



**EL MACIZO CENTRAL DE LOS PICOS DE EUROPA:
GEOMORFOLOGÍA Y SUS IMPLICACIONES GEOECOLÓGICAS
EN LA ALTA MONTAÑA CANTÁBRICA.**

Tesis doctoral presentada por JUAN JOSÉ GONZÁLEZ TRUEBA, bajo la co-
dirección del Dr. ENRIQUE SERRANO CAÑADAS y el Dr. LUIS VICENTE GARCÍA
MERINO, para optar al título de DOCTOR EN GEOGRAFÍA

Departamento de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio
Universidad de Cantabria

El doctorando

JUAN JOSÉ GONZÁLEZ TRUEBA

Los directores de Tesis

ENRIQUE SERRANO CAÑADAS
Catedrático de Geografía Física
Universidad de Valladolid

Y

LUIS VICENTE GARCÍA MERINO
Catedrático de Análisis Geográfico Regional
Universidad de Cantabria

SANTANDER
2006

CAPÍTULO IV

**EL MODELADO DEL MACIZO TRAS LA RETIRADA DE LOS HIELOS.
EL AMBIENTE NIVOPERIGLACIAR Y LA CONFIGURACIÓN
DEFINITIVA DEL PAISAJE GEOMORFOLÓGICO ACTUAL.**



IV.1. INTRODUCCIÓN.

Como se ha podido observar en los capítulos anteriores, las grandes líneas del modelado actual provienen de un complejo enrejado estructural que ha guiado el retoque ejercido por los glaciares cuaternarios.

Las particularidades geográficas del macizo, y especialmente el volumen del mismo, y su abrupto relieve, con diferencias altitudinales entre el fondo de los valles periféricos a unos 300 m, y las más altas cumbres por encima de los 2.600 m, implican desniveles de más de 2.300 m, lo que ha supuesto un marcado escalonamiento de los medios morfoclimáticos, así como la respuesta morfodinámica de la montaña a los cambios climáticos acaecidos desde el último máximo glacial. El ascenso de las temperaturas trajo consigo un ascenso de los pisos morfoclimáticos, lo que se tradujo en la activación del proceso de deglaciación, y con ello la retirada progresiva de los hielos. Este proceso ha supuesto un tiempo de permanencia del hielo más duradero en la parte alta de la montaña, donde los glaciares acantonados en altura y al abrigo de las topografías más favorables, han experimentado su último avance glacial incluso en época histórica.

Paralelamente al proceso de deglaciación del macizo, se ha producido el desarrollo de una secuencia morfogenética compleja y heterogénea, donde en

función de las condiciones morfoclimáticas de cada banda altitudinal, y su evolución hasta la actualidad, se ha desencadenado una gran variedad de procesos: periglaciares, nivales, kársticos, fluviotorrenciales, dinámica de laderas (gravedad), etc; en muchas ocasiones, como veremos en los siguientes apartados, incluso coetáneos de las distintas fases glaciares.

Así pues, el inicio del proceso de deglaciación supuso la activación de dinámicas morfológicas diferenciadas entre la montaña media, libre de hielo con anterioridad, y la alta montaña, donde los hielos perduraron durante más tiempo, y el modelado postglaciar posee un carácter por tanto más reciente. A partir de entonces, con el ascenso y diferenciación vertical de procesos y formas, comienza a establecerse una clara diferenciación morfoclimática y morfodinámica del macizo, entre montaña media y alta montaña.

La labor de los agentes de modelado postglaciar ha implicado un retoque en detalle del modelado glaciar, que guiado por los caracteres morfoestructurales, fue el responsable de la configuración de la topografía desde finales del pleistoceno.

La duración e intensidad de cada fase morfogenética, el fácil deterioro de las formas y depósitos postglaciares, así como la influencia de otros factores del medio natural, como la cubierta vegetal, o más recientemente las actividades antrópicas, dificultan el análisis e interpretación de la morfología postglaciar, especialmente en la parte baja del macizo, donde, como hemos dicho, su mayor tiempo de exposición a los agentes de modelado postglaciares ha supuesto un modelado más complejo que abarca gran variedad de formas y procesos que se han sucedido en el tiempo.

En los apartados siguientes, se lleva a cabo una síntesis de la secuencia morfogenética postglaciar desde el último máximo glaciar, hasta la actualidad, lo que implica la consideración desde los procesos más inmediatos al retroceso del hielo, - paraglaciares- , hasta la morfodinámica actual.

IV.2. LA SECUENCIA MORFOGENÉTICA PARAGLACIAR.

Como acabamos de adelantar, la retirada del hielo da lugar a la configuración de un relieve expuesto a unas condiciones inestables y en consecuencia expuesto a rápidas e intensas modificaciones. Dicha actividad geomorfológica activada tras la retirada del hielo o incluso coetánea al propio proceso de deglaciación se define como "*Paraglacial*", término introducido por Church y Ryder (1972), para referirse a: "*nonglacial processes that are directly conditioned by glaciation*". En este sentido el tiempo de respuesta y sucesión paraglacial hasta condiciones no glaciadas puede responder a escalas temporales y espaciales variables, desde unos pocos siglos a varios milenios. Una secuencia paraglacial implica por tanto un reajuste de las formas y depósitos generados y condicionados tanto por la morfodinámica glaciaria, por ejemplo los complejos morrénicos, como los derivados de procesos morfogénicos mixtos, pero ineludiblemente asociados a la glaciación, como son las formas proglaciares: rellanos de obturación, terrazas proglaciares, etc (Ballantyne y Benn, 1994; Ballantyne , 2002, 2003).

En muchas de las áreas de montaña templadas deglaciadas desde finales del Pleistoceno o incluso el holoceno temprano, es posible observar un conjunto de formas y sedimentos postglaciares como taludes y conos de derrubios, rellenos de fondo de valle asociados a la dinámica de laderas y/o a la fluviotorrencial, entre otras muchas, que en muchos de los casos en la actualidad son formas relictas, carentes de dinámica o al menos con una dinámica muy atenuada, en ocasiones colonizados en mayor o menor medida por la cubierta vegetal y profundamente modificados por los agentes erosivos externos (Ryder, 1971; Brazier *et al.*, 1988; Owen, 1989; Owen y Sharma, 1989; Beaudoin y King, 1994; Schrott *et al.*, 2002, 2003). El concepto de "procesos paraglaciares" e incluso "paisaje paraglaciar", ha sido frecuentemente utilizado en la literatura internacional de las últimas décadas para referirse al proceso de reajuste y remodelado de las formas y depósitos glaciogénicos (Owen, 1991; Ballantyne y Benn, 1994; Ballantyne, 1995, 2002, 2003); de ambientes proglaciares (Mathews *et al.*, 1998; Etzemüller, 2000). También ha sido aplicado en relación a la respuesta de los sistemas morfológicos de ladera al retroceso y descompresión de las mismas tras la retirada de los hielos (Ballantyne y Benn, 1994; Shakesby y Matthews, 1996; Cruden, 1997).

El "período paraglaciar" ha sido definido por Church y Rider (1972), como el tiempo durante el cual los procesos paraglaciares ocurren. Ante tan amplia definición, Ballantyne (2002) ha retomado recientemente el tema, definiéndolo como "*the timescale over which a glacially conditioned sediment source Esther becomes exhausted or attains stability in relation to particular reworking processes. Once this has occurred, sediment release may be envisaged as having relaxed to an equilibrium or non-glacial state, indistinguishable from that which would result from primary denudation of the land surface*" (Ballantyne, 2002).

Church y Rider (1972) proponen un modelo temporal para el período paraglaciar que podría ser representado por una curva que comienza en el momento que se inicia el proceso de deglaciación, siendo los primeros momentos los de mayor

remodelación de material sedimentario, porcentaje que progresivamente se va disminuyendo con el paso del tiempo (Ver figura 117). Otros autores abogan por un modelo temporal del período paraglaciar, que respondería a un decrecimiento lineal del volumen de materiales remodelados con el paso del tiempo (Thorn y Loewenhertz, 1987); mientras que Mathews (1992), defiende una tendencia evolutiva parabólica, con su máximo en el inicio del proceso de deglaciación. Como apunta Ballantyne (2002), todos ellos coinciden en apuntar que tal sucesión paraglaciar, y los procesos de remodelado y redistribución, muestran una tendencia decreciente con el paso del tiempo. El modelo temporal paraglaciar implica que la tasa de acumulación presenta siempre en un sistema paraglaciar condiciones estables, una tendencia negativa, es decir, el cambio desde un balance neto de acumulación a un balance de pérdida es una función intrínseca a todo sistema paraglaciar (Ballantyne, 2002, 2003).

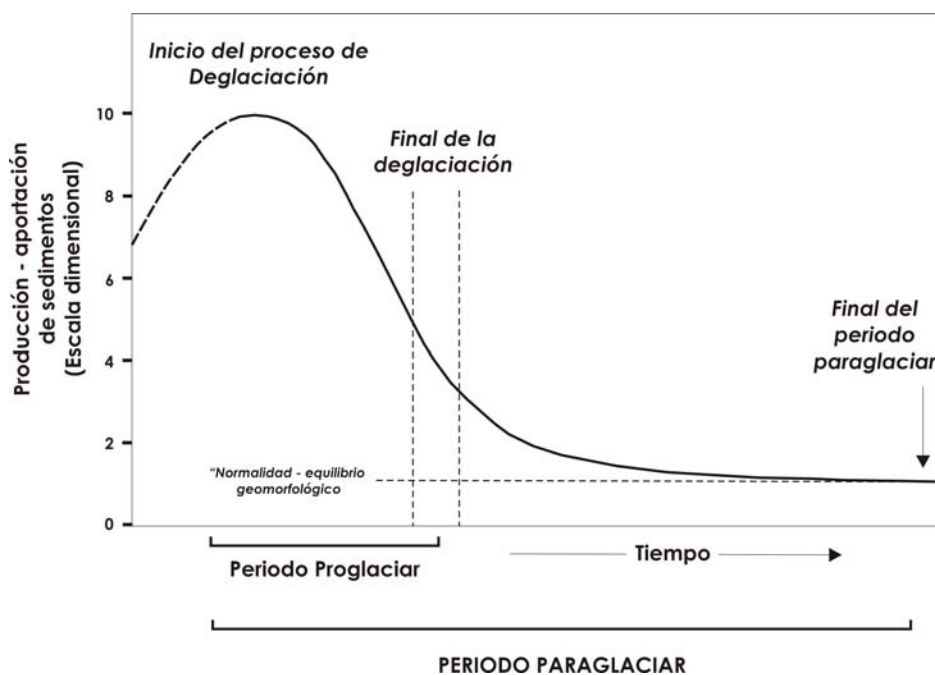


Figura 117. Gráfica sintética en la que se muestra el modelo temporal de retribajamiento de los sedimentos paraglaciar concebido por Church y Rider (1972), (Modificado de Ballantyne, 2002). El "período paraglaciar de aumento de la aportación de sedimentos comienza con el proceso de deglaciación, transcurriendo con éste de forma coetánea, y finaliza cuando la aportación de sedimento se reduce hasta la "normalidad" o "equilibrio geomorfológico", representado por la denudación ya del sustrato rocoso. EL modelo considera unas condiciones de equilibrio para el conjunto de la sucesión paraglaciar, la introducción de interrupciones en el mismo se traduciría en la modificación de la curva evolutiva.

En este sentido factores tales como el volumen de material sedimentario susceptible de sufrir una remodelación por los procesos paraglaciar, las características y coherencia de dichos depósitos, las pendientes del terreno, y las propias condiciones morfoclimáticas imperantes en cada momento, son fundamentales para entender el modo e intensidad tanto de los procesos de erosión iniciales: escorrentía concentrada o difusa, dinámica de laderas, procesos asociados al frío y la nieve, etc, como de las pautas de transporte y sedimentación posteriores, y en definitiva la redistribución del material remodelado, y su magnitud espacio-temporal.

Así, por ejemplo, en el caso del macizo central de los Picos de Europa, las diferencias topográficas entre algunos de los valles periféricos, de relativamente suaves pendientes, y las canales por ejemplo que vierten a la garganta del río Cares, que salvan desniveles de más de 1.500 m en un escaso desarrollo horizontal, han favorecido una rápida y profunda incisión y erosión de los materiales sedimentarios y del propio sustrato, de forma que su labor postglaciar se ha traducido fundamentalmente en la erosión y evacuación fuera del macizo de un gran volumen de materiales a través de la red hidrográfica.

Pero el modelo se complica, en la medida que en la naturaleza, y especialmente en los medios de montaña dada su alta inestabilidad y dinamismo, el modelo general de una secuencia paraglaciar teórica, puede verse alterado, sobre todo si atendemos a escalas temporales amplias, del orden de milenios. Efectivamente, una secuencia paraglaciar implica procesos y formas asociadas a los mismos muy variables, pero que incluso pueden cambiar de signo (erosión vs acumulación). Como hemos visto en capítulos anteriores, la evolución glaciar del macizo ha sido compleja, registrando continuos equilibrios e incluso reavances, a lo largo de los últimos 18.000 años. Si bien es cierto que de forma paralela y coetánea al proceso de deglaciación del macizo se activaron toda una serie de procesos

paraglaciares, en ocasiones éstos se vieron interrumpidos o modificados por los avances glaciares más recientes, siendo el último el desarrollado durante la Pequeña Edad del Hielo. De este modo, la curva temporal teórica del modelo paraglaciar, en detalle va a presentar una serie de interrupciones en el ritmo de remodelado de los materiales sedimentarios glaciogénéticos. El período paraglaciar implica por tanto procesos y formas asociadas de escala temporal y espacial variable, de forma que mientras unas poseen un carácter positivo o acumulativo, otras pueden ser de tipo negativo o erosivo, todo lo cual da lugar a una evolución morfogenética muy compleja.

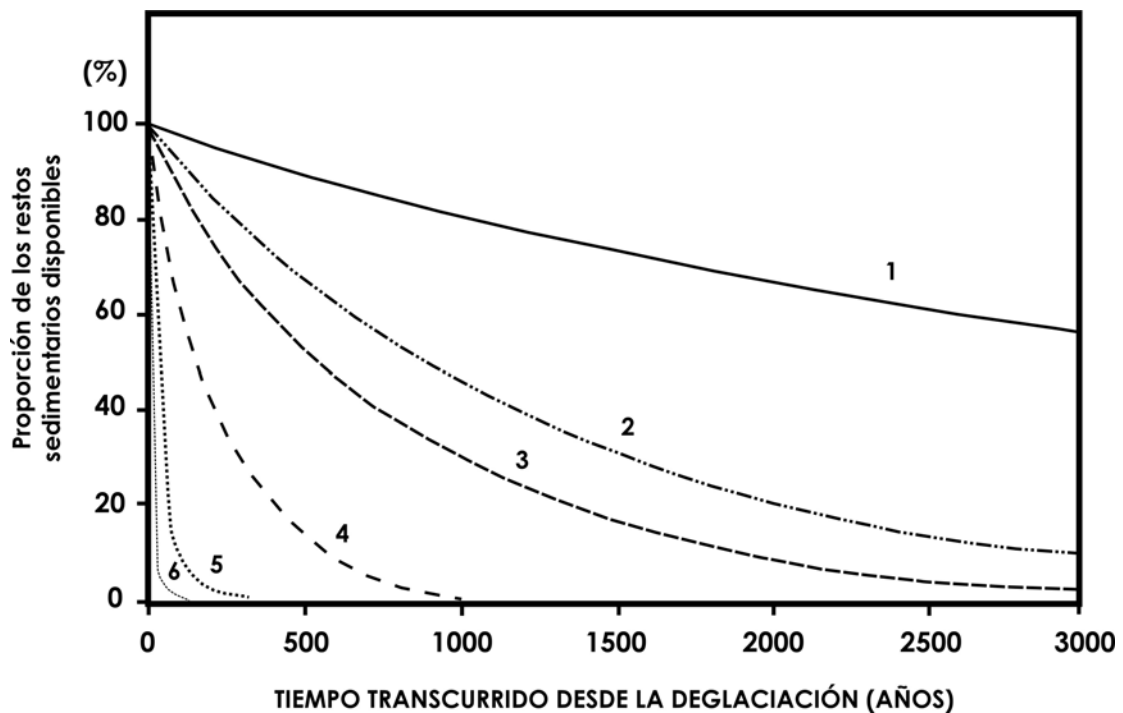


Figura 118. Gráfica comparativa de las curvas de pérdida de material sedimentario para diferentes procesos paraglaciar primarios: (1) Desprendimientos y deslizamientos de ladera, a partir de datos de Cruden y Hu (1993); (2) Caída de rocas y acumulación de taludes de derrubios, basado en datos de Hinchliffe y Ballantyne (1999); (3) Acumulación de abanicos aluviales (promedio resultante de varias fuentes según Ballantyne 2002); (4) Deformación/incisión de laderas promedio resultante de varias fuentes según Ballantyne 2002); (5) Modificación de depósitos de ladera, según datos de Ballantyne (1995) y Curry (1999); (6) Modificación de depósitos proglaciares, basado en datos de Mathews *et al.* (1998). Modificado a partir de Ballantyne (2002).

Ballantyne (2002, 2003) diferencia entre unos "sistemas paraglaciales primarios" y unos "sistemas paraglaciales secundarios", llegando al final de estos a la morfodinámica actual del macizo, todo lo cual comprende el conjunto de formas de modelado postglaciar. Los sistemas paraglaciales primarios son aquellos que responden a un primer remodelado y reajuste de los materiales de génesis glaciar y que no incluye el remodelado de sedimentos previamente removilizados por algún proceso de génesis no glaciar. Ejemplos de ello serían desprendimientos de rocas y deslizamientos de ladera debidos a la descompresión de las laderas tras el retroceso glaciar, construcción de los primeros conos y taludes de derrubios, erosión y modificación de complejos morrénicos por parte de agentes de modelado externo no glaciares, o la labor erosiva de las aguas corrientes sobre los depósitos glaciogénéticos, tipo llanuras fluvioglaciares, etc. En relación con ello, es evidente que dentro de este sistema se van a incluir procesos y formas asociados de escala temporal y espacial muy variables, lo cual está en relación con factores tales como las características intrínsecas de los depósitos susceptibles de ser removilizados, su coherencia, la topografía en la que se enmarcan, así como los procesos morfogenéticos que puedan actuar sobre ellas (ver figura 118).

Así pues la magnitud, el ritmo, duración y velocidad de respuesta de procesos tales como los mencionados anteriormente pueden ir desde unas pocas décadas o siglos, e incluso varios milenios.

Por su parte, los sistemas paraglaciales secundarios son aquellos que no sólo implica la continuación directa o indirecta en el remodelado de los depósitos glaciogénéticos *in situ*, sino que también incluye el reajuste de aquellos depósitos y formas paraglaciales tales como taludes y conos de derrubios, rellenos de fondo de valle, abanicos y terrazas aluviales, etc (Ballantyne, 2002, 2003); y que acaban enlazando espacio-temporalmente, con los procesos y formas actuales del macizo, es decir, con la morfodinámica actual del macizo.

Por todo ello, nos parece acertada la consideración que Ballantyne (2003) ha hecho recientemente del sistema paraglaciar al considerarlo como un "*sistema compuesto de modos alternantes de transferencia de sedimentos*", que implican en definitiva un reajuste o retoque del modelado glaciar heredado. En la montaña esta secuencia implica una transferencia de materia y energía en la vertical, desde las partes altas a las bajas, con una salida final del sistema a escala de macizo, a través fundamentalmente de la red hidrográfica.

En la medida que la evolución morfogenética del macizo está directamente relacionada con su evolución morfoclimática, con los cambios altitudinales de las condiciones morfoclimáticas, los estadios o secuencias postglaciares más complejas se darán en aquellas áreas deglaciadas con antelación, las situadas a cotas más bajas, pues la intensidad de los procesos y formas postglaciares es directamente proporcional al tiempo transcurrido desde su creación, es decir, nada más comenzar el proceso de deglaciación.

La evolución morfogenética paraglaciar del macizo central de los Picos de Europa, ha implicado una sucesión de procesos de remodelación, transporte y resedimentación de materiales de diverso origen, que ha producido un retoque en detalle del modelado general derivado de la última glaciación. Pero dadas las características litológicas y topográficas del área de estudio, el sistema se complica, pues mientras que algunos de los valles periféricos si se adaptan al modelo teórico descrito, otros sectores, sobre todo la parte central del macizo, se presentan como sistemas de transferencia de sedimentos cerrados. En efecto, las grandes depresiones glaciokársticas que caracterizan la morfología de la parte superior del área de estudio, implican en muchos casos una desconexión con la parte inferior del macizo, de forma que los materiales removilizados acaban en el fondo de las depresiones que funcionan como grandes trampas de sedimentos. Aunque no existen estudios geomorfológicos en profundidad, y su atención desborda los objetivos del nuestro, es de sobra conocida la enorme dimensión del sistema endokárstico del macizo, con simas de más

de 1.500 m de desarrollo en la vertical. Muchas de las depresiones glaciokársticas del macizo cuentan en su fondo con bocas de entrada, sumideros a través de los cuales se infiltran las aguas de fusión que alimentan dicho sistema subterráneo, y que después encuentra su salida a los pies del macizo en numerosas surgencias cercanas al límite actual de los ríos periféricos. Pero los materiales transportados en suspensión por las aguas de fusión, y susceptibles de ser transferidos a través de dicho sistema, a falta de estudios que lo comprueben, parecen ser escasos. De ahí, nuestra consideración de "sistemas cerrados" o "casi cerrados", al menos a una escala temporal media y considerado las condiciones morfoclimáticas actuales. Es cierto que la situación podría ser modificada a través de diversos modos: por un lado a través de un cambio en las condiciones morfoclimáticas del macizo, que implicase por ejemplo la reactivación de un régimen glaciar que evacuase material directamente hasta la zona periférica, como se produjo durante la última gran glaciación; o bien, de proseguir con las condiciones morfoclimáticas actuales, estos sistemas cerrados tienen un límite espacio-temporal máximo, y podrían verse modificados en el momento que los materiales depositados en su interior, llegasen a revasar la capacidad límite de almacenamiento de dichas depresiones glaciokársticas, de forma que al superarse los umbrales rocosos se conectarían con las topografías del contorno, produciéndose así la apertura del sistema de transferencia. Dada la secuencia registrada desde el tardiglaciar, dicho proceso requeriría una escala temporal milenaria.

Por otro lado, la ausencia de escorrentía superficial, uno de los grandes agentes de modelado postglaciar, reduce considerablemente la morfodinámica de estos sectores. Como veremos en apartados posteriores, son los procesos asociados al frío y la nieve, junto con los kársticos y los de ladera (gravedad) los fundamentales a tener en cuenta.

Ciertamente, la secuencia paraglaciar muestra una tendencia en la tasa de material removilizado decreciente a medida que avanza el tiempo, pero aunque dicha tendencia es cierta en líneas generales, hay que tener en cuenta que ésta

implica un proceso de evolución morfogenético que puede estar condicionado en detalle por la intervención de procesos o eventos de alta intensidad y baja frecuencia, que modifiquen bruscamente la tendencia general del sistema (ej: de tipo climático o geomorfológico: tormentas y lluvias excepcionales que pueden derivar en grandes desprendimientos de rocas, deslizamientos de ladera, etc). Además, es necesario considerar otros factores no geomorfológicos, tales como las características de la cubierta vegetal y su labor en la estabilización de las vertientes, o especialmente el factor antrópico. Las intervenciones y modificaciones asociadas al uso de la montaña por parte del hombre, especialmente a través de la modificación de la cubierta vegetal, pero también a través de la modificación directa de la topografía, ha ido adquiriendo una importancia cada vez mayor a lo largo de todo el holoceno, a medida que ha ido creciendo la presencia e intensidad de los usos que el ser humano ha dado a la montaña.

En definitiva, el resultado de la evolución morfogenética experimentada hasta la actualidad, debe tener en cuenta las condiciones geoecológicas del macizo en cada momento, pues además de los cambios climáticos, hay que tener en consideración toda una serie de factores que complican dicha evolución fruto de la heterogeneidad intrínseca a un macizo con desniveles altitudinales de más de 2.300 m. Factores como la propia localización geográfica del macizo en fachada oceánica, la altitud y masividad del conjunto, los caracteres litológicos y morfoestructurales, y los contrastes y variaciones locales en orientación y exposición derivados de una abrupta topografía, van a intervenir en la evolución morfogenética de cada ámbito, introduciendo así una gran diversidad geomorfológica. A todo ello hay que añadir la interrelación con otros elementos del paisaje entre los que la cubierta vegetal y las actuaciones antrópicas se presentan como fundamentales para entender el resultado final al que se ha llegado, es decir, la configuración de la morfología actual del paisaje del macizo.

IV.3. LA EVOLUCIÓN MORFOGENÉTICA DEL MACIZO DESDE EL FINAL DE LA ÚLTIMA GRAN GLACIACIÓN HASTA LA ACTUALIDAD.

La montaña se caracteriza por su alta sensibilidad a los cambios ambientales, mucho más que las zonas bajas circundantes. Las variaciones experimentadas por el clima a lo largo del tiempo, por tanto, han tenido una clara impronta en la morfología del macizo. Como hemos adelantado con anterioridad, las diferencias altitudinales entre la zona de cumbres y los fondos de valle, introducen un escalonamiento altitudinal de procesos y formas, derivadas de las variaciones morfoclimáticas que se producen con la altitud, lo que implica un medio heterogeneo y muy dinámico. En consecuencia, la organización altitudinal de la montaña está sometida a constantes alteraciones, como respuesta a los cambios climáticos.

Este modelo interpretativo de la evolución morfoclimática de la montaña, implica la consideración de la modificación de dicha organización altitudinal como consecuencia de las fluctuaciones climáticas acaecidas desde el inicio del proceso de deglaciación. La evolución geomorfológica del macizo de los Picos de Europa la entendemos en el marco de estos cambios altitudinales. Dado que la tendencia

general ha sido a un ascenso continuado de las temperaturas, la evolución de los procesos y formas geomorfológicas responden a dicha secuencia ascendente de los pisos morfoclimáticos fríos.

Las observaciones geomorfológicas nos permiten realizar una reconstrucción aproximada de la secuencia morfogenética del macizo desde el inicio del proceso de deglaciación hasta la actualidad.

Durante el último máximo glacial pleistoceno, buena parte del macizo estaba cubierta de hielo. Tan sólo las crestas principales y algunos sectores periféricos, permanecieron deglaciados y sometidos a una intensa actividad periglacial, dado que la M.E.L.A. se situaba en torno a los 1.600 m, y prácticamente la totalidad del macizo constituía un ambiente de alta montaña.

