son los glaciares rocosos los que han concentrado la mayor atención a la hora de analizar el régimen térmico, quizás por su mayor tamaño y la singularidad de la forma. En ellos, la capa de derrubios superior actúa como un

filtro entre la atmósfera y el permafrost, manteniendo el enfriamiento (Humlum, 1997; Hanson y Hoelzle, 2004).

En estos trabajos, se ha señalado la importancia que tienen los mecanismos de flujos de aire dentro de las masas rocosas, que modifican de manera importante los valores térmicos del suelo, destacando el “efecto chimenea” (*i: chimney effect*, von Wakonigg, 1996). Este efecto ha servido para explicar las temperaturas anormalmente bajas registradas en zonas basales de las masas de derrubios, especialmente en áreas con permafrost, que puede aparecer muy por debajo de su límite regional (Harris y Pedersen, 1998; Delaloye *et al.*, 2003; Lerjen *et al.*, 2003; Sawada *et al.*, 2003; Delaloye y Lambiel, 2005; Lambiel y Pieracci, 2008; Mościcki, 2008). Por el contrario, las zonas superiores del glaciar rocoso o canchal mantienen temperaturas elevadas (cercasas a los 0°C) durante todo el invierno.

Aunque los flujos sólo afectan a localizaciones o periodos de tiempo concretos (Ishikawa, 2003; Hanson y Hoelzle, 2004), parece claro que zonas topográficamente deprimidas pueden acumular frío, aunque sólo sea por flujos laterales (Bernhard *et al.*, 1998; Hoelzle *et al.*, 1999; 2001; Ishikawa, 2003). En este mismo sentido, las crestas retienen aire cálido frente a los surcos (Hoelzle *et al.*, 1999; Hanson y Hoelzle, 2004). En realidad el proceso es similar al denominado *Balch effect* (Balch, 1900, en Harris y Pedersen, 1998) citado por otros autores (Barsch, 1996; Humlum, 1997). Por otra parte, en régimen sin nieve, Harris y Pedersen (1998) defienden un intercambio continuo de energía con la atmósfera, mientras otros observan una reacción mucho más rápida a los enfriamientos que los calentamientos (Humlum, 1997; Hanson y Hoelzle, 2004).

De cualquier forma, aunque en los últimos años se han realizado numerosos estudios de temperaturas del suelo en glaciares rocosos activos e inactivos, son aún muy escasos los realizados en los relictos, dónde no hay presencia de permafrost y, por tanto, el régimen térmico ha de ser necesariamente diferente. Por nuestra parte hemos monitorizado las temperaturas de dos glaciares rocosos en el macizo de Valdeiglesia, al igual que en otros de la Cordillera Cantábrica. Sin embargo, los datos de los que disponemos son aún insuficientes para sacar conclusiones claras sobre la existencia o no de flujos de aire y poder comparar la dinámica térmica de estas formas respecto a las que sí mantienen permafrost.

A falta de una mayor cantidad de datos para sacar conclusiones claras, lo cierto es que los flujos parecen menos importantes en glaciares rocosos relictos analizados,

aunque no son descartables en GRM. En el resto de la Cordillera Cantábrica, sólo en el glaciar rocoso del Hoyo Empedrado (macizo de Peña Prieta) los flujos de aire parecen existir, aunque en ese lugar se considera posible la presencia de permafrost (Santos González *et al.*, 2009b).

Probablemente, la existencia de una capa helada (permafrost) en los glaciares rocosos activos favorezca la circulación de aire, mientras que en los relictos, su ausencia hace que no se generen esos flujos o más difícilmente, ya que en los primeros hay una pequeña banda de aire libre con poros entre la atmósfera y el permafrost, lo que no sucede en los relictos. También es posible que se den estos flujos de aire pero se produzcan a mayor profundidad o en posiciones topográficas concretas. Esperamos que los esfuerzos, en realización, para obtener una mayor cantidad de datos dentro de los glaciares rocosos relictos puedan aportar una mayor información y permitan conocer mejor su régimen térmico, puesto que los datos obtenidos hasta ahora son insuficientes.

Un hecho singular dentro de los glaciares rocosos, es la diferencia de temperaturas registradas en los surcos frente a las crestas de estas masas de derrubios. Estos contrastes térmicos están asociados básicamente a la mayor persistencia de la cubierta nival en los surcos frente a las crestas. En efecto, la topografía irregular que generan los glaciares rocosos, hace que dentro de ellos existan importantes depresiones y crestas que, a veces, pueden superar la decena de metros. Esta topografía favorece la acumulación de nieve en los surcos, mientras que en las crestas la acumulación y, como consecuencia, la duración de la nieve, son mucho menores, lo que se traduce en que el periodo de tiempo en el que suelo se encuentra por debajo de los 0°C es muy diferente en ambos (Redondo Vega *et al.*, 2010).

Pero la diferencia más significativa que hemos encontrado entre el régimen térmico de los glaciares rocosos y de las zonas integradas por material fino es la oscilación térmica mucho más acusada de los primeros. En la Figura 253 se puede ver como las temperaturas, a igual profundidad, similar altitud y similar posición topográfica evidencian una oscilación mucho mayor en el glaciar rocoso de Valdeiglesia que en el bloque arador. La estructura abierta del primero, frente a la presencia de materiales finos y una capa de materia orgánica en el segundo explican ese comportamiento térmico diferencial.

Si bien el régimen térmico del suelo dentro de los glaciares rocosos suele ser más riguroso que en zonas integradas por material fino, lo cierto es que, en realidad, son

zonas mucho más estables desde el punto de vista geomorfológico, ya que no hay agua (al menos a las profundidades que hemos podido observar, en torno a 80-100 cm, aunque probablemente sea notablemente superior) y la composición interna de la masa de derrubios garantiza la estabilidad, no observándose formas periglaciares activas dentro de ellos, como las que se dan en zonas próximas con materiales finos (terrascitas, lóbulos de piedras, lóbulos de geliflución, bloques aradores).

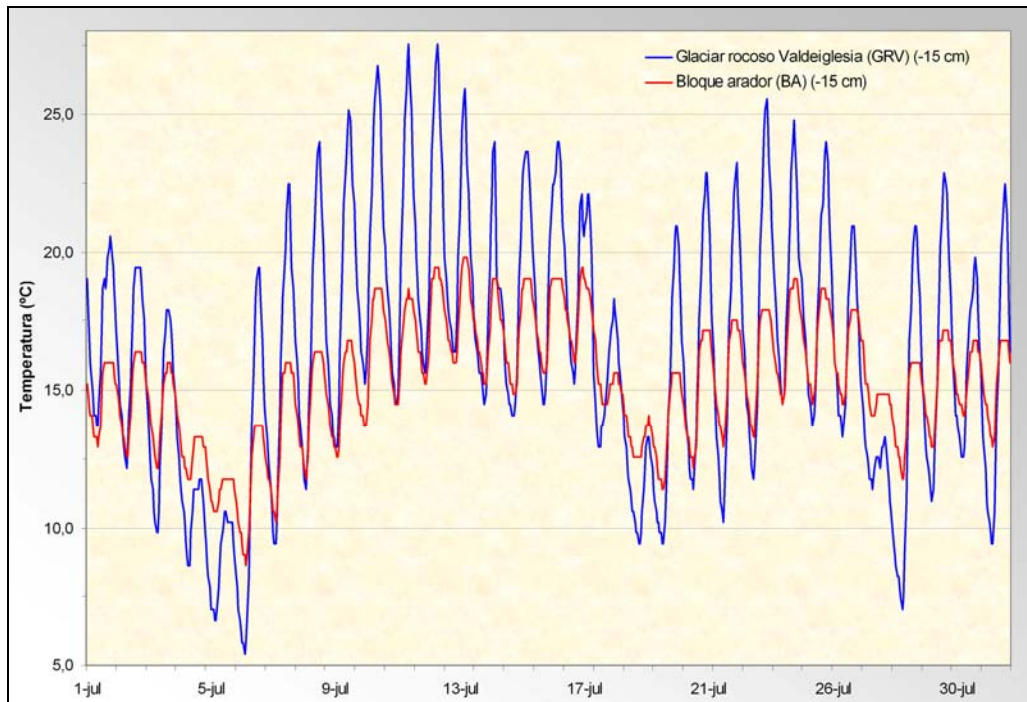


Figura 253. Temperaturas del suelo en GRV y BA en julio de 2006, evidenciando las diferencias de oscilación térmica diaria entre los glaciares rocosos, caracterizados por la presencia de bloques con estructura abierta, y zonas con presencias de finos.

Conclusiones

- El régimen térmico del suelo en la alta montaña cantábrica está fuertemente influenciado tanto por la temperatura ambiental como por la cubierta nival. Esta última presenta una gran variabilidad tanto espacial como interanual, lo que provoca cambios notables según las condiciones meteorológicas de cada año, siendo de mayor relevancia que la variabilidad invernal de la temperatura del aire.

- Los glaciares rocosos relictos presentan una estructura abierta, que favorece la circulación de aire, por lo que en profundidad las oscilaciones térmicas son mayores, con temperaturas más bajas en invierno comparadas con las registradas en suelos con

material fino. A pesar de ello, desde un punto de vista geomorfológico, son áreas muy estables, sin procesos activos.

- En neveros persistentes (NN), contrasta la ausencia de ciclos de hielo-deshielo registrados (ciclo sólo anual) con el perceptible desgaste del roquedo y la producción y movilización de crioclastos. Parece que los ciclos de hielo-deshielo de carácter estacional, a pesar de su menor frecuencia, pueden tener una repercusión geomorfológica mucho mayor que los ciclos diurnos.

- Por el contrario, las solanas culminantes (SN, SV), más estables, tienen una mayor cantidad de ciclos al ser la cubierta nival menos persistente, lo que provoca un mayor enfriamiento de la superficie. Sin embargo, debido a la alta radiación solar, también son frecuentes las fusiones, con lo que la penetración del frente de congelación suele ser menor. Cuando la cubierta vegetal se densifica y el suelo tiene un mayor espesor (SP), la gran humedad existente dificulta aún más la congelación del suelo, que es sólo superficial y restringida a cortos periodos de tiempo.

- En el bloque arador monitorizado (BA), el régimen térmico observado difiere del resto de localizaciones, evidenciando una congelación del suelo a mayor profundidad y la existencia de periodos de enfriamiento y calentamiento acusados, incluso bajo la cubierta nival. Además, el suelo existente junto a él se deshela más rápidamente que otras zonas no afectadas por su presencia.

- Los registros térmicos obtenidos prácticamente excluyen la posibilidad de que exista permafrost en el Alto Sil, con lo que las formas relacionadas con su existencia serían relictas.

- Los registros térmicos sí muestran una congelación estacional del terreno que, en algunas localizaciones, supera los 50 cm. Las observaciones realizadas parecen indicar que, en las áreas cimaras, en zonas con orientación N o NO donde la nieve tarda en instalarse durante el otoño es donde la congelación del suelo puede ser más importante. Por ello, en estas zonas podrían aparecer formas de gelifluxión activas.

- Los ciclos de hielo-deshielo diurnos no son muy abundantes y sólo afectan a la parte más superficial del suelo. Su frecuencia puede ser mayor en los fondos de valle que en las áreas cimaras, debido a inversiones térmicas, aunque no se han tomado registros térmicos del suelo en zonas bajas que permitan corroborarlo. En cualquier

caso, las temperaturas permiten la aparición de formas relacionadas con ciclos de hielo-deshielo diurnos, como las agujas de hielo.

- No se han monitorizado temperaturas en grietas de zonas de roquedos que permitan conocer la penetración del hielo en las fisuras de las rocas, con lo que no se puede valorar hasta que punto las temperaturas actuales son adecuadas para los procesos de crioclastia. De todos modos, las condiciones térmicas, con temperaturas negativas buena parte del año, permitirían su desarrollo.

VI. 3. Permafrost

El permafrost, en ocasiones traducido como *pergelisol*, es un estado térmico del suelo, ya que se define como “aquel sustrato —puede ser suelo o roca— que permanece a 0°C o por debajo de 0°C durante al menos dos años consecutivos” (van Everdingen, 2005: 55). Por tanto, aunque en general se refiere a zonas dónde el suelo está permanentemente helado, en realidad puede no estarlo, puesto que el punto de congelación del suelo a veces se encuentra varios grados por debajo de 0°C (French, 2007: 83). Es habitual que exista una capa superior de profundidad muy variable que se deshiele durante el verano y que es conocida como la capa activa (*i: active layer*), mientras las capas inferiores permanecen congeladas todo el año. Muchas de las formas y elementos periglaciares más significativos, como las formas poligonales, los glaciares rocosos o los campos de bloques son exclusivas de áreas con permafrost.

El permafrost está bien distribuido en zonas polares y de alta montaña del planeta y es característico de los ambientes periglaciares. En la Península Ibérica, sólo los Pirineos (Serrano *et al.*, 2007) y un pequeño reducto de Sierra Nevada (Gómez *et al.*, 2001) mantienen permafrost. En la Cordillera Cantábrica no se ha demostrado su existencia a pesar de algunos intentos (Serrano Cañadas y González Trueba, 2004), pero no se puede descartar que esté presente en determinados enclaves (Castañón Álvarez y Frochoso Sánchez, 1998: 130; Santos González *et al.*, 2009b).

Sobre su distribución en el pasado en la Península Ibérica, apenas existen estudios, usándose sólo con cierta asiduidad los glaciares rocosos como indicadores de su presencia. En realidad, no se conocen las cotas que alcanzó durante los periodos más fríos del Pleistoceno. Vieira *et al.* (2005) consideran que descendió hasta los 1350 m en la Sierra da Estrela. De acuerdo con la distribución de glaciares rocosos, en la Cordillera Cantábrica debió estar presente de manera esporádica por debajo de los 1200 m en la vertiente cantábrica y de los 1300-1400 m en la vertiente meridional (Redondo Vega *et al.*, 2010).

En el Alto Sil, como se ha comentado en el capítulo dedicado al régimen térmico del suelo, todo hace pensar que el permafrost no existe en la actualidad. No está claro si durante la Pequeña Edad del Hielo, pudo existir en pequeños enclaves en los circos más elevados y sombríos, como apuntan Pérez Alberti *et al.* (1998) en la Sierra de Ancares,

siendo un aspecto no comprobado en ninguna investigación y que habrá que indagar en el futuro. Sin embargo, sí están presentes formas relictas que sólo se generan en zonas de permafrost, por lo que podemos afirmar que existió en el pasado. Entre las formas y elementos que aparecen en el Alto Sil relacionados con su existencia destacan los glaciares rocosos, los campos de bloques, los cantos verticalizados y los ríos de bloques. Aunque todos ellos presentan superficialmente estructura abierta con un predominio de bloques y, en menor medida, cantos, lo cierto es que en profundidad es habitual que haya finos, que han debido tener una gran importancia en su movilidad.

La presencia de estas formas en el Alto Sil indica que el permafrost estuvo presente tras la retirada de los glaciares desde los 1300 m, al menos esporádicamente. Otros indicios, como la aparición de suelos con comportamiento fragipánico en El Barrio (Páramo del Sil), a sólo 900 m de altitud, podrían indicar que estuvo extendido en cotas más bajas, aunque su origen, como veremos, puede deberse a otros procesos.

VI. 3. 1. Glaciares rocosos

Definición y Términos

Los glaciares rocosos (*i: rock glaciers* o *rockglaciers*) son masas de derrubios y hielo con forma lobulada o de lengua, con los flancos y el frente muy inclinados, que se desplazan lentamente ladera abajo (Berger *et al.*, 2004: 233). Su movimiento se debe a la deformación del hielo interno y su presencia indica la existencia de permafrost (Barsch, 1996).

Aunque la *International Permafrost Association* (van Everdingen, 2005) utiliza en castellano el término de “glaciares de escombros”, el vocablo de “glaciar rocoso” es en España el más aceptado, siendo el primero usado en Sudamérica. Ocasionalmente aparecen en la literatura otras denominaciones, como glaciar de detrito, o “litoglaciares”, como se refiere a ellos Catalano (1927), en la primera traducción al castellano.

Los glaciares rocosos son, probablemente, las formas periglaciares que más literatura han generado, siendo muy numerosos los trabajos sobre ellos en todo el mundo (Martin y Whalley, 1987; Giardino *et al.*, 1987, Whalley y Martin, 1992; Barsch, 1996). A pesar de ello, y de importantes progresos recientes, todavía se está lejos de conocer totalmente muchos aspectos de su dinámica y de su génesis.

Morfología

Se caracterizan por presentar materiales groseros (frecuentemente bloques) en superficie (normalmente sin sobrepasar los 2 m de espesor) y finos, helados, y alternando con lentejones de hielo, en profundidad y en la zona frontal de la masa (Barsch, 1996: 18), si bien existen glaciares rocosos integrados por cantos (Matsuoka *et al.*, 2005). El contenido de hielo es muy variable, apareciendo en ocasiones hielo masivo, que puede tener un origen tanto glaciar como periglaciar.

En superficie, casi siempre presentan un relieve irregular, caracterizado por la presencia de surcos y crestas, como consecuencia del flujo del conjunto (Fig. 254). Normalmente dominan las crestas y surcos transversales, aunque también suelen desarrollarse algunos longitudinales (Barsch, 1996: 26).



Figura 254. Glaciar rocoso de Valdeiglesia (S-10 en Figura 257 y Tabla 42). Se trata de un glaciar rocoso complejo, con la presencia de varios surcos y crestas muy bien desarrollados y una zona frontal destacada. 26-oct-2002.

Génesis y Estructura Interna

La génesis de los glaciares rocosos ha sido muy discutida (Haeberli, 2000). Así, mientras algunos autores (Haeberli, 1985; 1989; Barsch, 1988; 1996) han defendido que sólo se forman por procesos periglaciares, otros respaldan la hipótesis de que también pueden tener un origen glaciar (Potter, 1972; Johnson y Lacasse, 1988; Whalley y Martin, 1992; Humlum, 1996; Clark *et al.*, 1998; Ackert, 1998). En realidad, parece claro que el hielo interno que contienen puede proceder tanto de agua de fusión, como de bancos de nieve, de hielo procedente de desprendimientos y de glaciares cubiertos (Ribolini *et al.*, 2010), habiéndose demostrado la presencia de hielo de origen glaciar en algunos de ellos (Whalley *et al.*, 1994; Brazier *et al.*, 1998; Steig *et al.*, 1998; Humlum, 2000; Ishikawa *et al.*, 2001; Guglielmin *et al.*, 2004; Fukui *et al.*, 2008). Además, es frecuente observar transiciones de glaciar blanco a glaciar cubierto y a glaciar rocoso (Agudo *et al.*, 1989; Ackert, 1998; Krainer y Mostler, 2000).

Por eso, parecería más adecuado separar simplemente los glaciares rocosos como de origen glaciar (*i: ice-cored rock glaciers* o *glacier-derived rock glaciers*), o periglaciar (*i: ice-cemented rock glaciers* o *talus-derived rock glaciers*) (Potter, 1972).

Sin embargo, esto no siempre es posible, y menos aún a partir de formas relictas, ya que es principalmente la estructura interna la que marca las diferencias (Ishikawa *et al.*, 2001), puesto que no siempre aparece el hielo en superficie, como se había señalado a veces para su distinción (Humlum, 1996; Potter *et al.*, 1998).

En cualquiera de los dos casos, tampoco hay que olvidar la importancia de los desprendimientos (*i: rockslides*), generalmente de grandes dimensiones, que provocan la mezcla de capas de nieve y hielo con rocas desprendidas de las paredes rocosas y que, probablemente, son las que explican en mayor medida la estructura interna de algunos de ellos (Berthling *et al.*, 2000; Degenhardt, 2009).

Dinámica

La dinámica de los glaciares rocosos ha sido analizada en los últimos años por numerosos estudios en todo el mundo (Koning y Smith, 1999; Serrano y López Martínez, 2000; Berger *et al.*, 2004; Schröder *et al.*, 2005), incluyendo algunos que están activos en los Pirineos (Chueca Cía *et al.*, 1992; Chueca Cía, 1994; Serrano *et al.*, 1995; 2006; 2010) y, más recientemente, en Sierra Nevada (Sanjosé Blasco *et al.*, 2007; 2009). Las tasas de movimiento más frecuentes son de entre 1 y varios milímetros al año, aunque no faltan referencias a valores más elevados (Whalley y Martin, 1992: 130-131; Kääb y Vollmer, 2000). Habitualmente, el movimiento es mayor en la zona central de la masa de derrubios, ralentizándose hacia los extremos, lo que algunos autores consideran que deriva en la existencia de la topografía irregular de surcos y crestas que normalmente los caracteriza (Johnson, 1998; Haeberli *et al.*, 1998; Kääb y Weber, 2004; Kääb y Reichmuth, 2005; Fukui *et al.*, 2008).

Condicionantes ambientales

La génesis de estas formas necesita unas condiciones ambientales determinadas. Aunque existen excepciones de glaciares rocosos activos con temperaturas medias anuales cercanas a los 0°C, la isoterma de -2°C suele ser el mínimo para su formación, siendo mucho más frecuentes en zonas con medias anuales de -6°C o menos (Humlum, 1998). En este sentido, en los diversos macizos montañosos, se puede establecer una cota altitudinal a partir de la cual se desarrollan los glaciares rocosos (*i: Rock Glacier Initiation Line Altitude, RILA*) (Humlum, 2000).

Igualmente importante es la producción de derrubios y su concentración (Tricart, 1992; Frauenfelder *et al.*, 2003; Brenning y Trombotto, 2006), formándose básicamente sobre escarpes rocosos o al pie de morrenas construidas con grandes bloques (Lehmkuhl *et al.*, 2003). Así, aunque las temperaturas sean lo suficientemente bajas, es imprescindible una producción de derrubios elevada, siendo dependientes de la existencia de un relieve previo y, por ello, son característicos únicamente de ambientes montañosos.

Tradicionalmente se ha considerado a los glaciares rocosos como formas situadas en zonas con climas continentales, con escasa precipitación (Barsch, 1988), pero lo cierto es que no son raros tampoco en ambientes oceánicos, relativamente húmedos (Martin y Whalley, 1987: 274), y muchas veces coexisten bajo el mismo clima con glaciares blancos, dependiendo únicamente de la existencia o no de grandes escarpes rocosos (Brenning y Trombotto, 2006). Son, por tanto, los factores topoclimáticos más que las diferencias climáticas regionales las que explican su distribución (Humlum, 1998; Zasandi, 2007), aunque no cabe duda que las zonas más húmedas son más propensas a la generación de glaciares y las zonas más secas a glaciares rocosos (Brazier *et al.*, 1998). En realidad, a partir de un mínimo de temperatura y de un aporte suficiente de derrubios, se forman siempre y cuando la precipitación no sea suficiente para la génesis de un glaciar.

De todos modos, su aparición esta ligada a zonas con permafrost, normalmente discontinuo, coincidiendo aproximadamente el límite inferior de los suelos helados con el de su distribución (Barsch, 1996). Por ello, los glaciares rocosos relictos pueden ser usados como indicadores de la presencia de permafrost en el pasado, pudiendo ayudar a conocer su distribución (Frauenfelder *et al.*, 2001) siendo, por tanto, buenos indicadores paleoclimáticos.

Clasificaciones

Existen gran cantidad de clasificaciones según el aspecto que se quiera destacar (Martin y Whalley, 1987; Hamilton y Whalley, 1995), variando notablemente según autores. Aquí sólo nos centraremos en las más relevantes.

Según el origen de los clastos

Según la fuente que suministre los materiales que los integran se clasifican en glaciares rocosos de talud (*i: talus rockglaciers*) o de derrubios (*i: debris rockglaciers*) (Barsch, 1992; 1996: 11), siendo estos últimos, normalmente, abastecidos por materiales procedentes de morrenas. La posición de los primeros se corresponde habitualmente con el fondo de los circos, al pie de escarpes rocosos de dimensiones variables, pero siempre destacados. Por su parte, los de derrubios, muchas veces se sitúan inmediatamente por debajo de un glaciar, en ocasiones con transiciones de glaciar blanco, a glaciar cubierto y glaciar rocoso, siendo denominados por algunos autores como *glacigenic rock glaciers* (Gordon y Ballantyne, 2006). Recientemente, se ha propuesto otro origen distinto de los dos anteriores, a partir de canchales, denominados “*scree rock glaciers*” por Borowicz y Żurawek (2003) y “*block-slope source rock glaciers*” por Gordon y Ballantyne (2006).

Según el tamaño de los materiales

Según el tamaño de los derrubios que los componen, se puede distinguir entre “*pebbly rock glaciers*” (glaciares rocosos terrosos, o de cantos) y “*bouldery rock glaciers*” (glaciares rocosos de bloques) (Matsuoka *et al.*, 2005). Los primeros son muy similares a los que Evin (1987) denomina “*earthy*” o “*silty rockglaciers*”. Barsch (1996: 33) añade los “*coarse blocky rockglaciers*” para los que tienen bloques de más de 3 m.

Las características de los de cantos, mucho menos estudiados, son analizadas por Ikeda y Matsuoka (2006). Estos autores destacan que mientras los de bloques dependen en gran medida de aportes de avalanchas y grandes desprendimientos de rocas, los de cantos se alimentan de desprendimientos de pequeña escala y, además, aparecen siempre a altitudes más elevadas y con orientaciones de umbría. En la Península Ibérica, que sepamos, sólo han sido citados por Chueca Cía (1989) en el Pirineo.

Según su forma

Según su forma y dimensiones existen glaciares rocosos de lengua o linguoides (*i: tongue-shaped rockglaciers*) (Fig. 255) y lobulados o lobados (*i: lobate rockglaciers; protalus lobe*) (Fig. 256), dependiendo si son más largos que anchos, o al contrario (Barsch, 1996: 19). También se pueden identificar formas complejas que han recibido denominaciones muy variadas (Barsch, 1996: 20); en el presente trabajo nos referiremos a ellos como glaciares rocosos complejos. Muchos de estos últimos parecen relacionarse

con la coalescencia de varios de tipo lobulado. Además, se pueden encontrar referencias a otras formas, como los glaciares rocosos “en espátula” (Wahrhaftig y Cox, 1959).



Figura 255. Glaciar rocoso de lengua de Braña Librán (S-13) (En algunos trabajos anteriores ha sido denominado como de “Peña Rebeza”). Constituye uno de los ejemplos más espectaculares de estas formas en toda la Cordillera Cantábrica, con una longitud que supera los 400 m y una extensión de casi 9 ha. En su superficie se conservan numerosas crestas y surcos transversales, así como zonas de hundimientos por fusión del hielo. 2-ago-2006.

La diferenciación entre glaciares rocosos lobulados y linguoides es más relevante de lo que en un primer momento pudiera parecer, hasta el punto de que algunos autores defienden que son formas diferentes (Hamilton y Whalley, 1995) que, además, ocupan posiciones diferentes. Y es que, tanto las dimensiones como la localización y las características morfológicas de ambos pueden diferir notablemente.

En general, los de lengua se diferencian de los lobulados por:

- Su mayor superficie.
- La existencia de varios surcos y crestas (en los lobulados habitualmente una sola cresta).
- Escarpes o paredes de alimentación de mayores dimensiones o más propensas a la fracturación.
- Y, en muchos casos, bloques de mayor tamaño.

Los complejos están formados, generalmente, por una sucesión de lóbulos que constituyen una forma mayor de aspecto linguoide. En el Alto Sil, los que aparecen son similares en dimensiones y forma a los de lengua si bien, al contrario que en éstos, raramente aparecen surcos longitudinales, predominando las crestas y surcos transversales a la pendiente.



Figura 256. Glaciar rocoso lobulado en el circo de Braña la Pena, bajo las Peñas de Braña la Pena (S-4). Es uno de los de mayor anchura del Alto Sil. Obsérvese el aumento de tamaño de los clastos desde la parte superior de los canchales de abastecimiento hacia la zona frontal del glaciar rocoso. 19-jul-2006.

Según su actividad actual

Según su actividad o carencia de ella se clasifican como glaciares rocosos activos (*i: active rock glaciers*) (tienen hielo y movimiento), inactivos (*i: inactive rock glaciers*) (tienen hielo pero no se mueven) y relictos o fósiles (*i: relict* o *fossil rock glaciers*) (no tienen hielo) (Martin y Whalley, 1987; Barsch, 1996). El término relicto se considera más apropiado frente a fósil desde el ámbito de la Geomorfología (Barsch, 1996: 10) y será el que empleemos a partir de ahora. Se caracterizan por presentar estructuras de colapso, una topografía más suave que los activos y una mayor estabilidad, sobre todo de la zona frontal (Barsch, 1996). En los que están formados por cantos, esas estructuras de colapso pueden no aparecer o ser muy escasas (Evin, 1987).

Antecedentes

Los glaciares rocosos son una forma relativamente frecuente en las principales cadenas montañosas del mundo (Martin y Whalley, 1987; Barsch, 1988; 1992; Humlum, 1998; Baroni *et al.*, 2004). En la Península Ibérica, se han citado glaciares rocosos activos en los Pirineos (Serrat, 1979; Agudo *et al.*, 1989; Serrano Cañadas y Rubio Fernández, 1989; Chueca Cía, 1991b; Chueca Cía *et al.*, 1992; Serrano *et al.*, 1995; Lampre Vitaller *et al.*, 1998; Serrano Cañadas y Agudo, 1998; Serrano *et al.*, 2002a; 2006) y, de formación reciente, en Sierra Nevada (Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1998; Ramos *et al.*, 2002a; Tanarro *et al.*, 2002; Sanjosé *et al.*, 2005; 2007). Por otra parte, los relictos están mejor distribuidos, especialmente en los Pirineos (Gutiérrez Elorza y Peña Monné, 1981; Martí y Serrat, 1995; Chueca Cía, 1991a; 1992; Serrano *et al.*, 1999), aunque se pueden encontrar ejemplos en otros macizos peninsulares como la Sierra de la Demanda (Ortigosa *et al.*, 2000), la Sierra de Cebollera (Ortigosa, 1985; 1994) o la Sierra del Barco (Rubio Campos, 1991; Cruz Ramos *et al.*, 2009).

En la Cordillera Cantábrica, son citados por primera vez por Clark (1981) en los Picos de Europa, si bien Llopis Lladó (1954: 636) ya indica en la Sierra de Ancares “dos pequeños depósitos de forma morrénica, que mejor parecen formas de soliflucción semejantes a los rock-glacier”, y que se corresponden, efectivamente, con un glaciar rocoso (Pérez Alberti y Valcárcel Díaz, 1996). Años después, se describen en el Alto Sil y zonas limítrofes por Alonso (1986; 1989) y Alonso y Corte (1992), recogándose también en la memoria de la cartografía temática de la hoja de Degaña (Marquínez García, 1990). Igualmente, se citan en el asturiano concejo de Somiedo (Marquínez García y Suárez Rodríguez, 1987; Menéndez Duarte y Marquínez, 1996) y en Picos de Europa (Flor y Baylón-Misioné, 1989: 33). Por su parte, Castañón Álvarez (1989) los observa en diversos macizos, citándolos en Laciana y zonas próximas, además de en Babia, valle de Arbás, San Isidro, Mampodre, Peña Ten y Sierra Cebollada.

Una breve mención en la Sierra de Gistredo es la que realiza Torío Fernández (1991: 66), que los cita en el entorno del Catoute y Arcos del Agua. Por su parte, García de Celis (1991) estudia sus características en la cercana Sierra de Suspirón y, poco después, cita formas incipientes al N de Laciana (García de Celis, 1993: 174), y en otras sierras cercanas fuera ya de la cuenca del Sil (García de Celis, 1993: 218).

Posteriormente, se menciona su existencia en la Sierra de Ancares (Rodríguez Guitián *et al.*, 1995c; Pérez Alberti y Valcárcel Díaz, 1996; Valcárcel Díaz y Pérez

Alberti, 2002a; 2002b), Alto Nalón (Jiménez Sánchez, 1996; Jiménez Sánchez y Farias Arquer, 2002), Montaña Central Leonesa (González Gutiérrez, 1997; 2001; 2002b), Fuentes de Invierno (González Gutiérrez *et al.*, 2007), Sierra Cebolleda (Alonso, 1998a), Montaña Oriental Leonesa (Alonso Herrero, 1994; 1997), Picos de Europa (Serrano Cañadas y González Trueba, 2004; González Trueba, 2006), Curavacas (Frochoso Sánchez y Castañón Álvarez, 1996; Pellitero Ondicol, 2008; 2009) y Alto Campoo (Serrano Cañadas, 2002). Recientemente, Rodríguez Pérez (2009) describe y cartografía algunos con formas muy desdibujadas bajo escarpes calizos de las sierras de Santa Cristina, Porcabezas, Sobia y del Rebezo, a cotas muy bajas y orientaciones diversas. Pero no es hasta la actualidad, cuando se aborda un estudio completo para toda la Cordillera Cantábrica (Redondo Vega *et al.*, 2010).

En cuanto al área de estudio, en los últimos años se ha llevado a cabo una catalogación y estudio en detalle de los glaciares rocosos de la Sierra de Gistredo (Redondo Vega *et al.*, 1998; 2002a; 2002f; 2002g; 2004; 2005b; 2005c; 2009; González Gutiérrez *et al.*, 2004), entendiéndose como tal los cordales situados entre el río Sil, la cubeta de Noceda, el valle de Laciana y el valle del río Bayo, abarcando gran parte de la zona de estudio. En estos trabajos, se han reconocido 48 glaciares rocosos, tanto linguoides como lobulados, en lo que supone, junto al macizo de Fuentes de Invierno, la mayor densidad de estas formas en toda la Cordillera Cantábrica (Redondo Vega *et al.*, 2010). Se han realizado estudios de cartografía de detalle, así como análisis morfológicos y de fábrica, con especial atención a la relación entre las paredes que suministraron los derrubios y las características de los glaciares rocosos. Muchos de ellos habían sido identificados y cartografiados por García de Celis (1993), pero no se habían definido sus parámetros básicos.

Por tanto, los resultados aquí expresados son deudores de estos estudios previos, habiéndose realizado una labor de revisión y ampliación de los datos ya aportados, añadiendo otros nuevos relativos valles no estudiados o formas que no habían sido reconocidas por su posición marginal o por su escaso grado de conservación.

Los glaciares rocosos del Alto Sil

Localización

Los glaciares rocosos del Alto Sil, como discutiremos más adelante, son formas relictas, modificadas tras la desaparición del hielo, por lo que su identificación puede ser compleja. Esto ocurre especialmente con los lobulados que, en ocasiones, presentan morfologías poco claras y pueden ser confundidos con morrenas de nevero (*i. protalus ramparts*) o bien con canchales apoyados en umbrales glaciares. De ahí que algunos de los identificados puedan tener interpretaciones diversas. De este modo, aunque algunos presentan una morfología rotunda otros, como los de Coronxo y Zarameo, presentan formas menos típicas. Además, cómo se discutirá en el Capítulo VI.6.4., en algunos circos aparecen formas asimilables a glaciares rocosos embrionarios cuyo origen es discutible.

Para la identificación de los más dudosos, nos hemos basado en algunas de las características que establece Barsch (1996) para distinguir los glaciares rocosos relictos, puesto que puede haber formas similares con orígenes diferentes:

- Relieve de surcos y crestas.
- El frente y los márgenes externos destacados, normalmente 5-10 m.
- Área fuente (crestas rocosas) por encima del glaciar rocoso.
- No suelen aparecer aislados.

Sin embargo, al tratarse de formas heredadas, estas características pueden no ser claras. En efecto, el relieve de surcos y crestas, habitualmente bien conservado, se ve muy enmascarado una vez retirado el hielo. Del mismo modo, tanto el frente como las zonas laterales se suavizan notablemente y han podido ser erosionados. El área fuente que los surtió en el pasado, aunque notable aún en algunos, en otros, ha desaparecido o apenas es visible.

Hechas estas observaciones, en el Alto Sil hemos localizado 33 glaciares rocosos. De ellos, 28 se encuentran en los macizos situados en la margen izquierda del río Sil, en lo que, en sentido amplio, se denomina la Sierra de Gistredo, (4 en la alineación Cuerno-Nevadín, 14 en el cordal Valdeiglesia-Tambarón y 7 en el cordal de Salentinos), estando los 5 restantes en los macizos de la margen derecha del río Sil, 4 en

el valle de Valdeprado y 1 en el de Tejado (Fig. 257). En conjunto ocupan una superficie de 75,05 ha (0,2% del área de estudio).

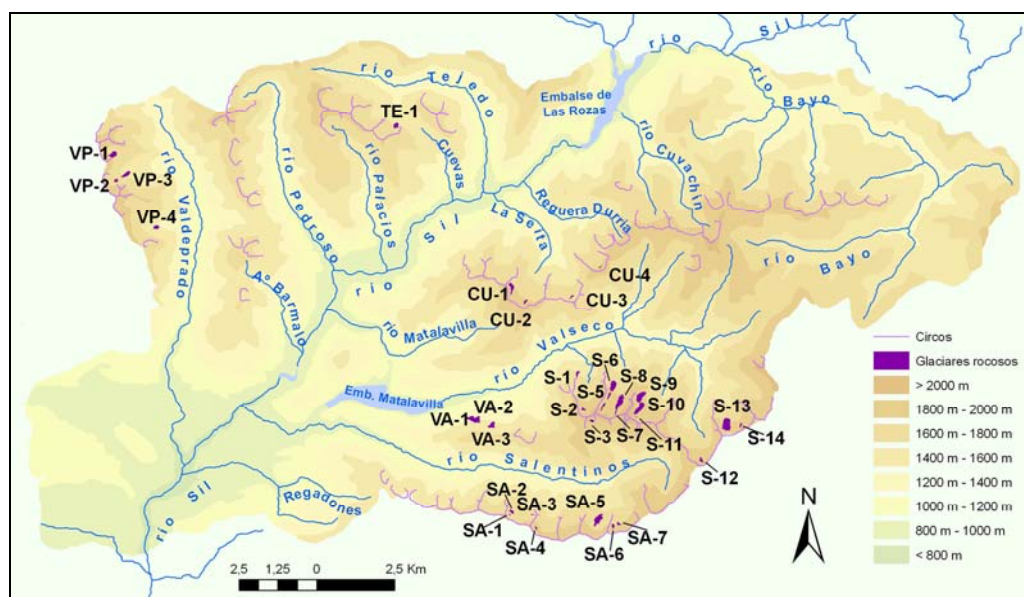


Figura 257. Localización de los glaciares rocosos del Alto Sil. Se representan también los circos, ya que la distribución de los primeros guarda una estrecha relación con los segundos.

Altitud

La altitud es uno de los factores más determinantes en la formación de glaciares rocosos, puesto que dependen de la existencia de permafrost que, en áreas de montaña, aparece a partir de una determinada altitud (Barsch, 1996). En este sentido, Humlum (1988; 2000) propone el concepto de RILA (*Rock Glacier Initiation Line Altitude*), similar al de la ELA, para indicar la altitud a partir de la cual se encuentran sus raíces en un determinado macizo. Este valor suele diferir notablemente entre orientaciones S y N, dada la gran influencia que tiene la insolación en el desarrollo del permafrost.

Los glaciares rocosos del Alto Sil se desarrollaron bajo cumbres de al menos 1640 m, si bien sólo en 6 casos la cota culminante es inferior a 1800 m y en la gran mayoría (67%) supera los 1900 m (Fig. 258). Más relevante es quizás la altitud de sus frentes, que en la mayor parte supera los 1700 m. Hay varios ejemplos que descienden de los 1500 m, situándose el frente más bajo a 1345 m, y a 1670 m si sólo consideramos los lobulados. Por el otro extremo, el frente más elevado se encuentra a 1967 m. Los valores medios de altitudes son de 1931 m para la cumbre que domina el glaciar rocoso, 1793 m para la raíz y de 1733 m para el frente. El desnivel entre la raíz y el frente varía notablemente, siendo el valor mínimo de 10 m y el máximo algo superior a los 150 m.

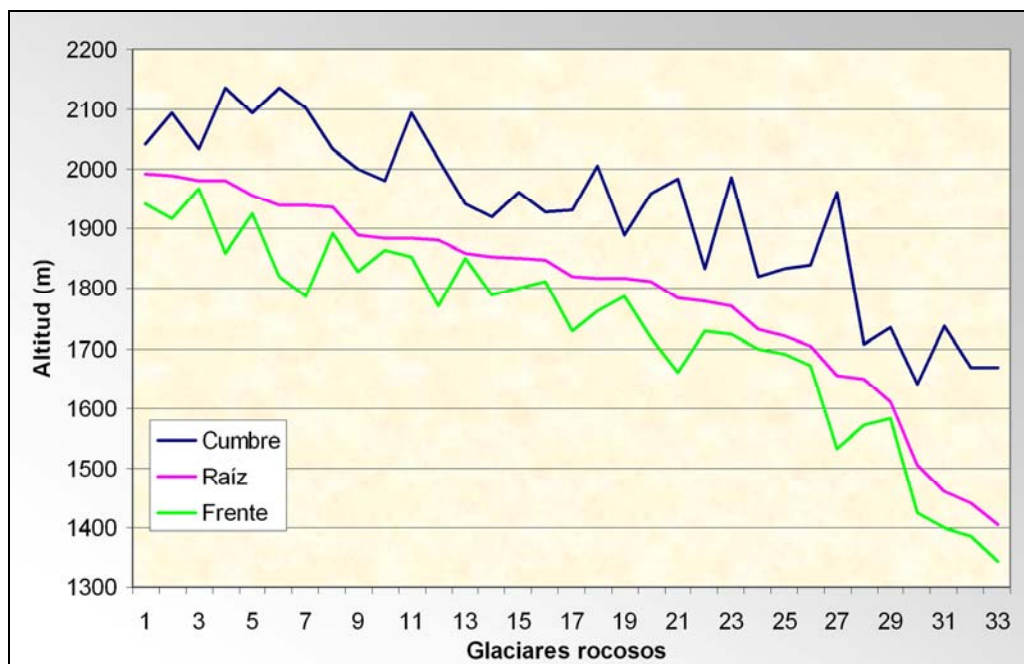


Figura 258. Altitudes de las cumbres que dominan los glaciares rocosos, de su raíz y de su frente, ordenados según la cota desde la que se iniciaron.

Los glaciares rocosos de lengua tienen, de media, cotas altitudinales más bajas que los lobulados. Esta diferencia es pequeña en las altitudes medias de las cumbres que los sustentan (76 m), mientras que es mucho más elevada en la altitud media a la que comienzan los frentes (143 m) y, sobre todo, en la altitud que alcanzan los frentes, que se sitúan, de media, 184 m más bajos que en los lobulados, aspectos ya observados por Redondo Vega *et al.* (2004: 44). En el mismo sentido, el desnivel que presentan los linguoides es sensiblemente mayor.

Las cotas altitudinales a las que se sitúan ilustran que, aunque su ubicación se corresponde de forma preferente con los circos más elevados, también se encuentran ejemplos en circos con posiciones más marginales. Si observamos la Figura 258 podemos ver como los frentes descienden de forma progresiva hasta los 1650 m, mientras que por debajo de esa cota sólo se encuentran ejemplos aislados, lo que podría indicar que estos últimos se generaron en una fase anterior, como discutiremos más adelante.

Por otra parte, destaca el hecho de que, generalmente, los que tienen un mayor desnivel tienen también una importante diferencia altitudinal entre la cumbre y la raíz, es decir, tienen escarpes de alimentación extensos. Sólo en los que se sitúan en cotas bajas esta relación es más débil, debido a que los glaciares rocosos se desarrollaron en

zonas de pendiente más suave y el desarrollo longitudinal no va acompañado de un descenso importante en altitud.

Las altitudes a las que se encuentran son similares a las citadas en el resto de la Cordillera Cantábrica (Redondo Vega *et al.*, 2010) y, evidentemente, a las señaladas por Redondo Vega *et al.* (2004) para el conjunto de la Sierra de Gistredo. En la limítrofe vertiente asturiana, Alonso (1989) observa uno, poco desarrollado, con el frente a sólo 1090 m, estando el resto de frentes por encima de los 1400 m. En la Sierra de Ancares, se cita otro con el frente a 1338 m (Valcárcel Díaz y Pérez Alberti, 2002c: 21). Por su parte, Jiménez Sánchez (1996: 161) observa los frentes a altitudes de 1450 m a 1840 m. En general, la altitud alcanzada por los frentes en la Cordillera Cantábrica, se sitúa entre los 1600 m y los 1900 m, aunque esporádicamente descienda de 1500 m, e incluso de 1200 m (Redondo Vega *et al.*, 2010). Únicamente Rodríguez Pérez (2009) los describe a cotas más bajas, de hasta 600 m, en las sierras asturianas entre Ventana y Somiedo, si bien creemos que se trata de formas de origen dudoso.

Orientación

En los glaciares rocosos, la orientación es importante, puesto que de ella depende la insolación que reciba la masa rocosa y, por eso, las orientaciones N son más favorables de cara al mantenimiento del permafrost. De ahí que en casi todos los macizos montañosos del planeta presenten una orientación norteña (Calkin *et al.*, 1987; Sloan y Dyke, 1998; Humlum, 2000) salvo, lógicamente, en el Hemisferio Sur, dónde predomina los orientados al S (Redondo Vega *et al.*, 2009). En otras zonas de la Cordillera Cantábrica (Jiménez Sánchez, 1996: 161; Redondo Vega *et al.*, 2010) y en el conjunto de la Sierra de Gistredo (Redondo Vega *et al.*, 2004: 45; 2005c: 379) esta influencia es muy evidente.

En el Alto Sil, su orientación es o N (58%) o NE (36%), tanto en los lobulados como en los que tienen forma de lengua, en consonancia con lo dicho anteriormente. Únicamente dos glaciares rocosos lobulados, de pequeño desarrollo, no se ajustan a la norma. Uno de ellos se orienta al S (S-3), siendo uno de los más elevados del Alto Sil; otro, lo hace hacia el NO (S-14), situándose también a gran altitud.

La orientación, además de la influencia directa en su génesis ya comentada, también fue importante en la creación de los circos, que son las zonas más adecuadas

para su desarrollo, como se comentará en detalle más adelante. En todo caso, los glaciares rocosos del Alto Sil son más dependientes de la orientación septentrional que los circos (Fig. 259), lo que resalta la mayor influencia de la radiación solar en los primeros frente a la importancia que tiene la sobre alimentación nival de los segundos. De hecho, algunos de los grandes glaciares rocosos del Alto Sil que se desarrollaron en circos orientados al N y presentaron flujos con orientación N, se generaron a partir de paredes orientadas al E-SE (S-4, S-5, S-6, S-10) o bien al O-NO (S-7, S-8, SA-5).

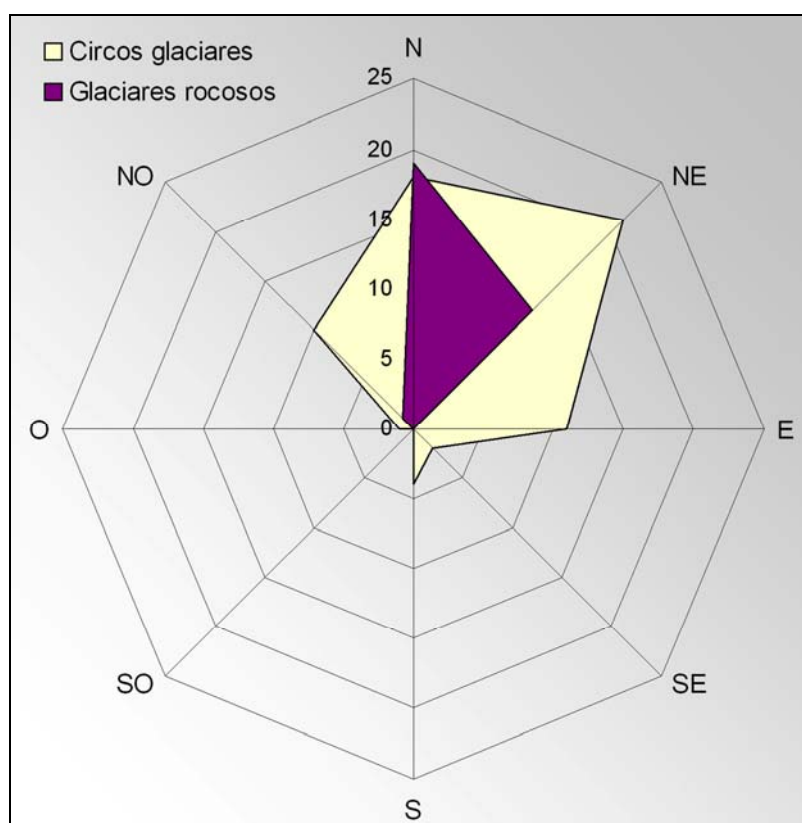


Figura 259. Orientación de los glaciares rocosos del Alto Sil y comparación con la orientación de los circos en la misma zona.

Litología y composición

Los glaciares rocosos presentan una relación muy clara con la litología (Redondo Vega *et al.*, 1998; 2004; 2010). En efecto, al igual que ocurre con otras formas periglaciares (lóbulos de piedras, campos de piedras, canchales), su distribución en el Alto Sil viene asociada de forma casi exclusiva por la presencia de los potentes bancos de cuarcitas de la Serie de los Cabos. Únicamente el de Buxane (al igual que el del Tambarón, fuera ya del área de estudio) se generó en la Formación Cándana, del Cámbrico inferior, al pie de escarpes de cuarcitas (Fig. 260). En otros circos con similar

altitud, orientación y relieve pero con presencia de pizarras (Nevadín, Peña Grande, Braña Ronda...) no se formaron, o bien no se han conservado.

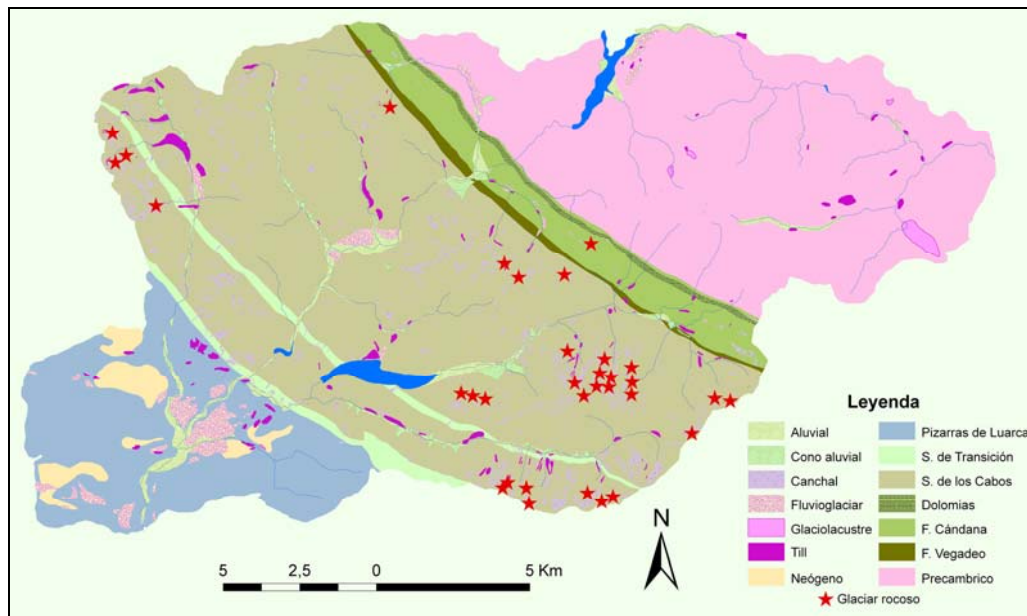


Figura 260. Localización de los glaciares rocosos del Alto Sil en el contexto geológico. Se puede observar como su distribución coincide con la formación Serie de los Cabos y, en un caso, la Formación Cándana, estando ausentes en el resto.

Aunque los glaciares rocosos del Alto Sil están constituidos por cuarcitas, ocasionalmente se observan también areniscas, bastante alteradas, aunque nunca son dominantes. Además, en algunos de ellos, hay cantos de pizarras aislados, curiosamente muy poco frecuentes respecto a los afloramientos del área fuente, dónde es habitual la presencia de pizarras. Esa característica parece deberse a que los clastos de pizarras son más friables y alterables que los de cuarcita, con lo que se conservarían peor.

El estricto control litológico, muy patente en el Alto Sil, es frecuente también en otros conjuntos montañosos. Aunque si las condiciones son las ideales cualquier tipo de roca puede dar lugar a glaciares rocosos, lo cierto es que las litologías que generan materiales más groseros son más adecuadas (Barsch, 1996: 67-68; Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2005). En especial, las cuarcitas con una densa red de fracturación son muy favorables, debido a que pueden aportar gran cantidad de derrubios (Sandeman y Ballantyne, 1996). Ello no evita que en la Cordillera Cantábrica también se desarrollaran en otros materiales, aunque sean muy escasos, como los formados bajo afloramientos calizos en la Montaña Central Leonesa (González Gutiérrez, 2002b: 194) y de los Picos de Europa (Clark, 1981; González Trueba, 2006), o los generados a partir

de los conglomerados de la Formación Curavacas, en el N de Palencia (Redondo Vega *et al.*, 2010). Pero las formas, especialmente en las calizas, suelen ser menos rotundas, quizás por procesos de disolución post-deposicionales. En los Pirineos, son más abundantes en zonas con rocas cristalinas, con una densa red de fracturación (Chueca Cía, 1991a).

En el Alto Sil, la propia litología ha ayudado también a su conservación. En efecto, el gran tamaño de los bloques de cuarcita que los componen ha tenido como resultado que la colonización vegetal sea muy lenta y que la preservación de la forma sea casi siempre muy buena, al igual que ocurre en otros sectores de la Cordillera Cantábrica (Jiménez Sánchez, 1996: 164).

Influencia de los escarpes y la red de fracturas del área fuente

Algunos autores han intentado relacionar el tamaño de las paredes suministradores de derrubios con el tamaño de los glaciares rocosos que sustentan (Wahrhaftig y Cox, 1959; Ellis y Calkin, 1983; Barsch, 1996: 29 y 246; Frauenfelder *et al.* 2003). Por su parte, Ikeda (2004: 47) encuentra correlación en los activos, pero no en los relictos. Otros autores (Evin, 1987; 1988; André, 1992) hacen hincapié en la importancia de la existencia de macizos muy fisurados por la tectónica.

En el Alto Sil, Torío Fernández (1991: 66) ya apunta “que el volumen de estos depósitos está en función del tamaño de la pared y no de las dimensiones del circo”. Pero la observación de que algunos circos no contenían glaciares rocosos, o bien eran de pequeño tamaño, a pesar de tener orientaciones, altitudes y fuentes de alimentación semejantes a otros dónde sí se generaron formas bien desarrolladas (por ejemplo Braña Librán frente a Peña Carnicera) llevaron a Redondo Vega *et al.* (2002a; 2005c) a dar un paso más y a relacionar su tamaño con la red de fracturación del macizo. De ese modo, se dieron cuenta de que no sólo fue importante el tamaño de la pared, sino su disposición a la erosión, que viene marcada por las discontinuidades de la roca, además de su buzamiento.

Estos autores observan que “las formas mejor desarrolladas, los glaciares rocosos de lengua y complejos, se localizan allí donde sus áreas fuentes se caracterizan por escarpes formados por bancos cuarcíticos que siguen la dirección de las paredes de los antiguos circos y cuyo sistema de fracturación dibuja una red más o menos densa

(Rebeza, Valdeiglesia, Lago, Campechinas)” (Redondo Vega *et al.*, 2005c: 378) (Fig. 261). En estos casos, la densa red de diaclasas y la disposición de los planos de estratificación (con direcciones paralelas o subparalelas a las paredes de los circos) ha favorecido el desalajo de grandes bloques (Redondo Vega *et al.*, 2005c: 378). Por el contrario, cuando los estratos son verticales pero perpendiculares u oblicuos al plano de la pared del circo, los aportes son menores y únicamente se generaron canchales o, a lo sumo, glaciares rocosos lobulados (Redondo Vega *et al.*, 2002a: 35).



Figura 261. Pared de alimentación del glaciar rocoso del Chano de Braña la Pena (S-6), en Salientes. Se puede apreciar el buzamiento subvertical de los estratos de cuarcitas. 29-jul-2006.

En el mismo sentido, González Gutiérrez (2002b: 194) resalta la densa red ortogonal de fracturas de tamaño medio con una disposición perpendicular al buzamiento de las capas y el carácter masivo como muy relevantes para la generación de derrubios, elementos ya señalados por Evin (1987: 95-97). Aunque sin aplicarlos a glaciares rocosos, García de Celis (2002a) destaca el buzamiento vertical o subvertical y el intenso diaclasamiento y fracturación, que ayuda a la generación de abundantes derrubios en las cuarcitas de la Serie de los Cabos, al igual que ocurre, por ejemplo, con las granodioritas densamente diaclasadas en el área central del Pirineo (Chueca Cía, 1989: 69; 1991a).



Figura 262. Pared de alimentación del glaciar rocoso de las Pozas de la Fana Mariecha O (VA-1), muy reducida en tamaño y totalmente desajustada al gran volumen de derrubios que tiene el glaciar rocoso. Se puede apreciar como el talud de derrubios entre el área fuente superior y el glaciar rocoso está totalmente colonizado por una densa cubierta forestal, denotando una falta absoluta de actividad actual. Este glaciar rocoso es el situado a menor altitud de todo el Alto Sil, con la raíz a sólo 1405 m. 11-may-2008.

El intenso desgaste que sufrieron los escarpes de alimentación de los glaciares rocosos queda patente en el hecho de que, en algunos de ellos, las paredes que los abastecieron de derrubios han desaparecido casi por completo (Fig. 262), o bien son muy pequeñas en comparación con el volumen de materiales existente en ellos (Braña Librán), impidiendo relacionar su tamaño con el de la pared que actualmente se conserva.

La influencia paraglaciar

Los glaciares rocosos del Alto Sil se apoyan sobre formas glaciares previas, por lo que son posteriores a éstas. Por ello, el relieve previo esculpido por la glaciación tuvo una importante influencia en su génesis. En efecto, los glaciares crearon una asimetría de vertientes muy notable, modelando circos bien definidos en las vertientes N y E, mientras que las laderas orientadas al S y al O se vieron mucho menos afectadas. Esto

se tradujo en que el relieve de las vertientes N se rejuveneció, provocando que en ellas se crearan extensas paredes rocosas muy propensas a generar derrubios (Fig. 263).

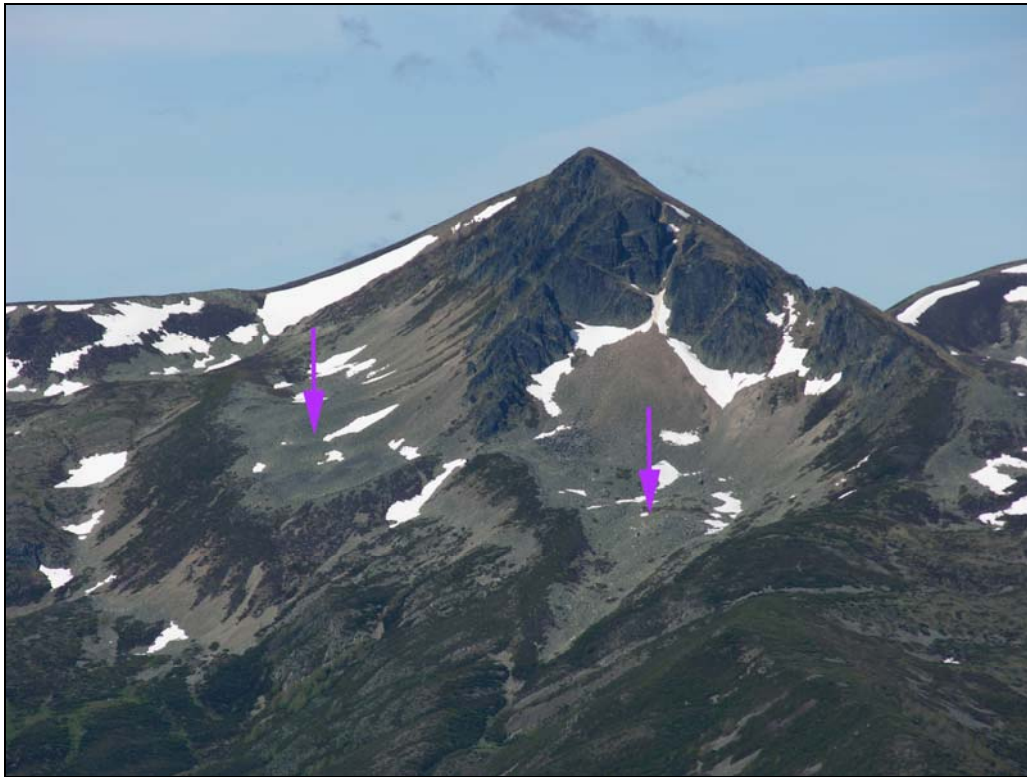


Figura 263. Glaciares rocosos de Valdeiglesia (S-10, flecha izquierda) y El Mur (S-9, flecha derecha), desarrollados bajo las cuarcitas de la Serie de los Cabos de la Peña Valdeiglesia (2136 m). El frente del glaciar rocoso de Valdeiglesia se apoya en un umbral, por lo que su tamaño está sobredimensionado. 16-may-2006.

En las vertientes meridionales, por el contrario, apenas existieron afloramientos rocosos en condiciones subaéreas lo que, unido a la mayor insolación, explica la ausencia de formas en ellas. En realidad, al igual que ocurrió en otros macizos montañosos (Soria y Soria, 1986: 124), es la presencia de escarpes erosivos de origen glaciar el factor que más ha condicionado su distribución.

Además, con la deglaciación, se produce una descompresión de los escarpes rocosos, y éstos tienden a equilibrarse con las nuevas condiciones no glaciares; todo ello se traduce en unas tasas de erosión más elevadas de lo normal y, por tanto, en una producción de derrubios muy alta (Ballantyne, 2002). Esta situación, generada además en unas condiciones de clima frío, hace que esa etapa de reajustes postglaciares sea especialmente favorable para la génesis de los glaciares rocosos. Por todo ello, consideramos que tienen una importante componente paraglaciar en su génesis.

Tabla 41. Distribución de los glaciares rocosos en función de los circos glaciares desarrollados en las cuarcitas de la Serie de los Cabos o de la Formación Cándana*

Circos en las cuarcitas	Nº de circos	Cumbre > 2000 m	>1900- <2000	1800- 1899 m	<1800	Fuera circos
Nº total de circos en las cuarcitas	45	13	14	10	8	
Circos con glaciares rocosos	16 (35%)	7 (54%)	6 (43%)	3 (30%)	0 (0%)	
Con uno	9	2	4	3		
Con dos	4	3	1			
Con tres	2	1	1			
Con cinco	1	1				
Nº total de glaciares rocosos	31	16	9	3		5

* En la tabla se representan el nº de circos en función de su altitud máxima que cobijan glaciares rocosos y los circos que contienen uno, dos, tres o cinco glaciares rocosos.

Un 85% de los glaciares rocosos se encuentran dentro de circos. De los restantes, 3 se encuentran en una forma asimilable a un circo de escaso desarrollo (Reculabo) y otros 2, los de Trabuquín y Busmor (Valdeprado), se sitúan en la zona superior de valles glaciares, originados a partir de escarpes fuera del ámbito de los circos. Lo más habitual es que haya un sólo glaciar rocoso por circo pero, en varios, aparece más de uno en cada circo (Tabla 41); cuando esto ocurre, lo normal es que haya uno de lengua y otro lobulado (Valdeiglesia, Cuerno), aunque a veces puede haber 2 linguoides (Busmor, Braña la Pena).

Esta localización, tan dependiente de los circos, es habitual en el resto de la Cordillera Cantábrica (Redondo Vega *et al.*, 2010) y pone en evidencia la importancia de los procesos glaciares previos en la génesis de los glaciares rocosos. Éstos, lo que provocan es un enmascaramiento de las formas glaciares, puesto que rellenan parcialmente antiguas cubetas y umbrales, que quedan sepultados por estas masas de derrubios. Pero, en general, sus dimensiones son modestas, con lo que sólo suponen pequeñas transformaciones dentro de los circos o de las cubetas de mayor tamaño.

Morfometría

Hemos llevado a cabo un análisis de los parámetros morfológicos que presentan los glaciares rocosos del Alto Sil (Tabla 42). Las mediciones han sido realizadas sobre

ortofotografías de la Junta de Castilla y León de los vuelos de 2006 y 2008 de las hojas 1:50.000 n^{os} 100, 101 y 127. Las variables estudiadas han sido las siguientes (Fig. 264):

- *Longitud (L)*, en m: Se refiere a la longitud máxima en la dirección de flujo entre la zona de arranque (raíz) y el punto medio del talud frontal.

- *Anchura (A)*, en m: Distancia máxima entre los límites de la superficie del glaciar rocoso que sea transversal a la longitud.

- *Altitud del área fuente (Aaf)*, en m: Se refiere a la altitud máxima del área fuente.

- *Altitud de la raíz (Ar)*, en m: Altitud del punto medio en el que arranca el glaciar rocoso. Normalmente coincide con una ruptura neta de pendiente y la aparición de los surcos y crestas superiores.

- *Altitud del frente (Af)*, en m: Altitud del punto medio de la zona frontal.

- *Área del glaciar rocoso (AGR)*, en m²: Dimensiones superficiales del glaciar rocoso.

- *Orientación*: Basada en ocho categorías (N, NE, E, SE, S, SO, O y NO).

- *Pendiente media (PGR)*, en grados: Medida a lo largo del eje que marca la longitud que, en algunos casos, no coincide con su desnivel total. No se ha calculado a partir de la longitud y el desnivel total, ya que su aplicación falsearía los datos de pendiente real.

- *Desnivel (Drf)*, en m: Diferencia entre la altitud de la raíz y del frente.

- *Relación entre la longitud y la anchura (L/A)*, en m: Este índice sirve para discriminar la forma de los glaciares rocosos. Si el valor es inferior a 1 (es más ancho que largo) se considera lobulado, mientras que si supera ese valor es de lengua. Los complejos pueden tener valores por encima o por debajo de 1.

- *Desnivel entre el área fuente y la raíz (Daaf/Ar)*, en m: Diferencia de altitud entre el punto más elevado del área fuente y el comienzo de la raíz.

- *Porcentaje colonizado por vegetación (% colonizado)*. En la Tabla 42, también se incluye el porcentaje de superficie colonizado por vegetación arbustiva o arbórea, datos que se comentarán por separado más adelante.

Tabla 42. Parámetros básicos de los glaciares rocosos del Alto Sil

Código	Denominación	Tipo	Orientación	Cumbre	Raíz	Frente	Desnivel	Daaf/R	Pendiente	Long	Ancho	Long/Anc	Superficie	% colonizado
VP-1	Coronxo	Lengua	NE	1932	1820	1730	90	112	15	244	174	1,40	34724	9
VP-2	Bouquín	Lengua	N	1986	1770	1725	45	216	18	123	119	1,04	10259	10
VP-3	Busmor	Lengua	NE	1963	1655	1532	123	308	20	320	118	2,72	27931	52
VP-4	Trabuquín	Lengua	NE	1737	1460	1400	60	277	17	145	140	1,03	17407	30
TE-01	Las Papolas	Lengua	N	1736	1610	1583	27	126	8	167	161	1,03	22515	43
CU-01	Cuerno del Sil	Lengua	NE	1920	1855	1789	66	65	11	197	196	1,01	29145	37
CU-02	Campos del Águila	Lobulado	N	1929	1847	1812	35	82	11	85	179	0,48	9274	54
CU-03	Zarameo	Lobulado	N	1822	1733	1699	34	89	13	51	193	0,26	6662	42
CU-04	Buxane	Lobulado	N	1889	1818	1788	30	71	13	30	108	0,28	2673	15
VA-01	Pozas Fana Mariecha O	Lengua	N	1669	1405	1345	60	264	14	233	218	1,07	34396	29
VA-02	Pozas Fana Mariecha E	Lengua	N	1669	1440	1385	55	229	16	193	177	1,09	26142	44
VA-03	Teso del Sol	Lengua	N	1640	1505	1425	80	135	20	223	219	1,02	28068	28
S-01	El Ablanal del Chago	Lengua	N	1708	1650	1572	78	58	14	166	88	1,87	13460	19
S-02	El Planal del Chago	Lobulado	N	2096	1885	1855	30	211	18	85	137	0,62	8635	37
S-03	La Fernecha	Lobulado	S	2096	1955	1925	30	141	13	87	122	0,71	9038	11
S-04	Peñas B. Pena Sup.	Lobulado	NE	2096	1990	1917	73	106	7	68	318	0,21	13154	8
S-05	Peñas B. Pena Med	Lobulado	N	2000	1890	1830	60	110	9	63	258	0,24	11046	20
S-06	Chano de Brñ la Pena	Lengua	NE	1960	1812	1719	93	148	16	302	198	1,53	48946	35
S-07	Braña la Pena lóbulo	Lobulado	N	2042	1992	1942	50	50	17	48	108	0,44	3314	33
S-08	Braña la Pena	Complejo	N	2136	1940	1820	120	196	8	472	184	2,56	69503	17
S-09	El Mur	Lengua	NE	2104	1940	1787	153	164	19	429	197	2,18	60340	30
S-10	Valdeiglesia	Complejo	NE	2136	1980	1860	120	156	14	491	188	2,62	58854	36
S-11	Valdeiglesia lóbulo	Lobulado	N	2035	1982	1967	15	53	14	20	85	0,24	1371	17
S-12	Peña Carnicera	Lengua	N	2034	1936	1894	42	98	13	124	117	1,07	11528	6
S-13	Braña Librán	Lengua	N	2018	1882	1770	112	136	14	407	269	1,51	87701	13
S-14	Braña Librán lóbulo	Lobulado	NO	1980	1885	1865	20	95	13	51	129	0,40	6856	27
SA-01	Peña Furada	Lobulado	NE	1834	1780	1730	50	54	23	41	50	0,81	1888	22
SA-02	Las Chombas	Lobulado	NE	1834	1720	1690	30	114	14	86	168	0,51	11964	34
SA-03	El Calambrón	Lobulado	N	1840	1705	1670	35	135	24	27	108	0,25	2400	26
SA-04	Cortichinas	Lobulado	NE	1942	1860	1850	10	82	12	49	114	0,43	4605	23
SA-05	Campechinas	Lengua	NE	1983	1785	1660	125	198	13	328	186	1,76	58979	21
SA-06	Tsagunona O	Lengua	N	1963	1850	1800	50	113	14	160	87	1,83	9394	13
SA-07	Tsagunona Este	Lengua	N	2006	1819	1763	56	187	16	120	110	1,09	8322	8
	Lobulados			1960	1860	1824	36	100	14	56	148	0,42	6634	27
	Lengua y Complejos			1911	1743	1661	82	168	15	255	166	1,55	34611	26
	Media Total			1931	1793	1730	62	139	15	171	158	1,07	22742	26

Códigos: VP: Valdeprado; TE: Tejedo; CU: Cuerno del Sil; VA: Valseco; S: Salientes; SA: Salentinos

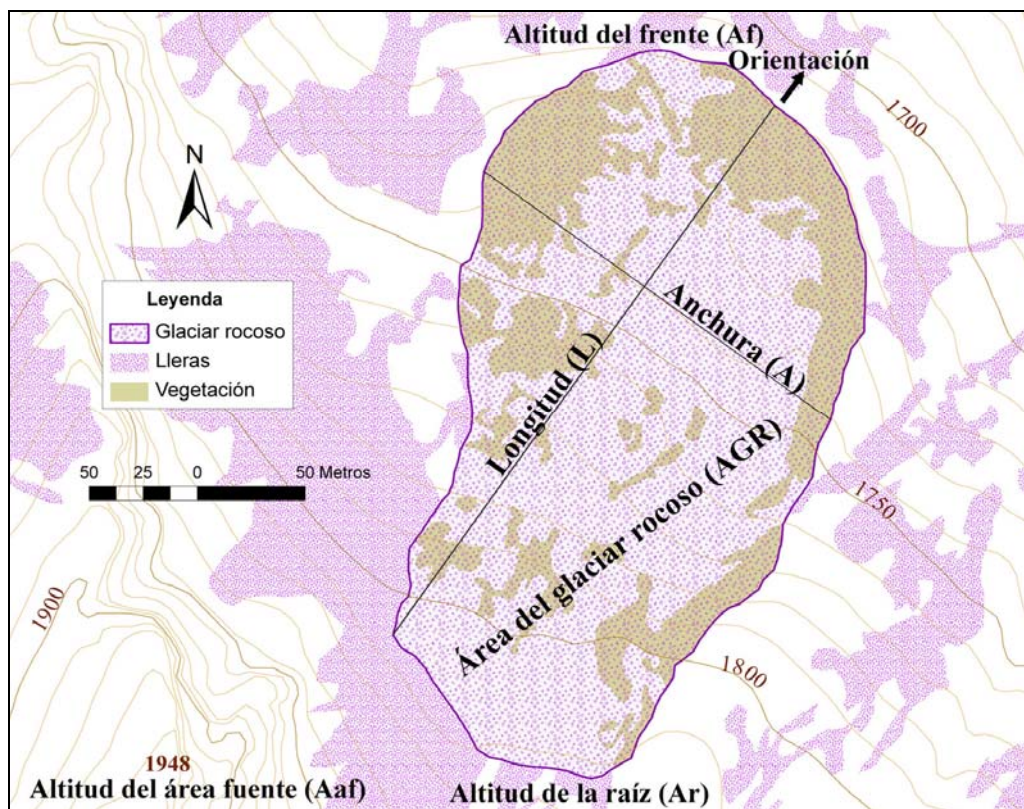


Figura 264. Parámetros morfométricos analizados en los glaciares rocosos del Alto Sil. Ejemplo del glaciar rocoso del Chano de Braña la Pena (S-6).

De los 33 glaciares rocosos analizados, 17 son de lengua, 14 lobulados y 2 complejos. La relación entre la longitud y la anchura (L/A) es de 0,42 para los lobulados, de 1,43 para los linguoides y de 2,59 para los complejos (Tabla 42). Destaca el valor tan elevado que presentan estos últimos, debido a que sólo hay 2 ejemplos en el Alto Sil y se trata de formas muy desarrolladas que, en su zona inferior, podrían considerarse de lengua. Por ello, en este caso concreto, se pueden asimilar a los de lengua y así lo haremos para el cálculo de algunos parámetros.

Los de lengua (y complejos) difieren notablemente en sus características morfométricas de los lobulados. Mientras todos los de lengua analizados tienen más de 120 m de longitud, ninguno de los lobulados supera los 90 m. El valor máximo es el que presenta el de Valdeiglesia, de $\frac{1}{2}$ km de longitud. La anchura media es también ligeramente superior en los de lengua, gracias a sus mayores dimensiones.

En cuanto a la superficie, el valor medio para los linguoides es de 3,10 ha (3,45 si añadimos los complejos), mientras que en los lobulados ese valor se reduce a 0,66 ha. El valor de 1 ha suele separar los de lengua de los lobulados, lo que no impide que en algún caso aislado los segundos superen en tamaño a los de lengua de menores

dimensiones. Los extremos varían entre 0,14 ha y 8,77 ha. El tamaño mínimo (aquí se encuentra el glaciar rocoso más pequeño, S-11, de los estudiados por Redondo Vega *et al.*, 2010 para toda la Cordillera Cantábrica) está bastante por encima del señalado por Barsch (1988: 74), que apunta que algunos no alcanzan las 0,01 ha, aunque claramente por debajo de las 0,6 ha que tiene el más pequeño de los descritos en el Pirineo Central por Chueca Cía (1989: 63). Estos valores se encuentran entre los normales para los glaciares rocosos (Wahrhaftig y Cox, 1959; Luckman y Crockett, 1978).

La altitud media del área fuente es 50 m más elevada en los lobulados (1960 m) que en los de lengua (1911 m). La diferencia aumenta a 117 m cuando nos referimos a la altitud de las raíces y es mayor aún, 163 m, para la posición de los frentes, que se sitúan, de media, a 1824 m en los lobulados y a 1661 m en los de lengua. Estos valores muestran las mayores dimensiones de estos últimos frente a los lobulados, puesto que tienen paredes de alimentación más extensas y sus dimensiones son también notablemente superiores.

En consonancia con lo anterior, el desnivel entre la raíz y el frente varía notablemente entre los lobulados (36 m) y los de lengua (82 m). Sólo el de El Mur (S-9) supera los 125 m de desnivel. Este valor es inferior a la media obtenida para la Cordillera Cantábrica, en especial si lo comparamos con los situados en la vertiente cantábrica (Redondo Vega *et al.*, 2010).

La pendiente media es de 15°, con valores casi idénticos para los lobulados y los de lengua. Los extremos se sitúan en 7° (S-4) y 24° (SA-3). Dentro de los glaciares rocosos, es mayor en el frente y los bordes externos que en el resto de la masa. Los valores de pendiente los diferencian claramente de los canchales, puesto que estos últimos presentan inclinaciones mucho mayores, de entre 30° y 38°. Normalmente, entre el canchal y el glaciar rocoso existe una ruptura de pendiente neta, que coincide con el cambio de morfología y la aparición de surcos y crestas, que indica el final de una forma y el comienzo de la otra.

Una vez calculados los parámetros morfométricos se han realizado análisis estadísticos para ver las interrelaciones existentes entre ellos. En la Tabla 43 se recogen las correlaciones simples establecidas entre los distintos parámetros analizados en cada glaciar rocoso.

Tabla 43. Matriz de correlaciones entre los parámetros morfométricos, altitudinales y de cubierta vegetal de los glaciares rocosos y de sus áreas fuente.

	L (m)	A (m)	L/A	AGR (m ²)	Ar (m)	Af (m)	Drf (m)	PGR (°)	Aaf (m)	Daaf/Ar (m)	Col (%)
L (m)	-										
A (m)	0,39	-									
L/A	0,89*	0,03	-								
AGR (m ²)	0,94*	0,54	0,71**	-							
Ar (m)	0,00	-0,01	-0,05	0,03	-						
Af (m)	-0,20	-0,10	-0,23	-0,15	0,98*	-					
Drf (m)	0,89*	0,42	0,82*	0,84*	0,05	-0,18	-				
PGR (°)	-0,03	-0,45	0,10	-0,11	-0,29	-0,31	0,10	-			
Aaf (m)	0,21	0,07	0,17	0,21	0,91*	0,84*	0,24	-0,23	-		
Daaf/Ar (m)	0,45	0,15	0,47	0,35	-0,49	-0,57	0,39	0,23	-0,09	-	
Col (%)	0,11	0,06	0,10	0,03	-0,36	-0,36	0,04	0,13	-0,31	0,22	-

* nivel de confianza superior al 99%

**nivel de confianza superior al 95%

La mayor parte de los parámetros muestran una escasa correlación, aunque hay algunas que sí son altamente significativas. Por ejemplo, longitud, tamaño, desnivel e índice L/A muestran una elevada correlación entre ellas. También la altitud del área fuente, la altitud de la raíz y la altitud del frente están fuertemente relacionadas entre sí.

Otros parámetros, como la pendiente, la anchura o el porcentaje de superficie colonizado por la vegetación no muestran correlaciones significativas. En este sentido, la pendiente parece depender más de la topografía subyacente que de cualquier otro factor. La anchura influye mucho menos en el tamaño del glaciar rocoso que la longitud; esto es así porque los de mayores dimensiones son siempre de lengua, no lobulados.

La relación entre la longitud y su tamaño es una de las más significativas (0,94) (Fig. 265). Sin embargo, hay una clara distinción entre los lobulados, más cortos y de menores dimensiones, y los linguoides y complejos, que presentan valores más elevados. Además, los lobulados se sitúan en el gráfico por encima de la línea de tendencia, indicando un mayor tamaño del que les correspondería para su longitud, así como la influencia de su mayor anchura relativa.

Un aspecto destacado es la escasa relación entre el desnivel del área fuente y la raíz (que muestra las dimensiones del área fuente) y el tamaño de los glaciares rocosos

(Fig. 266). Este hecho refuerza la importancia, ya señalada, de la red de fracturación del roquedo para explicar sus dimensiones.

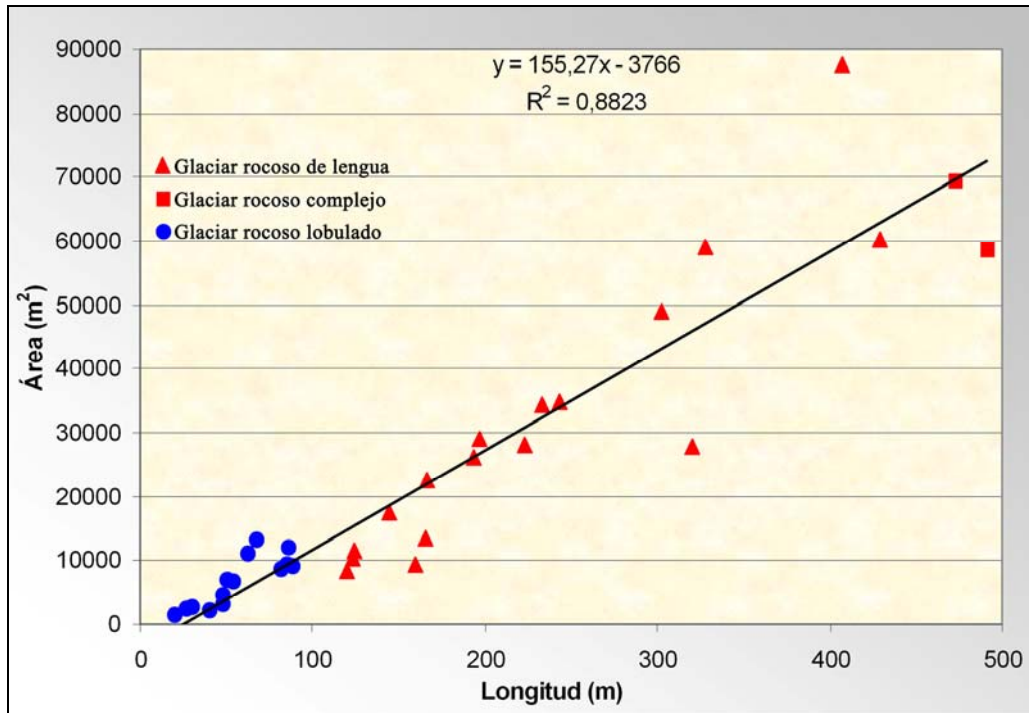


Figura 265. Relación entre la longitud y el área de los glaciares rocosos del Alto Sil.

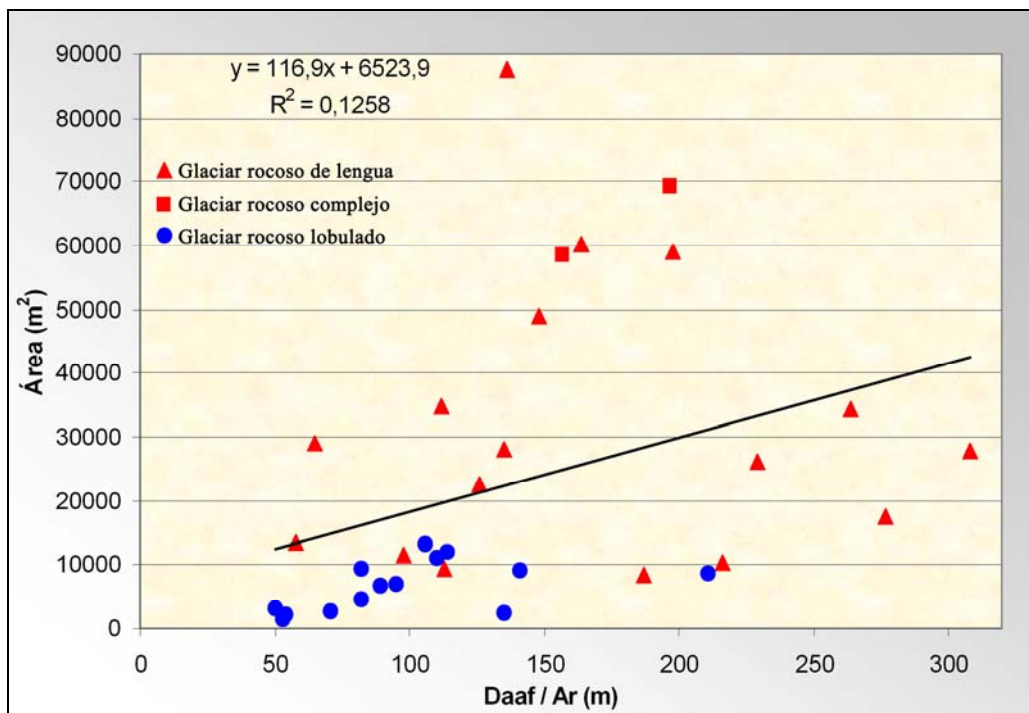


Figura 266. Relación entre el desnivel entre el área fuente y la raíz de los glaciares rocosos del Alto Sil y su tamaño.

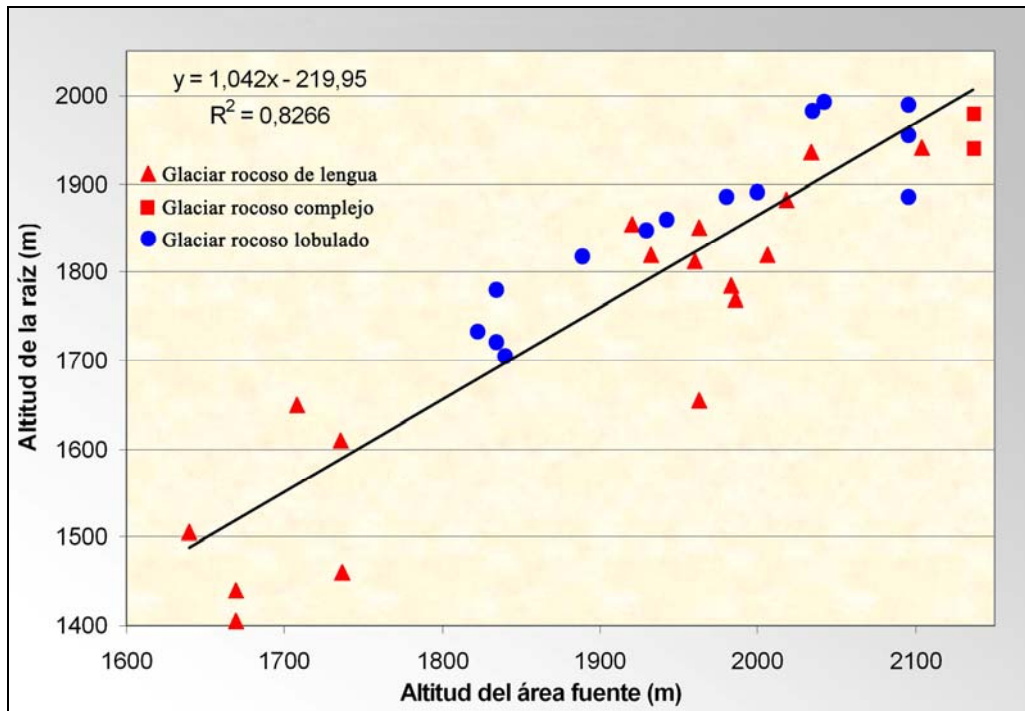


Figura 267. Relación entre la altitud del área fuente y la altitud de la raíz de los glaciares rocosos del Alto Sil.

Factores como la densidad de la red de diaclasas o la disposición de los planos de estratificación fueron tanto o más importantes que las propias dimensiones de la pared de alimentación. También es destacable que los lobulados presentan tamaños por debajo de lo que les correspondería según la línea de tendencia, existiendo mucha más dispersión en los de lengua, poniendo en evidencia que los primeros se situaron bajo paredes de alimentación menos favorables para la generación de derrubios.

Otra relación significativa es la existente entre las altitudes de las áreas fuente de y la de sus raíces (Fig. 267). Cuanto más elevada es el área fuente más lo es la raíz. Sin embargo, existen diferencias entre los lobulados y los de lengua. Los primeros tienden a tener altitudes más elevadas que la media, es decir, a igual altitud de área fuente, sus raíces se sitúan más altas que en los de lengua y los complejos, lo que indica unas menores dimensiones de sus paredes de alimentación.

Llama la atención la escasa relación existente entre el desnivel y su pendiente media (Fig. 268), tanto en los de lengua (coeficiente de correlación de 0,22) y como en los lobulados (coeficiente de -0,15). De cualquier forma, los primeros, muestran una menor dispersión en la pendiente que los segundos. En realidad, la pendiente no muestra correlación con ningún factor, salvo ligeramente con la anchura, lo que indica que son otros elementos, como la topografía subyacente, los que la controlan.

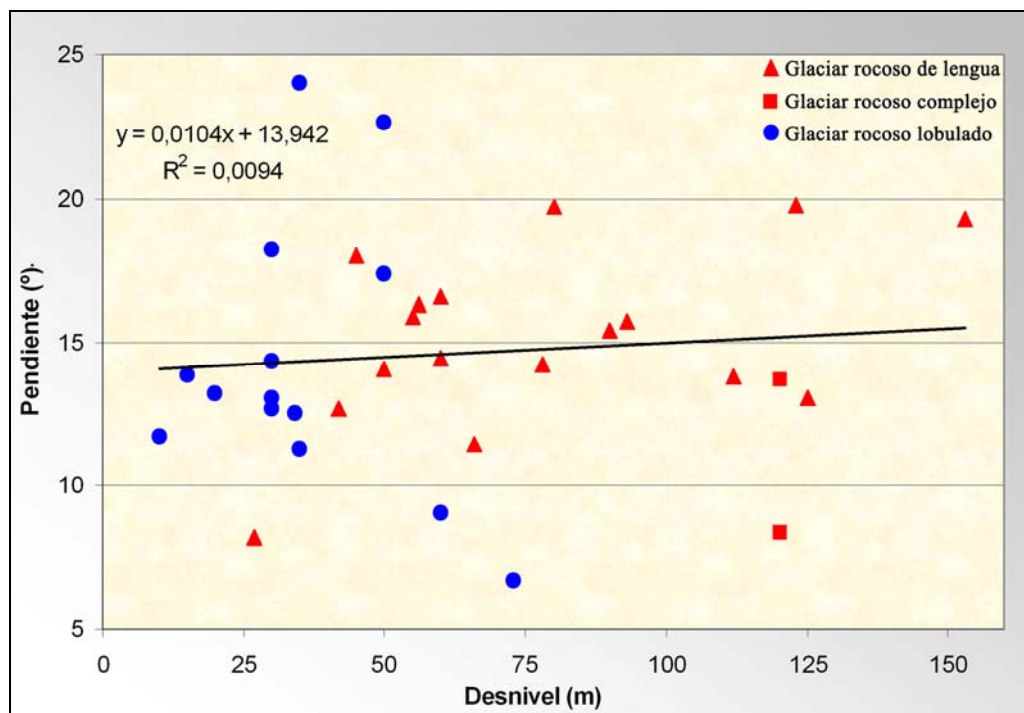


Figura 268. Relación entre el desnivel y la pendiente de los glaciares rocosos del Alto Sil.

En conjunto, en cuanto a las variables morfométricas, hay que destacar la escasa relación existente entre la mayor parte de las variables, así como las diferencias significativas entre los glaciares rocosos de lengua y los lobulados, especialmente en cuanto a sus dimensiones.

Una estimación del volumen

Las mediciones del tamaño se han realizado sobre ortofotografías, con lo que únicamente conocemos la extensión superficial, y no el volumen, que tienen los glaciares rocosos; es decir, no conocemos el espesor real de estas masas de derrubios.

En este sentido, la potencia actual de los de lengua, visible en las crestas exteriores y sus frentes, varía entre apenas 3 m y unos 10-15 m. Sin embargo, hay que tener en cuenta que se trata de glaciares rocosos relictos, que tuvieron un espesor sensiblemente superior cuando estaban activos. Barsch (1988: 74) señala que, incluso los de menor tamaño tienen, al menos, unos 15 m de espesor. Tomando este valor mínimo, podemos afirmar que los volúmenes de los glaciares rocosos cuando estaban activos debieron ser superiores a $1.300.000 \text{ m}^3$ para el de Braña Librán (el de mayor tamaño) y a 20.500 m^3 para el de Valdeiglesia lobulado (el menor), con valores intermedios en el resto. El volumen total del conjunto de los glaciares rocosos del Alto

Si cuando contenían hielo debió ser superior a los 11.000.000 m³ y aún hoy, probablemente supere los 4.000.000 m³.

Los valores antes indicados, deben ser tomados como una mera estimación orientativa, puesto que no conocemos el espesor real de estas masas de derrubios. Hay que tener en cuenta que ocupan el fondo de los circos, muchas veces con un perfil muy irregular caracterizado por la presencia de cubetas y umbrales y que, además, sus frentes se apoyan de manera habitual en umbrales (Redondo Vega, 2004: 172) con lo que es complicado establecer el desnivel real de la zona frontal y sólo en algunos, como en el de Busmor (Fig. 269), el espesor es más evidente.



Figura 269. Glaciar rocoso de Busmor (VP-3). Es uno de los situados a menor altitud (el frente se encuentra a 1532 m) y el segundo con mayor colonización vegetal, a pesar del gran tamaño de los bloques que lo forman. Su morfología de lengua es muy nítida, con un gran espesor de derrubios y un desarrollo notable de surcos y crestas tanto longitudinales como transversales. Se apoya claramente sobre el fondo de una cubeta glaciar, en el valle de Busmor. 12-ene-2007.

De todos modos, las diferencias de volúmenes creemos que fueron importantes. A modo de ejemplo, los de Valdeiglesia y Campechinas son muy similares en superficie total, pero el volumen del primero, a primera vista, parece ser sensiblemente superior al del segundo, si nos basamos en la observación tanto de sus frentes como de los surcos y crestas existentes. Barsch (1996: 27) destaca que las crestas longitudinales exteriores

pueden indicar el espesor mínimo de hielo que tuvo el glaciar rocoso cuando estuvo activo; sin embargo, creemos que la mala conservación de algunas de estas crestas hace que sea poco fiable aplicar este criterio para estimar la masa de todos ellos, por lo que no hemos incluido el volumen en las variables morfométricas estudiadas, al considerar que podrían producirse errores significativos.

Morfología externa

El área interna de los glaciares rocosos está integrada por cantos y, sobre todo, bloques, con tamaños en ocasiones métricos, destacando los grandes bloques de El Mur, que en algunos casos superan los 4-6 m de eje mayor. Las zonas internas se caracterizan por la existencia de surcos y crestas, tanto transversales (más frecuentes) como longitudinales, indicando el flujo que tenía la masa de hielo y clastos (Fig. 270). La altura habitual de las crestas sobre los surcos adyacentes es de entre 1 y 5 m. La morfología de surcos y crestas está bien desarrollada en algunos de ellos (Braña Librán, Valdeiglesia, Braña la Pena, Busmor), mientras que es menos evidente en otros (Galambrón; Ablanal del Chago). En los lobulados, la existencia de un único surco (ocasionalmente 2 o 3), hace que la forma sea mucho más simple, estando ausentes los surcos longitudinales. La potencia de la cresta principal suele ser destacada, entre 2 m y 4 m.

El elemento diferenciador de los glaciares rocosos respecto a otras formas es principalmente su área frontal, que suele estar integrada por cantos y, al contrario que en el resto de su superficie, por finos. El carácter relicto de los que aparecen en el Alto Sil hace que estos finos hoy en día se encuentren colonizados por vegetación, a veces incluso arbórea, lo que dificulta su reconocimiento, al igual que ocurre en los límites laterales, dónde también son más abundantes. Esta estabilidad en sus márgenes externos, preserva de la erosión los sectores internos de estas formas de relieve, y los diferencia de los activos ya que, en éstos, son precisamente esas zonas las más inestables y las de mayor pendiente.

Entre el área fuente y la raíz siempre aparece una rampa de inclinación mayor a la que presenta el glaciar rocoso. La distancia entre ambos puntos es variada, casi siempre mayor en los de lengua que en los lobulados. Esta rampa, normalmente, esta

formada por un talud de derrubios que, en ocasiones, aún es bastante activo (El Mur), indicando que se producen caídas de materiales. Pero no es extraño que el talud de derrubios haya desaparecido o sea de pequeñas dimensiones, estando esta rampa colonizada casi totalmente por vegetación, incluso en algunos de gran tamaño (Cuerno del Sil). Esto se produce principalmente cuando el área fuente ha sido muy erosionada, quedando en resalte únicamente pequeños afloramientos rocosos, en ocasiones de dimensiones métricas. En los que se emplazan a menor altitud (cordal de Valseco, Las Papolas) incluso es el bosque el que coloniza la parte superior de lo que un día debió constituir el talud de derrubios que abastecía de material al glaciar rocoso. Normalmente, en los lobulados el talud de derrubios es de menores dimensiones y menos activo que en los linguoides.

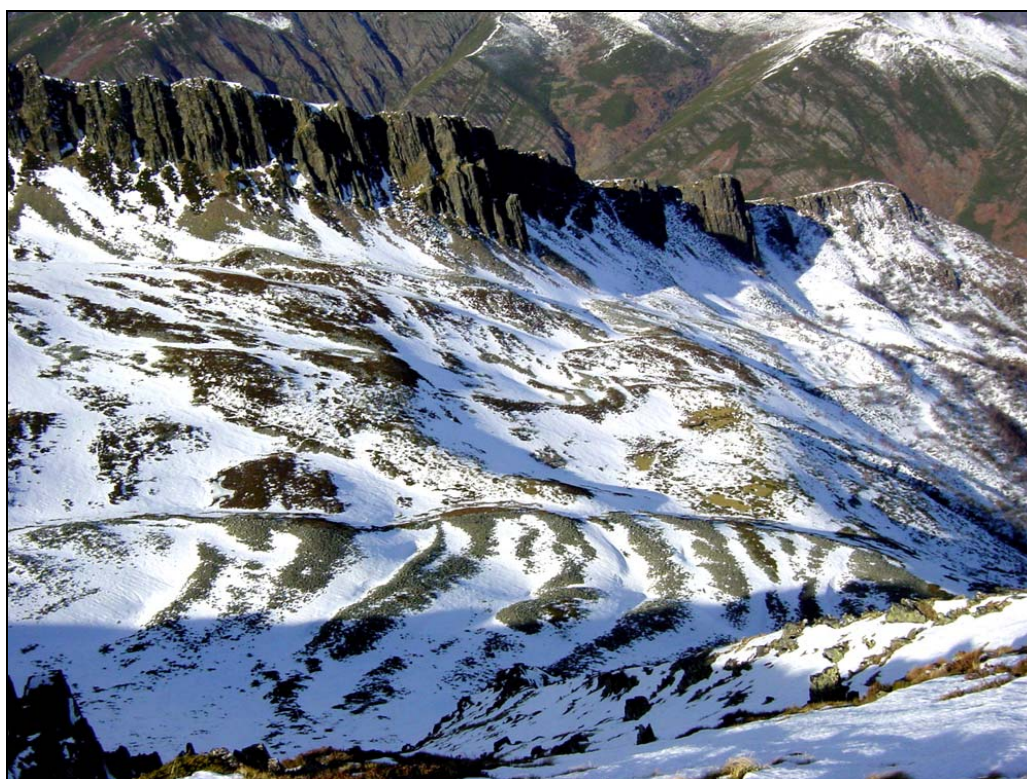


Figura 270. Glaciar rocoso de Braña la Pena (S-8), situado en la vertiente occidental del Pico Valdeiglesia. Ocupa una parte importante del circo y son visibles con claridad al menos 10 surcos (nevados) y 10 crestas (sin nieve). Bajo las peñas de la parte superior de la fotografía hay otros glaciares rocosos (S-5 y S-6). 13-dic-2003.

