

ANÁLISIS Y CONTROL DE INDICADORES GEOMORFOLÓGICOS EN EL PARQUE NACIONAL PICOS DE EUROPA

ENRIQUE SERRANO CAÑADAS¹, JOSÉ JUAN SANJOSÉ BLASCO²,
JUAN JOSÉ GONZÁLEZ TRUEBA³, MARIANO DEL RÍO PÉREZ⁴,
PURIFICACIÓN RUIZ FLAÑO¹, ALAN ATKINSON GORDO²,
RAÚL MARTÍN MORENO⁵, IBAI RICO LOZANO³ Y ÁNGEL FERNÁNDEZ⁶

RESUMEN

Los procesos geomorfológicos asociados a la presencia de hielo en la alta montaña son sensibles a los cambios ambientales y constituyen eficaces geoindicadores de cambio. En los Picos de Europa se han estudiado las formas y procesos más enérgicos y su asociación al hielo, para conocer su dinámica actual y detectar los cambios recientes y actuales. En primer lugar se ha estudiado la evolución de los periodos fríos desde el Pleistoceno hasta la Pequeña Edad del Hielo. Se han caracterizado cuatro fases glaciares principales y se ha datado el máximo glaciar. En el finiglaciar comienza a liberarse de hielo la mayor parte de la alta montaña, y a finales del Pleistoceno todavía hay una fase de avance con glaciares de reducida extensión alojados en los circos. Finalmente, en el Holoceno permanecerá libre de hielo, con los únicos testigos del glaciario histórico, pequeños glaciares alojados en los circos más altos. Esta evolución permite encuadrar la liberación del hielo y la instalación de procesos geomorfológicos periglaciares y paraglaciares.

El estudio de los procesos se ha centrado en el análisis de la evolución reciente y la dinámica actual de los heleros, la dinámica de los procesos solifluidales de ladera y los conos de derrubios. Los heleros de Picos muestran un retroceso reciente acelerado, con intensos procesos de enterramiento y desaparición del hielo, retardado por los procesos de enterramiento. Por encima de los 2.200 metros, en los lugares más favorables persisten suelos helados durante todo el año. Por debajo de los 1800 metros no se han detectado suelos helados estacionales. Los procesos estudiados han mostrado una actividad muy atenuada, por lo que las formas se adscriben a periodos recientes con condiciones más adecuadas para la geliflucción. Los procesos dominantes actuales son los nivales. Finalmente, la aplicación de técnicas láser escáner en los heleros y conos de derrubios permiten controlar los ritmos de cambio y su distribución superficial, si bien son necesarios controles continuados para obtener registros suficientemente significativos.

Palabras clave: Deglaciación pleistocena, procesos periglaciares, soliflucción, heleros.

¹ Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid. serrano@fyl.uva.es.

² Departamento de Expresión Gráfica, Universidad de Extremadura.

³ Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco.

⁴ Departamento de Física, Universidad de Extremadura.

⁵ Departamento de Ciencias, StLouis University.

⁶ Biosfera S.L.

SUMMARY

Geomorphological processes related to the presence of ice on the mountain are sensitive to environmental changes and are effective change geoindicators. In the Picos de Europe we have studied the landforms and more dynamic processes and its relationship with the ice, to know their current dynamics and identify current and recent changes. First we have studied the evolution of cold periods from the Pleistocene to the Little Ice Age. Four major glacial stages have been described and the glacial maximum has been dated. During the Finiglacial period the mountains begin to be ice free, but during the late Pleistocene there is still small size glaciers housed on the top of glacial cirques. Finally, during the Holocene the mountains are free of ice, although exist small glaciers of the historical times of the Little Ice Age. This evolution provides the framework to know the ice lost and the development of periglacial and paraglacial processes.

The process study has focused on the analysis of recent and current dynamics of the ice patches, the dynamic of solifluction processes on slopes and the debris cones. The ice patches show a recent accelerated decline delayed by the process of burial, with burial by fall and slide processes and disappearance of ice. Above 2,200 meters, in the most favourable places, persist frozen soils throughout the year. Below 1800 meters have not been detected seasonally frozen grounds. The processes studied have shown a slow activity, so that the forms have been ascribed to recent periods with conditions suitable for gelifluction. Nivation is the dominant process. Finally, the application of laser scanner techniques in the ice-patches and debris cones permit to control the rate of changes and his surface distribution, but continuous controls are required to obtain significant enough records.

Key word: Pleistocene deglaciation, periglacial processes, solifluction, ice-patches.

INTRODUCCIÓN

Las montañas constituyen uno de los ambientes más sensibles a los cambios climáticos y ambientales, por lo que el estudio de su dinámica geomorfológica resulta clave para conocer las repercusiones de los cambios actuales en éste y otros medios. Las laderas y los elementos de la criosfera (hielo, nieve, neviza) son característicos de las montañas, siendo a su vez los ambientes geomorfológicos más activos. La dinámica geomorfológica en estos ambientes es altamente sensible a los cambios naturales o inducidos por la humanidad por lo que es necesario comprender la interacción entre los indicadores climáticos y los geomorfológicos. En este sentido, los procesos y formas activas (de laderas, periglaciares, nivales) y las herencias del pasado (heleros, huellas glaciares y periglaciares) se convierten en geoindicadores climáticos y ambientales muy expresivos.

Los cambios ambientales sucedidos en el pasado han dejado abundantes huellas sobre el terreno, que siguen la zonación altitudinal característica de

la montaña, y pueden ser interpretados como señales paleoambientales (BRADLEY, 1999). Invertiendo el razonamiento, es casi seguro que los cambios actuales se reflejarán con mayor nitidez en los distintos pisos de la montaña. Este enfoque requiere aproximaciones multidisciplinarias que permitan un conocimiento geotécnico y dinámico, e incluyan las interacciones históricas, la monitorización de los procesos actuales y su combinación junto con la modelización del clima sobre los procesos de ladera (HAEBERLI *et al.*, 2006; BODIN *et al.*, 2009). Por ello, actualmente existe un interés creciente en el estudio de la relación entre los procesos y sus ritmos y las variaciones climáticas, por lo que se hace esencial el control de procesos y su dinámica mediante precisas y continuas observaciones de campo (HAEBERLI *et al.*, 2006; HULLUN & CHRISTIANSEN, 2008; RIDEFELT *et al.*, 2009; HARRIS *et al.*, 2009; OLIVA *et al.*, 2008, 2009; BODIN *et al.*, 2009). La evolución y actual dinámica geomorfológica de la montaña es fundamental para entender la configuración de sus paisajes (BALLANTYNE, 2002; OLIVA, 2010). Picos de Europa es un excelente ejemplo de ello y

la criosfera un excelente medio para investigar estos cambios y sus consecuencias.

En este proyecto se estudian los procesos de montaña más significativos asociados a la criosfera (heleros, hielo en el suelo, nieve, soliflucción, flujos de derrubios) con objeto de conocer su dinámica y la relación con diferentes parámetros ambientales (régimen térmico del suelo, humedad, nivación). Se exponen los resultados de breves series de registro y se plantean las hipótesis y primeros resultados, si bien se hace necesaria la continuidad temporal y la ampliación espacial de los registros ya en curso, para obtener conclusiones más sólidas. Junto a la cuantificación de los procesos se expone la evolución temporal de las variaciones ambientales pleistocenas y recientes, marco del desarrollo de estos procesos. Finalmente, se analizan las variaciones en la distribución altitudinal de las formas y procesos característicos y su dinamismo.

MATERIAL Y MÉTODOS

El estudio de los procesos actuales de la montaña requiere contrastar sus ritmos con las condiciones ambientales, la distribución del hielo y la nieve, y controlar con precisión sus variaciones, lo que requiere herramientas y métodos de diversa complejidad (Figura 1).

La cartografía geomorfológica permite obtener unos mapas base, así como algunos modelos de distribución de las dinámicas y los procesos, aplicando sistemas cartográficos habituales (TRICART, 1976; SCHOENICH, 1993; PEÑA *et al.*, 1997; GONZÁLEZ TRUEBA & SERRANO, 2010; PELLITERO, 2009), que ofrecen buenos resultados en el estudio de las montañas. El mapa geomorfológico es la base del levantamiento morfoestratigráfico, de la reconstrucción de los glaciares cuaternarios y sus fases, y del establecimiento de las Líneas de Equilibrio Glaciar (ELA) en cada aparato de los macizos central y oriental. Para correlacionar las formas y los depósitos pleistocenos se han reconstruido las ELA Pleistocenas para las fases glaciares cartografiadas y se ha extraído un testigo del paleolago de Campo Mayor para la obtención de muestras y su análisis.

La ELA es la altitud donde el balance de masa es igual a 0, parámetro muy útil para la caracterización ambiental de entornos glaciados (PORTER, 1975; HAWKINS 1985; KUHLE, 1988; DAHL & NESJE, 1992; OHMURA *et al.*, 1992; SELTZER, 1994; BENN & BALLENTYNE, 2005; BENN *et al.*, 2005). La ELA depende básicamente de la precipitación nival invernal y de las temperaturas estivales (PORTER 1975; OHMURA *et al.* 1992), aunque factores como albedo, derrubios supraglaciares, topografía, orientación, sobrealimenta-



Figura 1. Trabajos de campo en los Picos de Europa. Sondeo mecánico en Campo Mayor, sondeo GPR en Jou Negro, y aplicación de IS láser escáner en la Vueltona.

Figure 1. Fieldworks in the Picos de Europa. Extraction of a core in Campo Mayor, GPR sounding in Jou Negro and IS Laser Scanner survey in La Vueltona.

ción nival por aludes o viento, geometría del glaciar e hipsometría contribuyen también a su localización. Para la reconstrucción de las paleoELAs, se ha aplicado el método Accumulation Area Ratio (AAR), basado en la relación entre el balance de masa y el porcentaje del área de acumulación respecto a su área total. Se asume un porcentaje de AAR de $0,6 \pm 0,05$ o $60\% \pm 5\%$, característico de los glaciares de valle en latitudes medias (HAWKINS, 1985; KUHLE, 1988; DAHL & NESJE, 1992). A partir de las PaleoELA, se estima la Línea de Equilibrio Glaciar Media (MELA), representativa de la máxima extensión del hielo en una fase glaciar cuyas condiciones teóricas son de equilibrio. A partir de la MELA pueden realizarse comparaciones regionales (HAWKINS, 1985, OHMURA *et al.*, 1992; SELTZER, 1994; SERRANO & GONZÁLEZ TRUEBA, 2004; BENN *et al.*, 2005).

En el paleolago de Campo Mayor (Áliva) se ha extraído un testigo de veinte metros de profundidad utilizando un pistón de extracción de 110 mm de diámetro con un tubo de muestreo metálico, que alcanzó el sustrato calcáreo. El testigo sedimentario se ha fotografiado y se han descrito las estructuras, el color Munsell, la textura, las litofacies a escala centimétrica y contenido orgánico, reflejo éste último de la actividad biológica y las condiciones ambientales, más o menos frías, del agua y su entorno. La técnica de pérdida por ignición (LOI) es eficaz para estimar el contenido orgánico de los sedimentos lacustres por su estrecha relación con el carbono orgánico total (HEIRI *et al.*, 2001). Mediante esta técnica se ha analizado el contenido orgánico de 51 muestras, calculadas como porcentaje del peso en seco (NESJE *et al.*, 1991, 2000; 2001; HEIRI *et al.*, 2001). Aplicado a la reconstrucción glaciar, la sedimentación mineral se considera inversamente proporcional al contenido de sedimentación orgánica, de modo que en fases frías, glaciares, se incrementa el contenido minerogénico y disminuye la materia orgánica, y viceversa para periodos más cálidos (NESJE *et al.*, 1991, 2000, 2001).