El inicio del proceso de deglaciación del macizo irá acompañado de la activación de la secuencia paraglacial, y con ello del inicio de condiciones morfogenéticas y morfodinámicas diferenciadas entre la alta montaña, aún glaciada y los fondos de valle y laderas medias que comienzan a quedar libres del hielo. Precisamente la evolución glacial, es la que nos va a permitir situar aproximadamente en el tiempo la secuencia postglacial, y relacionar la enorme variedad de procesos y formas de una montaña que en desarrollos horizontales de 5 km, presenta desniveles de 2.300 m. A grandes rasgos es posible diferenciar varios momentos claves en la secuencia morfogenética postglacial del macizo:

FASE I) Durante el período finiglacial (20.000 – 15.000 años B.P.), como hemos visto se registra un ascenso térmico que va a provocar el inicio del proceso de deglaciación general del macizo. El retroceso glacial es complejo y entrecortado, con importantes diferencias dinámicas entre las lenguas individuales y las procedentes de la parte central, registrándose una sucesión de reavances y equilibrios intercalados, lo que influirá a su vez en la sucesión de los procesos paraglaciales. De forma coetánea y paralela al proceso de deglaciación se inicia la secuencia paraglacial primaria. Así, mientras que la parte superior de la montaña sigue cubierta por el hielo, el retroceso

de los frentes glaciares derivado de un ascenso de las temperaturas, favorece el aumento de la esorrentía superficial asociado a la fusión de los hielos, y con ello, activa una fase de incisión tanto del sustrato rocoso aflorante, especialmente en las canales de fuerte pendiente, como un encajamiento de los valles y laderas no glaciados. Este momento será además el responsable de una notable erosión y remodelación de las formas y depósitos glaciogénéticos tales como complejos morrénicos laterales y frontales, rellanos de obturación lateral, llanuras proglaciares, etc.

FASE II) A finales del período anteriormente mencionado, una vez retirados los frentes glaciares hacia las partes altas del macizo, las formas y depósitos morrénicos heredados, en ocasiones son fosilizados por derrubios de tipo frío, que denotan aún unas condiciones ambientales rigurosas de tipo periglacial. A este momento pertenecería la construcción de los primeros conos y taludes de derrubios al pie de las principales crestas y paredes de las zonas periféricas: Fuente De, Amuesa, los derrubios que fosilizan las morrenas finipleistocenas de todo el sector de Peñas Cifuentes, las



Figura 119. Procesos de remodelación postglacial sobre la morrena de la Lomba del Toro, Áliva. Esta morrena fue construida durante el Pleniglacial, con la retirada de los hielos comenzaron los procesos paraglaciales, que han retocado su morfología original.

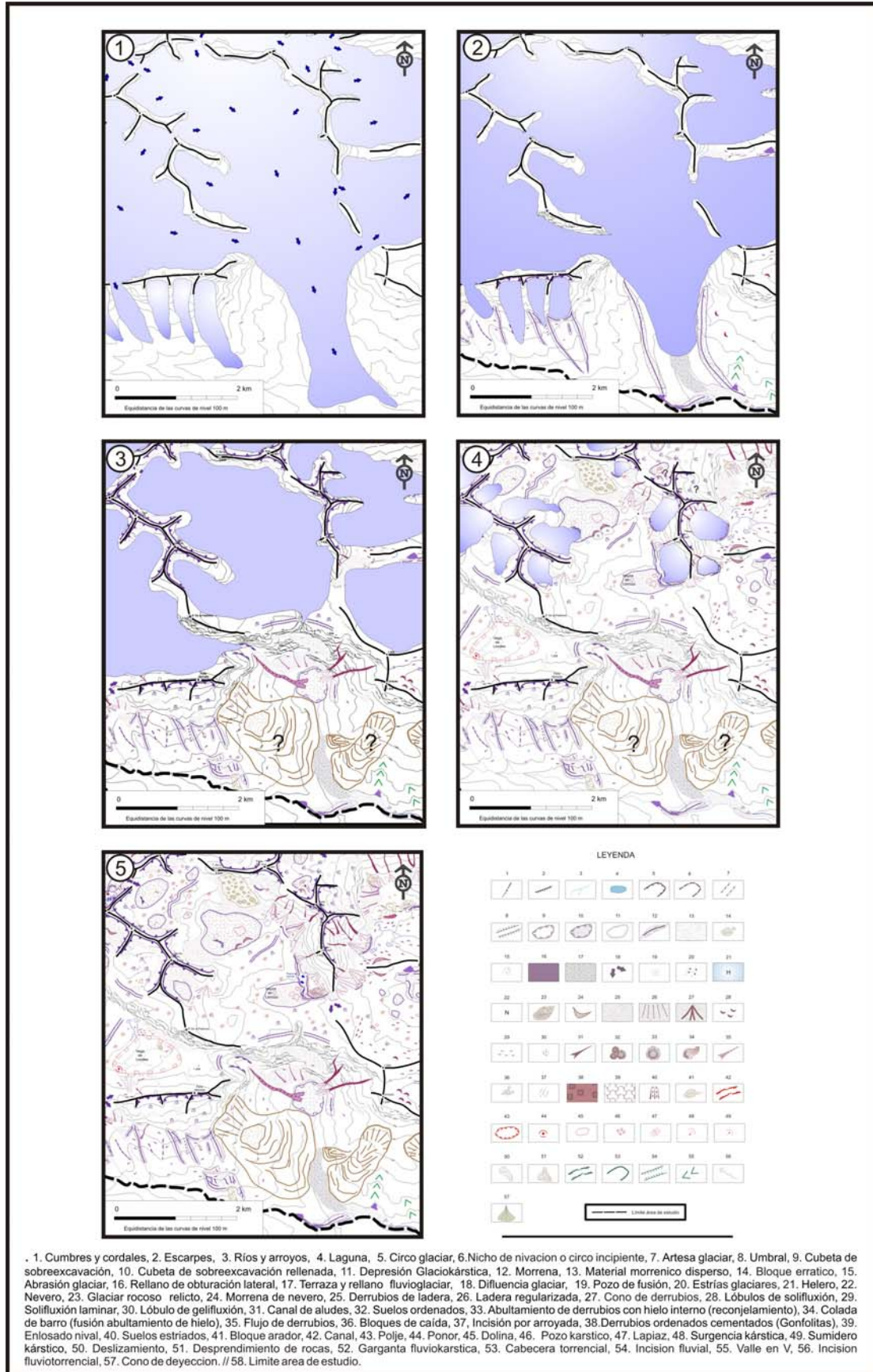


Figura 120. Secuencia morfogenética postglaciar de la cabecera del río Deva.

pedreras de las parte baja de las principales canales de la parte oeste del macizo, etc. Además en este momento se da una regularización y desmantelamiento de las laderas labradas por los hielos en su máxima extensión, desprendimientos de rocas y deslizamientos asociados a la descompresión de las laderas, y la presencia de agua superficial. A medida que continúa el proceso de deglaciación en la parte superior, en las zonas inferiores se va instaurando unas condiciones de frío que se van atenuando progresivamente, y con unas laderas en rexistasia.

FASE III) Durante el Tardiglaciario (14.000 – 10.000 años B.P.), los glaciares de pequeño tamaño, quedan recluidos al pie de las crestas y circos más altos, con la M.E.L.A. a 2.190 m aproximadamente. Siguen acentuándose las diferencias morfoclimáticas y morfogenéticas entre la zona de alta montaña y las zonas inferiores del macizo. El paso del Tardiglaciario al Holoceno, se caracteriza por un ascenso de las temperaturas y la humedad que se va a traducir en la activación del proceso de deglaciación definitivo del macizo, y una acentuación de la torrencialidad en las partes bajas. La deglaciación progresiva de la alta montaña abre paso al desarrollo de la secuencia paraglaciario primaria en altura, con la génesis de formas asociadas fundamentalmente al frío y la nieve. La combinación de procesos glaciares en las zonas ocupadas por los hielos, y periglaciares en las zonas de alta montaña ya deglaciadas, pasará a ser de dominante periglaciario una vez que éstos comienzan su retroceso terminal hasta su total desaparición. La alta montaña del macizo, ya deglaciada, pasa en este momento a poseer un ambiente de tipo periglaciario que morfológicamente se plasmará en un notable incremento de la producción de clastos y la removilización de los mismos. Esta fase se caracteriza por la génesis de acumulaciones de derrubios al pie de las paredes, modificando su perfil, morrenas de nevero, y formas menores asociadas a procesos de crioturbación y geliflujión, que generalmente aprovechan los depósitos morrénicos y de ladera, ricos en finos y localizados en altura, por encima de los 1.800 – 2.000 m.

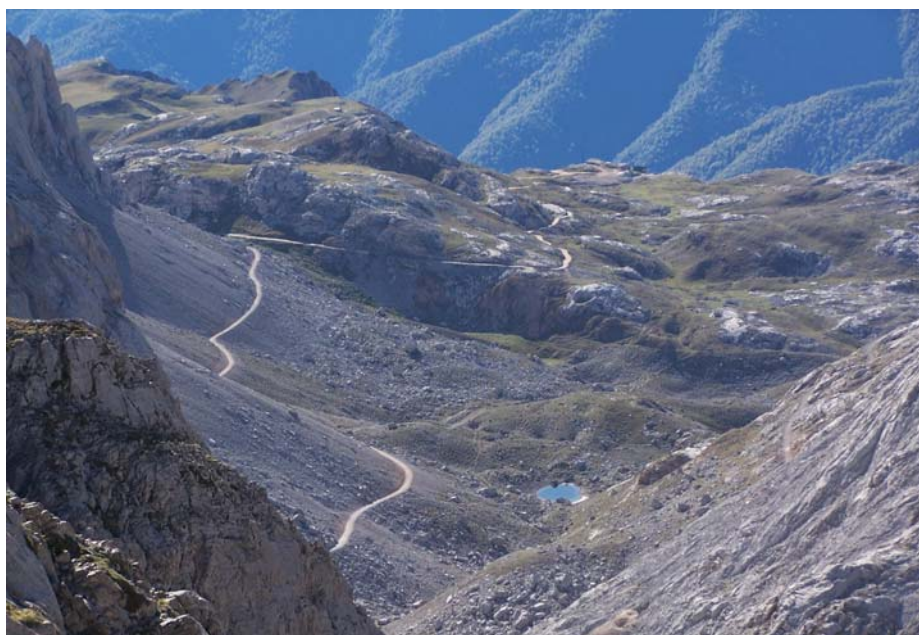


Figura 121. El sector de Lloroza (1.809 m) es un buen ejemplo de la secuencia paraglaciar seguida en la zona alta del macizo durante este período. Así se puede observar, bien conservados los arcos morrenícos frontales pertenecientes al glaciar que ocupa el pie de la pared sur de Peña Olvidada (2.430) durante el Tardiglaciar. Tras su retirada se desarrolló un glaciar rocoso, hoy relicto (Serrano y González Trueba, 2002), que fosiliza el complejo parcialmente, denotando así unas condiciones de tránsito entre un medio glaciar, circunscrito a las porciones más altas del macizo, y uno periglaciar. El ascenso de las temperaturas produjo el cese de su actividad, pasando a ser una forma relicta, y fosilizada por unos potentes conos de derrubios que recubre toda su parte superior. Esta acumulación de derrubios de ladera de tipo frío, ha venido produciéndose desde finales del tardiglaciar y todo el holoceno, hasta la actualidad. En detalle, dichos conos de derrubios están alterados y retocados por procesos de tipo nivoperiglaciar, entre los cuales los flujos de derrubios son los más destacados.

También en este momento se va a producir una intensificación de los procesos kársticos (ej: lapiazes, dolinas, etc), y por tanto, el retoque en detalle de los sectores de sustrato calcáreo recientemente deglaciados. En la montaña media, se instauran ya procesos y formas paraglaciales secundarios, como consecuencia del ascenso altitudinal de los pisos morfoclimáticos, y caracterizada por una dinámica geomorfológica donde son generales los procesos de aluvionamiento en los valles y la regularización de las laderas, así como procesos de tipo torrencial.

FASE IV) Esta fase de transición abre paso a un período más húmedo y cálido, que supone una incisión generalizada de los fondos de valle, y que asociamos al óptimo climático Atlántico, desarrollado según los datos palinológicos de zonas próximas en torno a 8.100 – 5.000 años B.P. aproximadamente (Florschütz y Menéndez, 1962; Menéndez y Florschütz, 1963). En este momento, la morfogénesis se caracteriza por la

continuidad del coluvionamiento, pero sin unas condiciones estrictamente frías en las partes más bajas. También se caracteriza por la expansión de los procesos edafogenéticos, y una gran colonización de la cubierta vegetal, teniendo como consecuencia una fitoestabilización de la dinámica de vertientes de media montaña, y por tanto, unas laderas en condiciones de relativa biostasia.

FASE V) A finales de este período en el tránsito hacia el subboreal (5.000 – 2.700 años B.P.), las condiciones climáticas se hacen más cambiantes, disminuye la humedad y se instala un clima templado pero contrastado (Florschütz y Menéndez, 1962; Menéndez y Florschütz, 1963; Díez Castillo, 1997, 1999), que podría ser el responsable de la reactivación de extensos procesos solifluidales. Estos procesos serían los dominantes y características de las zonas tapizadas por formas y depósitos glaciares, así como los terrenos de litologías detríticas. Buenos ejemplos de ello, son la zona de Áliva sobre grandes complejos morrénicos y los materiales de la Formación Lebeña, las laderas del reborde sur, en torno a las Peñas Cifuentes, el Collado de Pandébano, etc. A pesar de no poseer dataciones absolutas, esta hipótesis coincidiría con las cronologías aportadas en diferentes áreas europeas, que sitúan el inicio de una actividad solifluidal en torno al 5.000 – 4.500 años B.P., y con una fase de soliflucción más intensa y efectiva registrada en el período de transición del Subboreal al Subatlántico (3.500 – 2.500 años B.P) (Sugden, 1971, Mottershead, 1978; Gamper, 1985; Ballantyne, 1986; Veit, 1988; Mathews *et al.*). También en áreas de montaña próximas, como los Pirineos, se ha apuntado una intensificación de la soliflucción en torno a este momento (Serrano, 1991, 1996). En lo que respecta a nuestro área de estudio, si atendemos a la cronología relativa aportada por los datos palinológicos de sectores próximos de la Cordillera Cantábrica (Florschütz y Menéndez, 1962; Menéndez y Florschütz, 1963), estas fechas se asimilan bastante a los 2.700 años B.P. que se establecen en el paso del Subboreal/Subatlántico.

En este momento, ya está constatada la presencia humana, especialmente en zonas de media montaña del reborde SE del macizo, como es el caso de los Puertos

de Áliva (Díez Castillo, 1997, 1999), ya que en la parte alta sería posterior y muy escasa. La alteración del límite superior del bosque, o al menos del ecotono de transición, podría haber sido efectiva durante este periodo, lo que habría propiciado la iniciación/expansión (descenso altitudinal de dichos procesos morfológicos en franjas altitudinales no naturales), reactivación o aceleración de la soliflucción, y la reactivación de formas relictas en condiciones inestables (ej: descenso de fitoestabilización en taludes de derrubios, deslizamientos de ladera).

FASE VI) Por último, durante los últimos 2.500 años, aunque se han considerado las fluctuaciones climáticas que lo han caracterizado en otros ámbitos, en la zona de estudio, especialmente en la parte baja, los registros morfológicos no son claros, y su relación y adscripción a cambios climáticos no es posible por el momento. Si es cierto que se observa una fase de incisión y retoque de las formas preexistentes, pero esta podría estar condicionada o alterada por la deforestación asociada a la ocupación humana y sus implicaciones geomorfológicas: incisión, acarcavamiento y erosión de suelos, movimientos en masa menores, etc.

Por el contrario en la alta montaña, dada su alta sensibilidad a los cambios ambientales, y la menor intensidad de las intervenciones humanas, nos ha permitido constatar un proceso natural de respuesta morfogenética al recrudescimiento climático asociado a la Pequeña Edad del Hielo, que habría favorecido un avance glaciar histórico (M.E.L.A. a 2.600 m, aprox.), responsable de la génesis de tres pequeños glaciares bajo las cumbres de las caras norte de algunas de las cumbres más altas del macizo. En los circos glaciados en época histórica, el avance glaciar supuso una removilización de las formas y depósitos paraglaciarres construidos a lo largo del Holoceno (Ver figura x). Pero, dada la escasa entidad del fenómeno glaciar histórico, la respuesta morfogenética general en la alta montaña al recrudescimiento asociado a la Pequeña Edad del Hielo, habría sido una reactivación de formas heredadas de los procesos paraglaciarres post-Tardiglaciar, y/o intensificación de los procesos asociados al frío y la nieve, que se habrían mantenido activos o semiactivos

durante todo el período subatlántico en las zonas más altas del macizo. Junto a ello en la franja de transición entre la media y alta montaña, los procesos nivoperiglaciares, especialmente la soliflucción, podría haber también sufrido una reactivación y/o intensificación.



Figura 122. Vista de los taludes de derrubios al pie del umbral glaciar de Fuente De. En este conjunto se puede observar una secuencia paraglaciar: así sobre la cubeta de sobreexcavación rellenada, se acumuló en un primer momento una serie de conos de derrubios. Con los cambios ambientales, estas formas han pasado a ser relictas o con una actividad muy atenuada, con pequeñas pedreras situadas al pie de la pared que fosilizan las anteriores de mayores dimensiones. El ascenso de los pisos morfoclimáticos a lo largo del Holoceno se habría traducido en un paso de unas condiciones de rexistasia a unas condiciones de biostasia, de forma que fueron colonizadas por la vegetación que contribuyó además a aumentar su estabilización. A pesar de todo, debido a la verticalidad del conjunto, pues mientras que la parte inferior se encuentra a unos 1.100 m, la parte superior de la pared llega hasta los 1.800 m, de forma que aún sigue realizando una aportación de clastos por acción combinada de gravedad y crioclastia. Junto a ello, otros procesos como los aportes de material por aludes de nieve, importantes y frecuentes en este sector, y especialmente los flujos de derrubios, siguen retrabajando en la actualidad el conjunto.

SECUENCIA PARAGLACIAR DEL JOU NEGRO (TARDIGLACIAR - ACTUALIDAD)

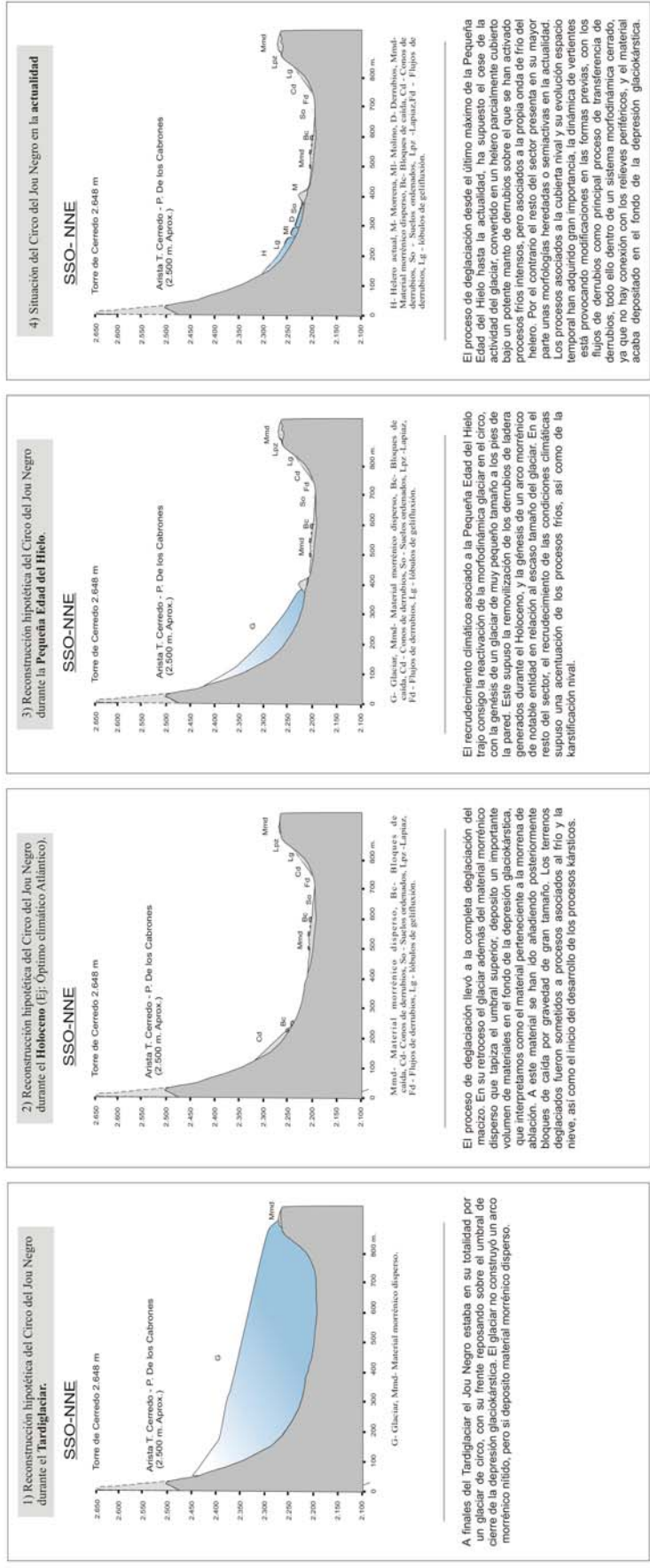


Figura 123. Perfiles geomorfológicos del Jou Negro en el que se muestra la secuencia paraglaciar, desde el Tardiglacial hasta la actualidad.



Figura 124. Aunque la sucesión paraglaciar ha finalizado en los sectores más bajos, en las zonas más altas del macizo, algunas glaciadas en época histórica, los procesos paraglaciaros siguen plenamente activos. En esta foto vemos el proceso inicial de remodelación de la morrena del helero del Jou Negro, generada durante la Pequeña Edad del Hielo. En la actualidad, la pérdida progresiva de volumen del helero, está provocando la descompresión de la morrena empotrada contra la pared, como muestra expresivamente la existencia de grietas en su parte inferior, así como el derrubiamiento de la misma, con material que cae hasta la superficie del helero y contribuye a su enterramiento. La arroyada de las aguas superficiales también se convierte en un proceso de remodelación y redistribución de material muy eficaz y rápido, como se puede ver en la imagen con surcos cada vez más profundos. Todos ellos son procesos paraglaciaros muy rápidos, que actúan sobre formas muy frescas y poco consolidadas, de forma que presentan una gran capacidad de remodelación del orden décadas.

FASE VII) En la actualidad, se puede decir que muchas de las formas existentes son heredadas de periodos anteriores, el ascenso continuado y acelerado en los últimos siglos, ha supuesto una disminución de los procesos asociados al frío y la nieve en la alta montaña, y en la parte inferior, en muchas ocasiones los procesos naturales están alterados en mayor o menor medida por la acción del hombre sobre el medio, y los registros morfológicos de las últimas fluctuaciones climáticas están enmascarados o han tenido una incidencia menor que la acción humana.

Los fuertes desniveles y pendientes que caracterizan el macizo acrecentan la complejidad del sistema geomorfológico: las fuertes relaciones existentes en la vertical implican una secuencia paraglaciar y postglaciar compleja, donde formas relictas son fosilizadas por otras activas o semiactivas, y donde en función de la altitud se da un

escalonamiento morfoclimático y morfodinámico, pues mientras que en la parte inferior ya se ha finalizado la secuencia paraglacial, en la superior, aún está plenamente activa. Esto da lugar a una morfología heterogénea, variable y en constante cambio, con unas consecuencias fundamentales en la configuración morfológica del paisaje actual del macizo

IV.4. LA MORFODINÁMICA ACTUAL.

IV.4.1. Aproximación a las condiciones climáticas del macizo: el máximo exponente de la alta montaña atlántica del SO de Europa.

IV.4.1.1. Características climáticas generales: dinámica atmosférica general y los efectos orográficos del relieve.

Debido a la falta de registros térmicos y pluviométricos para la parte superior del macizo, no es posible realizar una caracterización climática detallada del área de estudio. Afortunadamente, a partir del año pasado, se ha llevado a cabo la instalación de una estación meteorológica en el refugio de la Vega de Urriellu (1.953 m), de forma que la laguna de información existente en la actualidad, podría comenzar a ser rellenada. Aún así, como hemos venido solicitando en los últimos años, sería necesaria la instalación de alguna más aprovechando la existencia de varios refugios de montaña. En la actualidad los únicos datos existentes de la parte superior del macizo, aunque muy puntuales y fragmentarios, son los recogidos en la estación superior del teleférico a 1.834 m, y en la estación base, en Fuente Dé a 1.608 m.

Por ello, la información que a continuación exponemos, debe ser tenida en cuenta como una aproximación general, realizada a partir de la extrapolación de las

observaciones y datos provenientes de estaciones situadas en núcleos de población de la periferia del macizo. También se han tenido en cuenta los datos aportados por Muñoz Jiménez (1982) sobre el clima de Asturias, especialmente en lo que respecta a su parte más oriental, donde se sitúan los Picos de Europa.

Las características climáticas generales del área de estudio provienen en primer lugar de su posición bajo la influencia de la dinámica atmosférica general propia de latitudes medias. La localización geográfica de los Picos de Europa, cercana al mar, a tan sólo unos 20 km, y los efectos de su abrupto y vertical relieve, con desniveles de 2.300 m, que le convierten en la primera gran barrera orográfica ante los vientos cargados de humedad procedentes del océano, que hacen del macizo un medio de alta montaña hiperhúmedo; El máximo exponente de la alta montaña atlántica del suroeste de Europa.

La dinámica atmosférica regional se caracteriza por el predominio de la llegada de borrascas del frente polar con desplazamiento zonal de componente oeste, suroeste y norte. Los sistemas de circulación ciclónicos son los dominantes durante una media de 167 días al año (45,9 % del total anual), de los cuales el 38,6 % son de componente O, el 37,5% del SO y el 24,2% del N. El resto del año, una media de 197 días (54% del total anual), la región está bajo la influencia de anticiclones a los que se asocia un tiempo despejado, si bien éstos pueden responder a dos situaciones bien distintas: los anticiclones cálidos de origen subtropical (57 días al año de media, lo que supone el 28,9%), que traen consigo un tiempo despejado y altas temperaturas, o bien los anticiclones fríos de origen polar (140 días al año de media, lo que representa el 71,1% de las situaciones anticiclónicas). De la combinación y variación de ambas situaciones, ciclónicas y anticiclónicas, a lo largo del año, las características de éstas y su procedencia en relación con la disposición de la orografía, va a depender la meteorología general de esta región del NO de España (Muñoz Jiménez, 1982) (ver tabla 8). A lo largo del año se registran importantes variaciones. De Noviembre a Marzo, las situaciones ciclónicas suelen ser las dominantes, con un predominio del 85%

para las borrascas del oeste y norte, y a las que se asocia un tiempo inestable y lluvioso. De abril a octubre la región goza de mayor estabilidad con un cierto predominio de las situaciones anticiclónicas, mientras que las borrascas por su parte suelen ser menos profundas y de procedencia SO y N, en primavera y O durante los meses de otoño (Muñoz Jiménez, 1982).