Hay que destacar que en el Alto Sil sólo hemos localizado glaciares rocosos “de bloques”, ya que todos ellos se generaron bajo escarpes de cuarcitas que dieron origen a grandes bloques. No podemos desechar la posibilidad de que se generaran también bajo paredes de pizarra que dieran lugar a glaciares rocosos “de cantos”, puesto que existen

algunos circos con altitud y orientación favorables para que se hubieran formado, especialmente en el entorno del Nevadín. Sin embargo, como indican Ikeda y Matsuoka (2006: 293) este tipo de glaciares rocosos se suelen dar a mayor altitud y en orientaciones N, siendo más exigentes en cuanto a temperaturas e insolación, ya que los materiales más finos tienen mayor dificultad para conservar el permafrost. Además, aunque hubieran podido formarse, su distinción de los canchales se vuelve casi imposible, puesto que no generan surcos ni crestas, característicos de los integrados por bloques, ni estructuras de colapso (Evin, 1987), siendo complicado reconocerlos incluso cuando son activos (Matsuoka *et al.*, 2005). Por todo ello, debemos dejar abierta la posibilidad de que en algún momento hayan existido glaciares rocosos de cantos de litologías diferentes a la cuarcita.

Su carácter relictivo

Todos los glaciares rocosos dentro del Alto Sil han sido calificados como relictivos, puesto que no muestran ninguna evidencia de contener hielo en su interior. Se trata, por tanto, de formas heredadas, generadas tras la retirada de los glaciares y que, con el aumento de temperaturas, dejaron de estar en equilibrio con las condiciones que las dieron origen hasta perder por completo el hielo de su interior, quedando estáticos.

Quizás una de los aspectos más singulares del Alto Sil es que, a pesar de su carácter relictivo, están muy bien conservados, es decir, presentan en la mayoría de los casos gran parte de los rasgos morfológicos propios de los activos, si bien varias características nos indican su carácter relictivo, como son:

- La existencia de estructuras de colapso (aunque no son abundantes) (Fig. 271).
- La densa cubierta liquénica que presentan la práctica totalidad de los cantos que lo integran.
- La extensa colonización vegetal que presentan los flancos y los frentes, que denota una falta de actividad en estas áreas, al contrario de lo que ocurre en los activos.
- La pendiente de las zonas frontales y laterales, con un valor angular netamente inferior al de los activos y que indica condiciones de estabilidad y asentamiento.

- El régimen térmico de los glaciares rocosos de Valdeiglesia y El Mur, situados a cotas muy elevadas, y que hemos registrado durante los años 2006 y 2007 (Capítulo VI.2.).
- Las crestas externas, cerca de los márgenes, normalmente están más elevadas que la zona axial, que suele estar deprimida respecto a aquellas, especialmente en la zona central del glaciar rocoso, algo habitual en los relictos, ya que es la que concentra mayor cantidad de hielo cuando están activos (Borowicz y Żurawek, 2003). En realidad, por tanto, la topografía de los relictos sería casi la opuesta a los que aún permanecen activos.
- Por último, habría que añadir que las temperaturas medias anuales estimadas a 2000 m de altitud son de entre 2 y 3°C (Gómez Villar, 2006), con lo que la isoterma de -2°C que habitualmente se señala para el desarrollo de los glaciares rocosos activos (Humlum, 1998), se situaría a unos 2800-3000 m, muy por encima de las cotas más altas del Alto Sil.



Figura 271. Estructura de colapso por fusión del hielo en el glaciar rocoso de El Mur (S-9, macizo de Valdeiglesia, Salientes). Nótese las dos personas como escala. El flujo era de derecha a izquierda de la fotografía. 26-sep-2006.

De todos modos, hay que tener en cuenta que los glaciares rocosos tienen una respuesta lenta a los cambios climáticos, y pueden mantener hielo en su interior durante

mucho tiempo en condiciones climáticas no favorables gracias a la capa superficial de bloques. Por otra parte, la situación de determinados enclaves, bajo zonas escarpadas, o con fuertes inversiones térmicas o con una duración de la nieve muy prolongada, puede provocar la existencia de permafrost en cotas muy inferiores a su límite regional, citándose hasta 1000 m por debajo (Delaloye y Lambiel, 2005). En realidad, incluso actualmente, las temperaturas del suelo registradas en los glaciares rocosos son más bajas que en otros lugares a similar altitud en el Alto Sil (Capítulo VI.2.).

Con todo ello, no ponemos en duda el carácter relictivo de los que aparecen en el Alto Sil ya que, como hemos visto, toda una serie de caracteres nos indican la ausencia de hielo, sino que simplemente consideramos que hay que actuar con precaución a la hora de asumir la ausencia total de permafrost puesto que, aunque las condiciones climáticas generales no sean las adecuadas, determinados enclaves con microambientes muy particulares pueden hacer que exista en zonas dónde, en principio, sería impensable.

Cubierta vegetal

En los glaciares rocosos activos, el movimiento de toda la masa hace que la vegetación normalmente no pueda colonizarlos aunque, a veces, puedan estar cubiertos incluso de bosques que se desplazan con él (Wahrhaftig y Cox, 1959). Pero lo habitual, es que en los relictos el grado de colonización sea muy superior (Tomaselli y Agostini, 1990), siendo frecuente que haya diferencias significativas en la cubierta vegetal de glaciares rocosos activos, inactivos y relictos, cuando aparecen en una misma área (Frauenfelder, 1997, en Burga *et al.*, 2004). En los relictos, la cubierta vegetal puede llegar a porcentajes muy elevados, superiores al 80%, dependiendo en gran medida del tamaño del material que los componen (Burga *et al.*, 2004).

El recubrimiento vegetal de los glaciares rocosos del Alto Sil es escaso, siendo el valor medio del 26%, tanto en los lobulados como en los linguoides, apareciendo en algunos sectores especies como la brechina (*Calluna vulgaris*), arándanos (*Vaccinium myrtillus*, *Vaccinium uliginosum*), enebros rastreros (*Juniperus communis* L. subsp. *alpina*), brezos (*Erica australis*), escobas (*Cytisus scoparius*), piornos (*Genista florida*), serbales (*Sorbus aucuparia*) y abedules (*Betula pubescens*), principalmente en los sectores laterales y frontales (Redondo Vega *et al.*, 2005c: 380). El bajo porcentaje de

cubierta vegetal hace que las formas sean claramente visibles y sólo en contados ejemplos sobrepasa el 50%. Los situados a menor altitud suelen presentar más vegetación que los que tiene los frentes a cotas más elevadas (Fig. 272), aunque el tamaño de los bloques que los componen y su propia situación hace que haya excepciones y que la correlación entre altitud y colonización no sea muy significativa (-0,36).

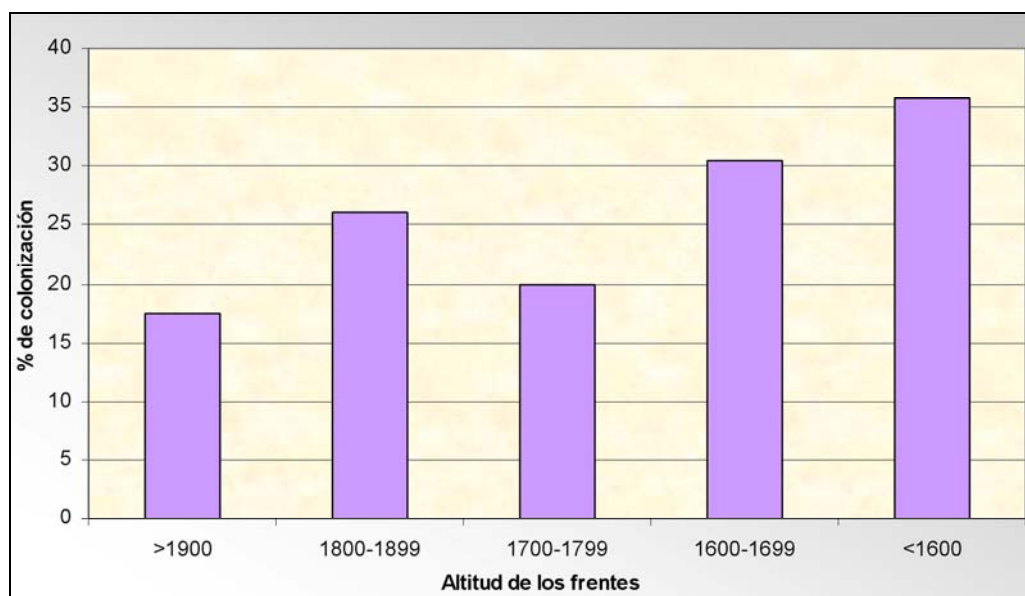


Figura 272. Porcentaje de colonización vegetal de los glaciares rocosos del Alto Sil en función de la altitud de sus frentes. Se puede observar como en los glaciares rocosos situados a mayor altitud el grado de colonización vegetal es más bajo, si bien no existe una correlación elevada (-0,36).

El recubrimiento líquénico de los clastos es casi total; únicamente existen sectores dónde es muy bajo, principalmente coincidiendo con surcos bien marcados de los glaciares rocosos más elevados. Esta menor cubierta de líquenes se debe a la distinta duración de la nieve, sensiblemente superior en los surcos, ya que éstos son muy favorables a la acumulación nival (Tomaselli y Agostini, 1990; Levesque y Svoboda, 1999; Burga *et al.*, 2004). Durante las salidas de campo, hemos observado como, especialmente en los glaciares rocosos de Braña la Pena y Valdeiglesia, la cubierta nival en los surcos es continua desde noviembre hasta mayo o incluso primeros de junio, mientras que es mucho más discontinua en las crestas, pudiendo fundir la nieve hasta más de 3 meses antes en las zonas de crestas y surcos más pronunciados.

La colonización vegetal es siempre mucho más intensa en la zona frontal que en el área interna (Fig. 273), puesto que es dónde aparecen bien representada la fracción fina, que permite el enraizamiento de las plantas, al igual que ocurre en otros lugares

con glaciares rocosos relictos, como en el Pirineo (Gutiérrez Elorza y Peña Monné, 1981: 18). Así, las partes frontales presentan un recubrimiento muy elevado, con vegetación de mayor porte y presencia aislada de árboles. Del mismo modo, las zonas laterales también se encuentran densamente colonizadas, al contrario de lo que ocurre en la parte interior dónde, la estructura abierta, con grandes bloques, que hace que no existan unas mínimas condiciones edafogénicas que permitan crecer a la vegetación. Es, por tanto, el contenido en finos (mayor en los flancos y en el frente debido a la dinámica del glaciar rocoso cuando estaba activo y/o a su migración postgenética), por encima de cualquier otro factor, el más influyente en el proceso de colonización vegetal. En este sentido, en los situados a menor altitud, especialmente en los rodeados de bosque, las zonas internas suelen presentar zonas con vegetación, probablemente debido a la acumulación de finos procedentes de las áreas limítrofes.



Figura 273. Glaciar rocoso del Cuerno del Sil. Su frente, situado a 1789 m, presenta una colonización abundante, con escobas y brezos, mientras que en su zona central no aparece vegetación. Sí es densa la cubierta de líquenes, salvo en los surcos (con tonos más blanquecinos), dónde la cubierta nival es más persistente. 27-jun-2006.

Datos de fábricas

Los análisis de la fábrica de los glaciares rocosos son muy escasos (Barsch, 1996: 71), aunque no inexistentes (Giardino y Vitek, 1985; 1988; Vere y Mathews,

1985; Agudo *et al.*, 1989; Nicholas, 1994; Thompson, 1999; Serrano *et al.*, 2010). En la Cordillera Cantábrica, se han realizado análisis de fábrica en la Sierra de Gistredo (Redondo Vega *et al.*, 2002g) y, puntualmente, en un glaciar rocoso de los Picos de Europa (González Trueba, 2006: 397), presentándose recientemente datos más completos sobre varios enclaves de la primera de las sierras citadas (Redondo Vega *et al.*, 2010).

Los análisis de fábrica pueden ayudar a discriminar los procesos involucrados en la génesis, aunque siempre hay que tener mucha precaución cuando se trata de depósitos del pasado puesto que, a menudo, puede haber intensas modificaciones post-deposicionales (Bertran *et al.*, 1997). Sin embargo, en el caso que nos ocupa, y a pesar de que nos encontramos ante glaciares rocosos relictos, el gran tamaño de los bloques hace que puedan mantener su forma incluso durante milenios, por lo que el examen de la forma superficial actual revela los flujos del pasado (Kääb y Weber, 2004).

Por nuestra parte, hemos colaborado en la realización de diversas fábricas en los glaciares rocosos de la Sierra de Gistredo. La metodología seguida ha sido la misma a la empleada en los trabajos de Redondo Vega *et al.* (2002g: 552-553) y Redondo Vega *et al.* (2010). De este modo, en cada uno (no en todos ellos) se midió tanto la orientación como la inclinación de 50 clastos de la parte superior de una cresta y de otros 50 de los surcos, en sectores de 2-4 m² de superficie, con el fin de observar su disposición y la relación con la dinámica de flujo que generó esa morfología.

Puesto que estamos ante formas relictas, la selección de los bloques debe hacerse con sumo cuidado, para eliminar en lo posible la influencia que hayan podido tener procesos de reasentamiento posteriores. Por ello, no sólo se han seleccionado zonas con una morfología muy bien conservada, sino que además se ha procurado realizar las mediciones en bloques de grandes dimensiones (preferentemente más de 70 u 80 cm de eje mayor) y que estén bien asentados en el terreno, teniendo que levantar en ocasiones material superficial para elegir bloques apropiados. Estas características, aunque frecuentes en el Alto Sil, hacen que algunos no posean condiciones adecuadas para hacer una fábrica superficial.

La presentación de los datos se ha realizado con el programa Stereo32 versión 1.1, desarrollado por K. Röller y C.A. Trepmann, utilizando también la aplicación Triplot, elaborada por Graham y Midgey (2000), a partir de Benn (1994) para la representación de la forma de la fábrica. Dado que la metodología es idéntica, aunque

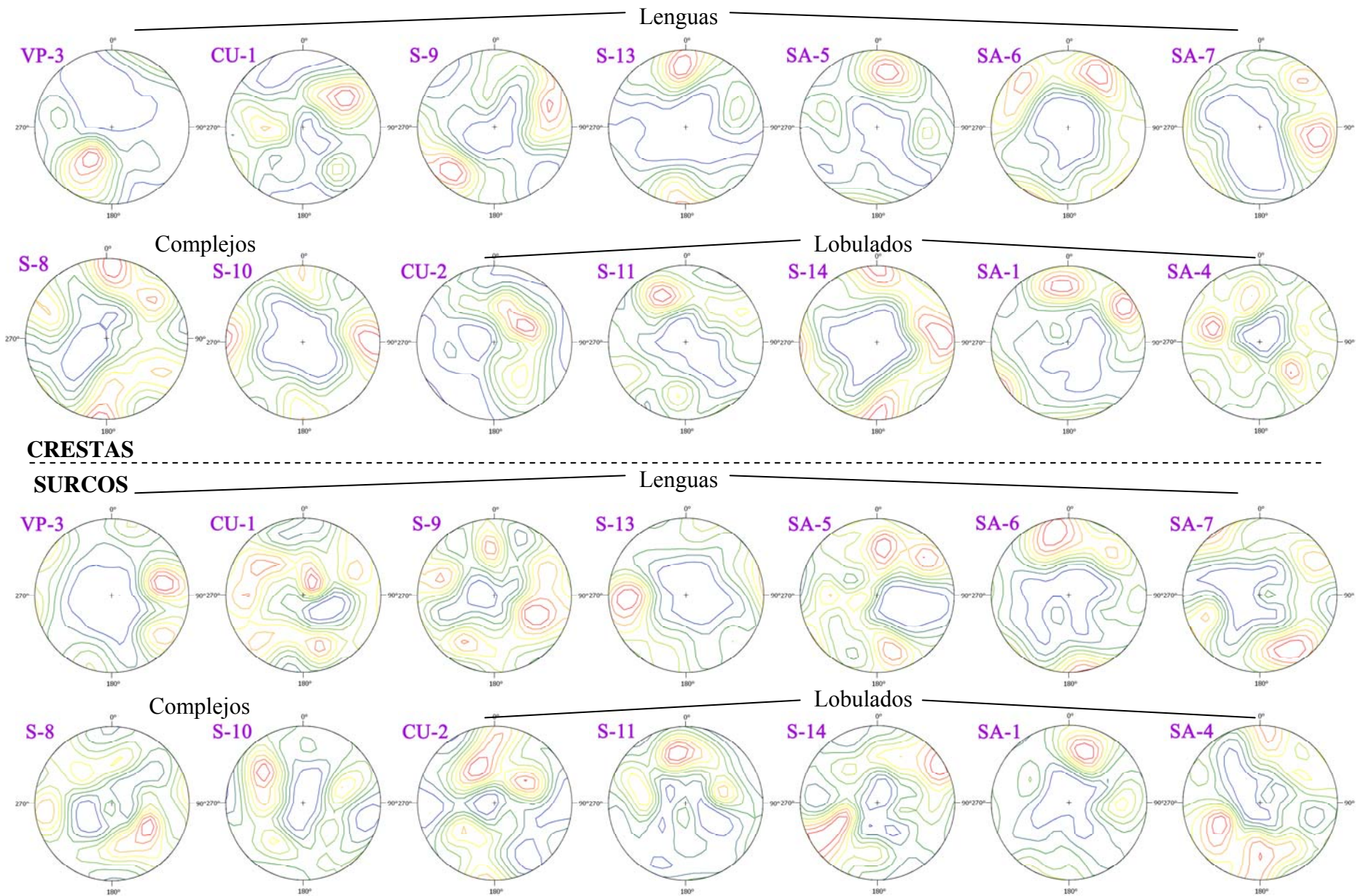


Figura 274. Orientación de los clastos en los surcos y las crestas de 14 glaciares rocosos del Alto Sil.

Tabla 44. Vectores y valores propios de las fábricas de las crestas de los glaciares rocosos

Código	V ₁			V ₂			V ₃			Sign (%)	ln (S ₁ /S ₃)
	Dir	Buz	S ₁	Dir	Buz	S ₂	Dir	Buz	S ₃		
Lenguas											
VP-3	212,5	31,6	0,62	112,2	16,2	0,25	359,0	53,6	0,13	>99	4,8
CU-1	69,2	8,1	0,45	324,2	61,1	0,34	163,4	27,6	0,21	95-97,5	2,1
S-9	54,8	4,3	0,53	145,0	2,1	0,29	261,4	85,2	0,18	>99	2,9
S-13	2,7	7,8	0,61	93,6	6,3	0,28	221,9	80,0	0,11	>99	5,5
SA-5	15,8	18,2	0,50	284,4	4,3	0,34	181,5	71,3	0,16	>99	3,1
SA-6	333,0	6,6	0,46	63,9	7,8	0,44	203,2	79,8	0,10	>99	4,6
SA-7	77,1	18,6	0,58	345,1	6,2	0,31	237,5	70,3	0,11	>99	5,3
Complejos											
S-8	156,9	10,5	0,46	62,6	22,2	0,37	270,5	65,2	0,17	>99	2,7
S-10	76,1	5,0	0,49	166,2	0,9	0,41	265,9	84,9	0,10	>99	4,9
Lobulados											
CU-2	73,4	52,1	0,49	341,2	1,8	0,35	249,8	37,8	0,16	>99	3,1
S-11	15,1	11,5	0,47	282,9	10,6	0,36	151,1	74,2	0,17	>99	2,8
S-14	54,5	11,0	0,47	146,1	8,1	0,44	271,7	76,2	0,09	>99	5,2
SA-1	19,7	16,4	0,50	285,7	13,5	0,35	158	68,5	0,15	>99	3,3
SA-4	294,9	5,6	0,43	203,8	11,1	0,33	51,3	77,6	0,24	<=90	1,8

Tabla 45. Vectores y valores propios de las fábricas de los surcos de los glaciares rocosos

Código	V ₁			V ₂			V ₃			Sign (%)	ln (S ₁ /S ₃)
	Dir	Buz	S ₁	Dir	Buz	S ₂	Dir	Buz	S ₃		
Lenguas											
VP-3	88,5	13,6	0,55	357,4	4,5	0,35	249,3	75,6	0,10	>99	5,5
CU-1	276,2	26,6	0,38	19,8	25,2	0,35	146,6	51,9	0,27	<=90	1,4
S-9	113,6	16,2	0,44	22,4	4,3	0,35	278,1	73,2	0,21	90-95	2,1
S-13	246,1	12,5	0,53	336,6	2,3	0,36	76,7	77,3	0,11	>99	4,8
SA-5	10,0	12,3	0,45	268,2	43,3	0,35	112,2	44,1	0,20	97,5-99	2,3
SA-6	356,7	10,8	0,53	87,9	6,6	0,33	208,8	77,3	0,14	>99	3,8
SA-7	155,4	10,4	0,45	63,0	13,0	0,40	282,8	73,3	0,15	>99	3,0
Complejos											
S-8	133,9	8,6	0,44	41,8	13,7	0,30	254,9	73,7	0,25	<=90	1,8
S-10	282,7	14,7	0,43	109,9	6,7	0,34	77,0	73,8	0,23	<=90	1,9
Lobulados											
CU-2	10,5	24,7	0,46	244,2	52,1	0,30	113,9	26,7	0,24	90-95	1,9
S-11	351,5	32,0	0,42	82,5	1,5	0,35	174,8	58,0	0,23	<=90	1,8
S-14	232,6	3,2	0,46	323,9	21,5	0,30	134,6	68,3	0,24	<=90	1,9
SA-1	26,2	12,9	0,49	117,3	5,0	0,36	228,0	76,2	0,15	>99	3,3
SA-4	209,2	11,5	0,48	116,4	13,4	0,32	338,4	72,1	0,20	>99	2,4

menos completa, a la aplicada a los depósitos glaciares, no se repite aquí en detalle, ya que se puede encontrar en el Capítulo V.2.1.

En total se han realizado fábricas en 14 de los 33 glaciares rocosos del Alto Sil, pero los resultados se apoyan también en otras 9 realizadas en otros puntos de la Cordillera Cantábrica y presentadas por Redondo Vega *et al.* (2010). En la orientación espacial de los clastos (Fig. 274) se puede observar que predomina una mayor dispersión que en la observada en los depósitos glaciares, siendo frecuente que haya más de una dirección preferente.

Esta primera reflexión queda matizada cuando se observan las diferencias existentes entre la fábrica de los surcos y de las crestas. En efecto, mientras en los primeros la dispersión es generalmente muy alta, en las segundas existe una mayor concentración y tienden a predominar las fábricas unimodales, con algunos ejemplos muy significativos, especialmente en los glaciares rocosos de lengua (VP-3, S-9, S-13, SA-5, SA-7). En los surcos, sólo ocasionalmente se observan concentraciones elevadas (VP-3, S-13, SA-6), aunque casi siempre menos claras, y sólo en algunos de los de lengua.

Los datos de las Tablas 44 y 45 cuantifican esos diversos grados de concentración. Los valores propios de los vectores principales (S_1) sólo superan el 50% de la población muestreada en algunas crestas de glaciares rocosos de lengua y, excepcionalmente, en algunos surcos de formas linguoides. El grado de significación de los análisis varía también de forma notable entre surcos y crestas; mientras en éstas casi siempre supera el 99% (Tabla 44), en aquellos es habitual que esté por debajo de ese valor, e incluso del 90% (Tabla 45).

Por último, el índice de intensidad (I_n) (*i: fabric intensity index*) (Woodcock, 1977; Woodcock y Taylor, 1983), que relaciona los valores propios del vector máximo y mínimo (S_1/S_3) ilustra bastante bien estas diferencias. Este índice evidencia fábricas con distribuciones aleatorias cuando es inferior a 3, frente a fábricas agrupadas cuando supera ese valor. Como se puede observar, vuelven a ser crestas, especialmente en los glaciares rocosos de lengua, las que muestran fábricas con un mayor grado de agrupamiento, frente a los valores de los surcos, que frecuentemente están por debajo de 2,5.

La misma observación podemos realizar si analizamos la forma de la fábrica de los glaciares rocosos, representando mediante el diagrama ternario de Benn (1994), utilizando el software Tri-plot de Graham y Midgey (2000), los índices de isotropía (S_3/S_1) y elongación ($1-S_2/S_1$) (Fig. 275). De ese análisis se desprende que, aunque

existen frecuentes solapamientos, en las crestas de los glaciares rocosos, especialmente de los de lengua, predominan las fábricas cluster o planares, mientras que en los surcos son más habituales las isotrópicas y sólo los de algunas lenguas tienden a tener un grado de agrupamiento mayor.

Todos estos datos están mostrando la dinámica de los glaciares rocosos. En las crestas, el movimiento comprensivo hace que los clastos se orienten de forma preferente en la dirección del flujo, a veces a contra-pendiente, especialmente, en la parte interna de las crestas, como ya observaron otros autores (Agudo *et al.*, 1989: 88; Thompson, 1999; Serrano *et al.*, 2010). Este hecho suele ser más evidente en la parte interna de las crestas, dónde los grandes bloques buzan en el sentido opuesto al flujo. Secundariamente, aparecen clastos orientados de forma transversal al flujo. En esa misma zona también es posible observar imbricaciones de los cantos, al igual que ocurre en algunos glaciares rocosos activos (Redondo Vega, 2004: 174).

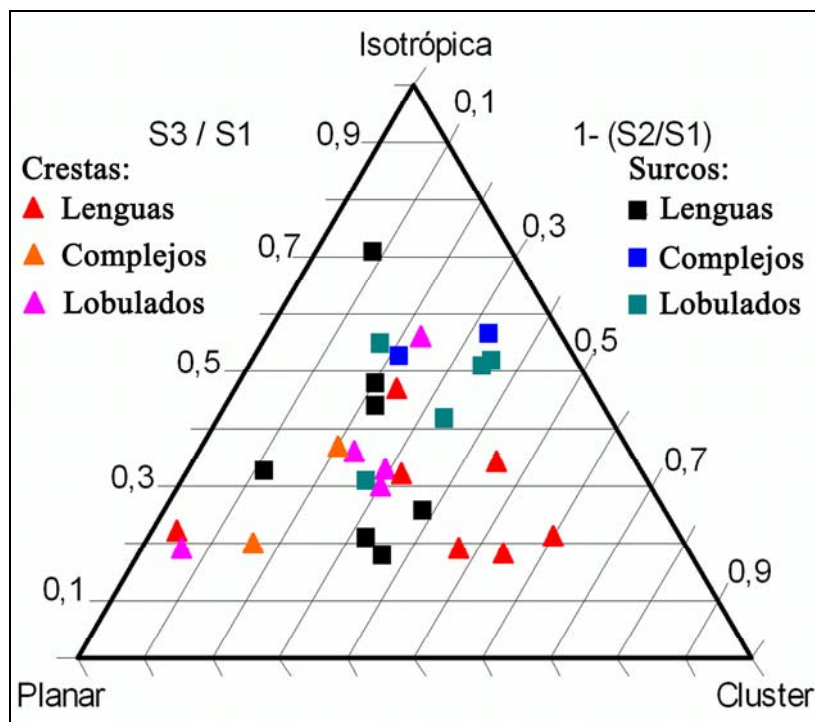


Figura 275. Forma de las fábricas de los glaciares rocosos del Alto Sil a partir del diagrama ternario de Benn (1994), que pone en relación los índices de isotropía (S_3/S_1) y elongación [$1-(S_2/S_1)$].

Por el contrario, en los surcos predomina una dinámica más distensiva, que hace que no existan orientaciones preferentes tan evidentes. Además, al tratarse de glaciares rocosos relictos, muchos de los clastos de los surcos han podido caer desde las crestas o

cambiar la orientación del eje mayor al fundirse el hielo, mientras que en las crestas la orientación se ha debido conservar mejor.

Aparte de estas diferencias entre surcos y crestas, es significativo que en los de lengua el grado de concentración es mayor que en los lobulados, presentando los complejos valores intermedios. En este sentido, los glaciares rocosos de lengua parecen representar mejor las características de flujo de estas formas, quizás porque en ellos la morfología original ha sufrido menos modificaciones posteriores, aunque este es un aspecto que debería estudiarse con mayor detalle en el futuro, observando si también se dan estas diferencias en los activos.

A modo de conclusión, a pesar de los miles de años transcurridos desde la fusión total del hielo que contenían los glaciares rocosos del Alto Sil, aún es posible estudiar mediante análisis de fábrica el resultado de los flujos internos que generaron la forma, siempre teniendo la precaución inicial de elegir los cantos o, mejor, bloques, que presenten posiciones estables (Kääb y Weber, 2004). En otros, dónde la morfología se conserva peor, pueden no existir orientaciones claras, perdiendo interés el análisis de la fábrica (Richmond, 1952).

Propuesta cronológica

Como hemos visto, los glaciares rocosos del Alto Sil son relictos, por lo que no se encuentran en equilibrio con las condiciones climáticas actuales, sino que se formaron con otras, de carácter más frío tratándose, por tanto, de herencias del pasado. Queda claro que se localizan dentro de los circos y que se superponen a las formas glaciares más recientes, con lo que necesariamente se formaron con posterioridad a la retirada de las masas de hielo de los lugares que ocupan.

En la Cordillera Cantábrica, por correlación con las fases señaladas en Pirineos, la mayor parte de los investigadores han sostenido que son formas generadas en el Tardiglacial (Alonso, 1989; Jiménez Sánchez, 1996), una fase de enfriamiento climático posterior a la retirada de los glaciares cantábricos.

En realidad, sin dataciones que lo confirmen, sólo se puede afirmar que cada glaciar rocoso es posterior a la retirada del glaciar que ocupó el circo en el que se asientan. Dentro de ese contexto, hay dos posibilidades:

- O bien todos son coetáneos, derivados de un periodo frío y seco (presumiblemente el Tardiglacial) y se formaron tiempo después de la retirada de las masas de hielo de los circos más elevados.
- O bien no todos tienen la misma edad, sino que tienen más bien un origen paraglacial y se generaron inmediatamente después de la retirada glacial de cada enclave concreto, siendo los situados a menor altitud más antiguos.

En favor de la primera hipótesis estaría el hecho de que no hemos visto glaciares rocosos generados a partir de depósitos morrénicos sino únicamente bajo escarpes, lo que puede hacer pensar en una etapa intermedia que delimitaría ambas fases. Por otra parte, casi todos se mueven en un rango altitudinal relativamente pequeño, de entre 1600 m y 1900 m. Redondo Vega *et al.* (2004: 55) consideran que “factores topoclimáticos y estructurales hacen que en el extremo occidental de Valdeiglesia-Lago, descienda la RILA por debajo de la cota de 1700 m.”, explicando la existencia de algunas formas a cotas más bajas de lo habitual.

En cuanto a la segunda hipótesis, son varios los autores que apoyan el carácter paraglacial de estas formas, indicando que se derivarían de la inestabilidad del roquedo tras la retirada glacial, pudiendo permanecer activos posteriormente debido a su lenta dinámica (Koning y Smith, 1999; Schröder *et al.*, 2005). En el Pirineo, algunos autores han defendido la existencia de cuatro fases de formación diferentes, relacionadas con la deglaciación (Agudo y Serrano, 2004). En la Sierra de Ancares, Rodríguez Guitián *et al.* (1995a) consideran que el glaciar rocoso situado a menor altitud es anterior al resto de los que analizan y coexistió con glaciares blancos.

En el Alto Sil, los que se sitúan por debajo de los 1650 m no presentan paredes de alimentación excesivamente elevadas ni voluminosas, ni están en posiciones topográficas especialmente adecuadas para su génesis, ni tampoco se observan otras formas periglaciares que apoyen un descenso tan importante de la RILA hacia esas zonas. Todo ello nos lleva a proponer que estos glaciares rocosos corresponden a una etapa previa y que se derivan de la deglaciación, que se produciría antes que en los circos más elevados, dónde se sitúan la gran mayoría, aspecto por otra parte ya señalado como posibilidad por Jiménez Sánchez (1996: 164).

Estos glaciares rocosos se debieron formar cuando aún existían glaciares en los circos más elevados y se relacionarían con la gran inestabilidad generada por el

retroceso de los glaciares de valle, al igual que ocurre con los grandes deslizamientos en masa. La escasez de afloramientos rocosos especialmente destacados impediría una formación más masiva de estas formas, como la que debió ocurrir posteriormente con la retirada total de las masas de hielo de los circos, dónde sí fueron mucho más numerosos y cuando la RILA se situó a unos 1700 m en la vertiente N y a unos 1900 m en la vertiente S (Redondo Vega *et al.*, 2005c: 381). En la vertiente meridional, además de la influencia de la insolación, la casi total ausencia de paredes rocosas de importancia y la topografía poco transformada por los glaciares dificultó todavía más la generación de estas formas.

En cualquiera de los casos, la actividad de los glaciares rocosos debió cesar al comienzo del Holoceno, con la llegada de condiciones climáticas más cálidas. Queda la duda de si en los momentos más fríos de este periodo algunos de ellos pudieron reactivarse o al menos mantener hielo en su interior, pasando a ser activos o inactivos, aunque parece improbable, al menos durante la PEH, dada la ausencia de formas frescas en ellos.

Conclusiones

En el Alto Sil hemos localizado 33 glaciares rocosos relictos. De ellos, 17 son de lengua, 14 lobulados y 2 complejos. Están localizados en su gran mayoría dentro de circos con orientación N, al pie de cumbres que superan, al menos, los 1640 m, siendo mucho más abundantes bajo las que sobrepasan los 1900 m. El más largo tiene casi 500 m de longitud, mientras que el más ancho excede los 300 m. En total, ocupan algo más de 75 ha, estimándose un volumen mínimo de 4.000.000 de m³.

Se diferencian de las lleras o canchales, mucho más abundantes, por su menor pendiente (media de 15°), su morfología externa, caracterizada por la presencia de surcos y crestas, por la existencia de materiales finos en sus márgenes laterales y frontales y por sus caracteres de fábrica, que muestran evidencias de flujo, al contrario de lo que ocurre en las lleras.

En los glaciares rocosos del Alto Sil existe un importante control litológico, ya que todos ellos están desarrollados bajo escarpes cuarcíticos de la Serie de los Cabos o, en un caso, de la Formación Cándana. Los de mayor tamaño, aparecen cuando los bancos de cuarcitas siguen la dirección de los circos y, además, tienen una red de

fracturación muy densa. Su génesis tiene un fuerte componente paraglaciar, puesto que se generaron bajo crestas formadas por la erosión de los glaciares pleistocenos y es muy probable que tuvieran un elevado aporte de derrubios gracias a la descompresión de esas paredes rocosas tras la retirada de los hielos.

Son formas que conservan muy bien su morfología original, manteniéndose las crestas y surcos longitudinales y trasversales derivadas del flujo por deformación del hielo interno que mantuvieron. La colonización vegetal es escasa, salvo en sus zonas periféricas dónde, gracias a la presencia de finos, son frecuentes los matorrales e incluso algunos árboles. La buena conservación de las formas permite que los análisis de fábrica de las crestas y, en mucha menor medida, de los surcos nos den aún información sobre los flujos compresivos del pasado, responsables de su génesis.

En fin, los glaciares rocosos del Alto Sil se pueden definir como relictos, de talud, de bloques y que presentan formas linguoides y lobuladas (*i: relict, talus, bouldery, tongue and lobate shaped rock glaciers*). Poseen un elevado valor didáctico y científico, debido a su buen estado de conservación, además de constituir un importante registro paleoclimático, puesto que demuestran la existencia de permafrost tras la retirada de los glaciares.

VI. 3. 2. Campos de bloques

Los campos de bloques o campos de piedras (*i: block field, boulder field, o felsenmeer*) se definen como “toda superficie relativamente plana, de dimensión variable, pero de al menos unas decenas de metros cuadrados de superficie, recubierta de bloques de más de 25-30 cm de diámetro, sea cual sea su grado de concentración y con presencia o no de matriz fina” (Dionne, 1978, en Valcárcel Díaz y Pérez Alberti, 2002c: 16). En ellos, es frecuente que aparezcan clastos con los ejes mayores en posición vertical, lo que puede indicar la presencia de finos en profundidad (van Steijn *et al.*, 2002).

Otros autores prefieren el término *mountain top detritus* para referirse a este tipo de depósitos (Løken, 1962; Ballantyne y Harris, 1994; Ballantyne, 1998; French y Bjornson, 2008) puesto que, dependiendo de la litología, toman formas diversas y presentan o no finos y, además, de ese modo se pueden distinguir de campos de bloques de zonas bajas. Aunque consideramos este último término adecuado para describir los depósitos del Alto Sil, aquí los denominaremos campos de bloques, ya que es el nombre que se ha usado tradicionalmente y que en esta zona presentan siempre estructura abierta.

Una diferencia fundamental con otras formas (canchales) es que no debe de haber procesos de gravedad involucrados en su génesis (White, 1976). Sin embargo, el límite entre campos y laderas de bloques es habitualmente difícil de precisar, puesto que suele haber un continuo desde el campo de bloques en la zona superior a laderas de bloques según aumenta la pendiente. En realidad no hay un límite definido que indique la pendiente máxima que puede presentar la formación superficial para ser considerada un campo de bloques. Y este punto es muy importante puesto que, según el valor establecido, su extensión superficial puede aumentar considerablemente. Así, García de Celis (2002a), siguiendo a White (1976) considera que ese límite es de 10°; para Washburn (1973), Ballantyne y Harris (1994) y van Steijn *et al.* (2002) menos de 5°; por su parte, Valcárcel Díaz y Pérez Alberti (2002c) hablan de 15-20°. Otros autores, como Pellicer y Echeverría (2004) establecen el valor de 20° de pendiente.

Los campos de bloques pueden aparecer en distintos ambientes (Dionne, 1978), pero el término se usa habitualmente sólo para los generados por procesos periglaciares.

Especialmente en latitudes altas (Escandinavia), se ha puesto en entredicho el que estas formas puedan haberse formado tras la retirada de los glaciares pleistocenos, puesto que diversos autores consideran que no ha habido suficiente tiempo y que son, por el contrario, formas conservadas de periodos antiguos gracias a hielo de base fría, debiéndose relacionar con etapas cálidas (Rapp, 1992; Rea *et al.*, 1996). Otros han defendido que se generaron en periodos fríos del Pleistoceno (Ballantyne y Harris, 1994) y, quizás, del Terciario (French y Bjornson, 2008). Más frecuentemente se les considera postglaciares y, por tanto, de edad muy reciente (Michaud y Dionne, 1987; Sellier, 1995). Ballantyne (1998) parece tener en Escocia una respuesta adecuada a la controversia. Este autor encuentra que en litologías muy propicias (entre ellas la cuarcita), con una red de fracturación densa, los campos de bloques son postglaciares, relacionados con una etapa fría posterior allí al retroceso glaciar; por el contrario, en otras litologías sólo se conservan campos de bloques antiguos en zonas afectadas por hielo de base fría, siendo en este caso previos a la glaciación y no se han formado posteriormente.

En el Alto Sil y otras zonas del NO peninsular afectadas por la glaciación, sólo se han desarrollado campos de bloques en áreas cuarcíticas (más raramente en las areniscas) que, gracias a sus características, habrían respondido ante las condiciones climáticas más rigurosas generando abundantes campos de bloques (junto a canchales, glaciares rocosos, etc.), mientras que otras litologías no lo hicieron. Sólo en algún caso se les relaciona con condiciones previas o coetáneas al máximo glaciar (Pellitero Ondicol, 2009: 199).

En todo caso, aunque en principio no deben ser tomados sin más como formas relacionadas con la presencia de permafrost (French, 2007: 330), el origen periglacial de los campos de bloques en el NO peninsular no ha sido discutido (Valcárcel Díaz y Pérez Alberti, 2002c), debido a que hay diversos factores que los relacionan con este origen:

- En primer lugar aparecen sólo a cotas elevadas y en zonas que estuvieron ocupadas por importantes glaciares pleistocenos, con lo que su origen tiene que ser posterior al máximo. Pero, dado que se localizan por encima de los circos, probablemente sean coetáneos a fases de retroceso.
- Si su origen estuviera relacionado con condiciones cálidas, se darían a cotas bajas y, por contra, son característicos de altitudes elevadas.

- La relación con otras formas periglaciares como los glaciares rocosos parece clara, generándose en un ambiente similar, es decir, no son el único testimonio de acciones periglaciares relacionadas con el permafrost.

Por tanto, como indican Valcárcel Díaz y Pérez Alberti (2002c: 25), es coherente considerarlos como indicadores de la presencia de permafrost continuo en el NO peninsular. Y así se ha hecho en las sierras dónde se han localizado, tanto en la zona gallega (Valcárcel Díaz y Pérez Alberti, 2002c), como en la Sierra de Suspirón (García de Celis, 2002a) o, en el Alto Sil, en Coronxo (Valdeprado), dónde se ha señalado la presencia de un campo de bloques de grandes dimensiones (Alonso, 1989: 14; Trombotto Liaudat y Alonso, 2008) si bien, desde nuestro punto de vista, se trata de un glaciar rocoso (VP-1 en Capítulo VI.3.1.).



Figura 276. Campo de bloques al O del Tambarón de Salientes, que se alarga durante unos 200 m, entre 2060 m y 2085 m de altitud. Se trata del más extenso del Alto Sil, superando los 4000 m². Ocupa el cordal culminante y tanto al N como al S el campo de bloques se transforma en ladera de bloques al aumentar la pendiente. La escala es de 1 m. 30-ago-2008.

Una primera tipificación de los campos de bloques, los clasifica en formas abiertas o cerradas (Sellier, 1995). Los primeros se caracterizan por la ausencia de material fino entre los clastos, lo que les da una apariencia de caos de bloques (Fig. 276). Los segundos, por el contrario, también presentan finos. Esta última forma esta

ausente del Alto Sil, como de otras muchas sierras del NO ibérico (Valcárcel Díaz y Pérez Alberti, 2002c: 18), siendo por tanto todos los ejemplos estudiados campos de bloques abiertos, como se corresponde con los desarrollados sobre cuarcitas, una litología muy poco propensa a generar finos (Valcárcel Díaz y Pérez Alberti, 2002c: 20), aunque en profundidad pueden aparecer.

Dependiendo del origen de los bloques, los campos de piedras pueden ser autóctonos (el material procede del sustrato de esa zona) o alóctonos (el material fue transportado anteriormente por otro agente, por ejemplo un glaciar). Al igual que los citados en el NO peninsular, todos los que aquí aparecen son autóctonos.

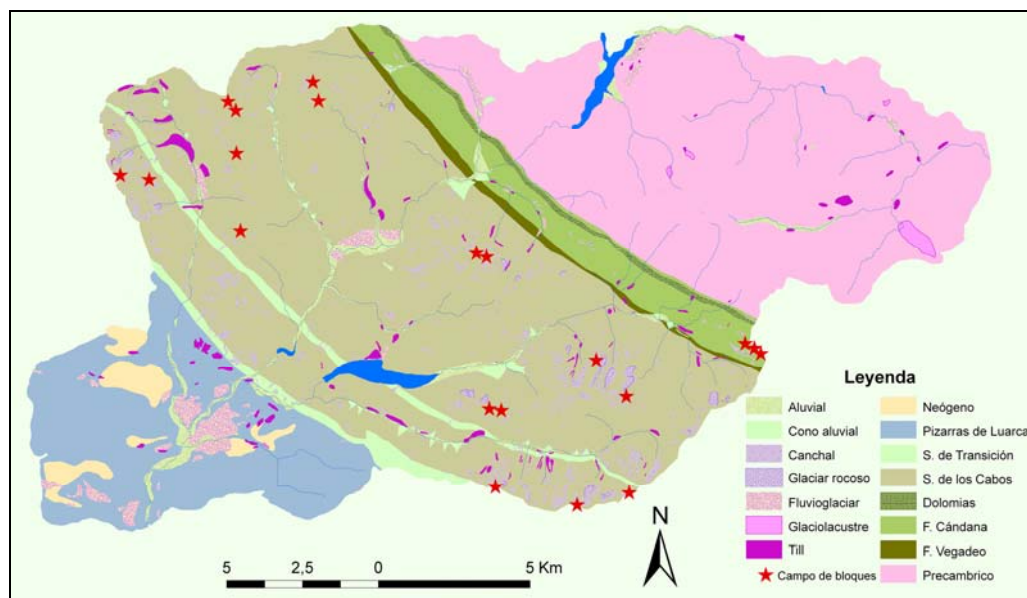


Figura 277. Localización de los campos de bloques del Alto Sil en el contexto geológico.

Los campos de bloques, aunque no muy abundantes en el Alto Sil, son elementos significativos puesto que son testimonios, junto a los glaciares rocosos, que demuestran la presencia de permafrost en el pasado reciente de estas montañas. En total, hemos localizado 26 (Fig. 277), que suponen una superficie de sólo 18.731 m². Su escasa aparición, en comparación con otras formas periglaciares, es debida especialmente a que las condiciones topográficas no son muy favorables para su génesis, al ser raras las superficies a más de 1600 m con menos de 10° de pendiente, debido al fuerte encajamiento de la red hidrográfica del río Sil.

El control litológico en su distribución ha sido un aspecto recurrentemente señalado por diversos autores (Michaud y Dionne, 1987; Ballantyne y Harris, 1994;

French y Bjornson, 2008: 33). Dentro del NO de España tanto Valcárcel Díaz y Pérez Alberti (2002c: 20-21) como García de Celis (2002a: 48) recalcan la intensa relación entre la aparición de estas formas y el afloramiento de las cuarcitas de la Serie de los Cabos, no observándolos en ninguna otra litología, salvo en el granito. Del mismo modo, los del Alto Sil se relacionan mayoritariamente con las cuarcitas de la Serie de los Cabos, si bien el mejor y más extenso, situado en el Tambarón, se encuentra en las cuarcitas cámbricas de la Formación Cándana (Fig. 276). En todo caso, en otras zonas de montaña del N de la Península Ibérica también se citan en otras litologías y, en lugares como la Montaña Central Leonesa (González Gutiérrez, 2001: 311) o la Sierra de la Demanda (Arnáez Vadillo, 1987), son más frecuentes en las areniscas.

En este sentido, la densa red de facturación, con intenso diaclasado, y el buzamiento vertical o subvertical que presentan las cuarcitas de la Serie de los Cabos y de la Formación Cándana, crean unas condiciones muy favorables para la generación de clastos (García de Celis, 2002a: 48), que explican el desarrollo de los campos de bloques.

Los límites de pendiente de las laderas son muy importantes en el caso que nos ocupa puesto que, como ya señaló García de Celis (2002a: 42), muchas veces son simples “cabeceras” de laderas de bloques que se prolongan ladera abajo, con lo que en el tomar 10° o 20° como límite para su definición puede hacer que su tamaño aumente o disminuya de manera muy notable. En nuestro caso, el límite lo hemos establecido en 5°, siguiendo a Washburn (1973), Ballantyne y Harris (1994) y van Steijn *et al.* (2002).

En los campos de bloques, es habitual que aún sean visibles en algún punto los afloramientos rocosos de los que proceden, si bien esto no es siempre así, como también observan García de Celis (2002a) y Valcárcel Díaz y Pérez Alberti (2002c: 21). Cuando aflora, es frecuente que ocupe una posición central dentro del afloramiento (Cueto del Oso). En todo caso, no dudamos del carácter autóctono del material que los compone.

La forma y el tamaño de los bloques están en clara relación con la litología que los constituye, en este caso cuarcitas de la Serie de los Cabos, que dan bloques esencialmente “cuadrangulares, al conjugarse líneas de fracturación con la red de diaclasas, con tamaños variables, de centimétricos a métricos” (Valcárcel Díaz y Pérez Alberti, 2002c: 21).

El tamaño de los campos bloques que hemos encontrado está entre 70 m^2 y algo más de 4000 m^2 , con una media de 720 m^2 . En general, son algo más extensos que los señalados por García de Celis (2002a) en la Sierra de Suspirón, con condiciones litológicas, altitudinales y ambientales muy similares. En total, como ya hemos apuntado, ocupan cerca de 19.000 m^2 , muy por debajo de las extensiones que alcanzan otras formas periglaciares como los glaciares rocosos o los canchales.

Junto a la litología y la topografía, la altitud es el otro factor fundamental que explica su distribución. Los hemos localizado desde 1620 m a 2100 m , cotas casi idénticas a las encontradas en la cercana Sierra de Suspirón por García de Celis (2002a). Más al O, en la Sierra del Xistral (Lugo), aparecen a unos 1000 m (Valcárcel Díaz y Pérez Alberti, 2002c).

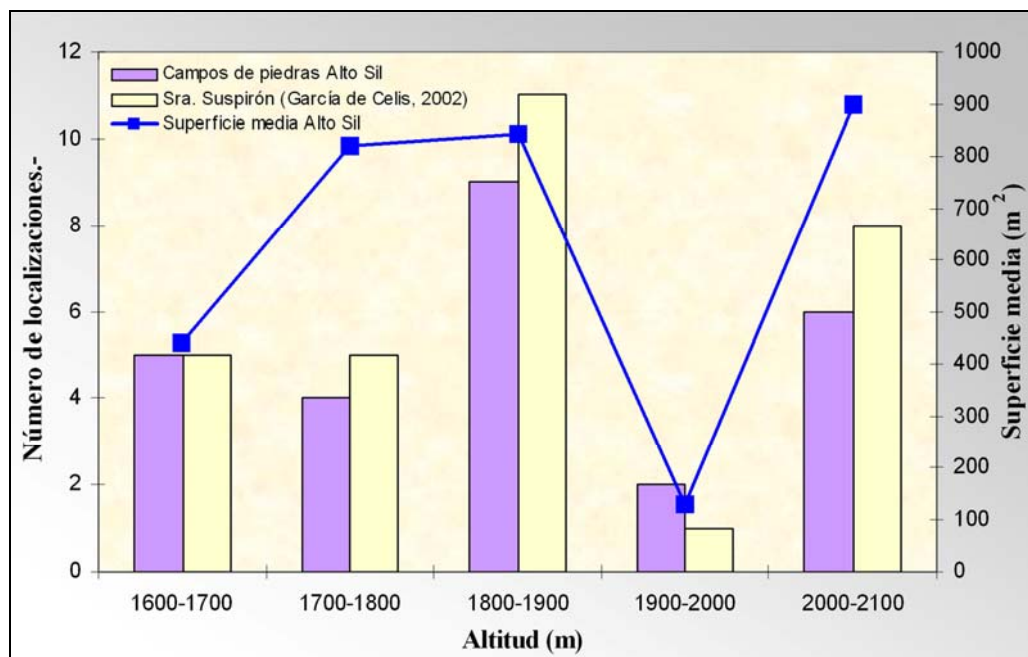


Figura 278. Distribución altitudinal de los campos de bloques en el Alto Sil y en la limitrofe Sierra de Suspirón (García de Celis, 2002a). Destaca el escaso número de campos de bloques en el intervalo de entre 1900 m y 2000 m , común a ambas zonas.

En la distribución altitudinal, destaca el hecho de que sólo dos se encuentran en el intervalo entre 1900 m y 2000 m lo que, aunque podría achacarse al bajo número de localizaciones, coincide con los datos ofrecidos por García de Celis (2002a) en una zona limitrofe, ya que este autor sólo observa uno en ese intervalo, de los 30 analizados en su muestra. En realidad, las distribuciones altitudinales en ambas zonas son casi idénticas (Fig. 278).

Las orientaciones son diversas, como ya señala García de Celis (2002a: 42), aunque al tratarse de áreas cimeras, en general casi planas, no creemos que la orientación sea un factor especialmente relevante. En todo caso, el hecho de que aparezcan en todas las orientaciones sí avala la hipótesis de que se generaron en un ambiente de permafrost continuo. Para Rodríguez Guitián *et al.* (1995c), en el valle de Fornela son más frecuentes en orientaciones S. Este hecho puede deberse a que las orientaciones N están excavadas por circos bien desarrollados y, por tanto, no existen espacios topográficamente adecuados para su desarrollo. De este modo, en el Alto Sil, predominan en las laderas con orientaciones S y O, que son las menos afectadas por el glaciario pleistoceno y las que tienen pendientes más suaves.



Figura 279. Campo de piedras en el Campo Rocín (1870 m.), en Palacios del Sil. Está formado por cuarcitas de la Serie de los Cabos, destacando la presencia de algunos bloques de dimensiones métricas. Nótese el teléfono móvil (11 x 5 cm) como escala, indicado por un círculo rojo. 11-jul-2006.

La cubierta líquénica es continua en la gran mayoría de los bloques (Fig. 279), aunque en algunos aparecen clastos afectados recientemente por crioclastia donde los líquenes no han tenido tiempo aún de crecer. Menos abundantes, aunque presentes en algunas ocasiones, son otras especies, como el brezo y el arándano que, ocasionalmente, impiden ver la superficie total del campo de bloques. En cualquier caso, hay que tener en cuenta que los incendios han sido muy frecuentes en esta zona, con lo que no

creemos que se pueda relacionar la cubierta líquénica o vegetal para calcular su edad ya que, además, factores como la insolación, humedad y cubierta nival pueden influir en su crecimiento notablemente.

La intensa colonización líquénica y, en ocasiones, herbácea y arbustiva que presentan actualmente denota su falta de actividad, si bien es posible encontrar clastos fracturados por la crioclastia actualmente, que destacan por la ausencia de líquenes, con lo que no son raras modificaciones muy puntuales de la forma. García de Celis (2002a: 51) no ve restos de fracturas recientes y tampoco Valcárcel Díaz y Pérez Alberti (2002c: 20) indican que pueda haber procesos actuales, sino que se trata de formas totalmente heredadas.

Por lo tanto, los campos de bloques son herencias del pasado, muy probablemente, como parece indicar su localización, por encima de los circos, coetáneos con fases de retroceso glaciares, y que se desarrollaron en condiciones de permafrost continuo. Hoy en día, al igual que los glaciares rocosos, son retocados muy ligeramente por procesos de crioclastia. Pero la transformación más importante se realiza debido a la presencia de algunos cortafuegos y pistas forestales, como ocurre en la Sierra de Suspirón (García de Celis, 2002a: 52) que llegan a las zonas más elevadas, especialmente en el cordal de Salentinos, donde se han destruido algunas de estas formas heredadas.

VI. 3. 3. Cantos verticalizados

Debido a los procesos de crioturbação (*i: cryoturbation*), que provocan el levantamiento del suelo por acción del hielo dentro de la capa activa de las áreas con permafrost, se puede producir un progresivo levantamiento de rocas y objetos dentro del suelo (French, 2007: 144-147). Estos mecanismos se manifiestan en la presencia de cantos verticalizados (*i: stone tilting*), siendo los procesos que los generan mal conocidos. Es frecuente que aparezcan dentro de campos de bloques, lo que parece apuntar a la presencia de finos en profundidad en esas zonas (van Steijn *et al.*, 2002).

En el Alto Sil, estos cantos verticalizados son relativamente frecuentes en las zonas pandas de los cordales culminantes, por encima de 1800-1900 m, indicando condiciones de permafrost en el pasado. A veces, se observan grandes bloques de hasta 1 m de eje mayor, aunque son más frecuentes los de 20-50 cm. Su localización es muy similar a la de los campos de bloques, dentro de los cuales son frecuentes (Fig. 280), y los suelos ordenados; consideramos que todas ellas son formas coetáneas.

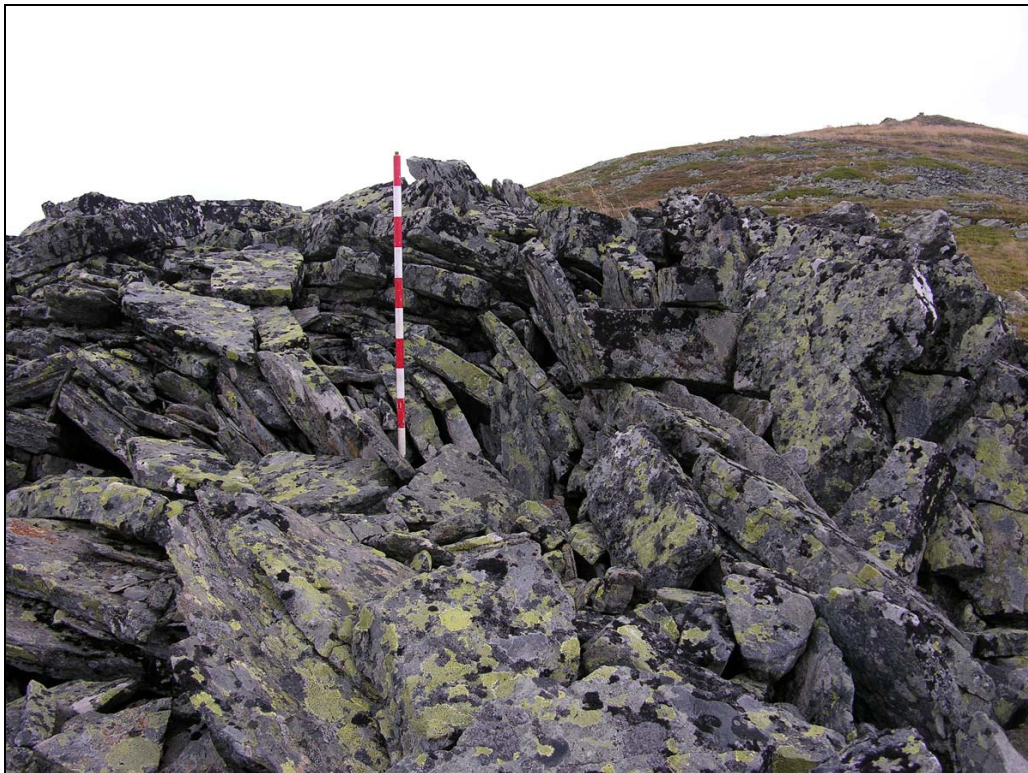


Figura 280. Campo de piedras al O del Tambarón, a 2075 m. Son visibles varios clastos en posición subvertical. Nótese la densa colonización líquénica, evidenciando la ausencia de moviendo actual. 1 m de escala. 30-ago-2008.

VI. 3. 4. Ríos de bloques

Los ríos de bloques o ríos de piedras (*i: block streams*) activos son depósitos de macroclastos angulosos o subangulosos que descienden siguiendo la pendiente como si se tratara de un arroyo (Washburn, 1979). Cuando sus dimensiones son muy reducidas, se denominan corrientes de bloques. Generalmente aparecen en zonas de permafrost, en regiones frías y más secas que en las que se encuentran los glaciares rocosos (Harris, 1994), aunque algunos autores consideran que pueden aparecer asociados a procesos de soliflucción (van Steijn *et al.*, 2002). Harris *et al.* (1998) distinguen los ríos de bloques activos (*i: active block streams*) de los *retardados* (*i: lag boulder streams*); en los segundos el material fino habría sido lavado, los bloques estarían mejor redondeados y su génesis se debería a procesos solifluidales, pudiendo no aparecer permafrost (Boelhouwers *et al.*, 2000).

Los mecanismos que inducen la movilidad son aún mal conocidos, debido a que las observaciones sobre ríos de bloques activos son escasas. En China, Harris *et al.* (1998) observan que la capa móvil de bloques es de sólo 15 cm y se desplaza sobre arenas y materiales finos. Por su parte, Romanovskii y Tyurin (1983) destacan la formación de un elevado volumen de hielo en invierno entre los bloques, y consideran, al igual que Harris *et al.* (1998), que es ese hielo el responsable del movimiento.

En la Península Ibérica, se consideran formas relictas. Unos de los mejores ejemplos del mundo se encuentran en la Sierra de Albarracín, dónde se desarrollan grandes ríos de bloques de hasta 6 km de longitud y 250 m de ancho (Peña Monné y Lozano Tena, 2004). En ellos se pueden observar conos aluviales en su frente por el lavado de finos que los integraban, lo que lleva a pensar en la importancia de esos materiales finos para su desplazamiento, puesto que se trata de formas heredadas. También han sido citados en otros macizos montañosos, como la Sierra de Cebollera (Astier y Latorre Molina, 1980), la Sierra de Gredos (Brosche, 1971) y, de menores dimensiones, en el Moncayo (Pellicer Corellano, 1980).

En la Cordillera Cantábrica, los ríos de bloques son muy escasos, aunque más al S, en los Montes de León, se desarrollan algunos ejemplos significativos, como los de San Andrés de las Puentes, uno de los cuales está propuesto como Lugar de Interés Geológico de la provincia de León (Fernández Martínez y Fuertes Gutiérrez, 2009a, nº82).

En el Alto Sil, únicamente hemos encontrado 4 corrientes de bloques en el entorno del pico Tambarón (Fig. 281), en las cuarcitas de la Formación Cándana, las 3 primeras orientadas al NO y la cuarta hacia el O, con pendientes de unos 25° , una anchura que varía entre 2,5 m y 6 m y una longitud de entre 30 m y 150 m. Por su tamaño, únicamente las consideramos formas embrionarias de ríos de bloques, de los que no hemos encontrado ejemplos significativos en el Alto Sil.



Figura 281. Corriente de bloques en la vertiente N del Tambarón de Salientes (2055 m). La escala es de 1 m y la longitud total alcanza los 50 m. La pendiente, descendente hacia el observador, es de 25° . En la cabecera de esta forma aparece un extenso campo de bloques. 30-ago-2008.

VI. 3. 5. Suelos ordenados

Los suelos ordenados (*i: patterned ground*), también denominados con otros términos como figuras geométricas, figuraciones geométricas o suelos estructurados, son otra de las formas periglaciares más típicas de los ambientes periglaciares (French, 2007: 148-152). Se trata de clastos que presentan una ordenación por tamaños y dirección de ejes mayores. Dentro de los suelos ordenados podemos encontrar gran variedad de formas (Trembl *et al.*, 2010), destacando los círculos de piedras y los suelos estriados, generándose unas u otras dependiendo, sobre todo, de la pendiente de la ladera (Goldthwait, 1976; French y Bjornson, 2008) y de la litología (Washburn, 1956). Los tamaños varían notablemente en función de los materiales y de las condiciones térmicas. Las de mayores dimensiones se relacionan con la presencia de permafrost y una capa activa (Goldthwait, 1976; Harris, 1982; French, 1988) pero otras, de menor tamaño, se pueden formar en condiciones mucho menos rigurosas (Schubert, 1973; Gómez Ortiz, 1982; Pérez, 1984; Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1998). Algunos autores consideran que son más recientes que los campos de bloques (French y Bjornson, 2008).

De este modo, es conveniente distinguir entre los que integran cantos de pequeño tamaño (1-5 cm y formas que no suelen superar los 20-50 cm de diámetro), con los de mayor escala (integrados por cantos de hasta varios decímetros de eje mayor y con formas poligonales métricas). La formación de los primeros suele deberse a la acción de hielo estacional e incluso a la acción de las agujas de hielo y se describen en el Capítulo VI.4.2.1., mientras que los segundos son típicos de áreas con permafrost (Ray *et al.*, 1983).

Para su formación, es necesaria una cubierta vegetal inexistente o muy poco densa por lo que, a veces, el sobrepastoreo o la actividad humana pueden tener cierta influencia en su génesis al provocar la destrucción de la cubierta vegetal (Barthélemy, 1998). Por otra parte, pueden ser muy frecuentes en ambientes paraglaciares (Matthews *et al.*, 1998).

Los mecanismos de formación de los suelos ordenados no son bien conocidos (Krantz, 1990; Krüger, 1994). Aunque tradicionalmente se ha dado una gran importancia a los procesos de desecación (Washburn, 1979), lo cierto es que aparecen

en zonas con suelo siempre saturado (Holness, 2003). Tanto para este último autor, como para otros (Ray *et al.*, 1983) las células de convección junto con el levantamiento diferencial de la helada parecen ser los responsables de su génesis en zonas húmedas, si bien, en climas más secos, las grietas de desecación pueden ser relevantes (Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1998).

Círculos de piedras

Entre los suelos ordenados, los círculos de piedras (*i: sorted circles*) constituyen una de las formas más abundantes. Se pueden definir como “suelos ordenados con una forma circular que tienen un borde exterior de clastos rodeando materiales finos” (Washburn, 1956: 827). Normalmente sólo aparecen en laderas con menos de 3° de pendiente (Humlum y Christiansen, 1998) aunque, ocasionalmente, se observan hasta con 8° (Holness, 2003).



Figura 282. Círculo de piedras al O de Peña Roguera, a 1960 m de altitud. El círculo se encuentra parcialmente desdibujado y, además, presenta una intensa colonización vegetal. En su entorno se pueden encontrar otros círculos de piedras y figuras geométricas. Salentinos, 20-oct-2003.

En el Alto Sil se encuentran algunas evidencias de círculos de piedras, si bien su grado de colonización es elevado y su actividad actual nula, como indica la presencia de

brezales en la zona central de los círculos, siendo por tanto formas relictas. La mayoría están pobremente conservadas y, debido a la intensa cubierta vegetal, son poco visibles. Únicamente en las zonas afectadas por incendios recientemente se pueden observar con mayor nitidez, como ocurre en los circos de Las Cortes (Salentinos) y en el Campo Rocín (Palacios del Sil). En ambos lugares se pueden ver unos pocos ejemplos de círculos de piedras, a altitudes de 1960 m y 1860 m respectivamente.

Se trata de formas de entre 1 y 2 m de diámetro, cuyo centro está integrado por finos y pequeños cantos, siempre colonizado por brezo de bajo porte, mientras que el anillo exterior está compuesto por cantos y bloques que en algunos casos superan los 50 cm de eje mayor, sin fracción fina y recubiertos únicamente por líquenes (Fig. 282).

Suelos estriados

Los suelos estriados (*i: sorted stripes*) son igualmente muy poco frecuentes, si bien son visibles, al igual que los círculos de piedras, en zonas afectadas por incendios forestales, dónde los brezales y escobanales aún no han adquirido un porte elevado y permiten su observación. Se trata de formas alargadas en el sentido de la pendiente, creando bandas de diversas anchuras que se alargan ladera abajo. Según la separación entre las diversas fajas, se cree que pueden indicar si se formaron bajo condiciones de permafrost (espaciadas unos 2 m), o bien por ciclos de hielo-deshielo diurnos (separadas 10-30 cm) (Matsuoka, 2001c: 127). Las existentes en el Alto Sil, por sus dimensiones, es probable que se relacionen con la existencia de permafrost en el pasado.

Los mejores ejemplos se encuentran al O de Peña Roguera (Salentinos), a 1960 m, dónde se observan cerca de una decena de estos suelos, de en torno a 20-35 m de largo, 70-90 cm de ancho e integradas por cantos de cuarcita de tamaño variado, hasta más de 30 cm de eje mayor, sin finos (Fig. 283). El brezo, de porte rastrero, coloniza los espacios intermedios, integrados por material fino mayoritariamente. En esta zona la pendiente es de 12° y la ladera está orientada al O (277°). Igualmente aparecen, aunque más desdibujados, en la vertiente N del pico Bóveda (Salentinos), a 1920 m de altitud y, mucho menos evidentes en otras zonas culminantes cuarcíticas situadas a más de 1900 m.

Recientemente, Trombotto Liaudat y Alonso (2008) interpretan como suelos estriados de grandes dimensiones las acumulaciones periglaciares existentes al O del

Miro de Valdeprado, en el borde del área de estudio. Estas formas, presentes también en otras laderas con orientación meridional como el Tambarón, a nuestro juicio, se corresponden más bien con extensas laderas de bloques parcialmente colonizadas que, ocasionalmente, pueden asimilarse a formas alargadas.



Figura 283. Suelos estriados en el entorno de Peña Roguera (1960 m). La pendiente es de 12° y en la zona se pueden observar cerca de una decena de suelos de piedras alternándose con zonas de brezal. La anchura es de unos 80 cm. 5-jul-2006.

Valoraciones finales

Los suelos ordenados constituyen formas relictas en el Alto Sil y son indicadores de la existencia de permafrost en el pasado. Su presencia es muy limitada, aunque es probable que tras la deglaciación estuvieran bien representadas. Sólo los hemos observado en zonas con afloramientos de cuarcitas. La altitud a la que aparecen supera siempre los 1850 m (1900 m en los cordales meridionales) y se sitúan en laderas de poca pendiente (los círculos de piedras en zonas con menos de 5° y los suelos estriados entre 5 y 20°) orientadas al O y NO. Siempre se localizan fuera del ámbito de los circos, lo cual puede indicar que no se formaron en ellos debido a que la pendiente supera los umbrales máximos para que se generen, o bien, que son formas coetáneas a la existencia

de glaciares en los circos, o ambas cosas. En cualquier caso, la escasez de ejemplos localizados impide precisar más sus características.

Los incendios forestales no parecen haber provocado una reactivación de las formas, como puede ocurrir con otras de menor tamaño, pero sí permiten observar el suelo en zonas dónde están presentes ya que, habitualmente, incluso por encima de los 2000 m, las laderas en las que no se formaron circos presentan una densa cubierta vegetal arbustiva, con lo que es imposible observarlas a simple vista.

VI. 3. 6. Fragipán

El fragipán (*i: fragipan*) es un tipo de horizonte de suelo subsuperficial que se caracteriza por su alta compactación en seco, mientras que, sumergido en agua, se deshace con rapidez por su propio peso (Soil Survey Staff, 2006). El origen de estos suelos es incierto, existiendo un intenso debate actualmente, aunque parece que puede ser diverso (Certini *et al.*, 2007). En muchos casos se asocia su existencia a condiciones de permafrost en el pasado (Van Vliet y Langohr, 1981; Payton, 1992) o también a la presión ejercida por glaciares sobre el suelo (Bryant, 1989). Estas dos hipótesis son las más aceptadas en zonas dónde han existido condiciones glaciares o periglaciares en el pasado (Scalenghe *et al.*, 2004).

En Galicia, los suelos fragipanizados que aparecen en los bordes de las cuencas terciarias se habían relacionado con condiciones subtropicales, pero los suelos localizados en la Sierra de Ancares presentan unos rasgos morfológicos de carácter frío que hacen que se hayan relacionado con la presencia de permafrost (Moares Domínguez *et al.*, 1996), al igual que a partir de 1100 m en la Sierra de Guadarrama (Gallardo Díaz *et al.*, 1988). En la cabecera del río Carrión (Palencia) se citan depósitos glaciolacustres con carácter de fragipan que, de acuerdo con datos polínicos, son tardiglaciares (Fernández Martínez y Fuertes Gutiérrez, 2009b: n°7).

Recientemente, en El Barrio (Páramo del Sil), a 900 m de altitud, hemos localizado suelos fragipanizados con unas características muy similares a los descritos en Balouta por Moares Domínguez *et al.* (1996):

- Muy poca materia orgánica
- Suelo seco y duro
- Al introducirlo en agua se deshace
- Moteados, planos verticales más blancos con caras de prismas o poliedros
- Las raíces finas se pueden introducir por las bandas verticales blancas

Este suelo se desarrolla sobre arcillas del Mioceno (Matas González y Fernández, 1982), datadas por correlación con otros enclaves del Bierzo y que, como ya se ha discutido anteriormente, en realidad podrían ser cuaternarias. El suelo fragipanizado es visible en los taludes de diversas edificaciones de la localidad de El Barrio, así como en el campo de fútbol. El espesor de los depósitos alcanza en algunas

zonas los 2 m y la extensión lateral de los cortes de mayores dimensiones es de unos 30 m, por lo que se trata de una zona relativamente extensa y no puntual. La zona fragipanizada incluye no sólo materiales finos sino también cantos y algunos bloques (Fig. 284).



Figura 284. Suelo con comportamiento fragipánico en El Barrio (Páramo del Sil). Nótese la presencia de varios cantos en el depósito. La llave tiene una longitud de 8 cm. 26-jun-2006.

En el entorno de El Barrio se observan numerosos depósitos glaciares y otras evidencias señalan que toda esta zona estuvo ocupada por un glaciar (Capítulos V.1.3., V.2.1. y V.2.3.), al igual que sucede en Balouta, dónde estos autores concluyen que, en su mayor parte, se trata de suelos terciarios fragipanizados en el Pleniglacial y Dryas, debido a condiciones periglaciares (Moares Domínguez *et al.*, 1996). Las características de los suelos descritos en Balouta (Sierra de Ancares) y los observados por nosotros en Páramo del Sil son muy similares, por lo que es probable que tengan un origen común, pero hay que tener en cuenta que Fernández Martínez y Fuertes Gutiérrez (2009b: n°7) consideran que depósitos glaciolacustres fragipanizados son tardiglaciares, lo que evidencia la necesidad de realizar análisis más profundos sobre este tipo de suelos.

En el caso de Páramo del Sil, creemos que su presencia podría relacionarse con la presión ejercida por el glaciar del Sil sobre sedimentos previos puesto que, aunque no

han podido ser estudiadas secciones con detalle, en algunos lugares parece que los suelos fragipanizados están formados sobre *till*, como ocurre en otras zonas geográficas (Ciolkosz y Waltman, 2000). Por otra parte, como hemos visto, los glaciares rocosos de la Cordillera Cantábrica, buenos indicadores de la existencia de permafrost, no descienden, incluso en zonas topográficas muy favorables, de los 1000 m, con lo que parece poco probable que se desarrollaran suelos permanentemente helados en Páramo del Sil tras la deglaciación y, también, que se conservaran bajo el glaciar en caso de que fueran previos a ella. Por ello, creemos más adecuada para este caso la hipótesis de la acción glaciar.

De todos modos, a falta de análisis más detallados y de avances en el conocimiento de los procesos que dan lugar al fragipán, no puede descartarse que esté relacionado con la presencia de permafrost o con procesos que no sean de carácter frío. Por ello, desde aquí sólo se apunta su existencia siendo necesarias futuras investigaciones más detalladas para ver su posible relación con el permafrost y con la glaciación.

VI. 4. Soliflucción

La soliflucción (*i: solifluction*) se define como “un flujo lento ladera abajo de materiales saturados no congelados” (van Everdingen, 2005: 67). Aunque, en general, esta es una definición aceptada (Gorbunov y Seversky, 1999: 81), otros autores la relacionan con movimientos en masa de carácter lento asociados a la acción de ciclos de hielo-deshielo diurnos o estacionales (Ballantyne y Harris, 1994), o sólo diurnos (French, 1996: 151).

Esto es debido a que, aunque la presencia de suelo helado no es imprescindible para la aparición de procesos solifluidales, es bajo su influencia cuando son más activos. Por ello, aunque no es un proceso exclusivamente periglacial, sí lo son muchas de sus variedades.

Con los matices anteriores, dentro de la soliflucción relacionada con la presencia de hielo, podemos distinguir los procesos que implican un congelamiento del suelo diario, estacional y permanente (permafrost). Aunque diversas formas de movimiento pueden darse en todos ellos, no son todavía bien conocidos ni están claramente definidos (Kinnard y Lewkowitz, 2005).

En general, podemos distinguir (Matsuoka, 2001c):

- *Plug-like flow*: Afecta a la capa activa en zonas con permafrost, con algunas formas muy similares a las derivadas de la presencia de hielo estacional. Aunque es probable que en el Alto Sil existieran mecanismos relacionados con este proceso durante la deglaciación, no hemos observado formas asociadas, por lo que no haremos más referencias a él.

- Geliflucción (*i: gelifluction*): Normalmente se asocia a suelos congelados estacionalmente, aunque también puede aparecer en zonas con permafrost. Se define como el desplazamiento de una masa de suelo no congelada sobre una capa helada (van Everdingen, 2005: 32). Una forma singular derivada de la geliflucción son los bloques aradores (*i: ploughing blocks, ploughing boulders*).

- Desplazamientos por helada: Usualmente denominado con el nombre inglés, *frost creep*. La IPA (International Permafrost Association) lo describe como un “desplazamiento neto pendiente abajo que ocurre cuando un suelo, durante un ciclo de

hielo-deshielo, se expande de forma perpendicular a la superficie y se asienta verticalmente” (van Everdingen, 2005: 27). Dependiendo de si el proceso es de carácter estacional o diurno puede afectar a varios decímetros o unos pocos centímetros.

- Levantamiento por agujas de hielo (*i: needle ice creep*): Es una variedad especial de *frost creep*; afecta a partículas pequeñas del suelo, aunque en ocasiones también a cantos, pero siempre de manera superficial y asociado a heladas de uno o pocos días.

Tanto las velocidades de movimiento, como la profundidad del suelo a la que afectan estos procesos, son dependientes principalmente del carácter estacional o diurno que tengan. Así, los movimientos más rápidos se suelen dar en zonas con muchos ciclos de hielo-deshielo diurno, aunque en ellas los desplazamientos sólo suelen afectar a las capas más superficiales del suelo. Por el contrario, las áreas dónde se producen ciclos de hielo-deshielo estacionales (anuales), suelen presentar tasas de movimiento más lentas, pero éste afecta a varios decímetros de profundidad. Desde mayor profundidad se dan movimientos en áreas con permafrost frío.

VI. 4. 1. Geliflujión

La geliflujión se considera un tipo singular de soliflujión, en la que el movimiento se produce sobre un suelo helado en profundidad (Washburn, 1979), si bien el término no está totalmente aceptado (Gorbunov y Seversky, 1999) y muchos autores se refieren únicamente a formas de soliflujión. En realidad, el suelo no tiene porque estar completamente saturado como se creía tradicionalmente (Andersson, 1906), pero sí con la suficiente humedad para superar los límites líquidos del suelo (Harris *et al.*, 1995). El desplazamiento se debe a muchos pequeños movimientos relacionados con pequeños lentejones de hielo (Harris *et al.*, 2003; Jaesche *et al.*, 2003: 399; Matsumoto *et al.*, 2010).

En los ambientes típicamente periglaciares, ese suelo helado se corresponde con el permafrost pero, en ocasiones, el movimiento se produce sobre un suelo helado de manera estacional, generándose formas muy similares en zonas con permafrost templado o con hielo sólo durante algunos meses al año (Matsuoka, 2001c: 128). Hay que tener en cuenta, que en áreas de montaña la penetración estacional del hielo puede superar 1 o 2 m (Fahey, 1974; Matsuoka *et al.*, 1997; Matsuoka, 2010).

La geliflujión parece estar en relación con las temperaturas del suelo y la penetración del frente de hielo (Jaesche *et al.*, 2002). Cuánto más profundamente llegue la congelación del suelo, desde más profundidad puede aparecer el desplazamiento y pueden darse valores más altos de movimiento (Jaesche *et al.*, 2003: 404), si bien si se supera un umbral determinado, que Matsuoka (2010) cifra en 1 m en una ladera de los Alpes, esa influencia es escasa. Matsuoka (2001c: 125-126) observa que la penetración máxima del frente de congelación determina una potencia del frente mínima, con lo que el espesor mínimo de las formas de geliflujión de una ladera puede indicar hasta dónde penetra el frente de hielo, presentando ambos magnitudes similares.

De todos modos, la congelación del suelo depende de diversos factores y no sólo de condiciones climáticas generales sino, en gran medida, de factores edafológicos y micro-topoclimáticos. La nieve es un factor especialmente influyente; si es abundante desde el otoño la penetración del frente de hielo se ve reducida o no aparece (French, 1996: 67), puesto que actúa como un fuerte aislante térmico. Por el contrario, en zonas frías con un espesor de nieve reducido o temporal, el suelo se ve afectado en mayor

medida por las bajas temperaturas invernales, pudiendo penetrar el frío hasta mayor profundidad. Sin embargo, durante la primavera o principios del verano, la presencia de nieve en las laderas aísla de las temperaturas más elevadas que se pueden alcanzar en esta época, siendo entonces su presencia favorable para la conservación del hielo. La presencia de neveros durante la primavera aporta humedad de forma continua ladera abajo, lo que contribuye a la aparición de formas de geliflujión (Matsuoka, 2010).

Otro factor clave es la orientación, puesto que la insolación en las vertientes de solana es mucho mayor, provocando unas temperaturas del suelo más elevadas y dificultando la penetración del frente de hielo.

Igualmente importante para la acción de la geliflujión es el tipo de suelo y, más concretamente, la presencia y el espesor de finos. En efecto, un suelo integrado por cantos o bloques, con estructura abierta, dificulta o impide la congelación del suelo, lo que imposibilita la formación de lóbulos, mientras que la existencia de finos ayuda a la penetración del frente de congelación y, por tanto, hace que sea más susceptible a la geliflujión (Matsuoka, 1998b; Yamada *et al.*, 2000; Hugenholtz y Lewkowicz, 2002: 307). En este sentido, la litología puede cobrar de nuevo un papel relevante, siendo más propensas las de grano fino (González Gutiérrez, 2002b). En algunos casos, el material fino puede derivar de procesos previos, como ocurre en la Sierra de Gredos, donde De Marcos (2000: 226) sólo observa formas de soliflujión en morrenas.

La posición concreta dentro de las laderas es relevante, puesto que condiciona otros factores. Así, en su parte alta suele haber muy poco suelo, con lo que se crean formas pequeñas, mientras que en la parte baja se generan formas de mayor tamaño por la existencia de más suelo y, por tanto, con mayor susceptibilidad a helarse y hasta mayor profundidad (Matsuoka, 2001c: 128). Asimismo, la humedad es fundamental y ésta, a su vez, es controlada por el tipo de suelo, la acumulación de hielo intersticial, la cubierta nival, la topografía y el clima (Jaesche *et al.*, 2003: 400).

El movimiento principal se produce poco después de que desaparezca la cubierta nival, aún con el suelo helado, aunque a veces ocurre unos pocos días después de que se haya descongelado (Jaesche *et al.*, 2003: 407). Estos mismos autores observan que los movimientos dependen en gran medida de que exista suficiente aporte de agua, mejor con neveros por encima pero, sobre todo, influye la profundidad de penetración del hielo (Jaesche *et al.*, 2003: 407-408).

En el Alto Sil, todos los indicios apuntan a que el permafrost no está presente. Sin embargo, durante el periodo invernal, se produce la congelación de las capas superficiales del suelo, habiéndose comprobado mediante la instalación de registradores de temperatura que, al menos puntualmente, supera los 50 cm de profundidad (Capítulo VI.2.). No se ha monitorizado profundidades superiores, por lo que se desconoce cual puede ser la penetración máxima, aunque creemos probable que en orientaciones N o NO a gran altitud pueda llegar, en años favorables, a 1 m. En cualquier caso, la duración y penetración de este frente de congelación del suelo depende mucho de la innivación que reciba, siendo en general mayor en antiguos circos con orientaciones N o NO y altitudes de más de 1800 m.

Como veremos, los movimientos ligados a la geliflujión tienen un carácter histórico o muy discontinuo, con lo que las condiciones térmicas del suelo no parecen lo suficientemente frías para que haya geliflujión activa aunque, dada la variedad de las condiciones meteorológicas invernales, en años y lugares concretos pueda llegar a provocar desplazamientos del suelo.

Las formas de geliflujión

En cuanto a las formas generadas por soliflujión (y geliflujión), hay una cierta confusión terminológica, aunque en general podemos distinguir entre:

- Lóbulos: Son formas alargadas en el sentido de la pendiente; pueden ser lóbulos de geliflujión o vegetados (*i: turf-banked lobes*), si la forma está cubierta total o mayoritariamente por vegetación; o de piedras (*i: stone-banked lobes*), si dominan los clastos y presentan estructura abierta. Ambos tienen una zona superior o rellano (*i: tread*) y una zona frontal (*i: riser*) y se diferencian de las terrazas no sólo porque suelen presentar formas alargadas sino también por su frente arqueado, que es lo que genera la forma lobulada.
- Terrazas: Son formas generalmente más anchas que largas y cuyo frente es rectilíneo, transversal a la pendiente de la ladera; se denominan vegetadas (*i: turf-banked terraces*), si están cubiertas por vegetación y de piedras (*i: stone-banked terraces*) si dominan los clastos, apareciendo vegetación frecuentemente en la parte frontal.

- Bloques aradores (*i: ploughing boulders*): Constituyen una forma particular de geliflujión, y son bloques que se desplazan lentamente ladera abajo, provocando una acumulación frontal por delante de ellos y un surco por detrás.
- Terracitas o terracillas (*i: terracettes*): Pequeños escalones (dimensiones inferiores a 1 o 2 m), con el frente arqueado que delimita escalones de pendiente muy escasa.
- Céspedes almohadillados (*i: earth hummocks*): Pequeños promontorios de suelo, con formas circulares o elipsoides separados entre sí y que forman conjuntos de diverso tamaño.

En general, las terrazas son más propias de ambientes árticos, mientras que los lóbulos son más frecuentes en zonas de montaña (Harris, 1982), pero no existe un límite definido entre ambos. Por su parte, Matsuoka *et al.* (2005: 103) consideran que la aparición de formas vegetadas o de piedras tiene gran relación con la litología, con el tamaño de grano de la roca, puesto que unas son más propensas que otras a la colonización vegetal, minimizando la importancia de considerarlas formas separadas. Sin embargo, para Gorbunov y Seversky (1999: 82) es importante distinguir entre soliflujión cerrada y abierta, la primera con vegetación y la segunda con estructura abierta, incluyendo ambas formas diversas, como terrazas, lóbulos y ríos.

Asimismo, conviene distinguir las formas de soliflujión de menos de 20 cm de potencia de las que superan ese umbral (Matsuoka *et al.*, 1997: 103). En el primer caso casi siempre se trata de lóbulos de piedras, mientras que en el segundo aparecen tanto de piedras como vegetados. Las formas de pequeño tamaño están asociadas normalmente a ciclos de hielo-deshielo diarios, mientras que las “altas” se deben casi siempre a ciclos estacionales, siendo éstos últimos los que dan formas de mayores dimensiones.

Según los estudios desarrollados por Matsuoka (2001c: 114-115) y Matsuoka *et al.* (2005: 104-105) los lóbulos vegetados se dan en áreas con temperatura media más elevada que los lóbulos de piedras, salvo los lóbulos de piedras pequeños (menos de 20 cm), que son generados por ciclos diarios.

En el Alto Sil, hemos reconocido formas de geliflujión en las áreas culminantes, por encima de los 1800 m. Se trata de lóbulos vegetados, lóbulos de piedras, bloques aradores y terracitas. Todas ellas, como veremos, superan los 20 cm, por lo que las hemos considerado formas de geliflujión asociadas al hielo estacional.

VI. 4. 1. 1. Lóbulos de geliflujión

Los lóbulos de geliflujión o vegetados (en muchos casos citados como lóbulos de soliflujión, aunque al referirse a la misma forma aquí los indicamos indistintamente) han sido observados en numerosas zonas de montaña peninsulares. Rodríguez Guitián *et al.* (1995b), Valcárcel Díaz *et al.* (1998: 253) y Pérez Alberti *et al.* (1998) los encuentran en zonas culminantes de la Sierra de Ancares, indicando que, por su aspecto, son subactuales o funcionales. González Gutiérrez (2002b) los cita en la Montaña Central Leonesa, destacando que aparecen tanto lóbulos como mantos de soliflujión, frecuentemente por debajo de los 1800 m. Para esta autora tampoco está claro si estas formas son o no funcionales.

En otros lugares del N y NO peninsular, como los Picos de Europa (Serrano Cañadas y González Trueba, 2004), la Sierra de la Cabrera (Carrera Gómez *et al.*, 2005; Carrera Gómez y Pérez Alberti, 2006) o la Sierra del Teleno (Brosche, 1978b) también aparecen. Tanto en el Pirineo (Creus y García Ruiz, 1977; Del Barrio y Puigdefábregas, 1987; Serrano Cañadas, 1995) como en Sierra Nevada (Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1998; Tanarro *et al.*, 2002; Oliva *et al.*, 2009), en la Serra da Estrela (Brosche, 1978b; Vieira *et al.*, 2003) o en los Picos de Urbión (Brosche, 1978b; García de Celis *et al.*, 2006) se encuentran lóbulos de geliflujión activos. En otras zonas, como la Sierra de la Demanda (Ortigosa *et al.*, 2000), la Sierra de Neila (Sanz Pérez, 1994), la Sierra de Guadarrama (Palacios *et al.*, 2003a), el Moncayo (Pellicer Corellano, 1980; Pellicer y Echeverría, 2004) o la Sierra de Albarracín (Peña Monné y Lozano Tena, 2004) seguramente no son activos.

En el Alto Sil, los ejemplos más notables se encuentran, sin duda, en el extremo NE del circo de Portilla, dónde aparecen varios lóbulos de gran tamaño y perfectamente definidos. Aunque menos espectaculares, están presentes en los circos de Las Cortichinas, Valdeiglesia, La Losera, El Miro-Boquín y Fasgueo. En el resto (Fig. 285) se trata de formas poco definidas, en algunos casos de carácter dudoso. Al contrario que en los demás emplazamientos, dónde aparecen varios (normalmente entre 5 y 15), en las Joyas del Nevadín sólo hemos localizado 1 lóbulo, pero está muy bien definido.

La ocurrencia de formas poco desarrolladas, en la mayoría de los casos con límites difusos, ha impedido hacer un estudio más exhaustivo de estas formas por lo que

sólo se han podido precisar las características de sus emplazamientos, siendo menos concluyentes los datos sobre los parámetros morfométricos.

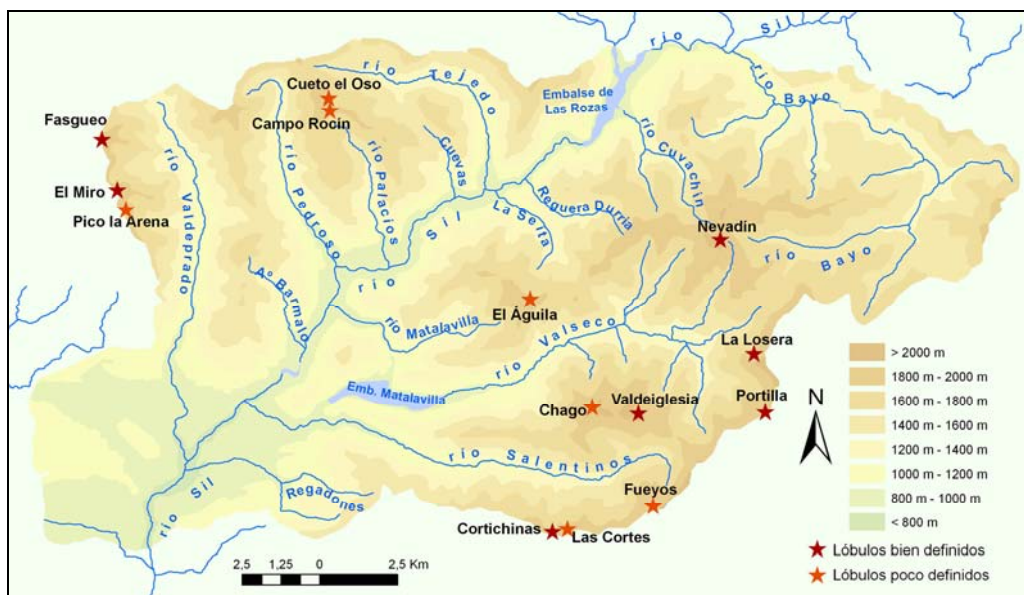


Figura 285. Localización de los lóbulos de geliflujión en el Alto Sil.

Los lóbulos de geliflujión localizados, se encuentran siempre en la zona media de las laderas superiores de circos, dónde puede haber un aporte suplementario de agua de fusión nival durante la primavera, al conservarse por encima de ellos cornisas de nieve. Presentan orientaciones N o NO, salvo en las Joyas del Nevadín, dónde el único lóbulo encontrado se orienta al NE. Esta situación impone unas características definidas tanto de pendientes, como de duración del manto nival. El rango altitudinal se mueve entre 1820 m y 1940 m en los cordales septentrionales y 1890 m y 2015 m en los meridionales.

Llama la atención que la orientación bascula ligeramente desde el N hacia el NO, hasta el punto de que es hacia el NO dónde se desarrollan los mejor definidos, en contraposición con otras muchas formas de carácter periglaciario, que prefieren orientaciones de N a E. En el Alto Sil, las laderas con orientación NO mantienen un espesor de nieve generalmente discontinuo, sensiblemente inferior a los sectores con orientación NE, que es hacia dónde el viento redistribuye la nieve, como veremos en el apartado dedicado a este elemento. Este hecho, podría explicar en parte la orientación de los lóbulos de soliflujión hacia el NO. La menor persistencia del manto nival en invierno puede hacer que el frente de congelación penetre hasta mayor profundidad, ya que durante esos meses la nieve no ejerce un papel aislante tan importante como en

orientaciones NE, como parece deducirse de los registros térmicos expuestos en el Capítulo VI.2.

De este modo, orientaciones O, SO, S y SE no serían propicias para su génesis por la elevada insolación que haría que el suelo sólo se congelara periodos de tiempo cortos, normalmente no más de 1-2 meses de manera continua, con lo que el frente de congelación no penetraría lo suficiente como para inducir este proceso. En orientaciones NE y E la gran cantidad de nieve acumulada aislaría el suelo e impediría un frente de congelación suficientemente profundo. Sin embargo, en localizaciones N venteadas y NO, la existencia de una cubierta nival más discontinua y la baja insolación, facilitarían la penetración del frío en el suelo y la congelación hasta profundidades lo suficientemente importantes para provocar que se generen. En todo caso, se necesitarían más estudios de temperatura del suelo para poder comprobar esta hipótesis.

Los lóbulos siempre están cubiertos por completo de vegetación, sin que se observen diferencias importantes entre la composición vegetal de las laderas en las que se localizan y la existente sobre ellos. Lo más habitual es que estén colonizadas por el arándano (*Vaccinium myrtillus*) y por el brezo rastrero (*Calluna vulgaris*), estando en otras ocasiones presente el enebro rastrero (*Juniperus communis* subsp. *alpina*) y el arándano negro (*Vaccinium uliginosum* subsp. *microphyllum*). En la Sierra de Ancares, son muy similares a los del Alto Sil, estando colonizados por *Calluna vulgaris* y, en el frente, por el arándano (Pérez Alberti *et al.*, 1998: 253).

La mayor parte se desarrollan sobre las cuarcitas paleozoicas de la Serie de los Cabos, existiendo algunos ejemplos en las pizarras del Precámbrico y en las areniscas cuarcíticas (Pico la Arena).

Las pendientes dónde se ubican están entre 20° y 30°, situándose por tanto en lugares con inclinación moderada. De este modo, las pendientes son elevadas para las habituales en la génesis de estas formas, puesto que algunos autores no las observan por encima de 20° (Ridefelt y Boelhouwers, 2006) o de 24° (Hugenholtz y Lewkowicz, 2002: 306). Sin embargo, para Matsuoka (2001c: 113), aunque la mayoría aparecen entre 10° y 20°, se pueden dar entre 2° y 41°; Gengnian *et al.* (1995) los encuentran entre 12° y 31°, con una media de 20°. Al igual que ocurre con los bloques aradores, también derivados de procesos de geliflujión, es posible que las condiciones climáticas límite en la que se dan estas formas y la litología poco propensa explique que sólo se den en zonas con pendientes elevadas.

Como ya hemos indicado, en la mayor parte de los casos las formas están mal definidas, seguramente por tener un carácter inactivo o una actividad muy atenuada. Así, son escasos los lóbulos en los que hemos podido realizar mediciones de sus dimensiones con cierta exactitud, debiéndonos limitar en muchos casos a su potencia sobre el suelo. En este sentido, en muchas laderas se observan indicios de geliflujión, con topografía irregular, pero no es posible definir sus límites. Por este motivo, damos sólo unas medidas orientativas de los lóbulos de geliflujión que, aunque representativas, tienden a ser más elevadas que las medias reales, puesto que son los de mayor tamaño los que mejor se reconocen sobre el terreno, mientras que los más pequeños tienden a estar menos definidos.

En el Alto Sil, tanto la longitud como la anchura están comprendidas entre los 3 y los 10 m, aunque excepcionalmente se supera este valor en el circo de Portilla. En contraposición con otros trabajos, aquí generalmente son más largos que anchos, aunque con valores cercanos. Por ejemplo, Hugenholtz y Lewkowicz (2002: 306) establecen una relación longitud-anchura de 0,7. El hecho de que predominen formas ligeramente alargadas puede deberse a que las pendientes en las que se localizan también son ligeramente superiores a las de otros trabajos; en cualquier caso, Matsuoka *et al.* (1997: 104) ya indican que las formas de lengua no son raras y para Gengnian *et al.* (1995) las medidas de longitud y anchura son muy similares, aunque predominen los anchos.

La potencia en su zona frontal es destacada, siendo en los más pequeños de 30-50 cm frente a los 60-80 cm de otros. Excepcionalmente, en el circo de Portilla existe un lóbulo con entre 100 cm y 120 cm de espesor en el frente (Fig. 286). Hacia los laterales la potencia va disminuyendo en dirección a la raíz, aunque en muchos casos quedan igualmente muy definidos. Estos espesores están en consonancia con los encontrados en trabajos sobre estas formas, señalándose valores medios de entre 0,41 y 1,75 m (Hugenholtz y Lewkowicz, 2002: 306).

Su espesor ha sido señalado como un factor importante, ya que parece estar condicionado por la magnitud que alcance el frente de congelación del suelo, relacionado a su vez con la innivación y con la composición del suelo. En cuanto a este último factor, Matsuoka (2001c: 128) observa que si predominan los finos en el suelo, la potencia puede oscilar entre los 30 cm y los 200 cm, generando por tanto formas muy similares a las que se pueden encontrar con permafrost templado. En cualquier caso, grosores superiores a 20 cm se relacionan ya con la existencia de hielo estacional y no

diurno. Puesto que los espesores encontrados en el Alto Sil superan claramente este umbral y, además, las laderas dónde se ubican se corresponden con áreas de hielo estacional, parece claro que su génesis está relacionada con ciclos de hielo-deshielo anuales, siendo el movimiento provocado por la fusión primaveral, periodo durante el cual el suelo queda saturado por el agua de fusión (y ocasionalmente de lluvia), mientras que el suelo por debajo de una determinada profundidad permanece aún helado, provocándose el desplazamiento de la capa superficial.



Figura 286. Lóbulo de geliflujión en el circo de Portilla, a 1970 m. El espesor del frente supera el metro de espesor, siendo uno de los mejores ejemplos existentes en el Alto Sil. 24-sep-2003.

Para Hugenholtz y Lewkowicz (2002), las dimensiones de los lóbulos son diferentes dependiendo de su orientación. En el Alto Sil, la escasez de formas presentes y su orientación tan preferente, hace difícil hacer comparaciones, aunque sí se observa que los que tienen orientación NO suelen estar mejor definidos y ser de mayor tamaño que los que miran hacia el N, lo que refuerza la hipótesis ya comentada de que es en las laderas orientadas al NO dónde mayor es la penetración del frente de hielo.