En el testigo se han realizado ocho dataciones mediante la técnica de acelerador de espectrometría de masas (AMS), obtenidas en edad ra-

diocarbono convencional y calibradas con el software 5.0.2 CALIB (REIMER *et al.*, 2004) para las edades más recientes (muestras 1 y 2) y CALPAL para las más antiguas, fuera de los límites de la calibración anterior. La extremadamente baja concentración residual de ^{14}C en las muestras con edades anteriores a 25 ka BP y la escasez de datos sobre la producción cuantitativa de ^{14}C cosmogénico durante el periodo isotópico MIS 3 (BARD *et al.*, 2004) implican un mayor error final (aproximadamente 800 años) que en las edades más recientes (DANZEGLOCKE *et al.*, 2009).

Para el estudio de la evolución de los heleros se han aplicado técnicas históricas, climatológicas, geofísicas y geomáticas.

a) Se han analizado veintitrés imágenes y documentos históricos desde 1893, útiles para conocer la evolución del glaciar durante la Pequeña Edad del Hielo y el helero durante el siglo XX, así como la extensión de la masa de hielo del Jou Negro.

b) El estudio de parámetros climáticos se ha basado en el análisis de estaciones meteorológicas y en el registro de temperaturas de suelos. La escasez y fragmentación de datos meteorológicos y la lejanía de las estaciones meteorológicas de la Cordillera Cantábrica nos ha llevado a estudiar estaciones con registro continuo, pero en el entorno de los Picos de Europa. Así, se han analizado las temperaturas de verano, desde 1973 hasta hoy, de las estaciones de León (95 km al suroeste), Santander (88 km al noreste) y Oviedo (86 km al noroeste), que configuran un triángulo con el macizo, lo que ha permitido una aproximación a la evolución térmica regional. En pequeños glaciares, que responden en mayor medida a los cambios del clima regional, las temperaturas de verano son más importantes que las de invierno, momento en que el helero o glaciar permanece aislado de las condiciones térmicas atmosféricas. Hay que tener en cuenta que la precipitación de invierno no es muy significativa, pues la deriva del viento y los aludes tienen más importancia que la acumulación de nieve por precipitación directa (OHMURA *et al.*, 1992; HUGHES & WOODWARD, 2008).

c) Los procesos geomorfológicos se han contrastado con la información térmica del suelo obtenida en puntos de registro situados a diferentes altitudes. Para el registro continuo de temperatura en el suelo, se han utilizado dataloggers termorregistradores (I-bottom y UTL-Geotest AG) localizados entre 1.110 y 2.535 m. Estos datos permiten conocer las condiciones ambientales en el suelo y constatar los diferentes regímenes térmicos, ciclos de hielo-deshielo y permanencia de la helada a diferentes altitudes y en relación con diferentes procesos geomorfológicos.

d) Las técnicas geomáticas aplicadas se basan en levantamiento topográfico mediante Sistemas de Posicionamiento Global Diferencial (DGPS) o topografía clásica, en función de las condiciones de emplazamiento. Las dificultades de recepción en la proximidad de las paredes han obligado a medir con Estación Total el perímetro del helero, las características superficiales y los cambios anuales en la masa de hielo. El movimiento de laderas de Áliva (bloques aradores, lóbulos y laderas rectilíneas) se ha realizado mediante mediciones DGPS, con instrumentación Leica 1.200 RTK con recepción GPS más GLONASS, con toma de datos perimetrales y de puntos fijos. El uso de DGPS permite registrar precisiones de 2 cm. en los desplazamientos horizontales y verticales, lo que posibilita el control de movimientos o fusión del hielo y la clasificación de los procesos analizados como activos o inactivos.

En el depósito lacustre de Campo Mayor se han realizado prospecciones GPR, para conocer el desarrollo interno, la profundidad y la estructura del depósito, y se ha procedido de igual manera en el Jou Negro para conocer la estructura interna y el espesor de hielo. Se ha utilizado un equipo RAMAC/GPR de Måla GeoScience, con antenas de 200 MHz (sin blindaje) y 500 MHz (blindado), con su propia unidad de control central cada una. En el Jou Negro se han realizado cuatro perfiles georreferenciados y un total de 28 radargramas en las campañas de 2007 y 2008, siete de ellos realizados con la técnica de Common Mid Point (CMP). En Áliva se han efectuado dos perfiles y cuatro radargramas (PANIAGUA *et al.* 2004; DEL RIO *et al.*, 2009).

Para estimar la deformación de conos de derrubios y su dinámica se ha utilizado el Láser Escáner Terrestre (TSL), habitual en el control de pequeñas variaciones en grandes superficies (SCHWAMBORN *et al.*, 2008; DUNNING *et al.*, 2009; ABELLAN *et al.*, 2006, 2009, 2010). El uso de escáner láser se basa en la medida precisa de distancias siguiendo un patrón regular de análisis de los objetos estudiados. Las prestaciones de los equipos de medida vienen establecidas por el sistema de medición empleado, en este caso medidas directas que determinan la distancia como resultado de valores primarios (tiempo, desplazamiento de fase). Presentan rendimientos muy elevados y permiten distancias de trabajo grandes, de hasta 2 kms. En grandes distancias las precisiones son menores (centimétricas) que distancias cortas (milimétricas). Se ha utilizado un instrumento Topcon IS Imaging Station Láser Scanner, un transmisor/receptor de láser infrarrojo con escáner incorporado que toma los puntos seleccionados previamente sin necesidad de un reflector, lo que permite el muestro a grandes distancias, con precisiones de 2 cm. Siguiendo una cuadrícula predefinida de la zona de trabajo, y midiendo la distancia en cada nodo, se obtiene la posición tridimensional de cada punto en el espacio. Debido a la rapidez en la toma de puntos (entre 5.000 y 300.000 puntos/segundo), se obtiene una «nube» de puntos georeferenciados que reproduce el modelo original.

LA EVOLUCIÓN GLACIAR Y LOS REGISTROS SEDIMENTARIOS: LOS INDICADORES DEL PASADO

En Picos de Europa el máximo glaciar pleistoceno ha sido datado en una edad posterior a 90.000 años B.P. y anterior a 17.000-20.000 años B.P. en el Duje (FROCHOSO & CASTAÑÓN, 1986, 1998) y entre 40.000 y 35.000 B.P. en el Macizo Occidental (MORENO *et al.*, 2010). La correlación morfoestratigráfica de las formas glaciares ha permitido reconstruir la extensión del glaciarismo Cuaternario, la altitud de las paleoElas y su evolución (tabla 1, figuras 2 y 3).

FASE	Ext. ha	Longitud de los glaciares kms	Altitud de los frentes m s.n.m	MELAs m s.n.m.	MORFOLOGÍA
1. Máxima expansión con domos culminantes	9.193	Duje: 7 Bulnes: 3,2 Deva: 4 Valdiezmo: 4,2 El Torno: 4	Los Urrielles: N: 700-800 S: 900 Andara: N: 700-800 Cornión: N: 1.030 S: 1.130	Macizo Central: 1.666 Macizo Oriental: 1.722	39 lenguas glaciares. Domos culminantes en los tres macizos, y lenguas mayores interconectados por difluencias y transfuencias
2. Fase de glaciares alpinos (SII)	~ 8.400	Duje: 7 Bulnes: 3,2 kms. Deva: 4. Valdiezmo: 4,2 El Torno: 4	Los Urrielles: N: 800 S: 850 Andara: N: 950 Cornión: N: 1.100 S: 1.250	Macizo Oriental: 1.745	38 glaciares, más desarrollados en la vertiente norte, frente a una reducción en las meridionales
3. Fase de glaciares de circo	871	3 glaciares ~ 1 Resto: < 1	Los Urrielles: 1900-2200 Andara: 2.100 Cornión: 2.200	Macizo Central: 2.130 Macizo Oriental: 2.050	41 glaciares. Glaciares de circo, con lenguas de moderada longitud alojadas en la alta montaña
4. Pequeña Edad del Hielo			> 2.200	2.094	Circos de las cumbres más elevadas, siempre orientadas al norte

(Serrano y González Trueba, 2002; González Trueba, 2006, 2007; González Trueba y Serrano, 2004, 2010; Moreno *et al.* 2010; González Trueba *et al.* 2008; Serrano *et al.* 2011).

Tabla 1. Características de las fases glaciares en los macizos Oriental y Central.

Table 1. Glacial stages characteristics in the Central and Eastern massifs.

La edad del depósito lacustre de Campo Mayor-Áliva es de $35,283 \pm 440$ cal.yr. B.P. a 15,50 m de profundidad, y Holocena hasta ~1,4 m de profundidad. El lago se originó antes de ~35,000 años B.P., obturado por la morrena lateral del glaciar del Duje. La máxima expansión glaciar pertenece al estadio isotópico 3 (MIS3, 59-28 Ka) y el depósito lacustre incluye el estadio isotópico 1 (MIS 1), Holoceno, los primeros 1,4 m, y el estadio isotópico 2 (MIS2), entre 1,5 a 14 m. de profundidad. En el sondeo se han diferenciado siete unidades litoestratigráficas (tabla 2, figura 4). Los valores de LOI y M.O. de Áliva son altos, con un 52% de los datos por encima del 10% de M.O. Se aprecian variaciones significativas en la LOI, que señalan 4 fases con condiciones resistácicas y 3 fases de características biotásticas. Estas fases se han correlacionado con las pulsaciones glaciares de Áliva, el Duje, Ándara y el Deva, todos ellos muy próximos al paleolago.

La morfoestratigrafía, litoestratigrafía, la LOI y las dataciones realizadas en el paleolago permiten reconstruir la evolución y los cambios ambientales de los diferentes periodos glaciares en los Picos de Europa. En la tabla 3 se recogen las correlaciones entre las cuatro fases glaciomorfológicas principales con las nueve fases de relleno lacustre del paleolago de Campo Mayor-Aliva, las fases de incremento y descenso de contenido LOI (cuatro máximos y cuatro mínimos), las unidades litoestratigráficas y, finalmente, las dataciones realizadas (tabla 3).

– Fase glaciar I: Máximo glaciar

Los complejos frontales y laterales, así como las formas de erosión, permiten determinar la máxima expansión de los glaciares en los Picos de Europa. En este periodo de máximo glaciar se ge-

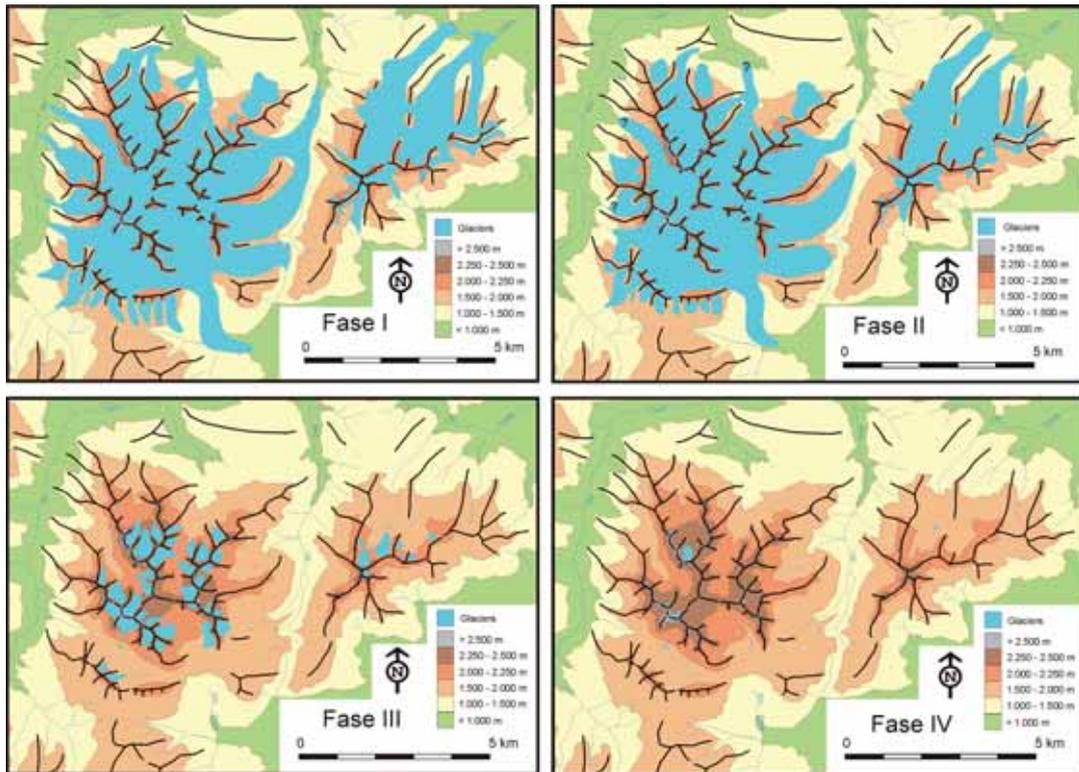


Figura 2. Evolución glaciar en los macizos oriental y occidental de los Picos de Europa.