Situación	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
Nº de Borrascas del Oeste	8,7	6,5	6,8	3,7	3,1	3,7	4,3	4,4	3,7	5,3	6,2	8,1
Nº de Borrascas del Suroeste	3,3	4,2	6,6	4,8	7,5	5,4	3,3	5,4	6,4	6,9	5,7	3,3
Nº de Borrascas del Norte	3,6	4,6	3,3	5,1	5,4	2,4	1,8	1,5	2,7	2,5	3,6	3,9
Nº Total días con Borrascas	15,6	15,3	16,7	13,6	16	11,5	9,4	11,3	12,7	14,7	15,5	15,3
Nº de Anticiclones cálidos	3,7	3,2	3,7	3,9	4,5	6,3	7,5	6,6	6	4,8	3,7	3,2
Nº de Anticiclones Fríos	11,7	9,5	10,6	12,5	10,5	12,2	14,1	13,1	11,3	11,5	10,8	12,5
Nº Total días con Anticiclones	15,4	12,7	14,3	16,4	15	18,5	21,6	19,7	17,3	16,3	14,5	15,7

Tabla 8. Datos de síntesis sobre las frecuencias medias mensuales de las diferentes situaciones atmosféricas. Datos tomados de Muñoz Jiménez (1982).



Figura 125. Ejemplo de situación atmosférica característica, con la llegada de un frente frío procedente del océano por el NO (Fuente INM).

De este modo, el desarrollo longitudinal del conjunto de los Picos de Europa, de oeste a este, y por tanto, paralelo a la costa cantábrica, favorece una marcada disimetría entre la vertiente norte, húmeda y con temperaturas suaves, y la sur, con precipitaciones menores y temperaturas más contrastadas. También existen diferencias de O a E, sobre todo en las precipitaciones, como consecuencia de una dinámica atmosférica regional, como hemos señalado anteriormente, caracterizada por el predominio de la llegada de frentes del O, y los efectos orográficos del macizo, que favorecen la perduración del tiempo perturbado, aún después del paso de los frentes.

Aunque menos numerosos a lo largo del año, otro efecto orográfico destacado se produce en relación a los frentes de trayectoria sur-norte, y la génesis de vientos cálidos de tipo Föhn. Este tipo de situaciones meteorológicas han sido estudiadas para ámbitos próximos de la Cordillera Cantábrica (Rasilla, 1999). En el caso de los Picos de Europa, aunque se carece de datos, este tipo de situaciones podría tener una cierta relevancia geomorfológica, asociada a la fusión repentina de grandes cantidades de nieve, y su posible relación con la saturación de las formaciones superficiales, y el desencadenamiento de procesos tales como los flujos de derrubios, que como hemos visto presentan una relevancia morfológica muy importante en el sistema de transferencia de derrubios en el área de estudio.

IV.4.1.2. El régimen de temperaturas.

La complejidad orográfica del macizo favorece la existencia de condiciones locales muy contrastadas según la orientación. El desarrollo vertical del macizo implica un escalonamiento de las temperaturas, con importantes diferencias entre el fondo de los valles, con temperaturas medias anuales de 14°C y la zona de cumbres, para la que se estiman temperaturas medias de 0°C en la zona de cumbres, a 2.500 m (Muñoz Jiménez, 1982).

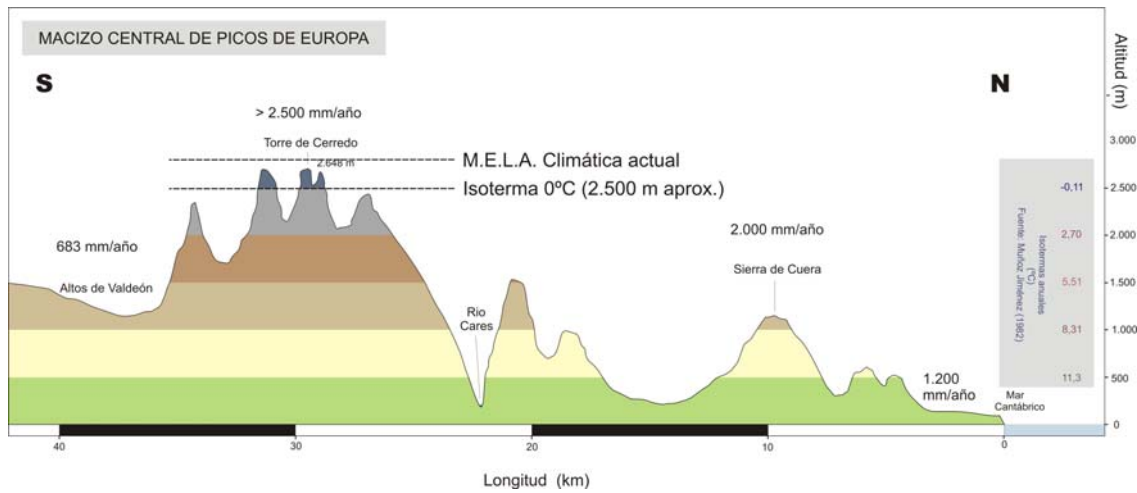


Figura 126. Corte topográfico simplificado del macizo central de los Picos de Europa. Se han añadido datos climáticos tomados de Muñoz Jiménez (1982),

Altitud (m)	Temperaturas medias (°C)
0	13,93
500	11,13
600	10,57
700	10,01
800	9,44
900	8,88
1.000	8,31
1.100	7,75
1.200	7,19
1.300	6,63
1.400	6,06
1.500	5,51
1.600	4,94
1.700	4,38
1.800	3,82
1.900	3,23
2.000	2,70
2.500	-0,11

* Los datos tienen una validez general para el conjunto de la montaña cantábrica. Han sido tomados de Muñoz Jiménez (1982)

Tabla 9. Descenso de las Temperaturas medias anuales (°C) en función de la altitud, para el conjunto de la montaña oriental asturiana (Muñoz Jiménez, 1982).

Momento del año (mes)	0 – 700 m (°C)	> 700 m (°C)
Enero	0,60	0,68
Febrero	0,57	0,75
Marzo	0,50	0,73
Abril	0,49	0,69
Mayo	0,37	0,67
Junio	0,28	0,72
Julio	0,33	0,55
Agosto	0,34	0,68
Septiembre	0,35	0,71
Octubre	0,46	0,60
Noviembre	0,54	0,54
Diciembre	0,67	0,67

* Los datos tienen una validez general para el conjunto de la montaña cantábrica. Han sido tomados de Muñoz Jiménez (1982)

Tabla 10. Gradientes verticales medios de la temperatura en función de la altitud (Muñoz Jiménez, 1982).

Altitud (m)	Temperaturas medias mensuales deducidas del gradiente medio (°C)											
	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
700	4,8	4,8	6,9	8	11	13,6	15,9	15,9	14,6	11,7	7,7	5,1
800	4,2	4,1	6,3	7,4	10,5	13,1	15,5	15,4	14,1	11,2	7,2	4,4
900	3,5	3,4	5,7	6,8	10	12,6	15	14,9	13,5	10,6	6,7	3,7
1.000	2,9	2,1	5,1	6,2	9,5	12,1	14,6	14,4	13	10,1	6,1	3
1.100	2,3	2,1	4,4	5,6	8,9	11,6	14,2	13,9	12,5	9,6	5,6	2,4
1.200	1,6	1,5	3,8	5,1	8,4	11,1	13,7	13,4	11,9	9,1	5	1,7
1.300	1	0,8	3,2	4,5	7,9	10,6	13,3	12,8	11,4	8,5	4,5	1
1.400	0,4	0,2	2,6	3,9	7,4	10,1	12,8	12,3	10,9	8	4	0,4
1.500	-0,3	-0,5	2	3,3	6,9	9,6	12,4	11,8	10,3	7,5	3,4	-0,3
1.600	-0,9	-1,2	1,4	2,7	6,3	9,1	11,9	11,3	9,8	6,9	2,9	-1
1.700	-1,6	-1,8	0,8	2,1	5,8	8,6	11,5	10,8	9,3	6,4	2,4	-1,7
1.800	-2,2	-2,5	0,2	1,5	5,3	8,1	11,1	10,3	8,7	5,9	1,8	-2,3
1.900	-2,8	-3,1	-0,4	0,9	4,8	7,6	10,6	9,8	8,2	5,3	1,2	-3
2.000	-3,5	-3,8	-1,1	0,3	4,3	7,1	10,2	9,3	7,7	4,8	0,7	-3,7
2.500	-6,7	-7,1	-4,1	-2,6	1,7	4,6	8	6,7	5	2,2	-2	-7

* Los datos tienen una validez general para el conjunto de la montaña cantábrica. Han sido tomados de Muñoz Jiménez (1982)

Tabla 11. Aproximación a los gradientes medios mensuales de la montaña cantábrica, a partir de datos de Muñoz Jiménez (1982).

Los desniveles asociados al relieve del macizo implican un descenso de las temperaturas medias, que como se puede ver en las tablas 10 y 11 es ligeramente superior durante los meses más fríos, de forma que va a ser en invierno precisamente cuando se dan los mayores contrastes entre la alta montaña y la parte inferior de la misma. Esto se debe a que durante los meses de invierno, el aire de las partes bajas, más templado, al desplazarse al interior se enfría como consecuencia de la acción combinada de su ascenso en altura, y su progresiva continentalización, lo que contribuye a exagerar el gradiente térmico del macizo. Por el contrario, durante los meses más cálidos, el aire templado procedente del mar, al desplazarse al interior del

macizo, sufre un efecto compensatorio: por un lado un enfriamiento como consecuencia de su ascenso en altura, pero por el contrario un calentamiento derivado de la continentalidad (Muñoz Jiménez, 1982). De este modo la parte inferior de los valles, hasta una altura en torno a los 1.500 m, durante todo el año presenta unas temperaturas medias mensuales por encima de los 0°C. En torno a los 1.000 – 1.200 m, sólo durante los meses de junio a septiembre la temperaturas medias permanecen por encima de los 10°C, mientras que durante el invierno rondan los 2,5°C. Estas condiciones van a tener unas repercusiones geoecológicas importantes, y como veremos en capítulos posteriores, condicionaran la distribución y características de la cubierta vegetal, con implicaciones morfológicas y paisajísticas fundamentales. En la parte superior de la montaña, por encima de los 1.500 – 1.600 m, las condiciones térmicas se hacen cada vez más rigurosas. Durante varios meses al año las temperaturas medias anuales son inferiores a los 0°C, y sólo durante los meses más cálidos del verano se superan los 10°C. A medida que ascendemos en altura los veranos son cada vez son más cortos y frescos, mientras que durante el invierno se registran unas condiciones térmicas rigurosas. En la zona de cumbres por encima de los 2.200 – 2.300 m, las condiciones térmicas son ya extremas, con la isoterma 0°C, calculada en torno a los 2.500 m (Muñoz Jiménez, 1982), y temperaturas medias invernales negativas. Estas condiciones térmicas, van a ser fundamentales para entender la morfodinámica actual de la alta montaña del macizo, caracterizada por el predominio de los procesos asociados al frío y la nieve.

IV.4.1.3. El régimen de precipitaciones: el papel geomorfológico de la nieve.

Como se ha señalado, el régimen de precipitaciones del macizo está fuertemente condicionado por su localización geográfica y sus características topográficas y de exposición, con diferencias importantes según la fachada y la altitud. Así mientras que para el fondo de los valles de la vertiente norte se estiman

precipitaciones en torno a 1.000 – 1.200 mm/año, en la sur se reducen prácticamente a la mitad. Mientras tanto, en la zona de cumbres se estiman precipitaciones que pueden estar por encima de los 2.500 mm/año (Muñoz Jiménez, 1982).

El escalonamiento térmico altitudinal apuntado anteriormente, va a favorecer que buena parte de las precipitaciones, especialmente de la zona alta, sean en forma de nieve. Teniendo en cuenta las medias térmicas existentes por encima de los 1.500 – 1.800 m durante los meses de noviembre a abril, buen parte de las precipitaciones que se producen son en forma de nieve. Por el contrario entre mayo y septiembre éstas suelen ser en forma de lluvia. De nuevo la falta de mediciones directas y continuadas de la distribución y espesor de la cubierta nival, impide realizar una caracterización detallada del área de estudio. Sin embargo, a partir de los datos aportados por el programa EHRIN (período 1990-1993), analizados anteriormente por Castañón y Frochoso (1998) y nuestras propias observaciones y seguimiento a lo largo del período (1998 – 2005), nos permiten establecer las pautas generales de la distribución, características y dinámica del manto nival, y sus implicaciones geomorfológicas y geoecológicas.

En este sentido, es necesario resaltar que, debido a su abrupto relieve, con una topografía muy compleja y con pendientes muy contrastadas, se dan importantes diferencias en la distribución y profundidad del manto nival según las localizaciones. Aunque no existen datos, las tasa de acumulación y permanencia de la nieve según las pendientes, puede dar diferencias del orden de varios metros, entre las laderas y umbrales más o menos pendientes y el fondo de las depresiones glaciokársticas, que pueden llegar a acumular espesores de más de 3 – 4 m. Como se puede ver en la figura 127 a parte de las nevadas ocasionales que se puedan dar durante los meses de verano, las primeras nevadas suelen caer a finales de septiembre o principios de octubre, aunque no suelen perdurar por debajo de los 1.700 – 1.900 m.

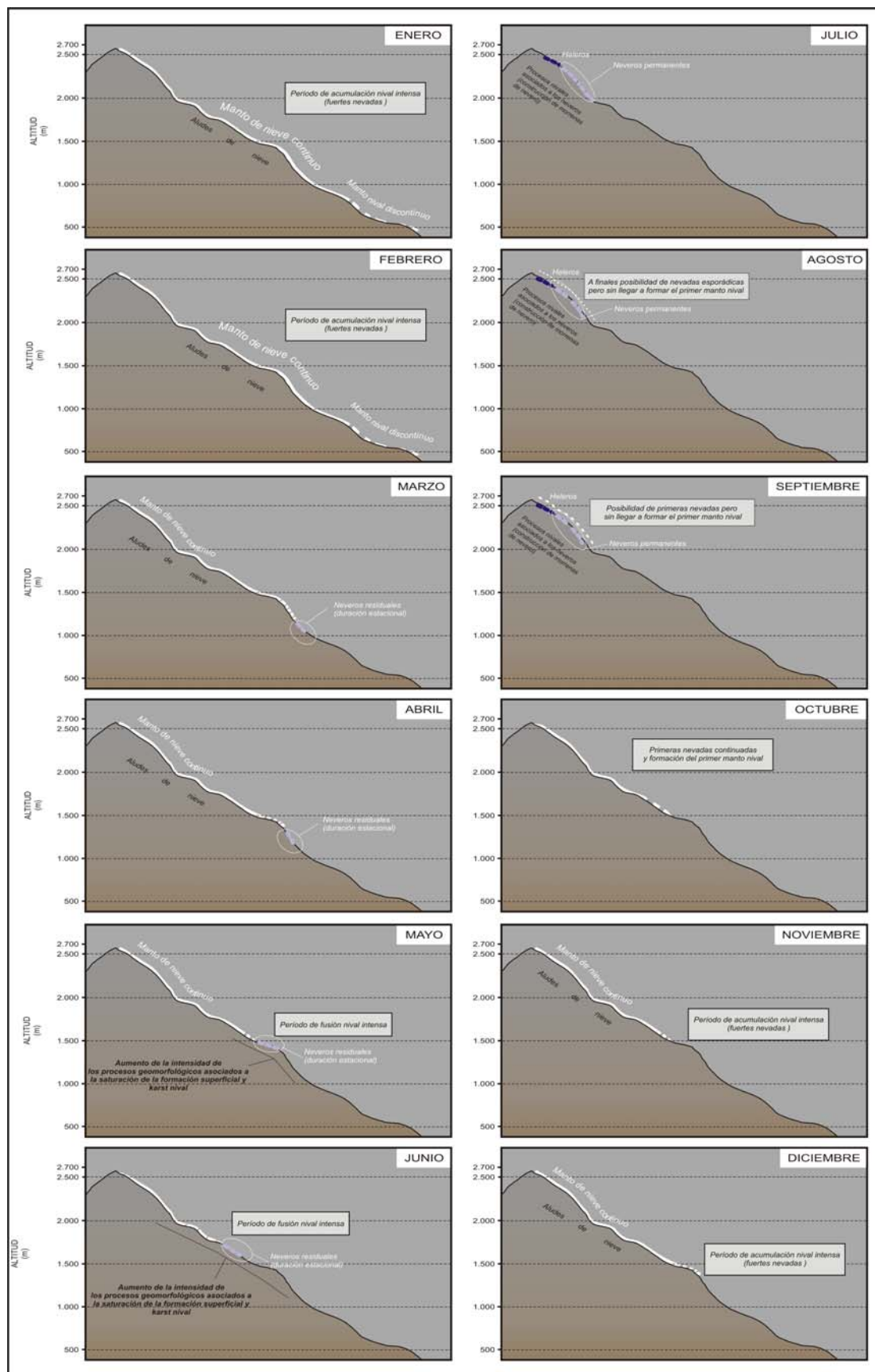


Figura 127. Evolución estacional del manto nival y sus implicaciones morfológicas en el macizo central de los Picos de Europa. Datos de nieve: Miotke (1968), programa EHRIN (1992/93) y observaciones propias.

Esta primera capa de nieve, si se conserva, sirve de base para las más intensas que comienzan ya a darse a lo largo de noviembre y primeras semanas de diciembre, donde la nieve llega a alcanzar cotas en torno a los 1.000 m. Los meses de enero y febrero registran las condiciones térmicas más rigurosas y también nevadas frecuentes e intensas de forma que el manto nival puede descender por debajo incluso de los 750 m, con una distribución, continuidad y profundidad variables según los años, pero que pueden ser durante algunas semanas incluso hasta el fondo de las gargantas fluviales a poco más de 300 m. La sobrecarga de nieve debido a la abundancia de las precipitaciones y las fuertes pendientes pueden desencadenar durante estos meses aludes de nieve de distinta magnitud y frecuencia. En función de dicha magnitud y frecuencia (alta intensidad-baja frecuencia, baja intensidad - alta frecuencia) su importancia geomorfológica puede ser muy distinta, pues tan sólo los de mayores dimensiones y que afectan a las capas más profundas del manto nival realmente ejercen un arrastre de material importante. Pero por otro lado, la propia acumulación de nieve a los pies de algunas canales de aludes, favorece el apelmazamiento de la nieve, su consolidación y permanencia durante más tiempo, incluso a cotas relativamente bajas, de forma que cuando se funde suele favorecer el desencadenamiento de procesos geomorfológicos indirectos, generalmente por saturación.

A partir de las últimas semanas de marzo, la fusión nival es cada vez mayor en las partes bajas, de forma que la cubierta nival tiende a fragmentarse, a favor de la persistencia de nieve aprovechando los abrigos topográficos. Suele perdurar tan sólo a finales de mes, por encima de los 1.100 - 1.250 m. Es durante los meses de abril, y sobretodo mayo y junio, cuando el ascenso de las temperaturas favorece un aumento de la fusión nival general. En este sentido en función de la variabilidad interanual pueden darse importantes diferencias, en relación a nevadas tardías que pueden alargar dicha tendencia evolutiva típica. Por lo general entre finales de abril y a lo largo de todo el mes de mayo, la cubierta de nieve más o menos profunda (30 - 125

cm según datos Programa EHRIN para el período 1990-1993, y mediciones propias en los años 2002, 2003, 2004), se mantiene por encima de los 1.750 – 1.900 m. En relación con ello, en este período, especialmente en una franja altitudinal entre el límite anteriormente apuntado, y los 1.100 – 1.250 m, se caracteriza por un aumento de la intensidad de los procesos geomorfológicos asociados a la fusión generalizada de la nieve y la saturación de la formación superficial, lo que puede desencadenar procesos de gran importancia en el sistema de transferencia de material. La morfodinámica asociada al proceso de fusión nival puede dar lugar tanto a procesos de alta frecuencia y baja intensidad (ej: soliflucción), como a procesos geomorfológicos de baja frecuencia pero de alta intensidad (ej: flujos de derrubios). Pero como veremos en apartados posteriores, la cantidad de la nieve y su duración tendrá un significado fundamental en la formación de los procesos kársticos de detalle (ej: Lapiaz).

A medida que nos acercamos al verano, a finales de junio, la cubierta de nieve se mantiene por encima de los 2.000 m, mientras que por debajo tan sólo se conservan pequeñas acumulaciones de nieve en localizaciones puntuales del tipo de abrigos con topografía y exposición favorables o puntos de acumulación de nieve por avalanchas (ej: salidas de principales canales de aludes). La localización y desarrollo de estas manchas de nieve, varía en función de las características meteorológicas de cada año. La amplia variabilidad del manto nival hace que sea difícil establecer un período de fusión por encima de los 2.000 de altitud, pues hay años en los que se conserva hasta mediados de junio a 1.950 m (ej: 1996), mientras que otros años la cubierta de nieve es muy escasa y fragmentada desde finales de marzo (ej: 2001). Además, hay que tener en cuenta que los procesos de fusión no sólo están en relación con el ascenso progresivo de las temperaturas, sino que también pueden ir asociados a fenómenos esporádicos como son la posible presencia de viento sur y efecto föhn en primavera, o con las precipitaciones de carácter tormentoso, frecuentes en el

macizo durante esos meses, y que liberan grandes cantidades de agua en intervalos de tiempo muy cortos, lo cual tienen importantes implicaciones morfodinámicas.

Por lo general, entre los meses de julio y agosto, la mayor parte de la cubierta nival va fundiéndose progresivamente. Pero por encima de los 2.100 – 2.200 m, se pueden conservar pequeños neveros más o menos permanentes, a favor de las localizaciones más favorables, aprovechando las condiciones de abrigo que ofrece el terreno: umbrías, pies de pared, salidas de canales de aludes, fondos de jous y depresiones menores (dolinas), etc. Tal es el caso de los neveros que habitualmente se suelen conservar en la cara NO de los Campanarios, cara NO de Arenizas, N de la Torre de la Palanca, N de la Torre del Llambrión – Torre Blanca, NE del Pico de los Cabrones, etc. Como vemos la exposición y topografía de las crestas son los factores fundamentales que guían la distribución de dichas manchas de nieve residual. Un caso especial lo representan las entradas de simas y cuevas, donde existen varios casos en los que por encima de los 2.000 (ej: Cueva helada de Peña Castil), se conservan acumulaciones de nieve-neviza, a favor de su protección total ante la radiación solar, así como unas temperaturas del aire más bajas y homogéneas, que con respecto a las del exterior. En los años más secos, como el verano del 2003, las altas temperaturas registradas provocaron la fusión total de la mayor parte de los neveros permanentes, quedando al descubierto tan sólo los heleros residuales heredados del avance glaciar histórico, y que, como hemos visto en los apartados anteriores, se encuentran en franca regresión: helero del Trasllambrión (semicubierto por un manto de derrubios superficial), helero de la Palanca (cubierto totalmente de derrubios) y el helero del Jou Negro (semicubierto por un manto de derrubios superficial).

IV.4.1.4. El régimen térmico del suelo y sus implicaciones morfodinámicas.

Al igual que ocurre en el caso de los datos climáticos generales, la información sobre el régimen térmico del suelo en el macizo es aún muy escasa. Los únicos datos existentes, con anterioridad a este trabajo, son los aportados por Castañón y Frochoso (1998) a partir de los valores registrados en el Jou de los Cabrones (período 1995-1996), sobre un abrigo rocoso en una ladera orientada al OSO, a 2.050 m. Los datos obtenidos sobre la superficie del suelo sirvieron a dichos autores para resaltar una clara relación entre los mismos y la dinámica atmosférica regional que afecta al macizo. Se registraron un total de 56 ciclos de hielo/deshielo, con temperaturas mínimas absolutas bastante modestas, siendo el valor mínimo alcanzado de $-6,8^{\circ}\text{C}$ (Castañón y Frochoso, 1998).

Con el objetivo de disponer para las zonas más altas del macizo de series anuales continuas de la evolución térmica del suelo se llevó a cabo la instalación de varios mini-sensores térmicos tipo UTL-1 (Universal Temperatura Logger) en el período que va de septiembre de 2003 a septiembre de 2005. Las localizaciones seleccionadas fueron dos de los más altos grupos altimontanos del macizo: Grupo Llabrión (Torre del Llabrión 2.642 m) y Grupo Peña Vieja (Peña Vieja 2.615 m), si bien lamentablemente los instalados en el sector del Llabrión resultaron dañados y no ofrecieron datos.

En el Grupo Peña Vieja se instalaron dos termoregistradores en la ladera NO de Peña Vieja, uno de ellos colocado en la parte inferior de la pedrera a 2.325 m, y el otro sobre una formación superficial entre las paredes culminantes a una altitud de 2.510 m. Los termoregistradores fueron emplazados a 20 cm de profundidad, inmediatamente por debajo de la superficie del suelo, al abrigo de la radiación solar. Se programó un intervalo de medición automática cada 4 horas, por tanto un total de 6 medidas al día, durante dos años completos para el caso del termómetro más bajo (período de medida: septiembre de 2003-2005), y de un año completo para el situado a mayor altitud (período de medida: septiembre de 2003 – 2004).

El análisis de los datos obtenidos a través de los termoregistradores, atendiendo a distintas escalas temporales y espaciales, aporta interesante información sobre el régimen térmico del suelo, la presencia de agua o por el contrario el congelamiento de la formación superficial, la existencia o no de permafrost, la evolución del manto nival, así como la dinámica geomorfológica y geocológica inducidas por todos estos factores.



Figura 128. Vista de la ladera NO de Peña Vieja (2.615 m), con la localización donde fueron instalados los termoregistradores UTL-1.



Figura 129. Los registros térmicos sobre la ladera NO de Peña Vieja han sido efectuados con termoregistradores Tipo HOBO UTL – 1 (Universal Temperatura Logger, Geotest AG). El modo de instalación ha sido enterrándolos a una profundidad establecida de entre 15 – 20 cm.

A modo de comentario general, los registros térmicos del suelo obtenidos en la ladera NO de Peña Vieja muestran unas temperaturas absolutas relativamente modestas, con una temperatura máxima de 16,8°C y mínima de -0,31°C para el termoregistrador situado a 2.325 m, y una temperatura máxima de 17,73°C y mínima de -4,09°C para el termoregistrador situado a 2.510 m.