Su movimiento ha sido monitorizado en diversos trabajos (Gengnian *et al.*, 1995; Yamada *et al.*, 2000; Jaesche *et al.*, 2003), encontrándose valores de hasta 60 cm anuales, que ascienden hasta más de 100 cm/año en el Pirineo Central para García Ruiz

et al. (2004). Otros estudios en el Pirineo Central obtienen valores muy inferiores, de sólo 4 cm al año (Creus y García Ruiz, 1977) y en Sierra Nevada se observan aún más bajos, inferiores a 0,5 cm al año (Oliva *et al.*, 2009).

En el Alto Sil, nos inclinamos a pensar que se trata de formas subactuales, formadas en su mayor parte en un contexto histórico (¿20-200 años?), al igual que se señala en la Sierra de Ancares (Valcárcel Díaz *et al.*, 1998) y en la Montaña Central Leonesa (González Gutiérrez, 2002b). Su dinámica reciente posiblemente haya sido intermitente, ligada a los años con condiciones favorables, con un frente de penetración profundo, al igual que ocurre con los bloques aradores (Capítulo VI.4.1.3.). En este sentido, Jaesche *et al.* (2003: 402) monitorizan un lóbulo en el que sólo se produce movimiento si el frente de congelación ha alcanzado suficiente profundidad.

De ese modo, únicamente en algunos de ellos hemos podido observar en su zona frontal material removido, con aspecto fresco, que deja ver la estructura integrada por finos mezclados con cantos de pequeño tamaño si bien, en ocasiones, aparecen clastos de hasta más de 20 cm de eje mayor (Valdeiglesia) y, más raramente, bloques de 40-50 cm (La Losera). El aspecto fresco de algunos de los frentes (habitualmente sólo parte de ellos) contrasta con el resto del lóbulo, totalmente colonizado por la vegetación. Estas expulsiones de material en algunas zonas frontales pueden estar ligadas a la formación de lentejones de hielo en torno a algunos bloques, de manera similar a lo que ocurre en los montones frontales de los bloques aradores.

En todo caso, es complicado conocer su actividad, o ausencia de ella, sin una monitorización, por lo que igual que en la Sierra de Ancares (Valcárcel Díaz *et al.*, 1998) o en la Montaña Central Leonesa (González Gutiérrez, 2002b) no podemos asegurar si son funcionales o subactuales. En otras zonas, para Serrano *et al.* (2002a) son funcionales en el Pirineo central sólo a partir de los 2600 m, si bien en esa misma cordillera se consideran activos, en condiciones más favorables, desde los 1500 m en la Sierra de Tendeñera (Serrano Cañadas, 1995). En los Picos de Urbión, con unas condiciones de suelo muy favorables, parecen funcionales a unos 2000 m (Brosche, 1978b; García de Celis *et al.*, 2006). Con esos datos, los registros térmicos obtenidos y las observaciones sobre bloques aradores, consideramos que los lóbulos de geliflujión del Alto Sil se encuentran en unas condiciones límite para su actividad, que puede ser ocasional y ligada a años especialmente favorables, en los que el frente de congelación alcanza profundidades notables, superiores, muy probablemente, a 50 cm.

VI. 4. 1. 2. Lóbulos de piedras

Los lóbulos de piedras (*i: stone-banked lobes*) son masas lobuladas de derrubios rocosos desplazadas sobre un suelo móvil de textura fina (Benedict, 1970: 176). Constituyen una forma que se asemeja a los glaciares rocosos lobulados, si bien sus dimensiones son más modestas y su morfología no incluye crestas ni surcos. Los límites entre ambas formas son difusos; así, Matsuoka *et al.* (2005: 101) establecen un espesor de 3 m para diferenciarlos, si bien otra serie de características suele permitir su diferenciación, especialmente debido a que los segundos aparecen bajo crestas rocosas, suelen ser de mayor tamaño y presentan una topografía más irregular.

En los lóbulos de piedras, como en otras formas solifluidales, es importante distinguir los de pequeño tamaño, de menos de 20 cm, de los que superan ese umbral. Los primeros, se considera que se forman debido a ciclos de hielo-deshielo diarios, mientras que los segundos guardan relación con la presencia de una capa activa en áreas con permafrost o con zonas afectadas por congelación de hielo estacional (varios meses) (Matsuoka *et al.*, 2005: 103). En este apartado únicamente nos vamos a referir al segundo de los casos.

En el área de estudio, han sido citados por Trombotto Liaudat y Alonso (2008) en El Miro de Valdeprado. Estas formas tienen en el Alto Sil una localización muy similar, aunque más reducida, con respecto a los lóbulos de geliflujión. Sin embargo, mientras los lóbulos de piedras se encuentran en la parte más baja de la ladera, ya en contacto con el rellano superior de los circos, los primeros lo hacen en la parte media de éstas. En todo caso, la representación de estas formas es muy escasa, y sólo hemos localizado 21 ejemplares en 6 emplazamientos (Fig. 287). Varios lóbulos en los circos de Valdeiglesia y Campos del Águila aparecen justo por encima de pequeños glaciares rocosos lobulados, desarrollados en el canchal de abastecimiento de éstos y con apariencia de ser más recientes. Todos están formados por cantos y bloques de cuarcitas de la Serie de los Cabos.

Al ubicarse al pie de las laderas y no en su zona intermedia como los lóbulos de geliflujión, la altitud a la que se encuentran es algo menor, si bien tampoco desciende de los 1840 m, salvo el de Coronxo, que se sitúa a 1725 m. La orientación preferente de estas formas es N (NNO) y, secundariamente al NE y NO (Fig. 288), casi siempre

coincidiendo con laderas muy expuestas al viento y en las que la acumulación nival no es demasiado importante. Sólo hemos encontrado una excepción de un lóbulo aislado que se orienta claramente al S, en el circo de Coronxo.

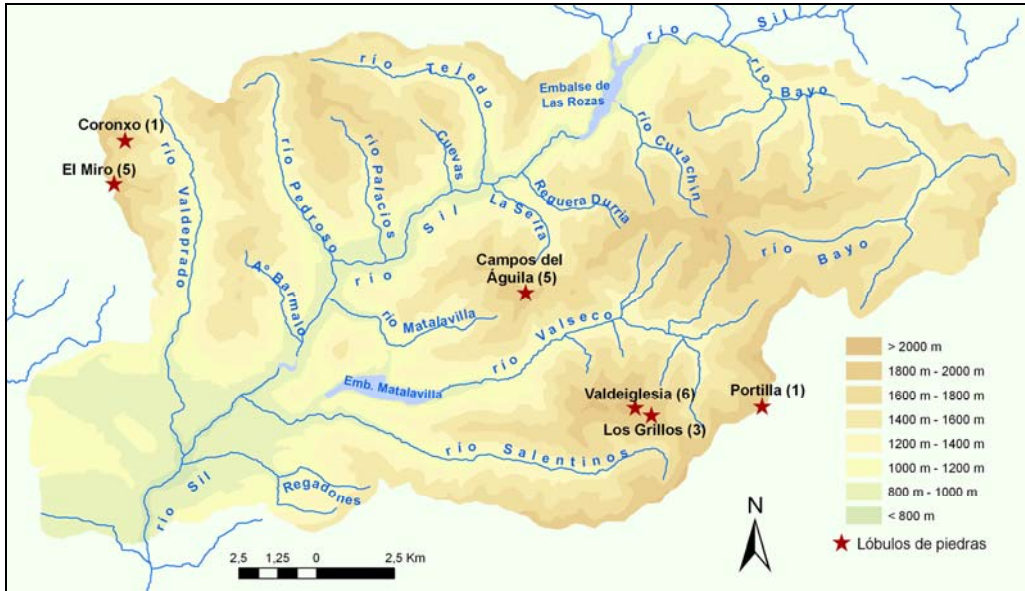


Figura 287. Localización de los lóbulos de piedras del Alto Sil y número de lóbulos en cada lugar.

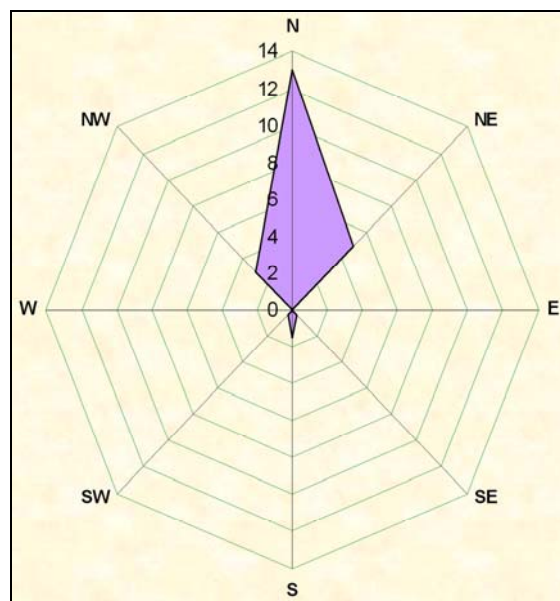


Figura 288. Orientación de los lóbulos de piedras del Alto Sil

En cuanto a las dimensiones de los lóbulos de piedras (Fig. 289), su longitud supera siempre los 7 m y, en algún caso, los 30 m, con entre 3 m y 17 m de anchura, teniendo en general forma de lengua poco desarrollada, aunque, a veces, son más anchos que largos. Matsuoka *et al.* (1997: 110) establecen los 30 m como anchura

máxima a partir de la cuál se hablaría de glaciares rocosos lobulados, si bien los mismos autores observan posteriormente algunos de hasta 62 m (Matsuoka *et al.*, 2005: 106). De todos modos, como hemos comentado, la morfología de ambas presenta diferencias significativas que hacen que puedan distinguirse independientemente de sus dimensiones. Por ello, a pesar de que algunos de los lóbulos de Campos del Águila están en el límite de 30 m, sus características morfológicas y su génesis difieren notablemente de la de los glaciares rocosos, lo que hace interpretarlos como lóbulos de piedras.

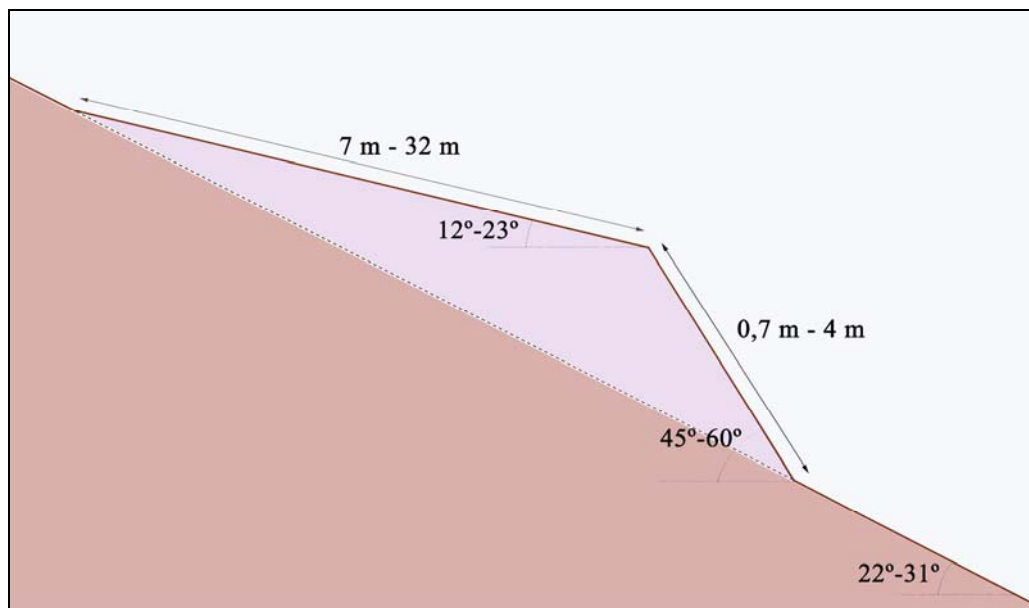


Figura 289. Perfil y características morfológicas de los lóbulos de piedras del Alto Sil.

Su espesor casi siempre supera 1 m, llegando en algunos a ser de hasta 4 m, formando lóbulos destacados dentro del canchal en el que se integran. La potencia de los laterales es casi siempre inferior, iniciándose apenas marcados sobre el resto del canchal, siendo en ocasiones difícil definir su inicio. Por el contrario, hacia la zona frontal, su espesor va creciendo y quedan mejor definidos. En algún caso, incluso, uno de los laterales presenta mayor altura respecto al suelo que el frente. A veces, su potencia parece estar sobredimensionada por erosión del canchal lateral o quizás por apoyarse en algún umbral inferior.

Para Matsuoka *et al.* (2005: 100) el espesor de 3 m separaría a los glaciares rocosos lobulados de los lóbulos de piedras. Siguiendo este criterio 2 de los existentes en Los Grillos se podrían considerar como glaciares rocosos. Sin embargo, el más

prominente, con 4 m de frente, sólo tiene 4,5 m de anchura respecto a los 30 m que el mismo autor indica como umbral para separarlos y, además, no sobrepasa los 10 m de longitud. En el otro, la anchura es de 11 m y la longitud de unos 15 m, quedando también por debajo de los umbrales para ser considerado un glaciar rocoso. En todo caso, las características de las formas indican que se trata de lóbulos de piedras (Fig. 290), que al menos en el Alto Sil se distinguen con claridad de los glaciares rocosos lobulados, que también están presentes.



Figura 290. Lóbulo de piedras en el circo de Portilla (Salientes), a 1970 m y con orientación NO. El espesor del frente es de 3 m, con una longitud de 25 m y una anchura de 9 m. 20-dic-2006.

Los lóbulos de piedras modifican de manera clara la pendiente general de la ladera ya que, especialmente en su zona baja, tienen una pendiente relativamente suave, que contrasta con el frente, abrupto y de fuerte pendiente. Así, las inclinaciones de las zonas frontales están entre 45° y 60° , mientras que en la parte superior, en su raíz, son de 10° - 20° , marcando un claro contraste con los entre 20° y 30° de pendiente que ofrecen las laderas. Estos valores están en consonancia con los indicados por otros autores para estas formas (Van Steijn *et al.*, 1995; Grab, 2000).

Están integrados por cantos y bloques, al menos superficialmente, puesto que no existen cortes para ver la estructura interna de estos lóbulos. Otros autores observan la

presencia de materiales finos por debajo de la capa de cantos y bloques (Grab, 2000). En algunos de los del Alto Sil, lo que se puede ver es que en su zona frontal predominan clastos de tamaño mediano (15-20 cm), mientras que en la zona superior se encuentran bloques de hasta 1 m de eje mayor. Además, es en esa zona frontal dónde, ocasionalmente, se desarrolla algo de vegetación, indicando que debe haber material fino a poca profundidad.

Todos los clastos aparecen intensamente colonizados por líquenes, indicando el carácter relictivo de estas formas. Sin embargo, el elevado ángulo que presentan las zonas frontales podría deberse a que se trata de formas relativamente recientes, quizás de carácter histórico y, por tanto, poco modificadas por los procesos erosivos, o bien, que sean más antiguas pero, al igual que los glaciares rocosos, se hayan preservado gracias a la litología cuarcítica.

VI. 4. 1. 3. Bloques aradores

Los bloques aradores (o bloques de arrastre) (*i: ploughing blocks, ploughing boulders*) son bloques que se desplazan lentamente ladera abajo (Washburn, 1973; French, 1996: 156), provocando una acumulación de sedimentos delante de él y una depresión o surco detrás (Tufnell, 1972). Fueron en primer lugar reconocidos en Escandinavia por Sernander (1905) y posteriormente se han localizado en muchos territorios tanto de Europa como de Asia y, más raramente, de América (Reid y Nesje, 1988: 27; Ballantyne, 2001: 268). En España, han sido citados por Fränzle (1959; 1978) en la Sierra de Guadarrama, así como por Brosche (1978b) en los Picos de Urbión (p.135), la Sierra del Eje (Cabrera) (p.137) y el macizo de Curavacas-Peña Prieta (p.137). Otras citas puntuales se dan en el Pirineo (Gutiérrez Elorza y Peña Monné, 1981: 19; Del Barrio y Puigdefábregas, 1987; Serrano Cañadas, 1995), Sierra Nevada (Oliva *et al.*, 2009), la Sierra de Ancares (Valcárcel Díaz *et al.*, 1998; Pérez Alberti *et al.*, 1998), la Montaña Central Leonesa (González Gutiérrez, 2001: 321; 2002b) o Picos de Europa (Serrano Cañadas y González Trueba, 2004). Recientemente se abordan trabajos específicos sobre estas formas en la Sierra de la Cabrera (Carrera Gómez *et al.*, 2005; Carrera Gómez y Pérez Alberti, 2006) y en los Picos de Urbión (García de Celis *et al.*, 2006); en este último enclave se les considera formas activas.

La dinámica de los bloques aradores se ha relacionado tradicionalmente con los procesos de geliflucción (Chattopadhyay, 1983). Así, Berthling *et al.* (2001b) calculan el levantamiento que sufren varios bloques aradores durante el periodo otoñal y el posterior descenso en primavera, observando movimientos lentos ladera abajo, pero destacando que éstos, no se pueden explicar únicamente con el concepto tradicional del levantamiento por helada, sino que deben intervenir otros procesos además de la geliflucción (Berthling *et al.*, 2001a).

La relación con la geliflucción ha venido reforzada por el hecho de que, en las laderas dónde se han encontrado, se han visto también lóbulos de geliflucción, siendo ésta una constante en casi todos los trabajos, salvo en casos puntuales como los señalados por Hall *et al.* (2001) o Sekyra *et al.* (2001), por lo que Ballantyne y Harris (1994) establecen una asociación entre ambas formas, matizada después por Berthling *et al.* (2001b: 176), que indican que no tiene porque ser válida como norma general.

Diversos autores han señalado la importancia de la distinta conductividad térmica de los bloques respecto al suelo adyacente (Reid y Nesje, 1988), siendo este distinto comportamiento térmico el que parece responsable de su movimiento diferencial. Gorbunov (1991: 241) y Ballantyne (2001: 275) observan la formación de hielo de segregación en torno a ellos, debido a que a su alrededor el frente de congelación penetra más profundamente y más rápido. Por otra parte, con la fusión de la nieve, las temperaturas junto a él son más altas, especialmente durante la tarde (García de Celis *et al.*, 2006), provocando la fusión del suelo más tempranamente, con lo que se satura prematuramente respecto al resto de la ladera. En bloques aradores fuera del área de estudio, hemos observado la formación de pequeños charcos de agua en los surcos con la fusión primaveral, que pueden ser indicativos de estos procesos.

Ballantyne (2001: 285) concluye que el movimiento del bloque se debe principalmente a la aparición de agua de fusión bajo él (debido en gran medida a su conductividad térmica que hace que se forme más hielo en invierno), pero es a su vez dependiente de la penetración del frente de congelación en el suelo adyacente, puesto que si es elevada, puede resistir el empuje del bloque y no producirse el movimiento. De todos modos, existen trabajos que demostraron mayores tasas de movimiento durante el invierno que en primavera (Tufnell, 1976), lo que pone en evidencia el escaso conocimiento de los mecanismos relacionados con su actividad.

Por tanto, su movimiento está ligado con la gelifluxión, con mecanismos relacionados con la distinta conductividad térmica de éstos respecto al suelo adyacente, y con la generación de hielo masivo en su entorno inmediato. Además, otro aspecto relevante señalado por Ballantyne (2001) es la importancia de los límites plásticos y líquidos del suelo, ya que pueden favorecer o dificultar el movimiento. En este sentido, la litología cobra especial relevancia, sobre todo la presencia de finos, como señala Serrano Cañadas (1995), que lo considera más importante que el factor altitudinal, por lo que las litologías de grano fino son las más propensas para la génesis de estas formas.

Los bloques aradores del Alto Sil

En el Alto Sil hemos localizado 30 bloques aradores en 7 localizaciones (Fig. 291), en el borde de antiguos circos, repartidos entre los de El Miro-Boquín (10), Nevadín (7), Valdeiglesia (5), Los Fueyos (3), La Losera (2), La Brañina (2) y Coronxo

el de Coronxo, se reconocen áreas fuente en el borde superior del circo, con resaltes rocosos habitualmente de pequeño tamaño (no más de 2-4 m de potencia), que suministraron bloques aislados de gran tamaño, en contraste con otros afloramientos de mayores dimensiones que generaron canchales más recientemente.



Figura 292. Localización de los bloques aradores en la ladera N del circo de El Miro-Boquín, que muestran una orientación N muy marcada. 03-jun-2006.

Por tanto, existe un cierto control de los escarpes superiores, ya que tienen que proporcionar bloques lo suficientemente grandes para ser aradores, pero siempre de manera aislada, permitiendo que queden trabados en el suelo, y no dentro de canchales. En este sentido, parecen haberse formado una vez que el escarpe que los suministró quedó ya muy erosionado, porque por debajo de ellos suelen aparecer pequeños canchales, en algunos casos con lóbulos de piedras, que indican momentos de mayores aportes desde la pared, quedando los bloques aradores en una zona intermedia, indicando que ya únicamente se producían aportes aislados.

La altitud mínima a la que los hemos encontrado es de 1855 m y la máxima de 2040 m, rango altitudinal muy similar al indicado en otros estudios en el N de España. El valor mínimo es importante, puesto que nos indica que sólo aparecen en áreas con determinadas condiciones topoclimáticas, que sólo se encuentran en las áreas cimeras de

los circos. Por tanto, parece que hay que relacionar estas formas con unas temperaturas y una duración de la nieve determinadas, que permitan la formación de hielo estacional y su permanencia en el tiempo.

En este punto, hay que destacar que no hemos encontrado bloques aradores dentro de neveros persistentes, por lo que una duración y actividad de la nieve muy elevadas (por encima de 8 meses) parece inhibir su actividad, quizás por el aislamiento que produce la nieve, si bien Hall *et al.* (2001: 220) indican que el lugar dónde se ubican tiene hasta 10-11 meses de nieve (300-330 días) y no los relacionan con geliflucción. Por el contrario, Ballantyne (2001: 270) los observa en lugares con 100-120 días de nieve. En el Alto Sil, suelen estar cubiertos por la nieve entre mediados de noviembre y mediados de mayo (ocasionalmente junio o abril) (150-200 días), siendo posibles las fusiones invernales durante cortos periodos de tiempo, aunque no muy habituales. En la Sierra de la Cabrera, Carrera Gómez y Pérez Alberti (2006) observan una duración de la nieve muy similar.

Existe una orientación preferente en estas formas. La gran mayoría miran hacia el N o, secundariamente, hacia el NE. Sin embargo, de nuevo los del Nevadín, junto con el de Coronxo, muestran discordancia ya que se orientan hacia el E. En todo caso, ambas orientaciones son también las que presentan de forma mayoritaria los circos glaciares (recordemos que siempre se ubican en sus bordes) y, además, son las zonas con menor radiación solar y mayor estabilidad del manto nivoso, siendo asimismo las más propensas a mantener una capa de hielo estacional más profunda y más estable, como hemos podido comprobar mediante la monitorización de temperaturas en las zonas culminantes.

La mayoría de los bloques, así como las laderas en las que se asientan, son de cuarcitas de la Serie de los Cabos, salvo 1 de ellos (L2, en la Tabla 46), situado en el circo de La Losera, que es un microconglomerado-cuarcítico rosado, dentro de la Formación Cándana, formación a la que también pertenece la cuarcita que constituye un bloque arador en el mismo circo. Sin embargo, los encontrados en las Joyas del Nevadín y en La Brañina son bloques de pizarra, al igual que las laderas en las que se emplazan. En todo caso siempre se trata de bloques “autóctonos”, situados unos metros por debajo de pequeños afloramientos rocosos, salvo en el caso del de Coronxo, dónde no se observa un área fuente, siendo, probablemente, un antiguo bloque errático.

Aunque el factor litológico es importante en la génesis de estas formas y, por ejemplo, Ballantyne (2001) señala que bajo las mismas condiciones se dan en los esquistos y no en las areniscas (con tamaño de grano más grosero), en el Alto Sil sólo los hemos localizado en laderas de pizarras y de cuarcitas, las dos litologías con mayor distribución, con diferencia, en esta zona, lo que impide establecer comparaciones más exhaustivas. Más relevante parece el hecho de que haya un elevado porcentaje de finos en el suelo (Wilson, 1993; Serrano Cañadas, 1995; García de Celis *et al.*, 2006). Creemos que este ha sido un factor limitante importante en el Alto Sil, puesto que no son frecuentes las laderas con materiales finos en las zonas culminantes.

Llama la atención que las laderas sobre las que se ubican son algo más inclinadas que las señaladas en otros estudios, estando entre 16° y 40°, con una media de 29,7°, y sólo Gorbunov (1991) ofrece datos similares a los del Alto Sil. Estos valores son significativamente superiores a los observados en la Sierra de la Cabrera por Carrera Gómez *et al.* (2005) y Carrera Gómez y Pérez Alberti (2006). Ballantyne (2001: 272) indica que son raros los bloques en pendientes inferiores a 8° y que nunca se encuentran por debajo de 4°, a pesar de que tanto García de Celis *et al.* (2006) como Hall *et al.* (2001) los observan a partir de tan sólo 1°. El mismo autor indica que no están presentes por encima de 38°, aunque en la cara norte de El Miro hemos visto 3 bloques que superan ligeramente este umbral, con 39° y 40° de pendiente.

Ballantyne (2001: 278) considera que a partir de una pendiente límite podrían caer y dejar de funcionar como aradores, siendo esa pendiente la que marca el umbral máximo en el que pueden desarrollarse. En todo caso, parece claro que en el Alto Sil tienden a ubicarse en laderas de pendiente moderada y no aparecen si las pendientes son más suaves. Esto podría deberse a dos factores: el primero, que en pendientes suaves es poco habitual que aparezcan afloramientos y, por tanto, no suele haber bloques sueltos; el segundo, que los límites plásticos sean más altos aquí y no favorezcan el movimiento, con lo que los bloques aradores en pendientes muy suaves se den sólo bajo materiales muy favorables.

Creemos que sería necesario profundizar más en la relación entre el tipo de suelo en el que aparecen y la pendiente mínima necesaria para su movimiento, ya que es posible que para cada tipo de suelo exista un umbral determinado a partir del cual éste se pueda producir. En este sentido, es destacable que, a pesar de lo reducido de la muestra estudiada, en las cuarcitas la práctica totalidad se encuentran en pendientes de

más de 30° (media 33,3°), mientras que los bloques aradores en las pizarras aparecen desde 16° de pendiente (media 21,9°). Así, los valores de menos de 4° encontrados por García de Celis *et al.* (2006) y Hall *et al.* (2001) podrían deberse a la presencia de litologías de grano más fino, más propensas al movimiento por geliflujión.

Características morfométricas

En cada bloque arador se han tomado las siguientes medidas (Tabla 46):

- *Altitud (Alt)*, en m, a la que se encuentra el bloque arador
- *Longitud (L)*, *Anchura (A)* y *Altura (a)*, en cm, que se corresponden con el eje mayor, eje medio y eje menor del bloque arador.
- *Volumen (V)*, en m³. Ha sido calculado con la fórmula: Volumen (V) = Altura (h) * Anchura (a) * Longitud (l) * 0,8, para eliminar las irregularidades del bloque, siguiendo a Ballantyne (2001).
- *Pendiente de la ladera (Pl)*, en grados, medida con un clinómetro.
- *Orientación de la ladera (Ol)*, en grados, medida con brújula en cada lugar.
- *Orientación del bloque (Ob)*, en grados, medida con brújula en cada bloque.
- *Longitud del surco (Ls)*, en cm. Se refiere a la longitud del surco existente por detrás del bloque arador y visible claramente en el terreno. Cuando se indican dos longitudes, la segunda se refiere al surco nuevo creado en el año 2006.
- *Altura del montón (Am)*, en cm. Hace referencia a la potencia máxima del montón frontal existente por delante del bloque arador.
- *Tipo de montón*. Se ha distinguido entre frontales (si sólo hay un montón bien desarrollado por delante del bloque), fronto-lateral (hay montón frontal y en uno de los laterales) y fronto-laterales (montón frontal y en ambos laterales)
- *Movimiento actual*. Se refiere a desplazamientos recientes en la primavera de 2006.
- *Expulsión frontal*. Hace referencia a la existencia de materiales removidos en la parte frontal del bloque, independientemente de que hubiera o no movimiento.

El tamaño de los bloques es diverso, variando notablemente entre los de mayores dimensiones (169 x 165 x 80 cm; 258 x 102 x 39 cm) (Fig. 293) y los más pequeños (67 x 32 x 16 cm; 54 x 38 x 23 cm). Las dimensiones medias son de 124 x 80 x 33 cm. En este sentido, se cree que existen unas dimensiones mínimas a partir de las cuáles el bloque puede inducir un movimiento diferencial respecto al general de la ladera. Así

Tabla 46. Valores morfométricos de los bloques aradores del Alto Sil

Código	Alt	L	A	a	V	PI	OI	Ob	Ls	Am	Tipo de montón	Movimiento actual	Expulsión frontal
M1	1950	134	61	53	0,35	35	354	345	125	20	Fronto-lateral	Sí – rotado	Sí
M2	1945	67	32	16	0,03	36	5	15	150		Montado sobre otro	Sí – montado	
M3	1940	94	86	15	0,10	39	10	265	No estaba enterrado	30	Fronto-laterales	Sí, no surco	Sí
M4	1935	105	38	27	0,09	34	345	343	15	10	Lateral	Sí, 15 cm	
M5	1935	77	65	36	0,14	34	0	315	33	15	Frontal		Sí
M6	1930	90	86	31	0,19	34	356	95	33	20	Frontal		Sí
M7	1910	54	38	23	0,04	37	1	1	30	10	Fronto-laterales		
M8	1900	79	33	29	0,06	39	5	287	34 + 16	5	Fronto-lateral	Sí, 16 cm	
M9	1855	73	52	24	0,07	40	353	65	20	20	Frontal		
M10	1855	110	46	19	0,08	35	350	353	25	15	Frontal	Sí, 15 cm	
N1	2000	250	178	32	1,14	27	106	106	60	45	Frontal		Sí
N2	2000	258	102	39	0,82	19	106	110	?	25	Frontal		
N3	1995	120	100	38	0,36	30	103	103	70 (210)	30	Fronto-laterales		Sí
N4	1985	143	118	20	0,27	16	68	155	50	30	Fronto-laterales		
N5	1985	127	68	22	0,15	22	85	28	45	20	Frontal		
N6	2000	126	45	20	0,09	32	72	85	35	17	Frontal		Sí
N7	2000	116	83	20	0,15	32	72	70	47	22	Frontal		Sí
V1	2025	115	104	22	0,21	30	15	110	100	25	Frontal		Sí
V2	2020	91	68	17	0,08	31	25	120	?	35	Frontal		Sí
V3	2015	59	41	21	0,04	31	24	45	35	-	Laterales	Sí, 35 cm	
V4	2015	91	54	15	0,06	30	22	28	40	20	Frontal		
V5	2010	178	77	63	0,69	31	15	37	180	25	Fronto-lateral		
F1	2030	133	108	33	0,38	33	37	71	200	50	Fronto-lateral		
F2	2035	89	65	30	0,14	32	23	42	80	27	Frontal		
F3	2040	169	165	80	1,78	32	23	27	150	20-30	Frontal		Sí
B1	1930	158	87	49	0,54	23	355	73	60	20-30	Frontal		
B2	1930	153	45	20	0,11	23	8	8	62	10	Fronto-laterales		
L1	1870	125	65	35	0,23	30	352	320	40	35	Frontal		Sí
L2	1875	192	150	55	1,27	28	357	15	400	45	Fronto-laterales		
C1	1880	146	144	85	1,43	24	80	135	385	35	Fronto-laterales		
Media	1960	124	80	33	0,37	31	28	42	99	25		23%	40%

M = El Miro (Valdeprado). N = Nevadín (Salientes). V = Valdeiglesia (Salientes). F = Los Fueyos (Salentinos). B = La Brañina (Rabanal de Arriba). L = La Losera (Salientes). C = Coronxo (Valdeprado).

Carrera Gómez *et al.* (2005) y Carrera Gómez y Pérez Alberti (2006) no ven bloques de menos de 40 cm de eje mayor; García de Celis *et al.* (2006) por debajo de los 43 cm y Hall *et al.* (2001) de 53 cm. Más reducido es el valor que ofrecen Chattopadhyay (1983) y Ballantyne (2001) con 30 cm y 32 cm. Ese valor es de 54 cm para el Alto Sil.



Figura 293. Bloque arador N1 en las Joyas del Nevadín. El bloque mide 250 x 178 x 32 cm. Nótese el espesor del montón del fronto-lateral en el que se apoya el martillo. 11-nov-2006.

En todo caso, como ya observaron otros autores, en las mismas laderas dónde aparecen suele haber otros de menores dimensiones y nunca se observa que funcionen como aradores, por lo que el tamaño es importante. Así, el valor medio del eje mayor es de 124 cm y sólo 3 de los 30 bloques tienen menos de 70 cm. Menos relevancia parece tener el tamaño máximo, puesto que se han citado de hasta 6 m de eje mayor (García de Celis *et al.*, 2006).

Al desplazarse por la ladera, los bloques aradores rotan buscando una alineación con mínima resistencia al movimiento (Ballantyne, 2001: 273), habitualmente el eje mayor. De hecho, observamos como uno en la ladera de El Miro había rotado ligeramente al producirse el movimiento, quedando el eje mayor mejor orientado con la pendiente. Un aspecto singular dentro del Alto Sil, es que la alineación de los ejes mayores con la pendiente es mucho menos significativa que la encontrada por otros

autores. Aquí sólo un 50% presentan una alineación que difiera menos de 20° con la de la ladera (57% menos de 30°; 47% menos de 15°). En otros trabajos, la alineación difiere menos de 20°-30° en el 71% de los casos (Wilson, 1993), en el 92% (Carrera Gómez y Pérez Alberti, 2006) o en el 95 % (Gorbunov, 1991); sólo Chattopadhyay (1983) ofrece valores similares a los del Alto Sil.

De todos modos, los bloques alargados sí suelen tener una orientación similar a la ladera y, casi todos, independientemente de la orientación, tienen una alineación que favorece el movimiento, en ocasiones siguiendo un eje menor bien desarrollado. Por tanto, se observa que su dirección es, en la mayor parte de los casos, favorable al desplazamiento, pero esta no siempre se corresponde con la alineación del eje mayor. No obstante, aparecen casos con eje mayor bien desarrollado y que no se orientan con la ladera. Este fenómeno también ha sido señalado por otros autores, pero es llamativo que el porcentaje de bloques orientados con la ladera sea sólo del 50%.

Detrás de los bloques aparecen surcos con distinto grado de desarrollo. Los de mayor longitud se acercan a los 4 m, mientras que en otros casos apenas es de 15 cm, siendo simplemente pequeñas cicatrices y no verdaderos surcos. Sekyra *et al.* (2001: 245) ven también surcos laterales, algo no descrito en el resto de trabajos y tampoco observado en el Alto Sil. En general, el desarrollo de los surcos es pequeño, ya que muchos de ellos tienen menos de 50 cm, valores muy inferiores a los grandes surcos de hasta 37 m observados en Tien Shan (Gorbunov, 1991) y de 20-25 m en Inglaterra (Tufnell, 1972). Las causas de la escasa longitud que aquí presentan quizás haya que buscarlas en su escasa movilidad actual, o en las altas tasas de relleno y de colonización vegetal, o por ambas cosas. Lo cierto es que sólo en algo menos de una tercera parte de los casos el surco reconocido supera 1 m de longitud.

La colonización vegetal de los surcos es intensa salvo en los casos de movimientos recientes, con presencia de arándanos (*Vaccinium myrtillus*) y matorrales de bajo porte esencialmente (*Juniperus communis* Subsp. *alpina*). En ocasiones, aparecen también cantos y bloques rellenándolo. Su profundidad depende de la que tenga el bloque bajo el suelo, siendo en algunos casos de más de 30 cm, aunque frecuentemente es inferior. Su escaso desarrollo, como decíamos, creemos que se debe a que los movimientos están ligados a episodios puntuales en años concretos, con lo que los surcos se ven rellenos por material rápidamente tras el episodio de movimiento. Su escasa profundidad hace que se conserven mal, siendo la excepción los de algunos

bloques de grandes dimensiones, especialmente de gran grosor, bien alineados con la pendiente que, probablemente, están enterrados a mayor profundidad (V5, C1).

Tabla 47. Matriz de correlaciones entre los parámetros morfométricos de los bloques aradores del Alto Sil

	Alt (m)	L (cm)	A (cm)	a (cm)	V (m ²)	PI (°)	Ls (cm)	Am (cm)
Alt (m)	-							
L (cm)	0,17	-						
A (cm)	0,21	0,70	-					
a (cm)	-0,07	0,47	0,58	-				
V (m ²)	0,06	0,71	0,86	0,85	-			
PI (°)	-0,23	-0,63	-0,43	-0,19	-0,35	-		
Ls (cm)	-0,11	0,29	0,53	0,69	0,64	-0,16	-	
Am (cm)	0,17	0,55	0,77	0,34	0,53	-0,31	0,46	-

Algunos autores han señalado que existe relación entre el espesor del bloque y la profundidad del surco (Ballantyne, 2001: 274), sin que quede muy claro si los mayores hacen surcos más profundos y por eso se conservan mejor o bien se mueven más rápido, siendo más probable la primera de las explicaciones. En el Alto Sil, la relación entre la potencia del bloque y las dimensiones del surco es relativamente elevada (0,69) y sensiblemente mayor que con la anchura (0,53) y la longitud (0,29) (Tabla 47).

Por otra parte, su movimiento ladera abajo provoca “lóbulos” o “montones” tanto laterales como frontales. Tanto Tufnell (1972) como Allison y Davies (1996) distinguen 9 tipos de montones, a los que Hall *et al.* (2001: 221) añaden otros 4. No hemos aplicado estas clasificaciones puesto que el límite entre muchos de ellos es muy difuso y, además, para poder establecer tantos tipos, tienen que conservarse muy bien los lóbulos frontales, algo que generalmente no ocurre en el Alto Sil, probablemente debido a que los valores de pendiente de las laderas son muy elevados respecto a los habituales y el potencial erosivo muy grande, lo que dificulta su conservación. Por eso, los hemos clasificado únicamente en frontales, fronto-laterales, fronto-lateral (falta un lateral) o laterales. Lo más habitual es que sólo haya montón frontal (57%) o bien sea fronto-lateral, con ambos laterales desarrollados (30%), aunque en otros casos no aparece un lateral o bien falta la zona frontal.

El espesor de los montones siempre es pequeño, con 25 cm como valor medio, siendo lo más frecuente que esté entre 10 cm y 30 cm, con extremos en 5 cm y 50 cm. En todo caso, hay que tener en cuenta que parte del lóbulo formado podría erosionarse rápidamente al estar integrado por material poco compactado. Las dimensiones del lóbulo frontal parecen relacionarse con el tamaño del surco y su profundidad, como también señalan Hall *et al.* (2001: 223). Por tanto, los bloques de mayor espesor (probablemente más profundamente insertos en el suelo) crean surcos más profundos y marcados, y también se alinean mejor con la pendiente y forman lóbulos frontales más prominentes. Por el contrario, los bloques planos, con poco espesor, que son los más abundantes en el Alto Sil, generan acumulaciones frontales más pequeñas.

Sin embargo, al contrario de lo comentado con la longitud del surco, el grado de correlación encontrado en el Alto Sil entre la altura del bloque y la altura del montón es muy bajo (0,34) y menor que el existente con la longitud del surco (0,55), el volumen del bloque (0,53) y, sobre todo, con la anchura (0,77) única variable de la que presenta una correlación significativa (Tabla 47). De todos modos, aquí nos referimos sólo a la altura (espesor) visible del bloque, con lo que es probable que la correlación fuera mayor si se hubieran realizado medidas del espesor real del bloque.

El movimiento de los bloques aradores

Tanto en el Pirineo (Del Barrio y Puigdefábregas, 1987) como en los Picos de Urbión (García de Celis *et al.*, 2006) se admite que existen bloques aradores activos, aunque sin que se dispongan de mediciones de los desplazamientos. Para los primeros autores, su movimiento es intermitente, aunque actual. Por el contrario, los encontrados en el NO de España se consideran inactivos (Valcárcel Díaz *et al.*, 1998; Pérez Alberti *et al.*, 1998; Carrera Gómez *et al.*, 2005) o bien con movimientos históricos (Carrera Gómez y Pérez Alberti, 2006). Desde el año 2002 en el que comenzamos a reconocer los bloques analizados, consideramos también que se trataba de formas inactivas, aunque el hecho de que presentaran surcos marcados (pero colonizados por vegetación) hacía pensar en movimientos de carácter histórico, al menos en alguno de ellos.

Sin embargo, tras un invierno con relativa abundancia de nieve en las laderas dónde se ubican, con la fusión primaveral, a mediados-finales del mes de mayo de 2006, pudimos observar que 7 de ellos (23% del total), 6 en el circo de El Miro-Boquín, y 1 en

Valdeiglesia, se habían desplazado ladera abajo (Fig. 294). El movimiento era muy evidente por el aspecto fresco del nuevo surco creado, con ausencia total de líquenes y vegetación (contrastando por tanto con el resto de la ladera), así como por el material aún sin compactar, ya que fueron observados pocos días después de la fusión de la nieve.



Figura 294. Montón fronto-lateral creado en mayo de 2006 por el movimiento del bloque M1 de El Miro-Boquín. La escala es de 1 m. 03-jun-2006.

A pesar de ello, en 3 casos no se apreciaba con claridad la distancia recorrida, en 1 porque la parte superior no estaba incluida en el suelo y en otros 2 porque los surcos se habían rellenado de material, siendo casi imposible distinguir el surco reciente; de cualquier manera, el movimiento de esos 3 bloques fue similar a los otros 3 de los que sí se incluyen datos en la ladera de El Miro. Además, muchos de ellos presentaban evidencias de expulsión de material en sus flancos. Ninguno de estos procesos había sido observado en años anteriores, a pesar de que ya conocíamos su presencia, ni tampoco volvió a observarse en los años siguientes.

Sin embargo, los movimientos observados en la ladera de El Miro fueron de 150-160 mm, con pendientes de 35°-39° y de 350 mm en el caso del bloque desplazado en el circo de Valdeiglesia, con 31° de pendiente, pero con unas características

singulares que luego detallaremos. Por tanto, se trata de cifras superiores a las observadas en estudios previos, haciéndolos especialmente significativos, máxime cuando se trata de un ambiente periglacial marginal.

No obstante, los valores no se salen de los parámetros establecidos por otros autores. Así, Ballantyne (2001: 278), a partir de las tasas de movimiento de 7 bloques con distinta pendiente, señala que el desplazamiento aumenta con la pendiente de forma exponencial y estima valores de 143 mm para pendientes de 35° y de 342 mm para 40°, cifras que están en concordancia con los movimientos observados en la primavera de 2006 en la ladera de El Miro. En este lugar, el movimiento estuvo en torno a 150-160 mm independientemente de que la pendiente fuera de 34°, 35° o 39°, aunque hay que tener en cuenta que para este autor el límite máximo de pendiente para los bloques aradores sería de 38°.



Figura 295. Detalle del surco creado en mayo de 2006 por el bloque arador V3 en el circo de Valdeiglesia. Se aprecia el aspecto fresco del suelo puesto al descubierto y cómo el bloque ha quedado ligeramente colgado, puesto que en la zona frontal no estaba dentro del suelo. Escala en centímetros. 01-jun-2006.

Por otra parte, el bloque desplazado en el circo de Valdeiglesia presenta unas características muy peculiares, puesto que su zona frontal no estaba inserta en el suelo. Esto provocó que generará un surco bien marcado (Fig. 295) (la profundidad del surco

coincide con la del bloque) y unos montones laterales bien desarrollados (aunque de pequeño tamaño) al empujar material lateralmente. Sin embargo, en la zona frontal, quedó suspendido al no tener suelo en la parte delantera. A pesar de la ausencia del montón frontal, lo consideramos como un bloque arador, tanto porque el mecanismo de movimiento es el mismo, como porque según la definición aceptada, únicamente son bloques que se desplazan más rápidamente que la ladera en la que están trabados en el suelo, como es el caso, sin que surcos y montones aparezcan en todos ellos, si bien, en este caso, una vez desplazado, dejará de ser bloque arador puesto que ya no podrá desplazarse por gelifluxión al no estar inserto en el suelo. El hecho de no tener material en la zona frontal probablemente ayudó a que se desplazara más, ya que lo hizo 350 mm, valor excepcional sin duda influenciado por sus originales características, debido a que el suelo no lo retuvo en la zona frontal.

En otros 2 casos los bloques no estaban enterrados en su parte superior y sí en la inferior, con lo que no crearon surcos visibles (sí por debajo de ellos), pero movilizaron material integrado por finos y cantos de 1-5cm. La ausencia de líquenes en sus laterales nos indica hasta dónde estaban enterrados.

Además de los desplazamientos de estos bloques, también se observó expulsión de material en los lóbulos frontales de algunos de ellos, así como en otros, no aradores, siendo el más pequeño de 38 x 9 x 8 cm, a una altitud de 1740 m. Estas expulsiones de material en zonas frontales, creemos que se deben a su distinta conductividad térmica y han sido señaladas también por Carrera Gómez y Pérez Alberti (2006) en la Sierra de la Cabrera y observadas en bloques aradores de la Sierra de Béjar (J.M. Redondo Vega, com. personal). El material expulsado está integrado por finos, pero también por pequeños cantos de 1-2 cm de eje mayor, afectando a la vegetación existente. En otros, el material removido estaba cubriéndolos parcialmente, habiéndose generado un flujo del suelo sobre ellos. Este fenómeno fue más frecuente que el propio movimiento de los bloques y más generalizado.

Un hecho a destacar es que sólo se movieron los situados en zonas con más de 30° de pendiente, nunca por debajo. Este hecho podría relacionarse con las condiciones marginales que tienen estas formas en el área de estudio, puesto que Gorbunov (1991: 239) observa que según aumenta la pendiente el porcentaje de bloques que se mueve asciende notablemente, mientras que los que se sitúan en zonas de menor desnivel no lo

hacen. Es decir, la pendiente parece actuar como un factor favorable a los desplazamientos.

Creemos que los movimientos observados en 2006 fueron aislados y que hacía algunos años que no se producían, puesto que en varios de ellos no se reconocían surcos anteriores, o bien estos estaban totalmente colmatados de sedimentos y con vegetación, con lo que pensamos que fueron unos desplazamientos que se dan sólo esporádicamente, a pesar de que, aunque fue un “buen año de nieves”, no tuvo el carácter de excepcional.

En este sentido, en otros bloques se reconocen surcos bien marcados, aunque con vegetación, que son indicadores de movimientos no muy lejanos en el tiempo (¿10-30 años?). Por tanto, aunque no podemos descartar que se den movimientos milimétricos anuales, el desarrollo vegetal en los surcos no movidos durante el 2006 hace pensar que más bien el movimiento es ocasional, ligado a años favorables y eventos extraordinarios, lo que nos indica que se dan en unas condiciones límite.

Por otra parte, en la mayoría de los bloques se reconoce con facilidad el área fuente de la que procedían. La distancia al área fuente, en el Nevadín, es de entre 16 y 23 m; en El Miro entre 20 y 60 m, 30-50 m en Los Fueyos, 25-45 m en Valdeiglesia, 20-30 m en La Losera. Estos valores podrían servir para estimar el tiempo que ha pasado desde que los bloques se desgajaron de la pared rocosa que actuó como área fuente. Sin embargo, como hemos visto, los movimientos, al menos actualmente, son esporádicos, con lo que los datos podrían carecer de significación. Además, dado que las pendientes son fuertes y están en el límite para su génesis, es fácil pensar que una vez desprendidos de la pared algunos pudieron caer por gravedad y desplazarse unos metros. Teniendo todo esto en cuenta y suponiendo un movimiento de 150 mm/año el tiempo necesario para cubrir esas distancias sería de entre 100 y 400 años.

Conclusiones

Podemos concluir que los bloques aradores son un fenómeno infrecuente en el Alto Sil y su presencia parece relacionarse con condiciones muy particulares, como son:

- Laderas de inclinación media-alta (30-40°).

- Bordes de circos, con orientaciones N y, secundariamente NE (excepcionalmente Este).
- Bloques de, al menos, 50 cm de eje mayor.
- Altitudes elevadas, estando todos en el rango de 1850-2050 m.
- Pequeños resaltes rocosos en la parte superior del circo que suministren (o hayan suministrado) bloques de manera aislada.

Se han desplazado ladera abajo siguiendo un vector favorable para el movimiento, que no siempre se corresponde con el del eje mayor. Muchos de ellos están mal desarrollados, con montones de tamaño pequeño y surcos apenas visibles, si bien existen algunos ejemplos notables, sobre todo los que tienen mayor espesor. En general se encuentran inmóviles, pero hemos observado en la primavera de 2006 movimientos de entre 15-16 cm (excepcionalmente 35 cm) en varios de ellos, aparentemente asociados a la fusión nival. Estos valores tan elevados parecen relacionarse con las fuertes pendientes en las que se localizan. Los mecanismos de gelifluxión son, probablemente, los responsables de estos deslizamientos. En el Alto Sil, al igual que ocurre en otras zonas, se reconocen lóbulos de gelifluxión en las laderas en las que aparecen bloques aradores, existiendo una asociación muy neta entre ambas formas, cuya distribución es muy similar.

Una de las cuestiones que deberían profundizarse en relación con los bloques aradores es la diferencia de variables en función de la litología y el tipo de suelo, ya que es probable que según la litología se puedan dar en un rango diferente de pendientes y que los movimientos puedan ser más o menos rápidos.

VI. 4. 1. 4. Terracitas

Las terracitas (*i: terracettes*), también denominadas terracillas y suelos en guirnalda, son una de las formas periglaciares mejor representadas en ambientes periglaciares de montaña de todo el mundo. Se trata de pequeños escalones con forma arqueada, con un rellano superior de escasa pendiente o totalmente plano, delimitado por un frente semicircular que forma un escalón hasta el siguiente rellano. Normalmente, el frente está colonizado por la vegetación, quedando en evidencia el desplazamiento por el gran desarrollo longitudinal de las raíces; por tanto, aunque el frente esté colonizado, puede haber movimiento. El tamaño suele estar comprendido entre los 30 y 70 cm de ancho y algo de más largo. La altura del salto es habitualmente de entre 5 y 20 cm. La forma final depende de la topografía y la intensidad de la acción (Del Barrio y Puigdefábregas, 1987).

Existe discrepancia según autores sobre la importancia de la acción del ganado en su génesis, considerando unos que se deben en gran medida a su pisoteo (Vincent y Clarke, 1976), incluso denominándolas “pies de vaca”, mientras que otros creen que no tiene influencia (Brosche, 1978b; Trimble y Mendel, 1995). Además, independientemente de la influencia o no del ganado en algunos ambientes, existen diversas hipótesis para explicar su formación (Watson, 1988) y, en cualquier caso, se citan en lugares sin pastoreo. Como señalan, entre otros, Kück y Lewis (2002), las terracitas sólo aparecen a partir de una cierta altitud, lo que sugiere que son dependientes de las condiciones climáticas. La relación entre estas formas y la especie que las coloniza está aún mal estudiada, aunque sin duda se puede afirmar que debe afectar a la morfología, al tamaño y a su dinámica (Arbella, 1984).

En el Alto Sil, hemos localizado terracitas en 75 enclaves repartidos entre los macizos más elevados, siendo especialmente frecuentes en el entorno del Nevadín y del Valdeiglesia (Fig. 296). En todos ellos, se han tomado medidas aproximadas de la superficie que ocupan, así como la altitud media y la orientación a la que aparecen. Además, en 37 de ellos hemos realizado mediciones de sus dimensiones (anchura, longitud y altura).

Las terracitas se ubican básicamente en los bordes superiores de los circos, coincidiendo en la mayor parte de los casos con las zonas de mayor persistencia de

nieve, dónde es habitual la formación de cornisas por sobre acumulación eólica. Algo más del 60% de las ubicaciones se corresponden con estas localizaciones, aunque también es cierto que en ocasiones se desarrollan justo por encima de los neveros.

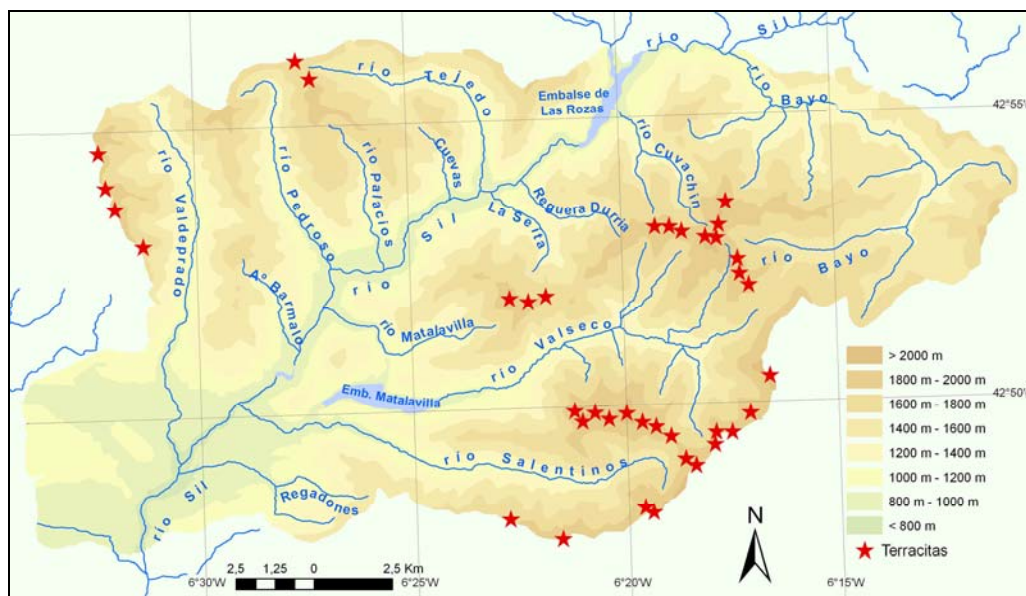


Figura 296. Mapa de localización de enclaves con terracitas en el Alto Sil. En los casos de emplazamientos muy próximos, las estrellas incluyen más de una localización.

Sin embargo, esta no es su localización exclusiva. Así, casi un 15% se encuentran en la solana de las cumbres, en zonas con una cubierta nival muy escasa, venteadas y, en muchos casos, con orientaciones E o SE. Un porcentaje similar se ubica justo por encima de los circos, en los cordales superiores, con pendientes más suaves y acción del viento muy intensa, dónde el pisoteo del ganado y las personas puede ser localmente significativo.

Además, también aparecen puntualmente en algunas canales de fuerte pendiente dentro de las paredes superiores de algunos circos (Braña Librán, Peña Carnicera) así como, más raramente, en zonas internas de los circos, coincidiendo con los umbrales superiores.

Esta variedad de ubicaciones implica que se desarrollan bajo condiciones topográficas y microclimáticas diferentes. En este sentido, Del Barrio y Puigdefábregas (1987) señalan la existencia de 2 tipos de terracitas en el Pirineo; unas aparecen en zonas con mucha nieve, sobre todo orientadas al S, mientras que otras se encuentran en zonas muy venteadas, con fusión temprana de la nieve. Cada una de ellas está colonizada por especies diferentes, adaptadas a distintos ambientes.

La altitud mínima a la que aparecen viene marcada por la cota de 1750 m, aunque en los cordales situados al S del Sil no aparecen por debajo de los 1800 m. Llama la atención que sólo unos kilómetros más al O, en la Sierra de Ancares, se citan desde los 1400 m (Pérez Alberti *et al.*, 1998), siendo un salto altitudinal importante, que no parece derivarse únicamente por condicionantes climáticos sino, seguramente, por la aparición de litologías o microambientes más favorables para su génesis. En la parte central de la Cordillera, González Gutiérrez (2001: 320) sólo las observa por encima de los 1800 m, valor mucho más próximo al del Alto Sil.

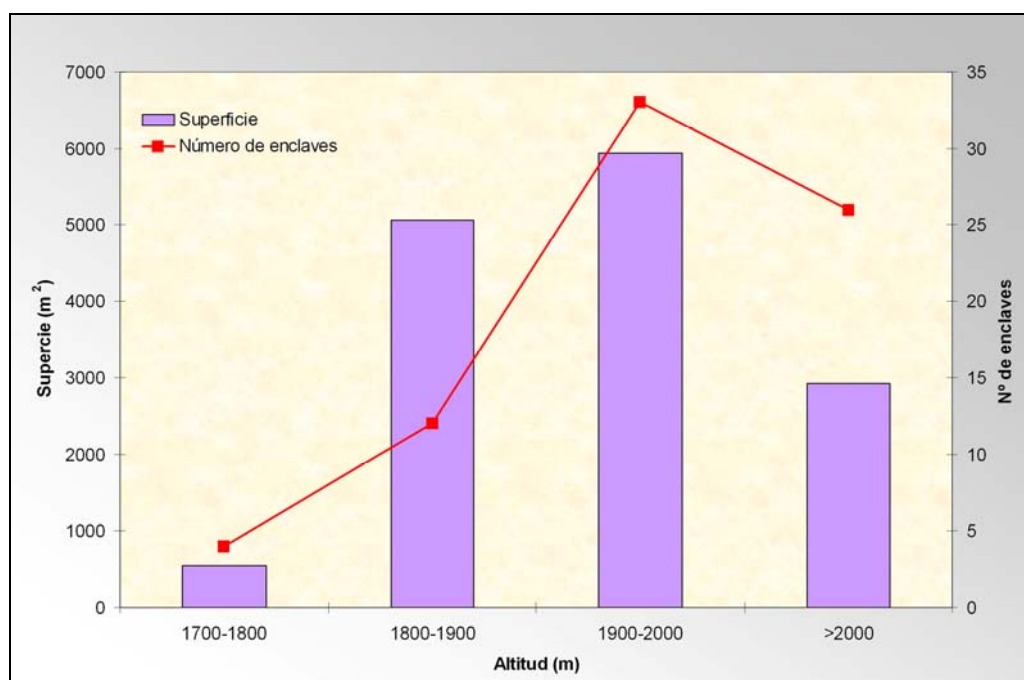
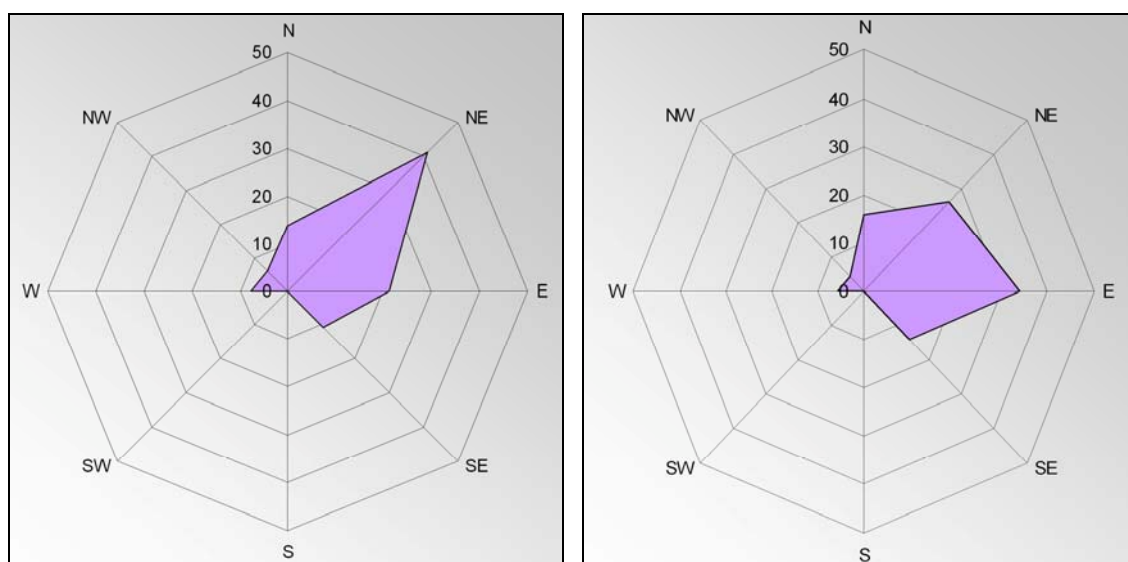


Figura 297. Superficie y número de enclaves de terracitas en función de la altitud en el Alto Sil.

Con la altitud hay un claro aumento de la frecuencia de aparición de terracitas (Fig. 297) y del tamaño total ocupado por ellas. Aunque suponen un porcentaje muy pequeño de la superficie situada a más de 1700 m, sólo el 0,03%, se aprecia una creciente influencia con la altitud. En efecto, sólo suponen el 0,002% del intervalo situado entre 1700 m y 1800 m, frente al 0,016% entre 1800 m y 1900 m, el 0,10% entre 1900 m y 2000 m y el 0,77% del total de superficie a más de 2000 m.

Estos datos nos indican que, aunque hay otros condicionantes relevantes, la altitud es un elemento clave en su aparición y, por tanto, también lo es la existencia de unas condiciones térmicas lo suficientemente rigurosas, apuntando a la importancia de procesos de carácter frío en su génesis.

La orientación es otro de los factores que explican su distribución. En el Alto Sil, un 40% de los enclaves dónde aparecen se orientan hacia el NE que es, por tanto, la dirección dominante. Secundariamente, por orden de frecuencia, se desarrollan hacia el E, N y SE. Hay que destacar que no aparecen entre 142° y 250°, estando por tanto ausentes de orientaciones hacia el S y SO (Fig. 298).



Figuras 298 (izquierda) y 299 (derecha). En el gráfico de la izquierda podemos ver el porcentaje de enclaves con terracitas en función de la orientación. El de la derecha representa el porcentaje de superficie sobre el total que ocupan las terracitas. La gran cantidad de lugares orientados al NE con zonas muy reducidas ocupadas por terracitas explica las diferencias entre las dos figuras.

Sin embargo, si nos centramos en la superficie que ocupan, observamos que los porcentajes varían notablemente, pasando a ser la orientación E la dominante, y creciendo en importancia las de N y SE (Fig. 299). Esto es debido a que, aunque hay una gran cantidad de localizaciones con terracitas que miran hacia el NE, en muchos casos se trata de áreas de reducido tamaño, justo en el borde superior de los circos, desapareciendo rápidamente ladera abajo. Así, es habitual que las zonas dónde ocupan áreas más extensas estén orientadas hacia el N o hacia el E.

Las pendientes presentan un mayor rango del esperado, distribuyéndose entre 10° y 40° de forma bastante equitativa, si bien son más frecuentes entre 25° y 30°, que son las que habitualmente tienen los bordes de los circos (Fig. 300). Estos valores medios coinciden con los 26° señalados por Kück y Lewis (2002) en Sudáfrica. En las solanas, la pendiente suele ser menor, debido a que es habitual que presenten relieves más suaves al no haberse formado circos.

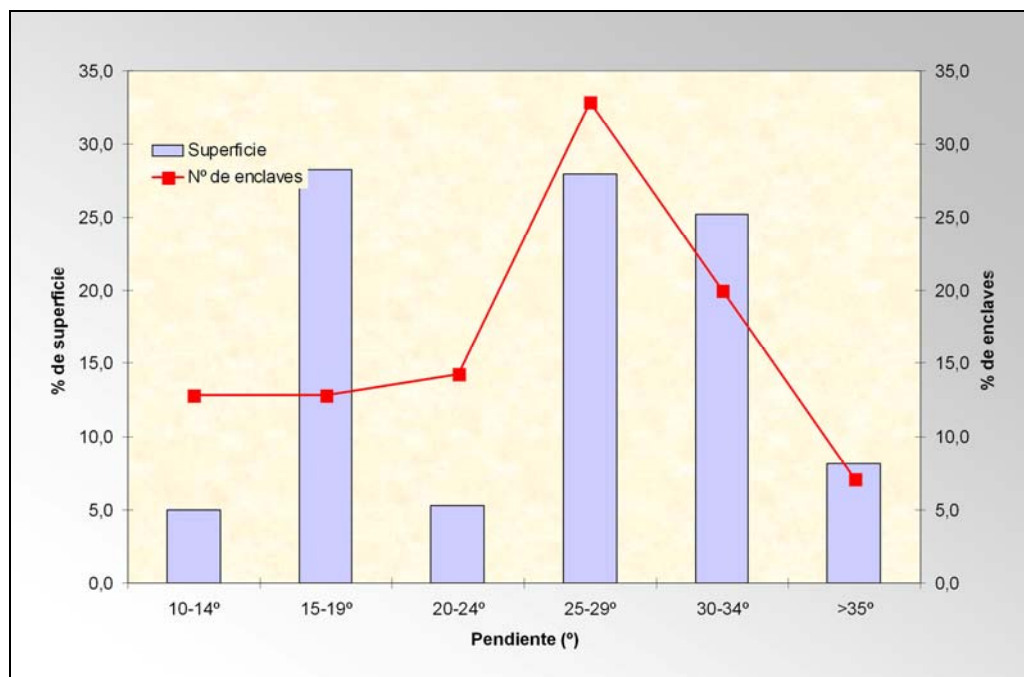


Figura 300. Superficie y número de enclaves de terracitas en función de la pendiente, en porcentajes. La existencia de algunos enclaves con una superficie mucho mayor que la media provoca que haya variaciones importantes en los distintos intervalos.

Destaca el hecho de que la mayor superficie de terracitas se encuentra en pendientes de entre 15° y 19°, a pesar de que el número de enclaves es menor que en otras localizaciones. Sin embargo, no se observa una correlación clara entre la pendiente y el área que ocupan. La presencia de algunos emplazamientos con gran extensión superficial, provoca que existan importantes diferencias entre la superficie total y el número de enclaves cuando lo analizamos por intervalos.

Las terracitas son dependientes de litologías capaces de aportar derrubios finos, al igual que ocurre con otras formas periglaciares (Matsuoka *et al.*, 1997). Esta dependencia se debe a que son necesarios materiales finos para que la zona se vea afectada por la acción de los *pipkrakes* y del hielo-deshielo, así como por la geliflucción, mecanismos responsables de la generación de las terracitas. De ahí que, por ejemplo, Serrano Cañadas y González Trueba (2004) sólo las observen sobre morrenas y zonas de pizarras en el macizo de Peña Vieja.

En el Alto Sil, la dependencia de la litología no es tan evidente. En general, la densidad de terracitas es más elevada en las pizarras y, en algunos casos, como ocurre en el circo de Bobia, sólo aparecen en la reducida área ocupada por las pizarras, mientras que en el resto, de carácter cuarcítico, no se desarrollan. Pero, en otros circos a similar altitud y formados en las cuarcitas, sí se encuentran. Lo que sí se observa es que

es habitual que las formas más “perfectas” y extensas se den en áreas pizarrosas. Además, cuando aparecen dentro de la Serie de los Cabos, fundamentalmente cuarcítica, alcanzan mejor desarrollo en zonas de cuarcitas areniscosas, o de areniscas, como ocurre en los circos occidentales del valle de Valdeprado, mientras que están ausentes en áreas donde predominan las cuarcitas masivas. Todo ello apunta a la importancia de la presencia de materiales finos para su formación.



Figura 301. Terracitas junto a la Peñona de Braña Librán, a unos 1910 m. En este área se localizan algunas de las zonas más extensas ocupadas por estas formas periglaciares. Al fondo Peña Carnicera. 2-ago-2006.

La superficie que ocupan es variable, pero se puede calificar de reducida para todos los casos, siendo muy pocas las áreas con más de 100 m² de terracitas. Las de mayor superficie (Fig. 301), bastante destacadas sobre el resto, son las que se localizan al NE de Peña Grande y al E de Valdeiglesia, que superan los 2000 m². En muchos casos, se alargan siguiendo el cordal, siendo por tanto superficies anchas pero con escaso desarrollo ladera abajo. Sin embargo, en ocasiones es al contrario, especialmente cuando se alargan siguiendo zonas de mayor inestabilidad, generalmente bajo determinados escarpes rocosos.

Su tamaño es variado y relativamente pequeño. Normalmente hay relación directa entre la anchura y la longitud. En los casos mejor desarrollados, la anchura puede llegar a los 100 cm (Nevadín, Valdeiglesia, Cortichinas), aunque es mucho más habitual que tengan entre 30 cm y 60 cm, con valores inferiores de 20 cm en algunas zonas (Fig. 302). La longitud casi siempre es algo menor a la anchura, siendo las mayores de entre 50 cm y 80 cm, y más frecuentemente, de entre 25 cm y 40 cm, con los valores más bajos de 15 cm. Estas medidas son algo inferiores, aunque se encuentran dentro de los mismos márgenes, a las señalados como más frecuentes en el Pirineo (Arbella, 1984; García Ruiz y Arbella, 1981), y muy similares a las reseñadas por González Gutiérrez (2001: 321) en la Montaña Central Leonesa.



Figura 302. Terracitas sobre pizarras en la cumbre de Peña Grande (2020 m), orientadas al O, cubriendo una pequeña extensión. Se puede observar la intensa colonización del frente de las formas, mientras que es prácticamente nula en los rellanos. La altura de los saltos es de entre 10 y 15 cm. 6-jul-2006.

La altura del salto es también diversa, guardando cierta relación con la pendiente. En efecto, en laderas de pendiente escasa ($8-15^\circ$) pueden aparecer terracitas con saltos de no más de 5 cm (Los Fueyos), si bien valores de entre 8 y 15 cm son los más habituales, pudiendo llegar en ocasiones a ser de 20 cm. Sólo excepcionalmente (circo de Las Cortichinas) se supera este umbral, lo que de nuevo coincide con las observaciones de otros autores como Clark (1981) o García Ruiz y Arbella (1981), que

señalan que el salto no supera los 30 cm, o de González Gutiérrez (2001: 320), que no los observa de más de 20 cm.

Los materiales que aparecen en los rellanos son siempre de pequeño tamaño, normalmente de no más de 1 cm, aunque tampoco es raro que los haya de entre 1 cm y 5 cm y ocasionalmente llegan a los 10 cm o, incluso, 15 cm. Habitualmente se trata de gravas y cantos angulosos, generalmente en posición planar y, como señala González Gutiérrez (2001: 321), están poco clasificados. Sólo en las terracitas con aspecto más fresco y activo los clastos suelen estar más ordenados, apareciendo en varios enclaves figuras geométricas incipientes en los rellanos.

Según el grado de desarrollo y la forma se pueden distinguir varios tipos de terracitas en el Alto Sil:

- Terracitas muy frescas y con gran abundancia de gravas y cantos. Son las terracitas por excelencia y que en el Alto Sil apenas aparecen. El mejor ejemplo lo constituye la vertiente N del Nevadín, en 2 zonas de neveros persistentes, aunque también se pueden encontrar en otros lugares, como en el cordal de Dos Hermanos (Fig. 303). La movilidad de las formas es notable y se observan grietas de tracción actual en el borde superior de los rellanos. Las gravas y los cantos son muy abundantes y carecen de líquenes, observándose también una movilidad intensa. La vegetación aparece únicamente en el sector frontal de la forma, con *Festuca*.

- Terracitas frescas, con rellanos marcados. Tienen un grado de frescura algo menor, aunque los rellanos presentan una cubierta de gravas y cantos muy mayoritaria, habitualmente sin líquenes. Normalmente en algunos de los rellanos se ve algo de vegetación o líquenes y los frentes están bien vegetados.

- Terracitas de gravas y tierra. Son terracitas algo desdibujadas, normalmente alternando algunas más evidentes con otras menos frescas. Los rellanos alternan gravas, a veces sin líquenes, con tierra y la vegetación puede estar presente en ellos. A veces, los rellanos son totalmente de tierra, que toma un color negruzco por los líquenes que las van colonizando. En este último caso los saltos suelen ser muy pequeños.

- Además, se podrían incluir las terracitas de graderío, formadas en los escarpes estructurales de las rocas, no incluidas como terracitas aquí, en zonas de pendiente superior a los 40°, con rellanos estructurales de tierra y cantos. Tampoco se han incluido

formas que asemejan a las terracitas y formadas por el pisoteo continuo del ganado, que llega a crear pequeñas sendas paralelas y escalonadas en la ladera.



Figura 303. Detalle de una terracita fresca y con signos de actividad en Dos Hermanos (1940 m). Se puede observar la escasa colonización vegetal, que únicamente cubre la zona frontal, y la ausencia de líquenes en la mayor parte de los cantos. Asimismo se observan incipientes figuras geométricas en el rellano, que indican una intensa acción de las agujas de hielo. Por otra parte, la inclinación de la hierba parece indicar el movimiento del suelo ladera abajo. 25-jul-2006.

En realidad, las características de las terracitas se ven influenciadas por su localización y no se puede hablar de un continuo entre las variedades citadas. Así, las que se desarrollan en el borde superior de los circos suelen presentar mayor pendiente y un porcentaje mucho más alto de gravas y cantos sueltos. Por el contrario, las situadas en las solanas de las cumbres, habitualmente poseen rellanos integrados por tierra suelta, sin cantos, y la abundancia de líquenes es mucho mayor. La dinámica de las primeras parece ser mucho más intensa. En general, cuando ya aparece vegetación en los rellanos es probable que la forma tienda a desaparecer de manera progresiva. La situación límite en el Alto Sil, hace favorable la observación de estos procesos de colonización.

Conclusiones

Aunque ha sido puesto en duda el origen periglacial de las terracitas, creemos que su génesis está relacionada con la acción del hielo. Por una parte, sólo aparecen a partir de 1750 m, lo cuál es muy significativo, como también señalaban Kück y Lewis (2002), y apunta a su dependencia de condiciones térmicas rigurosas. Por otra parte, se localizan en posiciones concretas, siempre junto a los cordales culminantes. No aparecen con orientaciones S ni SO, que son las menos propicias para la permanencia de la nieve y para la formación de hielo y son predominantes hacia el E y el NE, es decir, a sotavento, dónde las acumulaciones de nieve son más importantes. Todo ello parece apuntar a que su formación, aunque desconocida de manera concreta, está relacionada con la acción del hielo, posiblemente por procesos gelifluidales, ayudados con la acción de las agujas de hielo.

La presión ganadera es muy débil en muchos de los sectores dónde aparecen. Además, en las zonas más frecuentadas por el ganado no se observa un aumento de terracitas ni que ocupen zonas más bajas, a pesar de que en áreas concretas provocan la ausencia de matorral y la presencia de pastizal que sería muy favorable para que se crearan. Por tanto, a nuestro juicio, el papel del ganado puede ser indirecto en algunas zonas, al dificultar la colonización del matorral, pero no directo en la creación de la forma.

VI. 4. 1. 5. Céspedes almohadillados

Los céspedes almohadillados (*i: earth hummocks*) son pequeños promontorios de suelo colonizado de vegetación, con formas circulares o elipsoides de unos 15-25 cm de espesor y 30-40 cm de diámetro, separados entre sí y que integran conjuntos de diverso tamaño (Mackay, 1980; Schunke, 1988: 233; French, 1996: 143). Aparecen en áreas con muy poca pendiente, suelos profundos, sobresaturados de agua y con abundancia de finos, normalmente en áreas turbosas con mal drenaje.

Algunos autores enfatizan la importancia del ganado en su mantenimiento en zonas de ambiente periglacial marginal, al eliminar la cubierta vegetal y favorecer la acción del hielo (Gómez Ortiz, 1984: 24; Barthélemy, 1998: 318; Pérez Alberti *et al.*, 1998: 255).

En la Cordillera Cantábrica, están presentes en zonas húmedas por encima de los 1600 m (Pérez Alberti *et al.*, 1998: 255; González Gutiérrez, 2001: 313; Martínez Fernández y González Falcones, 2002), localizándose desde los 1000 m en el N de Galicia, en la Sierra de Xistral (Pérez Alberti *et al.*, 1998: 255).

En el Alto Sil, hemos visto ejemplos de céspedes almohadillados en muy pocos lugares, siempre por encima de los 1600 m. Aún así, podemos diferenciar dos tipos de emplazamientos. Por una parte, se desarrollan dentro de los circos, como los de Valdeiglesia, Nevadín o Fasgueo, en zonas muy húmedas en las que, frecuentemente, circula agua entre los montones. Por otra, más escasos, aparecen en collados culminantes de mal drenaje, como en el entorno del Tambarón y en la cumbre del Xurbial (Salentinos), en este último caso en zonas totalmente planas.

Los primeros se localizan a una menor altitud (1600-1800 m) que los segundos (1900-2100 m). Además, los céspedes almohadillados de zonas de circos tienen mayor espesor, probablemente debido a la erosión del agua que circula, y se ubican en laderas con pendiente más elevada, de entre 15° y 20° por los 0° a 10° que presentan los lugares dónde se encuentran los primeros. Los situados en collados culminantes de mal drenaje son más pequeños y, además, parecen menos activos. La extensión que ocupan siempre es pequeña, de entre 20 y 100 m². En ambos casos el ganado no parece tener una gran importancia en su génesis, ya que aparecen en zonas no frecuentadas por éste (Fasgueo).

VI. 4. 2. Levantamiento por helada

El levantamiento del suelo debido a su congelación, se denomina con el término inglés de *frost creep* o, en castellano, levantamiento por helada. Con la fusión, se produce un desplazamiento de las partículas, que es mayor cuanto más elevada sea la pendiente. Este proceso puede hacerse de forma diaria (o de varios días) o estacional (invierno-primavera). En el primero de los casos sólo afecta a unos pocos centímetros de profundidad, mientras que en el segundo el levantamiento puede producirse desde varios decímetros.

Los desplazamientos producidos por este proceso son lentos pero pueden afectar a zonas muy extensas, pudiendo movilizar grandes cantidades de material de las capas superficiales del suelo. A pesar de ello, han recibido tradicionalmente poca atención, quizás por ser “paisajísticamente poco llamativos” (Chueca Cía y Julián Andrés, 1995: 174) más aún cuando, al contrario que lo que ocurre en el caso de la geliflujión, no generan formas específicas o son efímeras.

Dentro de las laderas de latitudes medias, el movimiento del suelo se debe en buena medida al *frost creep*, aunque existen otros mecanismos, como la humidificación y desecación del terreno, que suelen actuar conjuntamente, siendo muy complicado discriminar la importancia de uno y de otro. Sin embargo, el proceso es mucho más efectivo cuando aparece el *frost creep*. Así, Matsuoka (1998b) encuentra que en torno al 80% del movimiento anual en una ladera de los Alpes Japoneses se debe a los ciclos de hielo-deshielo, principalmente primaverales y otoñales.

En el Alto Sil, al igual que en el resto de la Cordillera Cantábrica, no se han abordado trabajos para conocer las tasas de desplazamiento derivadas del *frost creep* o de otros movimientos en masa lentos. En el Pirineo, Chueca Cía y Julián Andrés (1995) observan velocidades de entre 2 cm y 4,4 cm anuales, tasas parecidas a las encontradas en otros lugares, si bien en zonas de fuerte pendiente se pueden encontrar registros bastante superiores, de hasta 60 cm/año (Matsuoka, 1998b).

Este último autor, encuentra una gran relación entre el tamaño del material y el movimiento, siendo mayor cuando más fino sea aquel. Para Sharkhuu (1999) es necesario que haya al menos un 10% de fracción fina en el suelo para que se produzca el levantamiento por helada, estando el óptimo entre un 30 y un 80%.

El levantamiento por helada puede generar hielo en forma de lentes o lentejones o bien en forma de agujas. Para Matsuoka (1998b: 122) el factor determinante para la formación de una u otra es la profundidad que alcance la helada, dependiente de la temperatura, generándose agujas de hielo con valores poco inferiores a los 0° y lentes en caso de temperaturas inferiores, que afectan a capas del suelo más profundas, por debajo de unos 5 cm. Por nuestra parte, hemos observado agujas de hielo con heladas moderadas, de -10°C. En el Alto Sil, nos hemos centrado en el análisis de las agujas de hielo, ya que son las que provocan una actividad geomorfológica más significativa.

VI. 4. 2. 1. Agujas de hielo

Definición y términos usados

Con el nombre de agujas de hielo se conoce a delgadas agujas o fibras de hielo que levantan perpendicularmente del suelo las partículas de tierra o cantos, generándose casi a ras de suelo o inmediatamente bajo él (Washburn, 1979: 92, siguiendo a Taber, 1918: 262). Sus dimensiones son de en torno a 1 mm² de sección, con un crecimiento total de de 1 cm a 10 cm y se forman durante noches de invierno calmas y sin nubes, con la parte superficial descongelada durante el día (Outcalt, 1971: 394). Constituye un tipo singular de *frost creep* diario (Matsuoka, 2001c).

La denominación de hielo acicular es la propuesta en castellano por la *International Permafrost Association* (van Everdingen, 2005) para nombrar a estas agujas de hielo, conocidas en inglés como *needle ice* y, asiduamente, en España y otros países, por el término de origen sueco de *pipkrakes*, pero también con otros como hielo de exhudación. En el presente trabajo nos referiremos a esta forma indistintamente con el nombre de “agujas de hielo” (que consideramos como mucho más expresivo, siendo de hecho denominadas así por algunos habitantes de la zona y, además, mejor adaptado al término inglés) o alguno de los anteriores.

Las referencias a agujas de hielo son muy numerosas (Lawler, 1988), habiéndose observado su formación en gran parte del planeta, tanto en América, Europa, África, como en Nueva Zelanda o Japón; en principio, pueden generarse en cualquier zona afectada por heladas, lo que hace que tengan una distribución muy amplia.

Los condicionantes ambientales

El proceso de formación comienza habitualmente con la llegada de la noche, cuando el descenso rápido de temperaturas provoca que el agua del suelo se congele. A partir de ahí se comienzan a formar pequeñas agujas de hielo, que no crecen de manera aislada, sino superponiéndose en grupos, generando así “campos de *pipkrakes*”, que levantan las partículas del suelo. Las temperaturas a las que se forman no tienen por qué ser especialmente frías; Grab (2001) cita su formación con valores positivos a 1,5 m de la superficie, ya que a nivel del suelo el enfriamiento suele ser más acusado. En el

laboratorio, Branson *et al.* (1996) observan que su formación comienza a partir de $-1,5^{\circ}\text{C}$, pero luego continúa incluso si la temperatura asciende ligeramente, mientras que si ésta desciende mucho y se produce la congelación del suelo a mayor profundidad, cesa la humedad y, por tanto, su crecimiento. En este sentido, para Matsuoka (1998b: 125) su génesis depende de la intensidad de la helada y, especialmente, de la penetración del hielo en el suelo, ya que para este autor si profundiza más de 5 cm no se generan agujas, sino lentes de hielo.

Sin embargo, creemos que la intensidad de la helada es un factor importante, puesto que las heladas débiles parecen afectar únicamente a zonas muy propensas, con suelo totalmente desprovisto de vegetación, muchas veces en taludes de caminos, mientras que con heladas moderadas o fuertes se pueden observar en áreas más extensas y variadas, debido a que el bajón térmico es capaz de compensar el papel aislante, por ejemplo, de la hojarasca de los bosques o de una cubierta herbácea discontinua.

Como señala Vieira (1996: 17-18) para la Sierra de Gêres, al N de Portugal, las condiciones atmosféricas más favorables para su desarrollo son las anticiclónicas, puesto que es bajo su dominio cuando se dan con mayor frecuencia heladas intensas y descensos nocturnos bruscos de temperatura. En este mismo sentido, a partir del número de días de heladas con -2°C o menos a nivel de suelo (que podría considerarse como 0° o 1°C aproximadamente a nivel de aire estándar de 1,5 m, aunque el límite es muy difícil de definir), podría calcularse a grosso modo el número de días favorables para la génesis de las agujas de hielo.

En el Alto Sil, las heladas son muy frecuentes entre noviembre y abril y sólo en los meses de verano son excepcionales, aunque también se producen en valles altos con fuerte inversión. El número de días de helada sólo es conocido para Caboalles de Arriba (Fig. 304), con 111 días, pero es probable que oscile entre unos 70 y 160 días, dependiendo de la altitud y el relieve de cada zona. Estos datos indican que las condiciones son favorables para la génesis de agujas de hielo durante gran parte del año.

Arnáez Vadillo (1983) considera, para la Sierra de la Demanda, que es a partir de los 1600 m dónde aparecen de forma masiva, mientras que en cotas bajas lo hacen sólo con temperaturas muy bajas. Sin embargo creemos que, como ya señalamos para esa misma sierra, “la altitud no es tan importante para su formación, ya que las inversiones térmicas son muy frecuentes, y en las cercanías de los fondos de los valles, dónde además existe una mayor humedad, se dan condiciones muy adecuadas para su

génesis, puesto que los cambios de temperatura son bruscos por el descenso del aire frío que se canaliza por ellos” (Santos González, 2003: 40).

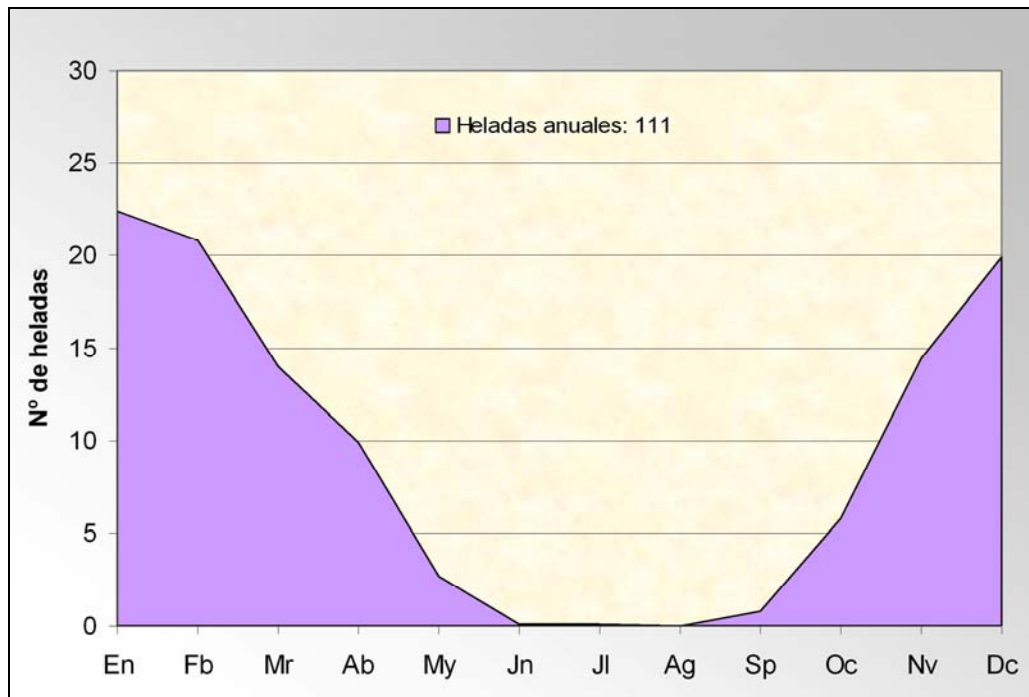


Figura 304. Días de helada en Caboalles de Arriba, estación representativa de los fondos de valle a baja altitud del área de estudio. Fuente: AEMET, periodo 1994-2009.

Las heladas moderadas y fuertes son más frecuentes e intensas en los valles altos (1200-1500 m) que en las lomas y cumbres y, además, los enfriamientos suelen ser muy rápidos, con cambios más bruscos e intensos que en las zonas elevadas, que no se ven afectadas por el frío nocturno de los valles derivado de las inversiones térmicas. Este factor contribuye a que las agujas de hielo se puedan desarrollar con mayor facilidad en los fondos de valle, especialmente en los situados a mayor altitud, por el mayor número de días de heladas. Pero, si la temperatura y las condiciones del suelo son adecuadas, se pueden observar a cualquier cota.

Además de la importancia de la altitud y el relieve, también hay que tener en cuenta la orientación. En las laderas de umbría, especialmente cerca de los fondos de valle, donde en invierno no hay horas de sol y las temperaturas pueden estar a ras de suelo bajo 0° de forma continuada durante varios días, son mucho más frecuentes y duraderas, pudiéndose superponer las de varios días. La mayor humedad y la menor insolación, hacen que su ocurrencia sea, en muchos casos, más habitual que en las laderas de solana, donde además es muy raro que se superpongan agujas de varios días

puesto que el sol las funde con rapidez y reseca el suelo con facilidad. En este mismo sentido, Arnáez Vadillo (1983) observó que predominan en orientaciones N y O, aunque sin duda hay una gran dependencia de las características del suelo. Así, los bosques suelen estar en las laderas que miran al N, puesto que eran zonas menos aprovechables por el hombre, frente al matorral que cubre gran parte de las solanas, lo que puede hacer que aparezcan en orientaciones N con más asiduidad, independientemente de que estas áreas mantengan más humedad.

Pero no siempre el hecho de que las temperaturas desciendan de -2°C provoca la formación de agujas de hielo, puesto que si no existe la suficiente humedad no se pueden desarrollar. La humedad requerida está en función del porcentaje de finos en el suelo, ya que cuanto mayor sea éste menor humedad será necesaria (Meentemeyer y Zippin, 1981). Por otra parte, una fina capa de nieve o la existencia de nieve en una zona superior ayuda a su génesis, aspecto observado también por García Ruiz y Arbella (1981), puesto que produce un aporte continuo de agua e impide la desecación del suelo, además de inducir un enfriamiento más rápido. Sin embargo, si el espesor de nieve es grande impide su desarrollo, al aislar el suelo de las temperaturas externas y mantenerlo próximo a 0°C . Tanto Matsuoka (1998b: 125) en los Alpes Japoneses, como Soons y Greenland (1970) en el laboratorio, observan que con el paso de los ciclos hay una progresiva desecación del suelo, que provoca que su ocurrencia vaya siendo menor, por lo que es importante un nuevo aporte de humedad (precipitaciones, fusión nival) para que el proceso se reactive. En el mismo sentido, Francou y Bertran (1997) observan que son más habituales en la época húmeda, gracias a la mayor humedad del suelo.

En el Alto Sil, esta dependencia de las precipitaciones es clara en los ambientes situados a mayor altitud (es decir, similares a los estudiados por Matsuoka, 1998b) y también en las solanas, donde la humedad desaparece con el paso de los días. Pero hay que tener en cuenta que muchas veces se generan en zonas de bosques o cercanas a cursos de agua, en las que el aporte de humedad y de calor latente es casi continuo, por lo que la existencia o no de precipitaciones es menos importante, al estar el suelo siempre húmedo, a lo que ayuda también su mayor espesor en comparación con las que aparecen en las áreas cimeras.

Otro factor fundamental para el desarrollo o no de las agujas de hielo es la existencia de finos en el suelo. Meentemeyer y Zippin (1981) sugieren un óptimo de entre 12% y 19% de finos para su génesis. Sin embargo, pueden aparecer en áreas

dónde son escasos, como señala Grab (1999), que los estudia en zonas con sólo un 1%, aunque observa que su tamaño aumenta a igual humedad cuanto mayor sea este porcentaje. Boelhouwers (1998) resalta la importancia de la litología, puesto que algunas de ellas apenas generan material fino, impidiendo su aparición.

Una vez que existe el material lo suficientemente fino como para que se generen, son poco selectivas en cuanto al tamaño del material levantado (Meentemeyer y Zippin, 1981), encontrándose en algunos casos bloques de hasta 30 cm de eje mayor. La morfología del clasto parece ser también importante (Francou y Bertran, 1997: 379) y, creemos, que también lo es su posición dentro del suelo (vertical, totalmente horizontal...). En este sentido, Arnáez Vadillo (1983) observa que los clastos en posición planar son más fácilmente levantados. De todas maneras, no pueden generarse bajo formaciones superficiales con estructura abierta, integradas únicamente por cantos y bloques (canchales, campos de piedras o glaciares rocosos relictos) (Yamada *et al.*, 2000).

La presencia o no de vegetación es otro factor relevante a la hora de explicar su distribución, hasta el punto de que para Matsuoka (2001c: 128) la acción diaria requiere el aclarado natural o artificial de la vegetación, si bien, como veremos, no siempre es imprescindible su ausencia. Wynn (2004) encuentra que el bosque ofrece una menor protección frente a la acción del hielo-deshielo que la vegetación herbácea densa. Esto se corresponde con lo observable en el Alto Sil dónde, dentro de los bosques, especialmente de abedulares y hayedos, las agujas de hielo son muy frecuentes, sobre todo en sectores de fuerte pendiente, ya que es habitual la existencia de áreas con tierra suelta apenas cubiertas por una pequeña capa de hojarasca. En los robledales, por el contrario, la existencia de un sotobosque más denso y de abundante vegetación herbácea suele limitar su crecimiento.

En zonas deforestadas, la vegetación arbustiva parece ejercer un papel aislante importante, ya que sólo aparecen dónde ésta es discontinua. En este sentido, Pérez (1989a) demuestra que las temperaturas mínimas bajo matorrales densos y de gran tamaño son significativamente más elevadas (4° a 7° en superficie), lo que inhibiría la formación de hielo y explicaría que sólo se forman bajo ellos con temperaturas del aire muy bajas. El sustrato herbáceo, por su parte, ejerce un papel aislante relevante si las temperaturas no son especialmente bajas (Böhn, 1989, citado en Prosser *et al.*, 2000: 1097), pero si las heladas son fuertes y la cubierta no es muy densa, se pueden generar

por debajo de la capa vegetal. En algunas zonas hemos observado agujas de hielo levantando por completo entre 3 cm y 5 cm de suelo cubierto por vegetación herbácea (nunca densa), lo que posiblemente pueda destruir esta capa vegetal, al eliminar gran parte de la cohesión del suelo y dañar las raíces de las plantas. Cuando esto se produce, es frecuente que se superpongan agujas de varios días, seguramente por el papel protector de la capa superior de suelo, que impide la fusión durante el día de éstas, habiéndose observado en algunos sitios levantamientos superiores a los 20 cm.

No hay duda de que la distribución de los *pipkrakes* está sobredimensionada actualmente por la acción antrópica y el sobrepastoreo, factores ya señalados por Arnáez Vadillo (1983) y Vieira (1996) respectivamente, siendo especialmente frecuentes en taludes de caminos forestales. Por su parte, Marques *et al.* (1990) los encuentran a baja altitud en la Cordillera Costero Catalana, sólo en zonas afectadas por un incendio y en caminos forestales, es decir, en zonas dónde por una u otra causa, la cubierta vegetal protectora ha desaparecido.

Las características de las agujas

Las agujas de hielo se generan formando campos de dimensiones muy variadas, a veces de varios metros cuadrados, desapareciendo cuando se modifica alguno de los parámetros de los que son dependientes (material disgregado, suficiente humedad, suficiente suelo, etc.). Arnáez Vadillo (1983) observó zonas de hasta 30 x 5 m. En el Alto Sil, hemos visto campos de dimensiones muy variadas, desde menos de uno hasta varios cientos de metros cuadrados.

El tamaño medio de las agujas suele estar comprendido entre 10-50 mm (Lawler 1988), pero agujas de 100 mm han sido señaladas por algunos autores (Schramm, 1958; Mackay y Mathews, 1974) y en zonas muy húmedas hasta 150 mm (Arnáez Vadillo, 1983). En el Alto Sil, los tamaños encontrados son similares a los descritos en otros trabajos, siendo habitualmente de entre 20 mm y 70 mm. El tamaño parece crecer, bajo las mismas condiciones, cuanto mayor es el porcentaje de finos y cuanto mayor es la humedad. Así, en los taludes de caminos y en los márgenes de los arroyos Grab (1999) y Vieira (1996: 20) encuentran que el tamaño es mayor en la zona inferior de los cortes que en la superior, debido a estos motivos.

Grab (2001) observa un ritmo de crecimiento de entre 3,6 mm y 5 mm a la hora, aunque probablemente haya variaciones importantes dependiendo del grado de humedad del suelo y de lo rápido que sea el enfriamiento. En este sentido, Lawler (1993) mide un ritmo de crecimiento bastante más lento, de 1 mm/hora.

En invierno, con días anticiclónicos de fuertes heladas y temperaturas bajas durante el día, hemos observado que los *pipkrakes* pueden no llegar a fundirse, superponiéndose entonces unas agujas sobre las del día anterior, generándose a veces hasta 8 agujas superpuestas, indicando 8 días de evolución, dando como resultado hielo acicular de hasta 20-30 cm. En estos casos se habla de agujas de hielo policíclicas (*i: polycyclic needle ice*) (Outcalt 1971), que pueden llegar a los 40 cm (Krumme, 1935, citado en Washburn, 1979) o 50 cm (Geiger, 1980: 180). Entre los distintos episodios suele quedar marcado un nivel (habitualmente con algo de tierra) que indica que el proceso se detuvo durante parte del día y continuó la noche siguiente (Outcalt, 1973); es decir, no parece que se generen de manera continua, aunque creemos que no sería descartable que en días especialmente fríos pudiera darse ese caso.

Los *pipkrakes* policíclicos (Vieira, 1996: 17) suelen aparecer en zonas sombrías, dónde no existe radiación solar en invierno, lo que provoca su mantenimiento aunque las temperaturas puedan subir ligeramente de los 0°C durante el día. En alguna ocasión, hemos observado cómo la nieve ha llegado a cubrir las agujas ya formadas, lo que hace que se puedan conservar, durante muchos más días o, incluso, meses.

Su forma es habitualmente recta, creciendo siempre perpendicular al plano del suelo. Outcalt (1971; 1973) intenta modelizar su crecimiento a partir de los factores que influyen en su morfología. Cuando sobrepasan varios centímetros es relativamente frecuente que se curven en el sentido de la pendiente (Taber, 1918: 262; Higashi y Corte, 1971); en el Alto Sil, hemos observado casos en los que prácticamente se curvaban 90° (Fig. 305). Otras veces se ha visto que las agujas se curvaban por la influencia de la luz solar, pudiéndose mantener esa forma curva si el proceso de fusión se detiene (J.M. Redondo Vega, com. personal).

Por otra parte, se han citado formadas no en el suelo, sino en una rama de árbol (Woodley, 1988, citado en Vieira, 1996: 6), en un bloque de granito (Vieira, 1996), en hierbas, o en posición horizontal (Matthews III, 1999). Este tipo de formas de hielo, no desarrolladas en el suelo, parecen tener un origen diferente y son denominadas “flores de hielo” (*i: ice ribbons, ice flowers o frost flowers*) (Nakaya y Hanajima, 1950; Carter,

2005), con efectos geomorfológicos nulos o muy limitados y que no estudiamos en este trabajo, a pesar de que para algunos autores las agujas de hielo se forman sobre suelo o sobre plantas (Branson *et al.*, 1996) por lo que ambas serían lo mismo. Sin embargo, las “flores de hielo” son mucho más finas, como hemos podido observar fuera del ámbito de estudio, y no tienen efectos geomorfológicos.



Figura 305. Aguja de hielo curva en el camino de Portilla (Salientes). El comienzo de la aguja está en la parte superior derecha de la imagen, observándose una grava en su final, en la parte central izquierda. Escala en cm (y mm). 20-dic-2006.