Figure 2. Glacial evolution in the Eastern and Central massifs of Picos de Europa.

nera el lago de Campo Mayor y se inicia la sedimentación de la cuenca lacustre, con valores LOI muy bajos que señalan un periodo rexistásico. El avance glaciar generó la morrena lateral de la Lomba de Toro, que cierra el lago, y las frontales de Las Salgardas que lo alimentan. La proximidad de los glaciares al lago (400 m en los frentes y 300 m de la lengua del Duje) permite deducir la existencia de un ambiente muy frío, prácticamente sin vegetación, y con aportes muy importantes de clastos y minerogénicos. Este máximo glaciar es anterior a 35.283 ± 440 cal. yr. B.P.

Las dataciones existentes para la máxima extensión de los glaciares en la Cordillera Cantábrica ofrecen los siguientes resultados: 28.990 \pm 230 años B.P. en Redes (JIMÉNEZ *et al.* 2002), anteriores a 17.000-20.000 años B.P. en el Duje (FROCHOSO & CASTAÑÓN, 1998) y de 40.000 años

B.P. en Enol (MORENO *et al.*, 2010). Las dataciones obtenidas en Campo Mayor-Áliva son acordes con las obtenidas por Moreno *et al.* (2010) en el Macizo Occidental de los Picos de Europa y confirman un periodo glaciar adelantado al máximo glaciar Pleistoceno del norte y noroeste de Europa.

– Fase glaciar II: Equilibrio glaciar

Es un nuevo periodo de equilibrio glaciar con pulsaciones múltiples en Las Salgardas (frontales), el Duje (laterales), Escarandi (laterales) o el Torno (frontales). Se trata de glaciares de mayor entidad, pero menor longitud, que los de la fase I. Las altitudes de la ELA, longitud de sus lenguas y los emplazamientos frontales son muy similares a la fase anterior. En el paleolago se



Figura 3. Complejos morrénicos de distintas fases glaciares. A. Complejo morrénico de Áliva, fases glaciares I y II. S1, lugar de realización del sondeo en Campo Mayor. B. Morrenas de Lloroza, de la fase glacial III. C. Morrena histórica del Jou Negro, Pequeña Edad del Hielo.

Figure 3. Morainic complex of different glacial stages. A. Aliva morainic complex, stages I and II. S1, place where the Campo Mayor core was extracted. B. Lloroza morainic complex, stage III. C. Historical moraine of Jou Negro, Little Ice Age.

UNIDAD	MEDIO	MORFOGÉNESIS	FASE	
U.L. 1	Till	Expansión glaciar	Avance glaciar y equilibrio	Fase 1
U.L.2a	Embalsamiento inicial, depósito lacustre basal	Fase de equilibrio glaciar. Construcción de la morrena lateral de la Lomba de Toro. Periodo muy frío y condiciones rexistásicas		
U.L.2.b	Lago de aguas someras, aguas procedentes del frente de Las Salgardas y sus conos proglaciares	Posibles pulsaciones asociadas a periodos más fríos y secos con aportes de las laderas	Retroceso y equilibrio glaciar. Ambiente menos frío	Fase 2
U.L.2.c.	Lago de aguas profundas y sedimentación tranquila	Retroceso y pulsaciones glaciares.		
U.L.3	Lago de poca profundidad, alimentado por aguas de las laderas. Menor disponibilidad hídrica	Pulsación glaciar en un ambiente frío y seco	Pulsación y equilibrio glaciar	Fase 3
U.L.4 inferior	Incremento de la profundidad y relleno continuo. Mayor disponibilidad hídrica	Relleno en un ambiente con disponibilidad hídrica por acceso de aguas de fusión en un ambiente de calentamiento	Calentamiento, retroceso glaciar muy pulsador	Fase 4
U.L.4 medio	Aportes de gruesos y sedimentos de alta energía	Recesión hídrica		
U.L.4 superior	Sedimentación lacustre de aguas tranquilas	Retroceso glaciar, paulatino calentamiento en un ambiente frío de montaña		
U.L.5.a U.L.5.b	Relleno rápido, medio deltaico progradante con abundante disponibilidad hídrica. Aportes gruesos de alta energía	Calentamiento paulatino y relleno definitivo del lago. Retroceso y desaparición de los glaciares	Periodo más cálido y húmedo. Medio templado de alta montaña	Fase 5
U.L.6	Sedimentación fluvio-lacustre y palustre. Corrientes de aguas tranquilas, cubeta colmatada	Ambiente templado de montaña con disponibilidad hídrica		
U.L.7	Suelos	Colmatación del lago, relleno bien drenado y edafización. Ambiente templado húmedo		

Tabla 2. Interpretación sedimentaria, morfológica y ambiental del relleno lacustre de Campo Mayor.

Table 2. Sedimentary, geomorphic and environmental interpretation of Campo Mayor lacustrine sediments.

constata una fase fría con un mínimo LOI (B2), que es el más bajo de todo el sondeo, y apunta unas condiciones rexistásicas rigurosas que coinciden con el mayor volumen de hielo en las Salgardas. El mínimo LOI se sitúa entre 21.400±110 cal.yr B.P. y 31.027±368 cal.yr. B.P. Considerando un ritmo de sedimentación homogéneo para la U.L.5, la formación de los complejos morrénicos de la fase II pertenecerían al MIS2.

En la Cordillera Cantábrica se ha datado un periodo de equilibrio glaciar posterior al LGM en 20.640±300 años B.P. en el Alto Nalón (JIMÉNEZ *et al.*, 2002), y entre 20.000 y 18.000 años B.P. una segunda fase de deglaciación en Enol (MORENO *et al.*, 2010).

Un nuevo mínimo LOI en la U.L.5b tendría lugar entre 21.400±110 cal. yr B.P. y los 17300±100 cal.

Depósito glaciolacustre de Áliva (Campo Mayor) 47°10'31" N / 4°46'6" E

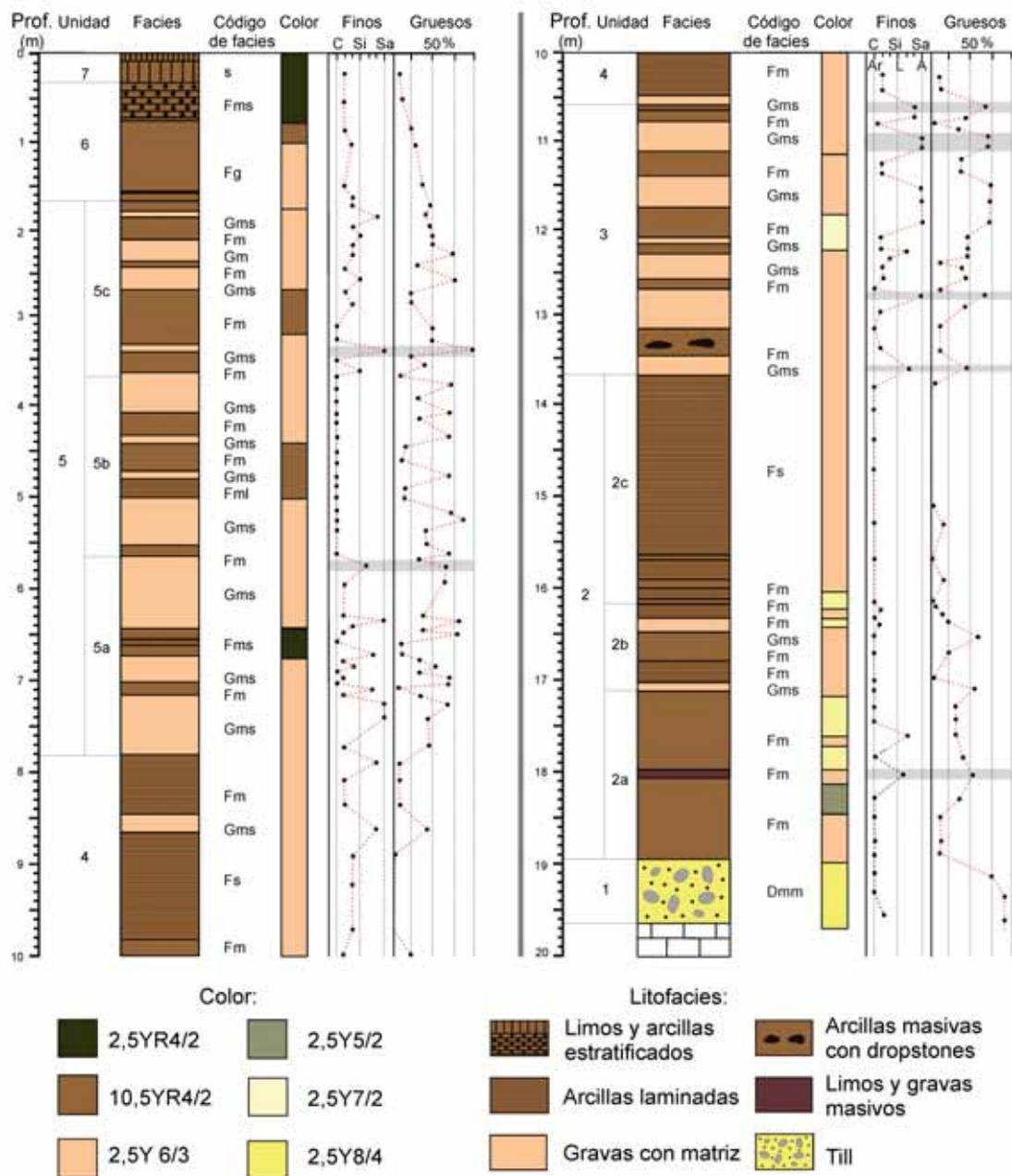


Figura 4. Depósito glaciolacustre de Campo Mayor (Áliva).

Figure 4. Glaciolacustrine deposit of Campo Mayor (Áliva).

Fases relleno lacustre	Fases Glaciares	LOI		L.U.	MIS	Cal. yr. B.P.
		Fases LOI	Máximos y Mínimos LOI			
--	4 LIA	10	A4	--	MIS 1	-
9				8		-6680+40
8				7		-9357+50
7	3	9/10	B3	6	MIS 2	-
		8/9				5b
6	2b	7/8	A3	5a		-
		6/7	B2	4b		-
5	2	5/6	A2	4a	MIS 3	-
4		4/5		3		-31027+368
3		3/4	A1	2c		-
2		2/3	B1	2b		-35283+440
1	1	1/2		2a, 1		-40000 yr B.P.

Tabla 3. Correlación de datos en los Picos de Europa.

Table 3. Data correlation in the Picos de Europa.

yr B.P. Denota una fase con variaciones breves y rápidas entre condiciones biotásicas y rexistásicas. Si consideramos los ritmos de sedimentación de la U.L.5b y 5c (0,62 mm yr⁻¹), la edad aproximada de esta fase sería 19.000 yr B.P., acorde con los periodos de equilibrio y avance datados en Redes y Enol (JIMÉNEZ *et al.*, 2002; MORENO *et al.*, 2010).