El número de ciclos de hielo/deshielo registrados son igualmente escasos, con un total de 13 (período 2003-2004) y 2 (período 2004-2005) a 2.325 m, y un total de 7 ciclos de hielo/deshielo en el punto de medida situado a 2.510 m. Si bien es cierto que dado que las temperaturas suelen ser negativas pero muy cercanas a 0°C, pueden darse ciclos que no podamos detectar, ya que en la naturaleza el agua puede mantenerse líquida a temperaturas de hasta -1°C. Estas temperaturas negativas han sido frecuentemente registradas en las mediciones de la temperatura del agua de fusión en glaciares rocosos de ámbitos de alta montaña alpinos (Veit, 2002) y pirenaicos (Serrano, 1998, Serrano et al., 1999). Esta situación podría enmascarar posibles fusiones y rehielos en la base del manto nival, afectando a la parte más superficial del suelo, y con implicaciones geomorfológicas y geoecológicas de gran interés.

Los ciclos de hielo/deshielo se concentran en los meses de otoño y finales de la primavera, antes de la estabilización del manto nival y su fusión respectivamente. Sin embargo, en ocasiones el escaso espesor e inestabilidad del manto de nieve puede provocar que éstos se produzcan en pleno invierno, como ocurrió con los 13 ciclos registrados en el termómetro situado a 2.325 m para el periodo 2003-2004, ya que todos ellos se produjeron en la segunda mitad de enero de 2004. El papel estabilizador del manto nival se va a presentar fundamental en la evolución anual de las temperaturas en la alta montaña del macizo. Su distribución, características y evolución a lo largo del año, va a condicionar directamente el régimen térmico del suelo, aislándolo de las condiciones atmosféricas (homotermicidad) y reduciendo así el número e intensidad de los ciclos de hielo/deshielo, y la profundización de la onda de

frío en el suelo. La serie bianual para el caso del punto de medida a 2.325 m es muy indicativa de la relación e influencia de la duración del manto nival en la evolución anual de las temperaturas del suelo.

En efecto, el número de ciclos de hielo/deshielo registrados en el suelo son pocos en comparación con los registrados en superficie por Castañón y Frochoso (1998), si bien la cifra no difiere de los resultados obtenidos para otras áreas de montaña próximas como los Pirineos (Serrano et al., 2000, 2001, 2002), y más teniendo en cuenta que en los momentos más favorables para el desencadenamiento de ciclos atmosféricos, el suelo está cubierto por una capa de nieve de espesor variable, y que el clima aquí es aún más templado y húmedo. Por ello pensamos que las temperaturas registradas están acordes con un manto nival muy inestable durante todo el invierno, propio de la alta montaña atlántica, y con nieve siempre húmeda (con agua circulante), salvo en ocasiones en mitad del invierno.

Si como hemos visto los valores térmicos absolutos son relativamente modestos, lo mismo ocurre con las amplitudes térmicas diarias que no suelen superar los 1-2°C. En relación con esto se ha detectado un fenómeno térmico sorprendente y de gran interés, pues podría ser clave para explicar las bajas amplitudes térmicas registradas, así como el reducido número de ciclos de hielo/deshielo en el suelo.

En todos los registros efectuados se ha detectado la existencia de un gran número de días al año en los que se produce un régimen térmico diario "anormal", en el que las temperaturas durante la noche son más elevadas que durante el día. En efecto, los termoregistradores instalados en el Grupo Peña Vieja estaban programados para tomar datos en un intervalo de 4 horas, de forma que realizaban 6 medidas al día: a las 1:00, 5:00, 9:00, 13:00, 17:00 y 21:00. El comportamiento térmico del suelo se caracteriza por presentar las temperaturas mínimas en el intervalo de medición entre las 13:00 y las 17:00, mientras que a partir de ahí las temperaturas ascienden hasta alcanzar su máximo entre las 21:00 y la 1:00, para después comenzar a descender de

nuevo. Estaríamos por tanto ante un régimen térmico diario del suelo de tipo invertido, en relación con la evolución de las temperaturas teórica en la atmósfera.

Con esto, es posible distinguir a lo largo del año tres tipos de régimen térmico diario del suelo: régimen normal, equilibrado e invertido.

- *Régimen térmico diario normal*: con temperaturas más altas durante el día y que descienden durante la noche, acordes con las condiciones teóricas atmosféricas, y el balance de calor asociado a la tasa de radiación diaria.
- *Régimen térmico diario equilibrado*: Se caracteriza por una homotermicidad derivada del efecto aislante del manto nival con respecto a las condiciones atmosféricas exteriores, con la estabilización de las temperaturas que pasan a registrar valores similares de forma continuada.
- *Régimen térmico diario invertido*: Este tipo de régimen térmico es el más sorprendente e interesante. Como hemos apuntado se caracteriza por temperaturas más elevadas durante la noche y más bajas durante el día. Además es el más frecuente durante los períodos sin innivación y con temperaturas elevadas, y se caracteriza por pequeñas amplitudes térmicas.

A la vista de los datos analizados se planteaban tres interrogantes fundamentales:

1. ¿Cuál es la distribución de los distintos tipos de regímenes térmicos diarios a lo largo del año?
2. ¿Cuántos días al año sucede este tipo de régimen térmico diario invertido?, y ¿en qué fechas se produce?.
3. ¿Cómo son las temperaturas absolutas y la amplitud térmica en cada tipo de régimen térmico diario?.

En la tabla nº 12 y 13 se recogen los datos registrados en el caso del termómetro situado a 2.510 m:

	Nº de días con Régimen equilibrado	Nº de días con Régimen normal	Nº de días con Régimen invertido
Absoluto	133	43	189
Porcentaje	36,4%	11,7%	51,7%

Tabla 12. Distribución de los tipos de régimen térmico diario a lo largo del período 21-09-2003 al 21-09-2004, en el punto de medida enterrado a 20 cm de profundidad y a una altitud de 2.510 m, ladera NO de Peña Vieja (2.615 m).

Dentro de la distribución estacional de los diferentes tipos de comportamientos térmicos diarios pueden distinguirse varios períodos del año bien diferenciados: por un lado el verano se caracteriza por el predominio de un tipo de régimen térmico diario invertido, y que en ocasiones alterna con unos pocos días con régimen térmico diario normal. A medida que avanza el otoño, con las primeras nevadas y la llegada de aire frío, se registran los momentos del año más complejos desde el punto de vista del comportamiento térmico diario del suelo, pues se produce una situación mixta de alternancia de los diferentes tipos de regímenes térmicos diarios considerados, lo cual va a tener una gran importancia desde el punto de vista de la funcionalidad de los procesos morfológicos de la alta montaña (Ver figura xx).

	Nº de días con Régimen equilibrado	Nº de días con Régimen normal	Nº de días con Régimen invertido
Absoluto	24	24	23
Porcentaje	33,8%	33,8%	32,4%

Tabla 13. Datos tomados en el termómetro situado a 2.510 m en la ladera NO de Peña Vieja (2.615 m), durante el período 2003-2004, mostrando la repartición del tipo de régimen térmico diario registrado entre el 14 de Noviembre de 2003 y el 20 de Enero de 2004.

Desde finales de diciembre, y hasta mediados de mayo, el manto de nieve estabiliza el comportamiento térmico del suelo y se da un predominio del régimen térmico diario equilibrado. A pesar de todo, dada la inestabilidad del manto nival, la

homotermicidad no es continua, y se registra también un número menor de días con régimen normal, cuando la capa de nieve no es lo suficientemente espesa como para aislar al suelo de las condiciones atmosféricas. En primavera, con el ascenso general de la temperatura del aire, y el desencadenamiento del proceso de fusión primavera-verano, se observa de nuevo una alternancia de regímenes térmicos diarios, hasta que una vez finalizada completamente la fusión del manto nival, se enlaza de nuevo con las condiciones estivales y el predominio de un régimen térmico diario anormal.

El limitado número de registros térmicos de que disponemos en la actualidad, dificulta la interpretación de los datos, y por el momento, tan sólo nos permite plantear una explicación a modo de hipótesis que deberá ser comprobada y contrastada a la luz de nuevos registros térmicos. Para ello, en este momento hay instalados un total de 18 termoregistradores por todo el macizo, situados a diferentes altitudes, y bajo condiciones topoclimáticas variables, para poder detectar los factores interactuantes en dicho comportamiento térmico anormal.

En la figura 129 se compara la curva teórica diaria de la radiación solar (RS), la curva teórica diaria de la temperatura del aire (TA) y la curva de la temperatura del suelo en régimen invertido detectada en nuestras mediciones. Como se puede ver, la temperatura más baja del suelo (TS) coincide con la fase en que se inicia el descenso térmico en la Tª atmósfera (TA), retrasado respecto a la curva teórica de la radiación solar. Mientras desciende la TA se inicia el ascenso de la TS hasta que la radiación solar inicia el ascenso de TA, cuando se invierte TS, e inicia un descenso. Cuando culmina la radiación solar en sus valores máximos, TS sigue bajando, y la TA ascendiendo, y cuando bajan ambas (TA y R), asciende TS.

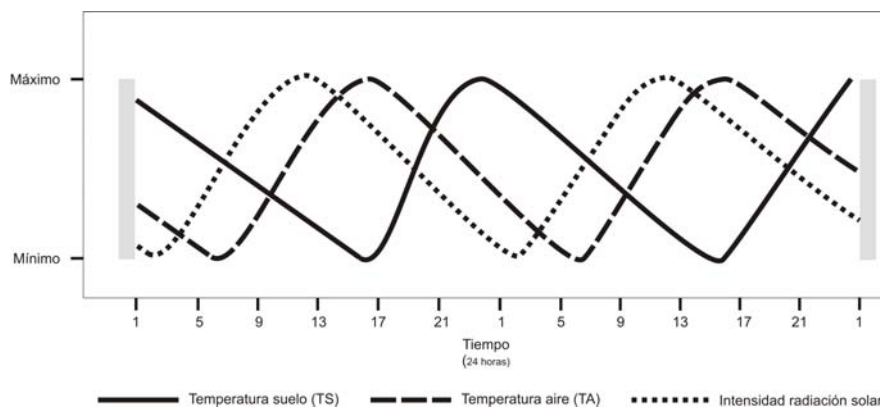


Figura 130. Gráfica comparativa de la variación diaria de la intensidad de la radiación solar (teórica), la temperatura del aire (TA) (teórica) y la temperatura del suelo (TS) (registrada) en régimen invertido.

De este modo se puede observar como:

- La temperatura del suelo (TS) está en relación con la temperatura de la atmósfera (TA), más que con la curva de intensidad diaria de la radiación solar.
- Al descenso brusco de TA le sigue un incremento de la TS.
- Cuando TA llega al mínimo, y comienza a reponerse, la TS inicia el descenso, de forma que se produce una respuesta retrasada de la TS a los cambios de TA.

En conclusión, la TS parece responder a un comportamiento térmico de la atmósfera al nivel del suelo, al margen de la radiación solar directa. En este sentido, se hacen imprescindibles nuevos registros térmicos que aclaren la dinámica y evolución diaria y estacional de la temperatura del aire sobre la superficie del suelo. A falta de dichos datos, y a modo de hipótesis, la respuesta lenta por parte de la TS podría indicar más una transferencia de calor almacenado, que un proceso termodinámico, que sería más inmediato. El calentamiento nocturno podría ser más una transferencia térmica de un elemento que esté más caliente a otro más frío. El enfriamiento diurno no puede explicarse por este motivo, por lo que podría ser un enfriamiento termodinámico. Recientemente, Delaloye (2004) ha puesto de manifiesto la importancia de circulaciones de aire y/o agua (ascendentes o descendentes) en el

régimen térmico del suelo, especialmente en depósitos permeables, del tipo derrubios de ladera.

Durante el día, la radiación solar calienta la superficie (cantos, bloques, formación superficial, sustrato próximo, etc.). Este calentamiento y la radiación solar produce una evaporación de agua en la superficie del suelo, proceso que implica una pérdida de calor, y con ello un enfriamiento de los niveles superiores del suelo, al tiempo que asciende la humedad por capilaridad (nueva pérdida de calor - enfriamiento). La TA se va elevando, pero el suelo se enfría. Por la noche, cuando cesa la radiación, no se producen estos procesos de evaporación ni ascenso por capilaridad, por lo que no hay enfriamiento. Pero además, durante las primeras horas de la noche, los cantos, bloques, sustrato próximo, etc., emiten parte del calor acumulado durante el día y por conductividad calientan la parte superior de la formación superficial, de modo que la temperatura del suelo asciende. Como consecuencia de la irradiación nocturna, este proceso tan sólo dura unas horas. Una vez agotada la fuente de calor, de madrugada, en el lapso de tiempo entre la 1:00 y las 5:00, el suelo comienza de nuevo a enfriarse progresivamente, a pesar de que a lo largo de la mañana, la TA vaya ascendiendo.

Ambos procesos explican que las amplitudes térmicas sean muy pequeñas, pues son procesos muy tenues, y que se produzca fundamentalmente en verano.

Lo expuesto hasta ahora, debe ser tenido en cuenta como una hipótesis de trabajo, que como tal, requiere su comprobación a través de nuevos registros térmicos, tanto en superficie, para conocer la evolución diaria y estacional de la temperatura real del aire, como el comportamiento térmico del suelo a distintas alturas y bajo diferentes condiciones topoclimáticas. Pero el despliegue técnico necesario desbordaba lógicamente la capacidad logística del presente estudio, de forma que el problema planteado se tratará como una línea de trabajo a desarrollar en el futuro.

Volviendo a la evolución anual de la temperatura del suelo y sus implicaciones geomorfológicas y geoecológicas, a continuación se analizan de forma sintética los

datos obtenidos en ambas localizaciones. Para cada serie se han establecido las principales fases de comportamiento del régimen térmico anual del suelo. En el caso de los termoregistradores situados en la parte inferior de la ladera, a 2.325 m, se ha conseguido una serie completa de poco más de dos años, lo que ha servido para contrastar, al menos en parte, la variabilidad interanual. Como se puede observar en ambas gráficas (figuras 131 y 132), la evolución anual de las temperaturas en los periodos 2003-2004 y 2004-2005, presentan gran similitud, lo que nos hace pensar en la validez y carácter ejemplar de las series obtenidas.

De forma general se han reconocido cinco fases principales dentro de la evolución anual de las temperaturas del suelo en la zona de muestreo, que se repiten en todas los registros efectuados.

A) La evolución térmica anual en la ladera NO Peña Vieja (2.325 m) en el periodo 2003-2005 (Ver figura 131 y 132):

1) *Condiciones térmicas estivales:* Desde finales de julio hasta principios de septiembre se registran unas temperaturas relativamente altas (tª máxima absoluta registrada de 16,8°C el día 1-08-2004, y 16,26°C el día 8-08-2005), que muestran el alto aporte de energía en forma de calor por parte del sol, como consecuencia de la larga duración de los días y una mayor tasa de insolación. Por lo general, junto a factores generales como la altitud y la topografía, durante el verano, la temperatura del suelo en su parte más superficial, depende de las condiciones meteorológicas, la intensidad de la radiación solar, la profundidad a la que se ha enterrado el termoregistrador, así como las propias características y composición de la formación superficial sobre la que se realice la medida. En nuestro caso, ambos termómetros fueron instalados sobre derrubios de ladera con abundante matriz fina. El situado más bajo, en la parte inferior de la pedrera que recubre

la ladera suroeste de Peña Vieja a 2.325 m, mientras que el situado más alto, a 2.510 m, estaba colocado sobre un derrubio de ladera protegido entre dos salientes rocosos en la parte superior del conjunto, por tanto en una localización con unas condiciones topoclimáticas que favorecen una baja tasa de radiación solar.

En este período la nieve habitualmente está ausente, aunque en un ámbito de alta montaña como éste, la llegada de nevadas excepcionales incluso en verano no están totalmente descartadas. La ausencia de nieve favorece el travase de calor desde la superficie del suelo hacia el interior de la formación superficial, con amplitudes térmicas bajas (1-2°C), y con régimen diario de temperaturas predominantemente invertido, aunque alternando con días en los que el régimen es normal. No se registra ningún ciclo de hielo/deshielo bajo la superficie del suelo.

2) *Condiciones térmicas de transición de finales del verano – principios de otoño:* El recrudescimiento meteorológico debido a la dinámica atmosférica regional y las primeras llegadas de frentes fríos, es acompañado además de una progresiva disminución de la duración de los días, y con ello una reducción del aporte de la energía solar, y un aumento de las pérdidas de calor por irradiación nocturna. A modo de transición, desde finales de septiembre y a lo largo de todo octubre, se registra en el suelo un descenso progresivo de las temperaturas hasta situarse en torno a los 2-3°C. Para el caso del período de medición 2003-2004, el 20 de octubre de 2003 se produce la primera nevada como consecuencia de la llegada de un frente frío que hace descender bruscamente las temperaturas. Por su parte los registros de temperaturas para el período 2004-2005, muestran ligeros equilibrios térmicos asociados a las primeras nevadas a partir del 13 de octubre de 2004. Aunque las primeras nieves no perduran, y las temperaturas se recuperan ligeramente, frecuentemente en relación a

situaciones de viento sur cálido, que provoca la fusión de las primeras nieves caídas. Durante este período el régimen térmico diario es complejo, alternando entre normal, invertido y equilibrado como consecuencia de las primeras nevadas ya mencionadas y su efecto estabilizador momentáneo. A pesar del descenso brusco de temperaturas, no se registran ciclos de hielo/deshielo, si bien la tendencia es a una profundización y acentuación de la onda de frío por influencia directa de la temperatura atmosférica, debido a un manto nival aún variable espacio-temporalmente y en todo caso de reducido espesor, inferior a 80 cm. Las amplitudes térmicas son pequeñas (0,5-1°C).

3) *Condiciones térmicas otoñales*: Dentro de este período es posible distinguir dos fases, con ligeras variaciones interanuales:

A) Desde finales de octubre y a lo largo de todo noviembre la temperatura del suelo desciende hasta situarse ligeramente por encima de los 0°C.

B) Las primeras nevadas de importancia se traducen en algunas semanas con estabilización del régimen térmico del suelo, con temperaturas entre 1,02 y 0,8°C a finales de octubre, y 0,36 - 0,13°C a lo largo de todo noviembre de 2003. A pesar de que la temperatura del aire probablemente sigue descendiendo, el aumento del espesor de la cubierta de nieve, reduce la influencia térmica atmosférica sobre el suelo. De esta forma en el período 2003-2004 no se registran ciclos de hielo-deshielo otoñales, bajo una capa de nieve de espesor variable, aunque suficiente, de modo que el régimen térmico del suelo se estabiliza a partir de principios de diciembre. El caso del período 2004-2005 es aún más evidente. Las primeras nevadas caen un poco antes que el año anterior, y el manto de nieve ya es suficientemente importante desde finales de octubre (20-10-2004) como para estabilizar el régimen térmico del suelo poco por encima de 0°C (0,13°C). Así tras registrarse dos ciclos de hielo/deshielo, desde el 13 de

noviembre de 2004 el suelo permanece de forma continuada ligeramente por debajo de 0°C (-0,08°C). El aumento de espesor de la capa de nieve comienza a hacer efectivo el aislamiento de las condiciones atmosféricas, lo que reduce drásticamente los ciclos de hielo/deshielo otoñales, inexistentes en la serie 2003-2004 y de tan sólo 2 para el período 2004-2005. Sin embargo, hay que tener en cuenta que a pesar de registrar temperaturas por debajo de 0°C, el agua en la naturaleza puede permanecer líquida hasta temperaturas de -1°C. En estas condiciones posiblemente hay fusión nival en la base del manto, y quizás rehecho, con importantes implicaciones morfodinámicas: procesos de saturación, flujo, lavados, canalillos, etc.

4) *Condiciones de equilibrio térmico invernal y su prolongación durante toda la primavera hasta principios del verano:* Desde mediados de diciembre el manto nival tiende a equilibrar el régimen térmico del suelo, si bien es posible diferenciar dentro de este período, tres situaciones con ligeras variaciones interanuales.

C) A partir de mediados de diciembre se da una fase caracterizada por un régimen térmico del suelo que ha descendido hasta temperaturas cercanas a 0°C, tanto por encima, como por debajo, habiendo experimentado pocos ciclos de hielo/deshielo, y con amplitudes térmicas igualmente modestas. EL manto nival, en función de su espesor y variabilidad interanual, permite el equilibrio de las temperaturas del suelo en torno a 0°C, (0,13°C, para el caso del período 2003-2004). En el caso del período 2004-2005, se registran temperaturas ligeramente por debajo de 0°C (-0,08°C), ya desde el 13-11-2004 hasta el 24-02-2005.

D) Entre enero-febrero, se puede observar en ambas series anuales una fase de variación leve de las temperaturas (tras varios meses de equilibrio térmico) asociada a la inestabilidad del manto nival. En función de la

distribución y espesor del manto nival, se detectan dos situaciones variables: por un lado como ocurre en el período 2003-2004, el 16 de enero la inestabilidad y posible disminución de la cubierta nival, desprotege la formación superficial y favorece el desarrollo de un total de 13 ciclos de hielo/deshielo (todos los desarrollados en esta serie anual 2003-2004). La mayor parte de ellos son ciclos diarios, mientras que al final de la fase pueden llegar a ser de una semana completa, si bien con amplitudes térmicas muy modestas (1-2°C). Por el contrario, en el período 2004-2005, se produce en torno al 24-02-2005, un ligero descenso de la temperatura del suelo, que puede estar en relación con el propio frío emitido por el manto nival en su contacto con la superficie del suelo, y que favorece que siga estando ligeramente por debajo de 0°C (en este caso -0,31°C). Como se ha advertido anteriormente, es posible que ante tales valores térmicos cercanos a 0°C, haya ciclos de hielo/deshielo que no se están detectando, pues durante toda la fase puede existir agua líquida que puede llegar a recongelarse en momentos puntuales.

E) A partir de febrero el manto de nieve se estabiliza de nuevo, lo que se plasma en un reequilibrio de las temperaturas del suelo. A partir de ahí, y durante casi 6 meses, hasta finales de julio, las temperaturas del suelo permanecerán por debajo de 0°C, pero cercanas al mismo. En el caso del período 2003-2004, se ha registrado una temperatura de -0,08°C desde el 4-02-2004, hasta el 24-07-2004. En el período 2004-2005, esta fase de equilibrio térmico se extiende desde el 24-02-2005 al 19-04-2005 a una temperatura continua de -0,31°C, y continuando entre el 19-04-2005 y el 25-07-2005, con un ligero ascenso de temperatura que pasa a reequilibrarse a -0,08°C. A pesar de que la temperatura del aire y la intensidad de la radiación solar van aumentando a medida que avanza la primavera, la cubierta nival aísla al suelo de dicho ascenso térmico atmosférico.

5) *Condiciones térmicas asociadas a la fusión del manto nival:* Esta última fase representa el momento previo antes de volver a enlazar con las condiciones térmicas estivales. Se observa de nuevo una clara relación entre la evolución de las temperaturas del suelo y la dinámica de la cubierta nival. Tanto en el caso del período 2003-2004, como en el 2004-2005, la fusión del manto nival aparece claramente marcada en el registro térmico considerado a finales de julio (24-07-2004 y 25-07-2005), hasta ese momento las temperaturas se había mantenido estables a $-0,08^{\circ}\text{C}$. La fusión de la nieve y su percolación en la formación superficial produce un aumento considerable de su humedad y temperatura, de forma que la temperatura de la parte superior del suelo asciende hasta valores próximos a 0°C . La temperatura del suelo se mantendrá estable en esos valores, mientras la nieve no haya desaparecido completamente. A partir de ese momento, las temperaturas van ascendiendo progresivamente, día a día, desde valores cercanos a 0°C , con amplitudes muy modestas ($1-2^{\circ}\text{C}$), y régimen fundamentalmente invertido. Una vez desaparecida la cubierta de nieve, el suelo vuelve a estar controlado por las condiciones atmosféricas.

Recientemente, Delaloye (2004) ha indicado una velocidad de fusión de la nieve de 5 cm al día como promedio, durante la estación estival, en áreas de alta montaña marginales de latitudes medias. De esta forma, en función del espesor de la capa de nieve a finales de la primavera, el proceso anteriormente mencionado de fusión y alteración del régimen térmico del suelo, puede durar desde unos pocos días, cuando el espesor es de tan sólo unos pocos centímetros, hasta 30 y 40 días, allí donde la profundidad de la nieve supere los 2 m, como es el caso de los fondos de las principales depresiones glaciokársticas.

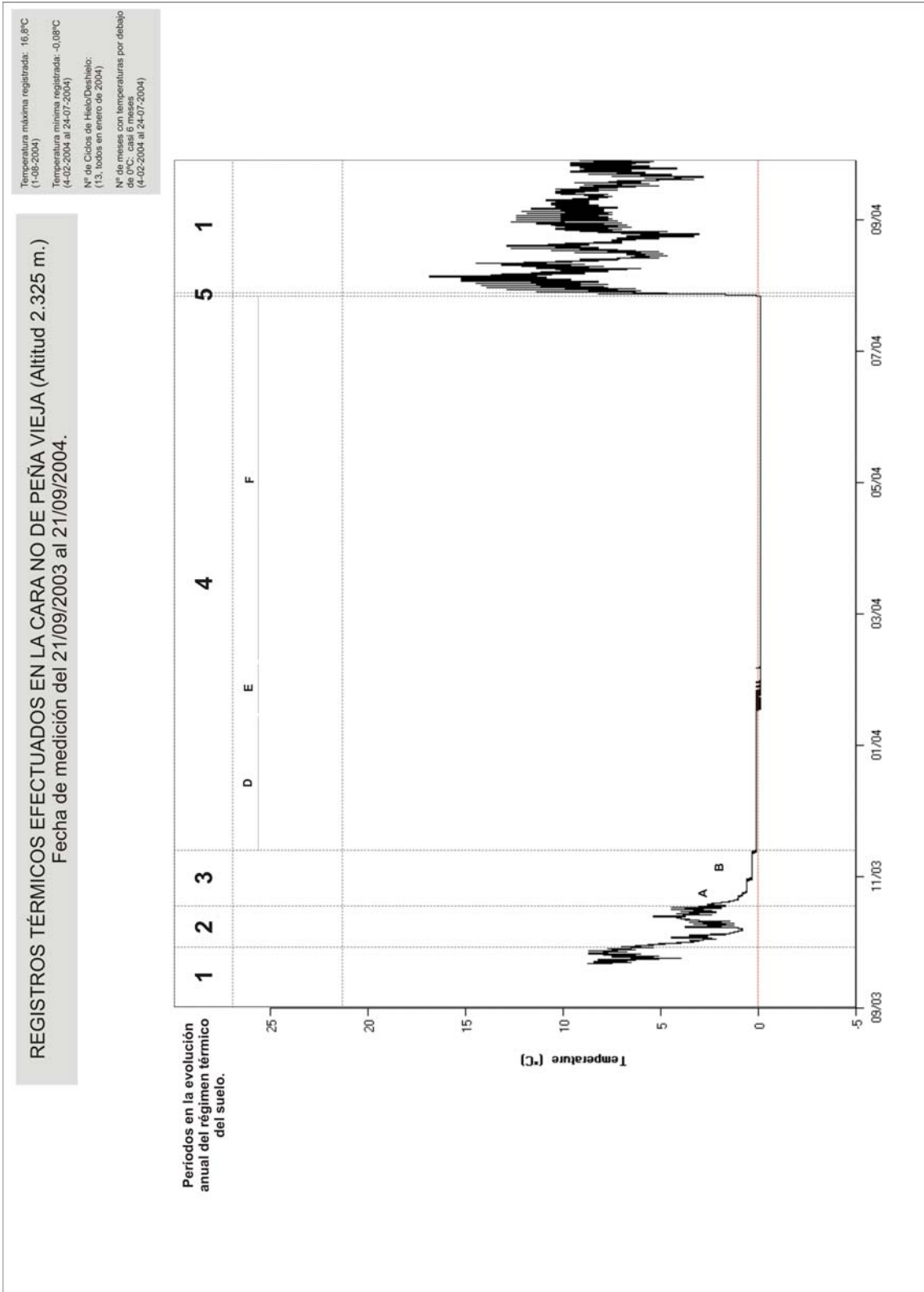


Figura 131. Gráfica de la evolución anual de las temperaturas del suelo en la ladera NO de Peña Vieja (2.615 m) a una altitud de 2.325 m, y para el periodo 21-09-2003 al 21-09-2004.