El hielo acicular como agente geomorfológico

A pesar de sus reducidas dimensiones y de que afectan únicamente a la capa superficial del suelo, las agujas de hielo ejercen una labor geomorfológica significativa, puesto que su aparición es frecuente en zonas extensas del área de estudio. Además, aunque provocan desplazamientos desde muy poca profundidad, pueden producir tasas de movimiento bastante altas (Matsuoka, 2001c: 108).

Branson *et al.* (1996) demostraron en el laboratorio como el ritmo de descenso de la temperatura, combinado con la humedad del suelo, influyen en el material levantado que incorporan y porqué en algunos casos aparecen limpias, salvo en su extremo superior, mientras que en otros presentan bandas de sedimentos intermedios.

En el primer caso, se generan con condiciones de descenso térmico constante, mientras que en el segundo, variaciones de temperatura o humedad provocan un descenso del frente de hielo, generándose la aguja desde mayor profundidad, lo que permite que incorpore sedimentos. Cuando la humedad es elevada, es más fácil que se generen agujas “limpias”. Las que incluyen bandas de sedimentos intermedias se denominan *Multitiered Needle Ice* (Branson *et al.*, 1996). En el Alto Sil, hemos observado tanto agujas totalmente limpias como con varias bandas intermedias.



Figura 306. Agujas de hielo en el camino de Braña Librán (Salientes). Se pueden observar varias agujas y como levantan gravas y una raíz. Con su fusión los materiales se desplazan ladera abajo, en ocasiones pegados a la aguja. 20-dic-2006.

El volumen de material levantado ha sido calculado por diversos autores, observándose valores de entre 15,1 a 20,5 kg/m² (Holness, 2001a, en Holness, 2004), 1,9 a 12,1 kg/m² (Meentemeyer y Zippin, 1980), 12,5-13,5 kg/m² (Vieira, 1996) o 23,62 kg/m² (Pérez, 1986). Además, aunque en la mayor parte de los casos elevan grava o cantos de pequeño tamaño (Fig. 306), no es infrecuente observar cantos de varios centímetros y pequeños bloques, citándose algunos de más de 30 cm de eje mayor (Holness, 2001a). Para Arnáez Vadillo (1983) hay una relación entre el tamaño de las

agujas y el volumen de material levantado aunque, sin duda, el hecho de que en ocasiones haya clastos modifica enormemente el peso levantado.

Pero la labor geomorfológica de estas formas se lleva a cabo principalmente con su fusión, ya que es entonces cuando se produce un desplazamiento neto del suelo. Aunque Birot (1981, en Vieira, 1996: 9) explica el movimiento de manera sencilla, indicando que es dependiente únicamente de la pendiente, Vieira (1996) comprueba que la fusión es bastante más compleja. Así, este autor observa que “a lo largo de la mañana se iban fundiendo aleatoriamente, creando pequeños hoyos entre el conjunto” (Vieira, 1996: 10-11), dinámica que igualmente hemos observado. Además, también cita la ocurrencia en ocasiones de *mudflows*, mencionados también por varios autores (Higashi y Corte, 1971; Pérez, 1987). Durante la fusión, las agujas caen arrastrando consigo las partículas que llevan encima. A veces, se producen caídas de grupos de ellas, ya que habitualmente no crecen aisladas, con desplazamientos por gravedad.

Por tanto, de manera progresiva, el levantamiento y la posterior fusión de las agujas de hielo van produciendo un movimiento lento de las partículas que están en la parte superior del suelo. Para Matsuoka (2001c), las tasas de movimiento derivadas de la acción del hielo acicular son de las más altas encontradas en ambientes periglaciares, aunque siempre se restringen a unos pocos centímetros del suelo y los valores descienden rápidamente en profundidad (Matsuoka, 1998b). Así, se han realizado monitorizaciones sobre los desplazamientos del suelo en zonas con la ocurrencia de agujas de hielo en muchos ambientes de diferentes zonas climáticas. Sin embargo, salvo contadas excepciones (Matsuoka, 1998b), únicamente se realizan observaciones con gran periodicidad y sin un seguimiento constante de la temperatura y la humedad, necesarios para discernir del movimiento generado por estas de los de otros agentes. Los valores habituales parecen estar en 20-40 cm anuales, si bien pueden ser claramente superiores, como los señalados por Holness (2004), que observa en la zona subantártica desplazamientos muy rápidos, de hasta 450 cm/año. En cualquier caso, los movimientos son mucho mayores en áreas con finos que dónde predominan partículas más groseras (Mackay y Mathews, 1974; Matsuoka, 1998b; Holness, 2004).

En España, aunque existen diversos trabajos que han monitorizado el desplazamiento del suelo en ambientes de montaña, ninguno de ellos lo hace exclusivamente sobre estas formas. Por ejemplo, en el Pandero del Mulhacén, en un ambiente con más de 100 ciclos anuales de hielo-deshielo, Gómez Ortiz y Salvador

Franch (1997) atribuyen al hielo de exhudación, junto con la geliflución, la criodeflación y el hielo intersticial, el movimiento de cantos en un área con gran cantidad de finos. El hecho de que observen que los desplazamientos afectan principalmente a la capa más superficial del suelo, hace pensar que sean las agujas de hielo las responsables de gran parte del movimiento. Por su parte, Chueca Cía y Julián Andrés (1995), en el Pirineo Central, creen que la movilidad de las partículas está relacionada con lluvias intensas y no consideran que los *pipkrakes* tengan especial relevancia, a pesar de la ocurrencia de heladas. En todo caso, en ambos trabajos, la escasa periodicidad en las observaciones (anual) impide separar la acción del hielo (agujas de hielo, geliflución, *frost creep*) y de la lluvia. Y es que, en ambientes como en el que nos encontramos, hay otros agentes que actúan conjuntamente con el hielo, al contrario de lo que puede suceder en zonas más secas (Francou y Bertran, 1997).

Otros trabajos citan su importancia en la dinámica periglaciaria, junto con otros procesos, en la Sierra de Ancares (Pérez Alberti *et al.*, 1998; Valcárcel Díaz *et al.*, 1998), en la Montaña Central Leonesa (González Gutiérrez, 2002b), en la Sierra del Moncayo (Cuadrat Prats y Pellicer Corellano, 1983) o en el Pirineo (García Ruiz y Arbella, 1981; García Ruiz y Puigdefábregas, 1982).

Al tratarse de desplazamientos individualizados de partículas asistidos por la gravedad, las tasas de movimiento son dependientes, principalmente, de la inclinación de la ladera dónde se asientan, pero también del tamaño de las agujas, cuestión que frecuentemente se obvia. En zonas llanas o de pendiente muy escasa, el material apenas puede sufrir desplazamientos o incluso ser retrógrado (Matsuoka, 1998b), mientras que si la pendiente es fuerte, las tasas de movimiento serán mucho más elevadas (Mackay y Mathews, 1974; Grab, 1999; Holness, 2004). El valor puede multiplicarse cuando las agujas se desmoronan arrastrando unas a otras y, en algunos casos, rodando (Higashi y Corte, 1971). Sólo en contadas excepciones no se observa relación entre el movimiento y la pendiente (Selkrik, 1998).

Además de la pendiente, hay que tener en cuenta otros muchos factores, especialmente el número de ciclos de formación, así como las tasas de levantamiento en cada uno, que a su vez serán dependientes, como hemos visto, de la humedad existente en el suelo, del porcentaje de finos o de las temperaturas que se hayan alcanzado. Por otra parte, si la pendiente supera un determinado umbral, el material es desplazado directamente hasta el pie del escarpe, dependiendo entonces el movimiento de la

dimensión que presente el corte, lo que ocurre especialmente en los caminos forestales y algunos taludes de barrancos inestables muy inclinados.

Por tanto, en la alta montaña la dinámica de desplazamientos lentos del suelo es atribuible, en parte, a la acción de las agujas de hielo, aunque siempre en colaboración con otros procesos. De todos modos, sin duda, su acción es fundamental en muchos ambientes, ya que además del movimiento directo que generan, las agujas de hielo se comportan como un proceso muy efectivo de preparación del material, pues provocan la pérdida de cohesión del suelo, ayudando a que otros agentes como la escorrentía sean más efectivos.

Por eso, más allá de la acción directa ejercida por el hielo acicular, su labor indirecta es quizás más importante (Arnáez Vadillo, 1983), puesto que debilitan la capa superficial del suelo, quedando esta preparada para ser movilizada fácilmente por otros agentes geomorfológicos, principalmente por la escorrentía superficial, pero también por la acción eólica o, en el caso de que se hayan formado en los márgenes de un río o arroyo, por la corriente de estos. La continua disgregación del suelo dificulta en gran medida la colonización vegetal, lo que retroalimenta el proceso, que se detiene cuando las plantas consiguen desarrollarse de forma notable o bien cuando desaparece la fracción fina.

Además, aunque su acción es puntual y se restringe sólo a la porción más superficial del suelo, afecta a zonas relativamente extensas, ayudando a mantener la inestabilidad en áreas de por sí inestables, debido a la acción antrópica (caminos, carreteras, cortafuegos, áreas con sobrepastoreo, escombreras con finos) o natural (deslizamientos, terracitas, erosión laminar), retrasando el proceso colonizador de la vegetación.

Ambientes frecuentes para su formación

En el Alto Sil, se pueden distinguir varios contextos en los que su labor erosiva es significativa. La separación de ambientes es importante, puesto que ligeros cambios en las condiciones de humedad, temperatura y espesor del suelo (que puede influir en el calor latente y otros factores), hacen que se generen formas y procesos diferentes.

- Taludes de caminos y carreteras:

En los márgenes de caminos y carreteras, la existencia de material suelto, junto con la habitual ausencia de vegetación y, en algunos casos, el alto grado de humedad, hacen que sean zonas especialmente favorables para la generación de hielo acicular. Arnáez Vadillo (1983) estudia en detalle la acumulación de material al pie de las pistas forestales en la Sierra de la Demanda y tanto García Ruiz y Arbella (1981) como Vieira (1996) consideran estas ubicaciones como las más frecuentes para este proceso. Como señala este último autor (Vieira, 1996: 20), es habitual que en estos taludes existan agujas de mayor tamaño en su zona inferior, posiblemente debido a la mayor humedad y, quizás, a la mayor cantidad de finos por la caída de material desde la parte superior.

En muchos de estos taludes, especialmente en los más recientes, la acumulación de material es casi constante durante el invierno, generando microtaludes en la base, que pueden también acumularse sobre vegetación o sobre nieve (Vieira, 1996: 15-16). En este sentido, hemos comprobado como, en ocasiones, el depósito reiterado de material desplazado por los *pipkrakes* desde la parte superior del talud, tapaba con varios centímetros de tierra la nieve existente más abajo, provocando que ésta quedara totalmente cubierta, con lo que puede permanecer sin fundir durante muchos más días que en zonas adyacentes.

Aunque la acción erosiva en estos ambientes no es únicamente debida al hielo acicular, sino también a la humectación-deseccación (Vieira, 1996: 15) y a la escorrentía, lo cierto es que sin duda son las agujas de hielo las responsables de la mayor parte de la erosión generada. En ocasiones, su labor erosiva puede provocar la caída de cantos de gran tamaño y bloques, tanto por el socavamiento de su base como por la acumulación de material por encima (Vieira, 1996: 12).

- Márgenes de arroyos y barrancos:

La erosión provocada por el hielo acicular en los márgenes de cursos de agua ha sido referida en numerosos trabajos (Lawler, 1993; Grab, 1999; Prosser *et al.*, 2000; Couper y Maddock, 2001; Yumoto *et al.*, 2006) puesto que, aunque casi siempre en colaboración con otros procesos, habitualmente su acción supone un porcentaje muy elevado de la erosión total.

La acción de los *pipkrakes* se centra en mayor medida en zonas degradadas por zapamiento lateral del cauce, dónde se produce una pérdida de la vegetación debida a

los deslizamientos de tierra, aunque pueden ser frecuentes también en áreas más estables. En el primer caso, si la labor directa es importante al provocar caídas de material de la parte superior del talud al pie del mismo, aún lo es más su acción indirecta puesto que, por una parte, dificultan la colonización vegetal, lo que ayuda a mantener la inestabilidad del talud y, por otra, acumulan material junto al curso de agua, que es evacuado rápidamente durante las crecidas. En este sentido, aunque la vegetación ayuda a mantener la cohesión del suelo, no impide totalmente la erosión, puesto que las condiciones para la generación de agujas de hielo junto a los cursos de agua son especialmente favorables (Lawler, 1986), si bien las tasas de erosión suelen ser claramente inferiores en zonas vegetadas que en áreas sin cubierta vegetal (Prosser *et al.*, 2000: 1091). Muchos autores resaltan el importante papel del hielo acicular en la erosión de las márgenes e, incluso, Lawler (1986) observa que la erosión del río es casi nula donde el material no ha sido previamente preparado por este. Además, otros consideran que su acción directa es muy importante (Couper y Maddock, 2001), aunque a veces en colaboración con hielo estacional, que puede llegar a ser más relevante en zonas con inviernos muy fríos (Yumoto *et al.*, 2006).

En el Alto Sil, son numerosos los pequeños deslizamientos junto a los cursos de agua, especialmente en sus zonas superiores. Como ejemplo, citaremos los arroyos de cabecera del río Valseco, en Salientes, donde las intensas lluvias de octubre de 2006 provocaron una fuerte erosión y profundización de los cauces, con la creación de muchos cortes en sus márgenes. Durante el invierno posterior, las agujas de hielo erosionaron en gran medida estos cortes, provocándose acumulaciones importantes de material, rápidamente desalojadas durante las crecidas posteriores. En general, son muy frecuentes junto a los arroyos es, ya que es habitual la presencia de finos (en parte por material desplazado desde la parte superior de las laderas), la humedad es siempre elevada, los enfriamientos nocturnos suelen ser acusados al canalizarse aire frío por el fondo de los valles y son relativamente numerosas las zonas inestables, con poca vegetación.

- Bosques

En muchas ocasiones hemos observado la ocurrencia de agujas de hielo en el interior de áreas boscosas. Su aparición está ligada a la existencia de material suelto, preferiblemente desprovisto de vegetación, por lo que dependiendo del tipo de bosque

son más o menos habituales. En realidad, más que el tipo de bosque parece que el factor limitante es el sotobosque. Así, tanto en abedulares densos como en los hayedos (estos últimos con presencia testimonial en el Ato Sil), en los acebales y en los castaños (en estos en menor medida por estar situados a menor altitud), la escasez de sotobosque hace que las agujas de hielo sean bastante frecuentes, especialmente en los tramos de fuerte pendiente dónde el espesor de la hojarasca es menor. Por el contrario, en los robledales y bosques mixtos poco densos, la presencia de un sotobosque rico y variado hace que apenas aparezca material suelto, con lo que no suelen aparecer, pudiendo influir también el carácter marcescente de algunas especies, principalmente el rebollo (*Quercus pyrenaica*). Por tanto, es la densidad de la cubierta arbustiva y herbácea la que controla en mayor medida su génesis.



Figura 307. Efectos de la reptación, provocada, en parte, por la acción de las agujas de hielo, sobre los árboles del hayedo de Las Fontaninas, en Tejedo del Sil. 19-abr-2008.

En cualquier caso, el continuo movimiento de material provocado por las agujas de hielo es uno de los procesos responsables de la reptación (*i: creeping*), fenómeno muy habitual en estos bosques y que es especialmente visible por la curvatura que presentan la base de los árboles (Fig. 307), sobre todo en los tramos de fuerte pendiente, dónde el desplazamiento del suelo es mayor. Además, los grandes troncos provocan una

acumulación de material en la ladera contra el obstáculo, mientras que en la parte inferior quedan libres de partículas al movilizarse por reptación ladera abajo, quedando parcialmente descalzados en su base por el material acumulado (Pérez, 1987). Este proceso se da también dónde hay afloramientos rocosos o troncos caídos, ya que las tasas de movimiento, aunque desconocidas, deben ser elevadas.

No obstante, conviene señalar que la reptación no es un proceso dependiente únicamente de las agujas de hielo, habiéndose observado movimientos de cierta importancia y formas similares en zonas de baja altitud y con una ocurrencia de heladas escasa. Por ejemplo, Domínguez Cuesta *et al.* (1998: 27-28) citan fenómenos de reptación superficial desde sólo 300 m en la vertiente cantábrica, relacionándolos con procesos de humificación y desecación del suelo, ayudados también por las fuertes pendientes. En el Alto Sil, creemos que la acción de las agujas de hielo puede ser dominante, aunque sin duda en colaboración con otros procesos, como el citado por esos autores.

- Terracitas:

Varios autores han señalado la importancia de las agujas de hielo en el mantenimiento de las terracitas, ya que se generan en los rellanos levantando el material existente, dificultando la colonización vegetal (Kück y Lewis, 2002). En el Alto Sil, hemos observado en ocasiones su aparición dentro de estas formas, aunque ni mucho menos parecen ser tan frecuentes como en los lugares anteriormente citados. Además, al menos dónde las hemos visto, presentaban un tamaño sensiblemente inferior al que se puede encontrar en fondos de valle. A pesar de ello, es probable que ejerzan una labor relevante en el mantenimiento de las terracitas, al dificultar la colonización vegetal en ambientes que ya de por sí son poco favorables, debido a las bajas temperaturas y a la cubierta nival.

Formas generadas por su acción

La acción de las agujas de hielo genera una gran variedad de formas que, aunque de pequeña escala, pueden afectar a áreas muy extensas (Vieira, 1996: 12). Así, las más destacadas son:

- Obstáculos rocosos (*i: rock dams*): Se forman por la acumulación por encima del obstáculo, que puede ser una roca o un tronco de un árbol, de las partículas de tierra que se desplazan lentamente ladera abajo por acción de las agujas de hielo (Pérez, 1987). En el Alto Sil, son relativamente frecuentes en las laderas boscosas afectadas por las agujas de hielo. Especialmente significativos son los bloques erráticos de cuarcita de Páramo del Sil (Capítulo V.2.3.), que constituyen un obstáculo rocoso para el movimiento del material en la ladera de pizarra, observándose una importante acumulación de finos por encima de ellos. Constituyen, por tanto, un magnífico ejemplo tanto de bloques erráticos como de obstáculos rocosos.

Estas formas no deben ser confundidas con los bloques obstructores (*i: braking blocks*), que se forman en zonas de permafrost, y que no han sido observados en la zona de estudio, aunque sí se han citado en la Cordillera Cantábrica (González Gutiérrez, 2002b).

- Aglomerados de tierra (*i: nubbins*): Son pequeños montículos o aglomerados de tierra de unos pocos centímetros que se generan como consecuencia de la acción continuada de agujas de hielo (Washburn, 1979: 94). Son frecuentes en zonas de poca pendiente, casi planas, ya que sino se desmoronan. Una vez que las condiciones meteorológicas cambian y, sobre todo, con la ocurrencia de precipitaciones, estas formas son destruidas, con lo que es poco frecuente que se mantengan durante más de una semana.

- Piedras enmarcadas (*i: gaps around stones*): Se trata de clastos de diversos tamaños que aparecen rodeados de tierra levantada por las agujas de hielo, mientras que estos no se ven afectados por los *pipkrakes*, aunque otras interpretaciones indican que los huecos alrededor de los cantos se producen por levantamiento por helada y posterior asentamiento durante el deshielo. Entre el clasto, gravas o cantos, y las agujas, aparece un espacio que los separa. Algunos autores han indicado su relación con las agujas de hielo (Washburn, 1979: 95; Vieira, 1996). Según Jennings (1983) el origen de este espacio se derivaría de la fusión rápida del hielo en el entorno del clasto por su mayor calentamiento.

En ocasiones son muy frecuentes, especialmente tras varios días anticiclónicos y sin precipitaciones, ya que éstas acaban por eliminar la forma. Se localizan preferentemente en suelos y formaciones superficiales con muy poca pendiente, por lo que son más habituales en zonas deforestadas dentro, por ejemplo, de las facies

conglomeráticas rojas del Mioceno y de las terrazas cuaternarias de Páramo del Sil (Fig. 308) y Susaño del Sil, pero más aún en los caminos y pistas forestales.



Figura 308. Piedras enmarcadas sobre depósitos de conglomerados en Páramo del Sil. Fotografía: José María Redondo.

- Suelos estriados por agujas de hielo (*i: needle ice striped ground*): Aunque tienen la misma denominación que los suelos estriados generados en zonas de permafrost o hielo estacional, sus dimensiones son mucho más reducidas y afectan sólo a gravas o pequeños cantos (Grab, 1997). En el Alto Sil, los suelos estriados no son frecuentes, ya que necesitan zonas de poca pendiente y sin vegetación, dónde haya una acción continua e intensa del hielo acicular. El ordenamiento sería consecuencia de la fusión de las agujas, existiendo teorías que apoyan la acción del viento (Schubert, 1973; Beaty, 1974) o bien por la fusión derivada de los rayos del sol (Lliboutry, 1974; Mackay y Matthews, 1974; Hastenrath, 1977). Quizás ambas teorías puedan ser válidas dependiendo del contexto, aunque la segunda es la más aceptada. Así, por ejemplo, Holness (2001b: 86-87), en un ambiente subantártico, argumenta que aunque otros autores dicen que el viento inhibe la formación de las agujas de hielo, las calmas son raras en su zona de estudio y, sin embargo, se forman con frecuencia, quizás a mayor profundidad que en otros ambientes. Por el contrario, Pérez (1984), en la alta montaña

tropical, observa que la orientación de los suelos estriados guarda una clara relación con la incidencia de los primeros rayos de sol, que causan la fusión de las agujas de hielo.

- Microtaludes (*i: micro-talus*): Son acumulaciones de material desmantelado por la erosión de agujas de hielo en la base de un talud, acumulándose en ocasiones sobre vegetación o sobre nieve (Arnáez Vadillo, 1983; Vieira, 1996: 15-16). Según su ubicación se suelen separar microtaludes en cortes antrópicos (pistas forestales mayoritariamente) de los situados en márgenes de barrancos. En estos últimos el material caído es desalojado durante las crecidas de los ríos.

Conclusiones

Las agujas de hielo constituyen en la actualidad el proceso de índole periglaciario más extendido en el Alto Sil. Su formación es habitual entre los meses de octubre y mayo, aunque su ocurrencia es mucho más frecuente en determinadas áreas (camino forestales, márgenes de barrancos y cortafuegos) donde encuentran un suelo con suficiente material fino, poca protección de la vegetación y abundante humedad. Con heladas moderadas, pueden afectar a áreas muy extensas. En zonas de umbría es frecuente que se formen agujas policíclicas, que provocan levantamientos y tasas de movimiento más elevadas.

La acción de las agujas de hielo dificulta la colonización vegetal y por tanto interviene en el mantenimiento de la inestabilidad en áreas degradadas. Dentro de los bosques, especialmente en los abedulares, es responsable (junto con otros procesos) de la reptación, provocando un movimiento individualizado de partículas del suelo dentro de ellos y un transporte de material importante. Pero es en los taludes de caminos y carreteras y en los márgenes de barrancos inestables donde su acción es más frecuente e intensa, provocando una acumulación importante de material al pie de los taludes. Este material es rápidamente transportado por la escorrentía o por los cursos de agua posteriormente.

Por otra parte, las agujas de hielo ayudan al mantenimiento de otros elementos periglaciares como las terracitas y generan algunas formas donde su acción es constante durante varios días, como los aglomerados de tierra y las piedras enmarcadas, aunque, dada su fragilidad, son efímeras y sólo se mantienen durante unos días.

VI. 5. Crioclastia

La crioclastia, también denominada gelifracción o gelivación (*i. gelifraction* o, en sentido más general, *frost weathering*), es el término con el que se denomina a la presión ejercida por el hielo en las fisuras de las rocas y que provoca la apertura de las mismas y su fracturación (Washburn, 1979). El proceso comienza cuando se introduce agua en los poros o fisuras de las rocas. Al congelarse, aumenta en volumen, con lo que se produce una intensa presión que puede acabar con la ruptura de la roca (Matsuoka, 2001a). La crioclastia es típica de los ambientes periglaciares, si bien su acción casi siempre se da de forma combinada con otros procesos, como la humectación-secado de la roca, la alteración química o la termoclastia, siendo muy complicado separar los efectos de todos ellos.

Un aspecto importante a tener en cuenta, es que los ciclos de hielo-deshielo muchas veces no son efectivos, ya que si no hay suficiente humedad y un enfriamiento rápido, lo habitual es que el hielo no se forme o no ejerza presión en las fisuras, con lo que muchas veces los ciclos de temperatura no tienen una eficiencia real (Matsuoka, 2001a; Matsuoka y Murton, 2008). De ahí debemos concluir que no se pueden usar los registros de temperatura como un indicador de los ciclos reales de hielo-deshielo que sufre la roca, ya que éstos últimos suelen ser mucho menos numerosos.

La acción de la crioclastia es mucho más eficaz sobre unas rocas que sobre otras; en trabajos en el laboratorio se ha comprobado como rocas masivas apenas se ven afectadas por los ciclos, mientras que otras menos compactas sí lo hacen (Matsuoka, 2001b). Del mismo modo, se ha observado, por ejemplo, como bloques erráticos de dolomías quedaban casi destruidos por la erosión en climas fríos, mientras que los de gneis, en las mismas ubicaciones y, por tanto, con idénticas condiciones climáticas, apenas se ven erosionados (André, 1982 en André, 2003: 152). La acción más importante de la crioclastia parece darse en las fisuras de las rocas, donde el agua, al helarse, ejerce presión sobre la roca y puede producir su rotura. Sin embargo, en los trabajos de laboratorio, las pruebas se refieren casi en exclusiva a la microgelifracción, que se produce a pequeña escala y sobre las rocas porosas, mientras que, en condiciones naturales, es la macrogelifracción, la que actúa sobre la red de fracturación del roquedo

(Tricart, 1956) y la que parece tener una mayor repercusión morfogenética (Matsuoka, 2001b).

La progresiva acumulación de materiales desgajados de la roca por acción de la crioclastia y acumulados por gravedad da lugar a los canchales (*i: scree*), siendo esta la forma más característica producida por la crioclastia. En el Alto Sil, son abundantes, pero raramente muestran signos de actividad actual.

Fuera de los canchales, en las áreas cimeras, se puede observar una acción actual muy eficaz de la crioclastia en algunos sectores, como ocurre en los entornos del Nevadín, de Valdeiglesia, en el Cuerno del Sil o diversos enclaves del cordal de Salentinos, siempre por encima de los 1900 m. En estas zonas, es habitual observar afloramientos de pizarras y de cuarcitas muy afectados por este proceso, apareciendo roturas recientes que generan clastos de diversos tamaños, desde 1 cm hasta más de 30 cm de eje mayor.

Casi siempre estos enclaves se sitúan o dentro de neveros persistentes, o muy próximos a ellos, por lo que en esos lugares deben tener un aporte extra de humedad que ayuda a la eficacia del proceso (Valcárcel Díaz *et al.*, 1998: 251). En estos neveros, como en el de las Joyas del Nevadín, contrasta la escasez de ciclos de hielo-deshielo (algunos años sólo un ciclo anual) debido a la protección que ejerce la nieve durante 8-9 meses al año, con la alta frecuencia de roturas producidas por crioclastia. Sin embargo, otros afloramientos rocosos a similar altitud que apenas mantienen nieve y se ven sometidos a contrastes térmicos mucho más rigurosos, con mayor frecuencia de ciclos de hielo-deshielo, no muestran evidencias de estar sometidos a la acción de la crioclastia.

En este sentido, parece que más que el número de ciclos con temperaturas por encima y por debajo de los 0°C, lo más relevante a la hora de explicar la eficacia de la crioclastia es la efectividad que tengan (Barsch, 1993), siendo mucho más eficaces los de carácter estacional que los diurnos, más aún si existe un aporte extra de humedad como ocurre en los neveros, puesto que el hielo puede penetrar más profundamente en las discontinuidades de la roca (Matsuoka, 2008).

VI. 5. 1. Lleras

Los canchales (*i: scree o talus*) son depósitos integrados por fragmentos rocosos, mayoritariamente de calibre grosero, que han caído desde un escarpe rocoso y forman una acumulación de derrubios en pendiente en su base (Caine, 1967: 796). Esos derrubios se denominan de forma muy variada, siendo los términos más comunes los de pedrera, canchal, pedriza, glera, cantizal o llera. Este último es el nombre usado tradicionalmente en el Alto Sil. Los canchales de mayor tamaño reciben nombres propios en la zona. Así, en Palacios del Sil están las lleras de Llouzuelos, la Bárzana, la Furaquina, la Puente, la Senda de la Cabras, las Ranas, los Trousinos, Vallinas o Rabiáu (González-Quevedo González, 2003: 54-55). En Susaño del Sil una extensa zona cercana al pueblo se conoce como Las Tseras. En Salientes con este nombre se refieren a algún glaciar rocoso, como el de Braña Librán, denominado la Llerona de Braña Librán. En general, la palabra llera (pronunciado como /tsera/ y, en asturiano, escrito como *l.lera*, ya que es un vocablo *patsuezo*, habla local y dialecto del bable, Álvarez Pérez, 1949) se usa para cualquier acumulación significativa de cantos y bloques con estructura abierta, independientemente de su origen, su pendiente o su posición topográfica.

Aunque otros procesos no relacionados con el hielo pueden provocar el desgaste de los escarpes rocosos y la acumulación de materiales bajo ellos, es bajo condiciones periglaciares cuando hay una actividad más significativa, por lo que se relacionan básicamente con climas fríos (French, 1996).

Los canchales suelen tener la pendiente del ángulo de reposo que, generalmente, se sitúa entre 30° y 35° (Andrews, 1961; Evans, 1976; van Steijn *et al.*, 2002), aunque puede variar notablemente, habiéndose reconocido algunos estables con pendientes de 38°-40° (Meiner, 1934). Factores como el tamaño de los materiales, su densidad, la angulosidad, el grado de compactación, la humedad o la altura de la pared de abastecimiento influyen en el ángulo de reposo y en la distribución de los materiales dentro de la llera (Van Burkalow, 1945; Evans, 1976).

Su estructura interna se caracteriza por presentar una capa superior de cantos y bloques angulosos que pasa gradualmente a veces, de manera brusca otras, a una capa inferior con predominio de materiales finos (Evans, 1976), sin que estén muy claras las

razones de esa estructura, que sólo es visible cuando se realiza un corte en el terreno, ya que en superficie no se observan finos (Fig. 309).



Figura 309. Las Tseras en Susaño del Sil, topónimo referido a este lugar, dónde los canchales son muy abundantes. El emplazamiento se ubica a unos 1100 m, con orientación S. 12-ene-2007.

Dentro de las lleras, es habitual que en superficie exista una ordenación por tamaños bastante marcada, situándose los materiales más finos en la parte superior del conjunto, mientras que los más groseros aparecen en la parte distal (Thoulet, 1887; Andrews, 1961; Church *et al.*, 1979; Pérez, 1989b; 1998). Así, en el cercano valle de Degaña, Marquínez García (1990: 14) señala para la Serie de los Cabos que en la parte superior los clastos suelen ser menores de 50 cm, mientras en la parte baja de los canchales pueden alcanzar valores métricos, con mayor variedad de tamaños.

Este ordenamiento es visible en prácticamente todos los canchales del Alto Sil, independientemente de su posición y cota altitudinal. En general, las zonas superiores, con clastos de menor tamaño, presentan cierta movilidad y un aspecto más fresco, con escaso recubrimiento líquénico, mientras que las zonas compuestas por cantos y bloques casi siempre están muy estabilizadas y presentan una densa cubierta de líquenes, que modifica el color natural de la roca e indica la ausencia de actividad.

Los canchales se clasifican en taludes de derrubios (*i: talus slope*), cuando hay una acumulación de materiales constante a lo largo de un pared, conos de derrubios (*i: debris cone*), si la acumulación ocurre al pie de una canal, o laderas compuestas (*i: compound slope*), si existen múltiples conos coalescentes (Rapp, 1960). A estos tres tipos básicos se puede añadir otro, la ladera de derrubios o de bloques (*i: debris slope*) (Stock, 1968), cuando no hay un área fuente bien definida. En el Alto Sil, buena parte de los canchales se pueden calificar como taludes de derrubios, aunque también existen ejemplos de laderas compuestas, como las que se desarrollan en el circo de Los Fueyos (Fig. 310). En las solanas, son más frecuentes las laderas de bloques.



Figura 310. Canchales en el circo de Los Fueyos, bajo el pico Catoute (2112 m). Se aprecia como en algunos casos todavía están en contacto con las áreas fuente (bajo la cresta principal), mientras que en otros ésta ha desaparecido (a la derecha de la fotografía). 01-jun-2006.

Datos de fábricas

Al igual que con otro tipo de depósitos, en los canchales se han realizado algunos estudios de macrofábrica, si bien las conclusiones han sido dispares. Mientras algunos autores no encuentran orientaciones preferentes evidentes (Caine, 1967; Thornes, 1971; Gardner, 1971), otros sí las observan, señalando que los ejes mayores están orientados mayoritariamente en el sentido de la ladera (Hamelin, 1958a; Rapp,

1960; Andrews, 1961; Evans, 1976; Pérez, 1989b). También se resalta la frecuente aparición de clastos imbricados (Evans, 1976; Pérez, 1989b), lo que se traduce en una menor inclinación de los clastos respecto a la ladera (Evans, 1976).

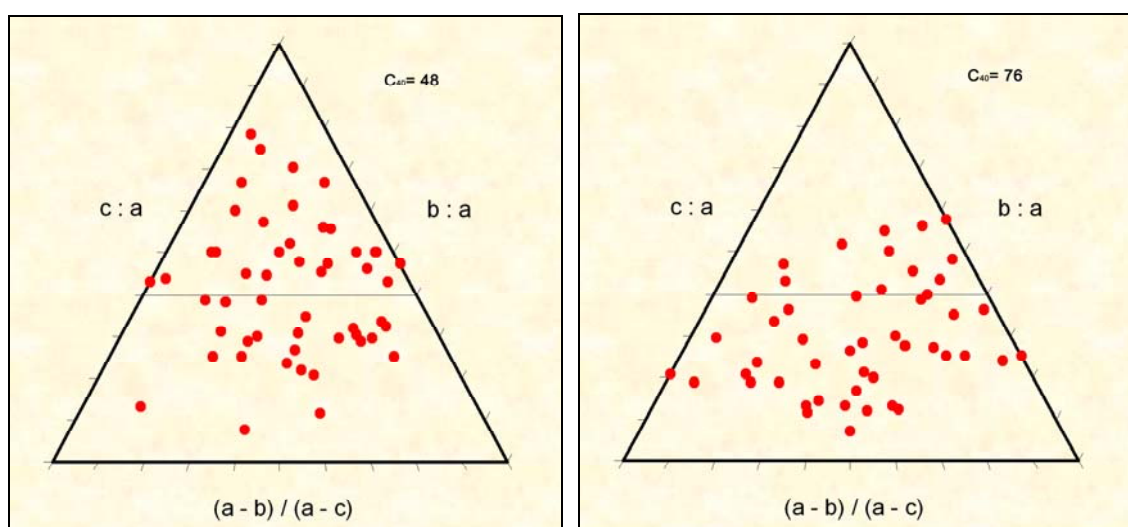
En el Alto Sil, hemos realizado varios análisis de fábrica en canchales, todos ellos en las cuarcitas de la Serie de los Cabos, aunque con distintas características. Los análisis de la forma, llevados a cabo en el Valle de Palacios y en Palacios del Sil, revelan varias características que definen a este tipo de depósitos, como son:

Redondez

Destaca el elevado porcentaje de clastos angulosos y muy angulosos, que en los lugares analizados sobrepasa el 90%. Además, no se observan clastos redondeados ni bien redondeados. Estas características los diferencian claramente de los depósitos glaciares, fluvio-glaciares y fluviales, aunque no de otras formas periglaciares, como los glaciares rocosos o los campos de piedras, que incluyen también clastos muy angulosos.

Forma

La forma de los clastos puede aportar información sobre los procesos involucrados en su transporte, pero otros factores relacionados con las características del área fuente, como la red de fracturación de la zona de abastecimiento, pueden ser más importantes.



Figuras 311 (izquierda) y 312 (derecha). Forma de los clastos en los canchales del Valle de Palacios (izquierda) y carretera de Palacios a Matalavilla (derecha).

El análisis de la forma de los clastos en los canchales del Valle de Palacios y en Palacios del Sil no ha relevado datos significativos, puesto que, como se puede observar en las Figuras 311 y 312, existen importantes diferencias entre los depósitos estudiados, a pesar de que ambos se han desarrollado en laderas integradas por cuarcitas cámbricas de la Serie de los Cabos. Quizás, la posible incorporación de material morrénico previo en el canchal del Valle de Palacios explique esas diferencias aunque, en todo caso, se pone en evidencia la variedad de formas resultantes ante un mismo proceso debido a condiciones locales.

El índice C_{40} (Ballantyne, 1982) que mide el porcentaje de clastos cuya relación C/A es menor o igual a 0,4, es de 48 en el Valle de Palacios y 76 en la carretera de Palacios a Matalavilla, indicando una variación muy significativa. Estos valores son más elevados que los que presentan los depósitos glaciares, salvo algún ejemplo puntual de depósito supraglaciario (Villarín) o donde las pizarras son frecuentes (Vivero). Sin embargo, es similar al que presentan depósitos fluviales y fluvio-glaciares, con lo que es la redondez la variable que los diferencia de estos últimos con claridad.

Textura

La textura de los clastos es otra característica importante, aunque difícilmente cuantificable, que permite discriminar tipos de depósitos. En los canchales es destacable, frente a los depósitos glaciares, la ausencia de clastos pulidos, puesto que la superficie suele ser rugosa, con presencia de numerosas rupturas recientes, y aristas vivas.

Un aspecto interesante en cuanto a la textura, es la presencia de estrías en numerosos cantos y bloques de un cono de derrubios activo bajo la Peña Valdeiglesia (Fig. 313). Estas estrías tienen un aspecto diferente a las de origen glaciar y a las encontradas en los nichos de nivación. Se trata de arañazos más superficiales, formados por caídas de material a mayor velocidad. Además, los clastos donde se encuentran son muy angulosos, por la corta distancia del transporte, sin ningún signo de arrastre glaciar o pulido, con lo que se distinguen con bastante facilidad.

Al contrario que las estrías de origen glaciar, no muestran una dirección concordante con el eje mayor de los cantos, ni tampoco una relación entre sus dimensiones y las del canto en las que aparecen (Atkins, 2003). Sólo aparecen en las

pizarras, que son estriadas por cuarcitas que caen desde el área fuente del cono de derrubios.

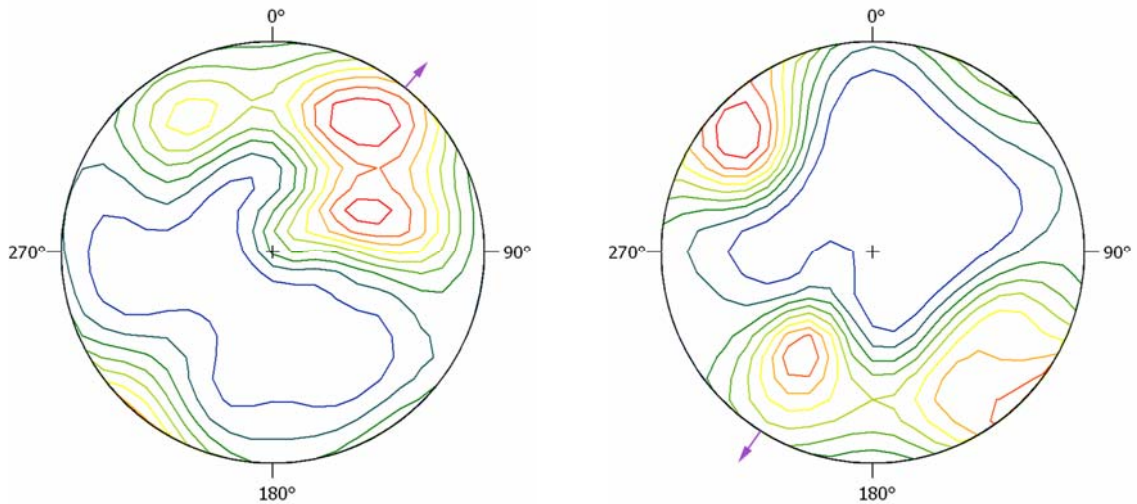


Figura 313. Estrias encontradas en un canto dentro del cono de derrubios activo de Valdeiglesia. Se pueden apreciar también algunas roturas. Estas estrias se deben a las caídas rápidas de material desde la canal superior y no están relacionadas con desplazamientos lentos como ocurre en las que tienen orígenes glacial o nival. El aspecto del clasto, mucho más anguloso, es también muy diferente a los clastos estriados glaciares. 12-nov-2006.

Orientación

Los dos ejemplos analizados muestran orientaciones preferentes evidentes, estando los ejes mayores de los clastos orientados en el sentido de la pendiente (Figs. 314 y 315). Los valores propios de los vectores principales (S_1), están comprendidos entre el 55% y el 60% (Tablas 48 y 49), por encima de los habituales en depósitos glaciares y glaciares rocosos (Fig. 316). En todo caso, aparecen clastos con otras orientaciones, existiendo un pico secundario de dirección transversal a la ladera.

Los datos de fábrica evidencian que existen orientaciones preferentes dentro de los canchales, predominando los clastos cuyo eje mayor se encuentra orientado en el sentido de la ladera o bien, secundariamente, transversalmente a ésta, como ya se había observado en estudios previos (Hamelin, 1958a; Rapp, 1960; Andrews, 1961; Evans, 1976; Pérez, 1989b). Del mismo modo, es frecuente la aparición de clastos imbricados.



Figuras 314 y 315. Orientación de los ejes mayores de los clastos en los canchales de El Mur (izquierda) y el Corral de Páramo (derecha). Las flechas indican la orientación de la ladera en el lugar dónde se realizó la fábrica.

Vectores y Valores Propios		Vectores y Valores Propios	
Vector Principal		Vector Principal	
Dirección	42,7	Dirección	151,3
Buzamiento	31,2	Buzamiento	13,0
Valor Propio Principal	0,59	Valor Propio Principal	0,55
Vector Intermedio		Vector Intermedio	
Dirección:	311,4	Dirección:	246,0
Buzamiento	2,1	Buzamiento	19,8
Valor Propio Intermedio	0,27	Valor Propio Intermedio	0,37
Vector Mínimo		Vector Mínimo	
Dirección	218,0	Dirección	29,9
Buzamiento	58,7	Buzamiento	66,0
Valor Propio Mínimo	0,14	Valor Propio Mínimo	0,08

Tablas 48 y 49. Vectores y valores propios de las fábricas realizadas en El Mur (izquierda) y el Corral de Páramo (derecha).

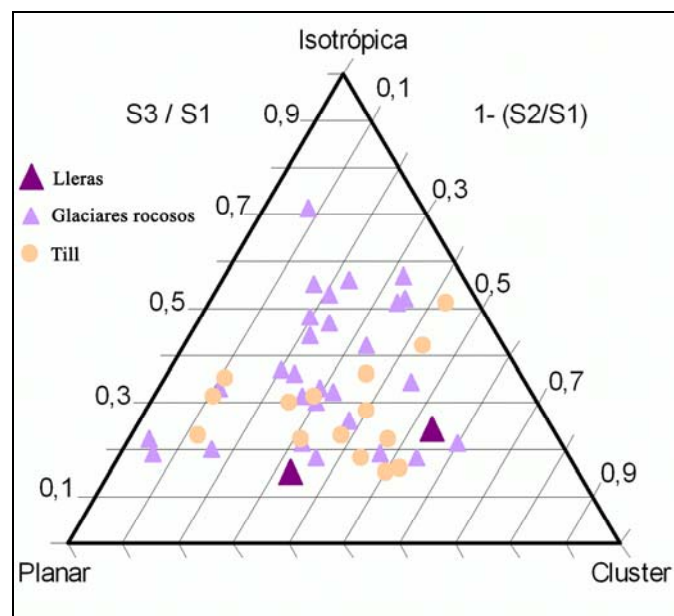


Figura 316. Forma de la fábrica de los canchales del Alto Sil en comparación con las de los glaciares rocosos y las de till.

Distribución

Los canchales ocupan una superficie en el Alto Sil cercana a las 1100 ha, lo que supone casi un 3% del territorio estudiado (Fig. 317). En todo caso, debemos tener en cuenta que a esta superficie habría que sumarla la que ocupan los canchales colonizados por vegetación arbustiva o arbórea y que ya no son visibles por ese motivo. Las lleras son, sin duda, las formas de acumulación de origen frío más extendidas dentro del área de estudio, a pesar de que no están presentes en los extremos ni oriental ni suroccidental.

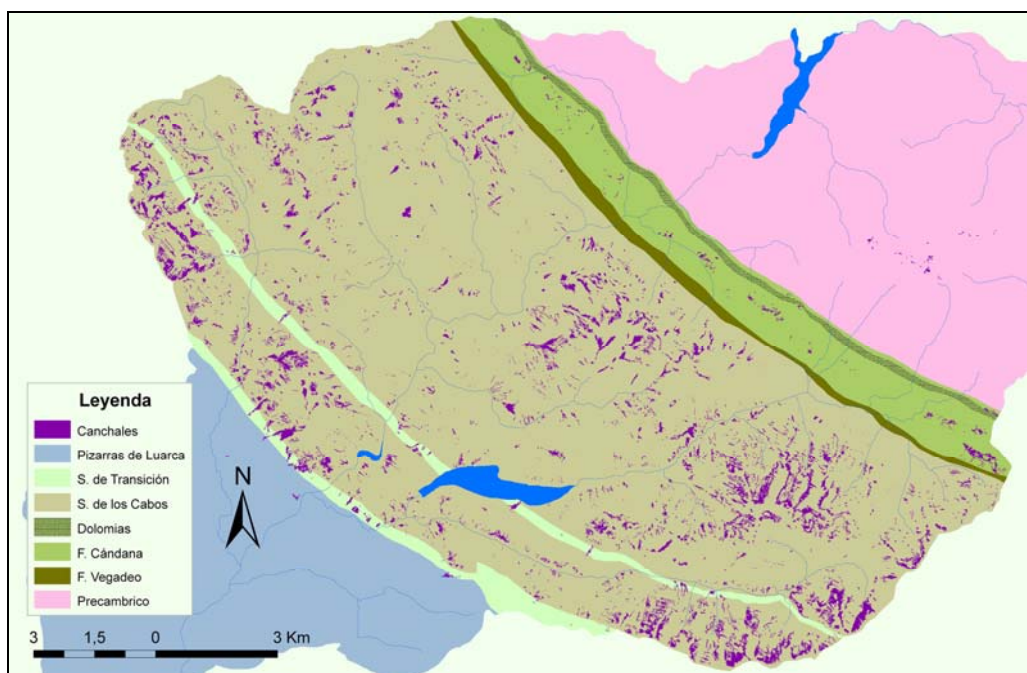


Figura 317. Localización de las lleras en relación con las formaciones geológicas en el Alto Sil. Se observa la casi total correspondencia entre su aparición y la presencia de de la Serie de los Cabos y la Formación Cándana que son fundamentalmente cuarcíticas.

En la Tabla 50, vemos la distribución de canchales en relación con las principales unidades geológicas del área de estudio. Como se puede observar, la Serie de los Cabos concentra más del 95% de los canchales del Alto Sil, desarrollados básicamente sobre las cuarcitas que integran esta formación. En el resto de formaciones existentes, los canchales sólo son significativos en la Formación Cándana, asociados a afloramientos cuarcíticos. En el Precámbrico, dónde los canchales son muy escasos, se han desarrollado exclusivamente bajo los reducidos afloramientos de cuarcitas y cuarzoarenitas del entorno del Nevadín. Sobre las Pizarras de Luarca, dónde también son muy poco frecuentes, se trata de canchales de cuarcitas de la Serie de los Cabos que

removilizan material morrénico previo. En las Dolomías y Calizas del Cámbrico medio y en la Formación Vegadeo, no son visibles superficialmente debido a la intensa colonización vegetal que presentan.

Tabla 50. Distribución de los canchales en el Alto Sil en función de las distintas formaciones geológicas presentes.

Serie	Superficie (Hectáreas)	Porcentaje del Alto Sil	Superficie de lleras (Ha.)	Porcentaje ocupado por lleras	Porcentaje de lleras Alto Sil
Serie de los Cabos	17513	48,4	1035,39	5,91	96,1
Precámbrico	10861	30,0	4,11	0,04	0,4
Pizarras de Luarca	5397	14,9	2,88*	0,05*	0,3*
Formación Cándana	1857	5,1	34,58	1,86	3,2
Formación Vegadeo	365	1,0	0	0	0
Dolomías y Calizas	223	0,6	0	0	0
Total	36217	100	1076,96	2,97	100

* Las lleras de la Formación Pizarras de Luarca se deben en su práctica totalidad a la modificación de acumulaciones glaciares previas de cuarcitas en laderas de pizarra, por lo que, en realidad, podrían adscribirse también a la formación Serie de los Cabos.

Sin embargo, estas superficies se refieren a canchales visibles actualmente y éste, es un factor relevante, puesto que en las pizarras y en las calizas sí se formaron, sólo que actualmente se encuentran colonizados por vegetación. Las causas de esta diferencia en el grado de cubierta vegetal que presentan los canchales, están relacionadas básicamente al tamaño del material ya que, mientras las cuarcitas se fracturan en cantos y bloques en muchos casos decimétricos, las pizarras y las calizas lo hacen en pequeños cantos milimétricos o, a lo sumo, de unos pocos centímetros. Esto hace que la colonización de los segundos sea mucho más eficaz y que actualmente sólo podamos ver en superficie los de cuarcitas.

Las diferencias litológicas se explican por la distinta red de fracturación. Las cuarcitas presentan una red mucho más densa que en el caso de las pizarras y que es especialmente favorable para los procesos de macrogelifracción, responsable de la generación de estas formas. Por el contrario, en las pizarras, su red de fracturación favorece la microgelifracción, con la que los canchales raramente aparecen y, además, son rápidamente colonizados por vegetación debido a la presencia de finos.

La aparición o no de lleras influye notablemente en el paisaje de la alta montaña y en particular de los circos; en efecto, los desarrollados sobre las pizarras suelen estar

totalmente cubiertos por vegetación, mientras que los que se formaron en las cuarcitas presentan zonas extensas de canchales, con un aspecto visual bastante diferente.

La altitud es otro factor fundamental en el desarrollo de las lleras. Aunque se pueden encontrar canchales, incluso de notable extensión, desde cotas inferiores a los 900 m, son mucho más abundantes por encima de los 1500 m, concentrándose en mayor medida en los macizos de Valdeglesia, Catoute, Cuerno y El Miro de Valdeprado.

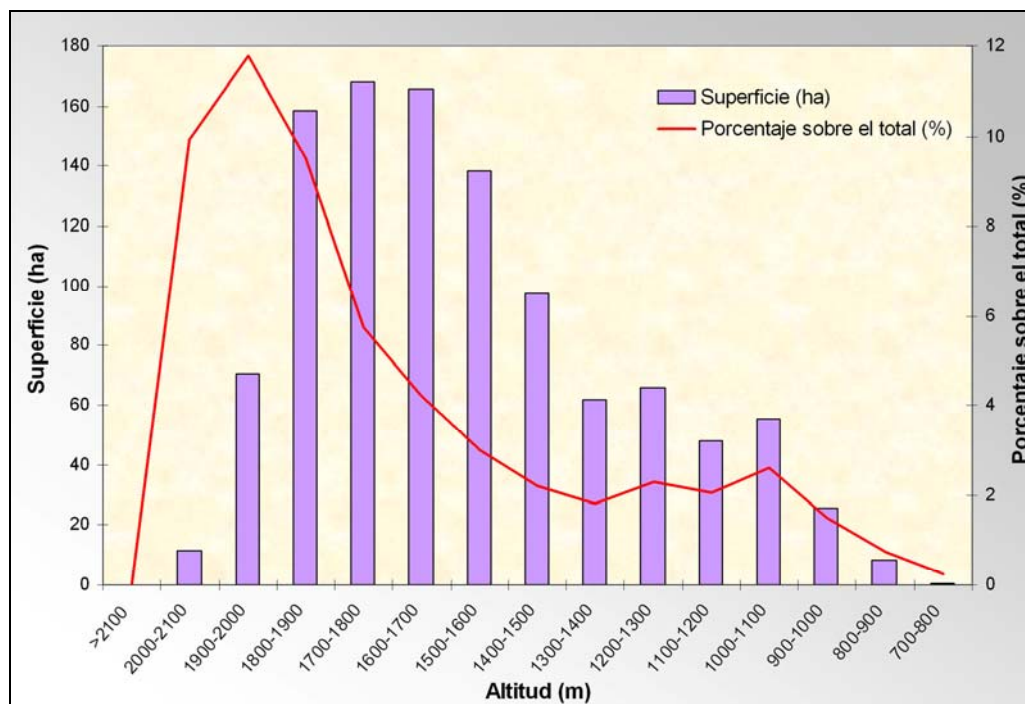


Figura 318. Distribución de los canchales visibles superficialmente por rangos altitudinales en el Alto Sil, según la superficie que ocupan y según el porcentaje de lleras sobre el total de superficie que existe en ese rango de altitud.

La Figura 318 evidencia que buena parte de los canchales se concentran entre los 1500 m y los 1900 m, pero que el porcentaje que representan sobre el total de superficie es mucho más significativo entre 1800 m y 2000 m. Es decir, la altitud se muestra un elemento clave en su aparición, a pesar de que se encuentran desde cotas por debajo de los 800 m. Pero no se puede obviar que una gran parte están colonizados por vegetación y que ésta crece más fácilmente a cotas bajas, por lo que la superficie ocupada originalmente a baja altitud podría ser sensiblemente mayor a la observada.

En el Alto Sil aparecen lleras con todo tipo de recubrimientos, desde el liquénico de las zonas con roquedos más prominentes y que favorecen aún hoy día una cierta actividad de gelifracción, a otras apenas visibles entre el denso bosque que las recubre

(Fig. 319). La presencia de una cubierta vegetal o líquénica estable evidencia que los canchales del Alto Sil son formas heredadas, sin actividad actual, o muy atenuada.



Figura 319. Canchal de cuarcita densamente colonizado por musgo y vegetación arbórea (abedules). Como este, situado en las proximidades de Valseco, son numerosos los ejemplos en el Alto Sil en los que los canchales son escasamente visibles en la actualidad. 11-may-2008.

Como apuntábamos previamente, la gran cantidad de lleras que podemos encontrar no sólo es debida a la actividad periglacial sino que hay que pensar que, al menos en algunos casos, la glaciación previa ha tenido una influencia notable. En este sentido, se ha comprobado que las zonas deglaciadas son mucho más favorables para la aparición de estas acumulaciones, por la modificación de la pendiente de los valles por el glaciar, la acumulación de *till* en las laderas y la descompresión producida por la deglaciación, por lo que muchos de estos depósitos pueden tener un origen paraglaciar (Ballantyne, 2002).

De este modo, hay una diferenciación clara entre los canchales situados en las vertientes S y O respecto a los que se encuentran en vertientes N y E. En las primeras, los glaciares estuvieron presentes durante menos tiempo y sufrieron condiciones más rigurosas, desarrollándose extensas laderas de bloques, dónde ya no son visibles los afloramientos rocosos que las alimentaron. Estas laderas de bloques se habrían formado

a lo largo de un periodo de tiempo largo y serían coetáneas a glaciares de lengua de cierta entidad en las vertientes septentrionales y orientales.

Por el contrario, los canchales situados dentro de los circos y valles glaciares bien desarrollados son más jóvenes, con gran influencia paraglaciar y en ellos se conserva frecuentemente la pared que los dio origen. Se formaron durante un periodo de tiempo más corto y son de edad tardiglaciár.

A esta diferenciación habría que añadir los canchales situados en la parte baja de los valles glaciares (Valseco y Salentinos fundamentalmente), procedentes sobre todo de la destrucción de las morrenas laterales, y de origen paraglaciar, ya que incluyen cantos transportados previamente por el glaciar.

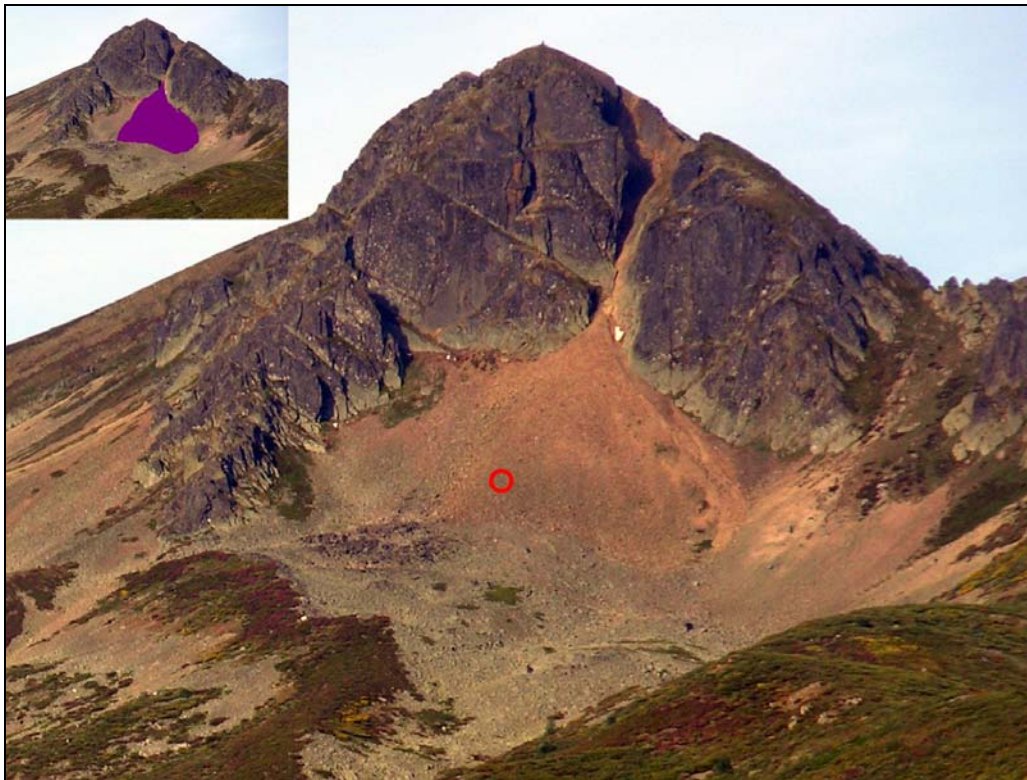


Figura. 320. Cono de derrubios bajo la Peña Valdeiglesia, fosilizando el glaciar rocoso de El Mur. Se puede apreciar la distinta tonalidad de los cantos debido a las diferencias de recubrimiento liquénico. Nótese la estrecha e inestable canal que finaliza en la raíz del cono. El círculo rojo indica dónde está tomada la fotografía de la Figura 313, en la que son visibles estrías. 11-jun-2006.

En la actualidad, la llera más activa se corresponde con un cono de derrubios situado bajo la pared N del pico más alto del área de estudio, la Peña Valdeiglesia (2136 m) (Fig. 320). La singularidad de este cono de derrubios viene dada, por una parte, por su área fuente, constituida por una estrecha canal que salva más de 100 m de

desnivel en un pequeño recorrido y, por otra, por su frescura y actividad actual. En efecto, este cono presenta un escaso recubrimiento vegetal y desde la canal son muy frecuentes las caídas de material, especialmente en la primavera, como hemos podido comprobar en numerosas ocasiones. La escasez de líquenes hace incluso que sea perfectamente reconocible desde la distancia, dado el distinto tono del material frente al que presenta el glaciar rocoso sobre el que se superpone.

En realidad, este cono de derrubios estaría en el límite altitudinal para la actividad de estas formas siendo, por tanto, similar a las cotas del Pirineo, dónde Serrano Cañadas *et al.* (2000: 49) afirman que los conos y taludes de derrubios en general son activos desde los 2400 m en laderas N y 2700 m en las S, aunque en ocasiones lo sean desde los 2100 m. En el Alto Sil, la cota a partir de la cual estas formas aparecen activas debe estar situada por encima de las cumbres más altas por lo que éstos no son activos, salvo en condiciones muy favorables, como ocurre en la vertiente N de la Peña Valdeiglesia.

Este cono de derrubios se puede considerar el lugar con mayor actividad periglacial actualmente en el Alto Sil, no siendo extrañas las avalanchas mixtas, de nieve y derrubios, así como los desprendimientos aislados de material. En él hemos observado las estrías ya descritas anteriormente y que aparecen gracias a la alternancia de cuarcitas y pizarras.

VI. 5. 2. Derrubios estratificados

Los derrubios estratificados (*i: stratified slope deposits*) son depósitos que se caracterizan por presentar una alternancia rítmica o pseudorítmica de lechos homométricos, con rasgos texturales diferenciados (Guillien, 1964). Frecuentemente son denominados con los términos franceses de “*grèzes litées*” o “*éboulis ordonnés*”. Su espesor es muy variable y se derivan de una intensa acción de hielo-deshielo junto con el lavado de materiales en la ladera provocado por la fusión del hielo o de la nieve (French, 2007: 330). De todos modos, su relación con procesos fríos no siempre está clara, pudiendo existir depósitos similares generados por otros procesos (van Steijn *et al.*, 2002).

En realidad, “los derrubios estratificados representan una inequívoca forma de ambiente frío que no precisa de una gran rigurosidad climática, ni siquiera la existencia de permafrost discontinuo” (Peña Monné, 1998: 48). A pesar de ser muy frecuentes en muchas zonas montañosas del planeta, son pocos los lugares dónde se han observado formándose en la actualidad (Harris y Prick, 2000). Están bien representados en gran parte de la Península, incluso en cotas bajas, y han sido tomados frecuentemente como indicadores de los límites de la acción periglaciaria en la zona mediterránea (Peña Monné *et al.*, 1998: 206). En el NO de España, existen citas a cotas muy bajas (desde el nivel del mar) tanto en Portugal (Vieira y Cordeiro, 1998), como en Galicia (Pérez Moreira *et al.*, 1987; Pérez Alberti *et al.*, 1994; Blanco Chao *et al.*, 2003; 2006) y Asturias (Asensio Amor, 1971; 1974), apareciendo también en zonas montañosas, a veces fosilizando depósitos glaciares previos (Valcárcel Díaz y Pérez Alberti, 2002b: 154).

La formación de estos depósitos, como hemos dicho anteriormente, no necesita de temperaturas muy bajas, sino de abundantes ciclos de hielo-deshielo y de unas condiciones topográficas y litológicas adecuadas (García Ruiz *et al.*, 2001b). Son, además, dependientes de procesos periglaciares y no periglaciares (lavado de ladera).

Los derrubios estratificados en el Alto Sil son mucho más frecuentes en las áreas pizarrosas del Precámbrico y de las Pizarras de Luarca, especialmente en las cotas más bajas y que durante menos tiempo estuvieron afectadas por la glaciación. En este sentido, en el Pirineo se señala una mayor frecuencia bajo escarpes de litologías altamente friables o muy tectonizadas (Peña Monné *et al.*, 1998: 208). En la Serie de los

Cabos, también aparecen, pero tienen un mayor desarrollo limitado a las áreas pizarrosas, especialmente en las solanas y fosilizando tanto depósitos glaciares como canchales. Así, son abundantes en el entorno de Páramo del Sil, en las solanas de los valles de Valseco y Salentinos o en el del río Bayo, por debajo de Los Bayos. Se trata siempre de depósitos sin actividad actual, que están colonizados por la vegetación y son visibles únicamente dónde se han realizado cortes en el terreno recientemente, especialmente en taludes de caminos y carreteras. Su distribución total es difícil de estimar debido a la escasez de cortes en algunas zonas, aunque son abundantes, especialmente en laderas pizarrosas. Su espesor total es variable, aunque habitualmente supera 1 m. En algunos casos, es posible observar hasta 5 m de potencia total, especialmente en las solanas de los valles de Valseco y Salentinos, en sus tramos bajos.

En las áreas de pizarra se caracterizan por estar formados por capas de lajas de pizarras de pequeñas dimensiones (1-4 cm de eje mayor), con estructura abierta, orientadas en el sentido de la pendiente, alternando con capas de material fino, normalmente de menor espesor (5-10 cm) que las anteriores (15-40 cm). Ocasionalmente se pueden encontrar clastos de cuarcitas procedentes de *till* que distorsionan el depósito como ocurre en el Alto de las Encinas, en Páramo del Sil.

En las áreas cuarcíticas dónde, como se ha señalado, son menos frecuentes, los depósitos son menos “típicos”, pero igualmente alternan capas de de 15-50 cm que presentan cantos de cuarcitas angulosos y de pequeño tamaño (2-10 cm, aunque ocasionalmente se encuentran bloques), con otras que tienen estructura matriz soportada, que se corresponden con depósitos de soliflucción. Las diferencias de tamaño vienen dadas por el tipo de roca y la red de fracturación en cada una.

La morfología de los cantos indica siempre que no han tenido apenas transporte, ya que se trata de clastos angulosos, con aristas vivas y de tamaño similar. Sólo cuando proceden de depósitos glaciares previos, en las laderas de los valles de Valseco y Salentinos, incluyen localmente materiales con más desgastados.

Los derrubios estratificados también están presentes bajo las crestas de dolomías de la Formación Cándana, en Cuevas del Sil, aunque casi no existen secciones visibles para observarlos (Fig. 321). En esta zona aparecen pequeñas gravas y cantos de entre 0,5 cm y 5 cm, frecuentemente ordenados y, en ocasiones, en secuencias granodecipientes. Aunque las secciones son de pequeño tamaño, se pueden observar

algunas capas cementadas, con presencia de material fino. Todos los sedimentos de esta zona están cubiertos de una densa cubierta forestal, sin actividad actual.



Figura 321. Derrubios estratificados bajo una cresta de dolomías de la Formación Cándana, en Cuevas del Sil. La escala es de 15 cm. 4-ago-2004.

Especialmente en el caso de depósitos de zonas de pizarra, se pueden observar involuciones (*i: involutions*) que indican que el suelo, incluso a cotas de 800-900 m, sufrió unas condiciones de congelación estacional prolongada (incluso, quizás, permafrost), tras la retirada de las masas glaciares de estas áreas. Este tipo de deformaciones ya han sido observados en otras zonas de la Cordillera Cantábrica (González Gutiérrez, 2001: 326), del Pirineo (Peña Monné *et al.*, 1998: 212) e incluso, a cotas cercanas al nivel del mar, en el N de Portugal (Carvalho, 1983).

Aunque diversos autores usan el término de crioturbaciones (*i: cryoturbations*) para esas deformaciones, parece preferible reservar el término para describir todos los movimientos del suelo derivados de la acción del hielo y no a las estructuras resultantes (French, 2007: 332). Es importante distinguir las de mayor tamaño (*i: thermokarst involutions*), formadas en zonas de permafrost con sedimentos sobresaturados, de las periglaciares (*i: periglacial involutions*) generadas por acción del hielo en una capa del

suelo helada estacionalmente, normalmente relacionadas con el permafrost, aunque no siempre (French, 2007: 332).

En el Alto Sil, las involuciones observadas son siempre de pequeño tamaño, afectando a 20-50 cm del suelo, por lo que estarían encuadradas en las periglaciares que pueden no estar relacionadas con condiciones de permafrost. Han sido observadas tanto en Páramo del Sil (Fig. 322) como en El Villar de Santiago.



Figura 322. Involuciones en un depósito de derrubios estratificados de pizarra en el Alto de las Encinas (Páramo del Sil), a 950 m de altitud. 22-sep-2008.

VI. 6. Nivación

La nivación (*i: nivation*) (Matthes, 1900) es el término con el que se denomina a los procesos geomorfológicos derivados de la acción o la presencia de la nieve. Tanto el concepto como los procesos son cuestionados por autores como Thorn (1988) y French (2007: 138). Por su parte, Humlum y Christiansen (1998) lo definen como un concepto general para describir todos los fenómenos geomorfológicos asociados con la acumulación y ablación de la nieve estacional o perenne; por tanto, para estos autores, el factor limitante es la transformación de la nieve durante el suficiente tiempo (varios meses), como para poder tener efectos geomorfológicos significativos.

En realidad, hay una discusión, vigente aún actualmente, sobre si el papel directo de la nieve es suficientemente significativo como para merecer un término propio y, en caso de que así sea, si debe relacionarse únicamente con la acción de neveros persistentes o con la acción de la nieve en general (Thorn y Hall, 2002). Esto es debido a que, de manera tradicional, a las zonas con neveros persistentes se las ha relacionado con la erosión derivada de tres procesos: hielo-deshielo, geliflujión y lavado de la ladera (Embleton y King, 1975b: 130 y 133). En cuanto al primero, lo cierto es que los ciclos dentro del nevero son muy escasos debido al papel aislante de la nieve (Kariya, 2002; Ishikawa, 2003; Andrés de Pablo y Palacios Estremera, 2010), pero en zonas colindantes, el aporte de humedad y el descenso de temperatura provocado por la presencia de la nieve hacen que los ciclos puedan ser muy efectivos (Nyberg, 1986; 1991; Gardner, 1969; Thorn, 1976; Rączkowska, 1995). Por otra parte, aunque la nieve favorece en muchos casos la geliflujión, este fenómeno puede ocurrir también sin su presencia y, en todo caso, es más dependiente de la penetración del hielo en el suelo y su posterior fusión primaveral (Capítulo VI.4.1.). En cuanto al lavado de las laderas, es cierto que el agua de fusión nival puede ser importante localmente, pero no es menos cierto que las lluvias intensas pueden provocar un lavado más efectivo.

De todos modos, el conjunto de estos tres factores ha sido señalado como un elemento importante al provocar una erosión relevante en las márgenes de los neveros (McCabe, 1939; Lewis, 1939; Wiman, 1963; Gardner, 1969). Otros, añaden más influencias, como el viento (Hétu y Vandelac, 1989), la humedad (Kariya, 2002) o la erosión química, poco estudiada aún en estos ambientes, que se ha intuido como

importante por algunos autores (Gardner, 1969; Thorn, 1978; Ballantyne, *et al.*, 1989; Hall, 1993; Rączkowska, 1995), debido al elevado aporte de humedad que generan. Por último, determinados estudios resaltan la importancia de los neveros en la creación de formas ladera abajo, principalmente por soliflucción y lavado de ladera (Rudberg, 1974; Nyberg, 1991: 329).

Los procesos citados anteriormente (hielo-deshielo, geliflucción y lavado de ladera) tienen un carácter indirecto, dónde la nieve juega un papel de mero colaborador, como uno más de otros factores entre los que pueden estar la composición del suelo, la topografía, la orientación o la humedad. Sin embargo, la nieve también ejerce un papel geomorfológico directo. En primer lugar, hay que citar las avalanchas de nieve, que traen consigo desplazamientos rápidos de grandes volúmenes de nieve, capaces de erosionar el sustrato y producir acumulaciones importantes de materiales (Capítulo VI.6.2.).

Por otra parte, la nieve caída se va densificando con el tiempo (Kattelmann y Dozier, 1999), transformándose en neviza (*i: nevé*), término empleado cuando la nieve supera unos 550 kg/m^3 , aunque también para la nieve que resiste el periodo de fusión, traduciéndose entonces más frecuentemente como *firm*. Esa neviza continúa densificándose, transformándose en hielo glaciar cuando supera los 900 kg/m^3 , valor que alcanza mucho más rápidamente en zonas húmedas y templadas que en áreas con clima polar (van den Broeke, 2008). Incluso, en algunos neveros permanentes de Japón, se ha comprobado la transformación de nieve en neviza y, posteriormente, en hielo, en tan sólo 1 año (Kawashima *et al.*, 1993).

Tanto la nieve con elevada densidad como la neviza son capaces de desplazarse lentamente (*i: snow creep*), de manera muy similar a como lo realiza un glaciar. Densidades de la nieve superiores a 600 kg/m^3 han sido observadas en diversos neveros temporales que muestran evidencias de movimientos lentos (Ballantyne, 1987; Nyberg, 1991; Shakesby *et al.*, 1999; Carrera Gómez y Valcárcel Díaz, 2010). Los efectos de estos desplazamientos lentos habitualmente se han pasado por alto (Rączkowska, 1995) o bien se han considerado poco importantes sin aportar datos (Thorn y Hall, 1980), incluso después de comprobar como la nieve era capaz de doblar varillas instaladas en neveros (Thorn, 1976).

Consideramos que son precisamente estas acciones directas y exclusivas de la nieve las que justifican utilizar el término de nivación, que aquí defendemos, puesto que

al igual que un río o un glaciar es un agente capaz de erosionar (Matthes, 1911; Rempp y Rothé, 1934; Lewis, 1939; Costin *et al.*, 1964; 1973; Pérez Alberti *et al.*, 1998; Shakesby *et al.*, 1999; Harvey, 2003; Carrera Gómez *et al.*, 2006; Carrera Gómez y Valcárcel Díaz, 2010) y de transportar materiales (Maruszczak, 1961; Jennings, 1978; Jennings y Costin, 1978; Lindh *et al.*, 1988; Shakesby *et al.*, 1999; Valcárcel Díaz *et al.*, 2005b), siendo por tanto un proceso activo (Mathews y Mackay, 1963; 1975; Costin *et al.*, 1964; 1973; Rapp, 1986). Esto a pesar de que, para otros autores, la acción real erosiva de los neveros es mínima (Nyberg, 1991; Thorn, 1988) o inexistente (Thorn, 1978; Ballantyne, 1985).

Evidentemente, la acción nival, al igual que la de cualquier otro agente erosivo, es mucho más eficaz cuando actúa sobre roca previamente fraccionada (Flint, 1947; Nyberg, 1991; Rączkowska, 1995; Palacios y García Sánchez-Colomer, 1996; Christiansen, 1998; Palacios Estremera y Andrés de Pablo, 2000; Palacios Estremera *et al.*, 2002). En todo caso, algunos estudios demuestran que el empuje generado en neveros es capaz de crear crestas muy similares a las morrenas anuales de los pequeños avances glaciares (Shakesby *et al.*, 1999) y de formar estrías de nevero análogas a las que realiza un glaciar (Jennings y Costin, 1978; Carrera Gómez *et al.*, 2006; Carrera Gómez y Valcárcel Díaz, 2010).

Dicho esto, una de las características que define la nivación es que suele afectar a extensiones superficiales muy reducidas. Así, la nieve fresca, sin transformar, no produce una acción geomorfológica directa salvo en aludes de nieve o desprendimientos por gravedad de clastos sobre ella. Únicamente cuando se transforma en neviza es capaz de deslizarse y transportar. Pero si el nevero es de grandes dimensiones, lo habitual es que, con el paso de los años, la neviza se transforme en hielo glaciar, con lo que la acción nival será sustituida por procesos puramente glaciares. De ahí que suela afectar a zonas de reducido tamaño. En este sentido, pequeños glaciares muestran un dinamismo muy escaso que es prácticamente nulo en el caso de los heleros, con lo que a la hora de entender los procesos nivales hay que tener en cuenta la cuestión de escala. De cualquier manera, cuando los volúmenes de nieve son muy elevados se crean formas erosivas y deposicionales significativas. Así, Jennings y Costin (1978), en un gran nevero en el SE de Australia, de unos 600 x 300 m y con espesores de nieve máximos en torno a los 30 m, sintetizan movimientos de clastos durante 13 años, con medias de

entre 7 y 36 cm/año y describen estrías de nevero y formas de arranque, que evidencian una acción nival similar a la que realiza un glaciar.

En cuanto a las acciones indirectas, creemos que no sería correcto aplicar el mismo término puesto que, en ese caso, la nieve es simplemente un agente secundario aunque, sin duda, la presencia o no de la nieve modifica e influye de manera muy significativa en muchos procesos tanto periglaciares como de otro tipo. Por una parte, la labor protectora de la cubierta nival es evidente y bien conocida, puesto que durante los meses más fríos su presencia aísla de las bajas temperaturas ambientales y además evita los ciclos de hielo-deshielo, al mantener una temperatura constante cercana a los 0°C hasta su fusión. Sin embargo, los ciclos de hielo-deshielo, aunque menos frecuentes, son más efectivos, debido al aporte de agua de fusión que, al quedar retenida en las fisuras de la roca, provoca una mayor erosión del roquedo superficial.

Por tanto, en el estudio de la dinámica nival, nos centraremos en dos procesos diferentes que, aunque tienen una representación puntual en este territorio, son significativos por representar uno de últimos remanentes activos de la acción periglacial. Así, distinguiremos, por una parte, el flujo rápido de la nieve, inducido en parte por la gravedad, como son las avalanchas de nieve (Capítulo VI.6.2.), y por otra su flujo lento (*snow creep*), que aparece en los neveros más persistentes de estas sierras (Capítulo VI.6.3.). Pero en primer lugar, realizaremos una introducción sobre la duración de la cubierta nival en el Alto Sil puesto que, como ya se discutido, su influencia indirecta es importante.

VI. 6. 1. La nieve en el Alto Sil

En el Alto Sil, la nieve es un meteoro frecuente durante gran parte del año. Los días con precipitación en forma sólida aumentan con la altitud de forma muy clara. En las cotas más bajas, por debajo de los 800 m, las nevadas son escasas (10-15 días al año) y poco persistentes. En Caboalles de Arriba (1080 m) hay una media de 20,9 días de nieve al año (periodo 1994-2009). En Salentinos (1180 m) 20,1 días al año (periodo 1977-2009). Otros observatorios dan un número de días de nieve más elevados, como El Villar de Santiago (1250 m), con 31 días (serie de 21 años) y, sobre todo, Piedrafita de Babia (1200 m), con 52 días (serie de 29 años), valor que parece muy elevado para la altitud de esta localidad. En observatorios más elevados, como Salientes (1260 m) los días de nieve se elevan a más de 35 al año. Un poco más al norte, Genestoso (Asturias) tiene una media de 38,4 días de nieve al año (periodo 1995-2008), a 1180 m de altitud. Aunque con grandes limitaciones por la ausencia de estaciones meteorológicas a mayor altitud, es probable que se superen los 50 días de nieve a partir de unos 1500 m y los 80 por encima de unos 1800 m. De todos modos, la fiabilidad de los datos es escasa en algunas estaciones (Fig. 323), siendo muy complicado determinar los valores reales.

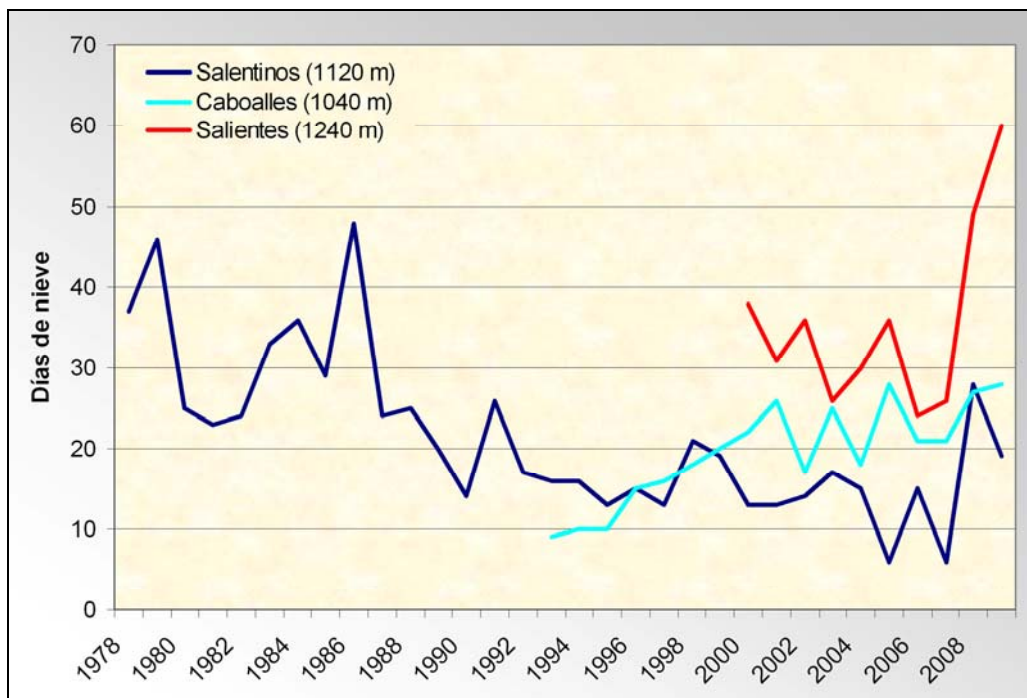


Figura 323. Evolución en los últimos años de los días de nieve en Salientes, Salentinos y Caboalles de Abajo.

Al igual que en otras zonas de montaña peninsulares (Palacios y García Sánchez-Colomer, 1997a; García Romero y Muñoz Jiménez, 2010), la precipitación en forma de nieve parece haberse reducido de forma notable desde mediados de siglo pasado como, de forma recurrente, señalan los habitantes del Alto Sil. A modo de ejemplo, en Salentinos, desde que se disponen de datos, la precipitación en forma sólida ha disminuido progresivamente desde mediados de los años 80 del pasado siglo, mientras que el volumen de precipitación total no tiene una tendencia tan clara, salvo un fuerte descenso muy reciente (Santos González *et al.*, 2010a).

La disminución del volumen de nieve parece relacionarse con una menor frecuencia de llegada de borrascas atlánticas durante el invierno, que son las que traen nevadas copiosas a la zona, pudiéndose alcanzar espesores cercanos a los 2 m en un sólo evento, como ocurrió en las zonas más altas a finales de febrero de 2006 (Fig. 324). Sólo muy recientemente parece romperse esa tendencia general, con las abundantes y copiosas nevadas producidas durante los años 2008, 2009 y 2010, si bien está por ver si realmente supone un cambio de tendencia o se trata de un episodio de corta duración.



Figura 324. Las grandes nevadas provocan serias dificultades en las comunicaciones y en la vida diaria de los pueblos. Salientes, unos días después de recibir 168 mm en forma de nieve en poco más de una semana. Al fondo el Tambarón (2102 m.). 28-feb-2006.

En las orientaciones de umbría y a partir de los 1600 m, la nieve suele estar presente, muchas veces no de forma continuada, desde el mes de noviembre al de abril, si bien no es raro que llueva en pleno invierno, incluso en las cotas más altas, aunque en las cumbres no suele hacerlo en los meses de enero y febrero. Sin embargo, mientras a lo largo del mes de abril suele haber una fusión más o menos generalizada, en zonas favorables la nieve continua presente durante el mes de mayo. Incluso, en neveros concretos, a pesar de fusiones y lluvias, la nieve casi siempre permanece desde noviembre hasta mediados de junio o primeros de julio. Sólo tras inviernos excepcionalmente poco nivosos puede desaparecer casi por completo a finales de mayo, como ocurrió en el año 2005.

La explicación a estas diferencias en cuanto a la permanencia de la nieve entre unos sectores y otros viene dada por el hecho de que, aunque a igual cota, la precipitación en forma de nieve es muy similar, la duración de la cubierta nival se ve muy influenciada por la topografía, la orientación y la insolación y ventisca (redistribución de la nieve por el viento) (*i: snow drifting*) (Radok, 1977; González Trueba y Serrano Cañadas, 2010). Tanto es así que algunos autores consideran que son la velocidad del viento en invierno y la topografía local (Carrivick y Brewer, 2004) los factores que explican su distribución, por encima de la precipitación total nival.

Poco después de una nevada, la acción del viento provoca que sean las zonas situadas a sotavento las que presenten mayores espesores de nieve, quedando las áreas de barlovento más expuestas con un espesor muy reducido (Liston y Sturm, 1998). No hay que olvidar que la nieve se deposita como un sedimento eólico, por lo que su acumulación está totalmente condicionada por la topografía local (White, 1976). Son, por tanto, las depresiones situadas en zonas de calma eólica las que producen una acumulación nival más importante (Föhn, 1980). Estas zonas topográficamente favorables, muchas veces son resultado de procesos geomorfológicos previos, en especial de la glaciación; por ello, indirectamente, las formas glaciares heredadas pueden explicar la distribución actual de la nieve (Palacios y García Sánchez-Colomer, 1997b). Especialmente favorables para su acumulación son los circos (Brown y Ward, 1996), dónde en su borde superior se forman cornisas (*i: cornices*) que pueden acumular grandes espesores de nieve (Föhn y Meister, 1983) y que, muchas veces, son las zonas dónde permanece durante más tiempo.

La propia topografía suave, con culminaciones pandas derivadas de la evolución geológica preglaciar que caracteriza estas montañas, ayudan a que esta influencia sea tan grande, al igual que ocurre en otras zonas (Watson *et al.*, 1994). En realidad, el papel del viento es más relevante que el ejercido por la insolación en muchos casos. Así, años en los que las nevadas ocurren casi exclusivamente con componente N (2004-2005) la cubierta nival puede ser mayor en neveros orientados al S que en los orientados al N, a pesar de que el ritmo de fusión en las laderas meridionales sea mucho más elevado.

VI. 6. 2. Aludes

Introducción

Los aludes, o avalanchas de nieve (*i: snow avalanches*), se definen como un desprendimiento de nieve que se desliza ladera abajo a partir de un punto o línea de debilidad (Carcavilla y López, 2000). Aunque en zonas de la montaña central y oriental leonesa se denominan, respectivamente, *nades* y *mueldas* (Fernández Miguélez, 2001), en el Alto Sil, al igual que en el occidente de Asturias, son conocidos tradicionalmente como *ádenes*.

En función del tipo de nieve desplazada, la forma de rotura, el trazado del alud o la superficie de deslizamiento se han establecido diversas clasificaciones (Carcavilla y López, 2000; Furdada Bellavista, 2006), siendo las avalanchas de fondo y/o de nieve húmeda las que presentan un mayor potencial morfogenético, ya que es habitual que incorporen cantos, bloques o árboles en su recorrido (Decaulne y Sæmundsson, 2006).

Para que se desencadenen aludes, la pendiente de la ladera tiene que estar comprendida entre 28° y 45°, influyendo también la forma de la pendiente, la rugosidad y la vegetación (Julián Andrés *et al.*, 2000). Suelen producirse sobre todo en las denominadas zonas de aludes, superficies topográficas sobre las que se originan de forma periódica, teniendo un área de salida, otra de trayecto y otra de llegada (Mases, 2005). Cuando se localizan en áreas habitadas, con propiedades o cualquier otro uso por el hombre, se considera que existe riesgo de aludes (Kriz, 2001).

En España, entre 1912 y 2001, hubo al menos 140 muertos por avalanchas (Rodés i Muñoz, 2002: 103), habiéndose incrementado el número de fallecidos en los últimos años debido, sobre todo, a un mayor uso de la montaña en los meses invernales (Martín, 2003). En los Pirineos, donde son más frecuentes y mejor conocidas, hay un seguimiento continuo para establecer las zonas de mayor riesgo, así como cartografías específicas (Mases y Vilaplana, 1991; Furdada Bellavista, 1996; Julián y Chueca, 1999; Julián Andrés *et al.*, 2000; Oller *et al.*, 2004; 2006; Gavalda y Moner, 2008; Chueca Cía y Julián Andrés, 2010). En el caso de Cataluña, la cartografía está disponible en la página web del Institut Cartogràfic de Catalunya (<http://www.icc.es>).

Sin embargo, en la Cordillera Cantábrica no existe cartografía de riesgo de aludes, habiéndose dado únicamente los primeros pasos en este sentido, con el establecimiento de zonas de riesgo a nivel regional (Marquínez *et al.*, 2003; Wozniak y Marquínez, 2004). Esta situación contrasta con la amenaza que suponen los aludes en algunos sectores de la Cordillera, como en Peña Ubiña (Castañón Álvarez, 1984), en el Puerto de San Isidro o, especialmente, en Picos de Europa (González Trueba, 2006; González Trueba y Serrano Cañadas, 2010), donde son frecuentes y de dimensiones importantes, provocando daños tanto en las infraestructuras como en la cubierta forestal. Además, en cuanto a aludes históricos, pueden destacarse los 19 muertos que se produjeron en varias localidades de Asturias en 1888, 11 de ellos en un solo evento en Pajares o los 6 muertos en Huelde (León), en 1931 (Alcalde, 2002).

En el Alto Sil, son citados antiguamente en el valle de Valdeprado, dónde debían ser relativamente frecuentes y produjeron algunas víctimas mortales (Abad Amigo, 2001). En zonas cercanas, como en La Cueta (Babia), las avalanchas no eran extrañas, ocasionado a veces la pérdida de vidas humanas (Mateo Díez, 1981: 71; 145-146). Aunque en los últimos años no ha habido víctimas mortales por aludes en el Alto Sil, las condiciones topográficas y climáticas son favorables para su desarrollo en determinadas zonas, habiendo causado daños a infraestructuras recientemente. Todo esto justifica la necesidad de realizar una cartografía específica de aquellas zonas potencialmente expuestas a este fenómeno (Cruz Orozco, 1987; Kriz, 2001), que sirva como herramienta para la ordenación del territorio, sobre todo si tenemos en cuenta el creciente uso turístico de estas montañas. Por eso, recientemente, hemos presentado buena parte de los datos que se exponen a continuación (Santos González *et al.*, 2010b).

Metodología

El avance en el conocimiento del relieve terrestre y la aparición de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) han generado una herramienta básica para los estudios geomorfológicos. Desde hace ya varios años, esta herramienta se ha aplicado en la realización de cartografías geomorfológicas y, en particular, de cartografía de aludes, puesto que éstos suelen aparecer en áreas con unas características de orientación, altitud e inclinación determinadas, que difieren sólo levemente en función del territorio analizado (Furdada *et al.*, 1995; Misir y Karahalil, 2002; Oberoi y Thakur, 2004).

Para el presente trabajo, se ha recopilado información entre los años 2002 y 2010 de los *ádenes* producidos en el Alto Sil mediante observaciones directas en el campo, complementadas con la realización de encuestas en distintas localidades de la zona, lo que ha permitido conocer también datos de eventos históricos. Todo ello ha servido para establecer las zonas donde son y han sido más frecuentes. Evidentemente, la cantidad de datos es superior en las zonas cercanas a los pueblos y a las principales infraestructuras, por lo que avalanchas en zonas poco accesibles han podido pasar inadvertidas.

Por otra parte, mediante el software ArcGIS 9.2 (ESRI®) se ha realizado un análisis de orientación, pendientes y altitud, a partir de un modelo digital de terreno (malla de resolución de 25 x 25 m), con el fin de observar las zonas que reúnen características apropiadas para el desencadenamiento de avalanchas de nieve y compararlas con los datos reales. Además, se ha incluido información sobre la presencia o ausencia de bosque, entendiendo como tal cualquier masa forestal densa de porte arbóreo. La cartografía de las zonas boscosas se ha realizado a partir de ortofotografías digitales de la Junta de Castilla y León del año 2008.

Una vez obtenidas las zonas que reúnen unas características de altitud, orientación, pendiente y vegetación adecuadas, se ha realizado una corrección de éstas en función de los datos obtenidos en el campo y de la morfología concreta de las laderas expuestas a este fenómeno. Se han seleccionado dos zonas en las que los aludes son más frecuentes y tienen mayores dimensiones, además de afectar a diversas infraestructuras (carreteras, ferrocarril, tendidos eléctricos), como son los entornos de Valseco y Villarino del Sil.

Condicionantes para el desencadenamiento de *ádenes* en el Alto Sil

Precipitaciones

Como se ha comentado en el Capítulo II.1., el clima del Alto Sil es oceánico de montaña, con características más mediterráneas cuanto más al S y al O. Las precipitaciones superan los 1000 mm en todo el territorio y alcanzan valores superiores a los 2000 mm en cotas superiores a unos 1600 m. Existe un máximo invernal muy marcado, lo que hace que gran parte de las precipitaciones sean en forma de nieve, siendo habitual que haya entre una y dos nevadas anuales con precipitaciones superiores

a 30 mm en 72 horas a partir de sólo 1100 m de altitud (Fig. 325). Estimamos que se pueden superar 4 eventos anuales a partir de 1400 m, si bien no existen datos dada la escasez de observatorios en la zona. Son estos episodios de nevadas copiosas, especialmente si están acompañadas de vientos que redistribuyen la nieve acumulándola en determinadas zonas, los que pueden producir aludes, observándose una reducción de su frecuencia en los últimos años.

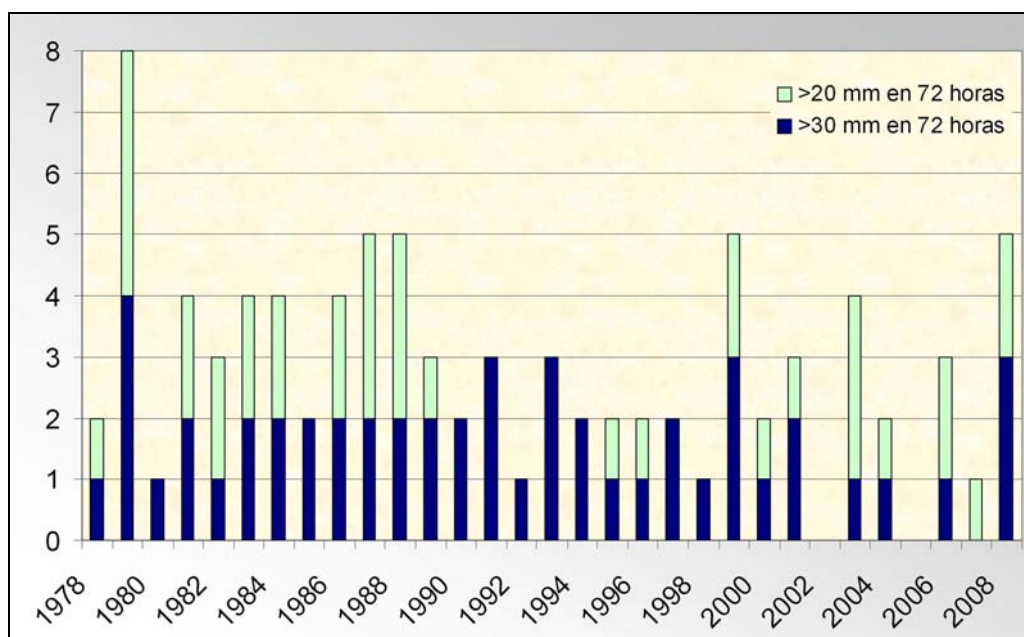


Figura 325. Precipitaciones en forma de nieve superiores a 20 mm y a 30 mm en Salentinos (1120 m), entre los años 1978 y 2008.

Orientaciones

La mayor parte de los aludes desencadenados durante los últimos años en el Alto Sil se ha generado en laderas con orientación E, SE o S, siendo muy escasos los localizados hacia el N, salvo pequeños aludes de placa en los circos. Esa misma tendencia, aunque menos marcada, parece desprenderse de los datos ofrecidos por Palomo Segovia *et al.* (2008) en los Pirineos centrales y por Oller *et al.* (2006) en el Pirineo catalán, así como en otras montañas con radiación solar elevada (Misir y Karahalil, 2002).

Las razones que explican la mayor frecuencia de aludes en estas orientaciones parecen ser diversas. Por una parte, las laderas que miran al N suelen tener una cubierta forestal más extensa y densa (Tabla 51) lo que, como veremos más adelante, obstaculiza en gran medida su desencadenamiento.

Por otra parte, las laderas expuestas al S presentan mayor radiación solar, lo que se traduce en frecuentes periodos de hielo-deshielo que generan líneas de debilidad en la nieve más marcadas que favorecen la aparición de aludes, como se ha observado en algunas zonas del interior de Estados Unidos (Cooperstein *et al.*, 2004). Esta frecuencia de periodos de hielo-deshielo en orientaciones S explica también por qué, una vez asentado el manto nival, el suelo se congela en orientaciones N, mientras que no lo hace en laderas orientadas a mediodía, dando como resultado una mayor estabilidad de las primeras (Santos González *et al.*, 2009a).

Tabla 51. Superficie según pendientes y orientaciones en el Alto Sil.

Orientación	Superficie (%)	0-15 °	15-28°	28-45°	> 45°	% de bosque
Llano	0,7	-	-	-	-	0
Norte	13,6	16,7	47,7	35,0	0,6	22,6
Nordeste	10,6	17,0	47,4	34,8	0,7	18,0
Este	11,1	14,3	46,4	38,7	0,7	17,5
Sudeste	11,3	17,3	43,3	38,1	1,3	12,8
Sur	14,1	20,4	45,9	33,1	0,6	15,5
Suroeste	14,1	22,6	46,5	30,3	0,6	21,2
Oeste	11,5	18,8	44,8	35,8	0,6	21,7
Noroeste	13,1	17,1	41,8	39,7	1,4	22,5
TOTAL	100	18,1	45,2	35,3	0,8	18,9

Además, los aludes se producen en zonas donde hay una fuerte acumulación de nieve, por lo que la relación con los vientos dominantes es fundamental (McClung y Schaerer, 2006). En el Alto Sil, las precipitaciones de nieve normalmente vienen asociadas a vientos del O-SO o bien de N-NO, lo que explica que sean mucho más frecuentes en orientaciones E que O, ya que las segundas raramente mantienen un espesor de nieve importante, mientras que en las primeras se pueden acumular volúmenes muy superiores a los que realmente han precipitado, gracias al efectivo transporte del viento (Mases *et al.*, 1998; Corripio *et al.*, 2004).

Un último factor destacable es el relieve derivado de la acción glaciaria, más nítido en zonas con orientación N, lo que se traduce en rupturas de pendiente más

frecuentes y un relieve menos propicio para la aparición de aludes de grandes dimensiones.

Pendientes

Aunque los valores señalados como más propensos para la aparición de avalanchas varían según autores, en general, se acepta que se dan en laderas con pendientes de entre 28° y 45° de inclinación. Por encima de ese valor, raramente se pueden acumular espesores suficientes para la aparición de aludes, mientras que por debajo, la nieve se suele mantener estable.

Por otra parte, la zona de tránsito de los aludes puede tener pendientes de hasta unos 15°, deteniéndose generalmente cuando la ladera tiene menor inclinación, aunque puede variar en función de las características del terreno y de las dimensiones del alud. En ocasiones, los aludes pueden llegar incluso a remontar parte de la ladera opuesta en sectores de valle muy angostos, como sucedió en los aludes de nieve de La Fasteirona, cerca de Salentinos, en diciembre de 2008.

La historia geológica reciente del Alto Sil, muy influida por procesos de captura fluviales, hace que el relieve sea más enérgico en los tramos medios y bajos de los valles que en las áreas cimera, caracterizadas por un relieve más suave e intensamente modelado por la acción glaciaria. Todo ello provoca que las pendientes medias sean más elevadas entre 1000 m y 1400 m, área en la que se desarrollan buena parte de los aludes de mayor significación.

En conjunto, más de una tercera parte de la superficie del Alto Sil tiene pendientes favorables para la aparición de aludes ya que, aunque no es un territorio caracterizado por pendientes muy fuertes (menos de un 1% tiene más de 45°), sí presenta en grandes extensiones de pendientes moderadas, especialmente por debajo de los 1600 m (Tabla 52).