– Fase glacial III: glaciares de circo

En la alta montaña se localizan complejos morrénicos frontales con la ELA situada a 2050-2130 m a.s.l., muy alejadas de los depósitos de las fases previas. Son glaciares de circo, de reducido tamaño (≥ 1 km), alojados ya en altitud. El último registro de incremento del frío en el lago, antes de iniciarse unas condiciones biotásicas definitivas, se sitúa a 2 m. de profundidad, a techo de la L.U.5c, entre 9.357±50 cal. yr. B.P. y 17350±100 cal. yr. B.P., fase que puede correlacionarse con el Tardiglacial (14.000-11.000 años B.P.), periodo frío de transición hacia el Holoceno. En la Montaña Cantábrica, en Enol, a partir de un equilibrio en

el contenido de Ca, se interpreta un periodo de enfriamiento entre 14.500 y 13.500 años B.P. (MORENO *et al.*, 2010). Esta fase, podría coincidir, pues, con la cronología propuesta en Enol, pudiendo atribuirse a esta fecha los restos glaciares alojados en la alta montaña.

PROCESOS Y DINÁMICA ACTUAL

Procesos ligados al hielo: suelos helados estacionales y heleros

Los procesos relacionados con la presencia de hielo permanente o estacional son muy sensibles a los cambios térmicos, y su presencia o desaparición implica cambios morfológicos y ambientales a escala local. En los Picos de Europa la criosfera está representada por pequeños ambientes marginales con permafrost alojados en los circos encajados en altitud con temperaturas bajo cero durante el invierno (Figura 5), los heleros, restos residuales de los glaciares de la Pequeña Edad del hielo, y la presencia de hielo

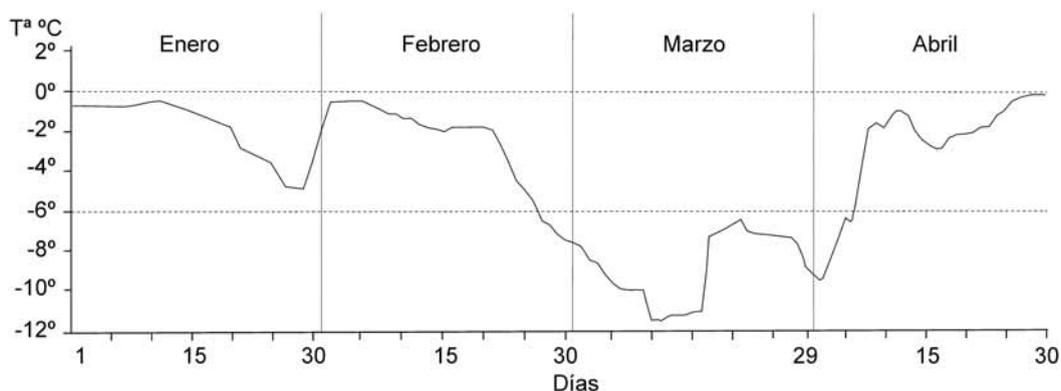


Figura 5. Régimen térmico invernal del suelo en la morrena del Jou Negro, a 2200 m s.n.m.

Figure 5. Winter thermal regime of soil on the Jou Negro moraine at 2200 m a.s.l.

estacional, depósitos superficiales congelados sólo durante el invierno o una parte de él.

Existe una amplia variedad de formas ligadas a suelos helados estacionalmente, a ciclos de hielo-deshielo o al permafrost (FRENCH, 2007). La más extendida en los Picos de Europa son los céspedes almohadillados, generados por la presencia de agua y sus cambios de estado, que hinchan los finos produciendo cambios de volumen y reordenación de materiales, siempre en medios saturados y con aguas encharcadas. No son muy frecuentes en el entorno de Áliva, pero sí en Picos de Europa. Destaca su distribución en cotas bajas (1.100-1.800 m), asociadas a fuentes y áreas saturadas con coberteras nivales delgadas o ausentes durante parte del invierno y la primavera, de modo que la helada y los ciclos de hielo-deshielo en el suelo tienen mayor capacidad para congelar los finos de las formaciones superficiales con vegetación. Su escasa representación está ligada al reducido periodo de helada registrado en los termómetros de esta altitud, donde los ciclos de hielo-deshielo también son muy escasos.

Los suelos ordenados, poligonales o estriados, son depósitos superficiales organizados en formas geométricas, que configuran pequeños polígonos o círculos de finos con gruesos al exterior. En escasas ocasiones aparecen ordenados conforme a la pendiente, originando suelos estriados.

Están presentes por encima de los 2.200 m. en depresiones glaciokársticas y umbrales tapizados por el material morrénico, aunque se han inventariado formas heredadas desde los 1.600 m (GONZÁLEZ TRUEBA, 2007a; GONZÁLEZ TRUEBA & SERRANO, 2010), cotas muy bajas en comparación con lo que sucede en otras montañas templadas como el Pirineo (SERRANO *et al.*, 2000; FEUILLET, 2011). Los suelos ordenados son de tamaño reducido, y se generan donde existen finos, en laderas de poca pendiente, y con disponibilidad hídrica, sobre todo en periodos de fusión nival.

Evolución de los heleros en Picos de Europa: Jou Negro y Trasllambrión

Fuentes históricas y estudios geomorfológicos (GONZÁLEZ TRUEBA *et al.*, 2002, 2008; GONZÁLEZ TRUEBA, 2006, 2007a, 2007b, 2007c) señalan la existencia de glaciares en los Picos de Europa durante la Pequeña Edad del Hielo. En el Jou Transllambrión diferentes fuentes constatan la existencia de un glaciar hasta principios del siglo XX, con una extensión de 6,1 Ha, cobijado al norte, bajo la arista de Torre Blanca-Llambrión. Durante el siglo XX y la primera década del XXI ha sufrido una paulatina pérdida de masa hasta quedar reducido a un pequeño lentejón, de 1,4 Ha, alejado ya de la pared y de las morrenas fron-

tales de la P.E.H. Entre 1996 y 2008 el helero perdió un 76% de su masa, quedando relegado a una pequeña mancha de hielo adosada al pie de la pared (figura 6). Durante este período, la pérdida anual de masa se situaría en el 4,2% , aunque el ritmo de fusión no sería constante, pues durante los años 2009 y 2010 no se ha percibido ninguna reducción. Así pues, el helero se encuentra en una situación crítica en la que la sucesión de dos o tres veranos favorables a la fusión pueden conducir a corto plazo a la total desaparición del hielo.

En el Jou Negro existió hasta finales del siglo XIX un pequeño glaciar de fuerte pendiente, carente de lengua (figura 7.1), de 280 m de longitud y 5,2 ha de superficie. Se situaba a muy baja altitud

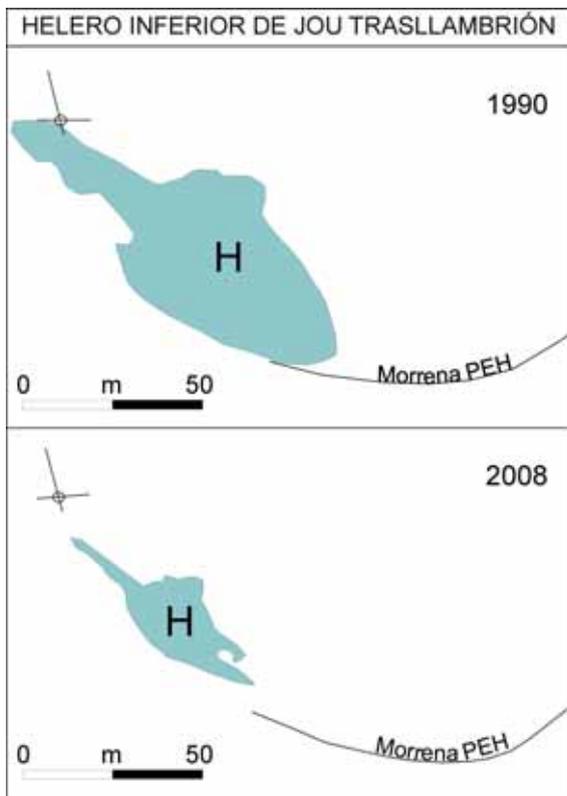


Figura 6. Pérdida de masa de hielo en el helero del Jou Trasllambrión entre 1990 y 2008.

Figure 6. Ice mass lost in the Transllambrión ice patch between 1990 and 2008.

(2.230 m. a.s.l.) y dispondría de un espesor de hielo aproximado de 19-20 m en la parte frontal y de 30-32 m. en la porción media. La ELA se situó en este periodo a $2.287 \pm 0,05$ m.a.s.l. (GONZÁLEZ TRUEBA, 2006). La reconstrucción de su extensión superficial ha permitido estimar la pérdida de superficie en un 88,5% de hielo aflorante (tabla 4, figura 7). El glaciar ha sufrido un paulatino recubrimiento de clastos que impide realizar mediciones precisas, pero el análisis de las estructuras glaciares y su deformación a partir de las imágenes denota que el hielo no ha sufrido deformaciones durante los últimos 30 años (1980-2010). Entre 1980 y 1995 el helero pierde aproximadamente la mitad de su superficie respecto a la Pequeña Edad del Hielo; es el periodo de mayor reducción desde el inicio del siglo XX. Durante el periodo 1995-2007 pierde el 76% de la superficie previa aflorante, ritmo menor que en la fase anterior, y se produce un importante recubrimiento de derrubios. También se ha producido un adelgazamiento de su espesor, aunque muy reducido.

Las temperaturas de verano han condicionado la evolución de este helero durante los últimos 40 años (figura 8). Las medias móviles quinquenales de las temperaturas medias de verano (TMV) muestran un ascenso térmico entre 0.64°C y 1.3°C , con una media de 1°C de incremento térmico estival para la región. Este aumento no es lineal, alternando veranos más cálidos o más frescos, con dominio de veranos cálidos desde 1989. El 25% de veranos cálidos se concentran en tres periodos muy significativos: 1989-1991, 1997-2001 y 2003-2006. Se aprecia que la sucesión de años cálidos (87-91) coincide con un acusado período de pérdida de masa de hielo. El periodo 2003-2006 se corresponde con cuatro años seguidos de veranos cálidos, entre los que se encuentra 2003, el verano más cálido de Europa en los últimos 500 años y el más cálido de la región junto a 2006. A finales de este periodo el helero se sitúa en su extensión prácticamente actual.