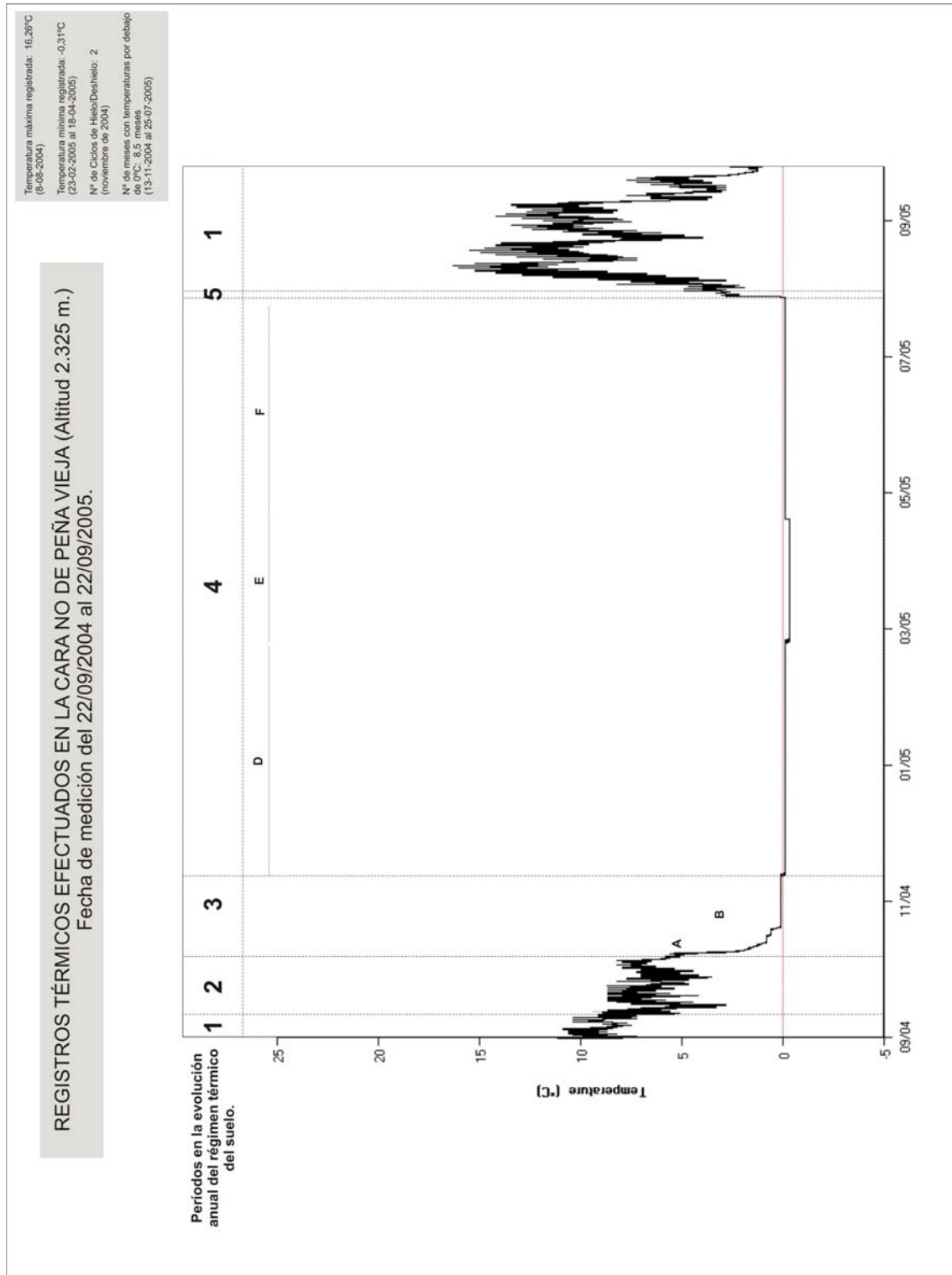


Figura 132. Gráfica de la evolución anual de las temperaturas del suelo en la ladera NO de Peña Vieja (2.615 m) a una altitud de 2.325 m, y para el periodo 22-09-2004 al 22-09-2005.

B) *La evolución térmica anual en la ladera NO Peña Vieja (2.510 m) en el período 2003-2004 (Ver figura 133):*

- 1) *Condiciones térmicas estivales:* Como en el caso anterior, hasta principios de septiembre se registran unas temperaturas relativamente altas (t^a máxima absoluta registrada de $17,73^{\circ}\text{C}$ el día 26 y 27-12-2003 y 2-01-2004). La ausencia de nieve hace que el régimen térmico del suelo esté influenciado por las condiciones atmosféricas. Las amplitudes térmicas registradas son igualmente modestas, entre $1-2^{\circ}\text{C}$, dominando los días con régimen térmico diario invertido. No se registra ningún ciclo de hielo/deshielo bajo la superficie del suelo.
- 2) *Condiciones térmicas de transición de finales del verano – principios de otoño:* Al igual que en el caso anteriormente analizado, las temperaturas van bajando desde finales de septiembre. Debido a unas condiciones topográficas distintas a las del caso anterior, la distribución y evolución del manto nival en este punto de muestreo va a ser diferente. A pesar de todo, en la serie también se puede constatar como el 20-10-2003 caen las primeras nevadas, lo que se traduce en un equilibrio de los valores térmicos de la serie durante algunos días. Entre el 20-10-2003 y el 14-11-2003 se intercalan ciclos normales y equilibrados, con una menor amplitud térmica ($0,5-1^{\circ}\text{C}$), y temperaturas ya bajas, entre $2-4^{\circ}\text{C}$. A principios de noviembre se registran dos ciclos de hielo/deshielo (2 y 14-11-2003), con temperaturas que oscilan entre los $-0,08$ y los $-0,53^{\circ}\text{C}$. La duración es de 3 días para el primero de los registrados, y de horas para el segundo.
- 3) *Condiciones térmicas otoñales:* Las temperaturas han ido descendiendo progresivamente hasta situarse cercanas a 0°C . Desde mediados de noviembre se observa una distribución más regular de los tipos de regimenes térmicos diarios, alternando entre normales, invertidos y equilibrados, durante aquellos días en los que el manto de nieve adquiere

el suficiente espesor como para funcionar como aislante con respecto a las condiciones atmosféricas. Desde el 18-12-2003 el suelo permanece por debajo de 0°C, pero con posible agua líquida, ya que las temperaturas son cercanas a 0°C.

4) *Condiciones de equilibrio térmico invernal y su prolongación durante toda la primavera hasta principios del verano:* Desde mediados de diciembre las temperaturas permanecen por debajo de 0°C. Se diferencian dos fases:

A) A partir de mediados de diciembre el suelo presenta temperaturas negativas que alternan entre -0,08°C y -4,09°C, hasta el 20-02-2004. Al igual que las temperaturas absolutas registradas, la amplitud térmica es modesta (1-2°C), y no se detectan ciclos de hielo/deshielo. Sin embargo, como ya se ha apuntado, cuando las temperaturas oscilan entre los -0,5°C y los -1,5°C, es posible que haya fusiones y rehuelos que no estemos detectando. El régimen térmico diario es de tipo normal, y muy oscilante, como respuesta a un manto nival muy inestable y húmedo.

B) A partir del 22-02-2004 hasta el 30-04-2004, el manto de nieve se estabiliza, lo que se traduce en un reequilibrio en el comportamiento térmico del suelo, caracterizando esta fase por un predominio de un régimen térmico diario equilibrado con temperaturas negativas pero cercanas a 0°C (-0,31°C), lo que puede estar impidiendo la detección de un número mucho mayor de ciclos de hielo/deshielo.

5) *Condiciones térmicas asociadas a la fusión del manto nival:* Si en el caso del termómetro situado a 2.325 m, veíamos que a finales de abril se producía un reajuste de la temperatura del suelo, que ascendía ligeramente, siguiendo con un comportamiento equilibrado; en este caso, el 30-04-2004, se producen 4 ciclos de hielo/deshielo, que varían entre unas pocas horas y una semana, y con amplitudes térmicas

igualmente moderadas (1-2°C). A partir del 30 de mayo en adelante, como consecuencia de la fusión del manto nival, las temperaturas del suelo vuelven a estar influenciadas por las condiciones atmosféricas, entrando de nuevo en un régimen térmico diario de tipo invertido, con amplitudes térmicas muy pequeñas al principio y que se incrementan rápidamente. A partir de ahí vuelve a enlazarse con unas condiciones estivales en las que no se registran ciclos de hielo/deshielo.

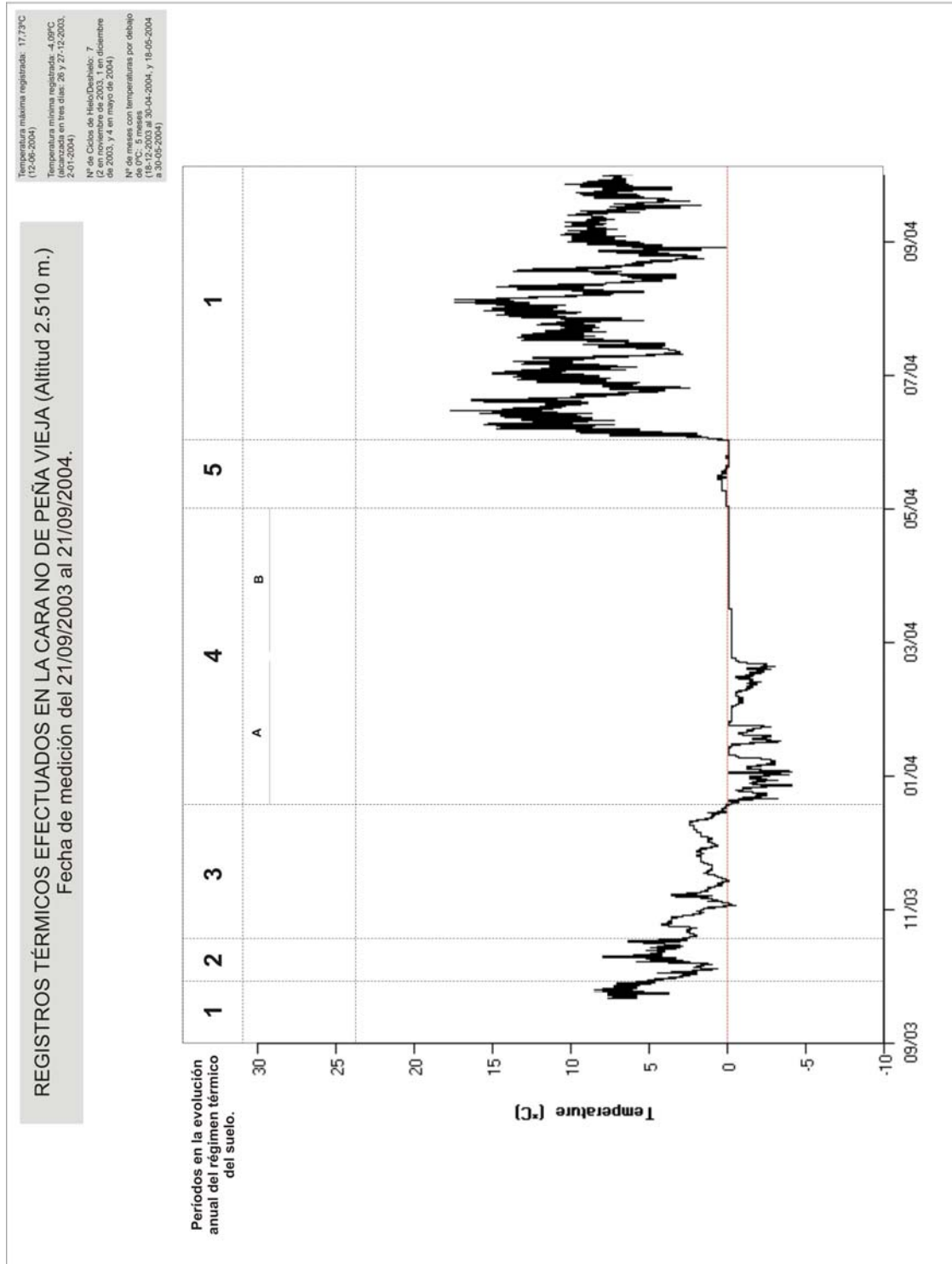


Figura 133. Gráfica de la evolución anual de las temperaturas del suelo en la ladera NO de Peña Vieja (2.615 m) a una altitud de 2.510 m, y para el período 21-09-2003 al 21-09-2004.

En la alta montaña, las fases generales diferenciadas dentro de la evolución anual de las temperaturas del suelo presentan unos límites espaciales y temporales variables, en función de la altitud, las condiciones topoclimáticas, y la variabilidad meteorológica interanual, considerando la variación del régimen de temperaturas y, especialmente, la mayor variación interanual de las precipitaciones en forma de nieve (Haeberli, 1985; Vonder Mühl *et al.*, 1998; Hoesle *et al.*, 1999, Delaloye, 2004; Ishikawa, 2003).

Como se ha podido comprobar para el área de estudio, además de su relación con la dinámica atmosférica regional, la evolución de las temperaturas del suelo está en estrecha relación con toda una serie de factores topoclimáticos, entre los cuales la altitud y las características topográficas de cada emplazamiento (ej: pendientes y rugosidad en relación a la distribución de la nieve, orientación-exposición y su relación con la tasa de radiación solar), junto con la distribución, características y evolución del manto nival, dependiente directamente de los anteriores, condicionan en buena medida la evolución anual del régimen térmico del suelo, y con ello, la dinámica morfológica y geoecológica de la parte superior de la alta montaña del macizo.

Los datos registrados en el Grupo Peña Vieja, muestran un régimen térmico muy dependiente de la constitución y evolución del manto nival, de forma que las distintas fases en la evolución anual de las temperaturas del suelo puede variar considerablemente tanto temporal (de un año a otro, en función de la variable acumulación de nieve), como espacialmente (en función de las condiciones topoclimáticas, y su influencia en la distribución del manto nival).

El análisis de las series térmicas registradas, junto con los datos sobre la distribución de la nieve mostrado en el apartado anterior (tanto en la vertical, en función de la altitud, como en horizontal, como consecuencia de las diferencias topoclimáticas), y las propias observaciones de campo, permiten dilucidar, en este sentido, otros factores que pueden jugar un papel clave en la variabilidad interanual

del manto nival y con ello, en el comportamiento térmico del suelo. Así por ejemplo, el viento es una de las causas posibles que pueden alterar la distribución del manto nival, y con ello dar lugar a un comportamiento térmico del suelo muy variable, en determinados puntos de medida. Como hemos visto, algunos sectores del grupo Peña Vieja son un buen ejemplo de esta situación. La variabilidad interanual en el ritmo e intensidad de movilización y desplazamiento de nieve por avalanchas puede ser otro factor muy a tener en cuenta en la variabilidad interanual que se puede registrar en aquellos emplazamientos afectados por dichos procesos de distribución y sobreacumulación de nieve; procesos por otro lado, sujetos a una notable variabilidad interanual. En relación con este proceso se dan dos situaciones inversas, por un lado la pérdida de nieve desde la zona de arranque de las avalanchas, y por otro lado la sobreacumulación de nieve en la zona de deposición de las mismas, con las posibles consecuencias en el régimen térmico de cada sector, así como en su morfodinámica derivada.

Como se ha visto en el apartado anterior dedicado a la distribución de la nieve en el macizo, junto a las diferencias derivadas de la altitud, la topografía implica una gran variabilidad espacial en la distribución y evolución del manto nival en la horizontal. El espesor de nieve es máximo en los fondos de las depresiones glaciokársticas, que a modo de grandes fondos de saco, son objeto de una sobrealimentación de nieve procedente de las paredes que los rodean, pudiendo alcanzar varios metros durante un gran número de meses al año. Junto a estas grandes formas, otras como dolinas, pies de pared, y especialmente en la salida de canales de aludes de nieve, suelen presentar un mayor espesor y duración de la cubierta nival, lo que influye en el régimen térmico, y en la funcionalidad y eficacia de los procesos asociados al frío y la nieve. Por el contrario, las topografías con las condiciones menos propicias a la acumulación y permanencia de la nieve, como es el caso de los umbrales entre jous, crestas y superficies venteadas, etc., suelen presentar una mayor variabilidad temporal de su régimen térmico, y una mayor influencia de las

condiciones atmosféricas, lo que se puede traducir en un mayor número de ciclos de hielo/deshielo, mayor penetración de la onda de frío, y temperaturas absolutas más bajas.

Fase	1	2	3	4	5
Período	(fin. Mayo-junio) hasta (med. Septiembre- octubre)	(mediados octubre)	(fin. Octubre- noviembre) hasta (fin. Diciembre- enero)	(fin. Noviembre- febrero) hasta (fin. mayo-julio)	Desde mayo-junio Hasta julio
	VERANO	TRANSICIÓN VERANO-OTOÑO	INESTABILIDAD OTOÑO/INVIERNO	ESTABILIDAD INVERNAL	FUSIÓN PRIMAVERAL
Comportamiento Térmico del Suelo:					
* Ciclos de hielo/deshielo	En general ausente.	-	(+)	- (Variable en función de la inestabilidad del manto nival)	(+)
* Régimen térmico diario	Predominio régimen invertido	Comportamiento térmico mixto: alternancia entre régimen normal e invertido.	Comportamiento térmico mixto: alternancia entre régimen normal, invertido y equilibrado	Régimen térmico equilibrado	Comportamiento térmico mixto: alternancia entre régimen normal e invertido.
Cubierta nival	En general ausente	Primeras nevadas. Discontinua en tiempo y espacio	Manto de nieve discontinuo en tiempo y espacio. Inestabilidad	Manto de nieve estable	Fusión del manto nival (duración variable del proceso en función del espesor acumulado)
Trasvase de calor desde superficie al suelo. Influencia de condiciones atmosféricas	+	-	-	(-)	(+)
Morfodinámica asociada: Intensidad de procesos asociados a frío y nieve	(-)	-	(+)	-/+ (Variable tiempo/espacio)	(+)

Tabla 14. Matriz de síntesis de las interrelaciones entre el comportamiento térmico del suelo y otros factores geoecológicos a lo largo del año, y para la parte superior de la alta montaña del macizo.

De forma general, y considerando su variabilidad, se pueden distinguir dos tipos de factores condicionantes en la dinámica del manto nival, y con ello en el comportamiento térmico del suelo:

1. Factores invariables:

- La altitud.
- Las condiciones topoclimáticas (pendientes, orientación, exposición, etc.).
- Las características litológicas y composición del suelo (granulometría, porosidad, etc.).

2. Factores variables:

- Dinámica atmosférica (régimen de temperaturas y precipitaciones, tasa de radiación solar). La temperatura del aire y su relación con el régimen térmico diario.
- La distribución y evolución del manto nival:
 - o Variación anual (tiempo e intensidad) de las precipitaciones en forma de nieve.
 - o Redistribución de la nieve por acción del viento.
 - o Redistribución de la nieve por acción de los aludes de nieve.

Por otro lado, si atendemos a su significación dentro de la evolución anual de las temperaturas del suelo, se pueden distinguir dos tipos de factores condicionantes:

1. Factores Estivales:

- Fecha y ritmo de fusión y desaparición del manto nival (influencia de aludes, viento sur, etc.).
- La temperatura del aire durante el período sin nieve.
- La tasa de radiación solar durante el período sin nieve.

2. Factores Invernales:

- Fecha de primeras nevadas, distribución (vertical/horizontal), espesor y características de la nieve (ej: nieve seca o húmeda, manto estable o inestable, etc.) y evolución del manto nival.
- La temperatura del aire (condiciones atmosféricas, especialmente importantes cuando el manto nival es de escaso espesor e inestable). En relación directa con el factor anterior, va a condicionar el mayor o menor enfriamiento de la parte superior de la formación superficial (profundización de la onda de frío).

A pesar de que debido al reducido número de registros térmicos con los que se cuenta en la actualidad no se puede generalizar, la información aportada por los registros térmicos continuos de la temperatura del suelo en el grupo Peña Vieja, podrían ser considerados como indicadores de una tendencia general, que deberá ser comprobada con nuevas series de medida en otros muchos sectores del macizo, en topografías variables, a diferentes altitudes, y abarcando series temporales más amplias. Con ello será posible establecer y detectar la variabilidad tanto temporal (diaria, estacional e interanual), como espacial (en función de la altitud, las características topográficas y la influencia de otros factores geocológicos como puede ser la distribución y densidad de vegetación en los sectores más bajos, allí donde su presencia puede implicar variaciones microclimáticas en la superficie del suelo, la influencia del viento, de los aludes de nieve, etc.).

Lamentablemente las exigencias financieras y logísticas de un equipamiento más amplio, relativamente elevadas cuando se pretende abarcar una red densa de medidas térmicas simultáneas, desbordaban la capacidad del presente trabajo, aunque dicha línea será continuada en el futuro.

IV.4.2. Morfodinámica de alta montaña: procesos y formas asociados al frío y la nieve.

La localización geográfica, así como sus particulares condiciones topoclimáticas, hacen del macizo central de los Picos de Europa uno de los lugares más favorables para el desencadenamiento de los procesos periglaciares actuales en la alta montañas cantábrica.

Al igual que en resto de las montañas españolas, y en concreto de las cantábricas, los estudios de periglaciario en los Picos de Europa han sido iniciados relativamente reciente, desde la segunda mitad del siglo pasado. Algunas formas periglaciares han sido analizadas en detalle (Miotke, 1968; Brosche, 1978; Castañón y Frochoso, 1994, 1998; Serrano Y González Trueba, 2001, 2004, González Trueba, 2006),

existen aportaciones a la dinámica actual (Miotke, 1968; Brosche, 1978, 1994; Castañón y Frochoso, 1994, 1998; Serrano y González Trueba, 2001, 2004), así como algunas síntesis para el conjunto de las montañas españolas y de la cantábrica, y que atienden a los Picos de Europa (Brosche, 1978a, 1978b; Clark, 1981; González Martín, 1984; Castañón y Frochoso, 1994).

Las formas periglaciares que se pueden observar en la actualidad en el macizo central de los Picos de Europa han sido generadas en su mayor parte durante la secuencia morfogenética postglaciar, y por tanto muchas de ellas son formas heredadas, con una funcionalidad que va decreciendo a medida que descendemos en altitud. La gelifracción, el karst nival, la nivación y los movimientos en masa se presentan como los procesos característicos de la parte media-superior del macizo, y las formas derivadas de los mismos, configuran la morfología de detalle de su paisaje geomorfológico. En los apartados que se desarrollan a continuación se realiza un análisis de los principales procesos y formas que caracterizan la alta montaña actual del macizo.

IV.4.2.1. La gelifracción. El retoque de crestas y paredes rocosas, y la construcción de derrubios de ladera (formas asociadas).

Siguiendo la línea abierta por trabajos precedentes (Francou, 1982, 1983, 1988; Chardon, 1984, 1989; Kotarba, 1987; Ballantyne, 1995, 1996, 2002a), entendemos la relación pared/talud como un sistema morfogenético conjunto, ya que las características y dinámica del primero afectan directamente al segundo. La descripción de las formas (ej: paredes, taludes, conos, etc.) o su funcionalidad (ej: activas, semiactivas, inactivas, etc.), además de por su propio interés en el análisis de la morfología actual del relieve, permite reconocer y clasificar los procesos

fundamentales involucrados en la morfogénesis actual del macizo, las asociaciones de procesos que definen los sistemas morfodinámicos y los límites morfológicos altitudinales.

Debido a la escasez de registros continuos y sistemáticos de la alta montaña, las condiciones térmicas del macizo aún no son bien conocidas. Los datos aportados por Castañón y Frochoso (1998) para el Jou de los Cabrones, y los incluidos en el presente trabajo para el Grupo Peña Vieja, muestran un escaso número de ciclos hielo/deshielo, tanto en superficie, como en el suelo, con un período de heladas que comprenden entre octubre y mayo/junio en superficie, y noviembre-mayo en el suelo. La duración e intensidad del frío en el suelo, como hemos visto, está estrechamente relacionada con la altitud, la topografía, las variaciones atmosféricas, así como la distribución y dinámica de la cubierta de nieve. Las temperaturas van descendiendo progresivamente a medida que avanza el invierno, con ciclos de hielo/deshielo que pueden durar desde unas pocas horas, varios días, e incluso, como hemos visto en apartados anteriores, varios meses, pero con temperaturas mínimas absolutas relativamente modestas: $-6,8^{\circ}\text{C}$ para el caso de los datos medidos en el Jou de los Cabrones en superficie (Castañón y Frochoso, 1998), y $-4,09$ en el caso del Grupo Peña Vieja en el suelo. En estas condiciones, la gelifracción afecta a las crestas, aristas y paredes rocosas desnudas, incluso han sido citadas "rosas de piedras" en afloramientos rocosos (Brosche, 1978a).

Los circos cincelados por los glaciares pleistocenos, guiados a su vez, por la fracturación local y por un enrejado morfoestructural en el que alternan frentes y dorsos, han dado lugar a grandes crestas y paredes rocosas que constituyen uno de los elementos clave en la articulación de la morfología y el paisaje de la parte culminante del macizo. Por tanto, son formas heredadas que suelen dar lugar a alineaciones de notable longitud, en ocasiones varios kilómetros. El enlace de estas elevadas y agudas cresterías con el fondo, generalmente depresiones glaciokársticas

más o menos excavadas y profundas, se realiza a través de paredones rocosos que pueden llegar a tener desarrollos verticales de más de 350 m.