Altitudes y topografía

La altitud es un factor importante en el desencadenamiento de aludes, sobre todo porque influye notablemente en la aparición y persistencia del manto nival. Aunque en general son más frecuentes en las cotas más elevadas, por encima de los 1800 m, el

relieve suave que define a las áreas cimeras de estas montañas y la intensa acción glaciaria que las modeló, hace que raramente sobrepasen los 100 m de longitud, frenándose al llegar al fondo de los circos.

Además, la mayor parte de los aludes producidos a cotas altas son de placa, con efectos geomorfológicos muy limitados. Únicamente en algunas canales más desarrolladas, como en las Peñas del Infierno (circo de Los Fueyos, Salentinos) alcanzan una mayor importancia. En estas zonas elevadas, son más frecuentes en los meses de marzo y abril, al contrario de lo que ocurre en cotas bajas, donde son más habituales entre diciembre y febrero.

Entre 1200 m y 1600 m es donde los aludes suelen alcanzar mayores dimensiones, puesto que es en esa zona donde las laderas presentan pendientes elevadas de forma más continua (Tabla 52), especialmente en orientaciones meridionales, donde el modelado glaciario es menos nítido y existen menos rupturas de pendiente. Por otra parte, y aunque las nevadas son menos frecuentes que en cotas altas, los aludes de mayor magnitud suelen estar asociados a eventos extremos que provocan fuertes nevadas en periodos cortos de tiempo y que no tienen porqué tener relación con las condiciones térmicas del mes en el que se producen. Tras las nevadas, la existencia de temperaturas más elevadas que en cotas altas, a veces también con precipitaciones en forma de lluvia, se traduce en una mayor inestabilidad del manto nivoso (Rodés i Muñoz, 2002: 17), lo que facilita el desencadenamiento de aludes.

Tabla 52. Pendientes según rangos altitudinales en el Alto Sil.

Altitud (m)	Superficie (%)	Llano	0-15 °	15-28°	28-45°	> 45°	% de bosque
<1000	13,5	5,4	50,3	26,3	15,1	0,5	17,4
1000-1200	16,0	<0,1	17,7	38,8	40,8	1,1	26,1
1200-1400	18,9	<0,1	9,8	38,6	47,9	1,4	28,5
1400-1600	23,2	<0,1	10,9	50,2	36,7	0,6	21,3
1600-1800	19,3	<0,1	12,2	55,0	30,7	0,3	9,2
1800-2000	8,5	<0,1	15,0	56,1	27,1	0,4	0,8
>2000	0,5	0	18,5	43,3	36,7	1,5	0,0
Total	100	0,7	17,7	44,3	34,6	0,8	18,7

Destaca la baja altitud a la que pueden arrancar algunos aludes en esta zona, como en El Calzadón, en la carretera de acceso a Salientes, que se inició a sólo 1250 m,

teniendo en cuenta que en el Pirineo, según Oller *et al.* (2006), las zonas de arranque de los aludes en los últimos 20 años no han descendido de 1360 m.

El papel del bosque

La importancia de la cubierta vegetal para el control de aludes es clara y ha sido destacada por numerosos autores. En algunas zonas de Estados Unidos, se observó a lo largo del siglo XX una fuerte reducción de avalanchas en las zonas colonizadas por el bosque, mientras que en sectores deforestados por los incendios su frecuencia aumentaba (Reardon y Fagre, 2004). En otras zonas, como Turquía (Misir y Karahalil, 2002) o Canadá (Anderson y McClung, 2004), se destaca la importancia del bosque como factor de control para los aludes y en Andorra y otros sectores del Pirineo se potencia como un elemento protector frente a ellos (Solé *et al.*, 2008).

En el Alto Sil, al igual que en el resto de la Cordillera Cantábrica, el bosque ha tenido una fuerte expansión desde mediados del siglo XX por el progresivo abandono del medio rural y el cambio en los usos del suelo (García de Celis *et al.*, 2004). Esto ha hecho que muchas laderas que estaban ocupadas por pastizales hoy en día estén cubiertas de bosques en expansión, lo que se traduce en una reducción del espacio con riesgo de avalanchas.

Así, existen lugares donde se citan aludes a mediados del siglo XX que hoy en día están cubiertos de bosques maduros que imposibilitan su desencadenamiento, como ocurre entre Valseco y Salientes, o en la denominada Vallina del Ádene, en Salentinos. En realidad, los lugares con mayor riesgo actual del Alto Sil se sitúan en laderas afectadas por incendios forestales en los últimos 10-15 años, donde la cubierta forestal es escasa. Ello no impide que algunas avalanchas producidas en cotas altas destruyan árboles a su paso, como ha sucedido en todos aquellos de grandes dimensiones observados estos años.

En conjunto, el bosque ocupa aproximadamente el 19% del área de estudio y el 25% de las zonas con pendientes de entre 28° y 45°, lo cual supone que una cuarta parte del terreno susceptible de iniciar aludes no lo hace, o sólo ocasionalmente, por la presencia de estas masas forestales, implicando una reducción significativa de la superficie afectada. Así, dentro de bosques, sólo hemos observado algunos aludes

canalizados por los cauces de pequeños barrancos de fuerte pendiente en Villarino del Sil.

En algunos casos, el bosque ocupa posiciones muy favorables para la protección de pueblos, como ocurre en algunas casas de Mataotero y en Salentinos, donde es posible que el mantenimiento tradicional de un espacio forestal en las laderas situadas por encima de estas localidades se deba, al menos en parte, a la protección que ofrecían frente a los *ádenes*.

Cartografía de zonas de aludes en el Alto Sil

A partir de la observación del territorio, de los aludes producidos entre 2002 y 2010, de entrevistas a la población local y de las referencias existentes sobre este fenómeno, se han definido cuatro categorías de riesgo para zonas de salida de los aludes, en función de sus características y la probabilidad de que sucedan (Fig. 326):

1- Zonas de riesgo alto: Se trata de áreas donde los *ádenes* han sido observados en varias ocasiones en los últimos años y que reúnen las siguientes características: altitud superior a 1400 m, pendientes de entre 28° y 45°, orientaciones entre 90° y 202°. El mayor riesgo se da cuando estas zonas coinciden, además, con canales de aludes capaces de transportar la nieve a cotas bajas.

2- Zonas de riesgo medio. Son aquellas donde los aludes se pueden producir de forma ocasional y agrupan dos tipos de localizaciones:

- Altitud superior a 1400 m, pendientes de entre 28° y 45°, orientación entre 337° y 90° (NO, N y NE), o

- Altitud de entre 900 m y 1400 m, con pendientes de entre 28° y 45°, con orientación entre 90° y 202°.

3- Zonas de riesgo bajo. Zonas situadas entre 1000 m y 1400 m con pendientes de entre 28° y 35°, con orientación entre 90° y 202°, o bien con pendientes de entre 35° y 45° y cualquier orientación. En estas áreas no se han observado aludes en los últimos años pero pueden producirse si se dan unas condiciones apropiadas.

4- Zonas de riesgo de aludes en circos. Zonas situadas dentro de circos glaciares, a más de 1800 m, con pendientes de entre 28° y 45°, con cualquier orientación. En casi

todos los casos sólo se pueden producir aludes de pequeñas dimensiones, dado que las pendientes adecuadas raramente se mantienen durante más de 50-150 m.

De todas formas, las dimensiones de los aludes que se desencadenan en estas zonas dependen de las características de las laderas por debajo de estos puntos y, por lo tanto, deben ser analizadas de forma concreta. En efecto, aunque algunos sectores son propicios para que se produzcan aludes, la inexistencia de zonas de transporte, es decir, de áreas con características adecuadas para canalizar avalanchas, hace que el riesgo de aludes descienda notablemente (Luckman, 1977). Los de mayor tamaño se producen donde existen canales capaces de transportar la nieve hasta cotas más bajas, y donde la pendiente se mantiene por encima de los 15° (Butler y Walsh, 1990) ya que, en caso contrario, ésta se detiene.

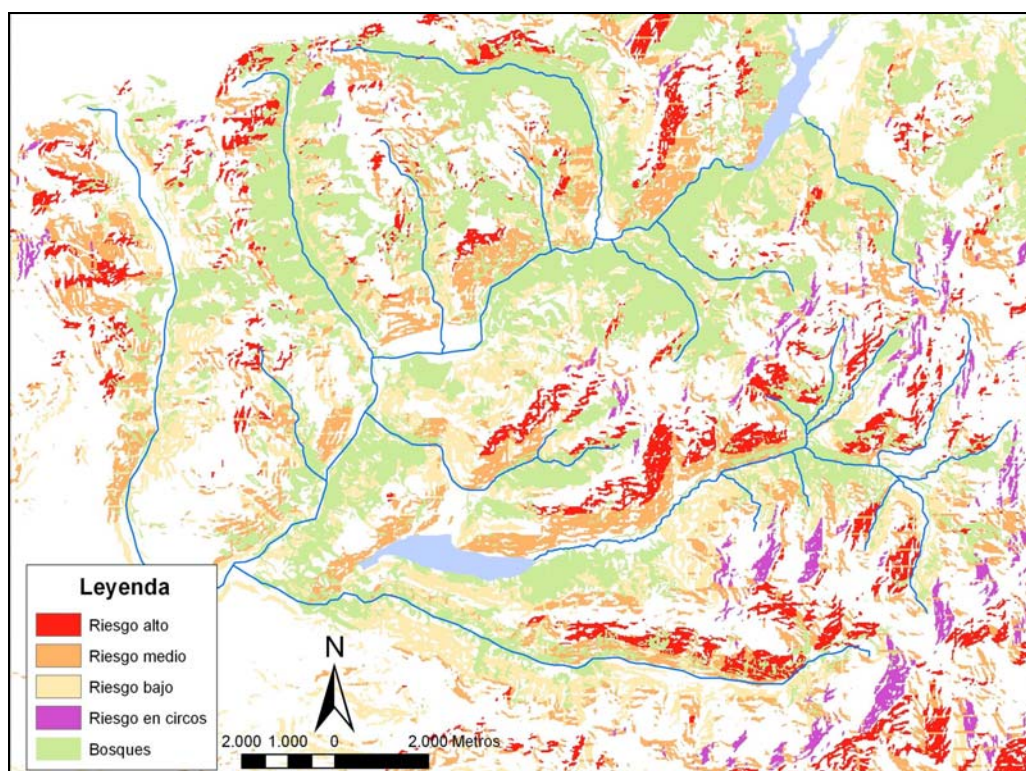


Figura 326. Zonas con riesgo de aludes estimadas para el Alto Sil en función de la orientación, pendiente media y altitud.

Por ello, se ha realizado una adaptación de esa cartografía general a otra específica, más detallada y realista. Así, con toda la información de campo, encuestas y trabajo de gabinete, se ha realizado una cartografía de riesgo de aludes para el Alto Sil, de la que se presentan dos zonas, en los entornos de Valseco y Villarino del Sil.

La simbología de la cartografía es similar a la utilizada por el Institut Cartogràfic de Catalunya, aunque se han introducido algunas variantes, adaptándola a las condiciones del área de estudio. En la cartografía final se incluyen cuatro zonas asociadas a aludes:

- Aludes documentados. Se refiere a avalanchas observadas en los últimos años, bien de forma directa, bien a través de informaciones de otras personas. Las copiosas nevadas producidas en febrero de 2006 y diciembre de 2008, junto con otras entre enero y abril de 2009 y entre diciembre y marzo de 2010 provocaron numerosos aludes, lo que ha facilitado la realización de una cartografía bastante completa, puesto que éstos se suelen producir de forma recurrente en los mismos lugares. Varias personas confirmaron como en estos eventos se produjeron *ádenes* en los lugares dónde eran habituales hacía 20 o 30 años.
- Canal de aludes inactiva. Son zonas donde se produjeron aludes históricos, pero que actualmente están colonizadas por vegetación densa, que dificulta la aparición de aludes, y que no han mostrado ningún signo de actividad en los últimos años. Estas áreas, en caso de verse afectadas por incendios forestales u otras acciones antrópicas podrían volverse activas, de ahí que se incluyan en la cartografía.
- Riesgo alto de aludes. Incluye zonas con unas características de pendiente, orientación y topografía muy propicias para el desencadenamiento de aludes. En general, son zonas situadas por encima de 1400 m y con orientación E, SE o S, o bien por encima de 1700 m, en los circos.
- Riesgo bajo de aludes. Se trata de áreas con pendientes de entre 28° y 45° y que reúnen condiciones topográficas adecuadas para que se generen avalanchas en caso de nevadas muy copiosas o condiciones especialmente favorables, pero que sólo pueden ocurrir en periodos de retorno elevados.

Una vez establecidas estas zonas, y dado que los aludes más importantes observados coinciden con las áreas con mayor riesgo detectado, se analizan con mayor detalle los *ádenes* de los entornos de Valseco y Villarino del Sil. Las zonas elegidas reúnen, por un lado, una alta frecuencia de aludes y, por otro, la existencia de infraestructuras que pueden sufrir afecciones por su desencadenamiento.

Los aludes en el entorno de Valseco

Entre Valseco y Salientes, existe un sector especialmente favorable para los aludes de nieve, en la que se han observado varios en los últimos años. El de mayores dimensiones se registró en febrero de 2006 en la canal de la Turria (Fig. 327), con una longitud de 1400 m y un desnivel de 620 m, entre 1670 m y 1050 m.

Aunque lo habitual es que se frenen en el cono aluvial existente a la salida del barranco, en ese mes, tras dos nevadas consecutivas que totalizaron 168 mm de nieve en 10 días en total, y vientos del O que pudieron acumular más de 3 m en algunas de las canales de La Turria, un gran *ádena* fluyó por la canal y llegó a atravesar la carretera de acceso a Salientes, derribando una veintena de álamos temblones de unos 30 m de altura que estaban junto al río Valseco, así como el guardarraíl de la carretera, que quedó arrancado en un tramo de unos 50 m. Además de este alud principal, se produjeron otros secundarios en las canales laterales.

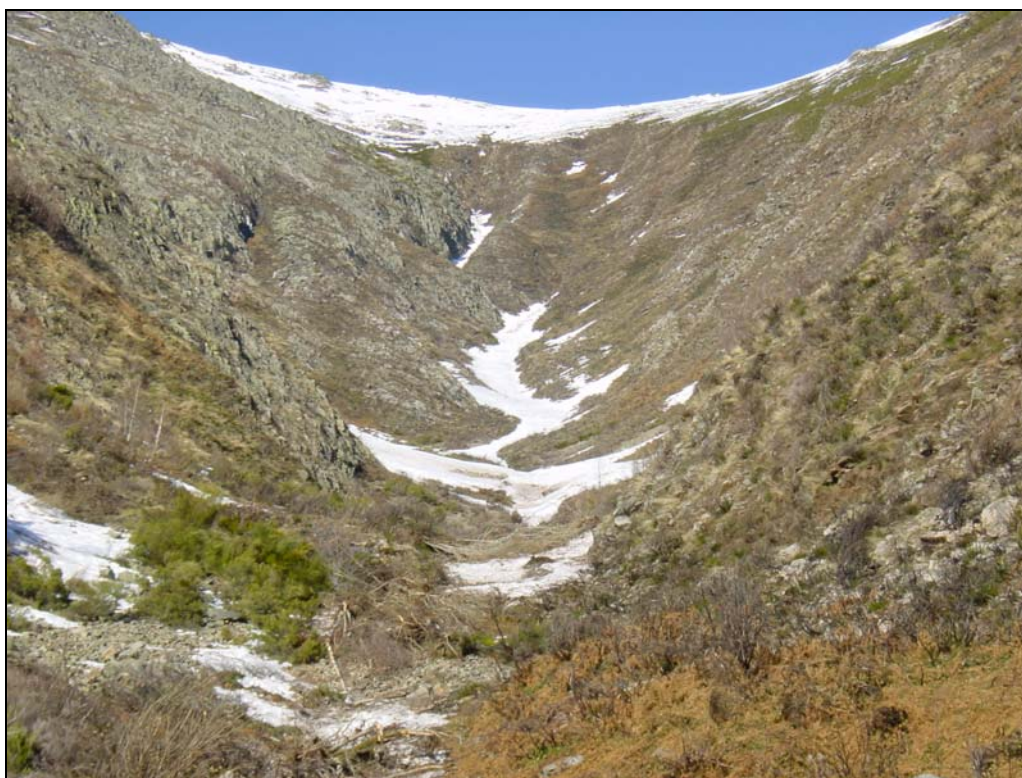


Figura 327. Vista parcial de la canal de La Turria, con restos de avalanchas de diciembre de 2008 y árboles derribados. En ella son frecuentes los aludes, tanto laterales como canalizados por el barranco principal. Todo este sector ha sufrido incendios recientes, lo que ha debido ayudar a la formación de *ádenes*. 11-ene-2009.

En ese mismo entorno, se han producido varios aludes tanto en la canal principal como en las laterales en marzo de 2008 y diciembre de 2008 y es conocido en Valseco como uno de los lugares con mayor frecuencia de *ádenes*, si bien lo habitual es que no

desciendan hasta cotas tan bajas, sino que tengan su frente dentro de la propia canal principal. Los numerosos árboles de poco porte derribados en los aludes recientes parecen indicar una falta de actividad en los últimos 10-15 años, coincidiendo con un periodo de escasez de grandes nevadas en la zona.

Otro alud significativo se produjo en El Calzadón (Fig. 328), tras una fuerte nevada en diciembre de 2008, que dejó 1,2 m de espesor en 48 horas, sin que hubiera nieve previa en el suelo. Fue un *ádena* de fondo y de nieve húmeda, producido en una ladera, bastante destructivo, que movilizó gran cantidad de pequeños robles y matorrales, arrancando también dos postes de teléfono, así como el guardarraíl de la carretera, que quedó empotrado contra la otra ladera, donde derribó numerosos alisos, abedules y fresnos. La gran masa de nieve y vegetación ocultó el río Valseco durante unas 2 semanas, aunque el agua pudo circular por debajo de la nieve.



Figura 328. Alud de fondo en El Calzadón, en la carretera de acceso a Salientes. El río Valseco discurre bajo la nieve en la parte derecha de la fotografía. Nótese la presencia del guardarraíl en la ladera opuesta de la carretera y la gran cantidad de árboles derribados. Varias personas como escala. 18-12-2008.

Trescientos metros al E de este lugar, en los años 70 del pasado siglo se produjo un alud de grandes dimensiones en una pequeña canal hoy en día cubierta por abedules ya maduros. Según cuentan los vecinos de Salientes el *ádena* obligó a hacer un túnel en

la nieve para poder circular, dada su gran magnitud, y provocó un gran represamiento del río Valseco, que tardó varios días en horadar la nieve y poder discurrir de nuevo por su cauce. En esa vallina, señalan que era frecuente que se produjeran aludes a mediados del siglo XX, aunque en los últimos 20 años no han tenido lugar, seguramente por la fuerte colonización vegetal que ha experimentado y por el descenso de las nevadas copiosas.

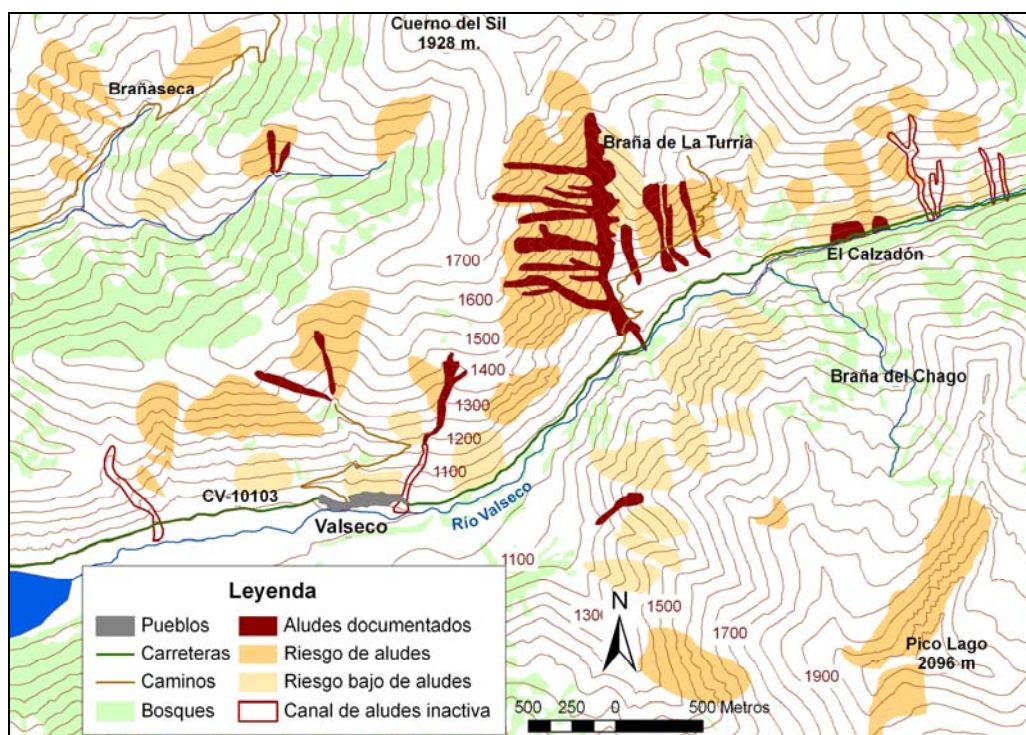


Figura 329. Cartografía de aludes en el área de Valseco.

El pueblo de Valseco también se ha visto afectado históricamente por los aludes y, de hecho, según la tradición oral, antiguamente estaba formado por dos barrios, uno de ellos más alto, que fue despoblado debido a las avalanchas, que dañaban las casas, con lo que su relevancia debió de ser notable. La situación probable del barrio, inmediatamente al E de las últimas casas del pueblo, es una zona propensa para estos fenómenos tras grandes nevadas, justo a la salida de un profundo barranco orientado al S y que arranca a unos 1400 m de altitud (Fig. 329).

Es fácil imaginar que por este pequeño barranco se hayan originado aludes de cierta importancia. En todo caso, también en el pueblo existe otro pequeño barranco que es susceptible de albergar *ádenes*, aunque la zona de reposo por encima del pueblo

puede hacer que se detengan antes de las casas, por la menor pendiente, al situarse un cono aluvial, muy erosionado, en esa zona.

Los aludes del entorno de Villarino del Sil



Figura 330. *Adene* en una de las canales del entorno de Villarino del Sil. La masa de nieve derribó numerosos robles de pequeño tamaño. En esta zona los aludes de nieve son especialmente frecuentes y han sido observados en numerosas ocasiones desde el año 2006. 7-mar-2010.

Al O de Villarino del Sil, en el cordal meridional que se desgaja desde El Miro de Tejedo, existen una serie de canales de aludes, orientadas al E y SE, donde las avalanchas son especialmente frecuentes. En los últimos años las hemos observado en febrero de 2006, marzo de 2008, noviembre de 2008, diciembre de 2008 y en varias ocasiones en 2009 y 2010, aunque parece que suelen desencadenarse casi todos los años. La existencia de una zona de relieve suave a barlovento ayuda a que la acumulación de nieve sea muy elevada en todo ese área y las pendientes, de en torno a

35°, junto con la presencia de barrancos que canalizan el drenaje, hacen que se creen unas condiciones especialmente favorables para los *ádenes* (Fig. 330).

La altitud a la que se encuentran es variada, desde los 1800 m que arrancan las canales más elevadas a los 1450 m de las más bajas, teniendo un desnivel de entre 250 y 500 m. La que presenta un mayor riesgo es la más meridional, puesto que su frente atraviesa la carretera C-631, muy cerca del cruce de Villarino. A pesar de ser la menos activa y que el frente suele situarse a cotas superiores a la de esta vía de comunicación, a mediados de enero de 2009 un alud llegó a afectar a la carretera, sin que produjera daños significativos.

En todas las canales de Villarino, especialmente en las meridionales, pueden observarse árboles arrancados por efecto de la nieve, que probablemente indican que la actividad de los aludes, tras años de nevadas muy escasas, ha aumentado en los años 2006, 2008, 2010 y, sobre todo, 2009, debido a las copiosas nevadas caídas en los meses invernales de estos años.

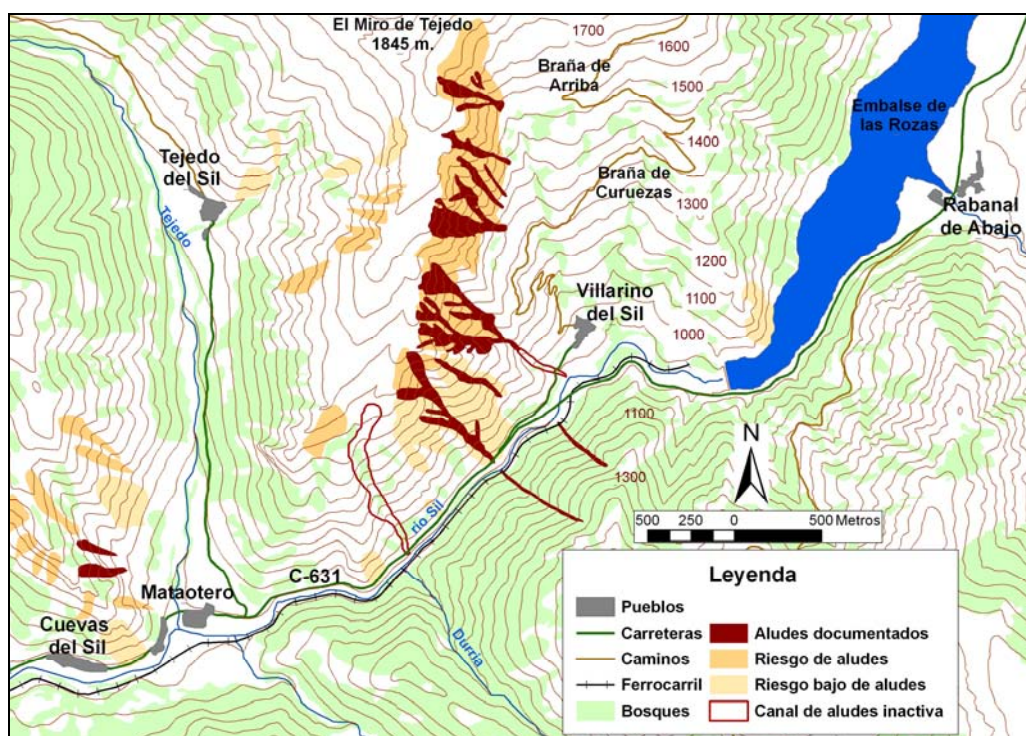


Figura 331. Cartografía de zonas de aludes en el entorno de Villarino del Sil.

Fuera de esas canales, también se producen, en este caso con orientación NO, en algunos pequeños barrancos que drenan los extensos bosques mixtos de la margen izquierda del río Sil, entre Villarino y Cuevas del Sil (Fig. 331). En los últimos años,

hemos observado 2 aludes en este sector, de carácter lineal y de tamaño reducido, ya que únicamente descienden siguiendo el cauce de pequeños arroyos de fuerte pendiente, dado que el bosque ejerce una labor protectora importante. Algunos de estos *ádenes* afectan al ferrocarril Ponferrada-Villablino, que discurre junto al río Sil. De hecho, según informaciones de algunos vecinos, el trazado de la línea se vio dificultado durante su construcción debido a la frecuencia con la que se producían los aludes.

Otras zonas con riesgo de aludes

Además de en las ya citadas, los *ádenes* no son raros en otras zonas del Alto Sil. Como se ha comentado, son habituales en los circos, en muchos casos desarrollados a partir de las cornisas formadas en su borde superior por sobre acumulación de nieve por acción eólica. Se trata casi siempre de aludes de placa de pequeñas dimensiones, que se detienen al llegar al primer rellano del circo (Fig. 332).



Figura 332. Pequeño alud de placa junto a la Peña Carnicera (Salientes). Estos aludes son relativamente frecuentes en los circos glaciares tras nevadas copiosas. 08-mar-2003.

Este tipo de aludes los hemos podido observar entre los meses de diciembre y abril en algunos de los principales circos del Alto Sil, como son los de Braña la Pena, Valdeiglesia, Tierrafracio, Cuerno del Sil, Fasgueo y El Miro, aunque pueden aparecer

en prácticamente cualquier circo. Sólo en las Peñas del Infierno, bajo la Cerneya (Salentinos) alcanzan dimensiones más importantes, aprovechando las canales que conectan la cumbre, situada por encima de los 2100 m, con el fondo del circo, que se encuentra a unos 1700 m. También en Salentinos, tras las intensas nevadas de febrero y marzo de 2010 observamos aludes de dimensiones notables en los de La Bovia y Las Cortichinas y, algo más reducidos, en los de Braña Ronda (Rioscuro) y La Culebra (Rabanal de Arriba).

Otra zona dónde los aludes son relativamente frecuentes es en La Fasteirona (Salentinos). En este lugar, donde los aludes se citan como habituales con fuertes nevadas por las gentes de la localidad, se han observado aludes en febrero de 2006, diciembre de 2008 y marzo de 2010. Los de mayores dimensiones incluso permitieron el paso del río por encima de la nieve durante varios días.

Conclusiones

A partir del uso de los Sistemas de Información Geográfica, de las observaciones de campo y de la realización de encuestas a la población local, se ha realizado una cartografía de aludes para el Alto Sil, de la que se presentan dos ejemplos de las zonas con una mayor actividad.

Las zonas con una mayor frecuencia en la aparición de aludes se sitúan entre 1700 m y 1400 m, con pendientes de entre 28° y 45° y con orientaciones SE y S, en zonas con escasa vegetación arbórea y, en la mayor parte de los casos, afectadas por incendios forestales en los últimos años.

Fuera de estos entornos, son también frecuentes en el ámbito de los circos, por encima de 1800 m de altitud, si bien se trata generalmente de aludes de placa de pequeñas dimensiones y mucho menos peligrosos que los que se dan en cotas bajas, al igual que ocurre en otras zonas de la Cordillera Cantábrica (Castañón Álvarez, 1984; González Gutiérrez, 2002b; González Trueba y Serrano Cañadas, 2010).

Aunque la mayor parte de los *ádenes* se han producido en áreas sin usos humanos, algunos de ellos sí han afectado a infraestructuras, destacando los producidos en la canal de La Turria en diciembre de 2006 y en El Calzadón en diciembre de 2008, ya que mantuvieron cortada la carretera de acceso a Salientes, manteniendo esta localidad aislada durante unas horas en el primer caso y 4 días en el segundo.

Consideramos que aunque los daños por aludes no son tan importantes en la Cordillera Cantábrica como los producidos en otras cadenas montañosas como los Alpes o los Pirineos, es necesario mejorar el conocimiento de este fenómeno con el objetivo de minimizar los daños y realizar una correcta gestión del territorio, teniendo en cuenta que suponen un riesgo natural, más aún si consideramos el creciente uso turístico que soportan estas montañas en los meses invernales.

VI. 6. 2. 1. Canales mixtas

Cuando los aludes se canalizan a través de canales de fuerte pendiente y se producen con cierta frecuencia, a esos estrechos pasillos de pendientes muy acusadas que comunican las cumbres de las montañas con el inicio de los valles o el fondo de los circos, se les domina canales de aludes (*i: avalanche tracks*). Estas canales habitualmente tienen un origen estructural, si bien pueden ser remodelados por las avalanchas de nieve. A sus pies, cuando son muy activas, pueden desarrollarse conos de avalanchas (*i: avalanche cones*) que, frecuentemente, reciben aporte no sólo de avalanchas, sino de eventos de fuertes precipitaciones, deshielos o caídas por gravedad.

En el Alto Sil, aunque no alcanzan las dimensiones de algunas de las de Picos de Europa (González Trueba, 2006), existen canales que, en ocasiones, canalizan aludes de nieve en las cumbres del Lago, Peña Valdeiglesia, Cerneya y Miro de Tejedo. Son especialmente numerosas en los dos primeros, dónde se presentan en paralelo, uniendo las cumbres con el fondo de los circos. En realidad, en estas canales no sólo los aludes transportan material, sino que son también frecuentes las caídas por procesos de crioclastia y por episodios de fuertes precipitaciones o deshielos intensos. Por ello, las consideramos como canales mixtas, no sólo de aludes. En todos los casos se trata de canales de aludes de pequeño desarrollo, según la tipología de González Trueba (2006) y González Trueba y Serrano Cañadas (2010).

Las canales del Lago, una docena, son muy similares entre sí, con longitudes de entre 150 m y 210 m y anchuras de 10 m a 40 m. Un gran parecido tienen las situadas al O de la Peña Valdeiglesia, aunque ligeramente inferiores en longitud, variando entre 70 m y 180 m. Al E de esta misma cumbre, también existen 8, en este caso de menor tamaño y desarrollo, con longitudes de entre 50 m y 90 m. Algo mayores son las que se localizan en la zona de las Peñas del Infierno, bajo La Cerneya, al pie de las cuales se desarrollan pequeños conos de derrubios y que tienen entre 200 m y 500 m de desarrollo, con desniveles que alcanzan los 350 m.

En todos los casos arrancan por encima de los 2000 m y, aunque tienen un origen estructural, han sido intensamente modificadas por la erosión. Por una parte, han servido de corredores por los que se han transportado gran cantidad de materiales desde las zonas culminantes hasta el fondo de los circos, generándose a sus pies grandes

canchales (Lago y Cerneya) o magníficos glaciares rocosos (Peña Valdeiglesia). Por otra parte, es indudable el papel de los aludes, remodelando las canales y ayudando también al transporte de materiales. Sin embargo, su funcionalidad actual es muy escasa y no parece que los *ádenes* tengan una alta frecuencia en ellas.

A sus pies aparecen algunos conos mixtos, mejor formados bajo La Cerneya, algunos de los cuales se reactivaron tras las intensas precipitaciones de octubre de 2006, y que acumulan los sedimentos transportados desde las canales. Sus dimensiones son generalmente muy reducidas y aparecen colonizados por vegetación.

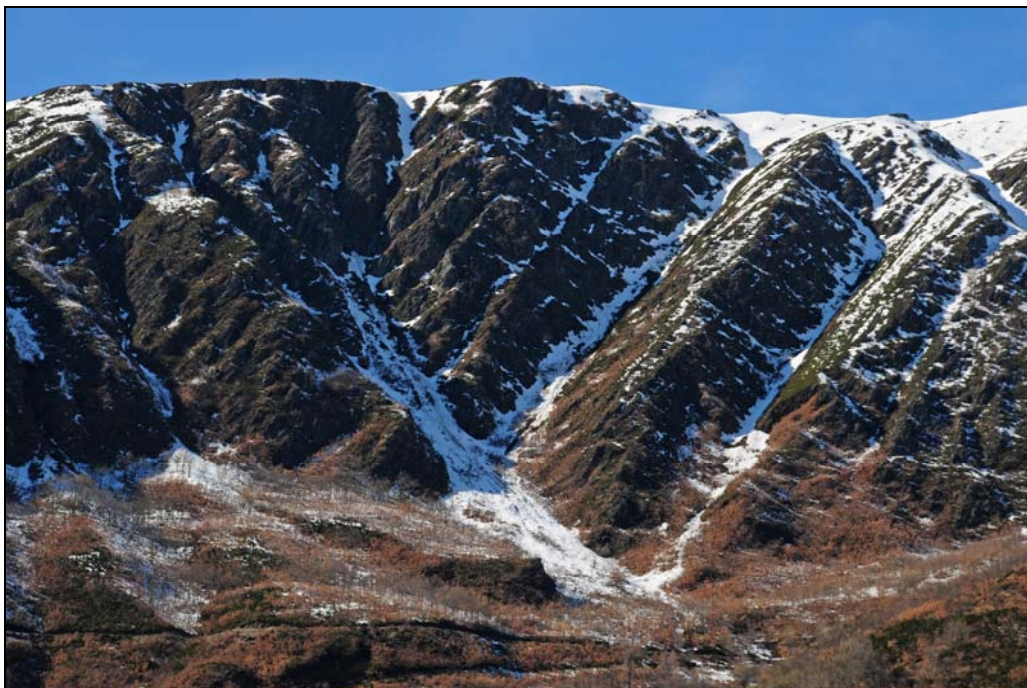


Figura 333. Canales de aludes en el entorno de El Miro de Tejedo, Villarino del Sil. En ellas se da la mayor frecuencia de aludes de todo el Alto Sil. 11-mar-2009.

Frente a las canales de aludes anteriormente expuestas, existen otras que se pueden calificar como de gran desarrollo (González Trueba, 2006), como son las existentes en la vertiente S del Miro de Tejedo (Fig. 333), que se sitúan a una menor altitud (arrancan a 1700-1600 m) y tienen su frente a unos 1150-1400 m. Estas canales de Villarino del Sil se encuentran sobre las pizarras precámbricas, al contrario que las anteriores, que se han labrado en la paleozoica Serie de los Cabos. Al O de las canales existe una zona de poca pendiente y vegetación herbácea que favorece la acumulación de nieve en su cabecera, por efecto del viento. Similares características presentan las de La Turria, aunque en este lugar se orientan tanto al S como al E.

Al contrario que en otras del Alto Sil, como ya se ha comentado, en estas canales situadas a menor altitud los aludes son frecuentes, pudiéndose considerar canales de aludes activas. Los *ádenes* que en ellas se producen, incorporan con frecuencia derrubios y vegetación arrancada de sus bordes (principalmente rodales jóvenes de robles rebollos, saucedas, abedules y matorrales). La menor altitud a la que se encuentran hace que las nevadas sean menos copiosas. Sin embargo, su orientación S y E, su pendiente y su topografía hacen que con nevadas intensas se generen aludes que limpian las canales, desarrollándose algunos conos mixtos de reducidas dimensiones en la zona de salida.

VI. 6. 3. Nichos de Nivación

Introducción

Los neveros (*i: snowpatch*) constituyen zonas relativamente pequeñas dónde la cubierta nival permanece después del periodo general de fusión, siendo normalmente remanentes de ventisqueros (*i: snowdrifts*), como se denomina en castellano a los bancos de nieve acumulados por el viento, aunque en Sudamérica con ese término se refieren a glaciares (van Everdingen, 2005). Pueden ser temporales, si funden en algún momento del año, o permanentes, si mantienen nieve durante todo el año.

Como ya se ha comentado, el papel erosivo de la nieve ha sido muy discutido. Sin embargo, diversos estudios demuestran que el lento deslizamiento de la nieve puede generar formas muy similares a las de un glaciar, desarrollándose tanto formas erosivas como acumulativas significativas (Matthes, 1911; Costin *et al.*, 1973; Jennings y Costin, 1978; Shakesby, 1997; Shakesby *et al.*, 1999; Carrera Gómez *et al.*, 2006; Carrera Gómez y Valcárcel Díaz, 2010).

Para que la nieve ejerza un papel erosivo, es necesario que ésta se desplace, para lo que se necesitan un espesor de nieve y una pendiente mínimos, además de que se densifique notablemente. En este sentido, Bowman (1916), a partir de neveros en clima tropical, establece una curva que relaciona el espesor mínimo necesario para que se desplace y la pendiente sobre la que se asienta. Según este autor, con pendientes de 15° se requieren entre 15 m y 30 m de nieve, mientras que si la pendiente alcanza los 20° el movimiento puede producirse con entre 7 m y 15 m, valores que se pueden alcanzar en determinados enclaves del NO peninsular, como ocurre en el Alto Sil.

En ocasiones, la erosión provocada por la existencia de estos neveros puede generar una forma semicircular, muy similar a un circo de pequeño tamaño, que se denomina nicho de nivación o nicho nival (*i: nivation hollow*) (Lewis, 1939: 153). Tradicionalmente se ha considerado que se van ampliando gracias a la erosión por gelifración en el contacto entre la parte superior del nevero y la ladera (Gardner, 1969), pero el mecanismo de crecimiento es aún muy mal conocido (Nyberg, 1991; Thorn y Hall, 2002).

Son formas muy similares a los circos y, en realidad, no existe un criterio definitivo para la distinción de ambos (Nelson y Jackson, 2003: 186) puesto que, aunque suelen ser más pequeños, no pueden ser diferenciados sólo por eso (Evans y Cox, 1974). De cualquier forma, su grado de desarrollo es muy superior sobre rocas blandas que sobre sustrato resistente (Christiansen, 1998). En algunos casos, los nichos de nivación parecen evolucionar a partir de la acumulación de nieve en deslizamientos en masa (Palacios Estremera *et al.*, 2004), aunque no siempre ocurre así, siendo más habitual que se generen en la parte superior de antiguos circos.

En la Cordillera Cantábrica y en otras zonas del NO peninsular, existen algunos nichos de nivación, habitualmente orientados al NE o E, dónde la nieve, aún hoy en día, puede permanecer hasta bien entrado el verano pero, al igual que ocurre en el Pirineo (Serrano Cañadas *et al.* 2000), son citados sólo en contadas ocasiones (Alonso, 1992; González Gutiérrez, 2002b; Serrano Cañadas, 2004) y, únicamente en trabajos recientes se estudia la dinámica del nevero del Cuiña, en la Sierra de Ancares (Valcárcel Díaz *et al.*, 2005; Carrera Gómez *et al.*, 2006; Carrera Gómez y Valcárcel Díaz, 2010). Más atención han recibido algunos de los existentes en el Sistema Central (Palacios y García Sánchez-Colomer, 1996; 1997a; 1997b; Palacios Estremera *et al.*, 1998; 2002; 2003a; 2004; Andrés de Pablo y Palacios Estremera, 2004; Muñoz Jiménez *et al.*, 2007; Muñoz Jiménez y García Romero, 2009). Por nuestra parte, hemos presentado recientemente una nota sobre los nichos de nivación del Alto Sil (Santos González *et al.*, 2010a), en la que se exponen buena parte de los resultados obtenidos en el presente estudio.

Metodología

Entre los años 2003 y 2010 se ha analizado la dinámica de los neveros de las Joyas del Nevadín y Valdeiglesia. Además, se ha realizado un seguimiento más superficial del resto de los neveros más persistentes del Alto Sil. Todo ello ha permitido definir los lugares con mayor persistencia nival en todo este territorio.

Para observar la dinámica nival, en el otoño de 2003 se instalaron una serie de varillas de hierro en los neveros de las Joyas del Nevadín y Valdeiglesia, los 2 enclaves con mayor persistencia de nieve de todo el Alto Sil. Se trata de varillas de hierro de 1,5 m de longitud, que fueron insertadas verticales ½ m en el suelo, si bien en algunos casos el escaso espesor de suelo hizo que no se pudiera profundizar más que 20-30 cm. En las

Joyas del Nevadín se colocaron un total de 16 varillas en 3 filas, transversales a la pendiente de la ladera. En el nevero de Valdeiglesia se instalaron del mismo modo un total de 15 varillas.

En ambos lugares, a primeros de noviembre de 2004, se trazaron líneas de pintura con el fin de evaluar la dinámica actual dentro de los neveros y el arrastre de materiales. Las líneas de pintura fueron realizadas con el trazador de obras SETTOP, un aerosol ecológico de pintura fluorescente de marcación, de color azul y secado rápido. Para su trazado se siguió una línea de referencia con el objetivo de pintar líneas lo más rectas posible. Las líneas atravesaban zonas tanto de afloramientos de roquedo de pizarras, como de materiales sueltos, con el fin de comparar los posibles movimientos en ambas.

Las observaciones sobre la inclinación de las varillas y sobre la evolución de las líneas de pintura se hicieron todos los años, tanto poco después de la fusión de la nieve como en otoño, antes del establecimiento de la cubierta nival, con el fin de diferenciar los desplazamientos producidos en invierno de los que pudieran darse en los meses estivales, ya que las parcelas analizadas no fueron valladas y, al menos en el caso del Nevadín, existe un uso ganadero del entorno en los meses estivales.

Distribución de los nichos de nivación en el Alto Sil

En el Alto Sil hemos localizado 8 nichos de nivación (Tabla 53; Fig. 334), situados muy próximos a las cumbres de Valdeiglesia (2136 m), Catoute (2112 m), Nevadín (2077 m), Peña Grande (2025 m), Alto de Bigardón (1939 m) y La Bóveda (1917 m). De ellos, 6 pueden considerarse activos, puesto que presentan zonas desprovistas casi totalmente de vegetación y desplazamientos de cantos recientes, destacando sobre todos los demás los de Valdeiglesia y las Joyas del Nevadín, donde la persistencia de la nieve y la dinámica nival es mucho más activa que en el resto. Sólo el de Peña Grande había sido citado brevemente por Torío Fernández (1991).

Los nichos actualmente activos se encuentran a unos 2000 m de altitud y se sitúan en sectores de sotavento, en el borde superior de antiguos circos o cabeceras glaciares (Fig. 335). Son formas más anchas que largas, semicirculares y con pendientes de en torno a 30° en la parte superior y 20°-22° en la zona inferior.

Tabla 53. Nichos de nivación en el Alto Sil.

Nº	Denominación	Orientación	Altitud (m)	Anchura (m)	Longitud (m)	Superficie Total (m ²)	Superficie dinámica (m ²)
1	Nevadín N	NE	2072-1992	167	38	6396	1546
2	Joyas del Nevadín	E-NE	2060-2010	148	54	5370	3002
3	Joyas del Nevadín S	NE	2028-2000	121	34	2954	1901
4	Peña Grande	E	2012-1988	100	39	3601	349
5	Valdeiglesia	NE	2040-2000	190	57	7009	2364
6	Los Fueyos	NE	2030-2005	96	26	1810	1810
7	Fasgueo	N	1912-1900	62	21	1044	Inactivo
8	La Bóveda	S	1905-1895	60	18	971	Inactivo
MEDIA			2007-1974	118	36	3644	1372

La superficie dinámica se refiere a zonas dónde no hay vegetación y la cubierta líquénica es muy escasa, observándose procesos erosivos evidentes.

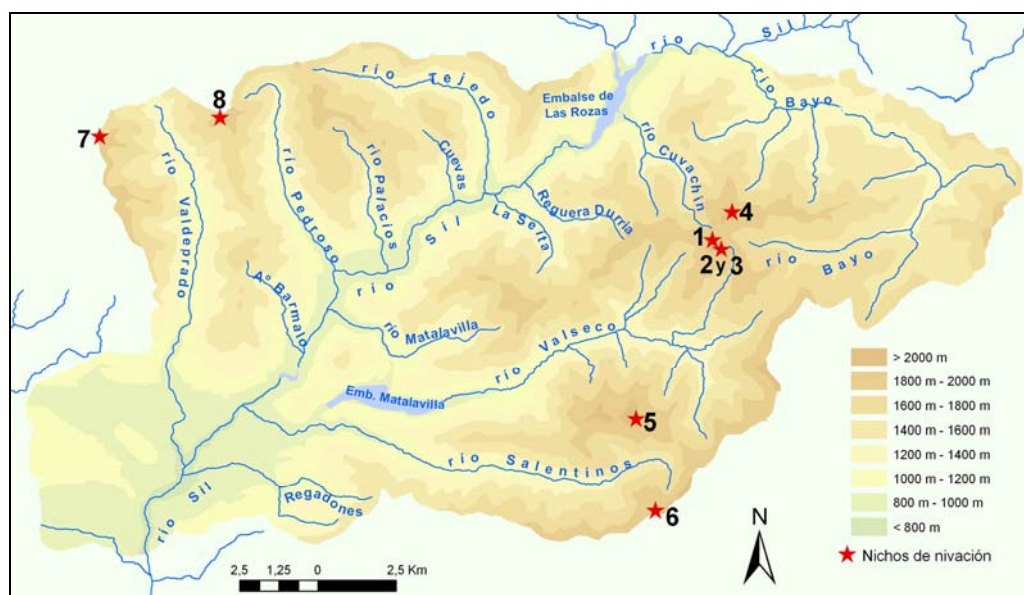


Figura 334. Localización de los nichos de nivación del Alto Sil. Los números coinciden con los de la Tabla 34.

Su tamaño puede alcanzar las 0,7 ha, siendo más pequeños que los que aparecen en otras zonas de la Cordillera Cantábrica (González Gutiérrez, 2002b) o del Sistema Central (Muñoz Jiménez *et al.*, 2007) y los que hemos observado en otros macizos del NO peninsular, como la Sierra de la Cabrera o los Montes Aquilanos. Aunque están mejor desarrollados sobre las pizarras precámbricas (áreas de Nevadín y Peña Grande), lo cierto es que hay algunos ejemplos labrados en las cuarcitas de la Serie de los Cabos (Valdeiglesia y Los Fueyos), que presentan morfologías más alargadas y menos profundas, debido a la mayor resistencia del sustrato. Se trata de formas muy poco frecuentes puesto que, en conjunto, sólo ocupan 0,36 ha, el 0,04% de la superficie

existente por encima de los 1900 m. Si consideramos sólo los nichos activos, suponen el 0,23% del espacio situado por encima de los 2000 m.



Figura 335. Nicho de nivación de las Joyas del Nevadín. Se puede apreciar la forma semicircular del nevero y su ubicación en el borde superior de una antigua cabecera glaciar. Destaca la presencia de nieve cuando buena parte de la vegetación circundante ya está florecida y la escasez de plantas en su entorno. 11-jun-2006.

Además de estos nichos de nivación, con frecuencia perviven durante largo tiempo, llegando incluso a comienzos del verano, algunas manchas en otras ubicaciones dónde la acción de la nieve tiene una menor influencia y no se crean los citados nichos. Esto ocurre, por ejemplo, a los pies de la Peña Carnicera (Salientes), a 1950 m, o en la parte superior del fondo del circo de Los Fueyos (Salentinos), a 2030 m.

La acumulación y persistencia de la nieve en estos enclaves depende de factores topográficos y microclimáticos muy locales y no tiene porque coincidir con los años de densa cubierta nival en el resto del Alto Sil, al igual que ocurre en pequeños heleros y neveros de otros macizos montañosos (González Trueba, 2004; Gądek, 2008). En realidad, se trata de sistemas caracterizados por la existencia de una topografía plana a barlovento, muy expuesta a los vientos del SO (del N en el caso de La Bóveda), con una cubierta arbustiva escasa o nula y, adyacente y a sotavento a ella, una zona muy

favorable a la acumulación nival, dónde se produce un brusco cambio de pendiente, en el borde superior de antiguas cuencas de recepción glaciar (Fig. 336).

Esta zona recibe la nieve caída en el área de barlovento, siempre y cuando la dirección de los vientos sea la adecuada. En el Alto Sil, como suele ocurrir en las áreas cimera de las zonas montañosas, el transporte de la nieve por el viento, la ventisca, es un mecanismo muy eficaz, pudiéndose acumular volúmenes de nieve muy superiores a los que realmente precipitan (Lindh *et al.*, 1988; Mases *et al.*, 1998; Corripio *et al.*, 2004; David, 2004; Guyomarc'h *et al.*, 2004).

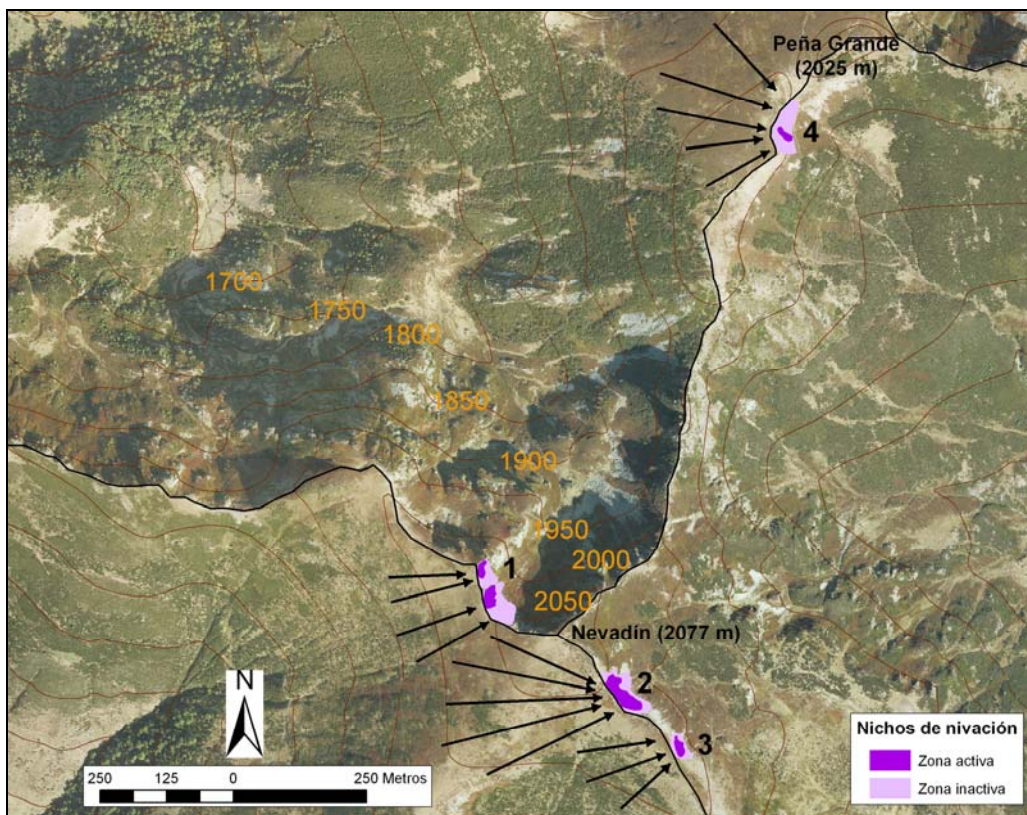


Figura 336. Situación de los nichos de nivación en el entorno de los picos Nevadín y Peña Grande. En las denominadas zonas activas se observan arrastres y estrias de nevero, mientras que las inactivas aparecen colonizadas por vegetación. Las flechas negras indican las direcciones de viento predominantes responsables de la acumulación de nieve en los diferentes nichos nivales. Ortofotografía: Junta de Castilla y León, Año 2008.

Una vez que el nicho se va rellenando de nieve la topografía superficial se modifica, generándose una nueva menos adecuada para la acumulación. Es decir, el nevero va alcanzando un perfil de equilibrio, que puede variar según los años en función de la intensidad del viento (Mases *et al.*, 1998).

Existe una orientación preferente al NE, pues se conjugan, por una parte, la mejor conservación de la nieve y, por otra, la mayor sobre acumulación, puesto que los vientos dominantes proceden del SO u O. Por eso, es aquí dónde se localizan los neveros más persistentes. Por tanto, las topografías suaves orientadas al SO y la presencia de circos hacia el NE influyen notablemente en la mayor acumulación de nieve en esas zonas, al igual que sucede en otras muchas montañas del Hemisferio Norte (Palacios Estremera *et al.*, 2002; Watson *et al.*, 1994). Este sistema aparece en el borde superior de todos los circos, sólo que en algunos es mucho más eficaz que en otros, bien por presentar una mayor superficie a barlovento, por una topografía que favorece más la acumulación de nieve en un enclave concreto, o por una menor insolación. Si, además, las condiciones de pendiente y sustrato son las adecuadas, se generan nichos de nivación.

En el NO ibérico, se pueden ver neveros dependientes de las nevadas de componente N, como ocurre en buena parte del eje axial de la Cordillera Cantábrica, especialmente en su parte oriental y, otros, que dependen de las nevadas de componente O y SO, como ocurre en las sierras situadas al S de ese eje, incluyendo también otros macizos montañosos, como la Sierra de la Cabrera, los Picos de Urbión y la Sierra de Cebollera, dónde en 2010 se mantuvieron neveros durante buena parte del verano. En el Alto Sil, todos se encuadran en el segundo de esos grupos, salvo el nicho de La Bóveda, que no es activo actualmente.

Duración de la nieve en los nichos de nivación

El establecimiento definitivo de la nieve no se suele producir con las primeras nevadas, que habitualmente se dan a primeros del mes de octubre (ocasionalmente antes, incluso en pleno verano, como en agosto de 2006), sino con nevadas posteriores, a finales de ese mes o de primeros de noviembre. Una vez instalada la cubierta nival y, a diferencia de otros muchos sectores de estas montañas, ésta no desaparece (salvo condiciones excepcionales, como en enero de 2007) hasta finales de primavera.

El espesor de nieve va aumentando con las nevadas normalmente hasta finales de marzo, aunque se pueden producir precipitaciones en forma de lluvia en cualquier mes. Posteriormente, hay tanto fusión como acumulación, gracias a nuevas nevadas que suelen tener menor entidad, aunque en abril todavía son relativamente frecuentes e

incluso pueden ser importantes aún en mayo. A finales de abril del 2006 pudimos observar grandes espesores de nieve, que superaban los 5 m en neveros situados unos 100 m más bajos que el del Nevadín, estimándose un espesor superior a los 8 m en el nevero monitoreado.

Esta nieve se va densificando y transformando notablemente, humedeciéndose sensiblemente durante la primavera, con periodos de hielo-deshielo sobre la superficie muy frecuentes. Si su espesor es el suficiente (probablemente más de 6 u 8 m), se desplaza lentamente ladera abajo. Ese movimiento queda en evidencia por la presencia de grietas en las cornisas superiores de los neveros, que indican el deslizamiento lento de ésta por efecto de la gravedad hacia zonas inferiores (Fig. 337). En las Joyas del Nevadín, hemos observado como las grietas de tracción cambian cada año de posición, dependiendo del volumen total de nieve acumulado y, probablemente, de la intensidad del viento (Mases *et al.*, 1998) aspecto señalado también en neveros de Groenlandia (Christiansen, 1998) y Japón (Daimaru *et al.*, 2002).



Figura 337. Grietas de tracción y huellas de deslizamientos lentos de nieve en el nevero del Nevadín. Las marcas indican que existen desplazamientos de nieve ladera abajo. El espesor de nieve en ese momento debía superar los 8 m en algunos sectores del nicho. 22-abr-2006.

Después de ese periodo en el que el nevero permanece activo siempre y cuando el espesor haya sido el suficiente, la nieve va desapareciendo rápidamente con las altas temperaturas de finales de primavera y comienzos del verano. Esta fusión, en los años de seguimiento que llevamos hasta ahora, se ha producido en fechas muy diferentes, pudiendo variar en casi dos meses según las condiciones meteorológicas de cada año (Tabla 54).

En total, los neveros de las Joyas del Nevadín y Valdeiglesia mantienen nieve más de 219 días al año de media, umbral que señalan Andrés de Pablo y Palacios Estremera (2004) para considerar activos a los nichos de la Sierra de Guadarrama. El de las Joyas del Nevadín, como media, mantiene nieve 19 días más que el de Valdeiglesia. El resto de neveros que muestran signos de actividad actual (Nevadín N, Los Fueyos y Peña Grande) la tienen entre 200 y 220 días al año.

Tabla 54. Fechas de fusión total y número de días con nieve en los neveros de las Joyas del Nevadín y de Valdeiglesia.

Años	Joyas del Nevadín*		Valdeiglesia*	
	Fecha Fusión	Días con nieve	Fecha Fusión	Días con nieve
2002-2003	22 de julio	251	27 de junio	225
2003-2004	25 de junio	246	10 de junio	226
2004-2005	5 de junio	203	27 de mayo	192
2005-2006	19 de julio	257	24 de junio	231
2006-2007	19 de junio	216	2 de junio	197
2007-2008	10 de julio	233	1 de julio	222
2008-2009	9 de julio	256	29 de junio	244
2009-2010	22 de agosto	288	30 de julio	262
Media	9 de julio	244	23 de junio	225

*Las fechas indicadas se refieren a la fusión total de la nieve y deben ser tomadas como valor aproximado, con una precisión, en el peor de los casos, de ± 5 días.

En los últimos años, ha habido un fuerte contraste entre los primeros 5 años de estudio (entre 2003 y 2007) y los 3 últimos (entre 2008 y 2010), estando éstos más acordes con las precipitaciones medias de nieve para el Alto Sil. En los primeros años, apenas unas pocas manchas persistieron hasta comienzos del verano e, incluso, en 2005 y 2007 desapareció por completo antes del 21 de junio (Tabla 55). Por el contrario, en 2008 fueron 46 los neveros que permanecían ese día y, en 2009, 54. En 2010, año

excepcionalmente nivoso en cotas altas, se superaban ampliamente los 300 algo que, muy probablemente, no había sucedido nunca en el presente siglo.

Tabla 55. Neveros con nieve a comienzo del verano (21 de junio) entre 2003 y 2010.

Año 2003	Año 2004	Año 2005	Año 2006	Año 2007
Joyas del Nevadín Valdeiglesia Los Fueyos Peña Carnicera	Joyas del Nevadín Los Fueyos		Joyas del Nevadín Valdeiglesia Nevadín N Peña Grande Reguero Joyas	
Año 2008				
Joyas del Nevadín Valdeiglesia Canchal los Fueyos Peña Carnicera (6) Circo Peña Carnicera (6)	Reguero Joyas Peña Grande Joyas Nevadín S Nevadín N (3) Lóbulos Portilla (2)	Canal Valdeiglesia Braña la Pena (12) La Brañina Braña Librán Ventisquero Portilla (3)	Peñas del Infierno Los Fueyos Dos Hermanos S Circo del Cheiroso Pico la Arena	
Año 2009				
Joyas del Nevadín Circo Nevadín (2) Dos Hermanos S Braña Librán Braña la Pena (9) El Miro (6)	Reguero Joyas Collado N Nevadín Dos Hermanos SO Peña Carnicera (6) Canchal Catoute Cueto el Oso (4)	Joyas Nevadín S Collado pista Nevadín Valle del Agua (2) Valdeiglesia Los Fueyos Braña Ronda	Nevadín N (3) Dos Hermanos N Portilla El Mur (2) Fasgueo (2) Peña Grande (4)	
Año 2010				
Las Cortes (8) Campechinas (6) Galabrón (10) Los Fueyos (35) Peña Carnicera (19) Los Grillos (3) Las Lagunas (4) Valdeiglesia (28) El Mur (10) Braña la Pena (32) Chago (10)	La Fernecha (10) Tierrafracio (16) Braña Librán (12) Portilla (10) Tambarón S (2) La Losera (5) Portillín (2) Dos Hermanos (5) Joyas Nevadín (5) Nevadín N (10) La Culebra (4)	Brañina (7) Rabón (2) Prao Viejo (2) Peña Vendimia (7) Cuerno del Sil (4) Pista Nevadín (7) Peña Grande (4) Vivero antenas (2) Braña Ronda (15) San Justo (7) Cornatiella (4)	El Miro (10) Bóveda N (2) Bóveda S (4) Llano Regaliza (2) Regaliza (3) Buscalfrío (5) Cueto el Oso (4) Cueto el Oso S (4) Coronxo (7) Las Papolas (5)	

Los números entre paréntesis indican el número de neveros en un mismo entorno.

Estos datos evidencian una fuerte variabilidad interanual, dependiente de las condiciones meteorológicas de cada año. En cualquier caso, las condiciones que han permitido su conservación han sido diferentes ya que, mientras en 2008 fue la existencia de una primavera muy fría la que provocó la persistencia de la nieve, en 2009 fueron las fuertes nevadas a lo largo de todo el invierno las que explican la gran cantidad de nieve

que pudo llegar al verano. En 2010 ambos factores se conjugaron dando como resultado el mantenimiento de múltiples neveros.

En general, al igual que ocurre en la cercana Sierra de Ancares (Pérez Alberti *et al.*, 1998), en los últimos años la persistencia de la nieve en estos enclaves se está reduciendo de manera notable (Santos González *et al.* 2010a) puesto que, según las informaciones recogidas, era habitual que neveros como el de las Joyas del Nevadín, fundieran en el mes de agosto o incluso en septiembre (excepcionalmente todo el año, como ocurrió, probablemente por última vez, en 1992), mientras que actualmente lo suelen hacer a primeros de julio. Si esta dinámica continúa, la presencia de la nieve no será suficiente para mantener las características de un nevero temporal, ya que el ciclo vegetativo no será diferente a otras áreas cercanas y la vegetación podrá desarrollarse normalmente, dificultando los procesos erosivos, como ya ha sucedido en los nichos de nivación situados a menor altitud (Fasgueo y La Bóveda) y está ocurriendo en el resto, aspecto igualmente observado en la Sierra de Guadarrama (Andrés de Pablo y Palacios Estremera, 2004; Muñoz Jiménez y García Romero, 2009; García Romero y Muñoz Jiménez, 2010).

La disminución de las precipitaciones en forma de nieve en el Alto Sil es un hecho evidente, al menos desde los años 90 del pasado siglo (Santos González *et al.*, 2010a). Esta evolución regresiva, sólo comprobada en los observatorios, situados siempre en el fondo de los valles, por debajo de los 1300 m, parece ser general a todas las cotas, existiendo una tendencia clara hacia una menor duración del manto nival. Sólo muy recientemente (2008-2010) esa tendencia se rompe, alcanzándose valores de precipitación nival que no se registraban desde hacía más de 15 años, aunque está por ver si 2008 ha sido un punto de inflexión o continuará la dinámica regresiva. Por otra parte, la fiabilidad de los observatorios en cuanto a la precipitación en forma de nieve no es muy elevada, lo que dificulta conocer su evolución real.

De todos modos, la disminución de la actividad de los nichos de nivación no debe achacarse únicamente a una reducción del volumen de nieve caído, puesto que es muy difícil disociarla de la fuerte reducción de la cabaña ganadera en estas montañas, que ha implicado una mayor colonización de la vegetación arbustiva en cotas altas, reduciendo así el volumen de nieve movilizado por el viento y transportado hacia los nichos.

De nuevo hay que tener en cuenta que son sistemas muy locales y muy dependientes del transporte de nieve hacia las zonas de barlovento, con lo que un cambio en su entorno puede provocar modificaciones notables en la acumulación de nieve. Los neveros del Nevadín y Peña Grande parecen ser los que menos han sufrido la reducción del pastizal en sus zonas de barlovento, lo que ha podido ayudar en la conservación de su dinámica. En este sentido, tras un gran desbroce realizado en el Valle del Agua (Vivero), dos neveros se han mantenido durante mucho más tiempo del habitual, llegando a comienzos del verano en el año 2009. Lo mismo ha sucedido en Tejado del Sil dónde, tras desbrozar el Campo Rocín en 2008, el nevero del circo del Cueto del Oso se ha convertido en uno de los más persistentes de todo el Alto Sil. La sustitución del brezal de porte elevado por pastizal parece haber sido el responsable de una mayor acumulación de nieve.

La acción erosiva en los nichos

Una de las acciones más destacables dentro de los nichos es la erosión del sustrato. Esta labor erosiva es siempre más intensa sobre materiales poco resistentes, como se ha comprobado en Groenlandia (Christiansen, 1998) al igual que ocurre con cualquier otro agente erosivo.

En los nichos de nivación del Alto Sil, especialmente en las Joyas del Nevadín, Nevadín N y Valdeiglesia, existen pequeños afloramientos de rocas que, como hemos podido observar, están siendo erosionados actualmente (Fig. 338), en parte por acción de la crioclastia, que prepara el material para ser posteriormente movilizado por la nieve y el agua de fusión. La frescura de muchas de las roturas contrasta con lo que sucede en otros sectores situados a igual cota, dónde la estabilidad del roquedo es la nota predominante.

En principio, las numerosas fracturas visibles podrían achacarse a ciclos de hielo-deshielo pero, como hemos visto, lo cierto es que los registros térmicos obtenidos a nivel superficial dentro del nevero de las Joyas del Nevadín indican que estos son escasos y se deben a contrastes térmicos poco acusados (Santos González *et al.*, 2009a), como ya se observó en otros neveros persistentes (Nyberg, 1991; Andrés de Pablo y Palacios Estremera, 2010), lo que pone en cuestión la relación entre neveros y la acción de hielo-deshielo (Thorn y Hall, 2002). Es probable que la erosión sea debida a un solo

ciclo de hielo-deshielo de carácter estacional, ayudado por el aporte extra de humedad del nevero, que puede permitir que el hielo penetre profundamente en las fisuras de las rocas, provocando que su acción sea muy eficaz.



Figura 338. Rotura fresca y desalojo del sustrato de pizarras en el borde del nevero de las Joyas del Nevadín. Algunos de los materiales fracturados son después movilizados por la nieve. La escala es de 1 m. 21-jun-2004.

Pero tampoco hay que descartar la importancia de los ciclos de humectación-secado bajo la nieve, que pueden llegar a provocar una erosión significativa (Kariya, 2002). De todos modos, aún es necesario profundizar en el conocimiento de la influencia de estos procesos en el desgaste de las rocas, así como monitorizar en detalle las fisuras de las rocas.

En cualquier caso, lo cierto es que la erosión ha sido notablemente más intensa los años con mayor acumulación y persistencia de la nieve; en efecto, mientras años como 2004 y 2005 en los cuáles apenas se podían observar pequeñas fracturas aisladas, en 2006 y 2009, tras el periodo de fusión, eran muy numerosas las fracturas recientes y no sólo se circunscribían a los neveros de las Joyas del Nevadín y Valdeiglesia, sino que aparecían en otros nichos de nivación normalmente poco activos.

Una vez que los materiales quedan sueltos, el agua y la nieve se encargan de movilizarlos ladera abajo. En este sentido, dentro de los nichos de las Joyas del Nevadín y Valdeiglesia, hemos observado algunas estrías de nevero que evidencian importantes presiones subnavales durante los desplazamientos lentos de la nieve (Fig. 339).



Figura 339. Estrías y marcas de arranque en un bloque en la parte inferior del nevero de las Joyas del Nevadín. 8-may-2007.

El mecanismo de formación de estrías de nevero ya fue observado por Matthes (1911), con estrías de gran tamaño y, posteriormente, por otros (Dyson, 1937; Theakstone, 1965; Costin *et al.*, 1973; Lindh *et al.*, 1988; Shakesby *et al.*, 1999). Estas estrías han sido señaladas también en un nevero de persistencia similar al del Nevadín, en la cercana Sierra de Ancares, junto al pico Cuiña (1998 m). Allí se pueden observar formas más complejas y numerosas (Valcárcel Díaz *et al.*, 2005a; Carrera Gómez *et al.*, 2006; Carrera Gómez y Valcárcel Díaz, 2010), que no hemos visto en el Alto Sil, seguramente por la presencia en el Cuiña de dos litologías muy contrastadas (pizarra y cuarcita), aspecto que no ocurre en los nichos analizados, dónde las diferencias litológicas son menores y sólo aparecen afloramientos muy reducidos de cuarzo y cuarzoarenitas. En todo caso, su presencia es signo inequívoco de la acción del arrastre de la nieve, creando formas que recuerdan a la acción de un glaciar.

Por otra parte, las líneas de pintura trazadas en ambos neveros mostraron evidentes signos de arrastre por parte de la nieve (Fig. 340). Los clastos movilizados, casi en su totalidad, no superan los 5 cm si bien, ocasionalmente, se han desplazado algunos de hasta 15 cm. En este sentido, se observa una movilidad selectiva de los mismos, puesto que sólo se mueven los más pequeños, mientras que los de tamaño bloque habitualmente están cubiertos por líquenes, en consonancia con lo observado en la Sierra de Guadarrama por Palacios Estremera *et al.* (2002).



Figura 340. Aspecto de la zona marcada por una línea de pintura en el nevero del Nevadín en junio de 2007, tras menos de cuatro años desde que fue marcada. Se puede apreciar que apenas algún canto está dentro de la zona marcada inicialmente, dibujada en la fotografía con una franja azul. 12-jun-2007.

Estos arrastres son efectivos en el nevero de las Joyas del Nevadín, dónde la gran mayoría de los cantos fueron movilizados, siendo menos frecuentes en el nicho de Valdeiglesia y probablemente, aunque no comprobado con líneas de pintura, en el resto de nichos de nivación activos. La dinámica es mucho mayor los años en los que los neveros acumulan mayor espesor de nieve, como ocurrió en 2006 y 2009, mientras que es prácticamente nula si no se sobrepasa un umbral de espesor de nieve mínimo, que estimamos en 8-10 m. Consideramos que sería necesario profundizar en las estimaciones de Bowman (1916) para conocer el umbral de nieve acumulada necesaria para que se produzcan desplazamientos de la masa siguiendo la pendiente.

Aunque la mayor parte de la dinámica se deriva de la acción nival, no debe obviarse la acción de otros agentes, especialmente del agua, tanto la procedente del deshielo como de eventos tormentosos de gran intensidad. Incluso el viento puede movilizar pequeños cantos depositados en posiciones inestables por la acción nival, como hemos comprobado en alguna ocasión.

Por otra parte, con el objetivo de comprobar la capacidad de desplazamiento de la nieve, se instalaron 16 varillas en el nicho de las Joyas del Nevadín y 15 en el de Valdeiglesia, realizándose mediciones de los grados de inclinación de las varillas todos los años tanto al final del periodo de fusión como en otoño. Todas ellas fueron instaladas con 90° de inclinación, observándose el doblado de ellas como consecuencia del deslizamiento lento de la nieve (Fig. 341).



Figura 341. Doblado de varillas de hierro en las Joyas del Nevadín. Se puede observar una varilla prácticamente horizontal por el empuje de la nieve. La varilla vertical acababa de ser instalada para ver la acción nival al invierno siguiente e indica la posición original de la doblada. Al fondo de la imagen son visibles otras 2 varillas intensamente dobladas, señaladas por flechas. 20-sep-2006.

La relación del doblado de las varillas con la cantidad y persistencia de la nieve cada año ha sido muy evidente, de tal forma que en años muy escasos en precipitaciones sólidas, como 2005, apenas hubo actividad y quedó restringida al borde superior de los

neveros. Por el contrario, años con gran cantidad de nieve (2006) todas las varillas instaladas quedaron dobladas como consecuencia de su deslizamiento (Tabla 56).

Tabla 56. Porcentaje de varillas de hierro dobladas y grados de inclinación que presentaban en los neveros de las Joyas del Nevadín y Valdeiglesia, en los años 2004, 2005 y 2006.

Años	Año 2004			Año 2005			Año 2006		
	% de varillas dobladas	Doblado medio y máximo (°)		% de varillas dobladas	Doblado medio y máximo (°)		% de varillas dobladas	Doblado medio y máximo (°)	
	Nevadín			Nevadín			Nevadín		
Fila superior	66	29	44	75	17	28	100	70	119
Fila media	28	5	18	28	3	15	100	63	104
Fila inferior	0	0	0	0	0	0	100	39	50
Total	25	8	44	29	5	28	100	58	119
	Valdeiglesia			Valdeiglesia			Valdeiglesia		
Fila superior	33	4	15	0	0	0	100	71	78
Fila media	0	0	0	0	0	0	100	49	54
Fila inferior	17	2	9	0	0	0	100	33	38
Total	19	2	15	0	0	0	100	51	78

Un aspecto a tener en cuenta es que las varillas son de hierro, por lo que recuperan parcialmente su posición una vez fundida la nieve, lo que hemos observado realizando mediciones de las varillas parcialmente tapadas por la nieve y, posteriormente, sin nieve. El grado de recuperación ha sido de entre 16° y 22°, por lo que los valores de la Tabla 56 son inferiores a los reales.

Larsen *et al.* (1989) y Larsen (1998) observaron que la presión máxima de la nieve sobre mástiles se ejercía al final del invierno, especialmente cuando está muy transformada y a temperaturas poco por debajo de los 0°C, disminuyendo significativamente una vez que comenzaba su fusión. Según esas observaciones, y teniendo en cuenta que hemos comprobado como algunas varillas recuperaban su posición en el mes de mayo, aún estando cubiertas casi totalmente por nieve, es muy probable que tanto el doblado de las varillas en el Alto Sil como el arrastre de materiales, se haya producido sobre todo en los meses de marzo y abril.

Conclusiones

Las observaciones realizadas entre 2003 y 2010 demuestran que existe una dinámica nival activa en algunos de los nichos de nivación del Alto Sil, en especial en las Joyas del Nevadín y, en menor medida, en Valdeiglesia. El desgaste de los

afloramientos rocosos bajo los neveros es notable. No se ha podido determinar en que medida las fracturas observadas son debidas a ciclos de hielo-deshielo o a ciclos de humectación-secado pero, basándonos en los registros térmicos, consideramos probable que estén relacionadas con el ciclo de hielo-deshielo estacional.

Los deslizamientos lentos de la nieve han sido probados gracias a la observación del doblado de varillas de hierro en los neveros de las Joyas del Nevadín y de Valdeiglesia, así como a la movilidad de clastos y la presencia de estrías de nevero. Del mismo modo, se han observado grietas de tracción en la parte superior de los neveros que evidencian el movimiento de la nieve. La dinámica es mucho más intensa los años en los que la cantidad de nieve acumulada es muy grande, siendo casi nula los años en los que espesor es escaso, como sucedió en 2005.

Creemos que los procesos erosivos dependen más del espesor y transformación de la nieve dentro del nicho que de la permanencia total de la nieve que, ocasionalmente, puede alargarse debido a ritmos de fusión más bajos de los habituales, como ocurrió en 2008. De cualquier forma, y puesto que el espesor de nieve que se alcanza y su duración están muy relacionados, a falta de observaciones más detalladas, el umbral de 219 días de nieve (Andrés de Pablo y Palacios Estremera, 2004) parece adecuado para separar los nichos de nivación activos de los inactivos, teniendo siempre presente la fuerte variabilidad interanual existente.

En los últimos años, parece existir una notable disminución del volumen de nieve que reciben estas montañas, lo que se traduce en una dinámica menos activa (o activa menos años) de los nichos de nivación y, por consiguiente, en una progresiva colonización de la vegetación, que estabiliza estos enclaves. Sin embargo, entre 2008 y 2010 las nevadas han sido muy intensas, abriendo la duda de si estamos asistiendo a un nuevo cambio de tendencia. De todos modos, la modificación de usos del suelo tiene igualmente una importancia significativa en la acumulación de nieve, lo que hace necesario profundizar en las relaciones entre la dinámica geomorfológica, la vegetación, los usos del suelo y el clima.

VI. 6. 4. Morrenas de nevero

Una morrena de nevero (*i: pronival rampart*) es una cresta de materiales formada en el margen inferior de un nevero (Shakesby, 1997). En realidad, las morrenas de nevero tienen muy pocas diferencias con las morrenas de origen glaciar, siendo complicado establecer un límite entre ambas formas. Ballantyne y Kirkbride (1986) señalan en Gran Bretaña que las morrenas de nevero están como máximo a una distancia de 68 m de la base de la pared. Esa medida tampoco tiene porque considerarse como una referencia exacta (Shakesby, 1997), y en estudios posteriores se señala que puede variar entre 30 y 70 m (Ballantyne y Benn, 1994).

Tradicionalmente, las morrenas de nevero se han definido como una cresta o rampa predominantemente integrada por material grosero, usualmente localizada cerca o en el pie de un talud, que se forma por la acumulación de derrubios a lo largo de los márgenes de un nevero permanente (Ballantyne, 1987: 167). Sin embargo, en realidad la cresta no tendría porqué estar integrada mayoritariamente por derrubios groseros, ni estar al pie de un talud, ya que el material puede venir derivado de un sustrato poco coherente. Además, algunos autores defienden que raramente el material que cae sobre un nevero se acumula a su pie, como se asumía tradicionalmente (Bowman, 1916), puesto que el nevero normalmente es demasiado húmedo para permitirlo (Johnson, 1983; Barsch, 1996: 222).

En la literatura anglosajona, el término de *protalus rampart* (Bryan, 1934) ha sido el más utilizado para definir estas formas. Pero, posteriormente, se ha comprobado que, en algunos casos, el origen de las crestas al pie de los neveros puede derivarse del flujo lento de la nieve y tener, por tanto, un origen subnival (Shakesby *et al.*, 1999). De ahí que estos últimos autores hayan propuesto el término de *pronival rampart*, que parece está teniendo aceptación en la actualidad (Valcárcel Díaz *et al.*, 2005b).

En realidad, se podría discutir si no sería necesario distinguir entre dos tipos de morrenas de nevero, las de origen supranival, derivadas de la acción de la gravedad y transporte pasivo por el nevero, y las de origen subnival, generadas por empuje lento de la nieve realizando un efecto bulldózer, en el mismo sentido que se distinguen el *till* supraglaciar y subglaciar, independientemente de que es posible que en casos concretos puedan darse los dos procesos.

Las supranivales han sido las citadas tradicionalmente, con un mecanismo bien conocido y propuesto ya desde el s.XIX (Drew, 1873, en Shakesby *et al.*, 1999: 31; Kinahan, 1894). El proceso sería simple, y la nieve simplemente actuaría como un elemento pasivo que redistribuye el material caído desde un talud de derrubios, acumulándolo en sus márgenes. Una vez que la cresta está establecida, el límite del nevero queda mejor definido por su presencia, con lo que el material tiene a acumularse de nuevo en el mismo punto (Daly, 1912; Bryan, 1934; Richmond, 1952). Algunos autores remarcan que sólo se generan en neveros de fuerte pendiente (Watson, 1966).

Llama la atención la gran frecuencia con la que aparecen citadas estas formas con carácter relictas (Ballantyne y Benn, 1994; Hall y Meiklejohn, 1997), mientras que apenas hay referencias de ejemplos activos actualmente (Ono y Watanabe, 1986; Ballantyne, 1987), lo que debería hacer reflexionar hasta que punto muchas de las formas relictas descritas son realmente morrenas de nevero u otro tipo de depósitos. Además, hay diferencias significativas entre los escasos estudios que las encuentran activas y los que citan formas relictas (Shakesby, 1997: 397). Otros autores, como Barsch (1996), defienden que la gran mayoría de las formas así interpretadas son en realidad glaciares rocosos embrionarios, con un origen periglacial. Tampoco faltan los trabajos que cuestionan algunas citadas en el pasado (Curry *et al.*, 2001; Gordon y Ballantyne, 2006; Serrano Cañadas y González Trueba, 2004: 84), siendo posiblemente formas mucho menos comunes de lo que tradicionalmente se las ha considerado.

En España, las morrenas de nevero han recibido muy poca atención ya que, a pesar de ser citadas con cierta frecuencia, casi nunca se describe en detalle su forma o características. Hay escuetas referencias en los Pirineos (Serrano Cañadas, 1995; Serrano *et al.*, 2002a), Sierra Nevada (Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1998), Sistema Central (Palacios Estremera *et al.*, 1998; Sancho *et al.*, 2001, de la PEH), la Sierra del Moncayo (Pellicer y Echeverría, 2004) y la Sierra de Gúdar (Lozano Tena, 1988). En la Cordillera Cantábrica, se las cita en la Sierra de Suspirón (García de Celis, 1993: 349; 2002a), Alto Nalón (Jiménez Sánchez, 2002), Picos de Europa (Alonso, 1992: 179; Serrano Cañadas y González Trueba, 2004; González Trueba y Serrano Cañadas, 2010: 79-81) y la Sierra de Ancares (Rodríguez Guitián *et al.*, 1995a). En el Alto Sil, Alonso (1989; 1992; 1998b) y Trombotto Liaudat y Alonso (2008) citan morrenas de nevero en el entorno de El Miro de Valdeprado.

En todos los casos se trataría de morrenas de nevero de carácter supranival. Por el contrario, las de origen subnival son formas muy similares a las morrenas anuales (*i: push moraines*) y están integradas por clastos de tamaño diverso empujadas por el flujo lento de la nieve, cuando esta alcanza densidades muy altas, preferentemente en climas templado-húmedos. Este tipo de morrenas de nevero es estudiado en mayor detalle por Shakesby *et al.* (1995; 1999) y Shakesby (1997) puesto que, aunque se conocía la fuerza de empuje de la nieve (Costin *et al.*, 1964; 1973; Mathews y Mackay, 1963; 1975), no se había propuesto tradicionalmente ese origen. Valcárcel Díaz *et al.* (2005b) en la cercana Sierra de Ancares, observan también la formación de morrenas de nevero subnivales.

De todos modos, las morrenas de nevero son formas aún mal conocidas que, como hemos visto, pueden tener orígenes algo diversos y pueden llegar a presentar finos y no sólo material grosero. El que las descripciones de ejemplos activos sean tan escasas, dificulta aún más el poder adscribir este origen a crestas situadas al pie de taludes, ya que su morfología es muy similar a la de pequeños glaciares rocosos lobulados y también a pequeñas morrenas. En este sentido, Ballantyne y Benn (1994) sugieren una forma de transición, cuando el espesor del nevero alcanza ya entre 30 y 70 m y la neviza se transforma en hielo glaciar, pudiéndose crear lo que denominan una *protalus moraine*.

En el Alto Sil, no hemos reconocido morrenas de nevero claramente definidas. Únicamente algunas crestas de los circos de Cornatiella (Valdeprado), Las Cortes y Tsagunina (Salentinos) tienen apariencia, con carácter dudoso, de morrenas de nevero. En el último de los lugares citados hay dos crestas muy cercanas entre sí (Fig. 342). En todos los casos se trata de crestas de cantos y, sobre todo, bloques, de entre 70 m y 90 m de anchura y entre 1 y 3 m de potencia que destacan sobre un surco adyacente que se sitúa inmediatamente aguas arriba. La distancia entre la base de la pared y el frente de la cresta es pequeña en los 3 casos, entre 15 m y 30 m, mientras que la distancia al borde superior de los circos en los que se emplazan varía entre 120 m (Cornatiella y Tsagunina) y 190 m (Las Cortes). En todas ellas las paredes de abastecimiento de los circos están muy desgastadas, quedando actualmente pequeños resaltes, por lo que debe de tratarse de formas relativamente antiguas.

Especialmente en Las Cortes, en el surco los líquenes son escasos, probablemente debido a la mayor persistencia de la cubierta nival, mientras que en las

crestas la colonización liquénica es mucho más alta, lo que se traduce en diferencias de color que hacen que sean más visibles sobre el terreno.



Figura 342. Crestas al pie de canchales en el circo de Tsagunina (Salentinos), a 1850 m de altitud. La distancia entre las crestas y el borde superior del circo es de 120 m. 26-jul-2007.

En la génesis de estas crestas consideramos 3 orígenes posibles:

Morrenas de nevero: En este caso serían crestas desarrolladas al pie de neveros permanentes o persistentes que se desarrollarían al pie de la pared del circo. En contra de esta hipótesis existen varios factores. En primer lugar, no se trata de zonas topográficamente muy favorables para la formación de neveros persistentes que, como hemos visto, se suelen desarrollar en el borde superior de los circos, no al pie. En segundo lugar, la fuente de abastecimiento de derrubios se encuentra muy alejada de la cresta (120-190 m), lo que obligaría a la formación de una placa de nieve o neviza de gran tamaño. Por último, las pendientes de estas zonas son muy bajas en comparación con las que se dan en áreas dónde se ha comprobado la formación de morrenas de nevero activas, que se suelen dar bajo escarpes subverticales.

Glaciares rocosos embrionarios: Según esta segunda hipótesis las crestas estarían relacionadas con el flujo de derrubios por la presencia de permafrost, generándose

pequeños glaciares rocosos lobulados embrionarios. En favor de esta teoría está la similitud de las crestas con algunos glaciares rocosos lobulados presentes en zonas cercanas del Alto Sil con condiciones altitudinales y topográficas muy similares. Sin embargo, al contrario que en aquellos, en estas crestas no se observan materiales finos en su parte externa, ni tampoco aparecen unos límites laterales definidos, como ocurre en los glaciares rocosos.

Canchales apoyados en escarpes a contrapendiente: La génesis de estas crestas podría estar relacionada con la formación de canchales por gravedad que se han visto afectados por la creación de escarpes a contrapendiente (*i: antislope scarps*). Estos escarpes se desarrollan en algunas zonas de montaña que han estado afectadas por la glaciación y se relacionan con deformaciones gravitacionales que, de modo genérico, son denominadas en inglés como *sackungs* (Zischinsky, 1969).

Estos escarpes fueron descritos en diversos valles de Laciana y de la cabecera del Ibias por Alonso y Corte (1992), que los asociaron a la deglaciación. En los Alpes, se ha observado que en algunos casos su formación ha afectado a glaciares rocosos y canchales, que quedan cortados por el desarrollo de estos escarpes a contrapendiente, puesto que la cresta generada detiene la caída de material (Hippolyte *et al.*, 2009).

Consideramos que es posible que las crestas descritas, y otras menos definidas, sean en realidad canchales afectados por la generación de escarpes a contrapendiente. En favor de esta teoría está la continuidad que presentan algunas de las crestas fuera del canchal, que hacen pensar en un origen estructural y no geomorfológico. Sin embargo, el escaso conocimiento de estos procesos y la falta de estudios a nivel regional hacen que simplemente se pueda considerar como una hipótesis de trabajo.

VI. 7. Valoraciones finales sobre el Periglaciario

En el Alto Sil, al igual que ocurre en el resto de la Cordillera Cantábrica, existe un rosario de formas de origen periglaciario derivadas de distintos procesos (crioclastia, levantamiento por helada, geliflución, desplazamientos relacionados con el permafrost y nivación) y de distintas épocas. En la aparición de una u otra han tenido una importancia notable no sólo las condiciones térmicas, sino también otros factores como la litología, la pendiente, la orientación o la altitud. Además, son formas dependientes de un relieve previo y la ocurrencia de muchas de ellas se ha visto favorecida por la glaciación, pudiendo considerarse, al menos parcialmente, formas paraglaciales.

Tabla 57. Superficie, litología y altitudes de las formas periglaciales del Alto Sil

Proceso	Forma o elemento	Superficie (Ha)	% en cuarcitas	% en pizarras	Alt. máx.	Alt. mín.
Permafrost	Glaciares Rocosos	75,05	100	0	1992	1345
	Campos de Bloques	1,87	100	0	2099	1620
	Suelos ordenados	0,50	100	0	1980	1850
Geliflución	Lóbulos de geliflución	≈ 0,40	≈ 90	≈ 5	2015	1820
	Lóbulos de piedras	≈ 0,38	100	0	2000	1725
	Bloques aradores	0,09	63	33	2040	1855
	Terracitas	2,15	≈ 30	≈ 50	2080	1750
	Céspedes almohadillados	≈ 0,03	80	20	2055	1640
Crioclastia	Canchales	1076,96	99,3	0,7	2080	790
	Derrubios estratificados	-	-	-	1600	760
Levantamiento por helada	Agujas de hielo	-	-	-	2136	745
Nival	Nichos de nivación	2,92	37	63	2072	1895
	Canales mixtas	≈ 26,25	-	-	2125	1155

Como vemos en la Tabla 57, por extensión superficial, los depósitos periglaciales más abundantes son los canchales y, en mucha menor medida, los glaciares rocosos. Otro tipo de formas de detalle son mucho menos frecuentes y están representadas únicamente en cotas altas. En cuanto a las formas erosivas, sólo hemos destacado las canales mixtas, que aparecen muy concentradas espacialmente.

Condiciones topográficas y estructurales en el periglaciario

Las formas periglaciales se generan debido a la acción del hielo, lo que implica la existencia de unas condiciones térmicas propicias; en particular, la existencia de

periodos de tiempo con temperaturas por debajo de los 0°C. En general, las temperaturas descienden con la altitud, por lo que normalmente hay una altitud mínima que marca el inicio de la aparición de formas periglaciares, siendo variable en función del proceso que la genera.

En el Alto Sil, aparecen formas periglaciares derivadas de distintas épocas y, por tanto, de diferentes condiciones climáticas, con lo que no se pueden realizar comparaciones basadas en la altitud entre formas relictas y actuales o subactuales. Por eso, es más adecuado separar las formas en función de si se han generado por permafrost, geliflución, crioclastia, levantamiento por helada o procesos nivales.

Las formas relacionadas con la presencia de permafrost, que son relictas, se dan desde poco por debajo de los 1400 m, aunque están mejor desarrolladas por encima de los 1700-1800 m. Las que se relacionan con procesos de geliflución, que se pueden considerar actuales o subactuales, pueden aparecer desde 1640 m, aunque son más frecuentes a partir de los 1800 m y las que muestran signos de actividad actual en general sólo aparecen por encima de los 1900 m. Otros procesos, como la crioclastia y el levantamiento por helada, operan prácticamente a todas las cotas, aunque la actividad de las formas que generan es muy limitada. Por su parte, en los procesos nivales hay que distinguir entre los nichos de nivación, que sólo aparecen en torno a las cotas más elevadas, de las canales mixtas, zonas en las que se producen aludes de nieve que pueden alcanzar cotas inferiores a los 1200 m.

La orientación es otro factor que ha influido notablemente en la aparición de las diversas formas. En su mayor parte, prefieren orientaciones N o NE, en las que la radiación solar es más baja y el hielo puede permanecer durante más tiempo. Sin embargo, la mayor parte de formas de geliflución están mayoritariamente orientadas hacia el N y NO, donde la cubierta nival es más débil (especialmente durante el otoño) y el frente de hielo puede alcanzar mayores profundidades. La dependencia de la orientación en muchas de ellas viene reforzada por el escaso rango altitudinal en el que aparecen, que hace que sea necesaria una orientación favorable para compensar las condiciones altitudinales límites a las que se desarrollan (y desarrollaron).

Por otra parte, hay una importante disimetría de vertientes entre laderas de solana y laderas de umbría, como ya observaron en el área de estudio Trombotto Liaudat y Alonso (2008). En efecto, las primeras, aunque ocupadas por los glaciares pleistocenos durante el máximo avance, apenas fueron retocadas por éstos y debieron

estar libres de hielo mucho más tiempo que las orientadas al N y al E. Esto explicaría que raramente se encuentren circos con orientaciones S y O y que, dónde aparecen, estén poco desarrollados. Por tanto, estas laderas estuvieron sometidas a procesos periglaciares durante mucho más tiempo. Por ello, en ellas se pueden encontrar extensas laderas de bloques tapizando las laderas de cuarcitas y los afloramientos que los dieron origen quedaron totalmente erosionados. Además, las zonas pandas culminantes albergaron permafrost continuo, generándose campos de bloques y suelos ordenados allá dónde afloraban las cuarcitas.

Por el contrario, en las laderas orientadas al N y al E se formaron un rosario de circos que rejuvenecieron el relieve, dando lugar a pendientes menos homogéneas y a la aparición de escarpes rocosos de gran desnivel. En estas zonas, tras la deglaciación, se formaron glaciares rocosos, abastecidos por canchales, al pie de muchos escarpes verticales, debido a la existencia de permafrost. Más tarde, con condiciones menos rigurosas, en las laderas de las cabeceras de los circos, se generaron lóbulos de geliflucción, lóbulos de piedras, bloques aradores, terracitas y céspedes almohadillados en zonas favorables que, actualmente, siguen manteniendo una cierta funcionalidad.

Por tanto, se observa una notable influencia de la glaciación en la aparición de las formas periglaciares, ya que éstas se han visto muy condicionadas por el relieve previo derivado de la actividad de los glaciares pleistocenos.

La pendiente de las laderas se ha mostrado como otro factor fundamental para los procesos periglaciares. En algunos casos, es necesario el aporte de materiales desde escarpes superiores como ocurre en las lleras y en los glaciares rocosos. En las primeras, los materiales se acumulan por gravedad y presentan pendientes medias de entre 30° y 40°, aunque a veces se desarrollan laderas de bloques con pendientes más bajas. En los segundos, al haber fluido gracias a la presencia de hielo mezclado con los fragmentos de roca, las pendientes son más bajas, inferiores a 25°, presentando tramos en los que este valor puede estar por debajo de los 5°.

Las formas de geliflucción localizadas en el Alto Sil se encuentran en pendientes relativamente altas en comparación con los valores medios de otras zonas de montaña. Así, los lóbulos de geliflucción y los lóbulos de piedras aparecen entre 20° y 30°. Algo más amplio es el rango en el que se localizan los bloques aradores, entre 16° y 40°, al igual que las terracitas, que lo hacen entre 10° y 40°.

Por último, en algunas formas en las que la gravedad tiene un papel menos relevante en su génesis la pendiente media es muy baja, como ocurre en los campos de bloques o en los círculos de piedras, que aparecen en zonas con menos de 5°. Si el valor aumenta, pasan a convertirse en laderas o ríos de bloques y en suelos estriados respectivamente.

Las diferencias litológicas tienen una notable importancia en la aparición de una u otra forma periglaciaria. Las cuarcitas que, por su red de fracturación, son muy propensas a la macrogelificación, dan cantos y, sobre todo, bloques, lo que ha hecho que se generen campos de bloques, glaciares rocosos o lóbulos de piedras, elementos que no aparecen fuera de las zonas cuarcíticas en esta zona. Es destacable que las únicas evidencias de la existencia de permafrost en el pasado estén en cuarcitas. En otras litologías, como las pizarras y las areniscas, debieron desarrollarse pero no se han conservado, por el menor tamaño de los derrubios que estas litologías generan.

Más discutible es la importancia que tiene el uso humano del territorio y, en especial, el uso ganadero. En este sentido, la vegetación constituye un eficaz agente estabilizador de las laderas. De hecho, en zonas desprovistas de ella pueden aparecer formas periglaciares incluso muy por debajo de la línea del bosque (Oguchi y Tanaka, 1998). En el Alto Sil, la vegetación se ve claramente influenciada tanto por la presencia de ganado vacuno, habitual durante el verano, como por los incendios forestales que, aunque cada vez menos frecuentes, han sido recurrentes al menos en los últimos 2000 años. El descenso muy significativo de la carga ganadera desde mediados del siglo pasado, junto con la menor importancia de los incendios forestales ha provocado una densificación de la cubierta forestal en los valles y de la cubierta arbustiva en las zonas culminantes. Esta mayor cobertura vegetal es muy probable que haya influido notablemente en la estabilización de algunas formas periglaciares (terrachitas, lóbulos de geliflución, bloques aradores), quizás incluso en mayor grado que el ascenso de temperatura que se ha registrado desde entonces. De hecho, Barthélemy (1998) observa la reactivación de formas periglaciares con la vuelta del ganado a zonas del Pirineo andorrano y, para otros autores, la relación entre unas mayores tasas de erosión y el sobre pastoreo es claro (Trimble y Mendel, 1995).

De todos modos, la ausencia de observaciones a largo plazo, impide comprobar en que medida la más que probable disminución de actividad de muchos de los procesos periglaciares se debe a un cambio de las condiciones climáticas o a un cambio en los

usos del suelo. Por tanto, al encontrarnos en un ambiente influenciado por la actividad humana, los procesos naturales de carácter frío no sólo dependen de las condiciones climáticas y topográficas naturales, sino también de otras de carácter antrópico, a veces relacionados con usos del pasado.

Sobre la edad de las formas periglaciares

Las condiciones térmicas más rigurosas que existieron durante las distintas fases de avance y retroceso glaciares, hacen pensar que muchas de las formas que hoy en día sólo son visibles en las cotas más altas, debieron estar extendidas a altitudes mucho más bajas. Pero muchas de las formas periglaciares, especialmente las que se dan en zonas con materiales finos, son fácilmente borradas por procesos posteriores, conservándose sólo algunas de ellas.

Hemos de suponer que antes del máximo avance glacial, en la cuenca del Sil ya operaban procesos periglaciares que debieron generar diversas formas de acumulación. Más aún, lo más probable es que se hayan dado las condiciones propicias para el desarrollo de formas periglaciares durante buena parte del Pleistoceno y de otros periodos geológicos. Sin embargo, es muy complicado encontrar evidencias, dado el bajo potencial de conservación que tienen la mayor parte de los depósitos y formas periglaciares.