También la innivación primaveral es un factor clave en la fusión del manto nival y de los heleros de Picos, junto a la nubosidad del ma-

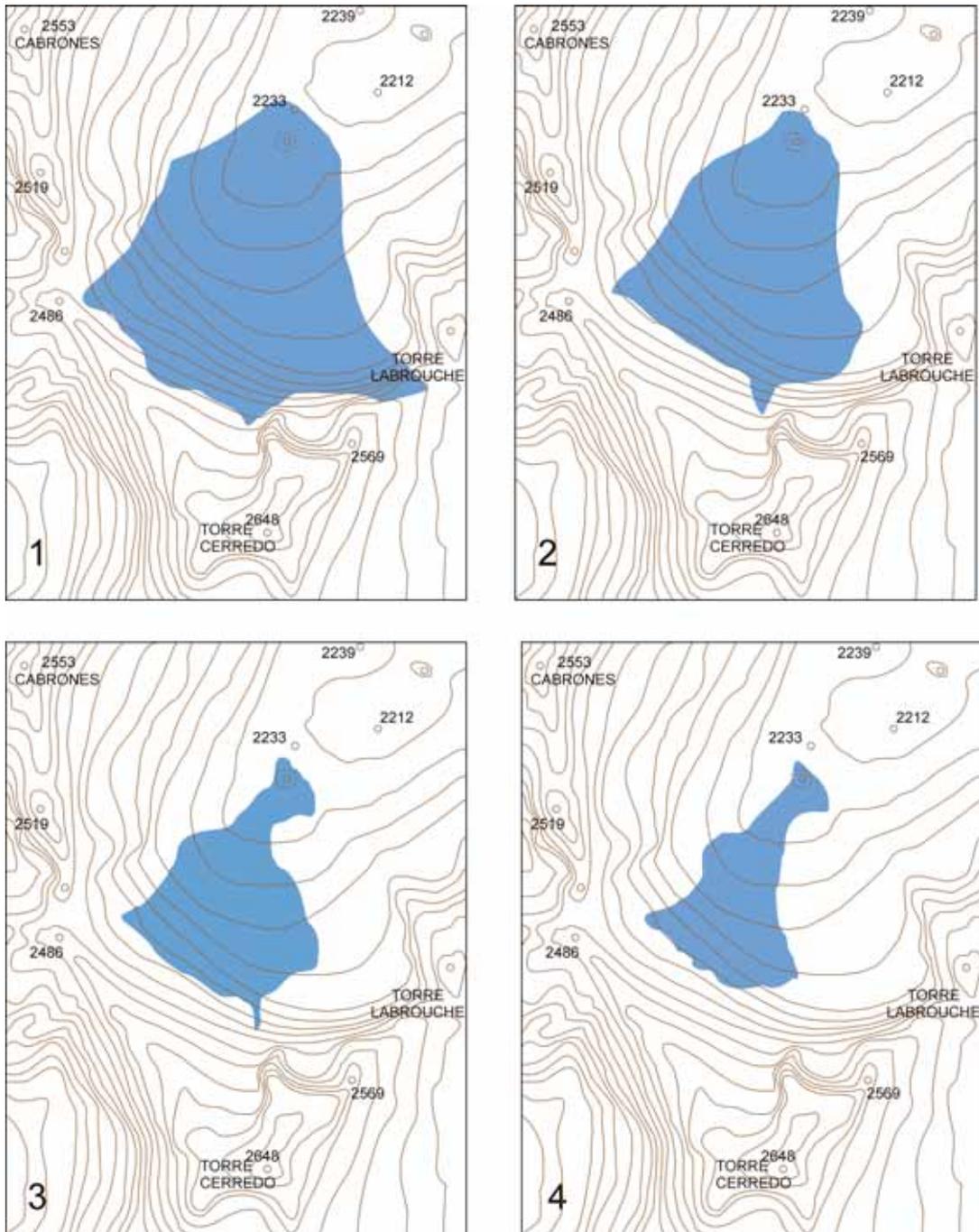


Figura 7. Evolución del helero del Jou Negro desde la Pequeña Edad del Hielo (1) hasta la actualidad (4).

Figure 7. Evolution of the Jou Negro ice patch from Little Ice Age (1) until present day (4).

cizo, pues posibilitan una mayor o menor radiación directa. Durante los años estudiados en detalle (1995, 1996, 2004, 2006, 2007, 2008 y 2009) el helero permanece cubierto de nieve hasta mediados de agosto, quedando libre de nieve en septiembre, mientras que su entorno queda completamente libre de neveros, aún con innivación intensa.

La dinámica actual y estructura interna del helero del Jou Negro

De la comparación de las medidas realizadas en los años 2007 y 2008, se aprecia una reducción de la superficie aflorante de hielo del 28,78% (Tabla 4). En el periodo 1995-2008 se pierde menos de un 76% de la superficie de hielo aflorante, con un ratio de 1.460 m² año⁻¹, pero solo el año 2007-2008 el ratio asciende a 2.685 m², duplicando el de los últimos trece años. La mayor pérdida de ese mismo año se produce en las zonas altas de sus extremos, donde la verticalidad es mayor, el hielo está en contacto con el sustrato y no hay recubrimiento de derrubios. Los procesos implicados en la reducción de su superficie son el enterramiento de la masa de hielo mediante flu-

jos de derrubios, desprendimientos y deslizamientos de las morrenas. Pero además, los perfiles realizados en la porción superior y media del helero registran variaciones centimétricas en la vertical, con un hundimiento de 68 cm en la zona superior y un levantamiento de 51 cm en la inferior, lo que se ha interpretado como un deslizamiento del cuerpo de hielo, descendente y rotacional que genera roturas del helero en sus extremos superiores. Por tanto, la pérdida de masa se produce no sólo por fusión, sino también derivada de procesos mecánicos (SERRANO *et al.* 2011).

En la actualidad el circo y helero del Jou Negro muestran un emplazamiento caracterizado por los múltiples procesos asociados al frío (GONZÁLEZ TRUEBA, 2007a), con suelos congelados todo el año (figura 9 y 5) y procesos periglaciares intensos (suelos ordenados, levantamiento por helada, montículos de hielo).

Para conocer su estructura interna, se han realizado prospecciones GPR. En 2007, el radargrama de la porción superior permitió identificar una reflexión horizontal o semihorizontal a 11 m de profundidad, con una propagación de onda de

		1890-1900	1980	1995	2008
Tipo		Glacier	Helero	Helero	Helero
Superficie	Ha.	5,2	3,5	2,5*	0,6**
Pérdida superficial desde la LIA	Ha	--	1,7	2,7	4,6**
	%	0	32,7	52	88,5*
Pérdida superficial respecto a la fase previa	Ha	--	1,7	1	1,1**
	%	--	32,7	28,5	44**
Ritmo anual de pérdida	m ² yr ⁻¹		212	1.000	1.460**
	% yr ⁻¹		1,25	10	7,6**
Pérdida de espesor	Zona frontal .m	--	?	10	--
	Zona media .m	--	15	25 (10)	--
	Zona alta .m	--	20-25	45-50	50-55 (2-3)
* Estimación de González et Alonso, 1995					
** Estimación de la pérdida de superficie de hielo aflorante, incluyendo el recubrimiento de clastos.					

Tabla 4. Pérdida de superficie y profundidad en el helero del Jou Negro

Table 4. Surface and depth lost in the Jou Negro ice patch.

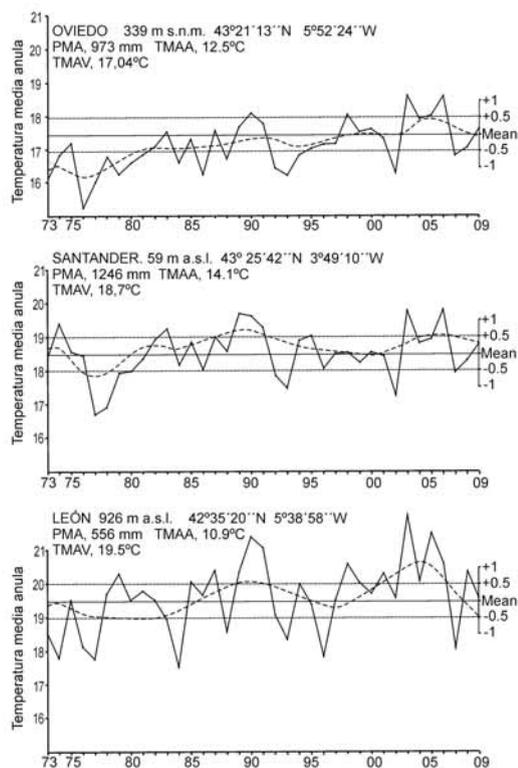


Figura 8. Evolución de las temperaturas de verano en Oviedo, León y Santander entre 1973 y 2009.

Figure 8. The summer temperatures evolution between 1973 and 2009 in Oviedo, León and Santander.

0,208 m ns⁻¹. En la porción inferior, el radargrama muestra dos reflexiones, a 4,8 y 12,3 m, con velocidades de propagación de onda de 0,187 y 0,170 m ns⁻¹, respectivamente. En la campaña de 2008 se observan posibles reflexiones entre 1,7 y 5,5 m de profundidad, con propagaciones de ondas entre 0,209 y 0,168 m ns⁻¹. A partir de estos resultados se ha estimado una profundidad de hielo de 7-10 m en la porción superior, de 8-12 m en la inferior (DEL RIO *et al.*, 2009). La estructura interna del glaciar presenta así cuatro capas (figura 10): (a) una capa inferior de derrubios compactos, interpretados como un till subglaciar; (b) una capa transicional en la zona basal con hielo glaciar, material detrítico y aguas de fusión; (c) hielo glaciar, bandeado y generado durante la PEH, que constituye el cuerpo de hielo principal,

de 7-10 m de espesor; y (d) una capa mixta de hielo y nieve generada por caída y rehielo, mezclada con clastos procedentes de las paredes del circo.

Movimientos en masa y soliflucción: el sector de Áliva

La soliflucción es un proceso muy común en las montañas templadas. Unas veces se asocia a procesos fríos (intervención de hielo y procesos hielo-deshielo), denominándose geliflucción. En otras ocasiones se vincula a procesos de saturación y cohesión de las formaciones superficiales, especialmente con presencia de finos.

En los Picos de Europa las porciones medias y bajas de la zona supraforestal presentan multitud de formas asociadas a las formaciones superficiales y a la disponibilidad hídrica. La fracción fina de los depósitos superficiales en este sector procede de arcillas de descalcificación, morrenas, derrubios de ladera y afloramientos pizrosos de la formación Lebeña. Por su parte, la disponibilidad hídrica procede de las precipitaciones directas (que en verano y primavera pueden superar los 500 mm), las aportaciones constantes entre marzo y junio de la fusión nival, y la existencia de fuentes en el contacto entre las calizas de montaña y la formación Lebeña. Estas últimas son muy habituales en la porción de Áliva, donde los movimientos en masa por saturación de las formaciones superficiales son frecuentes.

Es precisamente la zona de Áliva, donde se han estudiado los procesos activos en laderas. Esta zona está tapizada por pastos oroibéricos y pastos vivaces mesofíticos sobre sustratos calcáreos, principalmente cervunales (FERNÁNDEZ PRIETO, 1983, RIVAS *et al.* 1984). La cobertura vegetal es herbácea y muy densa en las porciones bajas y medias de las laderas (100%), abriéndose hacia las pedreras y porciones altas. Son pastos de uso ganadero, generados por la actividad antrópica, que sufren rápidas transformaciones si se abandonan, como se aprecia en el límite entre Cantabria y Asturias. Por encima de

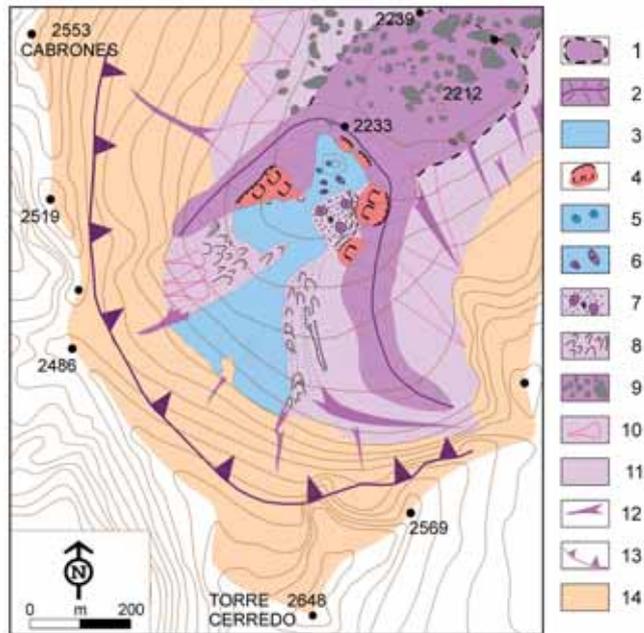


Figura 9. Esquema geomorfológico del circo del Jou Negro. 1, cubeta glaciokárstica. 2, morrena. 3, hielo. 4, deslizamientos de ladera. 5, sumideros. 6, montículos de hielo sobre el hielo. 7, montículos de hielo y suelos ordenados. 8, lóbulos de geliflución. 9, bloques erráticos. 10, conos de derrubios. 11, taludes de derrubios. 12, canales de aludes. 13, circo glaciar. 14, paredes.