Como hemos visto en el capítulo anterior, el proceso de deglaciación del macizo y la activación de la secuencia morfogenética postglaciar, ha supuesto el paso de una condiciones glaciares a un morfodinámica de tipo crionival, de forma que estas formas siguen siendo retocadas en la actualidad. La morfología de detalle de las crestas y paredes va a responder a las particularidades del diaclasado y la fracturación local, a partir de la cual se han construido las características torres, peñas y agujas, interrumpidas continuamente por collados, brechas y canales que aumentan la complejidad de su orografía. La gelifracción aprovecha la fracturación local, especialmente la de componente vertical, y la acción del karst nival, para retocar y astillar la morfología de detalle de cada alineación. Este proceso viene produciéndose desde la última glaciación, pues no hay que olvidar que muchas de estas crestas fueron los únicos terrenos no glaciados, al sobresalir a modo de *horns* por encima del hielo, y que por tanto, han estado sometidos a una intensa y larga morfodinámica periglaciar.

Por encima de los 1.800 m, dominan los grandes escarpes con pendientes verticales o subverticales que impiden la acumulación de nieve, de forma que las paredes permanecen libres de nieve casi todo el año, y sólo una fina capa de verglas puede cubrir las paredes de forma esporádica y variable. Las cascadas de hielo son un fenómeno muy excepcional en las paredes del macizo, y sólo se registran de pequeño tamaño y en condiciones excepcionales. Por ello, estas paredes están sometidas a unas condiciones ambientales muy rigurosas, donde interactúan los procesos de gravedad y gelifracción. Aunque el desgajamiento y caída del material de mayor o menor tamaño, ha podido responder en un primer momento a la descompresión de las paredes tras el retroceso glaciar, dando lugar por ejemplo a desprendimientos de roca masivos, el proceso dominante en el retoque de detalle de

las laderas de alta montaña, es la dinámica asociada a los procesos de gelifracción, en combinación con los procesos de gravedad y nivación.



Figura 134. Paisaje de crestas y paredes en el macizo central de los Picos de Europa. Al fondo se puede observar la alargada crestería que se extiende de oeste a este desde la Torre de Altaiz (2.335 m), hasta Vallosteros (1.445 m) y que desciende progresivamente hasta el Cares. Según la fracturación local, las cresterías aparecen más o menos entalladas, pero con sus principales cumbres manteniendo una altitud similar. En primer plano, un buen ejemplo de ello es el sector de Tiro Callejo, en el grupo de Peña Vieja, donde la fuerte trituración de la zona, ha dado lugar a una morfología ruiniforme, de cresta muy entallada, con varias agujas (ej: Aguja de Bustamante, Aguja de la Canalona, etc). Sobre éstas la acción combinada de crioclastia y gravedad provoca la caída frecuente de rocas en el sector, bien conocido por los montañeros.

Por sus implicaciones morfoclimáticas, y como ha señalado Francou (1982), de forma general para las montañas templadas, la dinámica de estos procesos presenta un marcado carácter estacional. Se observa un máximo en otoño, asociado a las fuertes lluvias y el descenso de las temperaturas a medida que se acerca el invierno, y la primavera, en relación a la fusión nival y el aumento de los ciclos de hielo-deshielo. Por el contrario, durante el verano la actividad asociada a la gelifracción se ve aminorada considerablemente, siendo otros procesos combinados con la gravedad, como los derivados de fenómenos meteorológicos excepcionales (ej: tormentas y lluvias intensas), los que pueden tener un papel morfológico destacado.

La acción de estos procesos morfológicos sobre las crestas y paredes tiene como resultado un cambio en el perfil de las laderas, como consecuencia de la

transferencia en la vertical de material desde la pared al pie de la misma. Este hecho ha favorecido la construcción de importantes acumulaciones de derrubios durante el Tardiglacial y todo el Holoceno. Por su importancia morfológica, esta combinación de procesos, se presenta como uno de los sistemas de transferencia de material fundamental en la alta montaña del macizo.

Los taludes y conos de derrubios son una de las formas más características del macizo, representan un elemento paisajístico de primer orden, pues la mayoría de las paredes de los circos y pies de ladera de los valles aparecen tapizadas por recubrimientos de derrubios.

Morfológicamente se caracterizan por se acumulaciones de derrubios de diferentes tamaño al pie de los escarpes rocosos, modificando así el perfil de los mismos. Presentan un trazado rectilíneo y regular, con fuertes pedientes, generalmente superior a los 20°. Los depósitos presentan una notable clasificación. En la parte superior y zonas proximales predominan los derrubios de pequeño tamaño, con una matriz fina subyacente, mientras que en la parte media e inferior, el tamaño de los bloques es cada vez mayor, siendo en la parte inferior, en su pie, donde generalmente se encuentran acumulados grandes bloques de caída por desplome de las paredes y que ruedan hasta la parte distal de los conos y taludes, coincidiendo con pendientes más suaves.

Debido a su variedad y complejidad morfométrica y granulométrica no es posible caracterizarlas como formas exclusivamente derivadas de la gelifracción. Por lo general la mayoría de los casos suelen corresponderse con formas de morfogénesis mixta, en cuya formación intervienen factores tales como las propias condiciones morfoestructurales de la pared, así como procesos gravitacionales, nivales y por supuesto criogénicos.

Como hemos visto en el apartado dedicado a la secuencia morfogenética postglacial, el ascenso progresivo de las temperaturas y los pisos morfoclimáticos, se ha traducido en una disminución de la intensidad de los procesos asociados al frío en

la parte baja de la montaña, de forma que algunos derrubios de ladera, han pasado a ser formas heredadas y con una dinámica atenuada o semiactivas. Por lo general las pedreras plenamente activas abarcan una amplia franja altitudinal, a partir de los 1.800 – 2.000 m, fosilizando los circos acupados durante el Tardiglaciario. Si bien es cierto que su distribución y localización va a estar determinada por la posición de los escarpes rocosos, y en algunos casos, el gran desarrollo vertical de algunos escarpes (ej: Fuente De entre 1.100 y 1.800 m), asociado en muchas ocasiones a los frentes de las escamas cabalgantes, aún hoy en día, permite la existencia de pedreras semifuncionales a cotas relativamente bajas en torno a los 1.200 m. Tal es el caso de los conos y taludes de derrubios existentes en la Canal de Asotín, el sector del Friero, Fuente De, salida de la canal de la Chavida, Pedabejo, etc (Ver figura 135).

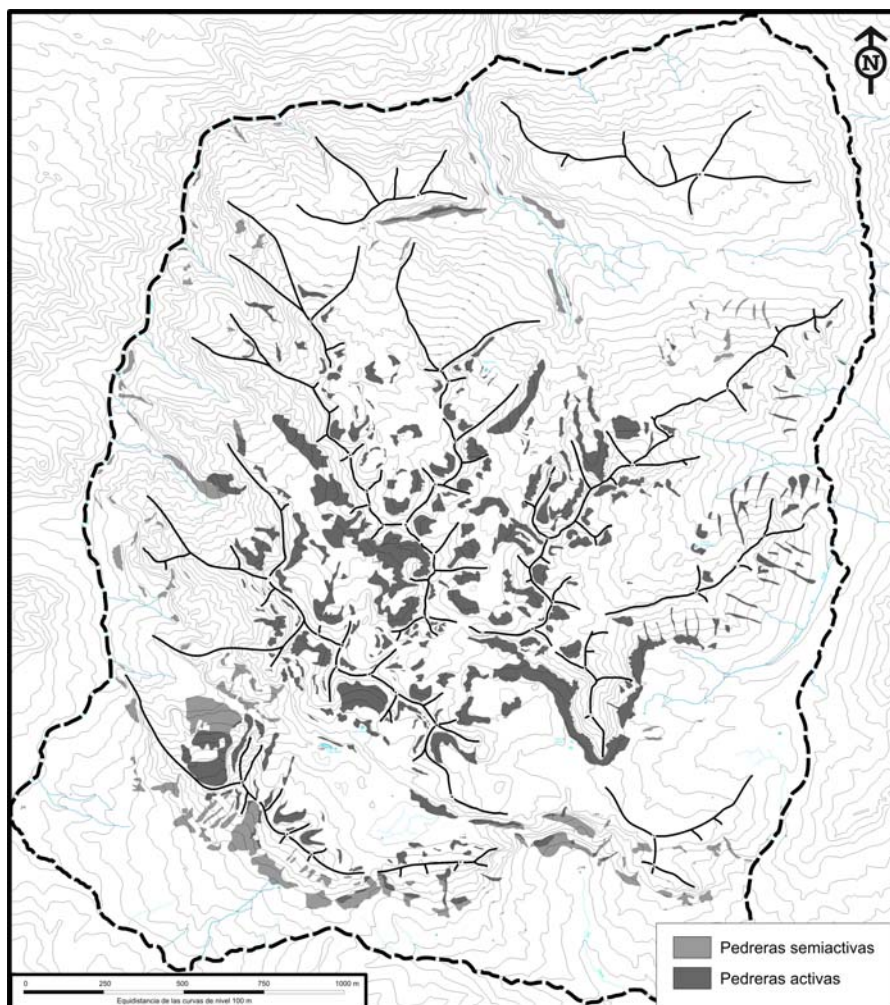


Figura 135. Mapa con la distribución de las principales crestas y pedreras del macizo, así como su funcionalidad.

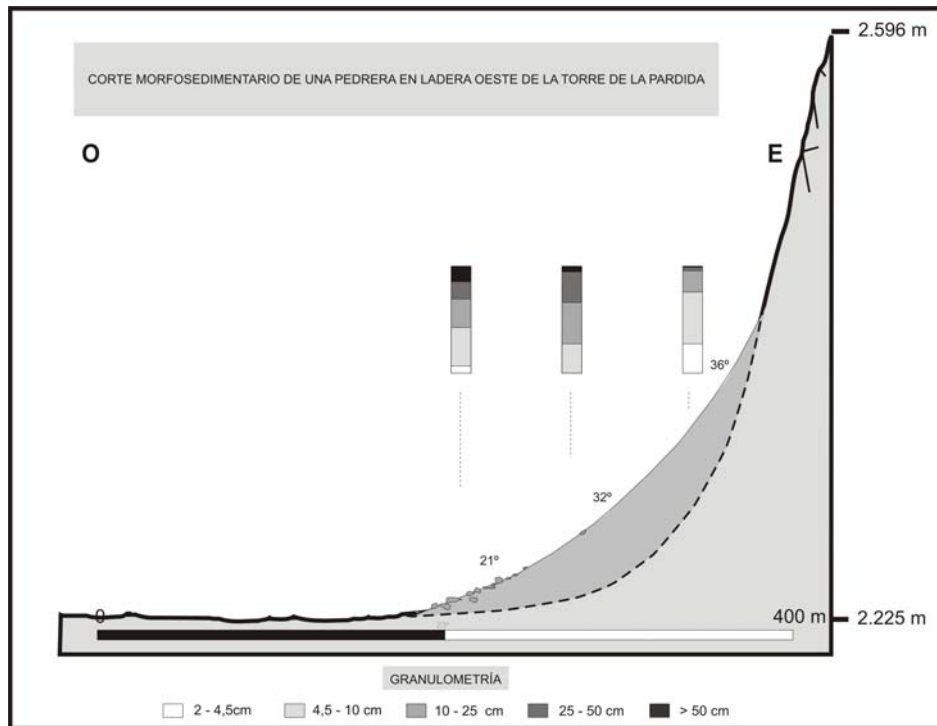


Figura 136. Corte morfoSEDIMENTARIO de una pedrera en la ladera oeste de la Torre de la Párdida (2.596 m), Jou de Cerredo.

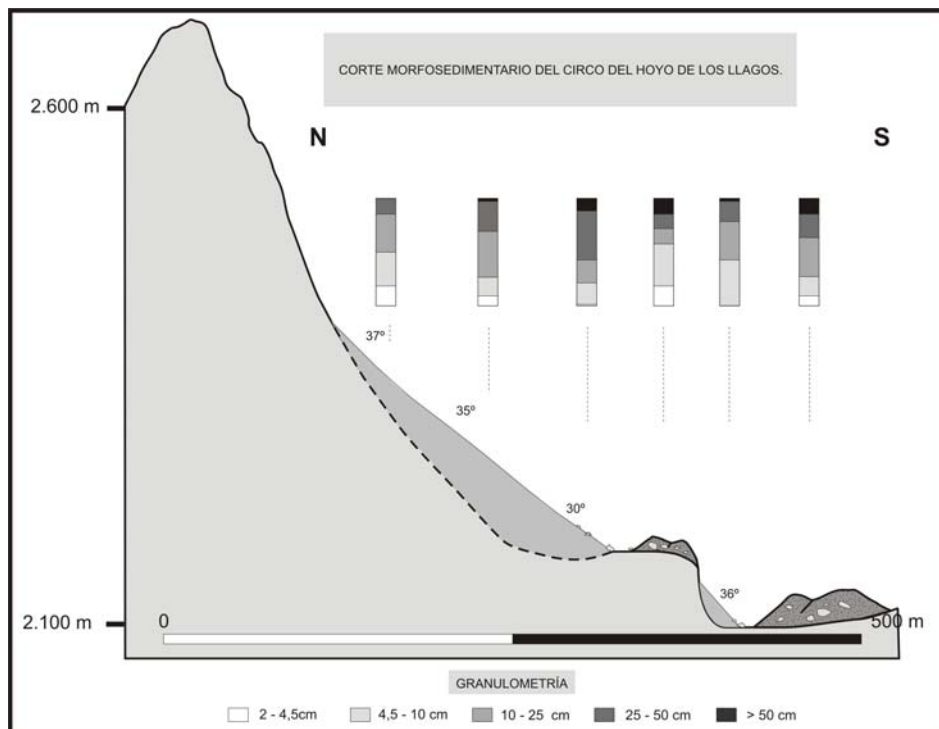


Figura 137. Corte morfoSEDIMENTARIO del circo del Hoyo de los Llagos.

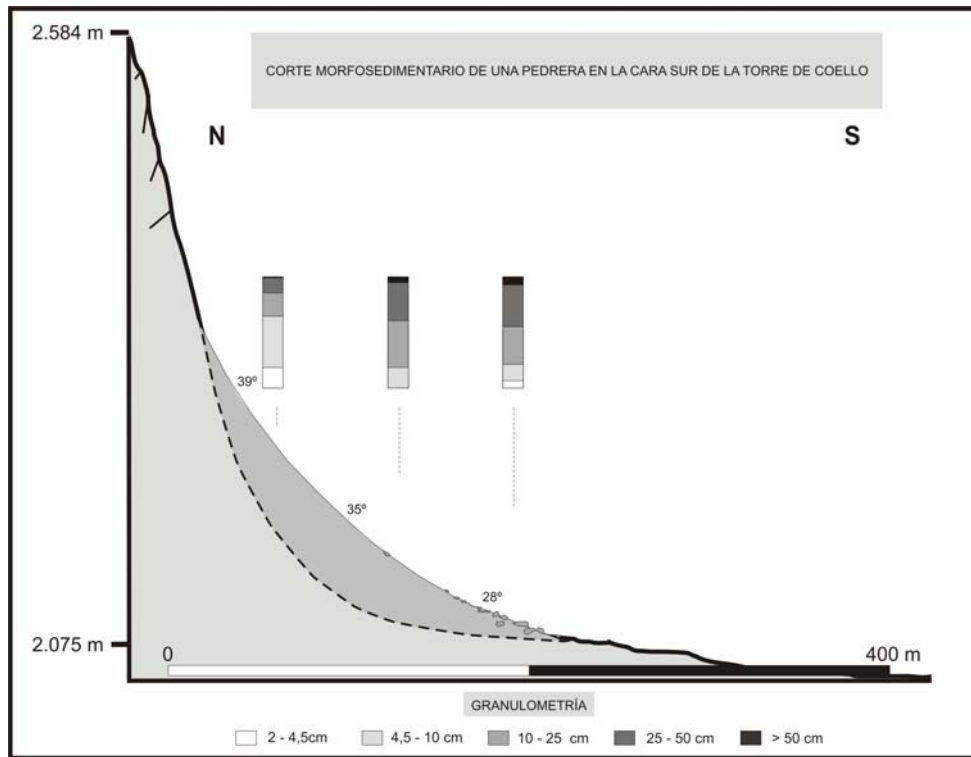


Figura 138. Corte morfosedimentario de un cono de derrubios al pie de la cara sur de la Torre de Coello (2.584 m), en el Hoyo Cimero – Hoyo Grande.

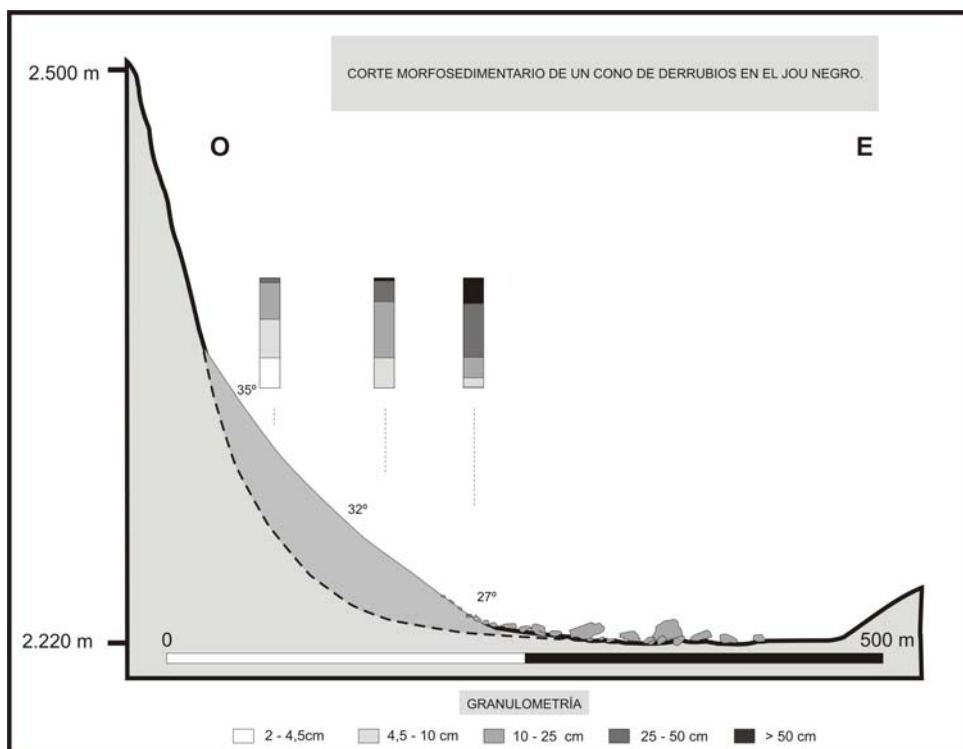


Figura 139. Corte morfosedimentario de un cono de derrubios al pie de la cresta Torre Cerredo (2.648 m) – Pico de los Cabrones (2.553 m), en el Jou Negro.



Figura 140. Vista de un corte en un cono de derrubios en la Vueltotá, Grupo de Peña Vieja. Los taludes y conos de derrubios activos ocupan el pie de las principales crestas y paredes del macizo. Suelen presentar un perfil entre 30° y 40°, con mayor pendiente en la parte proximal, descendiendo progresivamente hacia la distal, lo que va acompañado de un aumento del tamaño de los clastos. Como se puede ver en la imagen tienen una estructura abierta, con predominio de los derrubios de tamaño medio y ausencia de finos en superficie por lavado, si bien en su interior los derrubios aristados se encuentran entre una abundante matriz fina. Los situados a mayor altitud y con una dinámica morfológica más intensa, se caracterizan por la ausencia de vegetación, debido a la movilidad e inestabilidad de los derrubios, impidiendo el crecimiento de la vegetación.

En relación al desarrollo y distribución de las pedreras, Castañón y Frochoso (1994), plantean la existencia de una disimetría en función de la orientación de las vertientes. Las orientadas al sur, generalmente asociadas a los frentes de las escamas cabalgantes, en ocasiones presentan pedreras muy desarrolladas lo que ponen en relación con una gran intensidad de la gelifracción, debido a la menor duración de la cubierta nival. Las pedreras localizadas en las vertientes norte, con menores escarpes y un manto de nieve más estable y duradero, atenuan la intensidad de los procesos de hielo-deshielo. Sin embargo, aunque esta situación puede influir efectivamente en la producción de clastos, la diversidad y complejidad morfogénica y morfodinámica de los taludes y conos de derrubios, con diversas orientaciones y muy diferentes

desarrollos, no posibilita una generalización para el conjunto del área de estudio. Las pedreras activas de mayor desarrollo poseen una orientación muy variada, tanto norte, como sur (ej: pedreras de la Vueltona, Asotin, etc.). Una vez más las particularidades topográficas derivadas de las morfoestructuras, se presentan como un factor fundamental en la distribución y formación de los derrubios de ladera de gran desarrollo. En ocasiones, la combinación de escarpes asociados a los frentes de cabalgamiento y una alta fracturación, va a desencadenar una alta trituración de las crestas y paredes rocosas, lo que favorece la acción de la gelivación en combinación con los procesos de distensión o gravitacionales.

Desde el punto de vista morfológico, la característica fundamental es la alta heterogeneidad, con taludes y conos de derrubios de pendientes y perfiles longitudinales variables en función de las características topográficas de cada caso, su localización en altura y los procesos morfogenéticos actuantes. Dominan las formas mixtas, derivadas de la conjunción de varios procesos morfogenéticos. Los conos de derrubios son la forma predominante, mientras que los taludes de derrubios son menos frecuentes. En la mayoría de los casos, estas formas no aparecen aisladas, sino que están yuxtapuestas. Con una pendiente que puede ir desde los 20° a los 35-40°, por lo general, suelen presentar un desarrollo vertical modesto, con índices de relación h/H bastante bajos (relación entre altitud de la pedrera en relación a la altitud de la pared bajo la que se deposita, donde "h" representa el desarrollo vertical de la pedrera, y "H" el desarrollo vertical de la pared, en Kotarba *et al.*, 1987). Esto muestra el predominio de las grandes paredes sobre los mecanismos periglaciares. Las pedreras que presentan índices h/H negativos, suelen presentar pendientes menores y perfiles de tipo cóncavo que denotan la dependencia con respecto a las paredes en lo que se refiere a la alimentación de clastos, así como una alta complejidad en los procesos de redistribución del material, dentro ya de las propias acumulaciones de derrubios. Por el contrario, los índices de relación h/H positivos los encontramos en algunas de las pedreras situadas a mayor altitud, por encima de los 2.200, donde la gelifracción

alcanza su máxima intensidad, siendo aquí donde la distribución de la cubierta nival puede jugar un importante papel. Pero de nuevo, las teóricas diferencias entre las caras norte y sur se complican si tenemos en cuenta que las particularidades morfoestructurales y topográficas del macizo, suelen favorecer la existencia de grandes paredones verticales en las caras sur, lo que supone que la construcción de las pedreras al pie de éstas se haga ya a altitudes menores. Mientras, en las vertientes norte, coincidiendo con el dorso de las escamas, si que es posible encontrar pequeñas crestas en altura, por encima de 2.300, a cuyos pies se han construido taludes y conos de derrubios. Un ejemplo lo podemos encontrar en el caso de la cara NNO de Peña Vieja o en el caso de los conos de derrubios situados al pie de la cresta cimera de la Torre del Llambrión (Ver tablas 15, 16, 17 y 18).



Figura 141. Vista general de los conos de derrubios que tapizan la ladera del sector de la Vueltona, en el Grupo Peña Vieja (2.615 m). La morfología y morfogénesis de estos derrubios de ladera es compleja, en ella intervienen diferentes procesos. El desarrollo de las pedreras es notable, el cono de derrubios situado en la parte central de la imagen, incidido por la huella de un flujo de derrubios, llega a alcanzar un desarrollo de más de 350 m, entre los 1.950 m de su parte distal y los 2.200 del pie de la pared.

Nº	Orientación	Cotas min.-máx.	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
5	SSE	1830-2010	25	396	140	0.35	Mixto-complejo
6	SSE	1800-1950	26	456	150	0.32	Mixto
7	ENE	1790-1900	20	530	110	0.2	Mixto
8	E	1780-1990	31	547	210	0.38	Mixto-complejo
9	SE	1770-1860	31	464	90	0.19	Aludes
10	ENE	1660-1830	24	783	170	0.21	Mixto-complejo
11	SE	1670-1850	36	445	220	0.49	Mixto
12	SSE	1620-1720	29	495	100	0.2	Aludes
13	SSE	1610-1720	32	490	110	0.22	Aludes
14	NNE	2330-2530	35	83	200	2.4	Mixto
15	NNE	2280-2430	19	63	60	0.95	Mixto-complejo
16	S	2270-2370	22	160	100	0.62	Mixto-complejo

H, desarrollo vertical de la pared. h, desarrollo vertical del talud o cono. $I_{h/H}$, Índice de relación h/H

Tabla 15. Datos morfométricos y caracterización morfogenética de los taludes y conos de derrubios del Grupo Peña Vieja (Serrano y González Trueba, 2004).

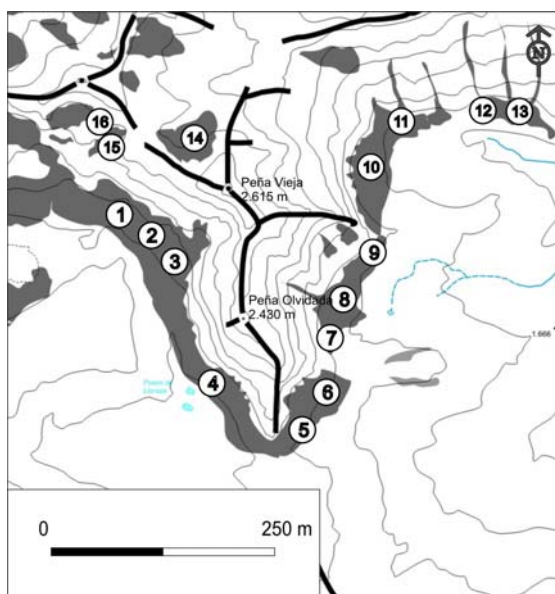


Figura 142. Localización de los taludes y conos de derrubios analizados en el Grupo Peña Vieja. La numeración coincide con la de la tabla anterior. (Modificado de Serrano y González Trueba, 2004).

Nº	Orientación	Cotas min.-máx.	Pendiente (°)	H	h	$I_{h/H}$	Origen
1	N	2.024-2.220	36	330	196	0.59	Mixto-complejo
2	E	2.225-2.310	35	243	85	0.35	Mixto
3	N	2.240-2.400	33	206	160	0.77	Mixto
4	O	2.225-2.355	37	240	130	0.54	Mixto
5	O	2.300-2.400	33	120	100	0.83	Mixto
6	S	2.034-2.160	34	424	126	0.30	Aludes
7	S	2.045-2.180	37	404	135	0.33	Aludes
8	S	1.900-2.160	35	488	260	0.53	Mixto
9	O	1.890-2.150	37	498	260	0.52	Aludes

Tabla 16. Datos morfométricos y caracterización morfogenética de los taludes y conos de derrubios del sector Cabrones – Cerredo – Arenizas.