Durante el máximo glacial, más de dos terceras partes del Alto Sil estaban ocupadas por grandes masas de hielo, con lo que la superficie disponible para la acción periglacial era muy limitada. Sin embargo, es probable que las condiciones térmicas y la escasa cubierta vegetal la favorecieran y que los glaciares se vieran abastecidos de derrubios desde las laderas adyacentes por procesos periglaciares. Algunas de las lleras ubicadas por debajo de los 1200 m pudieron ser muy activas en ese momento y, en las escasas zonas culminantes no ocupadas por los glaciares, el permafrost debió estar presente, pero no hemos encontrado evidencias claras que permitan definir la cota mínima desde la que aparecía.

Con el retroceso de las lenguas glaciares, el espacio disponible para la acción periglacial aumentó considerablemente, encontrando además unas condiciones muy adecuadas, como son la descompresión de las paredes rocosas, el perfil inestable creado por los hielos y la gran cantidad de sedimentos poco cohesionados. Todo ello debió provocar la génesis de abundantes canchales en cotas bajas. Probablemente, buena parte

de las lleras situadas por debajo de los 1400 m tuvieran su actividad principal en este periodo.

Por otra parte, muchas zonas culminantes de topografía suaves orientadas al S y al O debían estar libres de glaciares, con lo que el permafrost debió estar presente en áreas relativamente extensas. Probablemente en ese momento comienzan a generarse la mayor parte de los campos de bloques del Alto Sil, así como otras formas de detalle que no se han conservado.

El progresivo acantonamiento de los glaciares en los circos, con lenguas cada vez más reducidas, hizo que el espacio disponible para los diversos procesos periglaciares aumentara, aunque la mejoría de las condiciones térmicas pudo hacer que en las cotas más bajas su actividad fuera cada vez más limitada, a lo que debía contribuir también la cada vez más intensa colonización vegetal.

Los glaciares rocosos son uno de pocos indicadores de la presencia de permafrost que se han conservado. En algunos casos, estas masas de hielo y roca descendieron por debajo de los 1400 m, lo que indica que durante las fases de retroceso glaciares el permafrost estaba presente, al menos en orientaciones N, hasta esa cota. También sugiere que durante el máximo glaciar pudo alcanzar cotas más bajas, sin que se desarrollaran glaciares rocosos debido a condiciones topográficas y de alimentación poco favorables. En todo caso, no está claro si el retroceso de los glaciares se debió a un aumento de la temperatura o a una disminución de la precipitación o ambas cosas, con lo que, al menos por el momento, no se puede afirmar que hubiera permafrost por debajo de esa altitud.

Las formas de gelifluxión que se conservan son muy limitadas, están situadas por encima de los 1600 m y en su mayor parte deben ser muy recientes, posiblemente relacionadas con la Pequeña Edad del Hielo, como ya apuntan Trombotto Liaudat y Alonso (2008), mostrando a veces signos de actividad actual, aunque sea atenuada. Esto, junto a los registros térmicos del suelo obtenidos, nos indica unas condiciones que en zonas topográficamente adecuadas permiten el desarrollo de procesos de gelifluxión activos. Sin embargo, el hecho de que no se conserven formas más antiguas en cotas bajas no nos debe hacer olvidar que, muy probablemente, durante las últimas fases de retroceso glaciar, la gelifluxión debió de ser un proceso muy activo en zonas mucho más extensas que en la actualidad.

La altitud de las formas periglaciares actuales

El modelado periglacial tiene una importancia actual residual dentro del ámbito de estudio y sólo en lugares puntuales dentro de las cotas más elevadas existen formas periglaciares con cierto desarrollo. La actividad actual o no de muchas de las formas periglaciares que podemos encontrar en las cumbres ha sido discutida, puesto que muchas veces es difícil establecer hasta que punto conservan o no una cierta dinámica (García de Celis, 1993: 477). En todo caso, este autor establece una cota de 1900-2000 m para las formas activas en Montaña Occidental de León (García de Celis, 1993: 477); Brosche (1978b) la sitúa entre 1800 y 2000 m; González Gutiérrez (2001) observa que son sectores concretos, normalmente a más de 1800 m pero esporádicamente por debajo para la Montaña Central Leonesa; Castañón Álvarez y Frochoso Sánchez (1998) sitúan la cota en los Picos de Europa a 1800-1900 m.

En general, la mayor parte de los autores coincide en señalar la cota 1800 m en el NO y algo más en el interior como la indicadora de los procesos periglaciares activos. Por nuestra parte, creemos que no hay una altitud determinada a partir de la que se pueda hablar de un modelado periglacial generalizado, ya que es tan residual que depende también de condiciones locales favorables, especialmente relacionadas con la acumulación de nieve y con la litología. En realidad, incluso a más de 2100 m las formas periglaciares pueden estar totalmente ausentes. Por tanto, coincidiendo con otros autores (García de Celis, 1993; González Gutiérrez, 2002b), nos encontramos ante un periglacialismo actual muy atenuado, de carácter marginal y restringido a determinados sectores culminantes, normalmente en divisorias de aguas y orientados al N, con condiciones micro-topoclimáticas favorables para el mantenimiento de estos procesos, coincidiendo casi siempre con lugares donde la persistencia de la nieve es intensa, habitualmente por encima de 1800 m, pero esporádicamente por debajo.

A pesar de la pequeña distancia que los separa (10-12 km), algunas formas periglaciares aparecen a más baja cota en los cordales septentrionales, más oceánicos, que en los meridionales, lo que parece apuntar a unas condiciones térmicas más rigurosas en la zona N. En efecto, en algunos elementos como las terracitas o los bloques aradores las diferencias son de sólo 25 y 15 m pero otros, como los lóbulos de geliflucción o los lóbulos de piedras, aparecen 70 y 115 m más bajos en los cordales septentrionales que en los meridionales. También se pueden observar nichos de nivación, aunque sean poco activos, 90 m más bajos que en las montañas situadas al S

del Sil, mientras que esto no ocurre con las formas relacionadas con el permafrost, que aparecen desde altitudes ligeramente más bajas en los cordales meridionales.

En todo caso, el restringir el modelado periglaciario de cierta intensidad a sectores concretos muy elevados, no quiere decir que en el resto del territorio no existan procesos de carácter frío, sino simplemente que estos no son dominantes. Así, por ejemplo, las agujas de hielo son una forma muy extendida en el invierno y que afecta a todas las cotas, especialmente a los fondos de valle. Además, los ciclos de hielo-deshielo se dan también a todas las cotas, lo que puede provocar fenómenos de crioclastia incluso en zonas bajas, si bien estos procesos no son capaces de generar derrubios abundantes salvo en las zonas más elevadas. Con todo esto, queremos indicar que, aunque procesos de índole periglaciario se dan en todo el espacio estudiado, sólo se puede hablar de un ambiente periglaciario en sectores aislados de las zonas culminantes.

A modo de resumen, podemos establecer diferentes complejos morfodinámicos para el Alto Sil. Para ello, nos hemos basado en la clasificación realizada para las sierras orientales de Galicia por Valcárcel Díaz *et al.* (1998: 247-249), puesto que es perfectamente aplicable al Alto Sil. De esta manera distinguimos entre:

- Complejo morfodinámico subnival: En la Sierra de Ancares se señala por encima de 1800-1850 m, pero creemos conveniente situarlo aquí a desde los 1950 m. Se caracteriza por la presencia de nieve, al menos algunos años, durante parte del verano. Chueca *et al.* (1998) dan 190-200 días de nieve para este complejo, valores perfectamente aplicables al Alto Sil. Es un espacio muy reducido, pero con actividad actual. Se circunscribe a los neveros más persistentes en enclaves favorables junto a las cumbres más elevadas, que se han descrito en el Capítulo VI.6.3. y en los que la vegetación es muy escasa.

- Complejo morfodinámico (alpino)-subalpino: Se trata de una zona con características alpinas, pero sin reflejo botánico. Se caracteriza por presentar una cubierta nival persistente pero que no llega al verano y por el desarrollo de procesos gelifluídales. La nieve explica la distribución de la vegetación en este complejo y la congelación del suelo puede alcanzar profundidades cercanas a 1 m. La vegetación está presente pero sólo el estrato herbáceo, estando influenciada por procesos geomorfológicos activos, como canchales, terracitas, lóbulos de geliflucción o bloques

aradores. Aparece fundamentalmente en las orientaciones N y NO de los circos. Se trata de zonas reducidas en extensión y situadas por encima de los 1800 m.

- Complejo morfodinámico subalpino s.s. caracterizado por la presencia de ciclos de hielo-deshielo y, sobre todo, por temperaturas bajas que no permiten el desarrollo de bosques, aunque sí de vegetación arbustiva densa. En la Sierra de Ancares, Rodríguez Guitián y Guitián Rivera (1993) lo sitúan a partir de 1700 m, coincidiendo con el límite forestal, valor aplicable al Alto Sil, aunque en muchas laderas debido a la influencia humana puede estar más bajo y llegar a aparecer desde los 1500 m.

- Complejo morfodinámico montano. Es el dominio de los bosques atlánticos, desde las cotas más bajas hasta el límite forestal. Aparecen ciclos de hielo-deshielo, pero apenas aparecen procesos de carácter frío. En el área mediterránea del entorno de Páramo del Sil los bosques mixtos y los abedulares son sustituidos por encinares.

VII. El modelado glaciar y periglaciar como patrimonio natural

Uno de los objetivos básicos que se pretendían al abordar el estudio del glaciario y el periglaciario del Alto Sil, era la puesta en valor de un patrimonio geomorfológico que hasta hace muy pocos años ha permanecido totalmente ignorado. Mientras los sobresalientes valores florísticos y faunísticos que ofrece este territorio son bien conocidos y han llevado a la declaración de diferentes figuras de protección (Espacio Natural, LIC, ZEPA, Reserva de la Biosfera) y a la elaboración de planes de recuperación de las especies más emblemáticas (Planes de Recuperación del Oso Pardo y el Urogallo cantábrico), los no menos notables valores geomorfológicos y geológicos apenas han sido mencionados. Esta situación es común a toda la Cordillera Cantábrica y a otros muchos conjuntos montañosos, donde el patrimonio abiótico siempre ha despertado un menor interés desde el punto de vista conservacionista.

A nivel global, puede destacarse como uno de los hitos fundamentales en la conservación y valoración de los elementos geológicos y geomorfológicos, la creación en 1968 de la Comisión de Geoecología de Alta Montaña de la Unión Geográfica Internacional. Por supuesto, existen antecedentes anteriores en los que se trataba de exaltar el patrimonio abiótico. Entre ellos, destacan los trabajos de Pidal y Fernández Zabala (1918) y Delgado Úbeda *et al.* (1932) en los Picos de Europa, que se pueden considerar pioneros en la puesta en valor del patrimonio geológico de la Cordillera Cantábrica.

Pero, en España, los primeros estudios sistemáticos sobre Puntos de Interés Geológico (PIG) (*i: geological heritage sites*) que, aunque escasos, suelen incluir algunos de carácter geomorfológico, no llegan hasta finales de los años 70, y son promovidos por el Instituto Geológico Minero de España (IGME), comenzando en el NO de la Península Ibérica. A partir de ellos se obtienen algunos catálogos dentro de la Cordillera Cantábrica y el Macizo Galaico (Duque y Elízaga, 1983; Águeda *et al.*, 1985; Elízaga *et al.*, 1985), en los que son muy pocos los puntos de interés de carácter geomorfológico que se incluyen destacando, en relación con el modelado glaciar, el valle glaciar de La Concha-Lunada, el Lago de Sanabria y los valles glaciares y crestones calizos de Peñalba de Santiago. A partir de estos estudios, se realizan algunos

inventarios en Comunidades Autónomas (Duque *et al.*, 1983; Tamés *et al.*, 1991; Durán, 1998; Arana *et al.*, 1999; Nuche, 2001).

Dentro de la provincia de León, destaca el inventario sobre Puntos de Interés Geológico llevado a cabo en el marco del Atlas del medio natural de la provincia de León (Alonso Herrero y Gallego Valcarce, 1995), así como la recopilación de Puntos de Interés Geomorfológico que aparece dentro de un catálogo de puntos de interés geoescolar (Alonso Herrero y Domingo, 1998) y la valoración del patrimonio geológico de la provincia que realiza Colmenero Navarro (2001). También merecen destacarse recientes iniciativas de divulgación del patrimonio geomorfológico, como la recopilación de imágenes geomorfológicas (González Amuchastegui *et al.*, 2008), o la realización de una guía geológica visual de León (Alonso Herrero, 2004), que son importantes de cara a dar a conocer al público general el patrimonio geomorfológico.

En la montaña occidental de León, Fernández Martínez (2001) recopila diversos Puntos de Interés Geológico, algunos de los cuales han sido publicitados y promocionados desde el punto de vista turístico. Entre ellos, la “Captura fluvial del río Luna por el Sil en el Puente de las Palomas” y el “Glaciarismo en el campo de Santiago de Martín Moro” tienen un valor geomorfológico, lo mismo que las lagunas (García Fernández, 2001b) y otros enclaves como “El valle del Puerto” (García Fernández, 2001a), que se recogen en la misma guía.

Este reciente interés por el patrimonio geológico, se enmarca dentro de una tendencia global, que no despegó a finales del siglo XX, en la que se empieza a usar con asiduidad el término geodiversidad (*i. geodiversity*) (Gray, 2004). Es decir, sólo recientemente se empieza a ver el patrimonio geomorfológico como un verdadero recurso y, a partir de ahí, comienza su puesta en valor. Este nuevo interés se manifiesta, por ejemplo, en la creación en el año 2001 del Grupo Internacional de Trabajo “*Geomorphosites*”, lo que supone un hito importante de cara a la divulgación de los Lugares de Interés Geomorfológico (*i. Geomorphological Sites* o *Geomorphosites*), como también lo es la creación por parte de la UNESCO de la red de geoparques (*European Geoparks Network*) (Zouros, 2004). Se trata, por primera vez, de una figura de protección relacionada exclusivamente con el interés geológico o geomorfológico que ya se está aplicando en muchos países. En España, se han creado hasta el momento 5 geoparques, en Andalucía, Aragón y País Vasco.

Otra iniciativa internacional de gran importancia es el proyecto *Global Geosites*, terminado en 2007 (www.igme.es), que ha identificado 144 LIG en España. Muy pocos de ellos son de carácter geomorfológico destacando, en la Cordillera Cantábrica, los Picos de Europa y las cuevas de Ojo Guareña y Valporquero, lo que indica un cierto retraso de la Geomorfología respecto a la Geología en este aspecto.

Pero quizás el paso más importante que se ha dado hasta ahora es la valoración de los Lugares de Interés Geomorfológico dentro de áreas más reducidas, siendo los Espacios Naturales Protegidos probablemente los territorios más adecuados para llevar a cabo esta tarea (Serrano y González Trueba, 2005; Carcavilla *et al.*, 2007).

En España, a pesar de un claro componente geomorfológico en la declaración de muchos Espacios Naturales Protegidos (entre otros los Parques Nacionales de Picos de Europa, Aigüestortes y Lago de San Mauricio o el Teide; Parques Naturales como el Lago de Sanabria, Lagunas Glaciares de Neila, Laguna Negra y Circos Glaciares de Urbión; Monumentos Naturales como el de los Glaciares Pirenaicos, Ojo Guareña, el Lago de la Baña o el Lago de Truchillas), en ellos raramente se presta una atención significativa al patrimonio geomorfológico (Durán *et al.*, 2005), protegiéndose básicamente la flora y la fauna.

De hecho, en los correspondientes Planes de Ordenación de los Recursos Naturales (PORN) de estos espacios, pocas veces se hace mención a los lugares de mayor relevancia desde el punto de vista geológico y geomorfológico. Con algunos años de retraso frente a otras comunidades autónomas (Mayoral y Oñate, 1997), en Castilla y León esta situación empieza a cambiar con la aprobación en noviembre de 2007 del PORN del Espacio Natural Hoces del Alto Ebro y Rudrón, que es el primero en incluir una relación detallada de Puntos de Interés Geológico en esta comunidad. Este plan marca un punto de inflexión a partir del cual todos los PORN desarrollados en Castilla y León, ya sea aprobados (Sierra de Guadarrama) o en tramitación (Cañón de Río Lobos, Babia y Luna, Hoces del Río Duratón, Lago de Sanabria y alrededores y Sabinas del Arlanza) incluyen, al menos, un listado de PIG. En otros espacios, como los Picos de Europa, se han realizado catálogos que pueden incluirse en un futuro dentro de los PORN (González Trueba, 2006; González Trueba y Serrano Cañadas, 2008).

En las zonas de montaña, muchos de los LIG suelen estar ligados a la dinámica glaciar y, en menor medida, periglacial, como ocurre en el entorno del Lago de Sanabria o en los Picos de Europa, lo que es lógico teniendo en cuenta que los glaciares

imprimieron una huella muy significativa desde el punto de vista morfológico en esos territorios. Sobre la inclusión de formas glaciares entre los puntos de interés del patrimonio geológico y geomorfológico también existen algunos trabajos, como la “Guía didáctica del valle glaciar del Miera” (Agudo *et al.*, 1979), la inclusión de los “Circos glaciares y crestones calcáreos en Peñalba de Santiago” (Montes Aquilianos) dentro de los puntos de interés del Camino de Santiago (Heredia Carballo, 1999), o “Las Lagunas de Neila”, que se señalan como uno de los Puntos de Interés Geológico de la provincia de Burgos (Ortega *et al.*, 2005). Se sigue así la estela de otros países, como Gran Bretaña (Gordon y Campbell, 1992), Italia (Diolaiuti *et al.*, 2002; Bini, 2005) o Suiza (Reynard, 2004), por citar algunos, dónde desde hace años se trata de potenciar la conservación y promoción de formas glaciares.

En general, se puede afirmar que la protección del patrimonio abiótico en España es aún débil y sólo actualmente se está desarrollando desde las distintas Comunidades Autónomas (Serrano, 2002; Durán, 2004). Sobre todo desde que, en diciembre de 2007, se aprueba la Ley de Patrimonio Natural y Biodiversidad que, por primera vez en España, incluye los conceptos de Geoconservación, Patrimonio Geológico y Geodiversidad, como unos de los principios de la misma. Esta ley constituye un hito fundamental, puesto que recoge que son las Administraciones Públicas las responsables y garantes de la protección de ese patrimonio, conllevando la realización de Inventarios de Lugares de Interés Geológico.

La aplicación de esta ley se ha traducido en Castilla y León en la realización, en el año 2008, de sendos inventarios de LIG de las provincias de León y Palencia. Inventarios que se han llevado a cabo por investigadores de la Universidad de León por encargo de la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Castilla y León y en los que hemos participado activamente (Fernández Martínez y Fuertes Gutiérrez, 2009a; 2009b). En estos inventarios se identificaron 262 LIG en la provincia de León y 65 en la de Palencia, desarrollándose de forma más exhaustiva 98 y 29 LIG respectivamente. En torno a la mitad de ellos tienen un interés básicamente geomorfológico, en muchos casos relacionados con la dinámica glaciar o periglacial cuaternaria. Los que se encuentran dentro del Alto Sil son los siguientes:

Captura fluvial y depósito glaciolacustre del Puerto de la Magdalena (código 24101-GEO-046)

El LIG comprende todo el entorno del Puerto de la Magdalena, dónde son visibles los efectos morfológicos derivados de los procesos de captura fluvial (descritos en el Capítulo II.6.), así como varias secciones de un extenso depósito glaciolacustre derivado de la obturación de la zona por el glaciar del Bayo (Capítulo V.3.).

Tiene un elevado valor didáctico, en especial en lo que se refiere a la captura fluvial. Posee un grado de conservación alto, destacando la gran extensión que ocupa el depósito glaciolacustre, muy superior al resto de los existentes en el Alto Sil.

Tuvo una valoración de 22/28 en Valor Intrínseco, 30/35 en Potencialidad de Uso y 14/24 en Riesgo de Degradación. La valoración conjunta fue Alta (52/63).

Estrías glaciares de Palacios del Sil (código 24109-GEO-041)

Este LIG, de dimensiones muy reducidas, está constituido por el umbral pulido y estriado situado en el Valle del Agua (Palacios del Sil) y descrito en el Capítulo V.1.3. Su interés radica en ser una de las escasas evidencias glaciares presentes entre los abundantes restos glaciares del Valle de Laciana y los de Páramo del Sil.

El umbral fue puesto al descubierto gracias a las obras de mejora de la carretera C-631 en el año 2000 y se trata de un enclave muy vulnerable, tanto por su posible destrucción en caso de nuevas obras en esa carretera como por la rápida degradación que de forma natural están sufriendo las estrías, que podrían desaparecer en los próximos años.

Tuvo una valoración de 20/28 en Valor Intrínseco, 28/35 en Potencialidad de Uso y 24/24 en Riesgo de Degradación. La valoración conjunta fue Alta (48/63).

Glaciares rocosos de Valdeiglesia-Braña Librán (código 24109-GEO-033)

El valor de este LIG lo constituyen básicamente los glaciares rocosos (Capítulo VI.3.1.) situados en el macizo de Valdeiglesia (Salientes), que se asientan sobre los circos de Braña la Pena, Valdeiglesia, Tierrafracio y Braña Librán (Capítulo V.1.1.1.).

En esta zona se da una de las mayores concentraciones de glaciares rocosos de toda la Cordillera Cantábrica y, además, están representadas las 3 tipologías principales de estas formas: 2 glaciares de lengua, 5 lobulados y 2 complejos. La naturalidad del

paisaje junto con otros restos de origen glaciar y periglacial que presenta la zona hacen que tenga un valor muy notable.

El LIG obtuvo una valoración de 26/28 en Valor Intrínseco, 25/35 en Potencialidad de Uso y 8/24 en Riesgo de Degradación. La valoración conjunta fue Alta (51/63).

Restos glaciares de Páramo y Susaño del Sil (código 24101-GEO-022)

El valor del LIG lo constituyen las numerosas formas glaciares erosivas y deposicionales presentes y que han sido descritas en capítulos previos. Destacan sobre todo los bloques erráticos (Capítulo V.2.3.), los afloramientos pulidos y estriados (Capítulo V.1.3.), así como varios depósitos glaciares (Capítulo V.2.1.), glaciolacustres (Capítulo V.3.) y fluvioglaciares (Capítulo V.4.).

En él se da la paradoja de que las numerosas afecciones antrópicas (canteras, carreteras, caminos) han puesto a la luz gran cantidad de secciones en las que es posible observar los testimonios derivados de la acción glaciar pero, al mismo tiempo, comprometen su conservación a largo plazo, debido a la explotación de estos restos. En particular, es preocupante la reciente explotación de los depósitos fluvioglaciares presentes en esa zona.

Tuvo una valoración de 23/28 en Valor Intrínseco, 26/35 en Potencialidad de Uso y 18/24 en Riesgo de Degradación. La valoración conjunta fue Alta (49/63).

A estos se añaden otros relacionados con dinámica glaciar de la cuenca alta del Sil, en las vecinas comarcas de Laciana y Babia:

Valle de Lumajo (código 24202-GEO-002)

Se trata de un LIG extenso (unas 2000 hectáreas) que comprende la totalidad del valle de Lumajo, una de las principales arterias fluviales del Valle de Laciana. Su valor es tanto geológico como geomorfológico. En cuanto a este último aspecto destacan las formas glaciares erosivas presentes en la parte superior del valle, con una morfología de artesa bien definida, y las formas deposicionales de la parte inferior del mismo.

Especial relevancia tienen dentro de él la Laguna de Villaseca (la de mayores dimensiones de toda la cabecera del Sil), que ha sido datada en diversos estudios (Capítulo V.6.), y las estrías que se encuentran en su entorno (Capítulo V.1.3.). Mención destacada merece el glaciar rocoso desarrollado en la vertiente oriental del pico Muxivén, y que es uno de los de mayor tamaño de toda la Cordillera Cantábrica. Otros elementos de interés son la presencia de deslizamientos en masa de grandes dimensiones y la cascada de Lumajo, de unos 20 m de altura.

Este LIG obtuvo una valoración de 23/28 en Valor Intrínseco, 31/35 en Potencialidad de Uso y 14/24 en Riesgo de Degradación. La valoración conjunta fue Alta (54/63).

Cuenca alta de los ríos Luna y Sil (código 24029-TEC-005)

Es uno de los más extensos de toda la provincia de León y, en realidad, está integrado por 6 LIG principales como son: “Lagunas yuxtaglaciares de la Mata”, “Transfluencia glaciar y morrenas glaciares de Lago de Babia”, “Complejo morrénico frontal de Torre de Babia”, “Abanico fluvioglaciar de Riologo”, “Captura fluvial del río Luna por el Sil” y “Estructuras plegadas y falladas de Cacabillo y Quejo”.

Buena parte de ellos están relacionados con la dinámica del glaciar del Sil (Capítulo V.6.) y constituyen una evidencia de la importancia que tuvo la glaciación en esta zona de la Cordillera Cantábrica. El grado de conservación de estos elementos es alto, aunque existen afecciones puntuales de cierta importancia.

Tuvo una valoración de 28/28 en Valor Intrínseco, 31/35 en Potencialidad de Uso y 10/24 en Riesgo de Degradación. La valoración conjunta fue Muy Alta (59/63).

Pórfidos en la Mina El Feixolín (código 24202-GEO-042)

Aunque su interés es básicamente estratigráfico y su mayor valor lo constituye la espectacular intrusión de pórfidos entre las capas de areniscas, lutitas y carbón, en su entorno también se destaca la presencia de numerosos restos de origen glaciar. En especial, sobresalen las artesas glaciares de los valles de Orallo y San Miguel, el valle suspendido de Valbuena, y un gran deslizamiento en masa de carácter paraglaciar en la Braña de Buxionte (Capítulo V.5.1.).

Tuvo una valoración de 25/28 en Valor Intrínseco, 25/35 en Potencialidad de Uso y 12/24 en Riesgo de Degradación. La valoración conjunta fue Alta (50/63).

Por otra parte, y dentro de los inventarios realizados con vista a la elaboración de los Planes de Ordenación de los Recursos Naturales (PORN) de los Espacios Naturales de la Sierra de Ancares, Alto Sil y Omañas (Redondo Vega, 2006a; 2006b; 2007), en los que hemos participado, se incluyen varios Puntos de Interés Geológico (en adelante PIG) cuyo valor fundamental es geomorfológico, en algunos casos derivados de procesos glaciares o periglaciares.

En del Espacio Natural de la Sierra de Ancares se incluye un PIG dentro de nuestro área de estudio:

Lagunas de origen glaciar de Valdeprado (PIG nº 11): Recoge las Lagunas de Fasguelo y el Pozo Cheiroso, que son las de mayor relevancia de todo el Alto Sil y que han sido descritas en el Capítulo V.1.1.4. Su interés es básicamente geomorfológico, pero también tiene un interés turístico y científico alto.

Dentro del Espacio Natural Alto Sil (no declarado), se incluyen varios PIG relacionados con la dinámica glaciar o periglacial pleistocena:

Glaciar rocoso de Braña Librán (PIG nº1): Se trata de uno de los mejores ejemplos de glaciares rocosos de toda la Cordillera Cantábrica y conserva perfectamente su morfología original. Su interés es principalmente geomorfológico, pero también, didáctico, petrológico, turístico y, en menor medida, científico. Ha sido descrito con más detalle en el Capítulo VI.3.1.

Macizo de Valdeiglesia-Chago (PIG nº2): En todo el macizo, el más elevado del Alto Sil, se desarrollan unos de los circos mejor definidos de toda la zona (Capítulo V.1.1.1.) y glaciares rocosos lobulados, de lengua y complejos (Capítulo VI.3.1.). Tiene valor geomorfológico como interés principal, pero también interés medio tectónico, turístico y científico.

Depósito glaciolacustre de Matalavilla (PIG nº3): Este PIG engloba la zona dónde se encuentra el depósito glaciolacustre de Matalavilla, de gran importancia en la reconstrucción de la dinámica glaciar del valle de Valseco (Capítulo V.3.). Su interés es

principalmente sedimentológico, pero reúne un valor estratigráfico, geomorfológico y petrológico altos, científico medio y un valor tectónico, museístico y económico bajo.

Canales *braided* del río Valseco (PIG nº4): Engloba el cauce trenzado existente entre Valseco y el Embalse de Matalavilla, siendo uno de los escasos cursos de este tipo presentes en la montaña leonesa (Capítulo V.4.). Tiene un interés alto desde un punto de vista geomorfológico y sedimentológico, y un interés hidrogeológico bajo.

Restos de origen glaciar de Susaño del Sil (PIG nº5): En principio este PIG protegía el umbral pulido y estriado de La Reviecha, en la cantera de pizarra de Susaño del Sil (Capítulo V.1.3.) y algunos depósitos próximos. Posteriormente han aparecido en la zona otros restos glaciares de gran interés (Capítulos V.2.1. y V.2.3.). Por orden de interés, tiene valor científico, geomorfológico, sedimentológico, petrológico, minero y didáctico.

Estrías glaciares de Palacios del Sil (PIG nº7): Se encuentra junto a la C-631 y constituye un pequeño enclave en el que aparece un umbral pulido y estriado (Valle del Agua en Capítulo V.1.3), en uno de los escasos testimonios glaciares del valle del Sil en ese tramo. Este PIG tiene un interés geomorfológico, didáctico y científico alto, y un valor petrológico y turístico medios, siendo muy vulnerable.

Valle glaciar del río Pedroso (PIG nº15): Este valle, uno de los más salvajes de todo el Alto Sil, conserva un régimen torrencial singular y en él son muy notables las formas glaciares erosivas, especialmente los circos (Capítulo V.1.1.1.). Su interés principal es geomorfológico, pero también científico y, en menor medida, hidrogeológico y turístico.

Macizo del Nevadín (PIG nº17): Engloba los circos próximos al Nevadín (Capítulo V.1.1.1.) que, al contrario que la mayor parte de los del Alto Sil, están labrados principalmente sobre pizarras. También se destaca la presencia del nicho de nivación de las Joyas del Nevadín, con una dinámica actual que lo hace muy singular (Capítulo VI.6.3.). Este PIG tiene interés científico y geomorfológico alto, estratigráfico y didáctico medios, y tectónico y turístico bajos.

También se incluyen otros PIG dentro del Valle de Laciana relacionados con la dinámica glaciar de la cuenca alta del Sil:

Till y estrías glaciares de Villablino (PIG nº10): Engloba el umbral de Villager (Capítulo V.1.3) y el depósito glacial adyacente. Su interés principal es geomorfológico, pero también tiene un valor sedimentológico, didáctico y científico alto.

Turberas de la Vega del Palo (PIG nº11): Se encuentra al O de Caboalles de Abajo y es un antiguo paleovalle remodelado por la erosión glacial y en el que se conservan numerosas turberas de gran valor ambiental. Tiene interés hidrogeológico, sedimentológico, científico y turístico.

Circo y glaciar rocoso del Muxivén (PIG nº12): Este PIG se sitúa dentro del valle de Lumajo, donde se localiza uno de los glaciares rocosos de mayor tamaño de la Cordillera Cantábrica. Tiene interés geomorfológico y didáctico y, en menor medida, turístico y científico.

Macizo del Cornón (PIG nº13): El entorno del Cornón constituyó una de las principales cabeceras del glaciar del Sil, en el que se formaban los glaciares de Orallo, San Miguel, Sosas y Lumajo (Capítulo V.6.3.). Sus valores principales son geomorfológicos y científicos y, secundarios, los estratigráficos, didácticos, tectónicos y turísticos.

Laguna glaciar de Villaseca (PIG nº14): Esta laguna tiene un gran valor paleoclimático y es la de mayor tamaño de la cuenca alta del Sil. Como se ha comentado, aquí se han llevado las únicas dataciones de toda la zona (Capítulo V.6.). Tiene un interés científico principalmente, pero también un elevado valor sedimentológico e hidrogeológico.

Till subglaciar de Robles de Laciana (PIG nº16): Se encuentra próximo a la Laguna de Villaseca y es un testimonio más de la importancia que alcanzó la glaciación en toda la zona, ya que demuestra el flujo de hielo procedente de la Babia Alta. Tiene un alto interés sedimentológico, geomorfológico, didáctico y científico.

Por último, en el inventario realizado para el Espacio Natural de Omañas también aparece un PIG que se encuentra dentro del ámbito de estudio:

Captura fluvial y depósitos glaciolacustres del Puerto de la Magdalena (PIG nº1): Engloba todo el ámbito del Puerto de la Magdalena, donde destaca el proceso de captura fluvial (Capítulo II.6.) y varias secciones de un depósito glaciolacustre (Capítulo V.3.).

Consideramos que la inclusión de los puntos de mayor interés geomorfológico en los inventarios de los LIG de la provincia de León y, quizás en un futuro, en los inventarios de las figuras de protección con las que cuenta este territorio, es un paso fundamental en aras de conseguir una defensa efectiva, que puede pasar también por la promoción turística de este recurso. Esperamos que la realización del presente trabajo constituya también un elemento más que contribuya a esa protección y puesta en valor del legado que los procesos fríos han dejado en este territorio.

De todos modos, esta defensa de la Geodiversidad llega tarde para algunos de los restos descritos anteriormente. Por ejemplo, el depósito glaciolacustre de la cantera de Páramo del Sil (nº6 en capítulo V.3.) y los umbrales pulidos y estriados de Villarino y La Reviecha (nºs 8 y 12 en capítulo V.1.3.) han desaparecido para siempre. Buena parte de los restos fluvio-glaciares de Matalavilla, Páramo del Sil, Anllares del Sil y Sorbeda del Sil han sido explotados como graveras. Otros, como la mayor parte de los afloramientos estriados, probablemente desaparezcan total o parcialmente en los próximos años debido a que las marcas superficiales son erosionadas rápidamente cuando quedan en posiciones subaéreas.

VIII. Conclusiones

El estudio de Geomorfología glacial y periglacial del Alto Sil, basado en un intenso trabajo de campo y de gabinete que ha incluido análisis detallados de formas erosivas y acumulaciones sedimentarias, ha puesto en evidencia la gran importancia que los procesos de origen frío han tenido en la evolución del relieve y que se manifiestan con una notable impronta en el paisaje actual. Durante al menos una de las últimas fases frías del Cuaternario, los glaciares ocuparon gran parte de este territorio. Las favorables condiciones topográficas que ofrecía, con extensas cuencas de recepción por encima de la ELA, que se situó en torno a los 1500 m, y valles angostos de fuerte desnivel por debajo de ella, junto a su localización en el NO de la Península Ibérica, que propicia una fuerte influencia atlántica, explica la magnitud que alcanzó la glaciación, formándose uno de los mayores sistemas glaciares peninsulares, comparable a los mayores del Pirineo.

Durante la fase de máximo avance glacial, que debe ser anterior, al menos, al 40.000 AP, el hielo cubría un 69% del área estudiada. Procedente de las altas y pandas superficies de Laciana y parte de la Babia Alta, al N del Alto Sil, el glaciar del Sil alcanzaba la cubeta de Páramo del Sil, situándose el frente a unos 725 m de altitud, tras recorrer más de 50 km desde Peña Orviz. Por ambos márgenes tributaban otros glaciares importantes, de entre 7 y 19 km de recorrido, como eran los de Tejedo, Pedroso, Valdeprado, Salentinos y Valseco, además de muchos otros de menores dimensiones.

Posteriormente, se han reconocido otras dos fases de retroceso principales. La primera de ellas, en la que la ELA se situaba sobre los 1600 m, es la que ha dejado las principales formas de acumulación, con morrenas de cierta importancia en algunos valles. Esta fase se caracteriza por el fuerte retroceso que tuvo el glaciar del Sil, cuyo frente se situaba en el Valle de Laciana. En la última fase reconocida los glaciares se acantonaron en los circos más elevados, emitiendo pequeñas lenguas en las zonas más favorables.

La entidad de la glaciación se manifiesta en la presencia de formas erosivas a gran escala, como son los circos y los valles glaciares. Los primeros, están bien representados en las áreas cuarcíticas, siendo mucho más difusos en las pizarrosas. Los segundos, presentan morfologías más nítidas, en forma de U, cuando los glaciares

seguían las direcciones estructurales, contrastando con estrechos escobios en forma de V cuando las atravesaban de forma transversal. Especialmente por encima de 1400 m, estos valles se caracterizan por perfiles longitudinales irregulares, que contrastan con los mucho más regulares de los escasos valles que se mantuvieron al margen de la acción glaciar.

Tanto dentro de los circos como en la parte superior de los valles glaciares, son frecuentes las cubetas de sobreexcavación glaciar y los umbrales, especialmente desarrollados en áreas con litologías contrastadas dónde, en los materiales deleznable (generalmente pizarras) se labraron cubetas, que contrastan con los umbrales formados por rocas más resistentes (normalmente cuarcitas), que resistieron mejor la erosión glaciar. Algunas de estas cubetas están ocupadas por pequeñas lagunas y ontrones.

Además de las formas a gran escala, un examen detallado del territorio pone en evidencia la existencia de otros testimonios de la acción glaciar más sutiles pero de gran relevancia para la reconstrucción de la dinámica de los hielos pleistocenos. En especial, destacan las estrías y otras marcas de arranque menores localizadas en Páramo del Sil y Palacios del Sil, que son vitales para comprender la magnitud de la glaciación en el Alto Sil.

Los glaciares también ejercieron una labor de transporte y sedimentación relevante. A pesar de que gran parte de los *till* han sido removilizados tras la retirada del hielo, aún se conservan acumulaciones de sedimentos glaciares importantes, principalmente en las zonas de menor pendiente, como son el Valle de Laciana, el entorno de Matalavilla y, sobre todo, la cubeta de Páramo del Sil. El estudio en detalle de estos sedimentos ha sido, probablemente, la labor que más datos ha aportado acerca de la dinámica glaciar de la zona y a la que se ha dedicado más tiempo, especialmente en los valles dónde las formas erosivas son menos evidentes.

Aunque no son abundantes, hemos localizado diversas morrenas que raramente superan los 500 m de longitud, siendo las más destacadas las que aparecen en los valles de Valdeprado y Salentinos. En los circos, dónde son más frecuentes, sus dimensiones son muy modestas. Es destacable el hecho de que sólo las hemos localizado en áreas con presencia de cuarcitas, estando ausentes de valles pizarrosos. Además de las morrenas, aparecen algunos bloques erráticos dispersos que, en el caso de los de Páramo del Sil, Susaño del Sil y Anllares del Sil, representan las evidencias a mayor altura del máximo glaciar y tienen un elevado valor geomorfológico.

La ocupación por el hielo de las principales arterias del Alto Sil, derivó en la formación de lagos de obturación en algunos valles laterales no glaciados. Estos lagos fueron rápidamente desmantelados por la erosión fluvial posterior, pero aún se conservan sedimentos glaciolacustres en diferentes puntos. Hemos localizado ocho secciones con este tipo de materiales, lo que representa una alta densidad en comparación con el resto de la Cordillera Cantábrica y aún de la Península Ibérica y es otra muestra más de la importancia de la glaciación en esta zona.

Por otra parte, los glaciares constituían la cabecera de imponentes cursos de agua que transportaban muchos de los sedimentos acarreados previamente por aquéllos. La gran carga sedimentaria hizo que se formaran *sandar*, recorridos por ríos trenzados o anastomosados que, tras la intensa incisión fluvial posterior a la retirada de los hielos, se conservan en forma de terrazas en las áreas de relieve más suave. El gran volumen de sedimentos fluvioglaciares conservados en la cubeta de Páramo y otras áreas cercanas, como Sorbeda del Sil, sólo es explicable por la gran dimensión que tuvo el glaciar del Sil.

Tras la deglaciación, buena parte de los sedimentos glaciares fueron removilizados por procesos gravitatorios y, sobre todo, por la acción fluvial. De ahí que gran parte del *till* original pasara a integrar conos aluviales, deslizamientos y terrazas fluviales. Es destacable la intensa labor de incisión que han ejercido todos los cursos de agua, que se manifiesta en la presencia de sedimentos fluvioglaciares y glaciolacustres muy por encima del nivel de base actual. La relación entre las terrazas del Bierzo y la glaciación puede ser uno de los temas de mayor interés geomorfológico en esta zona.

En cuanto al periglacialismo, destaca la gran variedad de formas y procesos que han dejado su huella en el Alto Sil. Las de mayores dimensiones son relictas y están asociadas a la existencia de permafrost en el pasado, siendo coetáneas o poco posteriores a la retirada de los glaciares. Entre ellas sobresalen los glaciares rocosos, de los que hemos localizado 33 ejemplos, 17 de lengua, 14 lobulados y 2 complejos, en lo que constituye una de las mayores densidades de la Península Ibérica. Estas formas evidencian un estricto control litológico (sólo se formaron bajo escarpes cuarcíticos), altitudinal (raíces siempre por encima de los 1400 m), de orientación (salvo uno todos miran al N) y paraglaciar (aparecen siempre dentro de circos o, en menor medida, en la cabecera de valles glaciares).

También asociados a la presencia de permafrost, en las áreas cimeras de escasa pendiente, por encima de 1900 m y siempre en las cuarcitas, existen algunos campos de bloques de pequeñas dimensiones que, posiblemente, se formaron durante las fases de retroceso glaciario. En algún caso, como ocurre en el Tambarón, a partir de ellos se desarrollaron incipientes ríos de bloques de tamaño muy reducido. Más raramente puede observarse algún ejemplo de suelos ordenados.

Mayor discusión sobre su origen admiten los suelos fragipanizados presentes al S de Páramo del Sil, a sólo 900 m de altitud, y que probablemente se relacionen o bien con la existencia de permafrost o bien con la compactación de suelos antiguos por los glaciares que ocuparon la zona, siendo necesarios análisis más detallados para comprobar su génesis.

Derivadas del desgaste producido por la gelifracción, la gravedad y, en muchos casos, de la descompresión de los escarpes rocosos tras la retirada de los glaciares, aparecen extensas lleras (canchales) que tapizan gran parte de las laderas cuarcíticas del Alto Sil. Constituyen la forma de acumulación de origen frío más abundante de este territorio y eso a pesar de que buena parte de ellas no son visibles actualmente, debido a que presentan una fuerte colonización en las cotas más bajas. Su actividad actual es prácticamente nula y sólo un cono de derrubios en la vertiente N de Valdeiglesia puede considerarse activo. En otras litologías, especialmente en las pizarras y las calizas, son frecuentes los derrubios estratificados que, al estar totalmente colonizados por vegetación, sólo son visibles cuando se realizan cortes en las laderas.

Además de las formas relictas, aparecen otras de carácter más reciente, posiblemente con actividad histórica y, en algunos casos, actual, asociadas a la congelación estacional del suelo en las zonas por encima de los 1700 m. Gracias a la instalación de registradores de temperatura se ha comprobado que, al menos puntualmente, durante los meses invernales se pueden llegar a helar los 50 cm superficiales del suelo, siendo probable que ese valor pueda sobrepasar los 100 cm en determinadas localizaciones. Ello permite que operen procesos gelifluidales, que se manifiestan de diversas formas.

Las más destacadas son los lóbulos de piedras y los lóbulos de geliflujión, que se desarrollan por encima de los 1800 m en orientaciones N y NO. Los primeros tienen estructura abierta, con colonización vegetal muy escasa, mientras que los segundos se caracterizan por la presencia de finos y están totalmente cubiertos por vegetación. En

ninguna de estas formas se observan síntomas de actividad actual. Sin embargo, sí hemos comprobado la movilidad ocasional de alguno de los bloques aradores presentes en varios de los circos del Alto Sil, que indican unas condiciones límite para la gelifluxión. También las terracitas, que están bien distribuidas por encima de los 1750 m, muestran en las áreas con mayor duración de la nieve, una actividad actual atenuada, lo mismo que los céspedes almohadillados, de los que apenas hay unos pocos ejemplos en esta zona.

Las heladas que se producen durante buena parte del año, generan en suelos con materiales finos agujas de hielo que, junto a otros procesos, provocan un lento pero continuo desplazamiento del suelo ladera abajo. A pesar de ser poco visibles, presentan una alta frecuencia y operan a todas las cotas. Su acción es más relevante en zonas desprovistas de vegetación, como los taludes de caminos y carreteras, las márgenes de arroyos, el rellano de terracitas y el interior de algunos bosques, dónde el desplazamiento queda en evidencia por la curvatura de la base de los troncos de los árboles.

Otro de los puntos fundamentales en el presente estudio ha sido el análisis de la dinámica nival. La nieve es un meteoro que precipita con frecuencia en estas montañas entre los meses de octubre y mayo, acumulándose en áreas topográficamente favorables en función de los vientos dominantes. Tras nevadas copiosas, en laderas con fuertes pendientes pueden producirse aludes, aquí denominados *ádenes*, que constituyen un riesgo natural capaz de generar daños localizados de cierta relevancia, como hemos comprado durante los últimos años. Por eso, se ha realizado una cartografía de riesgo de aludes detallada para las áreas dónde son más frecuentes, como son los entornos de Valseco y Villarino del Sil.

Por otra parte, en determinados enclaves cercanos a las cumbres más elevadas, la nieve alcanza espesores de varios metros, permaneciendo hasta entrado el verano. En esos lugares, su desplazamiento lento ejerce una labor erosiva relevante, creando nichos de nivación, en los que es posible ver formas de detalle similares a las realizadas por un glaciar. La instalación de varillas de hierro y líneas de pintura en dos de esos lugares ha puesto de manifiesto que la dinámica actual de la nieve es activa en ellos. Por último, durante los años de trabajo se han recopilado las manchas de nieve que llegaban al verano lo que puede ayudar a observar la evolución climática, especialmente si esta labor, como se pretende, continúa en el tiempo.

En general, se puede afirmar que los procesos fríos han tenido una influencia relevante en el relieve actual. El denominado “retoque glaciar”, con el que se suele señalar a la acción de los hielos en las montañas cantábricas, es el que explica en muchos casos la morfología de numerosos valles secundarios, especialmente los orientados al N, pero también grandes tramos de arterias principales (Redondo Vega, 2002), que presentan una intensa huella de la acción glaciar, como son los valles de Vivero, Salientes-Valseco o Salentinos. En otros lugares, las morfologías, aún siendo claras, son menos evidentes, debido a la acción de procesos posteriores o a la existencia de litologías o pendientes poco favorables.

Mientras las modificaciones sobre el relieve son mucho más intensas por encima de los 1400 m, dónde los glaciares permanecieron durante más tiempo, en cotas más bajas predominan los restos sedimentarios, que son especialmente significativos en los entornos de Páramo del Sil, Susaño del Sil y Anllares del Sil. Los procesos periglaciares también han dejado acumulaciones de cierta entidad, siendo las formas más destacadas las lleras y los glaciares rocosos, que ocupan amplias extensiones, especialmente por encima de los 1600 m.

Todo ello no nos puede hacer olvidar que las líneas maestras del relieve, los diversos valles que organizan el Alto Sil, ya estaban formados, por lo que los glaciares se asentaron sobre un relieve que, a grandes rasgos, ya estaba definido. Por eso, su acción erosiva estuvo fuertemente condicionada por la dirección de los valles o, más bien, por la relación entre la estructura y el flujo de hielo, pero también de la litología, poniendo en evidencia un fuerte control estructural en el desarrollo de las diversas formas glaciares y periglaciares.

La litología condicionó la aparición de formas glaciares y, no sólo las de gran escala. Así, las rocas aborregadas sólo se desarrollaron en las pizarras, siendo escasas, al igual que las estrías y formas erosivas menores, que aparecen básicamente en umbrales de pizarra y arenisca. Por el contrario, otras formas, como los circos, están mejor definidos y son más abundantes en las cuarcitas. La alternancia de cubetas y umbrales es más marcada cuando hay cierta diversidad litológica, puesto que los glaciares remarcan mucho esa variedad al erosionar más fácilmente las rocas más deleznable.

Este control estructural y litológico, es también visible en las formas periglaciares. Las cuarcitas y, en menor medida, las areniscas, son muy proclives a la macrogelifracción, aportando cantos y bloques, a veces gran de tamaño, mientras que en

las pizarras, los esquistos y algunas areniscas (sobre todo si están alteradas) predomina la microgelifración, dando como resultado la aparición de derrubios de menor tamaño y finos. Por eso, mientras en las cuarcitas aparecen glaciares rocosos, lleras, campos de bloques o lóbulos de piedras, en las pizarras son más frecuentes formas de menor tamaño como las terracitas, los bloques aradores o los lóbulos de geliflujión.

El relieve previo y la propia localización del Alto Sil son también imprescindibles para comprender el alcance de la glaciación en esta zona, puesto que explican a grandes rasgos el relieve actual, caracterizado por el suave relieve de las zonas culminantes que contrastan con los angostos valles que aparecen por debajo de los 1500 m. En ello ha tenido mucho que ver el proceso de encajamiento de la red del Miño-Sil y, como consecuencia de éste, la captura fluvial del paleo-Luna por parte de la red del Sil, que explica en gran medida esas diferencias morfológicas entre las cabeceras de los valles y sus zonas más bajas.

La localización del Alto Sil, al NO de la Península Ibérica, permitió que las borrascas atlánticas alimentaran de forma abundante de nieve estas montañas y que la ELA se mantuviera a cotas más bajas que en otras zonas peninsulares lo que, gracias al relieve previo, explica la formación de glaciares tan extensos en un territorio cuyas cimas más elevadas apenas superan los 2000-2100 m.

En fin, esperamos que el trabajo realizado sea un punto de inicio para abordar estudios más detallados que permitan conocer la evolución paleoclimática del NO de España, que deben basarse tanto en estudios geomorfológicos de detalle como en dataciones absolutas. También esperamos que los esfuerzos iniciados para proteger los lugares con mayor interés geomorfológico tengan continuidad y se empiece a valorar el rico patrimonio abiótico con el que cuenta el Alto Sil.

IX. Referencias

- Abad Amigo, J.M., 2001. Arte religioso en el Alto Sil. Jose Manuel Abad, Ponferrada, 140 pp.
- Acaso Deltell, E., 1983. Estudio del Cuaternario en el Macizo Central de Gredos. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, Universidad de Alcalá de Henares, 442 pp.
- Ackert, Jr. R.P., 1998. A rock glacier/debris-covered glacier system at Galena Creek, Absaroka Mountains, Wyoming. *Geografiska Annaler*, 80A (3-4): 267-276.
- Agassiz, L., 1840. *Études sur les glaciers*. Neuchâtel, 346 pp.
- Águeda, J.A., Elizaga, W., González, J.R., Palacio, J., Sánchez de la Torre, L., Suárez, C. y Valenzuela, M., 1985. Puntos de interés geológico de Asturias. Volumen I. Ministerio de Industria y Energía - I.G.M.E., Madrid, 132 pp.
- Agudo, C. y Serrano, E., 2004. Glaciares rocosos y deglaciación en la alta montaña de los Pirineos aragoneses (España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, 99 (1-4): 159-172.
- Agudo, F., Caloca, M., Guerra, F. y Trujillo, J., 1979. Guía didáctica del valle glaciar de Miera. I.C.E. - Universidad de Santander, 101 pp + 48 diap.
- Agudo, C., Serrano, E. y Martínez de Pisón, E., 1989. El glaciar rocoso activo de Los Gemelos en el Macizo de Posets (Pirineo Aragonés). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1-4): 83-91.
- Alcalde, M., 2002. La muela de Huelde. *Revista Comarcal Montaña de Riaño*, 7: 5-7.
- Allen, T.R., 1998. Topographic context of glaciers and perennial snowfields, Glacier National Park, Montana. *Geomorphology*, 21 (3-4): 207-216.
- Allen, J.R.M., Huntley, B. y Watts, W.A., 1996. The vegetation and climate of northwest Iberia over the last 14,000 yr. *Journal of Quaternary Science*, 11 (2): 125-147.
- Alley, R.B., 1991. Deforming-bed origin for southern Laurentide till sheets? *Journal of Glaciology*, 37 (125): 67-76.
- Allison, R.J. y Davis, K.C., 1996. Ploughing blocks as evidence of down-slope sediment transport in the English Lake District. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 106: 199-219.
- Alonso, M., 1998. Las lagunas de la España peninsular. *Limnética*, 15: 1-176.
- Alonso, V., 1986. Geomorfología y sedimentología del Valle de Degaña (SO de Asturias). Memoria de Licenciatura (inédita). Universidad de Oviedo, 141 pp.
- Alonso, V., 1989. Glaciares rocosos fósiles en el área Degaña-Leitariegos (Occidente de Asturias, Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1-4): 9-15.
- Alonso, V., 1992. Geomorfología de las cabeceras de los ríos Narcea, Navia y Sil y del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (NO de la Península Ibérica). Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 366 pp.
- Alonso, V., 1993. Análisis de circos glaciares en las cabeceras de los ríos Narcea, Ibias y Sil. Cordillera Cantábrica (NO de la Península Ibérica). *Cuaternario y Geomorfología*, 7 (1-4): 101-112.
- Alonso, V., 1998a. Covadonga National Park (Western Massif of Picos de Europa, NW Spain): a calcareous deglaciaded area. *Trabajos de Geología*, 20: 167-181.
- Alonso, V., 1998b. El glaciario de la comarca de Laciana y alrededores. Zona occidental de la Cordillera Cantábrica. *En* A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti (Eds.), *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, pp. 139-160.
- Alonso, V., y Corte, A.E., 1992. Postglacial fracturing in the Cantabrian Cordillera (NW Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 36 (4): 479-490.
- Alonso, V. y González Suárez, J.J., 1998. Presencia de hielo glaciar en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). El helero del Jou Negro. *Cuaternario y Geomorfología*, 12 (1-2): 35-44.
- Alonso, V. y Suárez Rodríguez, A., 2004. Evidencias geomorfológicas de la existencia de un pequeño casquete glaciar en la Comarca de Babia Alta (Cordillera Cantábrica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17 (1-2): 61-70.
- Alonso Herrero, E., 1987. Huellas del glaciario cuaternario en las cabeceras del río Esla, vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (León). *Cuaternario y Geomorfología*, 1 (1-4): 49-59.

- Alonso Herrero, E., 1994. Geomorfología. *En* L.R. Rodríguez Fernández (Dir.), Memoria del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, hoja 81, Potes. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, pp. 71-78.
- Alonso Herrero, E., 1995. Geología y Geomorfología. *En* E. Gallego Valcarce, E. Alonso Herrero y A. Penas Merino (Coords.), Atlas del Medio Natural de la provincia de León. Diputación de León-Instituto Tecnológico Geominero de España, León, pp. 11-18 + mapa E.: 1:400.000.
- Alonso Herrero, A., 1997. Geomorfología. *En* L.R. Rodríguez Fernández (Dir.), Memoria del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, hoja 105, Riaño. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, pp. 88-93.
- Alonso Herrero, E., 2002. El glaciario en las cuencas altas de los ríos Esla y Porma. *En* J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez (Coords.), El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas. Universidad de León, León, pp. 235-248.
- Alonso Herrero, E. (Coord.), 2004. Guía geológica visual de León. Celarayn, León, 275 pp.
- Alonso Herrero, E. y Domingo, J.M., 1998. Puntos de Interés Geomorfológico. *En* E. Fernández Martínez (Coord.), Puntos de interés geoescolar de la provincia de León. Edición de los Autores, Gráficas Varona, Salamanca, pp. 22-37.
- Alonso Herrero, E. y Gallego Valcárcce, E., 1995. Puntos de Interés Geológico. *En* E. Gallego Valcárcce, E. Alonso Herrero y A. Penas Merino (Coords.), Atlas del Medio Natural de la provincia de León. Instituto Geominero de España, Madrid, pp. 94-95.
- Alonso Otero, F., 1982. Observaciones sobre la morfología glaciar de la Sierra del Teleno (Montes de León). *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, 2: 85-98.
- Alonso Otero, F., Arenillas Parra, M., y Sáenz Ridruejo, C., 1981. La morfología glaciar en las montañas de Castilla la Vieja y León. *En* Consejo General de Castilla la Vieja y León, El Espacio Geográfico de Castilla la Vieja y León, Burgos, pp. 23-43.
- Álvarez Pérez, G., 1949. El habla de Babia y Laciana. C.S.I.C., Madrid, 337 pp.
- Amundson, J.M. e Iverson, N.R., 2006. Testing a glacial erosion rule using hang heights of hanging valleys, Jasper National Park, Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research*, 111 (F01020). doi:10.1029/2005F000359.
- Anderson, L.W., 1978. Cirque glacier erosion rates and characteristics of Neoglacial tills, Pangnirtung Fiord area, Baffin Island, NWT, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 10 (4): 749-760.
- Anderson, G. y McClung, D., 2004. Snow avalanche penetration into mature forest in timber harvested terrain. *ISSW 2004 Proceedings. A merging of theory and practice. International Snow Science Workshop*, Jackson Hole, Wyoming.
- Andersson, J.G., 1906. Solifluction, a component of subaerial denudation. *Journal of Geology*, 14: 91-112.
- André, M.F., 1982. Reconnaissance géomorphologique dans les socles des hautes latitudes: l'exemple du Nord du Labrador. PhD thesis (inérita). University of Paris I-Panthéon-Sorbonne, 357 pp.
- André, M.F., 1992. Les glaciers rocheux du Spitsberg Central et Nord-Occidental. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 41 (2): 47-63.
- André, M.F., 2003. Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions? *Geomorphology*, 52 (1-2): 149-164.
- Andrés de Pablo, N. y Palacios Estremera, D., 2004. Interrelación nieve/Geomorfología en la Sierra de Guadarrama: altas cuencas del Ventisquero de La Condesa y Valdemartín. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30: 85-116.
- Andrés de Pablo, N. y Palacios Estremera, D., 2010. Cobertura nival y distribución de la temperatura del suelo en las cumbres de la Sierra de Guadarrama. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36 (2): 7-38.
- Andrews, J.T., 1961. The development of scree slopes in the English Lake District and Central Québec-Labrador. *Cahiers de géographie du Québec*, 5 (10): 219-230.
- Aniya, M. y Welch, R., 1981. Morphometric analysis of Antarctic cirques from photogrammetric measurements. *Geografiska Annaler*, 63A (1-2): 41-53.
- Aragón, F., 1913. Lagos de la región leonesa. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Serie Geológica 5*. Junta para la ampliación de estudios e investigaciones científicas, Madrid.
- Arana, R., Rodríguez Estrella, T., Mancheño, M.A., Guillén, F., Ortiz, R., Fernández Tapia, T. y Del Ramo, A., 1999. El patrimonio geológico de la Región de Murcia. Fundación Séneca, Murcia, 399 pp.

- Arbella, M., 1984. Aspectos ecológicos de las comunidades de *Festuca gautieri* (*F. scoparia*) en la Sierra de Custodia (Macizo de Monte Perdido). *Acta Biológica Montana*, 4: 239-247.
- Arenillas Parra, M. y Alonso Otero, F., 1981. La morfología glaciár del Mampodre (León). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 79: 53-62.
- Arnáez Vadillo, J., 1983. Factores condicionantes de la formación de pipkrakes en una montaña oceánica (S. de la Demanda). *En* T. Vidal y F.J. Martín (Coords.), VIII Coloquio de Geógrafos Españoles, Barcelona, pp. 77-83.
- Arnáez Vadillo, J., 1987. Formas y procesos en la evolución de vertientes de la Sierra de la Demanda (Sistema Ibérico). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 13 (1-2): 1-153.
- Arroyo Pérez, P. y García de Celis, A., 2004. Movimientos de ladera y precipitaciones extraordinarias en la Omaña Alta (Cordillera Cantábrica, noroeste de León). *Cuaternario y Geomorfología*, 18 (3-4): 43-54.
- Asensio Amor, I., 1971. Fenómenos periglaciares en la zona litoral Galaico-Astúrica. *Estudios Geográficos*, 122: 113-118.
- Asensio Amor, I., 1974. Contribución al estudio de acciones periglaciares en el límite Galaico-Astur. *Boletín del Instituto de Estudios Asturianos*, 83: 805-809.
- Ashley, G.M., 1996. Glaciolacustrine environments. *En* J. Menzies (Ed.), *Modern Glacial environments: processes, dynamics and sediments*. Vol 1. Butterworth-Heinemann, Oxford, pp. 417-444.
- Ashley, G.M., Shaw, J., y Smith, N.D., 1985. Glacier sedimentary environments. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Tulsa, 246 pp.
- Astier, J. y Latorre Molina, F.J., 1980. El glaciárisimo cuaternario de la Sierra de Cebollera. *Obra Cultural de la Caja de Ahorros y Préstamos de la Provincia de Soria*, Soria, pp. 25-47.
- Atkins, C.B., 2003. Characteristics of striae and clast shape in glacial and non-glacial environments. Thesis. Victoria University of Wellington, 662 pp.
- Atkinson, A.D.J., Sanjosé Blasco, J.J., Serrano Cañadas, E. y González Trueba, J.J., 2009. Monitoring of a melting ice patch from geomatic techniques: the Jou Negro. *International Cartographic Association, Commission on Mountain Cartography*, Santiago de Chile, 2009.
- Aubert, D., 1989. La protection des blocs erratiques dans le canton de Vaud. *Bulletin Société vaudoise des Sciences Naturelles*, 79 (3): 185-207.
- Augustinus, P.C., 1992. The influence of rock mass strength on glacial valley cross-profile morphometry: a case study from the Southern Alps, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17 (1): 39-51.
- Augustinus, P.C., 1995. Glacial valley cross-profile development: the influence of in situ rock stress and rock mass strength, with examples from the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology*, 14 (2): 87-97.
- Balch, E.S., 1900. *Glacières or freezing caverns*. Allen, Lane & Scott, Philadelphia, 337 pp.
- Ballantyne, C.K., 1982. Aggregate clast form characteristics of deposits near the margins of four glaciers in the Jotunheimen massif, Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 36: 103-130.
- Ballantyne, C.K., 1985. Nivation landforms and snowpatch erosion on two massifs in the Northern Highlands of Scotland. *Scottish Geographical Magazine*, 101: 40-49.
- Ballantyne, C.K., 1987. Some observations on the morphology and sedimentary of two active proglacial ramparts, Lyngen, Northern Norway. *Arctic and Alpine Research*, 19 (2): 167-174.
- Ballantyne, C.K., 1995. Paraglacial debris-cone formation on recently-deglaciated terrain. *The Holocene*, 5: 25-33.
- Ballantyne, C.K., 1998. Age and significance of mountain top detritus. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9 (4): 327-345.
- Ballantyne, C.K., 2001. Measurement and theory of ploughing boulder movement. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 (3): 267-288.
- Ballantyne, C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21 (18-19): 1935-2017.
- Ballantyne, C.K., 2007. The Loch Lomond Readvance on north Arran, Scotland: glacier reconstruction and palaeoclimatic implications. *Journal of Quaternary Science*, 22 (4): 343-359.
- Ballantyne, C.K. y Benn, D.I., 1994. Paraglacial slope adjustment and resedimentation following recent glacier retreat, Fåbergstølsdalen, Norway. *Arctic and Alpine Research*, 26 (3): 255-269.

- Ballantyne, C.K. y Benn, D.I., 1996. Paraglacial slope adjustment during recent deglaciation: implications for slope evolution in formerly glaciated terrain. *En* S. Brooks y M.G. Anderson (Eds.), *Advances in Hillslope Processes*. Wiley, Chichester, pp. 1173-1195.
- Ballantyne, C.K. y Harris, C., 1994. *The Periglaciation of Great Britain*. Cambridge University Press, Cambridge, 330 pp.
- Ballantyne, C.K. y Kirkbride, M.P., 1986. The characteristics and significance of some late-glacial protalus rampart in upland Britain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11 (6): 659-671.
- Ballantyne, C.K., Black, N.M. y Finlay, D.P., 1989. Enhanced boulder weathering under late-lying snowpatches. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14 (8): 745-750.
- Barea Luchena, J., 2001. Geomorfología y evolución paleoclimática durante el Cuaternario a partir del estudio de los macizos kársticos de los bordes del Sistema Central y de Valporquero, León. Tesis doctoral (en red). Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, 267 pp.
- Baroni, C., Carton, A. y Seppi, R., 2004. Distribution and behaviour of rock glaciers in the Adamello-Presanella Massif (Italian Alps). *Permafrost and Periglacial Processes*, 15 (3): 243-259.
- Del Barrio, G. y Puigdefábregas, J., 1987. Mass wasting features above the timberline in the Central Pyrenees and their topographic control. *Pirineos*, 130: 29-51.
- Barrois, C.H., 1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mémoires de la Société Géologique du Nord*, vol.2 (1), 672 pp.
- Barsch, D., 1988. Rockglaciers. *En* M.J. Clark (Ed.), *Advances in periglacial geomorphology*. Wiley and Sons, London, pp. 69-90.
- Barsch, D., 1992. Permafrost creep and rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3 (3): 175-188.
- Barsch, D., 1993. Periglacial geomorphology in the 21st century. *Geomorphology*, 7 (1): 141-163.
- Barsch, D., 1996. Rock-glaciers. Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Springer-Verlag, Berlin, 331 pp.
- Barthélemy, L., 1998. L'influence de l'homme sur les milieux de montagne méditerranéenne: périglaciaire et avalanches sur les flancs du Casamanya (Andorre). *En* A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte y A. García Navarro (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Publicaciones de la Universitat de Barcelona, Barcelona, pp. 309-325.
- Beaty, C.B., 1974. Needle ice and wind in the White Mountains of California. *Geology*, 2 (11): 565-567.
- Benedict, J.B., 1970. Downslope soil movement in a Colorado alpine region: rates, processes, and climatic significance. *Arctic and Alpine Research*, 2 (3): 165-226.
- Benediktsson, Í.Ö., Schomacker, A., Lokrantz, H. y Ingólfsson, Ó., 2010. The 1890 surge end moraine at Eyjabakkajökull, Iceland: a re-assessment of a classic glaciotectionic locality. *Quaternary Science Reviews*, 29 (3-4): 484-506.
- Benn, D.I., 1992. The genesis and significance of 'hummocky moraine': Evidence from the Isle of Skye, Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 11 (7-8): 781-799.
- Benn, D.I., 1994. Fabric shape and the interpretation of sedimentary fabric data. *Journal of Sedimentary Research*, 64 (4): 910-915.
- Benn, D.I., 1995. Fabric signature of subglacial till deformation, Breidamerkurjökull, Iceland. *Sedimentology*, 42 (5): 735-747.
- Benn, D.I., 2004a. Clast morphology. *En* D.J.A. Evans y D.I. Benn (Eds.), *A practical guide to the study of glacial sediments*. Arnold, London, pp. 77-92.
- Benn, D.I., 2004b. Macrofabric. *En* D.J.A. Evans y D.I. Benn (Eds.), *A practical guide to the study of glacial sediments*. Arnold, London, pp. 93-114.
- Benn, D.I., Ballantyne, C.K., 1993. The description and representation of particle shape. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18 (7): 665-672.
- Benn, D.I. y Ballantyne, C.K., 1994. Reconstructing the transport history of glacial sediments: a new approach based on the co-variance of clast form indices. *Sedimentary Geology*, 91 (1-4): 215-227.
- Benn, D.I., y Evans, D.J.A., 1998. *Glaciers and Glaciation*. Arnold, London, 734 pp.
- Benn, D.I. y Gemmell, A.M.D., 1997. Calculating equilibrium-line altitudes of former glaciers by the balance ratio method: a new computer spreadsheet. *Glacial Geology and Geomorphology*, <http://ggg.qub.ac.uk/ggg/full/1997/tn011997/tn01.html>
- Benn, D.I. y Lehmkuhl, F., 2000. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65-66: 15-29.

- Benn, D.I. y Ringrose, T.J., 2001. Random variation of fabric eigenvalues: implications for the use of A-axis fabric data to differentiate till facies. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26 (3): 295-306.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F., Walden, J. y Hoey, T.B., 2004. The research project – a case study of Quaternary glacial sediments. *En D.J.A. Evans y D.I. Benn (Eds.), A practical guide to the study of glacial sediments*. Arnold, London, pp. 209-234.
- Benn, D.I., Owen, L.A., Osmaston, H.A., Seltzer, G.O., Porter, S.C. y Mark, B., 2005. Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, 138-139: 8-21.
- Bennett, M.R., Hambrey, M.J. y Huddart, D., 1997. Modification of clast shape in high-Arctic glacial environments. *Journal of Sedimentary Research*, 67 (3): 550-559.
- Bennett, M.R., Waller, R.I., Glasser, N.F., Hambrey, M.J. y Huddart, D., 1999. Glacigenic clast fabric: genetic fingerprint or wisful thinking? *Journal of Quaternary Science*, 14 (2): 125-135.
- Berger, J., Krainer, K. y Mostler, W., 2004. Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). *Quaternary Research*, 62 (3): 233-242.
- Bernhard, L., Sutter, F., Haeblerli, W. y Keller, F., 1998. Processes of snow/permafrost interactions at high-mountain site, Murtèl/Corvatsch, Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife*. *Nordicana*, 57: 35-41.
- Berthling, I., Etzelmüller, B., Eiken, T. y Sollid, J.L., 2000. Rock Glaciers on Prins Karls Forland, Svalbard. II: GPR soundings and the development of internal structures. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11 (4): 357-369.
- Berthling, I., Eiken, T., Madsen, H. y Sollid, J.L., 2001a. Downslope Displacement Rates of Ploughing Boulders in A Mid-Alpine Environment: Finse, Southern Norway. *Geografiska Annaler*, 83A (3): 103-116.
- Berthling, I., Eiken, T. y Sollid, J.L., 2001b. Frost heave and thaw consolidation of ploughing boulders in a mid-alpine environment, Finse, Southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 (2): 165-177.
- Bertran, P., Hétu, B., Texier, J.P. y Van Steijn, H., 1997. Fabric characteristics of subaerial slope deposits. *Sedimentology*, 44 (1): 1-16.
- Bini, M., 2005. Glacial landforms in the Apuan Alps (Tuscany - Italy): features in danger of extinction. II *Quaternario*, 18 (1): 175-178.
- Birot, P., 1981. *Les processus d'érosion à la surface des continents*, Masson, Paris, 605 pp.
- Birot, P. y Solé Sabarís, L., 1954. *Recherches morphologiques dans le NW de la Péninsule Iberique*. *Memories et document Centre Documentation cartographique et géographique (C.N.R.S.)*, IV: 7-61.
- Blanco Chao, R., Costa Casais, M., Martínez Cortizas, A., Pérez Alberti, A. y Trenhaile, S., 2003. Evolution and inheritance of a rock coast: western Galicia, northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28 (7): 757-775.
- Blanco Chao, R., Pérez Alberti, A., Trenhaile, A.S., Costa Casais, M. y Valcárcel Díaz, M., 2006. Shore platform abrasion in a para-periglacial environment, Galicia, northwestern Spain. *Geomorphology*, 83 (1-2): 136-151.
- Boelhouwers, J., 1998. The present-day frost action environment and its geomorphological significance in the Western Cape Mountains, South Africa. *Occasional Publication Series, 2, School of Environmental Studies, University of Western Cape*, 179 pp.
- Boelhouwers, J., Holness, S., Meiklejohn, I. y Summer, P., 2000. Periglacial blockstream and solifluction mantles. *En S. Graba, J. Boelhouwers, K. Hall., I. Meiklejohn y P. Summer (Eds.), Quaternary periglacial phenomena in the Sani Pass area, southern Africa, Durban. INQUA XV International Conference Fieldguide*, pp. 15-22.
- Böhn, C., 1989. Management of winter soil temperatures to control streambank erosion. *En R.E. Gresswell, B.A. Barton y J.L. Kershner (Eds.), Practical Approaches to Riparian Resources Management, an Educational Workshop*. US Bureau of Land Management: Billings, MT, pp. 69-71.
- Boike, J., Roth, K. y Overduin, P.P., 1998. Thermal and hydrologic dynamics of the active layer at a continuous permafrost site (Taymyr Peninsula, Siberia). *Water Resources Research*, 34 (3): 355-363.

- Bordonau, J., 1991. Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus. Tesis doctoral. Departamento de Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología, Universidad de Barcelona, 294 pp.
- Bordonau, J., 1992. Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus. Geoforma Ediciones, Logroño, 251 pp.
- Bordonau, J., Serrat, D. y Vilaplana, J.M., 1992. Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos. *En* A. Cearreta y F.M. Ugarte (Eds.), *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Servicio Editorial Universidad del País Vasco, Bilbao, pp. 303-312.
- Borowicz, D. y Żurawek, R., 2003. Topography of a composite relict rock glacier, Ślęza Massif, SW Poland. *Geografiska Annaler*, 85A (1): 31-41.
- Boulton, G.S., 1987. A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation. *En* J. Menzies y J. Rose (Eds), *Drumlin Symposium*. A.A Balkema, Rotterdam, pp. 25-80.
- Boulton, G.S., 1996. Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *Journal of Glaciology*, 42 (140): 43-62.
- Bowman, I., 1916. The Andes of southern Peru: Geographical reconnaissance along the seventy-third meridian. *American Geographical Society, Special Publication*, 2: 295 pp.
- Branson, J., Lawler, D.M. y Glen, J.W., 1996. Sediment inclusion events during needle-ice growth: a laboratory investigation of the role of soil moisture and temperature fluctuations. *Water Resources Research*, 32 (2): 459-466.
- Brazier, V., Kirkbride, M. y Owens, I.F., 1998. The relationship between climate and rock glacier distribution in the Ben Ohau Range, New Zealand. *Geografiska Annaler*, 80A (3-4): 193-207.
- Brenning, A. y Trombotto, D., 2006. Logistic regression modeling of rock glacier and glacier distribution: Topographic and climatic controls in the semi-arid Andes. *Geomorphology*, 81 (1-2): 141-154.
- Brochu, M., 1969. Existence d'une zone périglaciaire dans la région sommitale du Pic (o Pico) dans l'île du Pic aux Açores. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 13 (1): 115-118.
- Brocklehurst, S.H. y Whipple, K.X., 2006. Assessing the relative efficiency of fluvial and glacial erosion through simulation of fluvial landscapes. *Geomorphology*, 75 (3-4): 283-299.
- Brocklehurst, S.H., Whipple, K.X. y Foster, D., 2008. Ice thickness and topographic relief in glaciated landscapes of the western USA. *Geomorphology*, 97 (1-2): 35-51.
- Brodzikowski, K. y van Loon, A.J., 1991. *Glacigenic sediments*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 674 pp.
- Brook, M.S., Kirkbride, M.P. y Brock, B.W., 2006. Cirque development in a steadily uplifting range: rates of erosion and long-term morphometric change in alpine cirques in the Ben Ohau Range, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31 (9): 1167-1175.
- Brosche, K.U., 1971. Beobachtungen an rezenten Periglazialerscheinungen in einigen Hochgebirgen der Iberischen Halbinsel (Sierra Segura, Sierra de Gredos, Sierra da Estrela, Sierra del Moncayo). *Erde*, 102 (1): 34-53.
- Brosche, K.U., 1978a. Ergebnisse einer vergleichenden Studie zum rezenten und vorzeitlichen periglazialen Formenschatz auf der Iberischen Halbinsel. *Biuletyn Peryglacjalny*, 27: 53-103.
- Brosche, K.U., 1978b. Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica. *Estudios Geográficos*, 151: 131-161 (traducción por F. Pujiula).
- Brown, I. y Ward, R.G., 1996. The influence of topography on snowpatch distribution in southern Iceland: a new hypothesis for glacier formation? *Geografiska Annaler*, 78A (4): 197-207.
- Bru Bistuer, 1985. Estudi geomorfològic: el modelatge glacial d'un sector del Pirineu Central (Valls Ferrera i de Cardós). Tesis Doctoral. Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Barcelona, 487 pp.
- Bryan, K., 1934. Geomorphic processes at high altitudes. *Geographical Review*, 24 (4): 655-656.
- Bryant, R.B., 1989. Physical processes of fragipan formation. *En* N.E. Smeck y E.J. Ciolkosz (Eds.), *Fragipans: Their occurrence, classification, and genesis*. SSSA Special Publication, 24, pp. 141-150.
- Bull, W.B., 1977. The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography*, 1(2): 222-270.

- Burga, C.A., Frauenfelder, R., Ruffet, J., Hoelzle, M. y Käab, A., 2004. Vegetation on Alpine rock glacier surfaces: a contribution to abundance and dynamics on extreme plant habitats. *Flora*, 199 (6): 505-515.
- Burjachs, F. y Julià, R., 1994. Abrupt climatic changes during the Last Glaciation based on pollen analysis of the Abric Romani, Catalonia, Spain. *Quaternary Research*, 42 (3): 308-315.
- Butler, D.R. y Walsh, S.J., 1990. Lithologic, structural and topographic influences on snow-avalanche path location, Eastern Glacier National Park, Montana. *Annals of the Association of American Geographers*, 80 (3): 362-378.
- Butzer, K.W. y Fränzle, O., 1958. Observations on the prewurm glaciations of the Iberian Peninsula. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 3 (1): 85-97.
- Cabral, F.A.V.P., 1884. Vestígios glaciários na Serra da Estrela. *Revista de Obras Públicas e Minas*, 1: 435-459.
- Caine, N., 1967. The texture of talus in Tasmania. *Journal of Sedimentary Research*, 37 (3): 796-803.
- Caine, N., 1968. The fabric of periglacial blockfield material on Mount Barrow, Tasmania. *Geographiska Annaler*, 50A (4): 193-206.
- Calkin, P.E., Haworth L.A. y Ellis, J.M. 1987. Rock glaciers of Central Brooks Range, Alaska, U.S.A. *En*, J.R. Giardino, J.F. Shroder y J.D. Vitek (Eds.), *Rock glaciers*. Allen & Unwin, London, pp. 65-82.
- Calvet, M., 1998. Los complejos fluvioglaciares de Cerdanya-Capcir (Pirineos orientales) y sus enseñanzas. *En* A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti (Eds.), *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, pp. 263-290.
- Calvet, M., 2004. The Quaternary glaciation of the Pyrenees. *En* J. Ehlers y P.L. Gibbard (Eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, pp. 121-128.
- Carandell Pericay, J. y Gómez de Llarena, J., 1918. El glaciario cuaternario en los Montes Ibéricos. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Serie Geológica*, 22, 62 pp.
- Carballo, J.M., 1911. Excursión geológica a Picos de Europa (provincia de Santander). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 11: 216-225.
- Carcavilla, L. y López, J., 2000. Las avalanchas de nieve como riesgo natural. *Terralia*, 17: 46-54.
- Carcavilla, L., López Martínez, J. y Durán, J.J., 2007. Patrimonio geológico y geodiversidad: investigación, conservación, gestión y relación con los espacios naturales protegidos. Instituto Geológico y Minero de España. Serie Cuadernos del Museo Geominero, 7, Madrid, 350 pp.
- Carlé, W., 1949. Testigos de una glaciación diluvial en la Galicia española. *Estudios Geográficos*, 37: 701-707. (traducción de J. Gómez de Llarena).
- Carr, S.J. y Rose, J., 2003. Till fabric patterns and significance: particle response to subglacial stress. *Quaternary Science Reviews*, 22 (14): 1415-1426.
- Carrera Gómez, P. y Pérez Alberti, A., 2006. Los bloques aradores de la vertiente septentrional del Cerro Fallaquin. Montañas Galaico-Leonesas. Provincia de León. Rasgos morfométricos y mecanismos de movimiento. IX Reunión Nacional de Geomorfología, Santiago de Compostela, 13-15 septiembre de 2006, póster.
- Carrera Gómez, P. y Valcárcel Díaz, M., 2010. La acción geomorfológica del manto nivoso estacional en la Sierra de Ancares: vertiente nororiental del Pico Cuiña (León). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36 (2): 85-98.
- Carrera Gómez, P., Valcárcel Díaz, M. y Pérez Alberti, A., 2005. Ploughing blocks characteristics in the Faeda Cirque, northwestern Spain. *En* F. Gutiérrez, M. Gutiérrez, G. Desir, J. Guerrero, P. Lucha, C. Marín y J.M. García Ruiz (Eds.), *Sixth International Conference on Geomorphology, Abstracts volume*, Zaragoza, pp. 20.
- Carrera Gómez, P., Valcárcel Díaz, M. y Pérez Alberti, A., 2006. Ejemplos de formas erosivas de origen nival en las vertientes del alto Ancares, noroeste de la provincia de León. *En* A. Pérez Alberti y J. López Bedoya (Eds.), *Geomorfología y territorio. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología*. Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, pp. 59-65.
- Carrera Gómez, P., Valcárcel Díaz, M. y Pérez Alberti, A., 2007. Caracterización del régimen térmico del suelo en un sector montañoso afectado por una cubierta nivosa estacional. *Sierra de Ancares*

- (León, noroeste de la Península Ibérica). I Congresso Ibérico da International Permafrost Association, pp. 34.
- Carreras Soriano, L.M., 2008. Criterios de discriminación en base al análisis de la textura de los depósitos volcanoclásticos del volcán Nevado de Toluca, México. Tesis de doctorado. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 154 pp.
- Carrivick, J.L. y Brewer, T.R., 2004. Improving local estimations and regional trends of glacier Equilibrium Line Altitudes. *Geografiska Annaler*, 86A (1): 67-79.
- Carter, J.R., 2005. Ice Ribbons, Ice Flowers, Frost Flowers or whatever they might be called. En red (<http://my.ilstu.edu/~jrcarter/ice/>).
- Carvalho, G.S., 1983. Consequências do frio durante o Quaternário na faixa litoral do Minho (Portugal). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 5: 365-379.
- Castañón Álvarez, J.C., 1983. El glaciario cuaternario del macizo de Ubiña (Asturias-León) y su importancia morfológica. *Ería*, 4: 3-49.
- Castañón Álvarez, J.C., 1984. Sobre el modelado originado por los aludes de nieve en el Prau del Albo (Alto Huerna, Asturias). *Ería*, 6: 106-112.
- Castañón Álvarez, J.C., 1986. Formas de relieve de origen nival y periglacial en el borde noroccidental de la Sierra de Aramo. *Ería*, 10: 127-130.
- Castañón Álvarez, J.C., 1987. Sobre algunos problemas morfológicos en la Babia Alta. *Ería*, 13: 155-158.
- Castañón Álvarez, J.C., 1989. Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del macizo asturiano. Tesis Doctoral (inérita). Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, 787 pp.
- Castañón Álvarez, J.C., 1990. Datos para un estudio geomorfológico de la Sierra de Cabezo Lloroso (oriente de Asturias). *Ería*, 23: 258-264.
- Castañón Álvarez, J.C. y Frochoso Sánchez, M., 1986. Morfología glaciar comparada en las montañas cantábricas (Sierra de Peña Sagra y macizo oriental de Los Picos de Europa). *Ería*, 10: 87-107.
- Castañón Álvarez, J.C. y Frochoso Sánchez, M., 1992. La glaciación Würm en las Montañas Cantábricas. En A. Cearreta y F. Ugarte (Eds.), *The late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Universidad del País Vasco, pp. 319-332.
- Castañón Álvarez, J.C. y Frochoso Sánchez, M., 1994. El periglaciario de la Cordillera Cantábrica. En A. Gómez Ortiz, M. Simón Torres y F. Salvador Franch (Eds.), *Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares. Estudios significativos*. Sociedad Española de Geomorfología, Universidad de Granada & Servei de Gestió i Evolució del Paisatge de la Universitat de Barcelona, Granada, 7: 75-91.
- Castañón Álvarez, J.C. y Frochoso Sánchez, M., 1996. Hugo Obermaier y el glaciario pleistoceno. En A. Moure Romanillo (Ed.), *El hombre fósil 80 años después: volumen conmemorativo del 50 aniversario de la muerte de Hugo Obermaier*. Universidad de Cantabria, Santander, pp. 153-175.
- Castañón Álvarez, J.C. y Frochoso Sánchez, M., 1998. La alta montaña cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámicas en los Picos de Europa. En A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte y A. García Navarro (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Universidad de Barcelona, Barcelona, pp. 113-132.
- Castillo Martín, A., Benavente Herrera, J. y Hidalgo Estévez, M.C., 2005. Primeros datos sobre el inventario y caracterización morfométrica de las lagunas glaciares "permanentes" del Parque Nacional de Sierra Nevada (Granada). *Publicaciones del IGME: serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas*, 14. VI Simposio del Agua en Andalucía, I: 619-628.
- Castillo Rodríguez, F. y Pérez Alberti, A., 2002. Episodios de elevada precipitación en el semestre otoño-invierno del 2000-2001 en Galicia y procesos geomorfológicos derivados. *Xeográfica*, 2: 5-32.
- Catalano, L.R., 1927. Datos hidrológicos del Desierto de Atacama. *Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología*, 35: 1-55.
- Centeno, J.D., Real, C., Acaso, E. y Pedraza, J., 1991. La orientación de los circos glaciares en la parte occidental de la Cordillera Ibérica. VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario, Valencia, 2 pp.

- Certini, G., Ugolini, F.C., Taina, I., Bolla, G., Corti, G. y Tescari, F., 2007. Clues to the genesis of a discontinuously distributed fragipan in the northern Apennines, Italy. *Catena*, 69 (2): 161-169.
- Chamberlin, T.C., 1888. The rock scourings of the great ice invasions. *USGS Annual Report*, 7: 155-248.
- Charlesworth, J.K., 1957. The Quaternary Era with special reference to its glaciation. Edward Arnold, London, 2 vols., 1700 pp.
- Chattopadhyay, G.P., 1983. Ploughing blocks on the Drumochter Hills in the Grampian Highlands, Scotland: a quantitative report. *The Geographical Journal*, 149 (2): 211-215.
- Chinn, T.J.H., 1979. Moraine forms and their recognition on steep mountain slopes. *En* Ch. Schlüchter (Ed.), *Moraines and Varves*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 51-57.
- Christiansen, H.H., 1998. Nivation forms and processes in unconsolidated sediments, NE Greenland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23 (8): 751-760.
- Chueca Cía, J., 1989. Características de los glaciares rocosos del área meridional del batolito de Panticosa (Pirineo oscense). *Geographicalia*, 26: 61-74.
- Chueca Cía, J., 1991a. Análisis de la distribución espacial de los glaciares rocosos en el Pirineo Central oscense. *Geographicalia*, 28: 85-99.
- Chueca Cía, J., 1991b. Aplicación de métodos de análisis factorial en el establecimiento de una tipología de los glaciares rocosos del Pirineo Central oscense. *Cuaternario y Geomorfología*, 5 (1-4): 27-43.
- Chueca Cía, J., 1992. A statistical analysis of the spatial distribution of rock glaciers, Spanish Central Pyrenees. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3 (3): 261-265.
- Chueca Cía, J., 1994. Modelos de flujo en glaciares rocosos pirenaicos. *En* C. Martí Bono y J.M. García Ruiz, (Eds), *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Geofoma Ediciones, Logroño, pp. 91-109.
- Chueca Cía, J. y Julián Andrés, A., 1995. Cuantificación de movimientos en masa lentos en medios de montaña: Pirineo Central. *Lurralde: Investigación y Espacio*, 18: 173-196.
- Chueca Cía, J. y Julián Andrés, A., 2010. Cartografía de zonas probables de salida de aludes en el Alto Gállego (Pirineo Central Aragonés) mediante el empleo de Sistemas de Información Geográfica. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36 (1): 27-41.
- Chueca, J., Julián, A. y Lampre, F., 1992. Measurement of surficial dynamics in Besiberris active rock glacier. *Lurralde*, 15: 45-50.
- Chueca, J., Larrea, V., Osein, M. y Terrero, M.E., 1998. Estudio de las variaciones de la distribución espacial de pisos morfodinámicos. *En* A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte y A. García Navarro (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Publicacions de la Universitat de Barcelona, Barcelona, pp. 289-300.
- Church, M. y Ryder, J.M., 1972. Paraglacial sedimentation: consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83 (10): 3059-3072.
- Church, M., Stock, R.F. y Ryder, J.M., 1979. Contemporary sedimentary environments on Baffin Island, N.W.T., Canada. *Arctic and Alpine Research*, 11: 371-402.
- Ciolkosz, E.J. y Waltman, W.J., 2000. Pennsylvania's fragipans. *Agronomy Series Number 147*. Agronomy Department, The Pennsylvania State University, 12 pp.
- Clark, R., 1981. Cold climate features of the Cordillera Cantábrica, northern Spain. *Biuletin Peryglaciari*, 28: 5-13.
- Clark, D.H., Steig, E.J., Potter, Jr. N. y Gillespie, A.R., 1998. Genetic variability of rock glaciers. *Geografiska Annaler*, 80A (3-4): 175-182.
- Colmenero Navarro, J.R., 2001. Paisaje geológico de la provincia de León. *En* R. Nuche del Rivero (Ed.), *Patrimonio geológico de Castilla y León*. Enresa, Madrid, pp. 162-189.
- Cooperstein, M.S., Birkeland, K.W. y Hansen, K.J., 2004. The effects of slope aspect on the formation of surface hoar and diurnally recrystallized near-surface faceted crystals: implications for avalanche forecasting. *ISSW 2004 Proceedings. A merging of theory and practice*. International Snow Science Workshop, Jackson Hole, Wyoming.
- Coronato, A., Seppälä, M., Ponce, J.F. y Rabassa, J., 2009. Glacial geomorphology of the Pleistocene Lake Fagnano ice lobe, Tierra del Fuego, southern South America. *Geomorphology*, 112 (1-2): 67-81.

- Corripio, J.G., Durand, Y., Guyomarc'h, G., Merindol, L., Lecorps, D. y Pugliese, P., 2004. Land-based remote sensing of snow for the validation of a snow transport model. *Cold Regions Science and Technology*, 39: 93-104.
- Cossart, E., Braucher, R., Fort, M.G., Bourlès, D.L. y Carcaillet, J., 2008. Slope instability in relation to glacial debuitressing in alpine ares (Upper Durance catchment, southeastern France): evidence from field data and ^{10}Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology*, 95 (1-2): 3-26.
- Costa Casais, M., Martínez Cortizas, A. y Pérez Alberti, A., 1994. Caracterización de un depósito costero de la ría de Muros-Noia (La Coruña, Galicia). *En* J. Arnáez, J.M. García Ruiz y A. Gómez Villar (Eds.), *Geomorfología en España. Actas de la III Reunión Nacional de Geomorfología*, Logroño, 14-16 de septiembre de 1994. Sociedad Española de Geomorfología, Logroño, Tomo I: 356-368.
- Costin, A.B., Jennings, J.N., Black, H.P. y Thom, B.G., 1964. Snow action on Mt. Twynam, Snowy Mountains, Australia. *Journal of Glaciology*, 5 (38): 219-228.
- Costin, A.B., Jennings, J.N., Bautovich, B.C. y Winbush, D.J., 1973. Forces developed by snowpatch action, Mt. Twynam, Snowy Mountains, Australia. *Arctic and Alpine Research*, 5: 121-126.
- Coudé-Gaussen, G., 1981. Les Serres da Peneda et do Gerês (Minho, Portugal). *Étude Géomorphologique. Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, 15 pp.
- Couper, P.R. y Maddock, A.P., 2001. Subaerial river bank erosion processes and their interaction with other bank erosion mechanism on the River Arrow, Warwickshire, UK. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26 (6): 631-646.
- Cowton, T., Hughes, P.D. y Gibbard, P.L., 2009. Palaeoglaciación of Parque Natural Lago de Sanabria, northwest Spain. *Geomorphology*, 108 (3-4): 282-291.
- Creus, J. y García Ruiz, J.M., 1977. Observaciones sobre solifluxión en el Alto valle del río Gállego. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 6: 57-64.
- Cruz Orozco, J., 1987. Los aludes o avalanchas de nieve en España. *Cuadernos de Protección Civil*, 16: 15-20.
- Cruz Ramos, R., Goy Goy, J.L. y Zazo Cardeña, C., 2009. El registro periglacial en la Sierra del Barco (Sistema Central) y su relación con el sistema glaciar pleistoceno. *Finisterra*, 44 (87): 9-22.
- Cuadrat Prats, J.M. y Pellicer Corellano, F., 1983. Aproximación al estudio del clima y su incidencia en el modelado morfoclimático actual de las Sierras Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo. *Turiaso*, 4: 237-253.
- Cunningham, A. y Wilson, P., 2004. Relict periglacial boulder sheets and lobes on Slieve Donard, Mountains of Mourne, Northern Ireland. *Irish Geography*, 37 (2): 187-201.
- Curry, A.M., 1999. Paraglacial modification of slope form. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24 (13): 1213-1228.
- Curry, A.M., 2000. Holocene reworking of drift-mantled hillslopes in the Scottish Highlands. *Journal of Quaternary Science*, 15 (5): 529-541.
- Curry, A.M., Walden, J. y Cheshire, D.A., 2001. The nant Ffrancon 'protalus rampart': evidence for Late Pleistocene paraglacial landsliding in Snowdonia, Wales. *Proceedings of the Geologists' Association*, 112 (4): 317-330.
- Curry, A.M., Cleasby, V. y Zukowskyj, P., 2006. Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-'Little Ice Age' glacier recession in the central Swiss Alps. *Journal of Quaternary Science*, 21 (3): 211-225.
- Dadson, S.J. y Church, M., 2005. Postglacial topographic evolution of glaciated valleys: a stochastic landscape evolution model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30 (11): 1387-1403.
- Daimaru, H., Ohtani, Y., Ikeda, S., Okamoto, T. y Kajimoto, T., 2002. Paleoclimatic implication of buried peat layers in a subalpine snowpatch grassland on Mt. Zarumori, northern Japan. *Catena*, 48 (1): 53-65.
- Daly, R.A., 1912. Geology of the North American Cordillera at the forty-ninth parallel. *Canadian Geological Survey Memoirs*, 38: 857 pp.
- Darwin, Ch., 1842. On the distribution of the erratic boulders and on the contemporaneous unstratified deposits of South America. *Transactions Geological Society London*, 6: 415-431.

- David, E., 2004. "Get the drift" effects of snow fence variables on wind patterns, snow drift geometry and volume. ISSW 2004 Proceedings. A merging of theory and practice. International Snow Science Workshop, Jackson Hole, Wyoming.
- De Blasio, F.V., 2002. Note on simulating the size distribution of glacial cirques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27 (1): 109-114.
- De Brum Ferreira, A.B., Vidal Romani, J.R., Zêzere, J.L. y Rodrigues, M.L., 2000. A glaciação pleistocénica na Serra do Gerês. *Finisterra*, 35 (69): 39-68.
- De Marcos, J., 2000. Procesos actuales en el Alto Gredos: Garganta del Pinar. *En* J.L. Peña Monné, M. Sánchez Fabre, y M.V. Lozano Tena (Eds.), *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, pp. 213-232.
- De Marcos, F.J., Palacios, D. y Vázquez, L., 2005. Glacial maximum advance and phases of deglaciation in the Central Iberian Peninsula: Garganta de Gredos. *En* F. Gutiérrez, M. Gutiérrez, G. Desir, J. Guerrero, P. Lucha, C. Marín y J.M. García Ruiz (Eds.), *Sixth International Conference on Geomorphology, Abstracts volume*, Zaragoza, pp. 10.
- De Prado, C., 1852. Note sur les blocs erratiques de la chaîne cantabrique, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 9: 171-175.
- De Prado, C., 1858. Valdeón, Caín, La Canal de Trea. Ascensión a los Picos de Europa en la Cordillera Cantábrica. *Gaceta de Madrid*, 157.
- De Prado, C., 1862. Reseñas geológicas de la provincia de Ávila y de la parte occidental de la de León. Comisión Nacional del Mapa Geológico de España. Junta General Estadística, Madrid, 14 pp.
- De Prado, C., 1864. Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. Junta General de Estadística, Madrid, 219 pp.
- De Prado, C., 1866. Temperatura de la tierra en la sucesión de los tiempos geológicos. Discursos leídos ante la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid, 21 pp.
- De Saussure, H.B., 1786. *Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Geneve*. Barde, Manget & Cie, Paris, 411 pp.
- De Sitter, L.U., 1962. The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geologische Mededelingen*, 26: 255-264.
- Decaulne, A. y Sæmundsson, Þ., 2006. Geomorphic evidence for present-day snow-avalanche and debris-flow impact in the Icelandic Westfjords. *Geomorphology*, 80 (1-2): 80-93.
- Decaulne, A., Sæmundsson, Þ., 2007. Spatial and temporal diversity for debris-flow meteorological control in subarctic oceanic periglacial environments in Iceland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32: 1971-1983.
- Degenhardt Jr., J.J., 2009. Development of tongue-shaped and multilobate rock glaciers in alpine environments - Interpretations from ground penetrating radar surveys. *Geomorphology*, 109 (3-4): 94-107.
- Del Castillo Jurado, M., 2004. Morfometría de lagos. Una aplicación a los lagos del Pirineo. Tesis doctoral. Departament d'Ecologia, Universitat de Barcelona, 286 pp.
- Delaloye, R. y Lambiel, C., 2005. Evidences of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59 (2): 194-203.
- Delaloye, R., Reynard, E., Lambiel, C., Marescot, L. y Monnet, R., 2003. Thermal anomaly in a cold scree slope, Creux du Van, Switzerland. *En* M. Phillips, S. Springman y L. Arenson (Eds.), *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, pp. 175-180.
- Delgado Úbeda, J., Boada, J.M. y Hernández Pacheco, F., 1932. Guía de los sitios naturales de interés nacional. El Parque Nacional de la Montaña de Covadonga. Comisaría de Parques Nacionales, Madrid, 132 pp.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M. y Bourlès, D., 2008. Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, 69 (2): 231-241.
- Derbyshire, E., McGown, A. y Radwan, A., 1976. Total fabric of some till landforms. *Earth Surface Processes*, 1 (1): 17-26.
- Díaz Martínez, E., 1989. Notas sobre el glaciario y periglaciario cuaternario en la Sierra de Peña Labra (Cordillera Cantábrica). II Reunión del Cuaternario Ibérico. AEQUA-GTPEQ, Madrid, pp. 8.
- Díez González, F.A., 1982. El valle de Laciana. Alsa-Intercar, Madrid, 207 pp.