Figure 9. Geomorphological sketch of the Jou Negro cirque. 1, glaciokarstic basin. 2, moraine. 3, ice. 4, slope slide. 5, sinkholes. 6, frost mounds on ice. 7, frost mounds and patterned ground. 8, gelifluxion lobes. 9, erratic blocks. 10, debris cones. 11, debris talus. 12, avalanche channel. 13, glacier cirque. 14, walls.

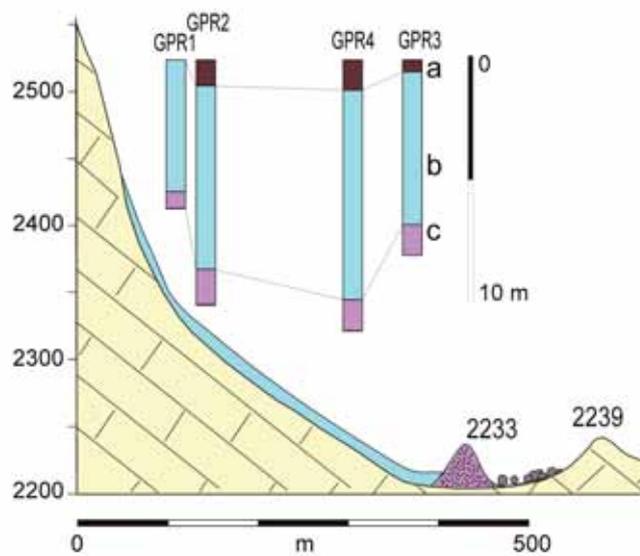


Figura 10. Estructura interna del helero del Jou Negro. a, cobertura de clastos con hielo y nieve. b, masa de hielo. c, till.

Figure 10. Internal structure of the Jou Negro ice patch. a, debris cover with snow and ice. b, ice mass. c, till.

los 1.700 metros abundan los pastos de *Festuca* (FERNÁNDEZ PRIETO, 1983) en laderas soleadas con procesos dominantes de solifluxión. Por lo que respecta a las temperaturas, los registros térmicos de suelos (figura 11) señalan la inexistencia de suelos helados estacionales, así como un muy reducido número de días con procesos de hielo-deshielo, limitados a la primavera y finales de otoño. Los ciclos de hielo-deshielo activos en el suelo son muy poco frecuentes (entre 10 y 30), las

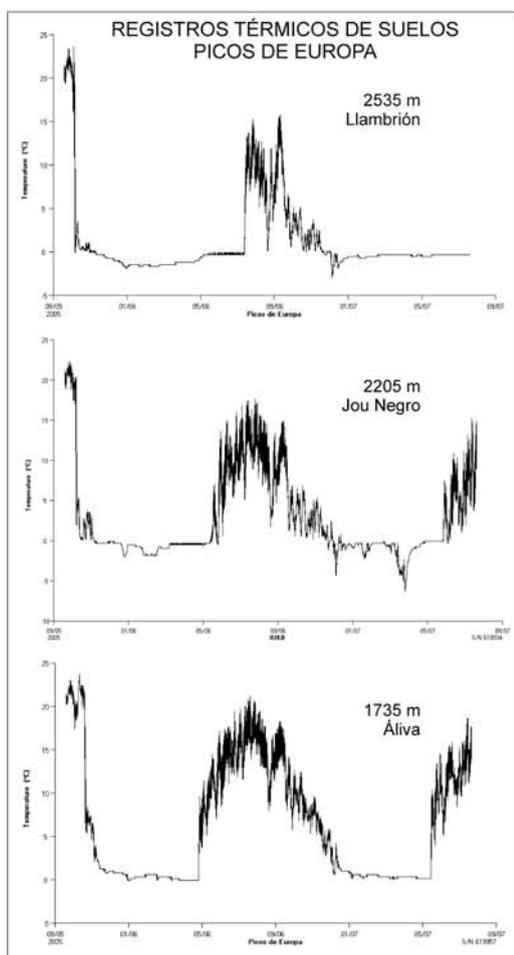


Figura 11. Regimenes térmicos de suelos en Llambrión, Jou Negro y Áliva, entre 2005 y 2007.

Figure 11. Thermal regime of soils in Llambrión, Jou Negro and Áliva between 2005-2007.

«Análisis y control de indicadores geomorfológicos»

temperaturas son positivas todo el año y los mínimos son muy poco acusados ($-0,08^{\circ}\text{C}$). La inexistencia de hielo permite adscribir los procesos presentes a la solifluxión, sin intervención de crioclastia o gelifluxión. Así, por debajo de los 1800 m los procesos dominantes están ligados a presencia de agua de fusión nival y sólo por encima de los 2200 m aparecen procesos de gelifluxión en emplazamientos favorables, acordes con los regímenes térmicos (figuras 5 y 11).

Las formas más comunes en la zona de estudio son:

a) Lóbulos de finos:

Se localizan en las laderas con formaciones superficiales de 30-40 cm de profundidad, formadas por gravas y cantos pequeños con matriz, procedentes de los materiales pizarrosos de la Formación Lebeña. En Áliva han sido citados por encima de 1.850 m (BROSCHÉ, 1978), asociados a las pizarras y los materiales morrénicos. Hay lóbulos de finos funcionales en los sectores convexos de las laderas e incisiones torrenciales, y lóbulos de piedras al pie de los escarpes calizos. Se localizan en pendientes de $20-25^{\circ}$, mostrando formas más desarrolladas sobre cicatrices erosivas inactivas. Los lóbulos se distribuyen entre 1.300 y 1.800 m s.n.m., siempre asociados a la presencia de finos procedentes de las morrenas o los afloramientos de pizarras.

Todos ellos son procesos de solifluxión, condicionados por el contenido de humedad, la textura de la formación superficial y la superación del límite plástico, procesos propios de dinámicas nivales. Los controles mediante DGPS no muestran desplazamientos entre 2008 y 2010. En todos los casos los registros son inferiores al rango de precisión (2 cms) y no muestran tendencias significativas entre unos años y otros. Por ello, se puede afirmar que no existe desplazamiento significativo en los lóbulos de Áliva. Sólo en el lóbulo 2 del área 1 (figura 12) se aprecia una tendencia al adelgazamiento de la porción superior, pudiendo deberse más a procesos erosivos que al movimiento. Los restantes lóbulos no muestran desplazamiento. La ausencia de hielo, de ciclos de hielo-deshielo y de movimientos en

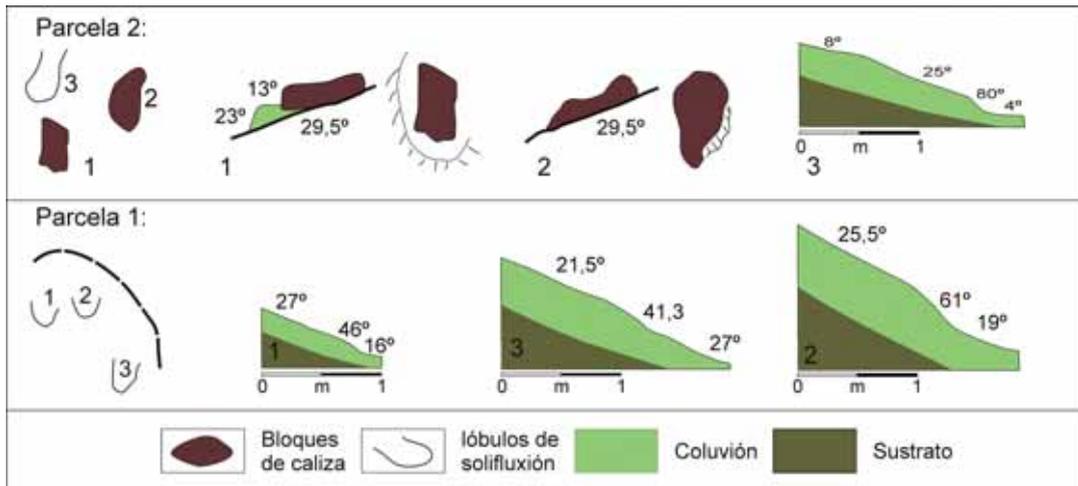


Figura 12. Lóbulos de soliflucción y bloques aradores en la zona de Áliva.

Figure 12. Solifluction lobes and ploughing blocks in the Áliva area.

los lóbulos, como indican los registros térmicos y DGPS, inducen a interpretar estas formas como herencias de condiciones pasadas, donde a la disponibilidad hídrica se añadiría la presencia de hielo estacional o procesos intensos de hielo-deshielo. Por su parte, la ladera rectilínea, con el mismo tipo de formación superficial, controlada mediante una línea de puntos, tampoco ha mostrado movimientos superficiales de la ladera.

b) Terracillas:

Se localizan en las zonas superiores de las laderas con relieves convexos, fuertes pendientes y formaciones superficiales, dominando en las morrenas y las zonas altas de los collados. Su origen está relacionado con la soliflucción activa en condiciones nivales, ligada a la superación de los límites de plasticidad y liquidez, a la infiltración y a procesos biomorfológicos en íntima asociación con la vegetación y la frecuentación del ganado. Pero sobre todo son indicadores de intensos procesos solifluidales, de origen nival, guiados por las condiciones topográficas y edáficas.

c) Bloques aradores:

Son bloques deslizados por la ladera sobre depósitos superficiales, generando un surco ladera arriba y una acumulación de finos en su frente.

Genéticamente se asocian a aportes de bloques por crioclastia o desprendimientos gravitacionales, y a la soliflucción laminar, pues se deslizan sobre una base de materiales finos parcialmente saturados, y siempre en relación con la geliflucción (BALLENTYNE, 2001; BERTHLING *et al.*, 2001). Los bloques aradores aparecen en áreas con soliflucción activa, sobre suelos susceptibles de helada y con límites plástico y líquido bajos. Su movimiento es variable, pero siempre muy lento, con desplazamientos de 0 a pocos centímetros al año en montañas templadas oceánicas. En ocasiones los desplazamientos son menores, como ocurre en el sur de Noruega, donde se han registrado movimientos medios de 26 mm/año (BERTHLING *et al.*, 2001; BALLANTYNE, 2001), en función de la pendiente. El movimiento resulta del exceso de agua almacenada debajo de los bloques durante la fusión, la elevación de la presión hidrostática y la consecuente reducción de la resistencia al deslizamiento en la base del bloque. El inicio del movimiento se relaciona con la fusión del hielo ladera abajo del bloque y con el drenaje parcial del agua de fusión, que posibilita la estabilidad del bloque.

En los Picos de Europa, se han estudiado los bloques aradores ubicados en la ladera norte de los Cuertos de Juan Toribio (Áliva). En este sector los

cejos calcáreos de la Formación Calizas de Montaña alimentan de bloques calcáreos el coluvión pizarroso, con aportación hídrica nival y procedente de las fuentes generadas entre las pizarras subyacentes y las calizas suprayacentes. Los bloques aradores se localizan en pendientes fuertes (30-35°), al pie de estos escarpes calcáreos. Como en los lóbulos de solifluxión, el registro térmico no indica condiciones de hielo-deshielo, ni congelamiento estacional. Los controles realizados mediante DGPS en cinco bloques han mostrado desplazamientos menores de 2 cms, sin tendencias significativas. Sólo uno de ellos muestra un basculamiento hacia el NW, acorde con la sobreacumulación de finos en esta porción del bloque (figura 13). Los restantes bloques no presentan desplazamientos significativos, si bien son necesarios más años de control para tener registros significativos. La nula o débil actividad solifluidal,



Figura 13. Bloques aradores en Áliva.
Figure 13. Ploughing blocks in Áliva.

dal, presente en otras montañas peninsulares en condiciones mediterráneas, y la ausencia de condiciones térmicas favorables a la existencia de hielo nos hacen interpretar estas formas como heredadas de periodos recientes con condiciones más frías en el suelo.