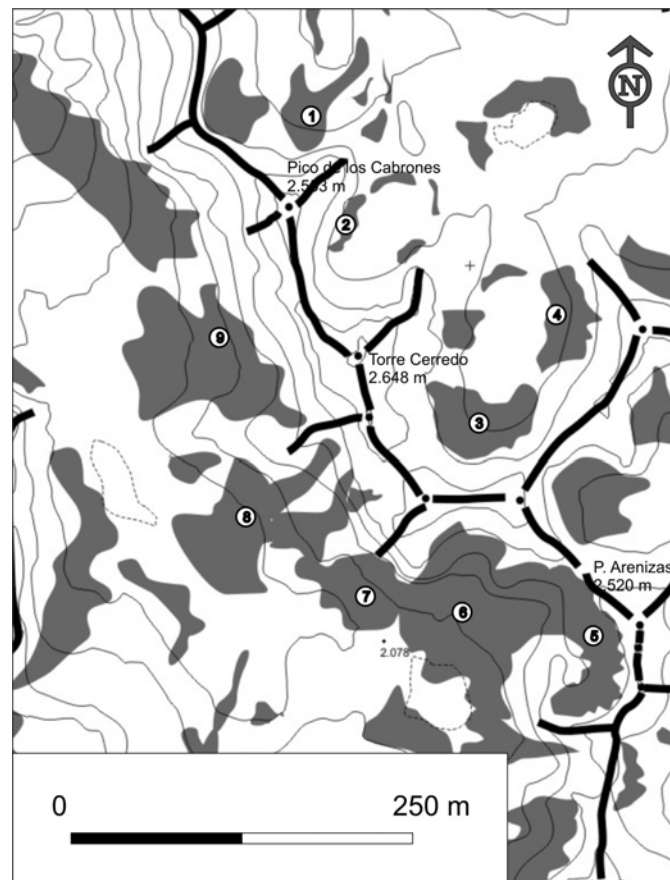


Figura 143. Localización de los taludes y conos de derrubios analizados en el sector Cabrones-Cerredo-Arenizas. La numeración coincide con la de la tabla anterior.

Nº	Orientación	Cotas min.-máx.	Pendiente (°)	H	h	I _{h/H}	Origen
1	N	2.240-2.320	35	126	80	0.63	Mixto
2	ESE	2.245-2.355	34	130	110	0.85	Mixto
3	N	2.176-2.292	37	182	116	0.64	Mixto
4	SE	2.010-2.075	32	260	65	0.25	Mixto
5	NO	2.010-2.150	30	90	140	1.2	Mixto
6	NO	1.200-1.750	29	350	550	1.57	Mixto-complejo
7	OSO	2.110-2.225	33	130	115	0.88	Aludes
8	SSO	1.910-2.000	36	474	90	0.19	Aludes
9	SSO	1.846-1.956	34	490	110	0.22	Mixto
10	S	1.845-1.940	32	506	95	0.19	Mixto
11	SSE	1.792-1.900	33	345	108	0.31	Mixto

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

Tabla 17. Datos morfométricos y caracterización morfogenética de los taludes y conos de derrubios en el Cordal Torre de Salinas -Torre del Frierio.

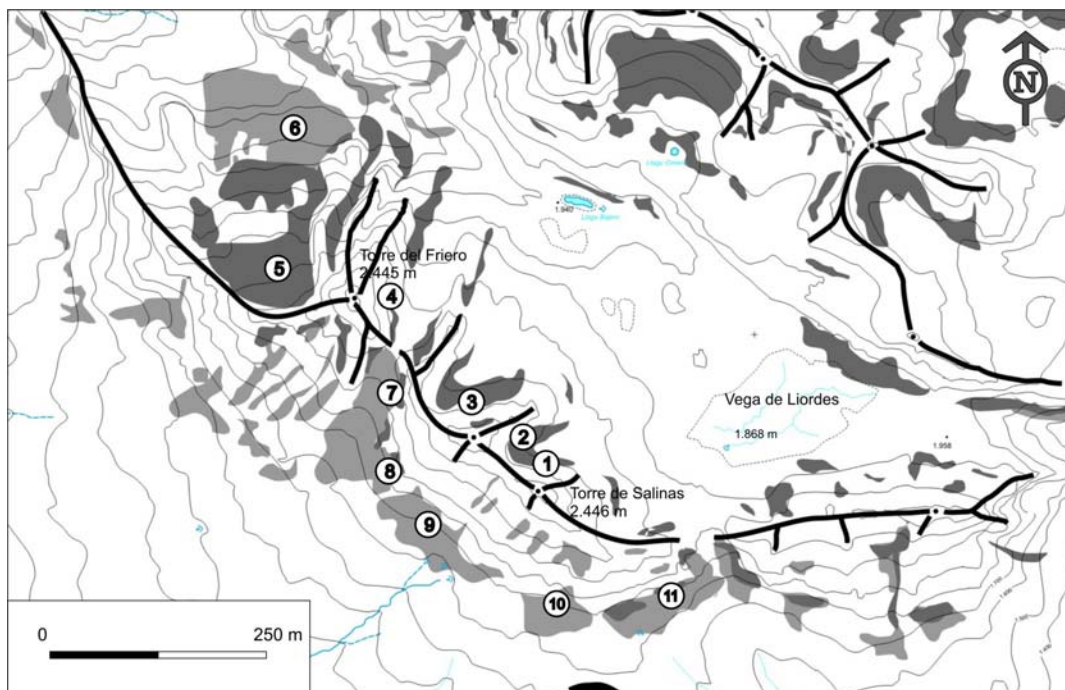


Figura 144. Localización de los taludes y conos de derrubios analizados en el Cordal Torre de Salinas -Torre del Frierio. La numeración coincide con la de la tabla anterior.

Nº	Orientación	Cotas min.-máx.	Pendiente (°)	H	h	I _{h/H}	Origen
1	O	1.900-2.050	37	340	250	0.73	Mixto
2	ONO	1.985-2.065	32	200	80	0.4	Mixto-complejo
3	ONO	2.240-2.330	35	165	90	0.54	Mixto
4	NO	1.980-2.074	31	170	94	0.55	Mixto
5	ONO	1.990-2.200	30	370	200	0.54	Aludes
6	ONO	2.020-2.160	31	390	140	0.36	Mixto
7	O	2.030-2.200	34	186	170	0.91	Mixto
8	SSE	2.100-2.240	30	120	140	1.16	Mixto
9	S	2.090-2.200	29	240	110	0.46	Aludes
10	E	2.210-2.300	35	160	90	0.56	Mixto
11	ESE	2.240-2.350	33	106	110	1.04	Mixto

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

Tabla 18. Datos morfométricos y caracterización morfogenética de los taludes y conos de derrubios del sector Peña Castil-La Morra-Campanarios-Urriellu.

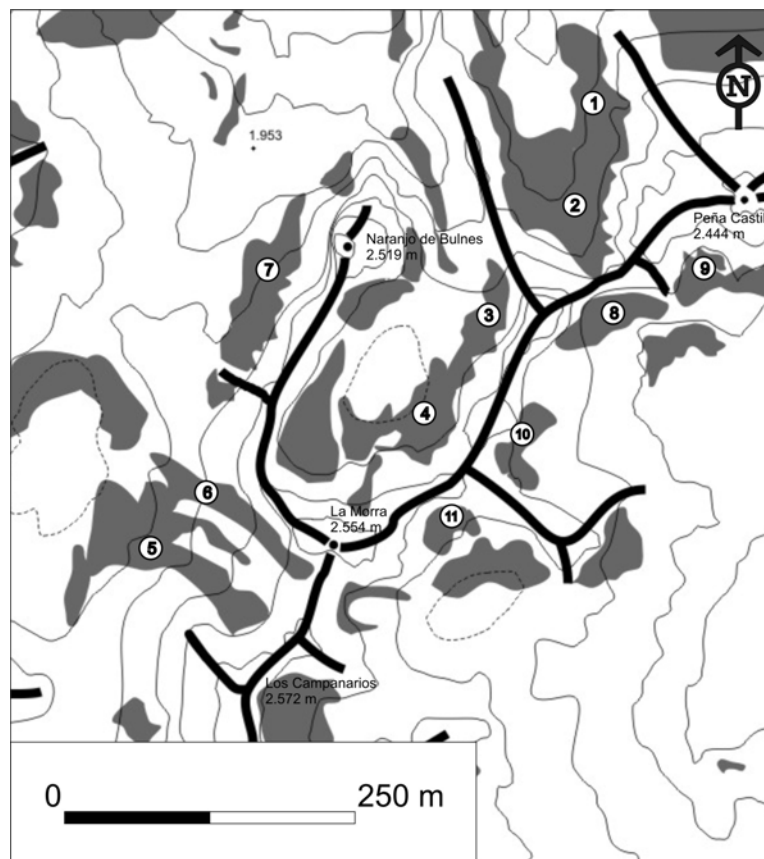


Figura 145. Localización de los taludes y conos de derrubios analizados en el sector Peña Castil-La Morra-Campanarios-Urriellu. La numeración coincide con la de la tabla anterior.



Figura 146. Vista de los derrubios de ladera al pie de la cresta T. Horcados Rojos (2.506 m) – Peña Vieja (2.615 m). Se puede ver como el pie de la pared aparece cubierto por una importante acumulación de derrubios de ladera. Pero las diferencias morfológicas, morfométricas y granulométricas pueden llegar a ser muy grandes. Mientras que en la parte este al pie de Peña Vieja, se dan unos conos de derrubios de perfil rectilíneo y regular, en primer plano se puede ver como desprendimientos de roca masivos, como el desprendimiento de Sta. Ana, puede alterar notablemente el perfil de estas formas, así como el tamaño de los bloques que lo componen. Sin embargo, al pie de la pared, un talud de derrubios más reciente fosiliza la parte superior del desprendimiento dándole una mayor homogeneidad morfológica. Como vemos en función de las características locales y los procesos actuantes, los resultados pueden ser morfologías bien distintas.



Figura 147. Vista de los taludes y conos de derrubios del sector de la Torre del Carnizoso (2.432 m), situados en torno a los 2.050 m, y los 2.180 m, presentan un desarrollo menor.



Figura 148. Vista de los conos de derrubios al pie de la cara norte de la Torre del Llambrión (2.642 m). La foto tomada desde la cresta de Torre Blanca (2.617 m), permite observar un buen ejemplo de pedreras en altura. Presentan un tamaño reducido en torno a los 50 m. se sitúan a una altitud en torno a 2.500 – 2.550 m. Mientras por debajo, se puede observar como los derrubios de ladera se ven interrumpidos al pie de la cresta, como consecuencia de que este sector estuvo glaciado durante la Pequeña Edad del Hielo. En la actualidad, en el primer caso estamos ante una pedrera plenamente activa, mientras que en los terrenos recientemente deglaciados, se forman conos incipientes.

a) Procesos morfogenéticos:

Los procesos geomorfológicos fundamentales que intervienen en la acumulación de las pedreras son la caída de material por gravedad, asistida por la gelifracción que es la responsable fundamental de los derrubios de menor tamaño, así como la propia descompresión de las paredes, que provoca la caída de grandes bloques y desprendimientos de rocas de diferentes magnitud y que aportan grandes volúmenes de material heterométrico, inclusive grandes bloques. A esto hay que añadir los aportes derivados de la dinámica nival, especialmente de aludes de nieve, que pueden arrastrar un volumen de material variable, en función de la magnitud de los aludes.

Si desde el punto de vista de su génesis acumulativa intervienen varios procesos fundamentales, en la propia dinámica de transferencia y redistribución de materia y

energía dentro de taludes y conos de derrubios, se pueden diferenciar tanto procesos de alta frecuencia y baja intensidad, como de baja frecuencia y alta intensidad. De nuevo el análisis geomorfológico de las formas generadas por dichos procesos nos permite diferenciar varios mecanismos:

- *La caída y rodamiento por gravedad:* Como acabamos de ver, la caída de bloques desde la pared, asistida por la gelifracción, y la relajación-descompresión de la roca, además de aportar el material, lo distribuye por los taludes y conos de derrubios. Puede aportar grandes bloques, en ocasiones incluso desprendimientos conjuntos que dan lugar a una distribución caótica y heterogénea del material. Aunque es un proceso común en la mayor parte de las pedreras del macizo. La intensidad e importancia de este mecanismo va a depender especialmente de las características morfotectónicas de la pared, litología, grado de fracturación, etc. Estos procesos se pueden observar de forma ejemplar en la vertiente sur de Horcados Rojos, la Horcadina de Covarrobres y las Mánforas, ambas en el grupo Peña Vieja, la cara norte de la Torre del Carnizoso, los derrubios que tapizan las paredes del Jou Negro en la norte de Torre Cerredo, etc.
- *Movimientos en masa rápidos del tipo flujo de derrubios:* Este proceso se presenta fundamental en el sistema de transferencia y redistribución de sedimentos dentro de las pedreras. Por ello, será tratado en detalle en el apartado correspondiente a los movimientos en masa. Se corresponden con mecanismos de baja frecuencia pero alta intensidad, la cual va a depender tanto de las condiciones que desencadenan el proceso (ej: características de la topografía implicada, cantidad y ritmo de agua suministrada desencadenante de la saturación de la formación superficial y su flujo, etc), como de las características y coherencia de la propia pedrera sobre la que se desarrolle. Por lo general, implican una redistribución importante de material

desde la parte superior de taludes y conos de derrubios hasta la media o inferior, variable en función de la magnitud del mismo.

- *Procesos nivales:* Como hemos visto, la cantidad de material susceptible de ser aportada por los aludes de nieve depende tanto de las características de la pared, como de la propia intensidad del fenómeno. Los aludes de nieve menores afectan sólo a las partes superficiales del manto nival de forma que no llegan a ocasionar importantes procesos de redistribución. Por el contrario, los aludes de mayor desarrollo y profundidad son capaces de arrastrar el material desde la parte proximal hasta la zona media y distal. Pero la transferencia de derrubios derivada de la propia capacidad mecánica de los aludes de nieve tiene una limitada extensión, en relación con la localización de los canales de aludes más efectivos. Existe otro proceso nival, incluso de mayor importancia morfológica en la redistribución del material en las pedreras, como consecuencia de la caída y resbalamiento de los clastos y bloques superficiales sobre la propia cubierta nival. Este proceso tiende a acumular el material en la parte inferior de las pedreras, allí donde la energía gravitatoria que favorece el deslizamiento de los derrubios disminuye como consecuencia de la reducción de la pendiente. En estos casos, los procesos nivales y gravitacionales ocasionan el mismo efecto, produciendo la característica acumulación de bloques de mayor tamaño al pie de los taludes y conos de derrubios.
- *Reptación y movimientos en masa menores:* Al contrario del anterior, en esta ocasión nos encontramos ante un proceso de alta frecuencia y baja intensidad, pero de notable importancia morfológica, especialmente en las porciones medias y distales de los derrubios de ladera. Este proceso implica una redistribución de material con velocidades bajas. En muchos taludes y conos de derrubios del macizo se pueden apreciar coladas y lóbulos de

derrubios generados por la alimentación de agua por arroyada subaérea, que implica movimientos menores por ajustes y desigualdades de la formación.

- *Arroyada difusa y concentrada:* De nuevo, a pesar de ser un proceso de baja intensidad, por su alta frecuencia y extensión, debe ser tenido en cuenta, pues afecta a todos los derrubios de la alta montaña, especialmente a aquellos desprovistos de vegetación, que pudiera ejercer una labor fitoestabilizadora. Los procesos de arroyada implican un lavado del material fino de la superficie de los taludes, provocando una redistribución de material en detalle, y la inestabilización interna de la acumulación, lo que puede desencadenar procesos de reptación. En otras ocasiones, la huella de la arroyada se hace más visible a través de pequeñas incisiones y regueros que modifican en detalle la superficie de los taludes y conos. Su capacidad morfológica puede aumentar interactuando sobre las formas derivadas de procesos del tipo flujos de derrubios, que alteran la distribución superficial del material y exponen nuevas acumulaciones de finos. En este caso, el canal abierto por los flujos de derrubios en la parte proximal, deja al descubierto la estructura interna de la formación, favoreciendo el lavado de finos de la misma, así como la reutilización y revitalización del canal por la erosión de una arroyada, ciertamente concentrada. Junto a ello, los materiales removilizados por los flujos de derrubios y depositados en su frente, compuesto de finos y gruesos en la parte media y distal, de nuevo favorecen el desencadenamiento de los procesos de lavado e incisión de detalle asociado a la arroyada superficial. El aporte de agua necesario para el desencadenamiento del proceso puede provenir tanto de forma directa de las propias precipitaciones en forma de lluvia, como de la fusión nival. Aunque estos procesos no se plasman en unas formas mayores con significado paisajístico, por su gran extensión, ya que afecta a todos los derrubios de ladera de la alta montaña, tienen una notable relevancia morfodinámica.

Mecanismo	Procesos morfogénéticos	Formas	Dinámica
Alimentación	Caida por gravedad	Acumulaciones de bloques. Taludes y conos de derrubios, perfiles rectilíneos.	A partir de la gelifracción en las zonas altas (>2.400 m), que aportan las fracciones menores, y la relajación y descompresión de las paredes (glaciadas y tectonizadas), que aporta importantes volúmenes de grandes bloques
	Aludes	Canales, conos proximales de perfiles convexos.	Arrastre por aludes en paredes, canales y taludes, alcanzan todas las porciones medias y distales.
	Caida por gravedad	Acumulaciones de bloques. Taludes rectilíneos.	Distribuye los grandes bloques, en ocasiones mediante desprendimientos por caída. Forma acumulaciones heterogéneas y de aspecto caótico.
Transferencia y redistribución del material	Flujos de derrubios (debris flow)	Canales, levées y coladas de derrubios.	Se originan sobre todo en los ápices de los conos, en zonas de saturación preferente, y depositan coladas de derrubios en las porciones distales.
	Reptación y movimientos en masa menores	Lóbulos de derrubios	Dominan en las porciones proximales, ligadas a neveros, y en las distales laterales, donde redistribuyen los materiales con velocidades bajas. Se generan por empapamientos y lavados de finos diferenciales con movimientos desiguales en conos y taludes.
	Nivales	Acumulaciones de gruesos.	Redistribución de material como consecuencia de la propia energía mecánica del alud (sólo en aludes de gran tamaño y que afectan a capas basales del manto nival). Resbalamientos de bloques superficiales, acumulación distal de los bloques mayores.
	Arroyada	Lavado superficial de finos Regueros e incisiones de tamaño variable	Directa: lavado de finos en superficie y formación de regueros e incisiones que puede reutilizarse de forma interanual. Indirecta: interactuando con otros procesos como los flujos de derrubios, que altera la distribución del material en superficie.

Tabla 19. Síntesis del funcionamiento del sistema morfogénético de taludes y conos de derrubios en el macizo central de los Picos de Europa. (modificado de Serrano y González Trueba, 2004).

b) Dinámica en función del sector de la pedrera:

Pero la efectividad e intensidad de los procesos anteriormente mencionados y que intervienen en la transferencia y redistribución de los derrubios de ladera varía según la parte de la pedrera que se considere. Una síntesis para el conjunto del macizo nos permite apreciar la siguiente distribución de procesos y formas asociados:

- *Procesos y formas dominantes en la zona proximal de los taludes y conos de derrubios:* Aquí predominan los derrubios de gravedad. En muchos de los casos analizados los lóbulos de piedras llegan a ser una forma muy característica, generalmente asociados a la presencia de neveros y la saturación de la formación superficial inmediatas a los mismos. La parte superior de los derrubios de ladera, también suele presentar las hendiduras y canales asociados a la raíz de los flujos de derrubios, que suelen tener su salida comúnmente al pie de grietas y canales de aludes sobre la pared, y a favor de la evacuación de agua por las mismas, y especialmente la conservación de neveros durante más tiempo.

- *Procesos y formas dominantes en la zona media de los taludes y conos de derrubios:* Por lo general, el tramo medio de las pedreras se caracteriza por una menor complejidad. Dominan los derrubios de gravedad, dando lugar a perfiles longitudinales rectilíneos y un aspecto bastante homogéneo, sólo alterado por los flujos de derrubio. Según la magnitud de estos últimos pueden simplemente atravesar la parte intermedia, o bien depositar su frente.
- *Procesos y formas dominantes en la zona distal de los taludes y conos de derrubios:* En la parte inferior se acumulan los bloques de mayor tamaño, desplazados a través de diferentes procesos gravitacionales, tanto directos por caída, como por resbalamiento sobre la cubierta nival, y por tanto con un carácter estacional asociado a la presencia y duración del propio manto de nieve. Los bloques de mayor tamaño se combinan con otras formas como los lóbulos de derrubios, así como el frente de los flujos de derrubios lo cual concede a esta parte de la pedrera, una morfología más caótica y una morfogénesis mixta y compleja.



Figura 149. Vista de detalle de un cono de derrubios en la Vueltona (2.200 – 1.950 m). Se puede ver los procesos y morfologías resultantes en cada parte del perfil longitudinal del cono. Especialmente en este caso un flujo de derrubios se presenta como el principal modificador de la forma original, redistribuyendo el material hacia la parte inferior.



Figura 150. Vista de una corriente de piedras a los pies del Paredón del Albo, en el valle de las Moñetas. En ocasiones la combinación de fracturación local y topografía favorecen la construcción de formas irregulares y complejas, incrementando la variedad de formas y depósitos de ladera. En este caso podemos ver como a partir de una fractura continuada hasta la cresta del conjunto, ha dado lugar a un pequeño canal a partir del cual se ha evacuado un volumen notable de material ladera abajo. Esta forma en la actualidad tiene una dinámica atenuada, reactivada y alimentada por los aportes gravitacionales directos desde la pared, asistido por la crioclastia, y los aludes en la temporada invernal.

c) Tipos morfogenéticos:

Una vez planteada la funcionalidad de los derrubios de ladera en función de su componente altitudinal, y del análisis de su funcionamiento, siguiendo la línea de trabajos previos (Serrano y González Trueba, 2004), diferenciamos tres tipos fundamentales de conos de derrubios en función de su dominante morfogenética:

- *Conos de aludes*: Este tipo de conos de derrubios se localizan al pie de los canales de aludes, en la salida de evacuación de nieve y derrubios. Suelen caracterizarse por su reducido tamaño, con un índice h/H negativo y en general desarrollos horizontales inferiores a los 200 m. Muestran un perfil longitudinal bastante rectilíneo e incluso tendentes a cóncavos, así como unas pendientes fuertes, en la mayoría de los casos superiores a los 30°. En la medida que la

activación y localización de los flujos de derrubios está también en relación con la salida de las canales de aludes, este tipo de conos de derrubios en ocasiones presentan huellas y modificaciones puntuales como consecuencia de los flujos de derrubios y la arroyada, si bien conservan una morfometría y morfología diferenciable del resto.

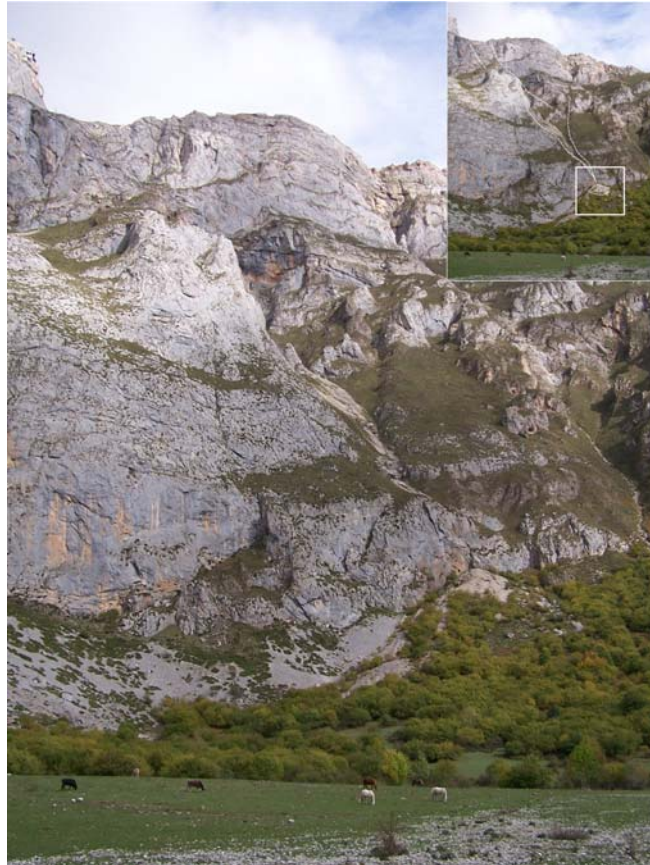


Figura 151. Allí donde se localizan las paredes de mayor desarrollo vertical, muy en relación con los frentes de las escamas cabalgantes, favorecen la construcción de canales de aludes que conducen la caída de la nieve a través de más de 700 m. Pero si la dinámica de la nieve es un proceso plenamente funcional en la actualidad, éste se complementa, durante los periodos desprovistos de nieve, con la caída libre de derrubios, de forma que las formas resultantes son de tipo mixto. En este caso podemos ver un cono mixto de aludes situado a baja cota en el sector de Fuente Dé. A pesar de estar situado a 1.150 m, en la actualidad un pequeño cono de derrubios construido a favor del material aportado por los aludes, y los aportes gravitacionales, fosiliza un cono mayor relicto, y cubierto de vegetación. , En los últimos años durante todos los inviernos se han registrado aludes a través de la canal bajo la que se sitúa. Además el contraste en el recubrimiento vegetal denota su funcionalidad actual.

Un ejemplo de ellos los encontramos en los pequeños conos de derrubios existentes en el sector de las Mánforas, junto a los restos de los edificios mineros, que fueron diseñados especialmente para protegerse de los

frecuentes aludes. Junto a éstos, otros buenos ejemplos se pueden ver en la cara este de Peña Vieja, en la sur de la Torre de Coello- Torre Bermeja, los pequeños conos activos incluso a pesar de su baja altitud, en la salida de muchos de los canales de aludes existentes en las canales de la vertientes oeste del macizo, Fuente Dé, así como los pequeños conos de derrubios que fosilizan otros taludes mayores a los pies de los canales de aludes existentes en todo el borde meridional en torno a las Peñas Cifuentes.