- Diolaiuti, G., D'Agata, C., Pelfini, M. y Smiraglia, C., 2002. Geomorphosites in glacialized areas: routes in the upper Valtellina for the valuing of the high mountain environment. *En* P. Coratza y M. Marchetti, *Geomorphological Sites: research, assessment and improvement*, Workshop Proceedings, Modena (Italy). Dipartimento di scienze della Terra, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia, pp. 57-58.
- Dionne, J.C., 1978. Les Champs de blocs en Jamésie, Québec subarctique. *Géographie Physique et Quaternaire*, 32 (2): 119-144.
- Domínguez Cuesta, M.J., Jiménez Sánchez, M., Farias, P. y Menéndez Duarte, R., 1998. Dinámica de las vertientes en la zona central de Asturias (Cuenca del río Villoria, Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, 12 (1-2): 19-33.
- Domínguez Cuesta, M.J., Jiménez Sánchez, M. y Rodríguez García, A., 1999. Press archives as temporal records of landslides in the North of Spain: relationships between rainfall and instability slope events. *Geomorphology*, 30 (1-2): 125-132.
- Domínguez Cuesta, M.J., Jiménez Sánchez, M. y Berrezueta, E.R., 2007. Landslides in the central Coalfield (Cantabrian Mountains, NW Spain): Geomorphological features, conditioning factors and methodological implications in susceptibility assessment. *Geomorphology*, 89 (3-4): 358-369.
- Dowdeswell, J.A. y Sharp, M.J., 1986. Characterization of gravel fabric in modern terrestrial glacial sediments. *Sedimentology*, 33 (5): 699-710.
- Dowdeswell, J.A., Hambrey, M.J. y Wu Ruitang, 1985. A comparison of clast fabric and shape in late Precambrian and modern glacial sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55 (5): 691-704.
- Dreimanis, A., 1982. Work Group (I): Genetic classification of tills and criteria for their differentiation: progress report on activities 1977-1982, and definitions of glacial terms. *En* Ch. Schlüchter (Ed.), *I.N.Q.U.A. Commission on genesis and lithology of Quaternary deposits, Report on activities 1977-1982*, Zürich, pp. 12-31.
- Dreimanis, A., 1988. Tills: Their genetic terminology and classification. *En* R.P. Goldthwait y C.L. Matsch (Eds.), *Genetic classification of glacial deposits*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 65-137.
- Drew, F., 1873. Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the Upper-Indus Basin. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 29 (1-2): 441-471.
- Duque, L.C. y Elizaga, E., 1983. Puntos de Interés Geológico en el sector oriental de la Cordillera Cantábrica. Ministerio de Industria y Energía - I.G.M.E., Madrid, 76 pp.
- Duque, L.C., Elizaga, E. y Vidal Romani, J.R., 1983. Puntos de Interés Geológico de Galicia. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 103 pp.
- Durán, J.J. (Ed.), 1998. Patrimonio geológico de la Comunidad Autónoma de Madrid. Asamblea de Madrid, Comisión de Patrimonio Geológico de la Sociedad Geológica de España (SGE), Madrid, 290 pp.
- Durán, J.J., 2004. Patrimonio geológico en España: unas reflexiones desde la experiencia de los últimos 25 años. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 12 (1): 24-30.
- Durán, J.J., Carcavilla, L. y López Martínez, J., 2005. Patrimonio geológico: una panorámica de los últimos 30 años en España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, 100 (1-4): 277-287.
- Dyson, J.L., 1937. Snowslide striations. *Journal of Geology*, 45: 549-557.
- Elizaga, E., Palacio, J., González Lastra, J.A. y Sánchez de la Torre, L., 1985. Inventario Nacional de los Puntos de Interés Geológico del sector occidental de la Cordillera Cantábrica. Memoria del proyecto (inédito). Instituto Geominero de España, Madrid, 76 pp.
- Ellis, J.M. y Calkin, P.E., 1983. Environments and soils of Holocene moraines and rock glaciers, central Brooks Range, Alaska. *En* E.B. Everson, C. Schüller y J. Rabassa (Eds.), *Tills and related deposits*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 315-328.
- Elson, J.A., 1988. Comment on glacioteconite, deformation till, and comminution till. *En* R.P. Goldthwait y C.L. Matsch (Eds.), *Genetic classification of glacial deposits*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 85-88.
- Embleton, C. y King, C.A.M., 1975a. *Glacial Geomorphology*. Wiley and Sons, New York, 573 pp.
- Embleton, C. y King, C.A.M., 1975b. *Periglacial Geomorphology*. Wiley and Sons, New York, 203 pp.

- Evans, I.S., 1977. World-wide variations in the direction and concentration of cirque and glacier aspects. *Geografiska Annaler*, 59A (3-4): 151-175.
- Evans, I.S., 1996. Abraded rock landforms (whalebacks) developed under ice streams in mountain areas. *Annals of Glaciology*, 22: 9-16.
- Evans, I.S. y Cox, N.J., 1974. Geomorphometry and the operational definition of cirques. *Area*, 6: 150-153.
- Evans, I.S. y Cox, N.J., 1995. The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39 (2): 175-202.
- Evans, I.S., 2006a. Allometric development of glacial cirque form: Geological, relief and regional effects on the cirques of Wales. *Geomorphology*, 80 (3-4): 245-266.
- Evans, I.S., 2006b. Local aspect asymmetry of mountain glaciation: A global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes. *Geomorphology*, 73 (1-2): 166-184.
- Evans, D.J.A., Salt, K.E. y Allen, C.S., 1999. Glacitected lake sediments, Barrier Lake, Kananaskis Country, Canadian Rocky Mountains. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36 (3): 395-407.
- Evans, D.J.A. y Benn, D.I. (Eds.), 2004. A practical guide to the study of glacial sediments. Arnold, London, 266 pp.
- Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F. y Auton, C.A., 2006. Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews*, 78 (1-2): 115-176.
- Evans, D.J.A., Hiemstra, J.F. y O'Cofaigh, C., 2007. An assessment of clast macrofabrics in glacial sediments based on A/B plane data. *Geografiska Annaler*, 89A (2): 103-120.
- Evans, S.G., 1976. Material-form relationships on talus slopes in southwestern British Columbia. Thesis, The University of British Columbia, 145 pp.
- Evin, M., 1987. Lithology and fracturing control of rock glaciers in southwestern Alps of France and Italy. *En* J.R. Giardino, J.F. Shroder y J.D. Vitek (Eds.), *Rock Glaciers*. Allen & Unwin, Boston, pp. 83-106.
- Evin, M., 1988. Repartition, morphologie et structure interne des glaciers rocheux des Alpes du Sud en fonction de la lithologie et de la fracturation. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S.*, 34: 137-158.
- Eyles, N., Eyles, C.H. y Miall, A.D., 1983. Lithofacies types and vertical profile models, an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30 (3): 393-410.
- Ezquerro, F.J., 2007. El uso atávico del fuego y la extinción local de los pinares cantábricos. *En* L. Gil y M. Torre (Eds.), *Atlas forestal de Castilla y León*. Junta de Castilla y León, Valladolid, pp. 249-319.
- Fahey, B.D., 1974. Seasonal frost heave and frost penetration measurements in the Indian peaks region of the Colorado Front Range. *Arctic and Alpine Research*, 6 (1): 63-70.
- Farber, D.L., Hancock, G.S., Finkel, R.C. y Rodbell, D.T., 2005. The age and extent of tropical alpine glaciation in the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Quaternary Science*, 20 (7-8): 759-776.
- Federici, P.R. y Spagnolo, M., 2004. Morphometric analysis on the size, shape and areal distribution of glacial cirques in the Maritime Alps (Western French-Italian Alps). *Geografiska Annaler*, 86A (3): 235-248.
- Felicísimo, A.M. y Alonso, M.V., 1988. Formas erosivas glaciares y radiación solar: un ensayo de correlación en el valle de Ibias (Degaña, Asturias). *Trabajos de Geología*, 17: 19-31.
- Fernández, E.M., 1961. Notas sobre la zona de Villablino (Mancha carbonífera en Vega de Viejos). *Notas y comunicaciones del I.G.M.E.*, 64: 5-16.
- Fernández Martínez, E., 2001. Puntos de Interés Geológico. *En* G. Belinchón Callejo y O. Llamas de Juan (Coords.), *Guía del patrimonio natural de las comarcas de Cuatro Valles*. Cuatro Valles, León, pp. 29-44.
- Fernández Martínez, E. y Fuertes Gutiérrez, I. (Coords.) 2009a. Lugares de Interés Geológico. León. DVD publicado por la Fundación Patrimonio Natural, Junta de Castilla y León. ISBN 987-84-692-5657-2.
- Fernández Martínez, E. y Fuertes Gutiérrez, I. (Coords.) 2009b. Lugares de Interés Geológico. Palencia. DVD publicado por la Fundación Patrimonio Natural, Junta de Castilla y León. ISBN 987-84-692-5658-9.

- Fernández Miguélez, E., 2001. Vocabulario leonés referente a la nieve. Revista "La Veiga", 9: 45-46.
- Fernández Mosquera, D., Marti, K., Vidal Romaní, J.R. y Weigel, A., 2000. Late Pleistocene deglaciation chronology in the NW of the Iberian Peninsula using cosmic-ray produced ^{21}Ne in quartz. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 172: 832-837.
- Fitzsimons, S.J., 1996. Paraglacial redistribution of glacial sediments in the Vestfold Hills, East Antarctica. *Geomorphology*, 15 (2): 93-108.
- Flint, R.F., 1947. *Glacial geology and the Pleistocene epoch*. Wiley and Sons, 589 pp.
- Flint, R.F., 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. Wiley and Sons, New York, 892 pp.
- Flor, G. y Baylón-Misioné, J.L., 1989. El glaciario cuaternario de los Puertos de Aliva (Macizo oriental de los Picos de Europa, occidente de Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1-2): 27-34.
- Föhn, P.M.B., 1980. Snow transport over mountain crests. *Journal of Glaciology*, 26 (94): 469-480.
- Föhn, P.M.B. y Meister, R., 1983. Distribution of snow drifts on ridge slopes: measurements and theoretical approximations. *Annals of Glaciology*, 4: 52-57.
- Fombella Blanco, M.A., Andrade Olalla, A., Puente García, E., Penas Merino, A., Alonso Herrero, E., Matías Rodríguez, R. y García-Roves Fernández, E., 1998. Primeros resultados sobre la dinámica de la vegetación en la turbera del Puerto de San Isidro (León, España). *En* M.A. Fombella Blanco, D. Fernández González y R.M. Valencia Barrera (Eds.), *Palinología: Diversidad y Aplicaciones*. Trabajos del XII Simposio de Palinología (A.P.L.E.). Universidad de León, León, pp. 79-86.
- Foster, D., Brocklehurst, S.H. y Gawthorpe, R.L., 2008. Small valley glaciers and the effectiveness of the glacial buzzsaw in the northern Basin and Range, USA. *Geomorphology*, 102 (3-4): 624-639.
- Francou, B., 1993. *Hautes montagnes. Passion d'explorations*. Collection Pratiques de la Géographie. Paris, Masson, 202 pp.
- Francou, B. y Bertran, P., 1997. A multivariate analysis of clast displacement rates on stone-banked sheets, Cordillera Real, Bolivia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8 (4): 371-382.
- Fränzle, O., 1959. Glaziale und periglaziale Formbildung im östlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien). *Bonner Geographische Abhandlungen*, 26. Bonn, 80 pp.
- Fränzle, O., 1978. Formaciones glaciares y periglaciares en el sector oriental del Sistema Central. *Estudios Geográficos*, 151: 203-231 y 152: 363-418 (Traducido por J. Sagredo).
- Frauenfelder, R., 1997. *Permafrostuntersuchungen mit GIS - Eine Studie im Flteschhorngebiet*. Tesis doctoral (inérita). Department of Geography, University of Zurich.
- Frauenfelder, R., Haeblerli, W., Hoelzle, M. y Maisch, M., 2001. Using relict rock glaciers in GIS-based modelling to reconstruct Younger Dryas permafrost distribution patterns in the Err-Julier area, Swiss Alps. *Norwegian Journal of Geography*, 55: 195-202.
- Frauenfelder, R., Haeblerli, W. y Hoelzle, M., 2003. Rock glacier occurrence and related terrain parameters in a study area of the Eastern Swiss Alps. *En* M. Phillips, S. Springman y L. Arenson (Eds.), *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, pp. 253-258.
- French, H.M., 1988. Active layers processes. *En* M.J. Clark (Ed.), *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley and Sons, Chichester, pp. 151-200.
- French, H.M., 1996. *The periglacial environment*. Longman, Singapore, 341 pp.
- French, H.M., 2000. Does Lozinski's Periglacial Realm exist today? A discussion relevant to modern usage of the term 'Periglacial'. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11 (1): 35-42.
- French, H.M., 2003. The development of Periglacial Geomorphology: 1- up to 1965. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14 (1): 29-60.
- French, H.M., 2007. *The periglacial environment* (3rd edition). Wiley and Sons, Chichester, 458 pp.
- French, H.M. y Bjornson, J., 2008. Mountain-top detritus and patterned ground in the Gaspésie Mountains, Québec, Canada. *Geographia Polonica*, 81 (1): 29-39.
- Frochoso Sánchez, M., 1990. *Geomorfología del valle del Nansa*. Tesis doctoral. Universidad de Cantabria, Santander, 286 pp.
- Frochoso Sánchez, M. y Castañón Álvarez, J.C., 1995. Comments on "Glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northern Spain" by González Suárez y Alonso. *Journal of Glaciology*, 41 (138): 430-432.

- Frochoso Sánchez, M. y Castañón Álvarez, J.C., 1996. El relieve heredado de la glaciación cuaternaria en el Macizo de Peña Prieta (Cordillera Cantábrica). *Polígonos*, 6: 25-43.
- Frochoso Sánchez, M. y Castañón Álvarez, J.C., 1998. El relieve glaciario de la Cordillera Cantábrica. *En* A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti (Eds.), *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Universidade de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela, pp. 65-137.
- Fu, P. y Yi, C., 2009. Relationships between the heights of moraines and lengths of former glaciers in Tibet and surrounding mountains. *Geomorphology*, 103 (2): 205-211.
- Fukui, K., Sone, T., Strelin, J.A., Torielli, C.A., Mori, J. y Fujii, Y., 2008. Dynamics and GPR stratigraphy of a polar rock glacier on James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, 54 (186): 445-451.
- Furbish, D.J. y Andrews, J.T., 1984. The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer. *Journal of Glaciology*, 30 (104): 199-211.
- Furdada Bellavista, G., 1996. Estudi de les allaus al Pirineu occidental de Catalunya: predicció espacial i aplicacions de la cartografia. *Geoforma Ediciones*, Logroño, 315 pp. + 3 mapas.
- Furdada Bellavista, G., 2006. Aludes de nieve. Riesgo actual y riesgo futuro. *Cuaternario y Geomorfología*, 20 (3-4): 73-88.
- Furdada, G., Martí, G., Oller, P., García, C., Mases, M. y Vilaplana, J.M., 1995. Avalanche mapping and related G.I.S. applications in the Catalan Pyrenees. *Surveys in Geophysics*, 16: 681-693.
- Gądek, B., 2008. The problem of firn-ice patches in the Polish Tatras as an indicator of climatic fluctuations. *Geographia Polonica*, 81 (1): 41-52.
- Gale, S.J. y Hoare, P.G., 1997. The glacial history of the northwest Picos de Europa of northern Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 41 (1): 81-96.
- Gallardo Díaz, J., Álvarez, A. y Cala, V., 1988. Horizontes de fragipán de tipo "ison" formados por permafrost en la Sierra de Guadarrama. *Estudios Geológicos*, 44: 83-91.
- García de Celis, A., 1991. Los glaciares rocosos de la Sierra del Suspirón (León). *Polígonos*, 1: 9-20.
- García de Celis, A., 1993. Geomorfología de la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica: La Montaña Occidental de León y su piedemonte. Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geografía, Universidad de León, 542 pp.
- García de Celis, A., 1997. El relieve de la Montaña Occidental de León. Universidad de Valladolid, Valladolid, 291 pp.
- García de Celis, A., 2002a. Formas periglaciares relictas en la Sierra de Suspirón (Cordillera Cantábrica, León): campos de bloques. *En* E. Serrano y A. García de Celis (Eds.), *Periglacialismo en montaña y altas latitudes*. Universidad de Valladolid, Valladolid, pp. 37-52.
- García de Celis, A., 2002b. Itinerario por Omaña, Babia, Laciana y Valle del Sil (Montaña Cantábrica Occidental Leonesa). *En* J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez (Coords.), *XVII Jornadas de Geografía Física*. Universidad de León, León, pp. 48-60.
- García de Celis, A., 2008. Los paisajes glaciares de Omaña. *De Omaña: Revista cultural y comarcal*, 3: 6-7.
- García de Celis, A. y Martínez Fernández, L.C., 2002. Morfología glaciario de las montañas de la cuenca alta de los ríos Sil, Omaña, Luna y Bernesga: revisión y nuevos datos (Montaña Occidental de León). *En* J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez (Coords.), *El modelado de origen glaciario en las montañas leonesas*. Universidad de León, León, pp. 137-196.
- García de Celis, A., Luengo Ugidos, M.A., y Redondo Vega, J.M., 1992. Algunos ejemplos de deslizamientos en el Alto Sil (León). *En* C. López Bermúdez, C. Conesa García y M.A. Romero Díaz (Eds.), *Estudios de Geomorfología en España*. Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología, Murcia, 23-25 de septiembre de 1992. Sociedad Española de Geomorfología, Murcia, Tomo 2: 445-453.
- García de Celis, A.J., Guerra Velasco, J.C. y Martínez Fernández, L.C., 2004. Los abedulares de la Omaña Alta (León): notas sobre dinámica vegetal y cambios en el aprovechamiento de los montes. *Boletín de la A.G.E.*, 38: 245-258.
- García de Celis, A., Arroyo Pérez, P. y Gandía Fernández, A., 2006. Los bloques aradores de "Laguna Helada" (Urbión): un ejemplo singular de solifluxión activa en la Cordillera Ibérica. *Polígonos*, 16: 119-132.

- García Fernández, J., 2001a. Conjuntos de interés y recursos paisajísticos. *En* G. Belinchón Callejo y O. Llamas de Juan (Coords.), *Guía del patrimonio natural de las comarcas de Cuatro Valles*. Cuatro Valles, León, pp. 97-114.
- García Fernández, J., 2001b. Zonas húmedas. *En* G. Belinchón Callejo y O. Llamas de Juan (Coords.), *Guía del patrimonio natural de las comarcas de Cuatro Valles*. Cuatro Valles, León, pp. 83-92.
- García Jiménez, R., 2007. Etnobotánica leonesa: municipio de Palacios del Sil. Departamento de Biología Vegetal I, Facultad de Biología, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 440 pp.
- García Romero, A. y Muñoz Jiménez, J., 2010. Modificaciones recientes de la cubierta nival y evolución de la vegetación supraforestal en la Sierra de Guadarrama, España: el Puerto de los Neveros. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36 (2): 109-143.
- García Ruiz, J.M., 1979. El glaciario cuaternario en la S. de la Demanda (Logroño y Burgos, España). *Cuadernos de Investigación (Geografía e Historia)*, 5 (2): 3-25.
- García Ruiz, J.M. y Arbella, M., 1981. Modelos de erosión en el piso subalpino: la degradación de los loess del macizo de Monte Perdido (Pirineo Central Español). *Pirineos*, 114: 35-58.
- García Ruiz, J.M. y Puigdefábregas, J., 1982. Formas de erosión en el Flysch Eoceno surpirenaico. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 8: 83-126.
- García Ruiz, J.M., Alvera, B., Del Barrio, G. y Puigdefábregas, J., 1990. Geomorphic processes above timberline in the Spanish Pyrenees. *Mountain Research and Development*, 10 (3): 201-214.
- García Ruiz, J.M., Gómez Villar, A., Ortigosa, L. y Martí Bono, C., 1999. Los circos glaciares en los altos valles del Aragón y del Gállego (Pirineo Central Español). *Análisis morfométrico y variaciones espaciales*. *Cuaternario y Geomorfología*, 13 (1-2): 95-108.
- García Ruiz, J.M., Gómez Villar, A., Ortigosa, L. y Martí Bono, C., 2000. Morphometry of glacial cirques in the Central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler*, 82A (4): 433-442.
- García Ruiz, J.M., Martí Bono, C., Valero Garcés, B. y González Sampérez, P., 2001a. La evolución de los glaciares del Pleistoceno Superior en el Pirineo Central español. El ejemplo de los glaciares de Escarra y Lana Mayor, Alto Valle del Gállego. *Cuaternario y Geomorfología*, 15 (1-2): 103-119.
- García Ruiz, J.M., Valero Garcés, B.L., González Sampérez, P., Lorente, A., Martí Bono, C., Beguería, S. y Edwards, L., 2001b. Stratified scree in the Central Spanish Pyrenees: Palaeoenvironmental implications. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 (3): 233-244.
- García Ruiz, J.M., Valero Garcés, B.L., Martí Bono, C. y González Sampérez, P., 2003. Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18 (1): 61-72.
- García Ruiz, J.M., Chueca Cía, J. y Julián Andrés, A., 2004. Los movimientos en masa del Alto Gállego. *En* J.L. Peña Monné, L.A. Longares Aladrén y M. Sánchez Fabre (Eds.), *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza, pp. 141-152.
- García Ruiz, J.M., Moreno, A., González Sampérez, P., Valero Garcés, B. y Martí Bono, C., 2010. La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del sur de Europa. Una revisión. *Cuaternario y Geomorfología*, 24 (1-2): 35-46.
- García Sainz, L., 1950. L'origine des glaciers ibériques et la trajectoire cyclonales de l'Atlantique. *Comptes rendues du Congrès International de Géographie*, Lisbonne, pp. 722-730.
- Gardner, J.S., 1969. Snowpatches: their influence on mountain wall temperatures and geomorphic implications. *Geografiska Annaler*, 51A (3): 114-120.
- Gardner, J.S., 1971. Particle orientation on debris slopes in the Moraine Lake Area, Canadian Rocky Mountains. *Canadian Geographer*, 15 (4): 318-322.
- Gavaldà, J. y Moner, I., 2008. Nou sistema gràfic de predicció local del perill d'allaus a la Val d'Aran. 3ª Jornada Tècnica de neu i allaus (en red).
- Geiger, R., 1980. *Manual de microclimatología. O clima da camada de ar junto ao solo*. 2 ed. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 556 pp.
- Geikie, J. 1874. *The Great Ice Age and its relation to the antiquity of Man*. W. Isbister, London, 575 pp.
- Gemmell, C., Smart, D. y Sugden, D., 1986. Striae and former ice-flow directions in Snowdonia, North Wales. *The Geographical Journal*, 152 (1): 19-29.

- Gengnian, L., Heigang, X. y Zhijiu, C., 1995. Gelifluction in the alpine periglacial environment of the Tianshan Mountains, China. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6 (3): 265-271.
- Ghiselli, A., Bini, A. y Zucali, M., 2005. Geomorphology and structure: a new genetic model for some glacial cirques in the Western Orobic Alps (Southern Alps, Italy). *En* F. Gutiérrez, M. Gutiérrez, G. Desir, J. Guerrero, P. Lucha, C. Marín y J.M. García Ruiz (Eds.), Sixth International Conference on Geomorphology, Abstracts volume, Zaragoza, pp. 288.
- Giardino, J.R. y Vitek, J.D., 1985. A statistical interpretation of the fabric of a rock glacier. *Artic and Alpine Research*, 17 (2): 165-177.
- Giardino, J.R. y Vitek, J.D., 1988. Interpreting the internal fabric of a rock glacier. *Geografiska Annaler*, 70A (1-2): 15-25.
- Giardino, J.R., Shroder, Jr.J., y Vitek, J.D., 1987. *Rock glaciers*. Allen & Unwin, London, 335 pp.
- Gillespie, A. y Molnar, P., 1995. Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. *Reviews of Geophysics*, 33: 311-364.
- Glasser, N.F., 2002. The large roches moutonnées of Upper Deeside. *Scottish Geographical Journal*, 118 (2): 129-138.
- Glasser, N.F. y Bennett, M.R., 2004. Glacial erosional landforms: origins and significance for palaeoglaciology. *Progress in Physical Geography*, 28 (1): 43-75.
- Glasser, N.F. y Warren, C.R., 1990. Medium scale landforms of glacial erosion in South Greenland: process and form. *Geografiska Annaler*, 72A (3-4): 211-215.
- Glasser, N.F., Crawford, K.R., Hambrey, M.J., Bennet, M.R. y Huddart, D., 1998. Lithological and structural controls on the surface wear characteristics of glaciated metamorphic bedrock surfaces: Ossian Sarsfjellet, Svalbard. *The Journal of Geology*, 106 (3): 319-329.
- Goldthwait, R.P., 1976. Frost sorted patterned ground: a review. *Quaternary Research*, 6 (1): 27-35.
- Goldthwait, R.P., 1988. Classification of glacial morphologic features. *En* R.P. Goldthwait y C.L. Matsch (Eds.), *Genetic classification of glacial deposits*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 267-277.
- Goldthwait, R.P. y Matsch, C.L. (Eds.), 1989. *Genetic classification of glacial deposits*. A.A. Balkema, Rotterdam, 294 pp.
- Gómez de Llarena, J., 1948. ¿Huellas del glaciario cuaternario en la Sierra de Aralar? (Guipuzcoa-Navarra). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 46: 257-262.
- Gómez Ortiz, A., 1980. Estudio geomorfológico del Pirineo Catalán: Morfogénesis glacial y periglacial de los altos niveles y vertientes meridionales de los macizos de Calmquerdós, Tossa Plana de Lles y Port Negre (Cerdanya-Alt Urgell). *Tesi Doctoral*, Departamento de Geografía, Universitat de Barcelona, 495 pp.
- Gómez Ortiz, A., 1982. La experimentación periglacial en la alta montaña mediterránea. El caso de las microfiguraciones geométricas. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 8: 71-84.
- Gómez Ortiz, A., 1984. Los diferentes conjuntos de formas periglaciares de las áreas supraforestales pirenaicas. *Notes de Geografia Física*, 11: 17-30.
- Gómez Ortiz, A., 1987. Morfología glacial en la vertiente meridional de Sierra Nevada (Área Veleta-Mulhacén). *Estudios Geográficos*, 188: 379-407.
- Gómez Ortiz, A. y Palacios Estremera, D., 1995. La investigación española sobre morfología de regiones frías. *Áreas geográficas, estudios actuales y resultados*. *Revista de Geografía*, 29: 7-19.
- Gómez Ortiz, A. y Pérez Alberti, A. (Eds.), 1998. *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 430 pp.
- Gómez Ortiz, A. y Salvador Franch, F., 1997. Procesos geomórficos periglaciares en el Pandero del Mulhacén (Sierra Nevada). Experimentación de campo sobre la efectividad de la geliturbación y del hielo en el suelo. *Cuaternario y Geomorfología*, 11 (1-2): 81-97.
- Gómez Ortiz, A. y Salvador Franch, F., 1998. Procesos periglaciares actuales en montaña mediterránea. Ideas clave, trabajos de campo y resultados en Sierra Nevada. *En* A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte y A. García Navarro (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Publicaciones de la Universitat de Barcelona, Barcelona, pp. 217-234.
- Gómez Ortiz, A. y Vieira, G.T., 2006. La investigación en Geomorfología periglacial en España y Portugal. Evolución reciente y estudios actuales. *Finisterra*, 41 (82): 119-137.

- Gómez Ortiz, A., Martí Bono, C.E. y Salvador Franch, F., 2000. Evolución reciente de los estudios de Geomorfología glaciaria y periglaciaria en España (1980-2000): balance y perspectivas. *En* A. Gómez Ortiz y A. Pérez González (Eds.), Evolución reciente de la Geomorfología española (1980-2000). Aportación española a la V Conferencia Internacional de Geomorfología, Tokio 2001. Sociedad Española de Geomorfología y Server de Gestió del Païssage (UB), Barcelona-Madrid, pp. 157-184.
- Gómez, A., Palacios, D., Ramos, M., Tanarro, L.M., Schulte, L. y Salvador, F., 2001. Location of permafrost in marginal regions: Corral del Veleta (Sierra Nevada, Spain). *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 (1): 93-110.
- Gómez Villar, A., 1996. Abanicos aluviales: aportación teórica a sus aspectos más significativos. *Cuaternario y Geomorfología*, 10 (3-4): 77-124.
- Gómez Villar, 2006. El clima. *En* J.M. Redondo Vega (Dir.), Diagnóstico territorial y bases para la ordenación, el uso y la gestión de los espacios naturales del Alto Sil (León) (inédito). Convenio específico de colaboración entre la Universidad de León y la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Castilla y León, pp. 15-24.
- González Amuchastegui, M., 2000. Evolución morfoclimática del País Vasco durante el Cuaternario: estado de la cuestión. *Cuaternario y Geomorfología*, 14 (3-4): 79-99.
- González Amuchastegui, M.J., González Trueba, J.J. y Serrano, E. (Coords.), 2008. DVD Geomorfología en imágenes, la diversidad geomorfológica de la Tierra en 1.000 imágenes. Sociedad Española de Geomorfología, Edición en CD-ROM.
- González Díez, A., Remondo, J., Díaz de Terán, J.R. y Cendrero, A., 1999. A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. *Geomorphology*, 30 (1-2): 95-113.
- González Díez, A., Salas, L., Díaz de Terán, J.R. y Cendrero, A., 1996. Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain. *Geomorphology*, 15 (3-4): 291-309.
- González Gutiérrez, R.B., 1997. El modelado glaciario del valle del Arroyo Cacabillo. Ejemplo de control de los rasgos estructurales sobre el modelado reciente (Río Curueño, Norte de León). *Polígonos*, 7: 29-46.
- González Gutiérrez, R.B., 2001. Estudio geomorfológico de la Montaña Central de León: los valles del Torío y Curueño. Tesis doctoral (inédita). Departamento de Geografía, Universidad de León, 466 pp.
- González Gutiérrez, R.B., 2002a. El modelado glaciario de los tramos altos y medios de los valles del Torío y Curueño (Montaña Central Cantábrica Leonesa, León). *En* J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez (Coords.), El modelado de origen glaciario en las montañas leonesas. Universidad de León, León, pp. 197-234.
- González Gutiérrez, R.B., 2002b. El relieve de los valles del Torío y Curueño (Montaña Cantábrica Leonesa). Universidad de León, León, 267 pp.
- González Gutiérrez, R.B., Redondo Vega, J.M. y Gómez Villar, A., 2004. Rock glaciers in Gistredo Range, Cantabrian Mountains, Spain. Study of their morphometric and morphodynamic parameters for a paleoambiental reconstruction during the Quaternary. Third International QRA postgraduate symposium, Brussels.
- González Gutiérrez, R.B., Santos González, J., Gómez Villar, A. y Redondo Vega, J.M., 2007. Análisis morfométrico de los glaciares rocosos relictos de las sierras de Fuentes de Invierno, San Isidro y Mampodre (Cordillera Cantábrica, España). I Congreso Ibérico da International Permafrost Association, pp. 11.
- González-Quevedo González, R., 2003. Toponimia de la parroquia de Palacios del Sil. Academia de la Llingua Asturiana, Oviedo, 89 pp.
- González Sampérez, P., García Ruiz, J.M., Valero Garcés, B.L. y Martí Bono, C., 2004. La turbera de El Portalet y su significado en la deglaciación del Pirineo. *En* J.L. Peña, L.A. Longares y M. Sánchez (Eds.), Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza, pp. 85-94.
- González Suárez, J.J. y Alonso, V., 1994. Glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northern Spain. *Journal of Glaciology*, 40 (134): 198-199.

- González Suárez, J.J. y Alonso, V., 1996. Reply to the comments of Frochoso and Castañón on "Glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northwest Spain" by González Suárez and Alonso. *Journal of Glaciology*, 42 (141): 386-389.
- González Trueba, J.J., 2004. Topoclimatical factors and very small glaciers in Atlantic mountain of SW Europe: the little ice age glacier advance in Picos de Europa (NW Spain). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 39: 115-125.
- González Trueba, J.J., 2005. La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España): análisis morfológico y reconstrucción del avance glaciar histórico. *Cuaternario y Geomorfología*, 19 (3-4): 79-94.
- González Trueba, J.J., 2006. El Macizo Central de los Picos de Europa: Geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica. Tesis doctoral. Departamento de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio, Universidad de Cantabria, 819 pp.
- González Trueba, J.J., 2007. La pequeña edad del hielo en los Picos de Europa. Análisis y reconstrucción del avance glaciar histórico (s. XIX). Universidad de Cantabria y Fundación Marcelino Botín, Santander, 186 pp.
- González Trueba, J.J. y Serrano, E., 2005. Glaciarismo histórico en los Picos de Europa (NO de España). Factores condicionantes y deglaciación. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 6: 37-60.
- González Trueba, J.J. y Serrano Cañadas, E., 2008. La valoración del patrimonio geomorfológico en espacios naturales protegidos. Su aplicación al Parque Nacional de los Picos de Europa. *Boletín de la A.G.E.*, 47: 175-194.
- González Trueba, J.J. y Serrano Cañadas, E., 2010. La nieve en los Picos de Europa: implicaciones geomorfológicas y ambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36 (2): 61-84.
- González Trueba, J.J., Martín, R., Martínez de Pisón, E. y Serrano, E., 2008. Little Ice Age glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 18 (4): 551-568.
- González Trueba, J., Serrano, E., Del Río, L. y Tejado, J., 2009a. Frost mounds morphodynamic in marginal high mountain areas of SW Europe (Picos de Europa, Spain). 7th International Conference on Geomorphology, Melbourne.
- González Trueba, J., Serrano, E., San José, J., Atkinson, A., Martín, R. y Fernández, A., 2009b. Mountain ice patches as indicators of global warming (Picos de Europa, NW Spain). 7th International Conference on Geomorphology, Melbourne.
- Gorbunov, A.P., 1991. Ploughing blocks of the Tien Shan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2 (3): 237-243.
- Gorbunov, A.P. y Seversky, E., 1999. Solifluction in the mountains of Central Asia: Distribution, morphology, processes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10 (1): 81-89.
- Gordon, J.E., 1977. Morphometry of cirques in the Kintail-Affric-Cannich area of northwest Scotland. *Geografiska Annaler*, 59A (3-4): 177-194.
- Gordon, J.E., 1981. Ice-scoured topography and its relationships to bedrock structure and ice movement in parts of northern Scotland and West Greenland. *Geografiska Annaler*, 63A (1-2): 55-65.
- Gordon, L.S. y Ballantyne, C.K., 2006. 'Protalus ramparts' on Navajo Mountain, Utah, USA: Reinterpretation as blockslope-sourced rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17 (2): 179-187.
- Gordon, J.E. y Campbell, S., 1992. Conservation of glacial deposits in Great Britain: a framework for assessment and protection of sites of special scientific interest. *Geomorphology*, 6 (1): 89-97.
- Gourdon, M., 1880. Sobre alguns rochs erràtics de la vall de Valencia de Arreu (Catalunya). *Bulletí de la Associació d'Excursions Catalana*, tomo II, 15 (3): 93-95.
- Grab, S.W., 1997. Annually re-forming miniature sorted patterned ground in the High Drakensberg, Southern Africa. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22 (8): 733-745.
- Grab, S.W., 1999. A pilot study on needle ice induced stream-bank erosion in the Mashai Valley, Lesotho Highlands. *The South African Geographical Journal*, 81: 126-134.
- Grab, S.W., 2000. Stone-banked lobes and environmental implications, High Drakensberg, Southern Africa. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11 (3): 177-187.
- Grab, S.W., 2001. Needle ice observations from the High Drakensberg, Lesotho. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 (2): 227-231.

- Grab, S.W., Dickinson, K.J.M., Mark, A.F. y Maegli, T., 2008. Ploughing boulders on the Rock and Pillar Range, south-central New Zealand: their geomorphology and alpine plant associations. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, 38 (1): 51-70.
- Graham, D.J. y Midgley, D.G., 2000. Graphical representation of clast shape using triangular diagrams: an Excel spreadsheet method. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25 (13): 1473-1477.
- Gray, M., 2004. "Land form" rather than "landforms": geomorphological conservation outside protected areas. *En M.A. Parkes (Ed.), Natural and Cultural Landscapes - The Geological Foundation*. Dublin, Royal Irish Academy, pp. 171-174.
- Guerra Zaballos, A.M. y Sanz Donaire, J.J., 1987. Consideraciones acerca de la glaciomorfología del Sistema Central Español. *Anales de la Geografía de la Universidad Complutense*, 7: 113-122.
- Guglielmin, M., Camusso, M., Polesello, S. y Valsecchi, S., 2004. An old relict glacier body preserved in permafrost environment: the Foscagno rock glacier ice core (Upper Valtellina, Italian Central Alps). *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 36 (1): 108-116.
- Guilcher, A., 1955. La plage ancienne de La Franca (Asturies). *Comptes Rendus des séances de l'Académie des Sciences*, 241: 1603-1605.
- Guillien, Y., 1964. Grèzes litées comme dépôts cyclothémiques. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Band 5: 53-58.
- Gutiérrez Elorza, M., 2001. *Geomorfología climática*. Ediciones Omega, Barcelona, 642 pp.
- Gutiérrez Elorza, M. y Peña Monné, J.L., 1981. Los glaciares rocosos y el modelado acompañante en el área de la Bonaigua (Pirineo de Lérida). *Boletín Geológico y Minero*, 92: 11-20.
- Gutiérrez Marco, J.C., Ghienne, J.F., Bernárdez, E. y Hacar, M.P., 2010. Did the Late Ordovician African ice sheet reach Europe? *Geology*, 38 (3): 279-282.
- Guyomarc'h, G., Durand, Y., Lecorps, D., Mérindol, L. y Puglièse, P., 2004. Modeling and validation of snow redistribution by wind. *International Snow Science Workshop 2004 Proceedings*, pp. 820-828.
- Haerberli, W., 1985. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, 77: 142 pp.
- Haerberli, W., 1989. Glacier ice-cored rock glaciers in the Yukon Territory, Canada? *Journal of Glaciology*, 35 (120): 294-295.
- Haerberli, W., 2000. Modern research perspectives relating to permafrost creep and rock glaciers: A discussion. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11 (4): 290-293.
- Haerberli, W., Hoelzle, M., Käab, A., Keller, F., Vonder Mühl, D. y Wagner, S., 1998. Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtèl, Eastern Swiss Alps: answered questions and new perspectives. *Proceedings, 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada, Université Laval Press, Québec, Nordicana*, 57: 403-410.
- Halbfass, 1913. Der Castañedasee, der größte Süßwarsee Spaniens und seine umgebung. *Petermans Mittelinungen*, 59: 306-312.
- Hall, K., 1993. Enhanced bedrock weathering in association with late-lying snowpatches: evidence from Livingston Island, Antarctica. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18 (2): 121-129.
- Hall, K., 2004. Evidence for freeze-thaw events and their implications for rock weathering in northern Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29 (1): 43-57.
- Hall, K., 2007. Evidence for freeze-thaw events and their implications for rock weathering in northern Canada: II. The temperature at which water freezes in rock. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32 (2): 249-259.
- Hall, K. y Meiklejohn, I., 1997. Some observations regarding protalus ramparts. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8 (2): 245-249.
- Hall, K., Boelhouwers, J. y Driscoll, K., 2001. Some morphometric measurements on ploughing blocks in the McGregor Mountains, Canadian Rockies. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 (2): 219-225.
- Hallet, B., 1996. Glacial quarrying: a simple theoretical model. *Annals of Glaciology*, 22: 1-8.
- Hambrey, M.J., 1994. *Glacial environments*. University Colleague London Press, London, 296 pp.
- Hamelin, L.E., 1958a. Le talus oriental d'Éboulis de l'Aiguille Rouse (Alpes Occidentales). *Revue Géographie Alpine*, 46 (3): 429-439.

- Hamelin, L.E., 1958b. Materiaux de géomorphologie periglaciare dans l'Espagne du Nord. *Reveu de Géographie des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 29: 241-256.
- Hamilton, S.J. y Whalley, W.B., 1995. Rock glacier nomenclature: A re-assessment. *Geomorphology*, 14 (1): 73-80.
- Hanson, S. y Hoelzle, M., 2004. The thermal regime of the active layer at the Murtèl Rock Glacier based on data from 2002. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15 (3): 273-282.
- Harbor, J.M., 1995. Development of glacial-valley cross sections under conditions of spatially variable resistance to erosion. *Geomorphology*, 14 (2): 99-107.
- Harris, S.A., 1982. Identification of permafrost zones using selected periglacial landforms. *Proceeding of the Four Canadian Permafrost Conference, Ottawa*, pp. 49-58.
- Harris, S.A., 1994. Climatic Zonality of Periglacial Landforms in Mountain Areas. *Arctic*, 47 (2): 184-192.
- Harris, S.A. y Corte, 1992. Interactions and relations between mountain permafrost, glaciers, snow and water. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3 (2): 103-110.
- Harris, S.A. y Pedersen, D.E., 1998. Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9 (2): 107-120.
- Harris, S.A. y Prick, A., 2000. Conditions of formation of stratified screes, Slims River Valley, Yukon Territory: a possible analogue with some deposits from Belgium. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25 (5): 463-481.
- Harris, C., Davies, M.C.R. y Coutard, J.P., 1995. Laboratory simulation of periglacial solifluction: significance of porewater pressures, moisture contents and undrained shear strength during soil thaw. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6 (4): 293-311.
- Harris, S.A., Cheng, G., Zhao, X. y Yongquin, D., 1998. Nature and dynamics of an active block stream, Kunlun Pass, Qinghai Province, People's Republic of China. *Geografiska Annaler*, 80A (2): 123-133.
- Harris, C., Davies, M.C.R. y Rea, B.R., 2003. Gelifluction: viscous flow or plastic creep? *Earth Surface Processes and Landforms*, 28 (12): 1289-1301.
- Harris, S.J., Jr., 1943. Friction cracks and the direction of glacial movement. *Journal of Geology*, 51: 244-258.
- Hart, J.K., 1994. Till fabric associated with deformable beds. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19 (1): 15-32.
- Hart, J.K., 1996. Proglacial glaciotectonic deformation associated with glaciolacustrine sedimentation, Lake Pukaki, New Zealand. *Journal of Quaternary Science*, 11 (2): 149-160.
- Hart, J.K., 2006. Athabasca Glacier, Canada - a field example of subglacial ice and till erosion? *Earth Surface Processes and Landforms*, 31 (1): 65-80.
- Hart, S.J., Clague, J.J. y Smith, D.J., 2010. Dendrogeomorphic reconstruction of Little Ice Age paraglacial activity in the vicinity of the Homathko Icefield, British Columbia Coast Mountains, Canada. *Geomorphology*, 121 (3-4): 197-205.
- Hastenrath, S., 1971. On the Pleistocene snowline depression in the arid regions of the South American Andes. *Journal of Glaciology*, 10 (59): 255-267.
- Hastenrath, S., 1977. Observations on soil frost phenomena in the Peruvian Andes. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 21 (3): 357-362.
- Harvey, A.J., 2003. Snow patch vegetation of Mount Hotham, Victoria. Thesis. School of Ecology and Environment, Deakin University - Burnwood, Melbourne, 88 pp.
- Haynes, V.M., 1968. The influence of glacial erosion and rock structure on corries in Scotland. *Geografiska Annaler*, 50A (4): 221-234.
- Heredia Carballo, N., 1999. Los circos glaciares y crestones calcáreos en Peñalba de Santiago. *En C. Sáenz Ridruejo, A. García Cortés y A. Huerga Rodríguez (Coords.)*, Patrimonio geológico del Camino de Santiago. Instituto Tecnológico y Geominero de España, Madrid, pp. 123-123.
- Hernández Pacheco, E., 1914. Fenómenos de glaciario cuaternario en la Cordillera Cantábrica. *Boletín de la Real Academia Española de Historia Natural*, 14: 407-408.
- Hernández Pacheco, F., 1929. Datos sobre geología asturiana (Leitariegos y Somiedo). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 29: 295-297.

- Hernández Pacheco, F., 1930. Por los puertos de la cordillera Cántabro-Astúrica. De Leitariegos a Somiedo y los lagos. Peñalara, 172: 181.
- Hernández Pacheco, F., 1949. Huellas glaciares en la Sierra de Queija. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 47: 97-102.
- Hernández Pacheco, E., 1956. La morrena peri-glaciar de Peña Vieja, Picos de Europa, Santander. Sociedade Portuguesa de Antropologia e Etnologia, Oporto, pp. 227-234.
- Hernández Pacheco, F., 1961. La pequeña cuenca glaciar de la Peña Lusa en la Cordillera Cantábrica, Santander. Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural, secc. Geología, 59 (2): 191-205.
- Héty, B. y Vandelac, P., 1989. La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver. Gaspésie septentrionale, Québec. Géographie Physique et Quaternaire, 43 (3): 389-406.
- Hicock, S.R., Goff, J.R., Lian, O.B., y Little, E.C., 1996. On the interpretation of subglacial till fabric. Journal of Sedimentary Research, 66 (5): 928-934.
- Higashi, A. y Corte, A.E., 1971. Solifluction: a model experiment. Science, 171: 480-482.
- Hindmarsh, R.C.A., 1996. Sliding of till over bedrock: scratching, polishing, comminution and kinematic-wave theory. Annals of Glaciology, 22: 41-47.
- Hinkel, K.M., Outcalt, S.I. y Taylor, A.E., 1997. Seasonal patterns of coupled flow in the active layer at three sites in northwest North America. Canadian Journal of Earth Sciences, 34 (5): 667-678.
- Hippolyte, J.C., Bourlès, D., Braucher, R., Carcaillet, J., Léanni, L., Arnold, M. y Aumaitre, G., 2009. Cosmogenic ¹⁰Be dating of a sackung and its faulted rock glaciers, in the Alps of Savoy (France). Geomorphology, 108 (3-4): 312-320.
- Hoelzle, M., Wegmann, M. y Krummenacher, B., 1999. Miniature Temperature Dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. Permafrost and Periglacial Processes, 10 (2): 113-124.
- Hoelzle, M., Mittaz, C., Etzelmüller, B. y Haeblerli, W., 2001. Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European Mountain areas: an overview of current developments. Permafrost and Periglacial Processes, 12 (1): 53-68.
- Hoey, T.B., 2004. The size of sediments particles. En D.J.A. Evans y D.I. Benn (Eds.), A practical guide to the study of glacial sediments. Arnold, London, pp. 51-76.
- Höllermann, P., 1985. The periglacial belt of mid-latitude mountains from a geoecological point of view. Erdkunde, 39: 259-270.
- Holness, S.D., 2001a. Periglacial slope processes, landforms and environment at Marion Island, maritime Subantarctic. PhD thesis, University of the Western Cape, 552 pp.
- Holness, S.D., 2001b. The orientation of sorted stripes in the maritime subantarctic, Marion Island. Earth Surface Processes and Landforms, 26 (1): 77-89.
- Holness, S.D., 2003. Sorted circles in the maritime subantarctic, Marion Island. Earth Surface Processes and Landforms, 28 (4): 337-347.
- Holness, S.D., 2004. Sediment movement rates and processes on cinder cones in the Maritime Subantarctic (Marion Island). Earth Surface Processes and Landforms, 29 (1): 91-103.
- Huddart, D., 1994. Rock-type controls on downstream changes in clast parameters in sandur systems in southeast Iceland. Journal of Sedimentary Research, Part A: Sedimentary Petrology and Processes, 64 (2): 215-225.
- Hugenholtz, C.H. y Lewkowicz, A.G., 2002. Morphometry and environmental characteristics of turf-banked solifluction lobes, Kluane Range, Yukon Territory, Canada. Permafrost and Periglacial Processes, 13 (4): 301-313.
- Huget del Villar, E., 1915. Los glaciares de Gredos. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 15: 379-390.
- Hughes, P.D. y Woodward, J.C., 2008. Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. Journal of Quaternary Science, 23 (6-7): 575-588.
- Hughes, P.D., Gibbard, P.L. y Woodward, C., 2003. Relict rock glaciers as indicators of Mediterranean palaeoclimate during the Last Glacial Maximum (Late Würmian) in northwest Greece. Journal of Quaternary Science, 18 (5): 431-440.

- Hughes, P.D., Woodward, J.C., Gibbard, P.L., 2007. Middle Pleistocene cold stage climates in the Mediterranean: New evidence from the glacial record. *Earth and Planetary Science Letters*, 253 (1-2): 50-56.
- Hult, R., 1899. Fjällvandringar i Galicien och Zamora. *Geografiska Foreningen i Finland*, 30-35.
- Humlum, O., 1996. Origin of rock glaciers: observations from Mellemfjord, Disco Island, Central West Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7 (4): 361-380.
- Humlum, O., 1997. Active layer thermal regime at three rock glaciers in Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8 (4): 383-408.
- Humlum, O., 1998. The climatic significance of rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9 (4): 375-395.
- Humlum, O., 2000. The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland. *Geomorphology*, 35 (1): 41-67.
- Humlum, O. y Christiansen, H.H., 1998. Mountain climate and periglacial phenomena in the Faeroe Islands. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9 (3): 189-211.
- Hutchinson, G.E., 1957. A treatise on limnology, vol. I. Geography, physics and chemistry. Wiley, New York, 1015 pp.
- Hutton, J., 1795. *Theory (sic) of the Earth with proofs and illustrations*: Edinburgh, W. Creech, 2 vols.
- Iglesias, L., 1927. Impresiones de la excursión científica a la Sierra de los Ancares, Invernadero y Queija, en el mes de julio de 1927. *Archivos do Seminario de Estudos galegos*, II: 139-150.
- Ikeda, A., 2004. Rock Glacier Dynamics near the Lower Limit of Mountain Permafrost in the Swiss Alps. A dissertation submitted to the Doctoral Program in Geoscience, the University of Tsukuba in partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy in Science.
- Ikeda, A. y Matsuoka, N., 2002. Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13 (2): 145-161.
- Ikeda, A. y Matsuoka, N., 2006. Pebbly versus bouldery rock glaciers: Morphology, structure and processes. *Geomorphology*, 73 (3-4): 279-296.
- Innes, J.L., 1983. Debris flows. *Progress in Physical Geography*, 7 (4): 469-501.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 1996. Manual de procedimientos y Cartografía Geomorfológica. Plan Nacional de Cartografía Temática Ambiental - 210. Dirección General de Información y Evaluación Ambiental (MOPTMA), 91 pp.
- Iriarte, M.J., Gómez Orellana, L., Muñoz Sobrino, C., Ramil Rego, P. y Arrizabalaga, A., 2005. La dinámica de la vegetación en el NW peninsular durante la transición del Paleolítico Medio al Paleolítico Superior. *Museo de Altamira, Monografías*, 20: 231-253.
- Ishikawa, M., 2003. Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, 52 (1): 105-120.
- Ishikawa, M., Watanabe, T. y Nakamura, N., 2001. Genetic differences of rock glaciers and the discontinuous mountain permafrost zone in Kanchanjunga Himal, Eastern Nepal. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 (3): 243-253.
- Iturrizaga, L., 2008. Paraglacial landform assemblages in the Hindukush and Karakoram Mountains. *Geomorphology*, 95 (1-2): 27-47.
- Iverson, N., 1991. Potential effects of subglacial water pressure fluctuations on quarrying. *Journal of Glaciology*, 37 (125): 27-36.
- Jaesche, P., Huwe, B., Stingl, H. y Veit, H., 2002. Temporal variability of alpine solifluction: a modelling approach. *Geographica Helvetica*, 57: 157-169.
- Jaesche, P., Veit, H. y Huwe, B., 2003. Snow cover and soil moisture controls on solifluction in an area of seasonal frost, Eastern Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14 (4): 399-410.
- Jahn, A. y Cielínska, M., 1974. Ruchy gruntu na stokach Karkonoszy. *Acta Universitatis Wratislaviensis. Prace Instytutu Geograficznego. Seria A. Geografia Fizyczna*, Wrocław, pp. 236: 5-24.
- Jalut, G., Montserrat Martí, J., Fontugne, M., Delibrias, G., Vilaplana, J.M. y Julià, R., 1992. Glacial to interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrenees: Deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quaternary Science Reviews*, 11 (4): 449-480.
- Jalut, G., Belet, J.M., García de Celis, A., Redondo Vega, J.M., Bonnet, L., Valero Garcés, B.L., Moreno, A., Villar, L., Fontugne, M., Dedoubat, J.J., González Sampériz, P., Santos, L. y Vidal Romani, J.R., 2004. Reconstrucción paleoambiental de los últimos 35000 años en el

- noroste de la Península Ibérica: La Laguna de Villaseca (León). *Geo-Temas*, 6 (5): 105-108.
- Jalut, G., Turu i Michels, V., Dedoubat, J.J., Otto, T., Ezquerro, J., Fontugne, M., Belet, J.M., Bonnet, L., García de Celis, A., Redondo Vega, J.M., Vidal Romani, J.R. y Santos, L., 2010. Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297 (2): 330-350.
- James, L.A., 1996. Polynomial and power functions for glacial valley cross-section morphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21 (5): 413-432.
- James, L.A., 2003. Glacial erosion and geomorphology in the northwest Sierra Nevada, CA. *Geomorphology*, 55 (1-4): 283-303.
- Jennings, J.N., 1978. The geomorphic role of stone movement through snow creep, Mount Twynam, Snowy Mountains, Australia. *Geografiska Annaler*, 60A (1-2): 1-8.
- Jennings, J.N., 1983. Needle ice raked ground. *Australian Geographer*, 15 (5): 328-330.
- Jennings, J.N. y Costin, A.B., 1978. Stone movement through snow creep, 1963-75 Mount Twynam, Snowy Mountains, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 3 (1): 3-22.
- Jiménez Sánchez, M., 1994. Geomorfología de la cuenca alta del río Nalón (Cordillera Cantábrica, Asturias). Tesis doctoral (inérita). Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 297 pp.
- Jiménez Sánchez, M., 1996. El glaciario en la cuenca alta del río Nalón (NO de España): una propuesta de evolución de los sistemas glaciares cuaternarios en la Cordillera Cantábrica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9 (3-4): 157-168.
- Jiménez Sánchez, M., 2002. Slope deposits in the Upper Nalón River Basin (NW Spain): an approach to a quantitative comparison. *Geomorphology*, 43 (1-2): 165-178.
- Jiménez Sánchez, M. y Farias Arquer, P., 2002. New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15 (1): 93-101.
- Johnson, P.G., 1983. Rock glaciers: A case for a change in nomenclature. *Geografiska Annaler*, 65A (1-2): 27-34.
- Johnson, P.G., 1998. Morphology and surface structures of Maxwell Creek Rock Glaciers, St Elias Mountains, Yukon: Rheological implications. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9 (1): 57-70.
- Johnson, P.G. y Lacasse, D., 1988. Rock glaciers of the Dalton Range, Kluane Ranges, south-west Yukon Territory, Canada. *Journal of Glaciology*, 34 (118): 327-332.
- Julián, A. y Chueca, J., 1999. Cartografía de zonas probables de aludes en el valle de Ordesa (Pirineo aragonés). *Geographicalia*, 37: 73-86.
- Julián Andrés, A., Peña Monné, J.L., Chueca Cía, J., Zabalza Martínez, J., Lapeña Laiglesia, A. y López Moreno, I., 2000. Cartografía de zonas probables de aludes en el Pirineo aragonés: metodología y resultados. *Boletín de la A.G.E.*, 30: 119-134.
- Juliussen, H. y Humlum, O., 2008. Thermal regime of openwork block fields on the Mountains Elgâhogna and Sølén, Central-eastern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19 (1): 1-18.
- Jurgaitis, A. y Juozapavičius, G., 1988. Genetic classification of glaciofluvial deposits and criteria for their recognition. *En* R.P. Goldthwait y C.L. Matsch (Eds.), *Genetic classification of glacial deposits*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 227-242.
- Kääb, A. y Reichmuth, T., 2005. Advance mechanisms of rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16 (2): 187-193.
- Kääb, A. y Vollmer, M., 2000. Surface geometry, thickness changes and flow fields on creeping mountain permafrost: automatic extraction by digital image analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11 (4): 315-326.
- Kääb, A. y Weber, M., 2004. Development of transverse ridges on rock glaciers: field measurements and laboratory experiments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15 (4): 379-391.
- Kane, D., Hinkel, K., Goering, D., Hinzman, L. y Outcalt, S., 2001. Non-conductive heat transfer associated with frozen soils. *Global and Planetary Change*, 29: 275-292.

- Kariya, Y., 2002. Geomorphic processes at a snowpatch hollow on Gassan Volcano, Northern Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13 (2): 107-116.
- Karlstrom, E.T. y Barendregt, R.W., 2001. Fabric, paleomagnetism, and interpretation of pre-Illinoian diamictos and paleosols on Cloudy Ridge and Milk River Ridge, Alberta and Montana. *Géographie Physique et Quaternaire*, 55 (2): 141-157.
- Karte, J., 1983. Periglacial phenomena and their significance as climatic and edaphic indicators. *GeoJournal*, 7 (4): 329-340.
- Kaser, G., Fountain, A. y Jansson, P., 2003. A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers. International Hydrological Programme, Technical Documents in Hydrology, 59, UNESCO, Paris.
- Kattelmann, R. y Dozier, J., 1999. Observations of snowpack ripening in the Sierra Nevada, California, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 45 (151): 409-416.
- Kaufman, D.S., Manley, W.F., Forman, S.L. y Layer, P.W., 2001. Pre-Late-Wisconsin glacial history, coastal Ahklun Mountains, southwestern Alaska-new amino acid, thermoluminescence and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Quaternary Science Reviews*, 20 (1): 337-352.
- Kawashima, K., Yamada, T. y Wakahama, G., 1993. Investigations of internal structure and transformation processes from firn to ice in a perennial snow patch. *Annals of Glaciology*, 18: 117-122.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Avian, M., Gerhard, K.L. y Proske, H., 2005. The influence of geological conditions on the distribution of rock glaciers - Niedere Tauern Mountain Range, Styria, Austria. *En S. Etienne (Ed.), Shifting lands, new insights into periglacial geomorphology. ESF-Sediflux Network, second conference, Clermont-Ferrand 20-22 January 2005. Coll. Géoenvironnement, Sétun, Clermont-Ferrand*, pp. 63-54.
- Kinahan, G.H., 1894. The recent Irish Glaciers. *The Irish Naturalist*, 3: 235-240.
- Kingstrom, A., 1962. Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland. *Geografiska Annaler*, 44: 328-346.
- Kinnard, C. y Lewkowicz, A.G., 2005. Movement, moisture and thermal conditions at a turf-banked solifluction lobe, Kluane Range, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16 (3): 261-275.
- Kirkbride, M.P. y Matthews, D., 1997. The role of fluvial and glacial erosion in landscape evolution: the Ben Ohau Range, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22 (3): 317-327.
- Kjær, K.H., Krüger, J., van der Meer, J.J.M., 2003. What causes till thickness to change over distance? Answers from Mýrdalsjökull, Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 22 (15-17): 1687-1700.
- Klein, E.C., 2002. Glaciotectonic shear zones: surface sample bias and clast fabric interpretation. Msc Thesis. Department of Earth and Space Sciences, State University of New York at Stony Brook, 95 pp.
- Klein, E. y Davies, D., 2002. Surface sample bias and clast fabric interpretation based on till, Ditch Plains, Long Island. *Long Island Geologist*, State University of New York.
- Kleman, J., 1990. On the use of glacial striae for reconstruction of paleo-ice sheet flow patterns-With application to the Scandinavian ice sheet. *Geografiska Annaler*, 72A (3-4): 217-236.
- Klimaszewski, M., 1993. Conditions of the Pleistocene glaciation of mountainous regions. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 37 (1): 1-18.
- Koh, G. y Jordan, R., 1995. Subsurface melting in a seasonal snow cover. *Journal of Glaciology*, 41 (139): 474-482.
- Koning, D.M. y Smith, D.J., 1999. Movement of King's Throne Rock Glacier, Mount Rae Area, Canadian Rocky Mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10 (2): 151-162.
- Koop, K.O., 1965. Límite de la nieve perpetua y clima de la época glaciario würmiense en la Sierra de Aralar (Guipúzcoa-Navarra). *Muribe*, 17: 3-20. (traducción de J.G. de Llarena).
- Korup, O. y Tweed, F., 2007. Ice, moraine, and landslide dams in mountainous terrain. *Quaternary Science Reviews*, 26 (25-28): 3406-3422.
- Kossel, U., 1996. Problemas geomorfológicos acerca de la determinación del máximo avance en la Sierra de Ancares (León-Lugo-Asturias). *En A. Pérez Alberti, P. Martini, W. Chestworth y A. Martínez Cortizas (Coords), Dinámica y evolución de medios cuaternarios. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela*, pp. 131-141.
- Köster, E. y Leser, H., 1967. *Geomorphologie. I. Bodenkundliche Methoden. Morphometrie und Granulometrie. Westermann, Braunschweig*, 131 pp.

- Krainer, K. y Mostler, W., 2000. Reichenkar Rock Glacier: a glacier derived debris-ice system in the Western Stubai Alps, Austria. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11 (3): 267-275.
- Krantz, W.B., 1990. Self-organization manifest as patterned ground in recurrently frozen soils. *Earth Science Reviews*, 29 (1-4): 117-130.
- Kriz, K., 2001. Avalanche cartography: visualization of dynamic-temporal phenomena in a mountainous environment. *Cartographica*, 38 (1-2): 77-87.
- Krüger, J., 1994. Sored polygons on recently deglaciated terrain in the highland area of Mealfellssandur, South Iceland. *Geografiska Annaler*, 76A (1-2): 49-55.
- Krüger, J. y Kjær, K.H., 1999. A data chart for field description and genetic interpretation of glacial diamicts and associated sediments - with examples from Greenland, Iceland, and Denmark. *Boreas*, 28: 386-402.
- Krumme, O. 1935. Frost und Schnee ihrer Wirkung auf den Boden in Hochtaunus. *Rhein-Mainische Forschungen*, 13, 73 pp.
- Krzyszowski, D. y Zieliński, 2002. The Pleistocene end moraine fans: controls on their sedimentation and location. *Sedimentary Geology*, 149 (1-3): 73-92.
- Kück, K.M. y Lewis, C.A., 2002. Terracettes and active gelifluction terraces in the Drakensberg of the Province of the Eastern Cape, South Africa: a process study. *South African Geographical Journal*, 84 (2): 214-225.
- Kühn, B.F., 1787. Versuch über den Mechanismus der Gletscher: A. Höpfner's Magazin für die Naturkunde Helvetiens, 1: 119-136.
- Kuhn, G., Melles, M., Ehremann, W.U., Hambrey, M.J. y Schmiedl, G., 1993. Character of clasts in glaciomarine sediments as indicator of transport and depositional process, Weddel and Lazarev seas, Antarctica. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63 (3): 477-487.
- Lambiel, C. y Pieracci, K., 2008. Permafrost distribution in talus slopes located within the alpine periglacial belt, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19 (3): 293-304.
- Lampre Vitaller, F., Peña Monné, J.L. y Chueca Cía, J., 1998. Aproximación al conocimiento de los glaciares rocosos en la vertiente meridional del Pirineo Oriental y Central. *En A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti (Eds.), Las huellas glaciares de las montañas españolas. Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela*, pp. 291-306.
- Larsen, J.O., 1998. Snow-creep forces on masts. *Annals of Glaciology*, 26: 19-21.
- Larsen, E. y Mangerud, J., 1981. Erosion rate of a Younger Dryas cirque glacier at Krakanes, western Norway. *Annals of Glaciology*, 2: 153-158.
- Larsen, J.O., Laugesen, J. y Kristensen, K., 1989. Snow-creep pressure on masts. *Annals of Glaciology*, 13: 154-158.
- Larsen, N.K., Piotrowski, J.A. y Kronborg, C., 2004. A multiproxy study of a basal till: a time-transgressive accretion and deformation hypothesis. *Journal of Quaternary Science*, 19 (1): 9-21.
- Laverdière, C., Guimont, P., Pharand, M., 1979. Marks and forms on glacier beds: formation and classification. *Journal of Glaciology*, 23 (89): 414-416.
- Laverdière, C., Guimont, P. y Dionne, J.C., 1985. Les formes et les marques de l'érosion glaciaire du plancher rocheux: signification, terminologie, illustration. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51 (1-4): 365-387.
- Lawler, D.M., 1986. River bank erosion and the influence of frost: a statistical examination. *Transactions Institute British Geographers*, 11 (2): 227-242.
- Lawler, D.M. 1988. Environmental limits of needle ice: a global survey. *Arctic and Alpine Research*, 20 (2): 137-159.
- Lawler, D.M., 1993. Needle ice processes and sediment mobilization on river banks: the River Ilston, West Glamorgan, UK. *Journal of Hydrology*, 150 (1): 81-114.
- Lawson, D.E., 1981. Sedimentological characteristics and classification of depositional processes and deposits in the glacial environment. Hannover, New Hampshire. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Report 81-27: 22 pp.
- Lawson, D.E., 1988. Glacigenic resedimentation: Classification concepts and application to mass-movement processes and deposits. *En R.P. Goldthwait y C.L. Matsch (Eds.), Genetic classification of glacigenic deposits. A.A. Balkema, Rotterdam*, pp. 147-169.

- Lehmkuhl, F., Stauch, G. y Batkhishing, O., 2003. Rock glacier and periglacial processes in the Mongolian Altai. *En* M. Phillips, S.M. Springman y L. Arenson (Eds.), *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, pp. 639-644.
- Leira, M., 2000. Paleolimnología en lagos postglaciares del Noroeste de la Península Ibérica. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, Universidad de A Coruña, 227 pp.
- Leira, M., 2005. Diatom responses to Holocene environmental changes in a small lake in northwest Spain. *Quaternary International*, 140-141: 90-102.
- Leira, M. y Santos, L., 2002. An early Holocene short climatic event in the northwest Iberian Peninsula inferred from pollen and diatoms. *Quaternary International*, 93-94: 3-12.
- Leira, M., Bao, R. y Vidal-Romaní, J.R., 1997. Evolución postglaciar de la laguna de Villaseca (NW de la Península Ibérica) a partir del análisis de diatomeas. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 22: 81-97.
- Lerjen, M., Kääb, A., Hoelzle, M. y Haeberli, W., 2003. Local distribution pattern of discontinuous mountain permafrost. A process study at Flüela Pass, Swiss Alps. *En* M. Phillips, S.M. Springman y L. Arenson (Eds.), *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, pp. 667-672.
- Levesque, E. y Svoboda, J., 1999. Vegetation re-establishment in polar "lichen-kill" landscape: a case study of the Little Ice Age impact. *Polar Research*, 18: 221-228.
- Levson, V.M. y Rutter, N.W., 1988. A lithofacies analysis and interpretation of depositional environments of montane glacial diamictos, Jasper, Alberta, Canada. *En* R.P. Goldthwait y C.L. Matsch (Eds.), *Genetic classification of glacial deposits*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 117-140.
- Lewis, W.V., 1938. A melt-water hypothesis for cirque formation. *Geological Magazine*, 75: 249-265.
- Lewis, W.V., 1939. Snow-patch erosion in Iceland. *The Geographical Journal*, 94 (2): 153-161.
- Lewis, W.V., 1947. The cross sections of glaciated valleys. *Journal of Glaciology*, 1 (1): 37-38.
- Li, Y., Liu, G. y Cui, Z., 2001. Glacial valley cross-profile morphology, Tian Shan Mountains, China. *Geomorphology*, 38 (1): 153-166.
- Li, D., Yi, C., Ma, B., Wang, P., Ma, C. y Cheng, G., 2006. Fabric analysis of till clasts in the upper Urumqi River, Tian Shan, China. *Quaternary International*, 154-155: 19-25.
- Lichtenecker, N., 1938. Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. *En* G. Göttinger (Ed.), *Verhandlungen der III Internationalen Quartär-Conferenz*, Vienna, September 1936. INQUA, Vienna, Austria, pp. 141-147.
- Lidmar-Bergström, K., 1997. A long-term perspective on glacial erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22 (3): 297-306.
- Lindh, L., Nyberg, R. y Rapp, A., 1988. Geomorphological effects and recent climatic response of snowpatches and glaciers in the western Abisko Mountains, Sweden. *En* K. Senneset (Ed.), *V International Conference on Permafrost in Trondheim*, Proceedings, vol. 1, Tapir Publishers, Trondheim, pp. 89-94.
- Lindström, E., 1988. Are roches moutonnees mainly preglacial forms? *Geografiska Annaler*, 70A (4): 323-331.
- Liston, G.E. y Sturm, M., 1998. A snow-transport model for complex terrain. *Journal of Glaciology*, 44 (148): 498-516.
- Lliboutry, L., 1974. Microstriated ground in the Andes. *Journal of Glaciology*, 13 (68): 322.
- Llopis Lladó, N., 1954. Sobre la morfología de los picos Ancares y Miravalles. *Anales de la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias (Revista Las Ciencias)*, Sección Cuarta, Ciencias Naturales, Año 19 (3): 627-643.
- Llopis Lladó, N., 1956. Los depósitos de la costa cantábrica entre los cabos Busto y Vidio (Asturias). *Speleon*, 6 (4): 333-347.
- Llopis Lladó, N., 1957. Estudio del glaciario cuaternario de Sanabria. I Congreso Internacional del INQUA, Madrid, pp. 38-41.
- Llopis Lladó, N. y Fontboté, J.M., 1959. Estudio Geológico de la Cabrera Alta (León). *Monografías Geológicas*, XIII. Instituto de Geología Aplicada, C.S.I.C., Oviedo.
- Llopis Lladó, N. y Jordá Cerdá, F., 1957. Mapa del Cuaternario de Asturias. Diputación Provincial de Oviedo.

- Løken, O., 1962. On the vertical extent of glaciation in northeastern Labrador-Ungava. *Canadian Geographer*, 6 (3-4): 106-115.
- Lorente, A., Beguería, S., Bathurst, J.C. y García Ruiz, J.M., 2003. Debris flow characteristics and relationships in the Central Spanish Pyrenees. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 683-692.
- Lotze, F., 1956. Das Präkambriums Spaniens. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Mh*, t. 8: 373-380. Traducido por J. Gómez de Llaena: El Precámbrico en España. *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 60: 227-240.
- Lotze, F., 1957. Zum Alter nordwestspanischer Quarzit-Sandstein-Folgen. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Mh.*, 10: 464-471.
- Lotze, F., 1958. Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums. *Geologie*, 7 (3-6): 727-750. Traducido por J. Gómez Llaena: Sobre la estratigrafía del Cámbrico español. *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 61: 131-164.
- Lotze, F., 1962. Pleistozäne vergletscherungen im Ostteil des Kantabrischen Gebirges (Spain). *Wiesbaden Akademie de Wissenschaften und der Literatur*, 2: 149-177.
- Lotze, F., 1963. Acerca de unas glaciaciones pleistocenas en el Grupo de Valnera (cadenas cantábricas orientales). *Notas y comunicaciones del I.G.M.E.*, 72: 257-262.
- Lowe, J.J. y Walker, M.J.C., 1984. *Reconstructing Quaternary Environments*. Longman, London, 389 pp.
- Lozano Tena, M.V., 1988. Estudio geomorfológico de las Sierras de Gúdar (Provincia de Teruel). Tesis Doctoral (inérita). Departamento de Geografía, Universidad de Zaragoza, 804 pp.
- Lozinski, W., 1909. Uber die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemassigten Klima. *Acad. Sci. Cracovie Bull. Internat. cl. Sci. Math et Naturelles*, 1: 1-25.
- Luckman, B.H., 1977. The Geomorphic Activity of Snow Avalanches. *Geografiska Annaler*, 59A (1-2): 31-48.
- Luckman, B.H. y Crockett, K.J, 1978. Distribution and characteristics of rock glaciers in the southern part of Jasper National Park, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15 (4): 540-550.
- Luengo Ugidos, M.A., 1992. Estudio del sector oriental de los Montes de León. Tesis doctoral (inérita). Departamento de Geografía, Universidad de Salamanca, 628 pp.
- Luengo Ugidos, M.A., 2002. El glaciario en la Sierra del Teleno (León). *En* J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez (Coords.), *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas*. Universidad de León, León, pp. 29-66.
- Lundqvist, J., 1988. Glacigenic processes, deposits and landforms. *En* R.P. Goldthwait y C.L. Matsch (Eds.), *Genetic classification of glacigenic deposits*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 3-16.
- Mackay, J.R., 1980. The origin of hummocks, western Arctic coast. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17 (8): 996-1006.
- Mackay, J.R. y Mathews, W.H., 1974. Needle ice striped ground. *Arctic and Alpine Research*, 6 (1): 79-84.
- Mackintosh, A.N., Barrows, T.T., Colhoun, E.A. y Fifield, L.K., 2006. Exposure dating and glacial reconstruction at Mt. Field, Tasmania, Australia, identifies MIS 3 and MIS 2 glacial advances and climatic variability. *Journal of Quaternary Science*, 21 (4): 363-376.
- Mac-Pherson, J., 1875. De la existencia de fenómenos glaciares en el sur de Andalucía durante la época cuaternaria. *Actas de la Sociedad Española de Historia Natural*, 4: 56-61.
- McMartin, I. y Henderson, P.J., 2004. Evidence from Keetatin (Central Nunavut) for paleo-ice divide migration. *Géographie Physique et Quaternaire*, 58 (2-3): 163-186.
- Manley, G., 1959. The late-glacial climate of north-west England. *Liverpool and Manchester Geological Journal*, 2: 188-215.
- Mark, D.A., 1973. Analysis of axial orientation data, including till fabrics. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 1369-1374.
- Mark, D.A., 1974. On the interpretation of till fabrics. *Geology*, 2: 101-104.
- Marques, M.A., Sole, A., Mora, E. y Llasat, C., 1990. Frost action features as a consequence of fire devegetation in a montane mediterranean environment. *Catena*, 17 (2): 163-174.
- Marquín García (Dir.), 1990. Cartografía temática ambiental. Memoria de la hoja de Degaña 100-II, Escala 1:25.000. Consejería de Medio Ambiente y Urbanismo, Principado de Asturias, 42 pp.

- Marquínez García, J. y Suárez Rodríguez, A., 1987. Estudio del concejo de Somiedo (Asturias) orientado al análisis territorial. Actas de la 3ª Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio, Valencia, pp. 1471-1491.
- Marquínez, J.L., Menéndez, R.A., Lastra, J., Fernández, E., Jiménez Alfaro, B., Wozniak, E., Fernández, S., García, J., García, P., Álvarez, M.A., Lobo, T. y Adrados, L., 2003. Riesgos naturales en Asturias. KRK Editores, Oviedo, 136 pp.
- Martí, J., 1988. La difusión de la glaciología en España (1849-1917). *Llull*, 21 (11): 235-246.
- Martí Bono, C., 1978. Aspectos de la problemática geomorfológica del Alto Aragón Occidental. *Estudios Geográficos*, 153: 473-493.
- Martí Bono, C.E., 1996. El glaciario cuaternario en el Alto Aragón occidental. Tesis doctoral (inédita). Universitat de Barcelona, 254 pp.
- Martí Bono, C.E. y García Ruiz, J.M., 1993. Complejos morrénicos laterales en la vertiente surpirenaica aragonesa. Actas de la III Reunión del Cuaternario Ibérico, Coimbra, pp. 149-156.
- Martí, M. y Serrat, D., 1995. Les glaceres rocalloses pirenenques. *Terra*, 25: 24-34.
- Martí Bono, C., González Sampériz, P., Valero Garcés, B. y García Ruiz, J.M., 2002. El depósito glaciolacustre de Linás de Broto (Pirineo Aragonés) y su implicación paleoambiental. *En* A. Pérez González, J. Vegas y M. Machado (Eds.), Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio. Actas de la VI Reunión Nacional de Geomorfología, Madrid, pp. 77-83.
- Martin, H.E. y Whalley, W.B., 1987. Rock glaciers. Part I: rock glacier morphology: classification and distribution. *Progress in Physical Geography*, 11 (2): 260-282.
- Martín, R., 2003. Los aludes. Una revisión sobre sus características en las montañas españolas, y algunos modelos de prevención y protección. *Revista de Protección Civil*, 15: 8-10.
- Martín Galindo, J.L., 1949. La captura fluvial del Puerto de la Magdalena. *Estudios Geográficos*, 36: 503-506.
- Martín Galindo, J.L., 1953. Síntesis de las formas de relieve en la provincia de León (Notas previas a un estudio de las regiones y comarcas leonesas). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 51: 11-35.
- Martín Serrano, A. (Ed.), 2005. Mapa Geomorfológico de España y del margen continental a escala 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 232 pp.
- Martín Vide, J. y Olcina Cantos, J., 2001. Climas y tiempos de España. Alianza Editorial, Madrid, 258 pp.
- Martínez Álvarez, J.A., 1959. Nota sobre el hallazgo de depósitos periglaciares en la montaña asturiana. *Speleon*, 10 (3-4): 265-274.
- Martínez Álvarez, J.A., 1961. Datos sobre los depósitos coluvionares de la zona oriental y costera de Asturias. *Speleon*, 12: 1-2.
- Martínez Álvarez, J.A., 1965a. Consideraciones sobre la influencia periglaciares en el modelado cárstico de Asturias. *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 79: 187-189.
- Martínez Álvarez, J.A., 1965b. Datos sobre las formaciones periglaciares de la zona montañosa del occidente de Asturias. *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 78: 85-92.
- Martínez Cortizas, A., Pontevedra Pombal, X., García Rodeja, E., Nóvoa Muñoz, J.C. y Shotyk, W., 1999. Mercury in a Spanish Peat Bog: Archive of Climate Change and Atmospheric Metal Deposition. *Science*, 284 (5416): 939-942.
- Martínez de Pisón, E. (Dir.), 1989. Observaciones sobre la morfología glaciar de Sanabria. XI Congreso Nacional de Geografía. A.G.E., Madrid, pp. 156-165.
- Martínez de Pisón, E. y Arenillas Parra, M., 1979. Algunos problemas de morfología glaciar en la España Atlántica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 445-450. Homenaje a Lluís Solé i Sabarís, Barcelona.
- Martínez de Pisón, E. y Arenillas Parra, M., 1981. Nuevos problemas de morfología glaciar en la España Atlántica. *Estudios Geográficos*, 175: 159-174.
- Martínez Fernández, L.C. y González Falcones, L., 2002. Alteración de formas periglaciares en el entorno de la estación de esquí de Valgrande-Pajares (Asturias). *En* E. Serrano y A. García de Celis (Eds.), Periglaciario en montaña y altas latitudes. Universidad de Valladolid, Valladolid, pp. 53-66.
- Maruszczak, H., 1961. Phénomènes périglaciaires dans le Pirin et sur la Vitocha (Bulgarie). *Biuletyn Peryglacjalny*, 10: 225-234.

- Mary, G., 1972. Le Quaternaire du cap de Esbarradoiro (Luarca, Asturias, Espagne). *Breviora Geologica Asturica*, 4: 53-56.
- Mary, G., 1974. Phase climatique périglaciaire tardive sur la côte asturienne. *Breviora Geologica Asturica*, 2: 25-28.
- Mary, G., 1986. Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le dernier maximum glaciaire sur la côte asturienne (Espagne). *Bulletin de l'AEQUA*, 12: 151-157.
- Mases, M., 2005. La nieve y los aludes. *En* M. Mases, M. González y N. Gallego (Coords.), Terceres Jornades del CRECIT. La didáctica dels riscos naturals. Institut d'Estudis Andorrans, Sant Julià de Lòria, Andorra.
- Mases, M. y Vilaplana, J.M., 1991. Zonas de aludes en la Vallferrera: clasificación y riesgo geomorfológico. *Pirineos*, 138: 39-52.
- Mases, M., Font, D. y Vilaplana, J.M., 1998. Relation between snowdrift development and drifted snow during a wind episode. *Annals of Glaciology*, 26: 144-148.
- Matas González, J., 1982. Cartografía. *En* L.R. Rodríguez Fernández (Dir.), Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hoja nº 127 (Noceda). I.G.M.E., Madrid.
- Matas González, J. y Fernández, L., 1982. Memoria. *En* L.R. Rodríguez Fernández (Dir.), Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hoja nº 127 (Noceda). I.G.M.E., Madrid.
- Mateo Díez, L., 1981. Relato de Babia. Papalaguinda, Valencia, 157 pp.
- Mathews, W.H. y Mackay, J.R., 1963. Snowcreep studies, Mount Seymour, B.C.: preliminary field investigations. *Geographical Bulletin*, 20: 58-75.
- Mathews, W.H. y Mackay, J.R., 1975. Snow creep: its engineering problems and some techniques and results of its investigation. *Canadian Geotechnical Journal*, 12: 187-198.
- Matsumoto, H., Yamada, S. y Hirakawa, K., 2010. Relationship between ground ice and solifluction: field measurements in the Daisetú Mountains, northern Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21 (1): 78-89.
- Matsuoka, N., 1998a. Modelling frost creep rates in an alpine environment. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9 (4): 397-409.
- Matsuoka, N., 1998b. The relationship between frost heave and downslope soil movement: Field measurements in the Japanese Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9 (2): 121-133.
- Matsuoka, N., 2001a. Direct observation of frost wedging in alpine bedrock. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26 (6): 601-614.
- Matsuoka, N., 2001b. Microgelivation versus macrogelivation: Towards bridging the gap between laboratory and field frost weathering. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 (3): 299-313.
- Matsuoka, N., 2001c. Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth Science Reviews*, 55 (1-2): 107-134.
- Matsuoka, N., 2005. Temporal and spatial variations in periglacial soil movements on alpine crest slopes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30 (1): 41-58.
- Matsuoka, N., 2008. Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps: Long-term (1994-2006) observations. *Geomorphology*, 99 (1-4): 353-368.
- Matsuoka, N., 2010. Solifluction and mudflow on a limestone periglacial slope in the Swiss Alps: 14 years of monitoring. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21 (3): 219-240.
- Matsuoka, N. y Murton, J., 2008. Frost weathering: recent advances and future directions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19 (2): 195-210.
- Matsuoka, N. y Humlum, O., 2003. Monitoring periglacial processes: New methodology and technology. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14 (4): 299-303.
- Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T. y Moriwaki, K., 1997. Monitoring of periglacial slope processes in the Swiss Alps: the first two years of frost shattering, heave and creep. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8 (2): 155-177.
- Matsuoka, N., Ikeda, A. y Date, T., 2005. Morphometric analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16 (1): 99-113.
- Matthes, F.E., 1900. Glacial sculpture of the Brighorn Mountains, Wyoming, U.S. Geological Survey 21st Annual Report 1899-1900: 167-190.
- Matthes, F.E., 1911. The striped rock floor of the Little Yosemite. *Sierra Club Bulletin*, 8 (1): 3-9.

- Matthews III, V., 1999. Origin of horizontal needle ice at Charit Creek Station, Tennessee. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10 (2): 205-207.
- Matthews, J.A., Shakesby, R.A., Berrisford, M.S. y McEwen, L.J., 1998. Periglacial patterned ground on the Styggedalsbreen Glacier Foreland, Jotunheimen, Southern Norway: Micro-topographic, paraglacial and geocological controls. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9 (2): 147-166.
- Mayoral, E. y Oñate, F., 1997. Valoración del patrimonio geológico en los planes de ordenación de los recursos naturales en los parques naturales de la Comunidad Autónoma de Andalucía. *Zubía*, 15: 107-112.
- McCabe, L.H., 1939. Nivation and corrie erosion in West Spitsbergen. *The Geographical Journal*, 94 (6): 447-465.
- McCarroll, D., Matthews, J.A. y Shakesby, R.A., 1989. "Striations" produced by catastrophic subglacial drainage of a glacier-dammed lake, Mjølkedalsbreen, Southern Norway. *Journal of Glaciology*, 35 (120): 193-196.
- McClung, D.M. y Schaerer, P., 2006. *The avalanche handbook* (3rd edition). Mountaineers Book, Seattle, 288 pp.
- Meentemeyer, V. y Zippin, J., 1981. Soil moisture and texture controls of selected parameters of needle ice growth. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6 (2): 113-125.
- Meier, M.F. y Post, A.S., 1962. Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America. *International Association of Hydrological Sciences, Publication 58*: 63-77.
- Meierding, T.C., 1982. Late Pleistocene glacial equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: A comparison of methods. *Quaternary Research*, 18 (3): 289-310.
- Meiner, N.A., 1934. Talus slopes of the Gaspé peninsula. *Science*, 79 (2045): 229-230.
- Menéndez Amor, J. y Martí Bono, C.E., 1973. Los sedimentos lacustres de Búbal (alto Gállego). *Pirineos*, 107: 47-54.
- Menéndez Duarte, R., 1989. Mapa Litológico, Hoja 101-I (Caboalles de Abajo). *En J. Marquínez García (Dir.), Cartografía Temática Ambiental*. Universidad de Oviedo.
- Menéndez Duarte, R.A., 1994. Geomorfología del área de Somiedo (Cordillera Cantábrica; norte de España). Aplicaciones de los Sistemas de Información Geográfica al estudio del relieve. Tesis doctoral. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 254 pp.
- Menéndez Duarte, R. y Marquínez, J., 1996. Glaciarismo y evolución tardiglacial de las vertientes en el valle de Somiedo, Cordillera Cantábrica. *Cuaternario y Geomorfología*, 10 (3-4): 21-31.
- Menzies, J., 2002. *Modern & Past Glacial Environments*. Butterworth-Heinemann publication, Oxford, 543 pp.
- Menzies, J. y Shilts, W.W., 2002. Chapter 8, Subglacial environments. *En J. Menzies (Ed.), Past glacial environments: Sediments, form and techniques*. Butterworth-Heinemann publication, Oxford, pp. 183-278.
- Menzies, J., van der Meer, J.J.M. y Rose, J., 2006. Till -as a glacial "tectomict", its internal architecture, and the development of a "typing" method for till differentiation. *Geomorphology*, 75 (1-2): 172-200.
- Michaud, Y. y Dionne, J.C., 1987. Altération des substrats rocheux et rôle du soulèvement géglival dans la formation des champs de blocaille, en Hudsonie. *Géographie Physique et Quaternaire*, 41 (1): 7-18.
- Millar, S.W.S., 2005. Fabric variability associated with periglacial mass-wasting at Eagle Summit, Alaska. *Geomorphology*, 72 (1-4): 222-237.
- Millar, S.W.S., 2006. Processes dominating macro-fabric generation in periglacial colluvium. *Catena*, 67 (1): 79-87.
- Millar, S.W.S. y Nelson, F.E., 2001. Sampling-surface orientation and clast macrofabric in periglacial colluvium. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26 (5): 523-529.
- Millar, S.W.S. y Nelson, F.E., 2003. Influence of clast axial ratio on macrofabric strength in periglacial colluvium. *Journal of Sedimentary Research*, 73 (5): 720-724.
- Mills, H.H., 1979. Some implications of sediment studies for glacial erosion on Mount Rainier, Washington. *Northwest Science*, 53 (3): 190-199.

- Mills, S.C., Grab, S.W. y Carr, S.J., 2009. Late Quaternary moraines along the Sekhokong Range, eastern Lesotho: contrasting the geomorphic history of north- and south- facing slopes. *Geografiska Annaler*, 91A (2): 121-140.
- Misir, M. y Karahalil, U., 2002. Determination of potential avalanche areas with GIS in Blacksea Region. *International Symposium on GIS, September, 23-26, Istanbul (Turkey)*, 7 pp.
- Moares Domínguez, C., Martínez Cortizas, A. y Macías Vázquez, F., 1996. Suelos con fragipán en el valle glaciar de Balouta (Sierra de Ancares, Lugo-León): significado paleoambiental. *En A. Pérez Alberti, P. Martini, W. Chesworth y A. Martínez Cortizas (Eds.), Dinámica y evolución de medios cuaternarios*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, pp. 227-241.
- Moñino, M., Cendrero, A. y Díaz de Terán, J.R., 1988. Dinámica glaciar cuaternaria en la vertiente norte de Castro Valnera, Cantabria. *Congreso Geológico de España*, 1: 390-402.
- Moreno Caballud, A., Cacho, I., Valero Garcés, B., González Sampérez, P., García Ruiz, J.M., Jalut, G., Canals, M., Grimalt, J.O, Dedoubat, J.J. y Otto, T., 2004. Iberian paleoclimate reconstructions for the last 35,000 years: towards an integration of marine and continental sequences. 8th International Conference of Paleooceanography, Biarritz (póster).
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Mata, M.P., Navas, A., González-Sampérez, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P. y Rico, M., 2010. The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Journal of Quaternary Science*, 25 (7): 1076-1091.
- Mościcki, W.J., 2008. Temperature regime on northern slopes of Hala Gąsienicowa in the Polish Tatra Mountains and its relationship to permafrost. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 42: 23-40.
- Müller, B.U., 1999. Paraglacial sedimentation and denudation processes in an Alpine valley of Switzerland. An approach to the quantification of sediment budgets. *Geodinamica Acta*, 12 (5): 291-301.
- Muñoz, M.B., Martín Chivelet, J. y Rossi, C., 2004. Implicaciones paleoclimáticas de la distribución geocronológica de espeleotemas en la Cueva del Cobre (Palencia). *Geogaceta*, 35: 179-182.
- Muñoz García, M.B., 2007. Los espeleotemas holocenos y pleistocenos de la Cueva del Cobre (Sierra de Peña Labra, Palencia) como indicadores de la variabilidad climática. Tesis doctoral. Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, 308 pp.
- Muñoz Jiménez, J., 1980. Morfología estructural y glaciario en la Cordillera Cantábrica: el relieve del sinclinal de Saliencia (Asturias-León). *Ería*, 1: 35-65.
- Muñoz Jiménez, J., 1982. Geografía Física: el relieve, el clima y las aguas. *En F. Quirós Linares (Dir.), Geografía de Asturias*, T.I. Ayalga, Oviedo, pp. 1-271.
- Muñoz Jiménez, J., 1986. Formas de relieve glaciar: el macizo sinclinal de Saliencia (Cordillera Cantábrica). *En E. Martínez de Pisón y B. Tello (Coords.), Atlas de Geomorfología*. Alianza, Madrid, pp. 209-228.
- Muñoz Jiménez, J. y García Romero, A., 2009. Plant colonization in Condesa nivation hollow, Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Geografiska Annaler*, 91A (3): 189-204.
- Muñoz Jiménez, J. y Sanz Herráiz, C., 1982. Aportaciones recientes sobre la posible existencia de formas glaciares a baja altura en el noroeste de la Península Ibérica. *Anales de la Geografía de la Universidad Complutense*, 2: 289-299.
- Muñoz Jiménez, J., García Romero, A., Andrés de Pablo, N. y Palacios Estremera, D., 2007. La vegetación del ventisquero de La Condesa (Sierra de Guadarrama, Madrid) y sus condicionantes termo-nivales. *Boletín de la A.G.E.*, 44: 29-52.
- Muñoz Sobrino, C., Ramil Rego, P. y Gómez Orellana, L., 2004. Vegetation of the Lago de Sanabria area (NW Iberia) since the end of the Pleistocene: a palaeoecological reconstruction on the basis of two new pollen sequences. *Vegetation History and Archaeobotany*, 13 (1): 1-22.
- Nakaya, U. y Hanajima, M., 1950. Frost flower. Kobunsha, Kyoto, Japan, 75 pp.
- Navarro Vázquez, D., 1982. Cartografía y Memoria. *En L.R. Rodríguez Fernández (Dir.), Mapa Geológico de España*. E.: 1:50.000, Hoja nº101, Villablino. IGME, Madrid.
- Nelson, F.E., 1985. A preliminary investigation of solifluction macrofabrics. *Catena*, 12 (1): 23-33.
- Nelson, F.E.N. y Jackson, L.E. Jr., 2003. Cirque forms and alpine glaciation during the Pleistocene, west-central Yukon. *En D.S. Emond y L.L. Lewis (Eds.), Exploration and Geological Services Division, Yukon Region, Indian and Northern Affairs Canada*, pp. 183-198.

- Nesje, A. y Dahl, S.O., 1992. Equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene glaciers in Fosdalen, inner Nord Fjord. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 72: 209-216.
- Nicholas, J.W., 1994. Fabric analysis of rock glacier debris mantles, La Sal Mountains, Utah. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5 (1): 55-66.
- Nicholson, D.T., 2008. Rock control on microweathering of bedrock surfaces in periglacial environment. *Geomorphology*, 101 (4): 655-665.
- Nonn, H., 1966. Les régions côtières de la Galice (Espagne). Etude geomorphologique. I, Texte, pp. 436-438.
- Nuche, R. (Ed.), 2001. Patrimonio geológico de Castilla-León. ENRESA, Madrid, 518 pp.
- Nussbaum, F. y Gigax, F., 1952. La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica (España del Norte). *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 23 (1): 36-48.
- Nussbaum, F. y Gigax, F., 1953. La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geográficos*, 51: 261-270. (traducción de A. López Gómez).
- Nyberg, R., 1986. Freeze-thaw activity at snowpatch sites. A progress report of studies in N. and S. Sweden. *Geografiska Annaler*, 68A (3): 207-211.
- Nyberg, R., 1991. Geomorphic processes at snowpatch sites in the Abisko mountains, northern Sweden. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 35 (3): 321-343.
- Obermaier, H., 1914. Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales*, Madrid, Serie Geológica, 9: 41 pp.
- Obermaier, H., 1916. Los glaciares cuaternarios de Sierra Nevada. *Trabajos del Museo Natural de Ciencias Naturales (Geología)*, 17: 1-68.
- Obermaier, H., 1921. El glaciario cuaternario en el valle del río Ara y en el Parque Nacional de Ordesa (Pirineos). *Boletín de la Sociedad Ibérica de Ciencias Naturales*, 20: 106-110.
- Oberoi, S.V. y Thakur, N.K., 2004. Generation of disaster management model based on GIS and remote sensing. *Proceedings of the Third International Conference on Theoretical, Applied, Computational and Experimental Mechanics (ICTACEM'04)*, Indian Institute of Technology Kharagpur, Kharagpur, pp. 295-298.
- Oguchi, T. y Tanaka, Y., 1998. Occurrence of extrazonal periglacial landforms in the lowlands of Western Japan and Korea. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9 (3): 285-294.
- Oliva, M., Schulte, L. y Gómez Ortiz, A., 2009. Morphometry and late Holocene activity of solifluction landforms in the Sierra Nevada, Southern Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20 (4): 369-382.
- Oller, P., Marturià, J., Martí, G., González, J.C. y Martínez, P., 2004. Avalanche mapping in the Catalan Pyrenees, balance and future perspectives. *Proceedings of the 4th ICA Mountain Cartography Workshop*, Vall de Núria, pp. 13-22.
- Oller, P., Muntán, E., Marturià, J., García, C., García, A. y Martínez, P., 2006. The avalanche data in the Catalan Pyrenees. 20 years of avalanche mapping. *Proceedings of the International Snow Science Workshop*, Colorado, pp. 305-313.
- Olvmo, M. y Johansson, M., 2002. The significance of rock structure, lithology and pre-glacial deep weathering for the shape of intermediate-scale glacial erosional landforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27 (3): 251-268.
- Olyphant, G.A., 1981. Allometry and cirque evolution. *Geological Society of America Bulletin*, 92 (1): 679-685.
- Ono, Y. y Watanabe, T., 1986. A protalus rampart related to alpine debris flows in the Kuranosuke Cirque, Northern Japanese Alps. *Geografiska Annaler*, 68A (3): 213-223.
- Ortega, L.I., Cuesta, J. y Preciado, J., 2005. Puntos de Interés Geológico de Burgos. 3. Lagunas glaciares de la Sierra de Neila. *Asociación Geocientífica de Burgos - Diputación Provincial de Burgos*, Burgos.
- Ortigosa, L.M., 1985. Glaciares rocosos en la Sierra de Cebollera (Sistema Ibérico). *Actas del I Coloquio sobre Geografía de La Rioja*, Logroño, pp. 55-67.
- Ortigosa, L.M., 1986. Geomorfología glaciar de la Sierra de Cebollera (Sistema Ibérico). *Instituto de Estudios Riojanos*, Logroño. Colección Ciencias de la Tierra (Geografía), 7, 77 pp.
- Ortigosa, L.M., 1994. Las sierras de Urbión y Cebollera. *En J.M. García Ruiz y J. Arnáez Vadillo (Eds.)*, Geografía de La Rioja. Logroño, Tomo I: 62-72.