Dinámica de conos y taludes de derrubios: la Vueltona

La distribución de las pedreras funcionales o semifuncionales tiene un amplio rango altitudinal, desde los 1.200 metros hasta los 2.600, y a menudo está dirigida por la estructura. En este sentido, son más comunes y alcanzan mayor desarrollo al sur, sobre los frentes de cabalgamiento, con paredes tectonizadas favorables a la gelifración, procesos distensivos y gravitacionales. En altura los conos y taludes de derrubios tienen un control climático y menor tamaño.

La gelifración tiene un papel dominante en la aportación de clastos a las pedreras que está asociada a los ciclos de hielo-deshielo en función del régimen térmico estacional (LUCKMANN, 2006). En Picos de Europa, en torno a los 1900 m, estos ciclos se concentran en primavera y otoño, pero son muy reducidos en el suelo. Afectan sólo a las paredes desprovistas de nieve en invierno, que alimentan de clastos las pedreras y laderas. En la eficacia de la gelifración interviene la litología, y la posición topográfica, que condiciona la potencia y permanencia del manto nival. Por ello las variaciones son altas en pequeñas distancias con una actividad desigual en función de los materiales que afloran y su localización topográfica (GONZÁLEZ TRUEBA, 2007b). La gelifración es el proceso más dinámico en las paredes del Grupo Peña Vieja y los Cuetos de Juan Toribio, pero se circunscribe al pie de las paredes del entorno de Áliva. En cotas bajas, por debajo de los 1800 metros es muy poco efectiva.

Los taludes y conos de derrubios son la forma más extendida. En el entorno de Áliva, sobre las laderas de Juan de la Cuadra, Peña Vieja y Juan Toribio, adquieren mayor desarrollo y configuran conos y taludes de amplias extensiones, si

Nº	Orientación	Cotas	Pendiente	H	h	I h/H	Origen
1	SSW	1980-2200	36	293	220	0,75	Mixto
2	SW	1960-2130	32	390	170	0,43	Mixto
3	SW	1910-2220	32	393	330	0,83	Mixto-complejo
4	SW	1880-1960	20	446	80	0,17	Mixto-complejo

H, desarrollo vertical de la pared. H, desarrollo vertical del talud o cono. I h/H, Índice de relación h/H.

Tabla 5. Morfometría de los conos de derrubios de La Vueltona.

Table 5. Morphometric parameters of La Vueltona debris cones.

bien alcanzan un amplio desarrollo en los materiales calcáreos del Grupo Peña Vieja a partir de los 1800 metros. Estos taludes tienen un origen mixto: la gelifracción es sólo uno de los procesos iniciales de arrancamiento de la pared (SERRANO & GONZÁLEZ TRUEBA 2004). En función de la morfología y los procesos dominantes se han diferenciado tres tipos de conos (SERRANO & GONZÁLEZ TRUEBA 2004).

- Conos de aludes: conos de derrubios de escaso desarrollo horizontal (< 200 metros) con pendientes fuertes (>29°) y perfiles rectilíneos a convexos con huellas de flujos de derrubios.
- Conos de derrubios mixtos: de mayor desarrollo tanto horizontal como vertical. Se caracterizan por las pendientes fuertes (> 30°) y los perfiles convexos a rectilíneos. Los procesos dominantes son la gravedad, la reptación, los procesos nivales y los flujos de derrubios.

- Conos y taludes mixtos complejos: tienen pendientes medias relativamente bajas (19-25°) y perfiles complejos, de rectilíneos a cóncavos. Los procesos dominantes son los derivados de la gravedad, nivales y de flujo en las porciones altas; los flujos de derrubios en las medias, y la arroyada y procesos nivales en las inferiores, donde las pendientes son menores.

En los conos de la Vueltona, conos mixtos y mixtos complejos de gran desarrollo vertical, se han aplicado técnicas de control de las deformaciones y movimientos con objeto de estudiar la dinámica actual de los mismos. Los procesos gravitatorios, nivales, con aludes de placa y fondo registrados entre 2008 y 2010, y los flujos de derrubios son los más enérgicos, por lo que el conocimiento de la distribución de los materiales y los procesos son indicativos de su dinámica. El control geomático mediante láser escáner terres-

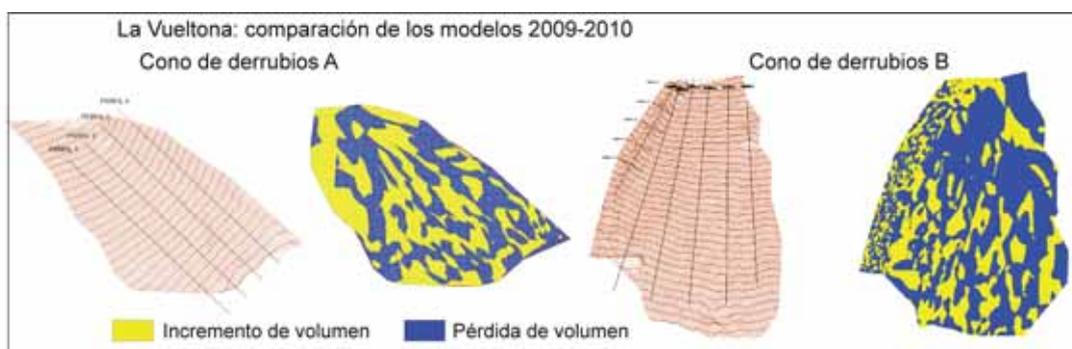


Figura 14. Resultados del levantamiento de los conos de la Vueltona mediante láser escáner.

Figure 14. Results of the Laser scanner survey in La Vueltona debris cones.

tre es todavía insuficiente, pues dos años no son suficientes para establecer dinámicas. Los resultados muestran que los movimientos se sitúan en los 2 cm, margen dentro de los errores de medición en grandes distancias, por lo que es necesaria la continuidad de la serie. No se aprecia una organización altitudinal de los sectores con pérdida de volumen y con incremento (figura 14), dominando la organización longitudinal. En el cono A (1 en la tabla 5, figura 14), un cono mixto, se aprecian una ligera tendencia hacia la existencia de pérdidas en las posiciones distales, e incremento en las proximales, sin una neta distribución. En el cono B (3 en la tabla 5), mixto complejo, parece existir un dominio de pérdida de volumen en las porciones superiores y equilibrio en las inferiores. Ello apunta a una dinámica mixta, donde la capacidad de redistribución supera a la alimentación o posibles procesos de asentamiento. En ambos conos están equilibrados los incrementos y las pérdidas, lo que denota que no existen desequilibrios por sobrealimentación de clastos o erosión y exportación de sedimentos. En su flanco oeste se refleja la complejidad del flujo de derrubios que surca el talud.

CONCLUSIONES

La alta montaña de los Picos de Europa presenta numerosas formas generadas por diferentes procesos que la configuran como un medio dinámico, en constante cambio y por tanto sensible ante los cambios naturales o inducidos por el hombre. En conjunto se aprecia un orden altitudinal, con una zona alta, por encima de 2.200 metros en la que la intervención del hielo es significativa, mientras por debajo los procesos son más atenuados y son los procesos asociados a la nieve los preponderantes.

Por encima de los 2.200 metros la zona ha sido deglaciada con posterioridad al Tardiglacial, y han existido glaciares en épocas históricas, por lo que el hielo ha estado presente hasta periodos muy recientes. En altitud existen masas de hielo residual, los heleros. En ellos se ha constatado la pérdida rápida de hielo, que en ambos casos se

encuentra en los estadios finales de su desaparición. La pérdida de masa no es continua sino que se caracteriza por fases de rápidas pérdidas asociadas a condiciones de baja innivación y veranos cálidos, con movimientos de los bloques de hielo, y periodos de equilibrio sin variaciones en la masa de los heleros. En los circos glaciares y jous, existen procesos periglaciares y presencia de hielo en el suelo durante todo o gran parte del año, presencia a la que se asocian los procesos actuales, más variados y diversos (suelos ordenados, lóbulos, terracillas, montículos de hielo, flujos de derrubios) que en las zonas bajas, y siempre asociados a la presencia de depósitos superficiales. En las laderas altas y cumbres los procesos son más enérgicos y capaces, pero también más estables ante cambios naturales o antrópicos, pues la elevada energía le hace menos sensible a los cambios.

Las zonas bajas han permanecido libres de hielo durante más tiempo. Se ha establecido que el máximo glaciar es anterior a los 35.700-34.850 años cal. B.P., y la retirada de los hielos se produce en torno a 17.300-17.400 años cal. B.P. Las huellas glaciares y periglaciares relictas son muy frecuentes, como herencia de ambientes fríos pasados. En la porción inferior las asociaciones de procesos y formas (nichos de nivación, lóbulos, terracillas, aludes, derrubios) implican respuestas complejas, que pueden ser profundas y conducir a cambios paisajísticos, o reajustes de difícil predicción en el sistema natural supraforestal. En el estado actual de conocimiento, a partir de los registros dinámicos y térmicos, los procesos geomorfológicos por debajo de los 1800 metros son atenuados y preponderantemente nivales. Las huellas periglaciares no son plenamente activas, y las interpretamos como herencias de condiciones periglaciares recientes, que responden mediante la paralización y cambios de procesos. Las condiciones óptimas para su desarrollo pueden atribuirse a periodos de enfriamiento histórico (Pequeña Edad del Hielo), entre 150 y 700 años, o anteriores (miles de años). Procesos como la gelifración sobre las paredes, los flujos de derrubios y los aludes están presentes, y todos ellos condicionados por el desarrollo y la fusión del manto nival.

AGRADECIMIENTOS

Este proyecto ha sido financiado por los proyectos del Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino, OAPN 007/2007, y del Ministerio de Ciencia e Innovación, CGL2010-65295/BTE (MCINN) y ha contado con la ayuda de Biosfera S.L. Queremos expresar nuestro agradecimiento

al Parque Nacional Picos de Europa y en particular a Miguel Menéndez de la Hoz por su constante apoyo y Fernando Rey Marfil por su colaboración en el trabajo de campo. También a Diego Menéndez (Biosfera S.L.) y Manuel Gómez Lende (UC) por su ayuda en los trabajos de campo, y a Ralph Lugon (Graduate Institute, Ginebra), en el equipamiento.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABELLÁN, A., VILAPLANA, J.M. & MARTÍNEZ, J., 2006. Application of a long-range Terrestrial Laser Scanner to a detailed rockfall study at Vall de Núria (Eastern Pyrenees, Spain). *Engineer Geology* 88: 136-148.
- ABELLÁN, A., JABOYEDOFF, M., OPPIKOFER, T. & VILAPLANA, J.M. 2009. Detection of millimetric deformation using a terrestrial laser scanner: experiment and application to a rockfall event. *Natural Hazards Earth System Science* 9: 365-377.
- ABELLÁN, A., CALVET, J., VILAPLANA, J.M. & BLANCHARD, J. 2010. Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology* 119: 162-171.
- BALLANTYNE, C.K. 2001. Measurement and theory of ploughing boulder movement. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 267-288.
- BALLANTYNE, C.K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21: 935-2017.
- BARD, E., ROSTEK, F. & MÉNOT-COMBES, G. 2004. Radiocarbon calibration beyond 20,000 14C yr B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin. *Quaternary Research* 61: 204-214.
- BENN, D.I. & BALLENTYNE, C.K. 2005. Palaeoclimatic reconstruction from Loch Lommond readvance glaciers in the west Drumochter Hills, Scotland. *Journal of Quaternary Research* 20: 577-592.
- BENN, D. I., OWEN, L. A., OSMASTON, H. A., SELTZER, G. O., PORTER, S.C. & MARK, B. 2005. Reconstructions of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International* 138-139: 8-21.
- BERTHLING, I., EIKEN, T. & SOLLID, J.L. 2001a. Frost heave and thaw consolidation of ploughing boulders in a Mid-Alpine Environment, Finse, Southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12: 165-177.
- BERTHLING, I., EIKEN, T., MADSEN, H. & SOLLID, J.L. 2001b. Downslope Displacement Rates of Ploughing Boulders in A Mid-Alpine Environment: Finse, Southern Norway. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 83, 3: 103-116.
- BODIN, X.M., FABRE, D., RIBOLINI, A., SCHOENEICH, P., FRANCOU, B., REYNAUD, L. & FORT, M. 2009. Two decades of responses (1986-2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 34: 331-344.
- BRADLEY, R. S. 1999. *Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary*. International Geophysics Series. Academic Press. Washington.
- BROSCHKE, K.U. 1978. Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica. *Estudios Geográficos* 151: 131-161.
- DAHL, S.O. & NESJE, A. 1992. Paleoclimatic based on equilibrium line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque in Inner Nordfjord, western Norway. *Paleogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 94: 87-97.
- DANZEGLOCKE, U., JÖRIS, O. & WENINGER, B. 2009. CalPal-2007^{online}. <http://www.calpal-online.de>, acceso 2009-09-23.
- DEL RÍO, L.M. TEJADO, J.J. DE SAN JOSÉ, J.J. ATKINSON, A. SERRANO, E. GONZÁLEZ, J.J. & FERNÁNDEZ, A. 2009. Ice patch structure and depth using GPR techniques: a first approach to the Jou

- Negro ice patch (Picos de Europa, Spain). En: Proceeding 5th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR 2009), pp.122-126. IWAGPR, Granada.
- DUNNING, S.A., MASSEY, C.R. & ROSSER, N.J. 2009. Structural and geomorphological controls on landslides in the Bhutan Himalaya using Terrestrial Laser Scanning. *Geomorphology* 103: 17-29.
- FERNÁNDEZ PRIETO, J.A. 1983. Aspectos geobotánicos de la Cordillera Cantábrica. *Anales Jardín Botánico de Madrid* 39: 489-513.
- FEUILLET, T. 2011. Statistical analyses of active patterned ground occurrence in the Taillon Massif (Pyrénées, France/Spain). *Permafrost and Periglacial Processes*, in press.
- FRENCH, H.M. 2007. *The Periglacial Environment*. Wiley. Chichester.
- FROCHOSO, M. & CASTAÑÓN, J.C. 1986. La evolución morfológica del alto valle del Duje durante el Cuaternario. (Picos de Europa, NW España). *Ería* 11: 193-209.
- FROCHOSO, M. & CASTAÑÓN, J.C. 1998. El relieve glaciario de la Cordillera Cantábrica. En: Gómez, A. & Pérez, A. (Eds.). *Las huellas glaciares de las montañas españolas*, pp. 65-137. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela.
- GONZALEZ TRUEBA, J.J. 2006. Topoclimatical factors and very small glaciers in Atlantic Mountain of SW Europe: Little Ice Age glacier advance in Picos de Europa (NW Spain). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 39: 115-125.
- GONZALEZ TRUEBA, J.J. 2007a. El paisaje natural del Macizo Central de los Picos de Europa. CIMA-Consejería de Medio Ambiente, Santander.
- GONZALEZ TRUEBA, J.J. 2007b. Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional Picos de Europa, con Mapa geomorfológico E 1:25.000. OAPN-Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.
- GONZALEZ TRUEBA, J.J. 2007c. La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa. Universidad de Cantabria-Fundación Marcelino Botín, Santander.
- GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J., RUIZ, P. & SERRANO, E. 2002. Huellas morfológicas del glaciario histórico. La Pequeña Edad del Hielo en el Macizo Central de los Picos de Europa, Cordillera Cantábrica. Primera Aproximación. En: Serrano, E. & García de Celis, A. (eds.). *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología. Patrimonio, Montaña y Dinámica Territorial*, pp.183-193. SEG-UVA, Valladolid.
- GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., MARTIN MORENO, R., MARTÍNEZ DE PISÓN, E. & SERRANO, E. 2008. Little Ice Age glacier advance and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene* 18, 4: 551-568.
- GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J. & SERRANO, E. 2010. Geomorfología del Macizo Oriental del Parque Nacional Picos de Europa, con Mapa geomorfológico E 1:25.000. OAPN-Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.
- HAEBERLI, W., HALLET, B., ARENSON, L., ELCONIN, R., HUMLUM, O., KÄÄB, A., KAUFMANN, V., LADANYI, B., MATSUOKA, N., SPRINGMAN, S. & VONDER MÜHLL, D. 2006. Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes* 17, 3: 189-214.
- HARRIS, C., KERN-LUETSCHG, M., MURTON, J., FONT, M., DAVIES, M. & FRASER, P. 2009. Solifluction processes on permafrost and non-permafrost slopes: results of a large-scale laboratory simulation. *Permafrost and Periglacial Processes* 20: 1-14.
- HAWKINS, F.J. 1985. Equilibrium line altitude and paleoenvironment in the Merchants Bay area, Baffin Island, N.W.T. *Canada. Journal of Glaciology* 31: 205-213.
- HEIRI, O., LOTTER, A.F. & LEMCKE, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25: 101-110.
- HUGHES, P.D. & WOODWARD, J.C. 2008. Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science* 23: 575-588.
- HUMLUM, O. & CHRISTIANSEN, H.H. 2008. Lowland periglacial research: a review of published advances 2003-2007. *Permafrost and Periglacial Processes* 19, 2: 211-235.
- JIMÉNEZ, M., RUIZ, M.B., FARIAS, P., DORADO, M., GIL, M.J. & VALDEOMILLOS, A., 2002. Palaeoenvironmental research in Cantabrian Mountains: Redes Natural Park and Comella basin. En:

- Ruiz, B. *et al.* (eds). Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in the Mediterranean Region, pp. 229-240. Universidad de Alcalá de Henares, Madrid.
- KUHLE, M. 1988. Topography as a fundamental element of glacial systems. A new approach to ELA calculation and typological classification of paleo-and recent glaciations. *GeoJournal* 17-4: 545-568.
- LUCKMAN, B.H. 2006. Talus Slopes. En: Elias, S.A. (ed.). *Encyclopedia of Quaternary Science*, pp. 2242-2249. Elsevier, Chichester.
- MORENO, A.; VALERO GARCÉS, B.L., JIMÉNEZ, M., DOMÍNGUEZ, M.J., MATA, M.P., NAVAS, A., GONZÁLEZ SAMPÉRIZ, P., STOLL, H., FARIAS, P., MORELLÓN, M., CORELLA, J.P. & RICO, M.T. 2010. The last glaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, northern Spain). *Journal of Quaternary Science* 25, 1076-1091.
- NESJE, A., DAHL, S.O., ANDERSSON, C. & MATTHEWS, J.A. 2000. The lacustrine sedimentary sequence in Syngneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedal-breen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 19: 1047-1065.
- NESJE, A., KVAMME, M., RYE, N. & LØVLIE, R. 1991. Holocene glacial and climate history of the Jostedal-breen region, western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews* 10: 87-114.
- NESJE, A., MATTHEWS, J.A., DAHL, S.O., BERRISFORD, M.S. & ANDERSSON, C. 2001. Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedal-breen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene* 11: 267-280.
- OHMURA, A., KASSER, P. & FUNK, M. 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology* 38: 397-411.
- OLIVA M., SCHULTE L. & GÓMEZ ORTIZ A. 2008. Solifluction lobes in Sierra Nevada (Southern Spain): morphometry and palaeoenvironmental changes. En: Kane, D.L. & Hinkel, K.M. (eds.). *Proceeding of the Ninth International Conference on Permafrost*, pp. 1321-1326. University of Fairbanks, Alaska.
- OLIVA M., SCHULTE L. & 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.
- OLIVA, M. 2010. Evolución ambiental Cuaternaria del paisaje de Sierra Nevada. *Cuaternario y Geomorfología* 24: en prensa.
- PANIAGUA, J., DEL RÍO, M. & RUFO, M. 2004. Test site for the analysis of subsoil GPR signal propagation. In: *Proceeding Tenth International Conference on Ground Penetrating Radar*, pp. 751-754. AWGPR, Delft.
- PELLITERO, R. 2009. Application of an alpine geomorphological mapping system to an Atlantic mountain environment: The Curavacas Massif (Cantabrian Range, Northwest Spain). *Journal of Maps* 2009: 194-205.
- PEÑA MONNÉ, J.L. (ed.). 1997. *Cartografía Geomorfológica básica y aplicada*. Geoforma Ediciones. Logroño.
- PORTER, S.C. 1975. Equilibrium line altitudes of Late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research* 5: 27-47.
- REIMER, P.J., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BERTRAND, C.J.H., BLACKWELL, P.G., BUCK, C.E., BURR, G.S., CUTLER, K.B., DAMON, P.E., EDWARDS, R.L., FAIRBANKS, R.G., FRIEDRICH, M., GUILDERTSON, T.P., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, G., MANNING, S., RAMSEY, C.B., REIMER, R.W., REMMELE, S., SOUTHON, J.R., STUIVER, M., TALAMO, S., TAYLOR, F.W., VAN DER PLICHT, J. & WEYHENMEYER, C.E. 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0 to 26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46: 1029-1058.
- RIDEFELT, H., ETZELMÜLLER, B. & BOELHOUWERS, J. 2009. Spatial analysis of solifluction landforms and process rates in the Abisko Mountains, northern Sweden. *Permafrost and Periglacial Processes* 21, 3: 241-255.
- RIVAS, S., DÍEZ, T.E., PRIETO, J.A.F., LOIDI, J. & PENAS, A. 1984. *La vegetación de la alta montaña cantábrica*. Los Picos de Europa. Ediciones Leonesas, León.

- SCHOENICH, P.1993. Comparaison de systèmes de legends franÇais, allemande and Suisse. Principes de legende de IGUL. En: Schoenich, P. Reynard, E. (eds.) Cartographie geomorphologique-Cartographiede Risques. Travaux et reserches, pp.15-24. Université de Lausanne, IGUL, Lausane.
- SCHWAMBORN, G., HEINZEL, J. & SCHIRRMEISTER L. 2008. Internal characteristics of ice-marginal sediments deduced from georadar profiling and sediment properties (Brøgger Peninsula, Svalbard). *Geomorphology* 95: 74-83.
- SELTZER, G.O. 1994. Climatic interpretation of alpine snowline variations on millennial time scales. *Quaternary Research* 41: 154-159.
- SERRANO, E., MARTÍNEZ DE PISÓN, E. & AGUDO, C. 2000. El medio periglaciario de alta montaña en el Pirineo central: aportaciones recientes. En: J. L., Peña, M. Sanchez & M. V. Lozano (Eds). *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*, pp. 45-62. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel.
- SERRANO, E. & GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J. 2002. Morfología y evolución glaciario en los Picos de Europa. En: Redondo, J.M., Gómez, A., González, R.S., Carrera, P. (eds.). *El modelado de origen glaciario en las montañas leonesas*, pp. 249-268. Servicio de Publicaciones de la Universidad de León, León.
- SERRANO, E. & GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. 2004. Morfodinámica periglaciario en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa -Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología* 18 (3-4): 73-88.
- SERRANO, E., GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J., SANJOSÉ, J.J. & DEL RÍO, L.M. (2011). Ice patch origin, evolution and dynamics in a temperate maritime high mountain: the Jou Negro, Picos de Europa (NW Spain). *Geographiska Annaler*, 93-2 DOI: 10.1111/j.1468-0459.2011.00006.x
- TRICART, J.1976. Leyenda para el Mapa Geomorfológico de Francia a 1:50.000. Instituto Jaime Almera de Investigaciones Geológicas, CSIC. Barcelona.