- Ortigosa, L., Arnáez, J. y García Ruiz, J.M., 2000. Primeros resultados sobre la elaboración de una cartografía de vulnerabilidad geomorfológica en la Sierra de la Demanda (HMTN 240, Ezcaray, La Rioja). *En Investigación humanística y científica en La Rioja: homenaje a Julio Luis Fernández Sevilla y Mayela Balmaseda Aróspide*. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, pp: 63-76.
- Orwin, J.F. y Smart, C.C., 2004. The evidence for paraglacial sedimentation and its temporal scale in the deglaciating basin of Small River Glacier, Canada. *Geomorphology*, 58 (1): 175-202.
- Osmaston, H., 2005. Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138-139: 22-31.
- Outcalt, S.I., 1971. An algorithm for needle ice growth. *Water Resources Research*, 7 (2): 394-400.
- Outcalt, S.I., 1973. A simulation sensitivity analysis of the needle ice growth environment. *North American Contribution to Permafrost Second International Conference*. National Academy of Sciences, Washington DC, pp. 228-234.
- Outcalt, S.I., Nelson, F.E. y Hinkel, K.M., 1990. The zero-curtain effect: Heat and mass transfer across an isothermal region in freezing soil. *Water Resources Research*, 26 (7): 1509-1516.
- Overduin, P.P., Kane, D.L., 2006. Frost boils and soil ice content: Field observations. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17 (4): 291-307.
- Owen, L.A., 1991. Mass movement deposits in the Karakoram Mountains: their sedimentary characteristics, recognition and role in Karakoram landform evolution. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 35 (4): 401-424.
- Owen, L.A. y Benn, D.I., 2005. Equilibrium-line altitudes of the Last Glacial Maximum for the Himalaya and Tibet: an assesment and evaluation of results. *Quaternary International*, 138-139: 55-78.
- Palacios Estremera, D. y Andrés de Pablo, N., 2000. Morfodinámica supraforestal actual en la Sierra de Guadarrama y su relación con la cubierta nival: el caso de Dos Hermanas-Peñalara. *En J.L. Peña Monné, M. Sanchez-Fabre y M.V. Lozano Tena (Eds.), Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, pp. 235-264.
- Palacios, D. y García Sánchez-Colomer, M., 1996. La eficacia erosiva de la acción nival y su relación con la herencia geomorfológica: Macizo de Peñalara, Sistema Central. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21: 531-542.
- Palacios, D. y García Sánchez-Colomer, M., 1997a. The distribution of high mountain vegetation in relation to snow cover: Peñalara, Spain. *Catena*, 30 (1): 1-40.
- Palacios, D., y García Sánchez-Colomer, M., 1997b. The influence of geomorphologic heritage on present nival erosion: Peñalara, Spain. *Geografiska Annaler*, 79A (1-2): 25-40.
- Palacios Estremera, D., De Marcos García-Blanco, J. y Tanarro, L.M., 1998. Los efectos geomorfológicos de la acción nival en la Hoya del Cuchillar de las Navajas (Sierra de Gredos). *En A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte y A. García Navarro (Eds.), Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Public. Universitat de Barcelona, Barcelona, pp. 263-287.
- Palacios, D., Parrilla, G. y Zamorano, J.J., 1999. Paraglacial and postglacial debris flows on a Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (Mexico). *Geomorphology*, 28 (1): 95-118.
- Palacios Estremera, D., Andrés de Pablo, N. y Luengo Nicolau, E., 2002. Localización de los procesos actuales en el Circo de Peñalara y su relación con la cubierta nival. *En A. Pérez González, J. Vegas y M.J. Machado (Eds.), Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio: Actas de la VI Reunión Nacional de Geomorfología*, Madrid, pp. 431-440.
- Palacios, D., Andrés, N. y Luengo, E., 2003a. Distribution and effectiveness of nivation in Mediterranean mountains: Peñalara (Spain). *Geomorphology*, 54 (3-4): 157-178.
- Palacios, D., García, R., Rubio, V. y Vigil, R., 2003b. Debris flows in a weathered granitic massif: Sierra de Gredos, Spain. *Catena*, 51, 115-140.
- Palacios Estremera, D., Andrés de Pablo, N. y Luengo Nicolau, E., 2004. Tipología y evolución de los nichos de nivación en la Sierra de Guadarrama, España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 99 (1-4): 141-158.
- Pallàs, R., Rodés, Á., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E. y Santanach, P., 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees:

- a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 25 (21-22): 2937-2963.
- Palomo Segovia, M., Espejo Gil, F. y Ferraz Campo, J., 2008. Análisis nivológico y climatológico del Refugio de Góriz (Huesca), 1981-2007. 3ª Jornada Tècnica de neu i allaus (en red).
- Panzer, W., 1948. El desarrollo de los valles y el clima de la época cuaternaria en el NE de España. *Estudios Geográficos*, 30: 79-130.
- Pascual Martínez, M.L., Rodríguez Alarcón, A., Hidalgo Zamora, J., Montes del Olmo, C., Borja, F. y Díaz del Olmo, F., 2000. Distribución y caracterización morfológica y morfométrica de los lagos y lagunas de alta montaña de la España peninsular. *En* I. Granados y M. Toro (Eds.), *Conservación de los lagos y humedales de alta montaña de la Península Ibérica*. UAM Ediciones, Murcia, pp. 51-77.
- Payton, R.W., 1992. Fragiapan formation in argillic brown earths (Fragiudalfs) of the Milfield Plain, north-east England: I. Evidence for a periglacial stage of development. *Journal of Soil Science*, 43 (4): 621-644.
- Pedersen, S.A.S., 1988. Glaciotectonite: brecciated sediments and cataclastic sedimentary rocks formed subglacially. *En*: R.P. Goldthwait y C.L. Matsch (Eds.), *Genetic classification of glacial deposits*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 89-91.
- Pellicer Corellano, F., 1980. El periglaciario del Moncayo. *Geographica*, 7-8: 3-26.
- Pellicer, F. y Echeverría, M.T., 2004. El modelado glaciar y periglaciario en el macizo del Moncayo. *En* J.L. Peña, L.A. Longares y M. Sánchez (Eds.), *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza, pp. 173-185.
- Pellitero Ondicol, R., 2008. Evolución glaciar del Valle de Pineda (Cordillera Cantábrica, Palencia) a partir de la interpretación de depósitos morrénicos. *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008*, X Reunión Nacional de Geomorfología, Cádiz.
- Pellitero Ondicol, R., 2009. Application of an alpine geomorphological mapping system to an atlantic mountain environment: the Curavacas Massif (Cantabrian Range, northeast Spain). *Journal of Maps*, 2009: 194-205.
- Penck, A., 1885. La période glaciaire dans les Pyrénées. *Bulletín de la Societé d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 19: 105-200.
- Penck, A., 1897. Die Picos de Europa und das Kantabrische Gebirge. *Geographische Zeitschrift*, 3: 278 pp.
- Penck, A. y Brückner, E., 1909. *Die Alpen im Eiszeitalter* (3 vol.). Tauchnitz, Leipzig, 1199 pp.
- Peña Monné, J.L., 1998. Los estudios sobre procesos de clima frío en España: balance y perspectivas. *En* A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte y A. García Navarro (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos. Estudios recientes*. Publicaciones Universidad de Barcelona, Barcelona, pp. 43-54.
- Peña Monné, J.L. y Lozano Tena, M.V., 2004. La Cordillera Ibérica. *En* J.L. Peña Monné (Dir.), *Geomorfología de campo en la Sierra de Albarracín. XIX Curso de Geografía Física*, Universidad de Verano de Teruel, pp. 3-15.
- Peña Monné, J.L., Pellicer Corellano, F., Chueca Cía, J. y Julián Andrés, A., 1997. Leyendas para mapas geomorfológicos a escalas 1/100.000, 1/200.000 y 1/25.000-50.000. *En* J.L. Peña Monné (Ed.), *Cartografía Geomorfológica básica y aplicada*. Geoforma Ediciones, Logroño, pp. 127-143.
- Peña Monné, J.L., Chueca Cía, J. y Julián Andrés, A., 1998. Los derrubios estratificados del sector central pirenaico: cronología y límites altitudinales. *En* A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte y A. García Navarro (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos. Estudios recientes*. Publicaciones Universidad de Barcelona, Barcelona, pp. 205-216.
- Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. y Rhodes, E., 2004. Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvio-glaciares (Pirineo de Huesca). *En* J.L. Peña, L.A. Longares y M. Sánchez (Eds.), *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza, pp. 71-84.
- Pérez, F.L., 1984. Striated soil in an Andean Paramo of Venezuela: its origin and orientation. *Arctic and Alpine Research*, 16 (3): 277-289.

- Pérez, F.L., 1986. The effect of compaction on soil disturbance by needle ice growth. *Acta Geocriogenica*, 4: 111-119.
- Pérez, F.L., 1987. Needle-ice activity and the distribution of Stem-rosette species in the Venezuelan páramo. *Arctic and Alpine Research*, 19 (1): 135-153.
- Pérez, F.L., 1989a. Some effects of giant Andean stem-rosettes on ground microclimate, and their ecological significance. *International Journal of Biometeorology*, 33 (2): 131-135.
- Pérez, F.L., 1989b. Talus fabric and particle morphology on Lassen Peak, California. *Geografiska Annaler*, 71A (1-2): 43-57.
- Pérez, F.L., 1998. Talus fabric, clast morphology, and botanical indicators of slope processes on the Chaos Crags (California Cascades), U.S.A. *Géographie Physique et Quaternaire*, 52 (1): 1-22.
- Pérez Alberti, A., 1991. La Geomorfología de la Galicia Sudoriental. Tesis doctoral (inérita). Departamento de Geografía, Universidade de Santiago, 185 pp.
- Pérez Alberti, A., 2004. El análisis geomorfológico en la reconstrucción paleoambiental: el ejemplo de los procesos de origen frío en el noroeste de la Península Ibérica. *Polígonos*, 14: 139-165.
- Pérez Alberti, A. y Covelo Abeleira, P., 1996. Reconstrucción de la dinámica glaciaria del Alto Bibe durante el Pleistoceno reciente a partir del estudio de los sedimentos acumulados en Pías (Noroeste de la Península Ibérica). En A. Pérez Alberti, P. Martini, W. Chesworth y A. Martínez Cortizas (Eds.), *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*, Xunta de Galicia, A Coruña, pp. 115-129.
- Pérez Alberti, A. y Rodríguez Guitián, M.A., 1993. Formas y depósitos de macroclastos y manifestaciones actuales de periglaciario en las Sierras Septentrionales y Orientales de Galicia. En A. Pérez Alberti, L. Guitián Rivera y P. Ramil Rego (Eds.), *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, pp. 61-90.
- Pérez Alberti, A. y Valcárcel Díaz, M., 1996. Geomorfología del valle glaciario de Balouta (Ancares Leoneses, NW de la Península Ibérica). *Polígonos*, 6: 157-183.
- Pérez Alberti, A. y Valcárcel Díaz, M., 1998. Caracterización y distribución espacial del glaciario en el Noroeste de la Península Ibérica. En A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti (Eds.), *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, pp. 17-62.
- Pérez Alberti, A. y Valcárcel Díaz, M., 2001. Evolución morfogenética de las vertientes y del fondo de los valles durante el Tardiglaciario y el Postglaciario en el valle de Ancares (Serra dos Ancares, NW peninsular). En F. Manero (Coord.), *Espacio natural y dinámicas territoriales. Homenaje al Dr. D. Jesús García Fernández*. Universidad de Valladolid, pp. 115-126.
- Pérez Alberti, A., Rodríguez Guitián, M.A., y Valcárcel Díaz, M., 1992a. El modelado glaciario en la vertiente oriental de la Sierra de Ancares (Noroeste de la Península Ibérica). *Papeles de Geografía*, 1 (18): 39-51.
- Pérez Alberti, A., Rodríguez Guitián, M.A., y Valcárcel Díaz, M., 1992b. Procesos glaciares en la Sierra de Ancares: Valles de Piornedo y Suárbol (NO Ibérico). En F. López Bermúdez, C. Conesa García, y M.A. Romero Díaz (Eds.), *II Reunión Nacional de Geomorfología*. S.E.G., Murcia. Tomo I: 403-412.
- Pérez Alberti, A., Rodríguez Guitián, M.A., y Valcárcel Díaz, M., 1993. Las formas y depósitos glaciares de las Sierras Orientales y Septentrionales de Galicia (NW Península Ibérica). En A. Pérez Alberti, L. Guitián Rivera y P. Ramil Rego (Eds.), *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, pp. 61-90.
- Pérez Alberti, A., Martínez Cortizas, A. y Moares Domínguez, C., 1994. Los procesos periglaciares en el Noroeste de la Península Ibérica y sus implicaciones en la dinámica de vertientes y génesis de suelos. En A. Gómez Ortiz, M. Simón Torres y F. Salvador Franch (Eds.), *Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*. Monografías de la SEG, Granada. Estudios significativos, 7: 33-54.
- Pérez Alberti, A., Rodríguez Guitián, M.A., y Valcárcel Díaz, M., 1995a. Acción e importancia del frío durante el Cuaternario reciente en las Sierras Septentrionales de Galicia (Noroeste Ibérico). En 3ª Reunión do Cuaternario Ibérico, *Actas GTEPEQ-AEQUA*, Coimbra, pp. 79-84.
- Pérez Alberti, A., Rodríguez Guitián, M.A., y Valcárcel Díaz, M., 1995b. Reconstrucción paleoambiental a partir de las formas y depósitos superficiales en el límite galaico-astur-leonés. En 3ª Reunión do Cuaternario Ibérico, *Actas GTEPEQ-AEQUA*, Coimbra, pp. 191-197.

- Pérez Alberti, A., Valcárcel Díaz, M., Martínez Cortizas, A. y Blanco Chao, R., 1998. Evidencias de procesos periglaciares actuales en el noroeste de la Península Ibérica. *En* A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte y A. García Navarro (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Publicacions de la Universitat de Barcelona, Barcelona, pp. 245-261.
- Pérez Alberti, A., Valcárcel Díaz, M. y Blanco Chao, R., 2004. Pleistocene glaciation in Spain. *En* J. Ehlers y P.L. Gibbard (Eds.), *Quaternary glaciations - extent and chronology. Part I: Europe*. *Developments in Quaternary Science* 2, Elsevier, pp. 389-394.
- Pérez Estaún, A., 1978. La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa (W de León, NW de España). Tesis doctoral. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 92: 1-150.
- Pérez Estaún, A., Pulgar, J., Bastida Ibañez, F., Marcos Vallaure, A., Sánchez de la Torre, L., Galán, J., Vargas, I. y Ruiz, F., 1982. Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 126, Vega de Espinareda. Memoria, IGME, Madrid, 35 pp.
- Pérez Moreira, R., Barral Silva, M.T. y Diaz-Fierros Viqueira, F., 1987. Depósitos detríticos de origen periglaciario bajo suelo orgánico coluvial en una ladera de Serra da Loba (Galicia. España). *Caracterización y génesis*. Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 12: 59-77
- Péwé, T.L., 1966. Paleoclimatic significance of fossil ice wedges. *Biuletyn Peryglacialny*, 15: 65-73.
- Péwé, T.L. y Reger, R.D., 1972. Modern and wisconsinian snowlines in Alaska. *Proceeding of the XXIV International Geological Congress*, 12: 187-197.
- Pidal, P. y Fernández Zabala, J., 1918. Picos de Europa: contribución al estudio de las montañas españolas. Club Alpino Español, Madrid, 120 pp.
- Potter, 1972. Ice-cored rock glacier, Galena Creek, northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 83 (10): 3025-3057.
- Potter, N. Jr., Steig, E.J., Clark, D.H., Speece, M.A., Clark, G.M. y Updike, A.B., 1998. Galena Creek rock glacier revisited-new observations on an old controversy. *Geografiska Annaler* 80A (3-4): 251-265.
- Price, R.J., 1997. *Glacial and Fluvio-glacial landforms*. Hafner Publishing Co., New York, 242 pp.
- Prosser, I.P., Hughes, A. y Rutherford, I.D., 2000. Bank erosion of an incised upland channel by subaerial processes: Tasmania, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25 (10): 1085-1101.
- Pulgar, J.A., 1980. Las fases de replegamiento hercinianas en la Zona Asturoccidental-Leonesa (NW de España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 1: 165-171.
- Pulgar, J.A., Bastida, F., Marcos, A., Pérez-Estaún, A., Vargas, I. y Ruiz, F., 1981. Memoria del Mapa Geológico de España. E.: 1:50.000, Hoja nº 100 (10-07), Degaña. IMINSA-IGME, Madrid-Oviedo, 35 pp.
- Putkonen, J., Connolly, J. y Orloff, T., 2008. Landscape evolution degrades the geologic signature of past glaciations. *Geomorphology*, 97 (1-2): 208-217.
- Putnam, A.E. y Putnam, D.E., 2009. Inactive and relict rock glaciers of the Deboulli Lakes Ecological Reserve, northern Maine, USA. *Journal of Quaternary Science*, 24 (7): 773-784.
- Rapp, A., 1960. Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings. *Geografiska Annaler*, 42A (2-3): 70-200.
- Rapp, A., 1986. Comparative studies of actual and fossil nivation in north and south Sweden. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 60: 251-263.
- Rapp, A., 1992. Kärkevagge revisited. Field excursions on geomorphology and environmental history in the Abisko mountains, Sweden. *Geol. Undersökning*, 81: 269-276.
- Rączkowska, Z., 1995. Nivation in the High Tatras, Poland. *Geografiska Annaler*, 77A (4): 251-258.
- Radok, U., 1977. Snow drift. *Journal of Glaciology*, 19 (81): 123-139.
- Ramos, M., Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F. y Schulte, L., 1998. Evolución térmica de la capa activa en la estación geomorfológica de la planicie La Feixa-La Màniga, 2150 m (macizo de Calmquerdós. Pirineo Oriental). *En* A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte y A. García Navarro (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. *Estudios recientes*. Publicaciones Universidad de Barcelona, Barcelona, pp. 73-97.
- Ramos, M., Gómez, A., Palacios, D., Tanarro, L.M., Salvador, F., Crespo, F. y Bretón, L., 2002a. Método térmico para el estudio de la distribución de permafrost en Sierra Nevada. *En* E. Serrano y

- A. García de Celis (Eds.), Periglacialismo en montaña y altas latitudes. Universidad de Valladolid, Valladolid, pp. 91-124.
- Ramos, M., Vieira, G.T., Crespo, F. y Bretón, L., 2002b. Seguimiento de la evolución temporal del gradiente térmico de capa activa en las proximidades de la B.A.E. Juan Carlos I. *En E. Serrano y A. García de Celis (Eds.), Periglacialismo en montaña y altas latitudes. Dpto. de Geografía, Valladolid, pp. 257-276.*
- Rastas, J. y Seppälä, M., 1981. Rock jointing and abrasion on Roches moutonnées, SW Finland. *Annals of Glaciology*, 2: 159-163.
- Raukas, A., 2005. Deglaciation history on the southern slope of the Baltic Shield. *En F. Gutiérrez, M. Gutiérrez, G. Desir, J. Guerrero, P. Lucha, C. Marín y J.M. García Ruiz (Eds.), Sixth International Conference on Geomorphology, Abstracts volume, Zaragoza, pp. 13.*
- Ray, R.J., Krantz, W.B., Caine, T.N. y Gunn, R.D., 1983. A model for sorted patterned ground regularity. *Journal of Glaciology*, 29 (102): 317-337.
- Rea, B.R., 1996. A note on the experimental production of a mechanically polished surface within striations. *Glacial Geology and Geomorphology*, 1996, tn01.
- Rea, B.R., 2009. Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 28 (3.4): 237-248.
- Rea, B.R. y Whalley, W.B., 1994. Subglacial observations from Øksfjordjøkelen, North Norway. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19 (7): 659-673.
- Rea, B.R., Whalley, W.B., Rainey, M.M. y Gordon, J.E., 1996. Blockfields, old or new? Evidence and implications from some plateaus in northern Norway. *Geomorphology*, 15 (2): 109-121.
- Rea, B.R., Evans, D.J.A., Dixon, T.S. y Whalley, W.B., 2000. Contemporaneous, localized basal ice-flow variations: implications for bedrock erosion and the origin of p-forms. *Journal of Glaciology*, 46 (154): 470-476.
- Reardon, B.A. y Fagre, D.B., 2004. Natural avalanches and transportation: a case study from Glacier National Park, Montana, USA. *ISSW 2004 Preceedings. A merging of theory and practice. International Snow Science Workshop, Jackson Hole, Wyoming.*
- Redondo Vega, J.M., 2002. El relieve glaciar de la Sierra de Gistredo (NW de la Cordillera Cantábrica, León). *En J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez (Coords.), El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas. Universidad de León, León, pp. 105-136.*
- Redondo Vega, J.M., 2004. El glaciar rocoso del Cerro Krund, Tierra del Fuego, Argentina. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30: 169-180.
- Redondo Vega, J.M. (Dir.), 2006a. Diagnósis territorial y bases para la ordenación, el uso y la gestión de Sierra de los Ancares (León) (inédito). *Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, Junta de Castilla y León, Volumen I, Inventario: 313 pp.*
- Redondo Vega, J.M. (Dir.), 2006b. Diagnósis territorial y bases para la ordenación, el uso y la gestión del Alto Sil (León) (inédito). *Convenio específico de colaboración entre la Universidad de León y la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Castilla y León, 304 pp.*
- Redondo Vega, J.M. (Dir.), 2007. Diagnósis territorial y bases para la ordenación, el uso y la gestión de Omañas (León) (inédito). *Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, Junta de Castilla y León, Volumen I, Inventario: 275 pp.*
- Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., y González Gutiérrez, R.B., 1998. Los glaciares rocosos fósiles de la Sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica), León. *En A. Gómez Ortiz y F. Salvador Franch (Eds.), Investigaciones recientes de la Geomorfología española. Universitat de Barcelona y Servei de Gestió i evolució del Paisatge, Barcelona, pp. 745-750.*
- Redondo Vega, J.M., Carrera Gómez, P., González Gutiérrez, R.B., y Gómez Villar, A., 2002a. Caracterización de los macizos que dominan los glaciares rocosos fósiles de la Sierra de Gistredo (León): influencia de la fracturación en la génesis y desarrollo de estas formas periglaciares. *En E. Serrano y A. García de Celis, (Eds.), Periglacialismo en montaña y altas latitudes. Universidad de Valladolid, Valladolid, pp. 27-36.*
- Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. y Carrera Gómez, P., 2002b. Descripción de un episodio de sedimentación glaciolacustre en la Sierra de Vizbueno, Cordillera Cantábrica, León. *En A. Pérez González, J. Vegas y M.J. Machado (Eds.), Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio. Actas de la VI Reunión Nacional de Geomorfología, Madrid, 17-20 Septiembre de 2000, pp. 121-126.*

- Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. y Carrera Gómez, P., 2002c. El depósito glaciolacustre del río del Campo, Alto Boeza, Sierra de Vizbueno. *En* J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez (Coords.), XVII Jornadas de Geografía Física. Universidad de León, León, pp. 125-128.
- Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. y Carrera Gómez, P., 2002d. El relieve de la Sierra de Gistredo/Catoute (NO de la Cordillera Cantábrica, León). *En* J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez (Coords.), XVII Jornadas de Geografía Física. Universidad de León, León, pp. 68-82.
- Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. y Carrera Gómez, P., 2002e. El relieve glaciario del macizo de Vizcodillo, Cabrera Alta, León. *En* J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez (Coords.), El modelado de origen glaciario en las montañas leonesas. Universidad de León, León, pp. 13-25.
- Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. y Carrera Gómez, P., 2002f. Los glaciares rocosos fósiles de la Sierra de Gistredo/Catoute. *En* J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez (Coords.), XVII Jornadas de Geografía Física. Universidad de León, León, pp. 62-67.
- Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. y Carrera Gómez, P., 2002g. Los glaciares rocosos fósiles de la Sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica), León. Datos preliminares para la determinación de su fábrica. *En* A. Pérez González, J. Vegas y M.J. Machado (Eds.), Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio. Actas de la VI Reunión Nacional de Geomorfología, Madrid, 17-20 Septiembre de 2000, pp. 551-556.
- Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A. y González Gutiérrez, R.B., 2004. Localización y caracterización morfométrica de los glaciares rocosos relictos de la Sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica, León). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30: 35-60.
- Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. y Santos González, J., 2005a. Paleoenvironmental significance of the glacio-lacustrine deposits in the River Sil valley, Cantabrian Mountains, León-Spain. *En* F. Gutiérrez, M. Gutiérrez, G. Desir, J. Guerrero, P. Lucha, C. Marín y J.M. García Ruiz (Eds.), Sixth International Conference on Geomorphology, Abstracts volume, Zaragoza, pp. 28.
- Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. y Santos González, J., 2005b. Environmental and sedimentological characteristics of the relict rock glaciers in Gistredo Range, Cantabrian Mountains. *En* F. Gutiérrez, M. Gutiérrez, G. Desir, J. Guerrero, P. Lucha, C. Marín y J.M. García Ruiz (Eds.), Sixth International Conference on Geomorphology, Abstracts volume, Zaragoza, pp. 29.
- Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A. y González Gutiérrez, R.B., 2005c. Rasgos morfométricos y morfodinámicos de los glaciares rocosos relictos de la Sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica, León). *En* Departamento de Geografía, Libro Homenaje a Joaquín González Vecín. Universidad de León, pp. 373-382.
- Redondo Vega, J.M., González Gutiérrez, R.B., Santos González, J. y Gómez Villar, A., 2006. Sedimentación glaciolacustre en la Montaña Cantábrica Leonesa. *En* A. Pérez Alberti y J. López Bedoya (Eds.), Geomorfología y territorio. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, pp. 83-100.
- Redondo Vega, J.M., Santos González, J., Gómez Villar, A. y González Gutiérrez, R.B., 2009. Comparative analysis of the relict and active rockglaciers from the Cantabrian Mountains and the Andes. *Actas electrónicas. 7th International Conference on Geomorphology*, Melbourne.
- Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. y Santos González, J., 2010. Los glaciares rocosos de la Cordillera Cantábrica. Universidad de León, León, 158 pp.
- Reid, J.R. y Nesje, A., 1988. A giant ploughing block, Finse, southern Norway. *Geografiska Annaler*, 70A (1-2): 27-33.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B., 1980. *Depositional sedimentary environments* (Second, revised and updated edition). Springer-Verlag, Berlin, 551 pp.
- Rempp, G. y Rothé, J.P., 1934. Sur les phénomènes actuels de nivation et d'accumulation neigeuse dans les Hautes-Vosges. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences* (Paris), 199: 682-684.

- Reynard, E., 2004. Protecting stones: conservation of erratic blocks in Switzerland. *En* R. Přikryl (Ed.), *Dimension Stone 2004. New Perspectives for a Traditional Building Material*, Proceedings of the International Conference on Dimension Stone, 14-17 June 2004, Prague. Routledge, Taylor & Francis Group, pp. 3-7.
- Ribolini, A., Guglielmin, M., Fabre, D., Bodin, X., Marchisio, M., Sartini, S., Spagnolo, M. y Schoeneich, P., 2010. The internal structure of rock glaciers and recently deglaciated slopes as revealed by geoelectrical tomography: insights on permafrost and recent glacial evolution in the Central and Western Alps (Italy-France). *Quaternary Science Reviews*, 29 (3-4): 507-521.
- Richmond, G.M., 1952. Comparison of rock glaciers and blockstreams in La Sal Mountains, UTA. *Geological Society of America Bulletin*, 63: 1292-1293.
- Ridefelt, H. y Boelhouwers, J., 2006. Observations on regional variation in solifluction landform morphology and environment in the Abisko Region, Northern Sweden. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17 (3): 253-266.
- Ringrose, T. y Benn, D.I., 1997. Confidence regions for fabric shape diagrams. *Journal of Structural Geology*, 19 (12): 1527-1536.
- Rivas Martínez, S., 2007. Mapa de series, geoseries y geopermaseries de vegetación de España. *Itinera Geobotánica*, 17: 1-436.
- Robinson, G., Peterson, J.A. y Anderson, P.M., 1971. Trend surface analysis of corrie altitudes in Scotland. *Scottish Geographical Magazine*, 87: 142-146.
- Rodés i Muñoz, P., 2002. Aludes. Ediciones Ergon, Madrid, 119 pp.
- Rodríguez Guitián, M.A. y Guitián Rivera, J., 1993. El piso subalpino en la Serra dos Ancares: Condicionantes geomorfológicos y climáticos de la distribución de las comunidades vegetales. *En* A. Pérez Alberti, L. Guitián Rivera y P. Ramil Rego (Eds.), *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los caminos jacobeos*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, pp. 165-182.
- Rodríguez Guitián, M.A. y Valcárcel Díaz, M., 1994. Contribución al conocimiento del glaciario pleistoceno en la vertiente sur-occidental del Macizo de Peña Trevinca (Montañas Galaico-Sanabrieses, NW Ibérico). *En* J. Arnáez Vadillo, J.M. García Ruiz y A. Gómez Villar (Eds.), *Geomorfología de España: III Reunión de Geomorfología*. S.E.G., Logroño, pp. 241-251.
- Rodríguez Guitián, M.A., Valcárcel Díaz, M. y Pérez Alberti, A., 1995a. El último ciclo glaciar en el Valle de Piornedo (Serra Dos Ancares, Lugo): Hipótesis sobre la deglaciación basada en la cartografía de formas y depósitos glaciares y periglaciares. *En* A. Pérez Alberti y A. Martínez Cortizas (Coords.), *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses*. Monografías G.E.P., 1. Diputación Provincial de Lugo, Lugo, pp. 39-52.
- Rodríguez Guitián, M.A., Valcárcel Díaz, M. y Pérez Alberti, A., 1995b. Morfogénesis glaciar en la vertiente meridional de la Serra do Courel (NW Ibérico): El valle de A Seara. *En* A. Pérez Alberti y A. Martínez Cortizas (Coords.), *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses*. Monografías G.E.P., 1. Diputación Provincial de Lugo, Lugo, pp. 77-88.
- Rodríguez Guitián, M.A., Valcárcel Díaz, M. y Pérez Alberti, A., 1995c. Primeros datos sobre la evolución espacial de los sistemas morfogenéticos durante el Pleistoceno superior y Holoceno en el valle de La Fornela (Cordillera Cantábrica Occidental). *En* T. Aleixandre Campos y A. Pérez González (Eds.), *Reconstrucción de Paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*. Monografías 3. C.S.I.C., Madrid, pp. 103-112.
- Rodríguez Pascual, M., 2001. La trashumancia. Cultura, cañadas y viajes. Edilesa, Trobajo del Camino (León), 432 pp.
- Rodríguez Pérez, C., 2009. Geomorfología de la montaña astur-leonesa entre los puertos de Ventana y de Somiedo. Tesis doctoral. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, 365 pp.
- Romanovskii, N.N. y Tyurin, A.I., 1983. Rock stream description. *En* Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost, Faribanks. National Academy Press, Washington DC, pp. 1078-1082.
- Roucoux, K.H., De Abreu, L., Shackleton, N.J. y Tzedakis, P.C., 2005. The response of NW Iberian vegetation to North Atlantic climate oscillations during the last 65kyr. *Quaternary Science Reviews*, 24 (14-15): 1637-1653.

- Rubiales, J.M., García Amorena, I., García Álvarez, S. y Gómez Manzaneque, F., 2008. The Late Holocene extinction of *Pinus sylvestris* in the western Cantabrian Range (Spain). *Journal of Biogeography*, 35 (10): 1840-1850.
- Rubio, A., 1876. Reseña físico-geológica del Valle de Laceda (provincia de León). *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*. Tomo III, p. 333-345.
- Rubio Campos, J.C., 1991. Geomorfología y Cuaternario de las Sierras de Béjar y de la Nava. Sistema Central Español. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Madrid, 353 pp.
- Rudberg, S., 1973. Glacial erosion forms of medium size - a discussion based on four Swedish case studies. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17 (1): 33-48.
- Rudberg, S., 1974. Some observations concerning nivation and snow melt in Swedish Lapland. *En M. Poser (Ed.), Geomorphologische Prozesse und Prozesskombinationen in der Gegenwart unter verschiedenen Klimabedingungen*. Vandembock & Ruprecht, Göttingen, pp. 263-273.
- Ruiz Fernández, J., Poblete Piedrabuena, M.A., Serrano Muela, M.P., Martí Bono, C. y García Ruiz, J.M., 2009a. Estudio comparado de circos glaciares en dos sectores del Macizo Asturiano. *Cuaternario y Geomorfología*, 23 (1-2): 77-94.
- Ruiz Fernández, J., Poblete Piedrabuena, M.A., Serrano Muela, M.P., Martí Bono, C. y García Ruiz, J.M., 2009b. Morphometry of glacial cirques in the Cantabrian Range (northwest Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 53 (1): 47-68.
- Ruiz Zapata, B., Jiménez Sánchez, M., Gil García, M.J., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A. y Fariás, P., 2000. Registro palinológico de un depósito postglaciar en el Parque Natural de Redes (Cordillera Cantábrica, Noroeste de España): Implicaciones paleoclimáticas. *Geotemas*, 1 (4): 279-283.
- Ruszczynska-Szenajch, H., 1983. Lodgement tills and syndepositional glacial tectonic processes, related to subglacial thermal and hydrologic conditions. *En E.B. Evenson, CH. Schluchter y J. Rabassa (Eds.), Tills and related deposits*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 113-117.
- Ruszczynska-Szenajch, H., 2001. Lodgement till and deformation till. *Quaternary Science Reviews*, 20 (4): 579-578.
- Ryder, J.M., 1971. The stratigraphy and morphology of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 279-298.
- Sáenz Ridruejo, C., 1968. Varves glaciares del Alto Bibey. *Revista de Obras Públicas*, 115 (3037): 339-350.
- Sáenz, C., 1935. Restos glaciares de Castro Valnera. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*, 35: 236-237.
- Sáez Cuevas, J., 2004. Mapa topográfico y toponímico del término jurisdiccional de Salentinos (inédito). Ayuntamiento de Páramo del Sil – El Bierzo. Escala: 1.12.500.
- Saint-Saud, A.A., 1893. Les Picos de Europa (Monts Cantabriques). *Etude Orographique*. Annales Club Alpine Français, pp. 38.
- Saint-Saud, A.A. (1922). *Monographie des Picos de Europa*. (Por los Picos de Europa: desde 1881 a 1924). Traducción de Odriozola Calvo, J.A. Ayalga ediciones. Salinas (Asturias), 280 pp.
- Salas, L., 1992. Propuesta de modelo climático para el Holoceno en la vertiente cantábrica en base a los datos polínicos. *Cuaternario y Geomorfología*, 6 (1-4): 63-69.
- Salgueiro, E., Voelker, A.H.L., de Abreu, L., Abrantes, F., Meggers, H. y Wefer, G., 2010. Temperature and productivity changes of the western Iberian margin during the last 150 ky. *Quaternary Science Reviews*, 29 (5-6): 680-695.
- Salvador Franch, F. y Gómez Ortiz, A., 2007. Régimen térmico del suelo en alta montaña mediterránea: La Feixa, Malniu (macizo de Puigpedrós, Pirineo oriental). I Congreso Ibérico da International Permafrost Association, pp. 19.
- Sánchez Lastra, J.M., 1976. El comportamiento de la presa de Matalavilla. *Revista de Obras Públicas*, 123 (3131): 209-216.
- Sancho, L.G., Palacios, D., De Marcos, J. y Valladares, F., 2001. Geomorphological significance of lichen colonization in a present snow hollow: Hoya del Cuchillar de las Navajas, Sierra de Gredos (Spain). *Catena*, 43 (4): 323-340.
- Sandeman, A.F. y Ballantyne, C.K., 1996. Talus rock glaciers in Scotland: Characteristics and controls on formation. *Scottish Geographical Magazine*, 112 (3): 138-146.

- Sanjosé, J.J., Atkinson, A.D.J., Salvador, F. y Gómez, A., 2005. Cartographic production and analysis of the dynamics of the Corral del Veleta rock glacier (Sierra Nevada-Spain). *En* F. Gutiérrez, M. Gutiérrez, G. Desir, J. Guerrero, P. Lucha, C. Marín y J.M. García Ruiz (Eds.), Sixth International Conference on Geomorphology, Abstracts volume, Zaragoza, pp. 31.
- Sanjosé Blasco, J.J., Atkinson Gordo, A.D.J., Salvador Franch, F. y Gómez Ortiz, A., 2007. Application of geomatic techniques to monitoring of the dynamics and to mapping of the Veleta rock glacier (Sierra Nevada, Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51 (2): 79-89.
- Sanjosé Blasco, J., Gómez Ortiz, A., Serrano Cañadas, E., Atkinson Gordo, A.D.J., Salvador Franch, F. y González Trueba, J.J., 2009. Response of European rock glaciers to climate change. A comparative analysis of Doesen (Austrian Alps), Posets (Central Pyrenees) and Corral del Veleta (Sierra Nevada) during 2001-2008 period. International Cartographic Association, Commission on Mountain Cartography, Santiago de Chile 2009, 12 pp.
- Santos, L., Vidal Romani, J.R. y Jalut, G., 2000. History of vegetation during the Holocene in the Courel and Queixa Sierras, Galicia, northwest Iberian Peninsula. *Journal of Quaternary Science*, 15 (6): 621-632.
- Santos Fidalgo, L., Vidal Romani, J.R. y Jalut, G., 1997. Contribución al conocimiento de la vegetación holocena en el NO de la Península Ibérica (Galicia, España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 22: 99-119.
- Santos González, J., 2003. Geomorfología de las cabeceras de los ríos Pedroso, Tirón y Urbión (Sierra de la Demanda, Burgos). Proyecto de investigación (inédito). Departamento de Geografía, Universidad de León, 64 pp.
- Santos González, J., 2006. Geomorfología. *En* J.M. Redondo Vega (Dir.), Diagnóstico territorial y bases para la ordenación, el uso y la gestión de los espacios naturales del Alto Sil (León) (inédito). Convenio específico de colaboración entre la Universidad de León y la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Castilla y León, pp. 52-65.
- Santos González, J., Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A. y González Gutiérrez, R.B., 2005. Small-scale glacial erosional forms on bedrock outcrops in the high River Sil valley (Cantabrian Mountains, NW Spain). *En* F. Gutiérrez, M. Gutiérrez, G. Desir, J. Guerrero, P. Lucha, C. Marín y J.M. García Ruiz (Eds.), Sixth International Conference on Geomorphology, Abstracts volume, Zaragoza, pp. 31.
- Santos González, J., Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A. y González Gutiérrez, R.B., 2006. Bloques erráticos en Páramo del Sil: testigos del máximo avance glaciar en la cuenca del Sil (Cordillera Cantábrica). *En* A. Pérez Alberti y J. López Bedoya (Eds.), Geomorfología y territorio. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, pp. 101-112.
- Santos González, J., González Gutiérrez, R.B., Gómez Villar, A. y Redondo Vega, J.M., 2007. Primeros resultados del estudio del régimen térmico del suelo en el entorno de los glaciares rocosos relictos (Cordillera Cantábrica, provincia de León). I Congreso Ibérico da International Permafrost Association, Guarda, pp. 36.
- Santos González, J., González Gutiérrez, R.B., Gómez Villar, A. y Redondo Vega, J.M., 2009a. Ground thermal regime in the vicinity of relict rock glaciers (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Finisterra*, 44 (87): 35-44.
- Santos González, J., Redondo Vega, J.M., Prieto Sarro, I., González Gutiérrez, R.B. y Gómez Villar, A., 2009b. Ground thermal regimes around relict rock glaciers (Cantabrian Mountains, Spain). Actas electrónicas. 7th International Conference on Geomorphology, Melbourne.
- Santos González, J., Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A. y González Gutiérrez, R.B., 2010a. Dinámica actual de los nichos de nivación del Alto Sil (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36 (1): 87-106.
- Santos González, J., Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A. y González Gutiérrez, R.B., 2010b. Los aludes de nieve en el Alto Sil (Oeste de la Cordillera Cantábrica, España). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36 (1): 7-26.
- Sanz Pérez, E., 1994. Estudio sobre el glaciario y periglaciario de las Sierras de la Demanda y Neila (inédito). Dirección General del Medio Natural. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio de Burgos, 96 pp.
- Savage, J.F., 1967. Tectonic analysis of Lechada and Curavacas synclines, Yuso Basin, León, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 39: 193-247.

- Sawada, Y., Ishikawa, M. y Ono, Y., 2003. Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island, Northern Japan. *Geomorphology*, 52 (1-2): 121-130.
- Scalenghe, R., Certini, G., Corti, G., Zanini, E. y Ugolini, F.C., 2004. Segretated ice and liquefaction effects on compaction of fragipans. *Soil Science Society of America Journal*, 68 (1): 204-214.
- Schaer, J.P., 2000. Agassiz et les glaciers. Sa conduite de la recherche et ses mérites. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 93 (2): 231-256.
- Schlüchter, C.H. (Ed.), 1979. *Moraines and Varves*. A.A.Balkema, Rotterdam, 441 pp.
- Schmidt-Thomé, P., 1978. Nuevos testimonios de una glaciación würmiense y de altura muy baja en el Noroeste de la Península Ibérica (Orense, España y Minho/Tras-os-Montes, Portugal). *Cuadernos del Seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, 27 (Homenaje a I. Parga Pondal): 221-243.
- Schmitz, H., 1969. Glazialmorphologische Untersuchungen im Bergland Nordwestspaniens (Galicien/León), *Kölner Geographische Arbeiten*, 23, 157 pp.
- Schramm, J.R. 1958. The mechanism of frost heaving of tree seedlings. *Proceedings of the American Philosophical Society*, 102 (4): 333-350.
- Schröder, H., Kokarev, A. y Harrison, S., 2005. Rock glaciers in the northern Tien Shan, Kazakhstan: new data on movement rates and distribution. *Glacial Geology and Geomorphology*, rp01, 2005.
- Schubert, C., 1973. Striated ground in the Venezuelan Andes. *Journal of Glaciology*, 12 (66): 461-468.
- Schunke, E., 1988. Earth Hummocks (Thufur). *En* M.J. Clark (Ed.), *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley and Sons, London, pp. 231-245.
- Sekyra, J., Kociánová, M. y Štursová, H., 2001. Origin and significance of ploughing blocks on Labská Louka Meadow, Western Krkonoše Mountains. *Opera Corcontica*, 38: 233-246.
- Selkirk, J.M., 1998. Active vegetation-banked terraces on Macquarie Island. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 42 (4): 483-496.
- Sellier, D., 1995. Le felsenmeer du Mont Gausta (Telemark, Norvège): environnement, caractères morphologiques et significations paléogéographiques. *Géographie Physique et Quaternaire*, 49 (2): 185-205.
- Sellier, D., 2002. Géomorphologie des versants quartzitiques en milieux froids: l'exemple des montagnes de l'Europe du Nord-Ouest. Thèse d'Etat, université de Paris I Panthéon-Sorbonne, 3 vol.: 1888 pp.
- Seret, G., Dricot, E. y Wansard, G., 1990. Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, 346: 453-456.
- Sernander, R., 1905. Flytjord i svenska fjälltrakter. *Geologiska Föreläsningar*, B27: 42-84.
- Serrano Cañadas, E., 1989. Las aportaciones más recientes sobre las glaciaciones cuaternarias de los Pirineos. *Ería*, 18: 74-77.
- Serrano Cañadas, E., 1991. Geomorfología glacial de las montañas y valles de Panticosa y de la Ribera de Biescas (Pirineo aragonés). Tesis Doctoral. Facultad de Letras, Universidad Autónoma de Madrid, 952 pp.
- Serrano Cañadas, E., 1995. Geomorfología de la Sierra de Tendeñera (Pirineo aragonés). *Ería*, 37: 143-158.
- Serrano Cañadas, E., 1996. El complejo morrénico frontal del valle del Trueba (Espinosa de los Monteros). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21: 505-515.
- Serrano Cañadas, E., 1998. Geomorfología del Alto Gállego (Pirineo aragonés). *Institución "Fernando el Católico"*, Zaragoza, 501 pp.
- Serrano, E., 2002. Geomorphology, natural heritage and protected areas: lines of research in Spain. *En* P. Coratza y M. Marchetti, *Geomorphological Sites: research, assessment and improvement, Workshop Proceedings, Modena (Italy)*. Dipartimento di scienze della Terra, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia, pp. 27-33.
- Serrano Cañadas, E., 2002. Elementos geomorfológicos singulares y pérdida patrimonial: el caso del glaciar rocoso de Los Asnos (Alto Campoo, Cantabria). *En* E. Serrano Cañadas, A. García de Celis, J.C. Guerra Velasco, C.G. Morales Rodríguez y M.T. Ortega Villazán (Eds.), *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología, patrimonio, montaña y dinámica*

- territorial. SEG-Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid, Valladolid, pp. 431-441.
- Serrano Cañadas, E., 2004. Montañas de Campoo. Relieve y glaciario. Cuadernos de Campoo, 36.
- Serrano Cañadas, E. y Agudo, C., 1998. Glaciares rocosos activos de los Pirineos. Implicaciones ambientales. *En* A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte y A. García Navarro (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Universitat de Barcelona, pp. 133-154.
- Serrano Cañadas, E. y González Trueba, J.J., 2002. Morfología y evolución glaciar en los Picos de Europa. *En* J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez (Coords.), *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas*. Universidad de León, León, pp. 249-268.
- Serrano Cañadas, E. y González Trueba, J.J., 2004. Morfodinámica periglacial en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa -Cantabria-). *Cuaternario y Geomorfología*, 18 (3-4): 73-88.
- Serrano, E. y González Trueba, J.J., 2005. Assessment of geomorphosites in natural protected areas: the Picos de Europa National Park (Spain). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 3: 197-208.
- Serrano, E. y Gutiérrez Morillo, A., 2002. El glaciario pleistoceno en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica (Montaña de Palencia, Cantabria y Burgos). *En* E. Serrano *et al.*, *Geomorfología y Paisaje. Guía de excursiones. VII Reunión Nacional de Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología y Dpto. de Geografía-Universidad de Valladolid, Valladolid, pp. 91-161.
- Serrano, E. y López-Martínez, J., 2000. Rock glaciers in the South Shetland Islands, Western Antarctica. *Geomorphology*, 35 (1): 145-162.
- Serrano Cañadas, E. y Rubio Fernández, V., 1989. El glaciar rocoso activo de Las Argualas (Pirineo Aragonés). *Eria*, 19-20: 195-198.
- Serrano, E., Sanjosé, J.J., Silio, F. y Agudo, C., 1995. Movimiento superficial del glaciar rocoso de las Argualas. *Pirineos*, 145-146: 103-110.
- Serrano, E., Agudo, C. y Martínez de Pisón, E., 1999. Rock glaciers in the Pyrenees. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10 (1): 101-106.
- Serrano, E., Martínez de Pisón Stampa, E. y Agudo Garrido, C., 2000. El medio periglacial de alta montaña en el Pirineo central: aportaciones recientes. *En* J.L. Peña Monné, M. Sanchez Fabre y M.V. Lozano Tena (Eds.), *Procesos y formas periglaciares en la alta montaña mediterránea*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, pp. 45-62.
- Serrano, E., Agudo, C. y González Trueba, J.J., 2002a. El dominio de alta montaña periglacial en el macizo de Posets (Pirineo aragonés). *En* E. Serrano y A. García de Celis (Eds.), *Periglaciario en montaña y altas latitudes*. Universidad de Valladolid, Valladolid, pp. 163-184.
- Serrano, E., Agudo, C., González Trueba, J.J., 2002b. La deglaciación de la alta montaña. Morfología, evolución y fases morfogénicas glaciares en el macizo del Posets (Pirineo aragonés). *Cuaternario y Geomorfología*, 16 (1-4): 111-126.
- Serrano, E., San José, J.J. y Agudo, C., 2006. Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: Flow, movement (1991-2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees. *Geomorphology*, 74 (1-4): 285-296
- Serrano, E., Morales, C.G., González Trueba, J.J., Martín, R., 2007. Mapa del permafrost de montaña en los Pirineos. I Congreso Ibérico da International Permafrost Association, pp. 42.
- Serrano, E., Sanjosé, J.J. y González Trueba, J.J., 2010. Rock glacier dynamics in marginal periglacial environments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35 (11): 1302-1314.
- Serrat, D., 1976. Estudio geomorfológico del Pirineo Oriental (Puigmal-Costabona). Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geomorfología y Tectónica, Universidad de Barcelona, 222 pp.
- Serrat, D., 1979. Rock glacier morainic deposits in the eastern Pyrenees. *En* Ch. Schlüchter (Ed.), *Moraines and Varves*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 93-100.
- Serrat, D., 1982. Modelado glaciar de la vertiente sur del Pirineo Oriental. *Pirineos*, 116: 13-19.
- Serrat, D., Vilaplana, J.M. y Martí Bono, C.E., 1983. Some depositional models of glaciolacustrine environment in Southern Pyrenees. *En* E.B. Evenson, C. Schlüchter y J. Rabassa (Eds.), *Tills and related deposits*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 132-144.

- Shackleton, N.J., Hall, M.A. y Vincent, E., 2000. Phase relationships between millennial-scale events 64,000-24,000 years ago. *Paleoceanography*, 15: 565-569.
- Shakesby, R.A., 1997. Pronival (protalus) ramparts: a review of forms, processes, diagnostic criteria and palaeoenvironmental implications. *Progress in Physical Geography*, 21 (3): 394-418.
- Shakesby, R.A., Matthews, J.A. y McCarroll, D., 1995. Pronival ("protalus") ramparts in the Romsdalsalpane, southern Norway: forms, terms, subnival processes, and alternative mechanisms of formation. *Arctic and Alpine Research*, 27 (3): 271-282.
- Shakesby, R.A., Matthews, J.A., McEwen, L.J. y Berrisford, M.S., 1999. Snow-Push processes in pronival (protalus) rampart formation: Geomorphological evidence from Smørbotn, Romsdalsalpane, Southern Norway. *Geografiska Annaler*, 81A (1): 31-45
- Sharkhuu, N., 1999. Occurrence of frost heaving in the Selenge River Basin, Mongolia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10 (2): 187-192.
- Shaw, J., 1987. Glacial sedimentary processes and environmental reconstruction based on lithofacies. *Sedimentology*, 34 (1): 103-116.
- Shulmeister, J., Davies, T.R., Evans, D.J.A., Hyatt, O.M. y Tovar, D.S., 2009. Catastrophic landslides, glacier behaviour and moraine formation - A view from an active plate margin. *Quaternary Science Reviews*, 28 (11-12): 1085-1096.
- Sloan, V.F. y Dyke, L.D., 1998. Decadal and millennial velocities of rock glaciers, Selwyn Mountains, Canada. *Geografiska Annaler*, 80A (3-4): 237-249.
- Slocum, R.D., 1978. Friction cracks as directional indicators of glacial flow on Mt. Desert Island, Maine. *The Ohio Journal of Science*, 78 (1): 11-17.
- Smart, P.L., 1986. Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 30 (3-4): 423-443.
- Smith, J.A., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T. y Klein, A.G., 2005. Regional synthesis of last glacial maximum snowlines in the tropical Andes, South America. *Quaternary International*, 138-139: 145-167.
- Smith, M.J., Rose, J. y Booth, S., 2006. Geomorphological mapping of glacial landforms from remotely sensed data: An evaluation of the principal data sources and an assessment of their quality. *Geomorphology*, 76 (1-2): 148-165.
- Soil Survey Staff, 2006. Keys to soil taxonomy. Tenth edition. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. U.S. Government Printing Office, Washington, DC.
- Sokratov, S.A. y Barry, R.G., 2002. Intraseasonal variation in the thermoinsulation effect of snow cover on soil temperatures and energy balance. *Journal of Geophysical Research*, 107 (D10), 4093, doi: 10.1029/2001JD000489.
- Soldati, M., Corsini, A. y Pasuto, A., 2004. Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena*, 55 (2): 141-161.
- Solé, X., Domènech, M. y Aunós, A., 2008. Prospecció per l'obtenció d'una metodologia per a la caracterització silvícola dels boscos protectors d'Andorra contra allaus. 3ª Jornada Tècnica de neu i allaus (en red).
- Soons, J.M., Greenland, D.E., 1970. Observations on the growth of needle ice. *Water Resources Research*, 6 (2): 579-593.
- Soria, F.J. y Soria, J.M., 1986. Depósitos de glaciares rocosos en Sierra Nevada. *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 123-129.
- Steig, E.J., Clark, D.H., Potter, N. y Gillespie, A.R., 1998. The geomorphic and climatic significance of rock glaciers. *Geografiska Annaler*, 80A (3-4): 173-174.
- Stickel, R., 1929. Observaciones de la morfología glaciaria en el NO de España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 29: 297-313.
- Stock, R.F., 1968. Morphology and development of talus slopes at Ekalugad Fiord, Baffin Island, N.W.T. Undergraduate Thesis, Department of Geography, University of Western Ontario, Ontario, 84 pp.
- Suárez Salgado, F., 1987. Morfología glaciaria de los Montes Aquilianos (El Bierzo-León). *Ería*, 13: 149-155.
- Suárez Salgado, F., 1993. El glaciario cuaternario de los Montes Aquilianos. *Estudios Bercianos*, 8: 85-98; 19: 30-48; 20: 13-25.

- Sugden, D.E., 1969. The age and form of corries in the Cairngorms. *Scottish Geographical Magazine*, 85: 34-46.
- Sugden, D.E. y John, B.S., 1976. *Glaciers and landscape. A Geomorphological Approach*. Arnold, 376 pp.
- Sutinen, R., Hänninen, P. y Venäläinen, A., 2008. Effect of mild winter events on soil water content beneath snowpack. *Cold Regions Science and Technology*, 51 (1): 56-67.
- Sweeting, M.M., 1966. The weathering of limestones, with particular references to the carboniferous limestone in Northern England. *En* G.H. Dury (Ed.), *Essays in Geomorphology*. America Elsevier, New York, pp. 177-210.
- Taber, S., 1918. Ice forming in clay soils will lift surface weights. *Engineering News-Record*, 80 (6): 262-263.
- Taboada Tundidor, J., 1913. El lago de San Martín de Castañeda. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 13: 359-386.
- Tamés, P., Mendiola, I. y Pérez, C. (Coords.), 1991. *Puntos de Interés Geológico de Guipúzcoa*. Diputación Foral de Guipúzcoa, San Sebastián, 167 pp.
- Tanarro, L.M., Hoelzle, M., García, A., Ramos, M., Gruber, S., Gómez, A., Piquer, M. y Palacios, D., 2002. Elaboración de un modelo para calcular la distribución del permafrost en el Corral del Veleta (Sierra Nevada) mediante la utilización de SIG. *En* E. Serrano y A. García de Celis (Eds.), *Periglacialismo en montaña y altas latitudes*. Universidad de Valladolid, Valladolid, pp. 125-144.
- Taras, B., Sturm, M. y Liston, G.E., 2002. Snow-Ground Interface Temperatures in the Kuparuk River Basin, Arctic Alaska: Measurements and Model. *Journal of Hydrometeorology*, 3 (4): 377-394.
- Teixeira, C. y Cardoso, J.L., 1979. A nao confirmação de fenomenos glaciarios nas montanhas do norte de Portugal (Peneda-Geres). *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 21 (2-3): 163-184.
- Theakstone, W.H., 1965. Movement of stones under snow cover. *Journal of Glaciology*, 5 (41): 760-761.
- Thomas, G.S.P. y Summers, A.J., 1982. Dropstones and allied structures from Pleistocene waterlain till at Ely House. *Journal of Earth Science*, 4: 109-119.
- Thompson, D.J., 1999. Talus fabric in Tuckerman Ravine, New Hampshire: evidence for a tongue-shaped rockglacier. *Géographie Physique et Quaternaire*, 53 (1): 47-57.
- Thompson, L.G., Davis, M.E., Mosley Thompson, E., Lin, P.N., Henderson, K.A. y Mashiotta, T.A., 2005. Tropical ice core records: evidence for asynchronous glaciation on Milankovitch timescales. *Journal of Quaternary Science*, 20 (7-8): 723-733.
- Thorn, C.E., 1976. Quantitative evaluation of nivation in the Colorado Front Range. *Geological Society of America Bulletin*, 87 (8): 1169-1178.
- Thorn, C.E., 1978. The geomorphic role of snow. *Annals of the Association of American Geographers*, 68 (3): 414-425.
- Thorn, C.E., 1982. Bedrock microclimatology and the freeze-thaw cycle: a brief illustration. *Annals of the Association of American Geographers*, 72 (1): 131-137.
- Thorn, C.E., 1988. Nivation: a geomorphic chimera. *En* M.J. Clark (Ed.), *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley and Sons, London, pp. 3-31.
- Thorn, C.E., 1992. Periglacial Geomorphology: What, Where, When? *En* J.C. Dixon y A.D. Abrahams (Eds.), *Periglacial Geomorphology*. Wiley and Sons, Chichester, pp. 1-30.
- Thorn, C.E. y Hall, K., 1980. Nivation: an arctic-alpine comparison and reappraisal. *Journal of Glaciology*, 25 (91): 109-124.
- Thorn, C.E. y Hall, K., 2002. Nivation and cryoplanation: the case for scrutiny and integration. *Progress in Physical Geography*, 26 (4): 533-550.
- Thorn, C.E., Schlyter, J.P.L., Darmody, R. y Dixon, J., 1999. Statistical relationships between daily and monthly air and shallow-ground temperatures in Kärkevagge, Swedish Lapland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10 (4): 317-330.
- Thornes, J.B., 1971. State, environment and attribute in scree slope studies. *En* D. Brunsten (Ed.), *Slopes: form and process*. Institute of British Geographers Publication, 3: 49-63.
- Thorp, P.W., 1981. An analysis of the spatial variability of glacial striae and friction cracks in part of the Western Grampians of Scotland. *Quaternary Studies*, 1: 71-94.

- Thoulet, J., 1887. Etude experimentale et considerations generales sur l'inclinaison des talus de matieres meubles. *Annales Chimie Physique*, 12: 33-64.
- Tomaselli, M. y Agostini, N., 1990. Vegetation patterns and dynamics on a rock glacier in the northern Apennines. *Pirineos*, 136: 33-46.
- Torío Fernández, M.A., 1991. La Sierra de Gistredo: recursos naturales e impactos medio ambientales. Memoria de Licenciatura (inédita). Departamento de Geografía, Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Salamanca, 295 pp.
- Torsnes, I., Rye, N. y Nesje, A., 1993. Modern and little ice age equilibrium-line altitudes on outlet valley glaciers from Jostedalbreen, western Norway: an evaluation of different approaches to their calculation. *Arctic Alpine Research*, 25 (2): 106-116.
- Treml, V., Krizek, M. y Engel, Z., 2010. Classification of patterned ground based on morphometry and site characteristics: a case study from the High Sudetes, Central Europe. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21 (1): 67-77.
- Trenhaile, A.S., 1976. Cirque elevation and pleistocene snowlines. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 21 (4): 445-459.
- Trenhaile, A.S., Pérez Alberti, A., Martínez Cortizas, A., Costa Casais, M. y Blanco Chao, R., 1999. Rock coast inheritance: an example from Galicia, northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24 (7): 605-621.
- Tricart, J., 1956. Etude expérimentale du problème de la gélivation. *Biuletyn Peryglacjalny*, 4: 285-318.
- Tricart, J., 1968. Periglacial landscapes. *En* R.W. Fairbridge (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold, New York, pp. 829-833.
- Tricart, J., 1981. Précis de Géomorphologie 3. Géomorphologie Climatique. SEDES, París, 313 pp.
- Tricart, J., 1992. Origine des glaciers rocheux: glace morte ou ségrégation de glace? *Reveu de Géomorphologie Dynamique*, 41 (3): 96-98.
- Tricart, J. y Cailleux, A., 1962. Le modelé glaciaire et nival. *En* J. Tricart y A. Cailleux (Eds.), *Traité de Geomorphologie*. Tomo III. S.E.D.E.S., Paris, 508 pp.
- Trimble, S.W. y Mendel, A.C., 1995. The cow as a geomorphic agent - A critical review. *Geomorphology*, 13 (1-4): 233-253.
- Trombotto Liaudat, D.T. y Alonso, M.V., 2008. Pleistocene and Holocene periglacial forms in the Cantabrian Mountains (NW Spain). *En* D.L. Kane y K.M. Hinkel (Eds.), *9th International Conference on Permafrost*, 9: 319-320.
- Tufnell, L., 1972. Ploughing blocks with special reference to north-west England. *Biuletyn Peryglacjalny*, 21: 237-270.
- Tufnell, L., 1976. Ploughing block movements on the Moor House Reserve (England), 1965-75. *Biuletyn Peryglacjalny*, 26: 311-317.
- Turnbull, J.M. y Davies, T.R.H., 2006. A mass movement origin for cirques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31 (9): 1167-1175.
- Turu i Michels, V., 2001. Ejemplos de deformación sinsedimentaria en la cubeta glaciolacustre de la Massana, Push Moraine de la Aldosa i delta dels Hortals, Principado de Andorra (Pirineos Orientales). *Actas de la V Reunión del Cuaternario Ibérico*, Lisboa, pp. 81-84.
- Turu i Michels, V., 2002a. Análisis secuencial del delta de Erts. Estratigrafía de un valle glaciario obturado intermitentemente. Relación con el último ciclo glaciario. Valle de Arinsal, Pirineos Orientales, parte I: el método utilizado. *En* E. Serrano Cañadas, A. García de Celis, J.C. Guerra Velasco, C.G. Morales Rodríguez y M.T. Ortega Villazán (Eds.), *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología, patrimonio, montaña y dinámica territorial*. SEG-Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid, Valladolid, p. 555-563.
- Turu i Michels, V., 2002b. Análisis secuencial del delta de Erts. Estratigrafía de un valle glaciario obturado intermitentemente. Relación con el último ciclo glaciario. Valle de Arinsal, Pirineos Orientales, parte II: aplicación. *En* E. Serrano Cañadas, A. García de Celis, J.C. Guerra Velasco, C.G. Morales Rodríguez y M.T. Ortega Villazán (Eds.), *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología, patrimonio, montaña y dinámica territorial*. SEG-Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid, Valladolid, pp. 565-574.
- Turu i Michels, V. y Peña Monné, J.L., 2006a. Ensayo de reconstrucción cuaternaria de los valles del Segre y Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orientales): morrenas y terrazas fluviales. *En* A. Pérez Alberti y J. López Bedoya (Eds.), *Geomorfología y territorio*. *Actas*

- de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, pp. 129-144.
- Turu i Michels, V. y Peña Monné, J.L., 2006b. Las terrazas fluviales del sistema Segre-Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orientales): relación con el glaciario y la tectónica activa. *En* A. Pérez Alberti y J. López Bedoya (Eds.), Geomorfología y territorio. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, pp. 113-127.
- Turu y Michels, V., Boulton, G.S., Ros i Visus, X., Peña Monné, J.L., Martí Bono, C., Bordonau i Ibern, J., Serrano Cañadas, E., Sancho Marcén, C., Constante Orrios, A., Pous i Fàbregas, J., González Trueba, J.J., Palomar i Molins, J., Herrero Simón, R. y García Ruiz, J.M., 2007. Structure des grands bassins glaciaires dans le nord de la Péninsule Ibérique: comparaison entre les vallées d'Andorre (Pyrénées Orientales), du Gállego (Pyrénées Centrales) et du Trueba (Chaîne Cantabrique). *Quaternaire*, 18 (4): 309-325.
- Ugarte, F.M., 1992. Glacial and periglacial morphogenesis in the Basque mountains. *En* A. Cearreta y F. Ugarte (Eds.), The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region. Universidad del País Vasco, Bilbao, pp. 235-250.
- USDA (United States Department of Agriculture), 2000. Munsell Soil Color Charts. Handbook 18-soil Survey Manual. GretagMacbeth, New York.
- Valcárcel Díaz, M., 1996. Aportaciones al estudio de los procesos glaciares y periglaciares en Galicia (NW Península Ibérica): estado de la cuestión. *En* A. Pérez Alberti y A. Martínez Cortizas (Coords.), Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses. Monografías G.E.P. 1, Lugo, pp: 11-37.
- Valcárcel Díaz, M., 1998. Evolución geomorfológica y dinámica de vertientes en el NE de Galicia. Importancia de los procesos de origen frío en un sector de las montañas lucenses. Tesis doctoral (inérita). Departamento de Xeografía, Universidade de Santiago de Compostela, 496 pp.
- Valcárcel Díaz, M., 2001. El glaciario pleistoceno en la Sierra de Ancares (sector occidental de la Cordillera Cantábrica. NW de la Península Ibérica). Datos Geomorfológicos. *Xeográfica*, Revista de Xeografía, Territorio e Medio Ambiente: 135-164.
- Valcárcel Díaz, M. y Pérez Alberti, A., 1998. Límite máximo de la glaciación y línea de equilibrio glaciario en el noroeste de la Península Ibérica durante el último periodo frío. *En* A. Gómez Ortiz y F. Salvador Franch (Eds.), Investigaciones recientes de la geomorfología española. Servei de Paisatge-UB, Geoforma Ediciones, Huesca, pp. 455-464.
- Valcárcel Díaz, M. y Pérez Alberti, A., 2002a. La glaciación finpleistocena en el sector noroccidental de las montañas leonesas: La Sierra de Ancares. *En* J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez (Coords.), El modelado de origen glaciario en las montañas leonesas. Universidad de León, León, pp. 67-104.
- Valcárcel Díaz, M. y Pérez Alberti, A., 2002b. La Sierra de los Ancares: itinerario geomorfológico. *En* J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez (Coords.), XVII Jornadas de Geografía Física. Universidad de León, León, pp. 148-164.
- Valcárcel Díaz, M. y Pérez Alberti, A., 2002c. Los campos de bloques en montañas del noroeste de la Península Ibérica: Génesis y significado paleoambiental. *En* E. Serrano y A. García de Celis (Eds.), Periglaciario en montaña y altas latitudes. Universidad de Valladolid, Valladolid, pp. 13-26.
- Valcárcel Díaz, M., Rodríguez Guitián, M. y Pérez Alberti, A., 1995a. Aportaciones al conocimiento del glaciario pleistoceno en la vertiente norte de la Serra Do Aribio (NW ibérico): implicaciones paleoambientales. *En* A. Pérez Alberti y A. Martínez Cortizas (Coords.), Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses. Monografías G.E.P., 1, Lugo, pp. 65-76.
- Valcárcel Díaz, M., Rodríguez Guitián, M. y Pérez Alberti, A., 1995b. Dinámica glaciario pleistoceno del complejo de Porcarizas-Valongo (Sierra de Ancares, NW Ibérico). *En* A. Pérez Alberti y A. Martínez Cortizas (Coords.), Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses. Monografías G.E.P., 1, Lugo, pp. 53-64.
- Valcárcel Díaz, M., Blanco Chao, R., Martínez Cortizas, A. y Pérez Alberti, A., 1998. Estimación de las paleotemperaturas en Galicia durante el último ciclo glaciario a partir de datos geomorfológicos y climáticos. *En* A. Gómez Ortiz y F. Salvador Franch (Eds.),

- Investigaciones recientes de la geomorfología española. Servei de Paisatge-UB, Geoforma Ediciones, Huesca, pp. 767-770.
- Valcárcel Díaz, M., Carrera Gómez, P. y Pérez Alberti, A., 2005a. Nival bedrock erosion at a seasonal snow patch site from the Cuiña cirque, Ancares Sierra, northwestern Spain. *En* S. Etienne, (Ed.), *Shifting lands, new insights into periglacial geomorphology*. ESF-Sediflux Network, second conference, Clermont-Ferrand 20-22 January 2005. Coll. Géoenvironnement, Sétun, Clermont-Ferrand, pp. 94-95.
- Valcárcel Díaz, M., Carrera Gómez, P. y Pérez Alberti, A., 2005b. Pronival ramparts formation at a seasonal snow patch from the Cuiña Cirque, Ancares Sierra, northwestern Spain. *En* F. Gutiérrez, M. Gutiérrez, G. Desir, J. Guerrero, P. Lucha, C. Marín y J.M. García Ruiz (Eds.), *Sixth International Conference on Geomorphology, Abstracts volume*, Zaragoza, pp. 14.
- Valcárcel Díaz, M., Carrera Gómez, P. y Pérez Alberti, A., 2007. La acción morfogenética de la nieve en la Sierra de Ancares (León, noroeste de la Península Ibérica). Monitorización de procesos nivales en el Circo del Cuiña. I Congreso Ibérico da International Permafrost Association, pp. 33.
- Van Burkalow, A., 1945. Angle of repose and angle of sliding friction: an experimental study. *Geological Society of America Bulletin*, 56 (6): 669-707.
- Van den Bosch, W.J., 1969. Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 44: 137-225.
- van den Broeke, M., 2008. Depth and density of the Antarctic firn layer. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 40 (2): 432-438.
- Van der Meer, J.J.M., Menzies, J. y Rose, J., 2003. Subglacial till: the deforming glacier bed. *Quaternary Science Reviews*, 22 (15-17): 1659-1685.
- Van Everdingen, R.O., 2005. Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms. International Permafrost Association. The Arctic Institute of North America, The University of Calgary, Calgary (versión digital).
- Van Steijn, H., Bertran, P., Francou, B., Héту, B. y Teixer, J.P., 1995. Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits: review. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6 (2): 125-146.
- Van Steijn, H., Boelhouwers, J., Harris, S. y Héту, B., 2002. Recent research on the nature, origin and climatic relations of blocky and stratified slope deposits. *Progress in Physical Geography*, 26 (4): 551-575.
- Van Vliet, B. y Langohr, R., 1981. Correlation between fragipans and permafrost with special reference to silty Weichselian deposits in Belgium and Northern France. *Catena*, 8 (1): 137-153.
- Vegas, J., 2006. Los sistemas lacustres de las sierras de Neila y Urbión. Análisis sedimentológico y climático del Pleistoceno Superior y Holoceno. Tesis Doctoral (inérita). Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense de Madrid, 389 pp.
- Vegas, J., 2007a. Análisis digital de imágenes de microscopía electrónica de ritmitas siliciclásticas. Interpretación limnogeológica de los registros lacustres de origen glaciario (NO Sistema Ibérico). *Cuaternario y Geomorfología*, 21 (3-4): 49-75.
- Vegas, J., 2007b. Caracterización de eventos climáticos del Pleistoceno superior-Holoceno mediante el estudio sedimentológico de la Laguna Grande (Sierra de Neila, NO Sistema Ibérico). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (1-2): 53-70.
- Vere, D. y Mathews, J.A., 1985. Rock glaciers formation from a lateral moraine at Bukeholsbreen, Jottunheimen, Norway: a sedimentological approach. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29 (4): 397-415.
- Vidal Box, C., 1943. Notas previas a un estudio morfológico y geológico de la cuenca del río Sil, cuencas de Laciana y Babia Alta (provincia de León). *Revista de la Real Academia de Ciencias de Madrid*, 37: 95-117.
- Vidal Box, C., 1957. Observaciones sobre el glaciario extinguido en las cabeceras de los ríos Sil y Luna. Cordillera Cantábrica (provincia de León), *Actas del V Congreso Internacional INQUA*, Madrid-Barcelona, pp. 349-360.
- Vidal Box, C., 1958. Algunos datos sobre morfología y depósitos cuaternarios de la región montañosa de Laciana y Babia Alta (provincia de León). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 61: 143-168.

- Vidal Box, C., 1960. La estructura geológica de la cuenca del río Sil en el segmento comprendido entre "El Bierzo" y "Laceana" (León). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 58 (1-2): 85-94.
- Vidal Romaní, J.R. y Fernández Mosquera, D., 2006. Glaciarismo pleistoceno en el NW de la Península Ibérica (Galicia, España-Norte de Portugal). *Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra*, 13 (3): 270-277.
- Vidal Romaní, J.R., Fernández Mosquera, D., Marti, K. y De Brum Ferreira, A.B., 1999. Nuevos datos para la cronología glacial pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 24: 7-29.
- Vieira, G.T., 1996. A acção dos pipkrakes na morfogénese actual na Serra do Gerês. *Finisterra*, 31 (61): 3-28.
- Vieira, G., 2008. Combined numerical and geomorphological reconstruction of the Serra da Estrela plateau icefield, Portugal. *Geomorphology*, 97 (1-2): 190-207.
- Vieira, G.T. y Cordeiro, A.M.R., 1998. Geomorfologia periglaciária em Portugal: Estado do conhecimento. *En* A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte y A. García Navarro (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos. Estudios recientes*. Publicaciones Universidad de Barcelona, Barcelona, pp. 347-371.
- Vieira, G.T., Mora, C. y Ramos, M., 2002. Observações acerca das temperaturas do ar e solo na Serra da Estrela (Portugal). *En* E. Serrano y A. García de Celis (Eds.), *Periglaciario en montaña y altas latitudes*. Universidad de Valladolid, Valladolid, pp. 67-90.
- Vieira, G.T., Mora, C. y Ramos, M., 2003. Ground temperature regimes and geomorphological implications in a Mediterranean mountain (Serra da Estrela, Portugal). *Geomorphology*, 52 (1): 57-72.
- Vieira, G.T., De Brum Ferreira, A.B. y Woronko, B., 2005. Glacigenic deposits and landforms of the Serra da Estrela plateau ice-field and valley glaciers (Portugal). Characteristics and style of deglaciation. *En* F. Gutiérrez, M. Gutiérrez, G. Desir, J. Guerrero, P. Lucha, C. Marín y J.M. García Ruiz (Eds.), *Sixth International Conference on Geomorphology, Abstracts volume*, Zaragoza, pp. 15.
- Vilaplana, J.M., 1983. Estudi del glacialisme quaternari de les altes valls de la Ribagorça. *Tesi Doctoral*, Departamento de Geomorfología i Tectónica, Universitat de Barcelona, 322 pp.
- Vilaplana, J.M. y Casas, A., 1983. Las cubetas de sobreexcavación glacial de Bono y Barruera (Alta Ribagorça: Pirineo Central). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 6: 283-309.
- Vilaplana, J.M. y Montserrat, J., 1989. Recent progress in Quaternary stratigraphy: the lake Llauset sequence in the Spanish Pyrenees. *En* J. Rose y C. Schlüchter (Eds.), *Quaternary type sections: Imagination or reality?* A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 113-124.
- Vilaplana, J.M., Schlüchter, Ch. y Verdaguer, A., 1983. Sedimentology and stratigraphy of the Pleistocene sediments in Lake Llauset (Southern Pyrenees, Spain). A first approach. *Acta Geológica Hispánica*, 18 (3-4): 235-248.
- Vincent, P.J. y Clarke, J.V., 1976. The teracette enigma. *Biuletyn Peryglacjalny*, 25: 65-77.
- Virkkala, K., 1960. On the striations and glacier movements in the Tampere region, southern Finland. *Geological Society of Finland, Bulletin* 188: 159-176.
- Von Wakonigg, H., 1996. Unterkühlte Schutthalden (Undercooled talus). *Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens Universität, Graz*, 33: 209-223.
- Vosseler, P., 1931. Die Ausbildung und Zerstörung tertiärer Rumpfflächen im Nordwesten der Iberischen Halbinsel. *Congr. Inter. Geographie. T. II, primer fasc.*: 536-541.
- Wahrhaftig, C. y Cox, A., 1959. Rock glaciers in the Alaska Range. *Bulletin of the Geological Society of America*, 70: 383-436.
- Walder, J.S. y Hallet, B., 1986. The physical basis of frost weathering: toward a more fundamental and unified perspective. *Arctic and Alpine Research*, 18 (1): 27-32.
- Washburn, A.L., 1956. Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Bulletin of the Geological Society of America*, 67: 823-865.
- Washburn, A.L., 1973. *Periglacial processes and environments*. Arnolds Publications, London, 320 pp.
- Washburn, A.L., 1979. *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. Edward Arnold, London, 406 pp.
- Watson, E., 1966. Two Nivation cirques near Aberystwyth, Wales. *Biuletyn Peryglacjalny*, 15: 85-98.

- Watson, H.K., 1988. Terracettes in the Natal Drakensberg, South Africa. *En* G.F. Dardis y B.P. Moon (Eds.), *Geomorphological studies in Southern Africa*. Balkema, Rotterdam, pp. 299-310.
- Watson, A., Davison, R.W. y French, D.D., 1994. Summer snow patches and climate in north-east Scotland. *Arctic and Alpine Research*, 26 (2): 141-151.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30 (5): 377-392.
- Whalley, W.M. y Martin, H.E., 1992. Rock glaciers Part 2: models and mechanism. *Progress in Physical Geography*, 16 (2): 127-186.
- Whalley, W.B., Palmer, C., Hamilton, S. y Gordon, J., 1994. Ice exposures in rock glaciers. *Journal of Glaciology*, 40 (135): 427-429.
- Whipple, K.X., Kirby, E. y Brocklehurst, S.H., 1999. Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. *Nature*, 401 (6748): 39-43.
- White, S.E., 1976. Rock glaciers and block fields, review and new data. *Quaternary Research*, 6 (1): 77-97.
- Williams, P.J., 1961. Climatic factors controlling the distribution of certain frozen ground phenomena. *Geografiska Annaler*, 43A (3-4): 339-360.
- Wilson, P., 1993. Ploughing-boulder characteristics and associated soil properties in the Lake District and southern Scotland. *Scottish Geographical Magazine*, 109 (1): 18-26.
- Wilson, P. y Smith, A., 2006. Geomorphological characteristics and significance of Late Quaternary paraglacial rock-slope failures on Skiddaw Group terrain, Lake District, northwest England. *Geografiska Annaler*, 88A (3): 237-252.
- Wiman, S., 1963. A preliminary study of experimental frost weathering. *Geografiska Annaler*, 45A (2-3): 113-121.
- Winkler, S. y Matthews, J.A., 2010. Observations on terminal moraine-ridge formation during recent advances of southern Norwegian glaciers. *Geomorphology*, 116 (1-2): 87-106.
- Wintges, T., 1985. Studies on crescentic fractures and crescentic gouges with the help of close-range photogrammetry. *Journal of Glaciology*, 31 (109): 340-349.
- Woodcock, N.H., 1977. Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geological Society of American Bulletin*, 88: 1231-1236.
- Woodcock, N.H. y Taylor, M.A., 1983. Randomness testing in three-dimensional orientation data. *Journal of Structural Geology*, 5 (5): 539-548.
- Woodley, K.E., 1988. Ice pictures. *Weahter*, 43 (1): 10-17.
- Wozniak, E. y Marquínez, J., 2004. Evaluación de la susceptibilidad por aludes de nieve a escala regional: el caso de Asturias. *En* G. Benito y A. Díez Herrero (Eds.), *Riesgos Naturales y Antrópicos en Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología y CSIC-Centro de Ciencias Medioambientales, Madrid, pp. 509-518.
- Wynn, T.M., 2004. The Effects of Vegetation on Stream Bank Erosion. Dissertation submitted for the degree of Doctor of Philosophy In Biological Systems Engineering. Virginia Polytechnic Institute, State University, Blacksburg, Virginia.
- Yamada, S., Matsumoto, H. y Hirakawa, K., 2000. Seasonal variation in creep and temperature in solifluction lobe: Continuous monitoring in the Daisetsu Mountains, Northern Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11 (2): 125-135.
- Yu, W., Lai, Y., Zhang, X., Zhang, S., Xiao, J., 2004. Laboratory investigation on cooling effect of coarse rock layer and fine rock layer in permafrost regions. *Cold Regions Science and Technology*, 38: 31-42.
- Yumoto, M., Ogata, T., Matsuoka, N., Matsumoto, E., 2006. Riverbank freeze-thaw erosion along a small mountain stream, Nikko Volcanic Area, Central Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17 (4): 325-329.
- Zasandi, J., 2007. The Little Ice Age in the Alps: its record in glacial deposits and rock glacier formation. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 41: 117-137.
- Zhang, M., Lai, Y., Li, S. y Zhang, S., 2006. Laboratory investigation on cooling effect of sloped crushed-rock revetment in permafrost regions. *Cold Regions Science and Technology*, 46: 27-35.
- Zischinsky, U., 1969. Über sackungen. *Rock Mechanics*, 1: 30-52.

- Zouros, N., 2004. The European Geoparks Network, geological heritage protection and local development. *Episodes*, 27 (3): 165-171.
- Zwoliński, Z., 2005. Geosuccession in the paraglacial concept: case studies from the Arctic and Antarctica. *En* F. Gutiérrez, M. Gutiérrez, G. Desir, J. Guerrero, P. Lucha, C. Marín y J.M. García Ruiz (Eds.), *Sixth International Conference on Geomorphology, Abstracts volume*, Zaragoza, pp. 15.

X. Glosario de términos geomorfológicos

- AAR – *Accumulation Area Ratio method* (AAR) – 355-357
- AABR – *Area Altitude Balance Ratios* (AABR) – 74; 355-357; 359; 366; 371
- Abanico aluvial (cono aluvial) – *alluvial fan* – 27; 70; 71; 119; 121; 261; 321; 323; 329; 330-337; 338; 339; 343; 459; 573; 576; 622; 629
- Acanaladura – *groove* – 142; 165-166; 174
- Ádene (alud) – *snow avalanche* – 4; 59; 74; 75; 77; 357; 379; 409; 549; 555; 557; 562-583; 608; 631
- Aglomerado de tierra – *nubbin* – 532; 534
- Agujas de hielo – *needle ice* – 274; 376-378; 402; 461; 470; 511; 512; 515; 516-534; 607; 614; 631
- Alud – *snow avalanche* – 4; 59; 74; 75; 77; 357; 379; 409; 549; 555; 557; 562-583; 608; 631
- Avalancha (alud) – *snow avalanche* – 4; 59; 74; 75; 77; 357; 379; 409; 549; 555; 557; 562-583; 608; 631
- Balch effect – *balch effect* – 398
- Bloque arador – *ploughing boulder / ploughing block* – 56; 57; 63-65; 71; 377-379; 382; 387; 390; 391; 395-397; 399; 400; 401; 469; 474; 477; 480; 486-502; 607; 609; 610; 613; 615; 631; 633
- Bloque de arrastre (bloque arador) – *ploughing boulder / ploughing block* – 56; 57; 63-65; 71; 377-379; 382; 387; 390; 391; 395-397; 399; 400; 401; 469; 474; 477; 480; 486-502; 607; 609; 610; 613; 615; 631; 633
- Bloque errático – *erratic boulder* – 4; 26; 38; 43; 63; 148; 177; 235; 245; 247; 263; 269-282; 339; 342; 361; 373; 490; 532; 535; 621; 628
- Bloque obstructor – *braking block* – 532
- Cabeza de clavo – *nail-head striation* – 154; 155
- Campo de bloques – *block field / boulder field* – 57; 58; 63; 377-379; 403; 404; 450-457; 458; 460; 461; 607; 609; 610; 612; 630; 633
- Campo de piedras (campo de bloques) – *block field / boulder field* – 57; 58; 63; 377-379; 403; 404; 450-457; 458; 460; 461; 607; 609; 610; 612; 630; 633
- Canal de aludes – *avalanche track* – 59; 75; 568; 570-572; 574; 576-579; 581-583; 608
- Canal mixta – *debris track* – 504; 539; 542; 548; 549; 568; 579; 581-583; 607; 608
- Canchal (llera) – *scree* – 21; 23; 24; 27; 57; 62; 73; 93; 109; 112; 181; 185; 223; 226; 254; 267; 276; 280; 283; 338-340; 377; 379; 385; 397; 398; 409; 411; 414; 418; 421; 428; 436; 448; 450; 451; 455; 481; 483; 489; 520; 536; 537-549; 551; 582; 605-607; 609; 611; 612; 614; 630; 632; 633
- Canto verticalizado – *stone tilting* – 378; 404; 458
- Capa activa – *active layer* – 386; 403; 458; 461; 469; 481
- Céspedes almohadillados – *earth / mud hummocks* – 64; 474; 513; 607; 609; 631
- Chatte mark – *chatte marks* – 166; 169-170
- Ciclos de hielo-deshielo (diurnos) – *(diurnal) frost cycles* – 172; 375-378; 388; 390-393; 401; 402; 463; 469; 470; 474; 481; 507; 514; 520; 525; 535; 536; 550; 554; 555; 557; 566; 591; 595; 601; 614; 615
- Ciclos de hielo-deshielo (estacionales) – *seasonal frost* – 63; 375; 377; 378; 396; 401; 461; 469-471; 474; 478; 479; 481; 490; 514; 529; 533; 536; 552; 553; 596; 601; 630
- Ciclos de humectación-secado – *drying-wetting cycles* – 528; 535; 596; 601
- Circo glaciar – *cirque* – 2; 41; 43; 46; 48-51; 69; 71; 75; 78; 79; 81-110; 122-124; 127-129; 132; 134; 135; 137-139; 142; 148; 152; 176; 261; 263; 267; 268; 282; 326-328; 343; 344; 348-351; 355; 358; 363; 367-373; 387; 390; 396; 403; 409; 411; 414-418; 420-424; 433; 435; 436; 446-448; 451; 456; 457; 463-465; 473; 475; 476; 478; 479; 481; 482; 484; 487-490; 497-499; 502-504; 506-509; 511; 513; 539; 545; 548; 560; 565; 568; 570; 572; 578; 579; 581; 584-586; 588; 590; 593; 595; 604; 605; 609; 612; 615; 618-620; 623-625; 627-629; 631; 632
- Círculo de piedras – *sorted circle* – 461; 462-463; 464; 610
- Cola de rata – *crag and tail* – 170-171
- Colada de piedras – *debris flow* – 328-329
- Cono aluvial – *alluvial fan* – 27; 70; 71; 119; 121; 261; 321; 323; 329; 330-337; 338; 339; 343; 459; 573; 576; 622; 629
- Cono de avalanchas – *avalanche cone* – 581-583
- Cono de derrubios – *debris cone* – 61; 154; 261; 330; 539; 541; 542; 548; 549; 581; 630
- Cono de deyección (cono aluvial) – *alluvial fan* – 27; 70; 71; 119; 121; 261; 321; 323; 329; 330-337; 338; 339; 343; 459; 573; 576; 622; 629
- Cornisa – *cornice* – 476; 504; 560; 578; 591
- Corriente de bloques (río de bloques) – *block stream* – 57; 181; 378; 404; 459-460; 610; 630
- Cortina isotérmica de 0°C – *zero curtain effect* – 388-390

- Crioclastia – *gelifraction* – 24; 112; 273; 275; 378; 402; 456; 457; **535-536**; 545; 546; 581; 584; 595; 607; 608; 610; 614; 630; 632
- Crioturbación – *cryoturbation* – 458
- Crioturbaciones – *cryoturbations* – 552
- Cubeta – *rock basin* – 79-81; 84; 85; 100; 101; 109; 115; 116; 125; **126-129**; 130-133; 137-139; 141; 231; 268; 282; 283; 300; 350; 424; 432; 628; 632
- Debris flow* (Colada de piedras) – *debris flow* – 328-329
- Depósito fluvioglacial – *fluvioglacial sediment* – 4; 25-28; 47; 62; 73; 76; 185; 203; 223; 239; 240; 244; 252-255; 259; 261; 263; 272; 281; 296-298; 300; 301; 303; 305; **308-322**; 335; 373; 540; 541; 621; 622; 626; 629
- Depósito glaciar (*till*) – *till* – 3; 4; 25-28; 41; 45-49; 51; 52; 54; 58; 60-63; 70; 73; 86; 144; 150; 151; 168; 171-173; 176; 177; **178-260**; 261-268; 269; 271; 275; 277-281; 283; 290; 298; 300; 301; 306; 308; 313; 315; 317; 320; 322; 323; 325; 327; 334; 337; 339; 342; 344; 358; 363; 373; 443; 444; 467; 468; 540-543; 547; 550; 551; 602; 621; 628; 629
- Depósito glaciolacustre – *glacio-lacustrine sediment* – 4; 26-28; 43; 54; 62; 73; 76; 193; 203; 240; 253; 263; 281; **283-307**; 350; 358; 373; 466; 467; 619-621; 623; 625; 629
- Derrubios estratificados – *stratified slope deposits* – 57; 379; **550-553**; 607; 630
- Deslizamiento – *landslide* – 11; 42; 82; 119; 130; 179; 181; 189; 199; 205; 211; 236; 261; 262; 323; **325-329**; 334; 342; 343; 448; 502; 527; 529; 585; 622; 629
- Desprendimiento – *rockslide* – 181; 185; 323; 327; 406; 407; 409; 549; 556
- Diagrama polar – *polar grid* – 72
- Diagrama ternario – *ternary plot* – 73; 184; 186; 444; 445
- Dorso de ballena – *whaleback* – 142; 146
- Drumlin rocoso – *rock drumlin* – 142-143
- Éboulis ordonnés* (derrubios estratificados) – *stratified slope deposits* – 57; 379; **550-553**; 607; 630
- Efecto chimenea – *chimney effect* – 398
- Eigenvalue* (valor propio) – *eigenvalue* – 73; 183; 184; 256
- Escarpe a contrapendiente – *antislope scar* – 606
- Estría de cono de derrubios – (*debris cone*) *striation* – 61; 154; 187; **541-542**; 548; 549
- Estría de nevero – (*nival*) *striation* – 61; 154; 187; 541; 556; 557; 589; **597**; 601
- Estría glaciar – (*glacial*) *striation* – 4; 61; 71; 72; 140; 142; 144; **148-164**; 165-170; 172-176; 187; 190; 192-194; 197-200; 202-204; 207-209; 212; 213; 216; 217; 219-221; 223; 226; 228; 231; 232; 234; 235; 237; 239; 241; 243-245; 249; 251; 252; 257; 258; 260; 263; 267; 269; 275; 276; 280; 281; 298; 308; 313; 314; 337; 339; 541; 556; 620; 621; 624-626; 628; 632
- Fábrica – *fabric* – 62; 72-73; 179; **181-187**; 190-260; 267; 309-314; 413; 440-446; 448; 449; 539-543
- Figuras geométricas (suelo ordenado) – *patterned ground* – 63; 376-379; 458; **461-465**; 607; 609; 615; 630
- Flor de hielo – *ice ribbon / ice flower* – 522-523
- Flujo lento de la nieve – *snow creep* – 4; 379; **554-557**; 584-601; 602; 604; 631
- Formas de arranque crecientes – *crecentic gouges* – **167-169**
- Formas de percusión – *percussion gouges* – **168-169**
- Fragipán – *fragipan* – 404; **466-468**; 630
- Gelifracción (crioclastia) – *gelifraction* – 24; 112; 273; 275; 378; 402; 456; 457; **535-536**; 545; 546; 581; 584; 595; 607; 608; 610; 614; 630; 632
- Geliflujión – *gelifluction* – 64; 181; 378; 401; 469; **471-474**; 475-513; 514; 526; 554; 555; 607; 608; 612; 631
- Glaciar (definición y clasificaciones) – *glacier* – **77-78**
- Glaciar rocoso – *rock glacier* – 2; 27; 56-58; 62; 65; 70; 71; 73; 109; 181; 267; 344; 348; 349; 351; 376-379; 381; 382; 385; 389; 397-400; 403; 404; **405-449**; 451-455; 457; 459; 468; 481; 483-485; 520; 537; 540; 542; 543; 548; 549; 582; 603-607; 609; 610; 612; 620-623; 625; 629; 632; 633
- Glera (llera) – *scree* – 21; 23; 24; 27; 57; 62; 73; 93; 109; 112; 181; 185; 223; 226; 254; 267; 276; 280; 283; **338-340**; 377; 379; 385; 397; 398; 409; 411; 414; 418; 421; 428; 436; 448; 450; 451; 455; 481; 483; 489; 520; 536; **537-549**; 551; 582; 605-607; 609; 611; 612; 614; 630; 632; 633
- Grèzes litées* (Derrubios estratificados) – *stratified slope deposits* – 57; 379; **550-553**; 607; 630
- Helero – *ice patch / glacieret* – 42; 78; 348-350; 369; 556; 588
- Hielo acicular (agujas de hielo) – *needle ice* – 274; 376-378; 402; 461; 470; 511; 512; 515; **516-534**; 607; 614; 631
- Hielo de exhadación (agujas de hielo) – *needle ice* – 274; 376-378; 402; 461; 470; 511; 512; 515; **516-534**; 607; 614; 631
- Höfer, método – *Höfer method* – 354

- Horn – *Horn* – 97-98
- Índice de desarrollo de costa – *shoreline development* – 69; 135; 138
- Índice de elongación – *elongation index* – 184; 444-445
- Índice de intensidad – *fabric intensity index* – 444
- Índice de isotropía – *isotropy index* – 184; 444-445
- Involuciones – *involutions* – 552-553
- Lago – *lake* – 46-47; 51; 69; 131-132; 138; 141; 283; 616; 618
- Lago (paleolago) – *paleolake* – 138; 239; 283-307; 318; 319; 350; 629
- Laguna – *pond* – 6; 46-49; 52; 54; 69; 76; 80; 93; 124; 127-129; **130-141**; 148; 262; 268; 284; 300; 307; 351; 373; 617-619; 622; 623; 625; 628
- Ladera de bloques – *debris slope* – 450; 452; 454; 464; 539; 547; 609
- Levantamiento por helada – *frost creep* – 469; 470; 486; **514-515**; 516-534; 607; 608
- Línea de canchales – *scree limit* o *paraglacial scree slope* / *scree line* – **338-340**
- Línea de equilibrio glaciar (ELA) – *equilibrium line altitude* (ELA) – 35; 36; 39; 41; 50; 74; 77; 86; 94; 98; 99; 110; 115; 125; 348-350; 353; **354-357**; 359; 361-363; 366; 368; 369; 371; 372; 415; 627; 633
- Línea de pintura – *painted line* – 65; 586; 598; 631
- Llera – *scree* – 21; 23; 24; 27; 57; 62; 73; 93; 109; 112; 181; 185; 223; 226; 254; 267; 276; 280; 283; **338-340**; 377; 379; 385; 397; 398; 409; 411; 414; 418; 421; 428; 436; 448; 450; 451; 455; 481; 483; 489; 520; 536; **537-549**; 551; 582; 605-607; 609; 611; 612; 614; 630; 632; 633
- Lóbulo de geliflujión – *turf-banked lobe* – 63; 64; 377; 379; 390; 400; 473; 474; **475-480**; 481; 486; 502; 609; 610; 613; 614; 630; 633
- Lóbulo de piedras – *stone-banked lobe* – 63; 64; 377; 379; 397; 400; 418; 473; 474; **481-485**; 489; 609; 610; 613; 630; 633
- Lomo de ballena (dorso de ballena) – *whaleback* – 142; 146
- Lugar de Interés Geomorfológico – *Geomorphological Site* / *Geomorphosite* – 2; 45; 58-59; 149; 270; 284; 459; **616-626**
- Medias lunas – *lunate fractures* – **166-167**; 169; 174
- MELM, método – *maximum elevation of lateral moraines* (MELM) – 355
- Microfábrica – *microfabric* – 62; 179; 181
- Microtalud en cortes antrópicos – *micro-talus* – 528; **534**
- Morrena – *moraine* – 3; 26; 42; 46-49; 51; 52; 54; 58; 85; 119; 120; 130; 131; 134; 135; 139-140; 177; 180; 185; 198; 211; 215; 216; 220; 228-231; 243; **260-268**; 269; 293; 305; 323; 325; 330; 334; 336; 338; 340; 343; 344; 348-350; 355; 358; 361; 364; 368; 372; 373; 408; 409; 412; 447; 472; 507; 541; 545; 548; 556; 602; 604; 622; 627; 628
- Morrena de nevero – *pronival rampart* – 42; 109; 350; 414; **602-606**
- Mueda (alud) – *snow avalanche* – 4; 59; 74; 75; 77; 357; 379; 409; 549; 555; 557; **562-583**; 608; 631
- Nade (alud) – *snow avalanche* – 4; 59; 74; 75; 77; 357; 379; 409; 549; 555; 557; **562-583**; 608; 631
- Nevero – *snowpatch* – 42; 59; 65; 78; 97; 350; 382-384; 386; 388; 389; 391; 396; 401; 472; 490; 504; 510; 536; 554-557; 560; 561; **584-601**; 602-606; 614
- Nevisa – *firn* – 555-556; 604; 605
- Nicho de nivación – *nivation hollow* – 4; 41; 50; 59; 61; 82; 85; 154; 379; 390; 488; 541; **584-601**; 607; 608; 613; 624; 631
- Nicho nival (nicho de nivación) – *nivation hollow* – 4; 41; 50; 59; 61; 82; 85; 154; 379; 390; 488; 541; **584-601**; 607; 608; 613; 624; 631
- Nivación – *nivation* – 4; 59; 65; 379; **554-557**; 584-606; 607; 608; 613; 631
- Obstáculo rocoso – *rock dam* – 274-275; 277; **532**
- Ontrón (laguna) – *pond* – 6; 46-49; 52; 54; 69; 76; 80; 93; 124; 127-129; **130-141**; 148; 262; 268; 284; 300; 307; 351; 373; 617-619; 622; 623; 625; 628
- Paraglaciario – *paraglaciatio* – 42; 76; 112; **323-344**; 422-424; 447-449; 461; 547; 548; 607; 622; 629
- Pedreira (llera) – *scree* – 21; 23; 24; 27; 57; 62; 73; 93; 109; 112; 181; 185; 223; 226; 254; 267; 276; 280; 283; **338-340**; 377; 379; 385; 397; 398; 409; 411; 414; 418; 421; 428; 436; 448; 450; 451; 455; 481; 483; 489; 520; 536; **537-549**; 551; 582; 605-607; 609; 611; 612; 614; 630; 632; 633
- Pedreira (llera) – *scree* – 21; 23; 24; 27; 57; 62; 73; 93; 109; 112; 181; 185; 223; 226; 254; 267; 276; 280; 283; **338-340**; 377; 379; 385; 397; 398; 409; 411; 414; 418; 421; 428; 436; 448; 450; 451; 455; 481; 483; 489; 520; 536; **537-549**; 551; 582; 605-607; 609; 611; 612; 614; 630; 632; 633
- Pequeña Edad del Hielo (PEH) – *Little Ice Age* (LIA) – 42; 326; 350; 403; 612

- Pergelisol (permafrost) – *permafrost* – 58; 63; 70; 375-378; 385; 386; 397-399; 401; **403-404**; 405; 408; 415; 417; 436; 438; 449; 451-453; 456-459; 461; 463 ; 464 ; 466; 468-471; 473; 478; 481; 532 ; 533; 550; 552; 553; 605-612; 614; 629; 630
- Permafrost – *permafrost* – 58; 63; 70; 375-378; 385; 386; 397-399; 401; **403-404**; 405; 408; 415; 417; 436; 438; 449; 451-453; 456-459; 461; 463 ; 464 ; 466; 468-471; 473; 478; 481; 532 ; 533; 550; 552; 553; 605-612; 614; 629; 630
- Piedras enmarcadas – *gaps around stones* – **532-533**; 534
- Pipkrakes (agujas de hielo) – *needle ice* – 274; 376-378; 402; 461; 470; 511; 512; 515; **516-534**; 607; 614; 631
- Plug-like flow – *plug-like flow* – 469
- Pulido glaciar – *polished* – 61; 84; 128; 140; 142; 144; 145; 148-153; 172-176; 186; 187; 204; 208; 217; 220; 232; 234; 235; 245; 247; 249; 263; 278; 280; 281; 298; 541; 620; 621; 624; 626
- Punto de Interés Geológico (PIG) – *geological heritage site* – 2; 45; 58-59; 149; 270; 284; 459; **616-626**
- Reptación – *creeping* – 274; **530-531**; 534
- Río de bloques – *block stream* – 57; 181; 378; 404; **459-460**; 610; 630
- Río de piedras (río de bloques) – *block stream* – 57; 181; 378; 404; **459-460**; 610; 630
- Ritmitas – *rhythmites* – 283; 287; 296; 298; 301; 303
- Roca aborregada – *roche moutonnée* – **142-147**; 153; 160; 632
- Sandur – *sandur* – 308-309; 317; 319; 321; 322; 629
- Soliflucción – *solifluction* – 56; 64; 378; 459; **469-470**; 471-476; 551; 555
- Suelo estriado – *sorted stripes* – 461; **463-464**; 610
- Suelo estriado por agujas de hielo – *needle ice striped ground* – **533-534**
- Suelos en guirnalda (terracitas) – *terraces* – 24; 112; 273; 275; 378; 402; 456; 457; **535-536**; 545; 546; 581; 584; 595; 607; 608; 610; 614; 630; 632
- Suelos estructurados (suelos ordenados) – *patterned ground* – 63; 379-381; 462; **465-469**; 613; 615
- Suelos ordenados – *patterned ground* – 63; 377; 378; 458; **461-465**; 607; 609; 630
- Talud de derrubios – *talus slope* – 422; 435; 466; 535; 539; 549; 603
- Termoclastia – *thermal stress weathering* – 535
- Terracillas (terracitas) – *terraces* – 56; 63; 64; 377-379; 400; 474; **503-512**; 527; 531; 534; 607; 609; 610; 613; 614; 631; 633
- Terracitas – *terraces* – 24; 112; 273; 275; 378; 402; 456; 457; **535-536**; 545; 546; 581; 584; 595; 607; 608; 610; 614; 630; 632
- Terraza fluvio-glaciar – *fluvioglacial terrace* – 27; 274; **311-325**; 538; 635
- Terraza de soliflucción – *solifluction terrace* – 477-478
- THAR, método – *Toe to Headwall Altitude Ratio (THAR)* – 355
- Till – *till* – 3; 4; 25-28; 41; 45-49; 51; 52; 54; 58; 60-63; 70; 73; 86; 144; 150; 151; 168; 171-173; 176; 177; **178-260**; 261-268; 269; 271; 275; 277-281; 283; 290; 298; 300; 301; 306; 308; 313; 315; 317; 320; 322; 323; 325; 327; 334; 337; 339; 342; 344; 358; 363; 373; 443; 444; 467; 468; 540-543; 547; 550; 551; 602; 621; 628; 629
- Turbera – *peat* – 51; 69; 76; 93; 130-141; 268; 625
- Umbral – *threshold* – 51; 79; 80; 84; 86; 87; 101; 102; 111; 115; 116; 126-129; 131; 137; 138; 140; 149-176; 187; 204; 208; 217; 234; 235; 263; 414; 423; 424; 433; 483; 504; 620; 624-626; 628; 632
- Valle colgado (valle suspendido) – *hanging valley* – **122-125**; 343; 622
- Valle glaciar – *glacial valley* – 42; 46; 72; **111-125**; 127; 142; 261; 283; 322; 350; 424; 548; 616; 619; 624; 627-629
- Valle suspendido – *hanging valley* – **122-125**; 343; 622
- Valores propios – *eigenvalues* – 73; 183; 184; 256
- Varvas – *varves* – 283
- Ventisca – *snow drifting* – 94-95; 107; 395; 476; 482; **560-561**; 565; 566; 582; 584; 589-591; 594; 631
- Ventisquero (nevero) – *snowpatch* – 42; 59; 65; 78; 97; 350; 382-384; 386; 388; 389; 391; 396; 401; 472; 490; 504; 510; 536; 554-557; 560; 561; **584-601**; 602-606; 614
- Wedge striation – *wedge striation* – 154