- *Conos de derrubios mixtos*: Desde el punto de vista morfogenético se caracterizan por la implicación de un gran número de procesos en el sistema de alimentación, transferencia y redistribución de material, de ahí su denominación de "mixtos". Dentro de ellos dominan los procesos gravitacionales y nivales, en combinación con flujos de derrubios y removilizaciones menores asociadas a la reptación. El resultado son conos de derrubios con un desarrollo tanto horizontal como vertical notable. Su perfil también presenta fuertes pendientes, generalmente en torno a los 30° e incluso superiores. Suelen aparecer yuxtapuestos y formando familias o grupos de conos coalescentes. Se localizan al pie de paredes de gran desarrollo vertical y fuertemente tectonizadas. Algunos ejemplos de este tipo de formas lo encontramos al pie de la cara norte de la Morra, en la cara oeste de la Torre de Boada – Torre de la Perdida, en la vertiente sur del Grupo Peña Vieja (zona de la vueltona), etc.
- *Conos y taludes mixtos complejos*: Algunos de los conos y taludes de derrubios analizados presentan una complejidad morfogenética tal que su perfil longitudinal se complica, derivada de la intervención de varios procesos geomorfológicos, que además varían en intensidad y capacidad remodeladora según la porción de la pedrera a considerar. Se trata de formas con pendientes medias menores que en los casos anteriormente analizados, entre 19° y 25°, si bien lo más destacado es la alteración de la linealidad del

perfil longitudinal, que presenta gran complejidad. La realización de un gran número de mediciones en el perfil, nos ha permitido detectar cambios importantes, con perfiles que pueden llegar a ser cóncavo-convéxos y convexo-cóncavos. Estos cambios de pendiente tienen una gran importancia desde el punto de vista morfodinámico, pues de la pendiente media de la pedrera va a depender en parte la respuesta, intensidad y recurrencia de determinados procesos morfológicos sobre los derrubios de ladera. En la parte superior de estos taludes y conos de derrubios predominan los procesos gravitacionales, nivales y de flujo, mientras que en la parte media e inferior dominan los flujos de derrubios, en combinación con los procesos nivales, retocados en detalle por los de reptación y la arroyada, todo lo cual contribuye a la génesis de una morfología de detalle compleja y variada según las condiciones de cada sector. Ejemplos de este tipo de forma son los alojados al pie de Peña Olvidad (Grupo Peña Vieja), cara oeste del Pico Tesorero, cara norte del Pico de los Cabrones, etc.



Figura 152. Vista de un ejemplo de cono de derrubios mixto. En este caso son varios conos coalescentes en el sector de la Vueltona, al pie de la pared sur del grupo Peña Vieja. Los situados en la parte frontal muestran un perfil de fuerte pendiente (32°), rectilíneo y solo modificado puntualmente por flujos de derrubios, como el que se ve en la imagen que no llega hasta la parte distal de la pedrera.



Figura 153. Vista panorámica de los conos de derrubios mixto complejos que se alojan al pie de la pared ESE de Peña Vieja. Su pendiente es notablemente inferior, y el perfil lejos de ser rectilíneo como en los casos anteriores presenta una complejidad morfológica máxima en la parte distal, druto de la combinación de los frentes de flujos de derrubios, grandes bloques de caída por gravedad, aportes por procesos nivales, retrabajamiento por parte de la arroyada, etc.

En definitiva, todo lo expuesto hasta ahora nos permite diferenciar entre las laderas donde los factores morfotectónicos tienen una importancia clave en su desarrollo, y que da a lugar a pedreras de gran desarrollo, de orientación variable y que debido a su desarrollo vertical y localización en altura pueden presentar una funcionalidad compleja (ej: Vueltona, Asotín-Friero, etc.), y las laderas asociadas de forma más directa a unas condiciones morfoclimáticas rigurosas estrictamente periglaciares, siendo éstas de menor desarrollo, y localizadas a los pies de las crestas más altas, con su base entre 2.000 y 2.200 m. Buenos ejemplos de ello, son las pedreras situadas a los pies de los grupos más elevados como el sector de Torre Blanca-Llambrión-Palanca, Cerredo, cara NNO de Peña Vieja, cara N de La Morra- Tiro del Oso, etc.

IV.4.2.2. La nivación.

Como ya se ha adelantado en apartados anteriores, la distribución, características y duración del manto nival son factores fundamentales en la morfodinámica actual de la alta montaña del macizo. La mayor parte de los procesos

geomorfológicos desencadenados en la parte superior de la montaña están en relación tanto con la propia cubierta de nieve como agente de modelado, como por el aporte de agua derivado de su fusión. Por este motivo, la importancia morfológica de la nieve se trata de forma indirecta en el resto de los apartados dedicados a otros procesos morfológicos, entre los que la incisión y los movimientos en masa asociados a la fusión nival y el karst nival son los más destacados.

Sin embargo, la propia nieve puede actuar como un agente de modelado directo, capaz de construir formas propias; y todo ello, a pesar de su carácter estacional, en la medida que el proceso sólo es efectivo durante el período en el que la cubierta de nieve es efectiva. En el área de estudio son varias las morfologías características derivadas de la nivación, entre las que cabe destacar:

- a) Formas asociadas a los aludes de nieve (canales de aludes, conos y taludes de derrubios mixtos).
- b) Formas asociadas al resbalamiento/deslizamiento de derrubios sobre la superficie de la nieve y su acumulación al pie de los mismos: las morrenas de nevero.
- c) Nichos de nivación y enlosados nivales.

IV.4.2.2.1. Formas asociadas a los aludes de nieve (Canales de aludes, conos y taludes de derrubios mixtos).

Debido a su localización geográfica en fachada oceánica, el macizo es un medio de alta montaña caracterizado por las frecuentes e intensas precipitaciones en forma de nieve. Este hecho unido a una topografía muy abrupta con desniveles de más de 2.300 m en tan sólo 4 – 5 km, y que implica la existencia de fuertes pendientes, favorece el desencadenamiento de frecuentes aludes de nieve. Los aludes implican movimientos en masa de la cubierta nival, que en función de las características,

condiciones en las que se desarrollan y dinámica, pueden dar lugar a distintas tipologías y clasificaciones ya clásicas (Washburn, 1979; Ives, 1980, 1985, 1986).

No se dispone de datos precisos y sistemáticos de la frecuencia e intensidad de los aludes para el área de estudio. Sin embargo, el seguimiento efectuado en los últimos años, nos permite afirmar su funcionalidad plena en la actualidad. Aunque el análisis de detalle de su dinámica sería un tema de gran interés, nuestro objetivo es atender únicamente a los efectos geomorfológicos derivados de los mismos.

En el caso del macizo central de Picos de Europa, la mayor parte de los aludes de nieve son de tipo superficial y de dimensiones pequeñas, por lo que su capacidad morfológica suele reducirse al arrastre del material previamente retrabajado y desgajado sobre la pared. Por su parte, en los años de mayor innivación como lo fue el pasado invierno del 2004/2005, los aludes de mayores dimensiones pueden llegar a movilizar mayores cantidades de material y además de los derrubios sueltos, cuanto mayor sea su capacidad de transporte, mayor el tamaño de los bloques movilizados, de forma que éstos pueden llegar a erosionar la propia pared rocosa, como consecuencia de los impactos del material transportado en el propio proceso de caída.

Entre las morfologías asociadas de forma directa a los aludes de nieve podemos diferenciar dos: una forma asociada al proceso de erosión y transporte del material, constituida por el canal de evacuación; y otra asociada a la deposición de los materiales transportados por la nieve en su caída, y que provocan la construcción de conos y taludes de derrubios de tamaño variable. En la medida que ambos forman un sistema conjunto e indisoluble de transferencia de materia y energía, la localización de los segundos va a estar controlada por los primeros, ya que la deposición del material se efectúa al pie de los canales de aludes, en la salida de evacuación de los mismos.

- *Canales de aludes*: Las características morfométricas y morfológicas de los canales de aludes están determinadas por las propias características morfotectónicas y

topográficas de las paredes rocosas. Debido a esto, el desarrollo vertical de los canales de aludes, su trazado, tamaño y profundidad, da lugar a formas muy variadas. Los canales de aludes de mayor desarrollo se forman allí donde se localizan los mayores desniveles, especialmente aprovechando las fracturas locales verticales, que dan lugar a formas de trazado rectilíneo, y de fuertes pendientes. Entre los casos más destacados tendríamos los canales de la parte oeste del macizo que vierten a la garganta del Cares. El encajamiento y desnivel de las mismas, favorece el desencadenamiento de aludes de nieve, tanto en los canales secundarios, como en los principales (ej: Canal de Estorez, Canal de Sabujo, Canal de Arria, Canal del Agua, Canal de Ría, Canal de Moeño, etc.), fenómeno de sobra conocido por montañeses y montañeros. Pero existen otros muchos ejemplos de canales de gran desarrollo, como los localizados en la cresta del reborde meridional de las Peñas Cifuentes, en el umbral de Fuente Dé, la Canal de los Tornos de Liordes, la Canal del Vidrio, etc. Todas ellas son localizaciones en las que todos los años se registran numerosos aludes de nieve de magnitud variable según las condiciones meteorológicas interanuales. Como se puede ver, en muchas ocasiones los mayores desniveles coinciden con los frentes de las escamas de cabalgamiento, y es frecuente encontrar allí canales de aludes con un notable desarrollo vertical, en ocasiones de más de 600 – 700 m.

Mientras en los grupos altimontanos de la parte central, los canales de aludes son de menor desarrollo, pero muy numerosos y recurrentes, asociados a las paredes verticales y semiverticales de los principales circos glaciares, con desarrollos que pueden llegar a ser de 350 – 400 m. En este caso la fracturación local se convierte en un factor fundamental a la hora de explicar la distribución y características de los canales de aludes, y es frecuente que sobre la cresta de un mismo circo se formen varios canales de aludes que alimentan las depresiones glaciokársticas situadas a sus pies, favoreciendo la acumulación de nieve y su duración durante más tiempo, con las implicaciones morfodinámica que trae consigo.



Figura 154. Vista de la huella de un alud de nieve sobre la base del umbral de Fuente De. En este caso las dimensiones del alud y su capacidad morfológica son pequeñas, sin embargo ha llegado a afectar a la base del manto nival provocando la redistribución de derrubios. El color ocre sucio de la nieve denota la efectividad de este proceso de transferencia de alta intensidad y baja frecuencia que implica rápidos trasvases de materia y energía en la vertical (invierno de 2003/2004).

En la alta montaña el desencadenamiento de aludes tiene una frecuencia mayor que en las partes bajas, en la medida que la cubierta de nieve perdura durante más tiempo. Pero la intensidad del fenómeno es muy variable. Los aludes de la alta montaña suelen ser más pequeños y superficiales, de forma que no son muy significativos como agentes morfológicos directos. Mientras que la existencia de canales de gran desarrollo vertical que conectan sectores en torno a 1.800 – 2.000 con el fondo a 1.000 – 1.100 m, puede dar lugar a procesos de alta intensidad. A pesar de contar con una frecuencia menor, pueden dar lugar a formas más significativas. La importancia geomorfológica de los aludes de nieve en la franja subalpina es un fenómeno que coincide con el ya descrito con anterioridad por diversos autores para

ámbitos de montaña españoles, tanto en la cantábrica (Castañón, 1984), como en los vertiente meridional pirenaica (Vilaplana, 1984, López Martínez, 1985;; García Ruíz, 1990; García Ruíz *et al.*, 1990; Furdada, 1996; Julian y Chueca, 1999; Julian *et al.*, 2000; Martín, 2003, 2006).

Los condicionantes topoclimáticos también pueden jugar un papel destacado, de tal forma que la posición de las crestas dentro del macizo, en relación a su orientación con respecto a la llegada de los principales frentes y/o de los vientos dominantes, la topografía de detalle, y la propia dinámica de la nieve en relación a su mayor o menor exposición ante la radiación solar directa, van a implicar una efectividad y recurrencia de los aludes, muy variable según las condiciones de cada caso.

En la parte septentrional del macizo, en sectores como la cara norte del cordal que se extiende desde Peña Castil (2.444 m) – Cabeza de los Tortorios (2.146 m)- Cabeza de las Moñas (2.067 m), el menor desarrollo vertical del cordal, se ve compensado por una posición y orientación preferente en relación a la llegada de los frentes procedentes del N, NO y O, a los que se asocian las nevadas más intensas. A esto hay que añadir una topografía de detalle, caracterizada por unas zonas de alimentación con pendientes moderadas, que facilitan la acumulación de grandes espesores de nieve (ej: Vega de los Tortorios, Cuesta Sierra, etc.), que cuando superan la capacidad de carga máxima desencadenan aludes de gran tamaño, canalizados de forma rápida por pequeños canales más o menos marcados y muy rectilíneos que incrementan la energía y capacidad modeladora del fenómeno. Las fuertes nevadas del invierno de 2004/2005 produjeron una serie de aludes de nieve de gran tamaño que llegaron a introducirse varios cientos de metros en el bosque de la Varera, arrasando a su paso la vegetación arborea existente. De la misma forma, la falda NE del Cueto Albo, construida a favor del dorso de una de las escamas cabalgantes, y que da lugar a un topografía de pendientes medias, favorece también la acumulación de grandes cantidades de nieve que desencadenaron ese mismo

invierno de 2004/2005, unos aludes de grandes dimensiones. En esta ocasión, el alud partió de un pequeño nicho de nivación hoy no funcional, pero cuya topografía favorece la acumulación de grandes cantidades de nieve. El alud desencadenado fue en placa, ya que no existen canales de aludes como tal. Sus efectos también fueron considerables, pues arrasaron una parte del Monte Acebucó, llegando a saltar el escarpe hasta las cercanías del pueblo de Bulnes.



Figura 155. Vista de la cara norte de la Cabeza las Moñas (2.067 m). Se puede ver la topografía descrita en el texto, con unas zonas superiores de pendientes moderadas, en torno a los 1.800 – 2.000 m, que favorecen la acumulación de grandes espesores de nieve. La evacuación se realiza por canales de aludes más o menos marcados según los casos, los de la parte oriental (izquierda de la foto) presentan un mayor desarrollo mientras que los de la occidental (derecha de foto) no está prácticamente marcados. En el límite del bosque se puede observar con claridad los efectos de los aludes sobre las masas boscosas.

Estos hechos son indicativos de la importancia de los aludes de nieve en las franjas intermedias de la montaña, constituyendo procesos de alta intensidad y una frecuencia relativamente alta para los de menor tamaño, y entre baja y media para los más excepcionales. Como se analizará en capítulos posteriores, en muchos casos, la vegetación muestra signos de estar afectada por aludes frecuentes, así lo atestigua el grado de recubrimiento y porte del arbolado existente en las zonas afectadas por este tipo de procesos.



Figura 156. Vista de los restos de alud sobre el bosque de la Varera. Al fondo y a la derecha podemos ver también los restos sobre el Monte del Acebuco en el sector del Albo (Fotografía de Eloy Gómez Crespo, abril 2005).



Figura 157. Instantánea de un alud de nieve acumulándose a los pies del umbral de Fuente Dé (Invierno 2003/2004, Fotografía de Javier Álvaro Apezteguía). Las grandes paredes asociadas a los frentes morfoestructurales, como es el caso de Fuente De, presentan una orientación de componente sur, de forma que en muchos casos la topografía (grandes desniveles, pendientes verticales o subverticales) se combina con la orientación, en relación a una mayor inestabilidad teórica del manto nival, lo que a priori favorece el desencadenamiento de aludes frecuentes.



Figura 158. Vista general del escarpe de Fuente De (diciembre 2004). Se puede observar como la topografía se caracteriza por la existencia de repisas y rellanos a media pared que favorecen la acumulación de grandes cantidades de nieve. Cuando caen son conducidas por grandes canales de aludes con desarrollos verticales de más de 600 – 700 m. En la parte central de la imagen vemos dos buenos ejemplos. A la izquierda (1), el canal de aludes de la fotografía anterior, y que muestra a su pie una acumulación de nieve en forma de cono característica de los canales que en su parte final poseen un salto vertical. Y a la derecha de este (2), otro canal de aludes también de gran desarrollo y verticalidad, con su zona de alimentación en un rellano a media pared. En este caso la parte final de la ladera va perdiendo inclinación progresivamente de forma que la deposición de la nieve se realiza en forma expandida y digitada. Como se puede observar en el segundo caso, la recurrencia e intensidad de los aludes han ocasionado un característico pasillo en la formación arbórea.



Figura 159. Vista general del escarpe de Fuente De (septiembre 2005). Ambos son canales muy activos en invierno, mientras que en los periodos desprovistos de nieve, canalizan la caída de derrubios desde la ladera hasta el pie de la pared.

A pesar de que la característica fundamental de los canales de aludes es su alta heterogeneidad morfológica, derivada de la complejidad morfotectónica y topográfica del macizo, de lo visto hasta ahora se puede desprender la existencia de varios tipos de canales de aludes en el macizo:

a) Canales de aludes de pequeño desarrollo, de trazado variable y fuertes pendientes, generalmente subverticales, comunes en las paredes de los principales circos glaciares y crestas de la parte superior del macizo. Por el escaso desarrollo de las zonas de alimentación y la verticalidad de los mismos suelen dar lugar a procesos de alta frecuencia y baja intensidad.

b) Canales de aludes de gran desarrollo elaborados sobre escarpes rocosos verticales o subverticales. Suelen estar asociados a los frentes de las escamas de cabalgamiento (varios cientos de metros), de trazado también variable y muy verticales, en función de las condiciones morfotectónicas y topográficas locales. Este tipo de formas suele dar lugar a procesos de alta intensidad y una frecuencia entre baja y media para los casos de mayor magnitud y alta para los de reducidas dimensiones.

c) Canales de aludes asociados a las topografías características de los dorsos de las escamas cabalgantes, con amplias zonas de alimentación con pendientes moderadas que favorecen la acumulación de gran cantidad de nieve, así como un canal de evacuación con pendientes medias menores que el caso anterior. Además suelen presentar un trazado mucho más rectilíneo, lo que compensa su menor inclinación y favorece el aumento de la velocidad de caída de la nieve y con ello de su capacidad morfológica. Por sus características topoclimáticas y altitudinales, suelen dar lugar a aludes de alta intensidad y una frecuencia entre baja y media para los más excepcionales y alta para los de menor tamaño.

d) Canales de aludes mixto-complejos, representados especialmente por las formas de evacuación compleja existentes en las canales que drenan hacia las gargantas fluviales. En ellos se puede dar una combinación e interacción entre canales de aludes de pequeño desarrollo en la parte de cabecera, asociado a la verticalidad de las

principales crestas, pudiendo abarcar todo un rango de formas desde las que aparecieran independientes hasta las interconectadas o secundarias, construidas con disposición más o menos perpendicular al de la principal; y por otro lado las propias canales principales de gran desarrollo vertical, fuerte pendiente y trazado variable. Por su complejidad topográfica, los desniveles y pendientes existentes y el rango altitudinal que abarcan, desde la zona de cumbres hasta el fondo de los valles, pueden dar lugar a una gran variedad de aludes tanto en lo que respecta a su frecuencia, como a su intensidad y capacidad morfológica. Los aludes de pequeño tamaño son muy frecuentes, pero en estos sectores se pueden localizar aludes de gran magnitud y con una frecuencia comparativamente mayor a la de otros sectores.

En definitiva, la capacidad modeladora de los aludes de nieve viene determinada por las características, frecuencia e intensidad de los mismos, lo cual está directamente relacionado con dos tipos de factores fundamentales:

- Factores climáticos: La frecuencia e intensidad del proceso y con ello su labor geomorfológica, está en relación con factores tales como la variabilidad meteorológica interanual, pues dependiendo de la cantidad y distribución en el tiempo de las nevadas, se van a dar unas condiciones más o menos favorables para el desencadenamiento de aludes de nieve. Las condiciones y tipo de nieve, húmeda muy a menudo, son también un factor a tener en cuenta, tanto en lo que respecta a la propia inestabilidad del manto nival, como al tipo y capacidad morfológica de los aludes desencadenados. Otro factor a considerar es el período de recurrencia para los aludes de mayor magnitud, pues a pesar de su escasa frecuencia, cuando suceden pueden funcionar como procesos con gran capacidad modeladora.

- Factores topográficos: La topografía de detalle de las paredes, su desarrollo vertical y el rango altitudinal que se abarca, las pendientes existentes, y la orientación, son todos ellos factores fundamentales que van a dar lugar a grandes diferencias en cuanto a la propia efectividad geomorfológica del proceso, y las formas resultantes.

- Conos de aludes: En la salida de evacuación de los canales de aludes, al pie de las laderas, se produce la acumulación del material movilizado por el alud, generalmente en forma de cono. En efecto, muchos de los conos y taludes de derrubios que tapizan los frentes y dorsos de cabalgamiento se asocian a canales de aludes y caídas de piedras. Desde un punto de vista morfológico, los conos de aludes se caracterizan por un tamaño comparativamente menor a otros derrubios de ladera de génesis diferente. Suelen presentar perfiles longitudinales convexos y con fuertes pendientes. Debido a la modalidad del aporte de material, en superficie se caracterizan por una mala clasificación, con profusión de finos, organización caótica en superficie con clastos aristados y heterométricos, así como bloques de gran tamaño en las zonas periféricas.

Los canales, que funcionan como conductores de nieve y roca durante el invierno, cuando desaparece el manto nival se convierten en eficaces canalizadores del agua y derrubios, de tal modo que en los conos depositados en su base, se va a producir toda una serie de procesos complementarios que vienen a retocar las formas. Además, dentro de los propios conos y taludes de derrubios se produce una transferencia de material mediante procesos gravitatorios que implican materiales muy heterogéneos en tamaños, reptación, por reajuste de la masa de clastos, movimientos en masa, por saturación, tanto rápidos con flujos de derrubios, como lentos a través de lóbulos de piedras, y torrencianidad, todo ello con variaciones puntuales en función de la granulometría de las distintas porciones de los conos y su propia pendiente.

IV.4.2.2.2. Formas asociadas al resbalamiento/deslizamiento de derrubios sobre la superficie de la nieve y su acumulación al pie de los neveros: las morrenas de nevero.

Aunque con una relevancia paisajística menor que las formas tratadas en el apartado anterior, las morrenas de nevero son unas formas frecuentes en las laderas de los sectores más altos. Morfológicamente se caracterizan por ser acumulaciones de derrubios en forma de arco que bordean los neveros, alimentados por la caída de

clastos y bloques desde las paredes circundantes y su resbalamiento por encima de la superficie de la nieve hasta su pie.

El perfil de este tipo de morrenas suele ser tendido al interior y algo más marcado al exterior. El arco se caracteriza por una acumulación de derrubios heterométricos, con presencia de cantos y matriz fina. Es frecuente observar como los bloques superficiales reposan sobre su plano mayor, a favor de la pendiente, pero al interior el material se dispone en acumulaciones caóticas. El resultado son formas poco marcadas que generalmente se localizan al pie de paredes fuertemente trituradas, generalmente con desarrollos verticales de más de 50-100 m, aprovechando rellanos a media pendiente, o bien sobre los propios taludes y conos de derrubios activos.

La determinación del grado de actividad de estas formas es difícil de establecer, ya que depende de las características, distribución y duración de la cubierta nival, la cual presenta una importante variabilidad interanual. Por ello, se pueden encontrar formas que responden a procesos más o menos continuados durante todo el año, asociados a los heleros y neveros permanentes, incluso durante el verano, y otras, por el contrario, cuya actividad se reduce básicamente a parte de la primavera, en relación con manchas de nieve de duración estacional, y que para principios de verano acaban por desaparecer.

Es posible encontrar morrenas de nevero heredadas, fundamentalmente desde finales del Tardiglacial-Holoceno, pero aún hoy funcionales o semifuncionales, a distintas alturas y orientaciones, generalmente en torno a los 1.800 – 1.900 m, como es el caso de las morrenas de nevero de los cuetos de Juan Toribio, con orientación tanto norte, como sur (1.850 m), las morrenas de nevero localizadas con orientación SO en el Jou de los Cabrones (2.040 m), o las localizadas en la porción meridional (ladera norte) del Jou Sin Tierra a 1.900 m.



Figura 160. Vista de la morrena de nevero de los Cuetos de Juan Toribio (1.897 m). Estas formas son heredadas probablemente coetáneas a los glaciares que ocupaban la pared E del Grupo Peña Vieja en el Tardiglaciár. En la actualidad constituyen formas nivales aún funcionales o semifuncionales, por encima de los 1.800 m y a favor de la fuerte trituración de la cresta bajo la que se sitúan. En la imagen se puede observar perfectamente la forma en arco, así como las pendientes suaves que caracterizan este tipo de morrena de origen nival.

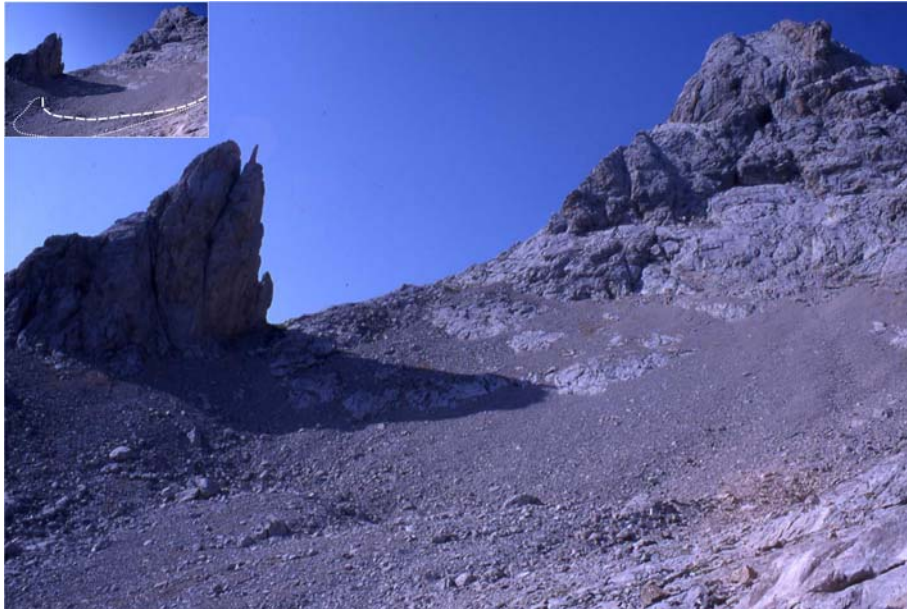


Figura 161. Vista de una morrena de nevero en el Diente de Urriellu. Plenamente funcional en la actualidad se sitúa a una altitud de 2.230 m, y orientación NE. El nevero que la alimenta es de tipo estacional, en los años más secos, como el de la fotografía en 2003, el nevero llega a fundirse totalmente a principios de verano.



Figura 162. Vista de una morrena de nevero activa situada a 2.200 m, en la cara sur de la cresta Torre del Llambrión (2.642 m) – Torre de la Palanca (2.617 m) – Tiro Llago (2.567 m). La morrena de nevero se aloja sobre un talud de derrubios activo. La fotografía fue tomada desde la cumbre de Torre Blanca, a finales de julio del 2004. Como podemos ver el nevero ya se había fundido prácticamente en su totalidad.

En lo que respecta a las morrenas de nevero plenamente activas, de génesis actual o subactual, en la medida que su localización está directamente determinada por la distribución de los neveros actuales, la disimetría en la conservación de la nieve según la orientación, provoca diferencias también en su localización. Así, mientras que en las orientaciones norte se encuentran ya morrenas de nevero activas en torno a 2.100 – 2.200 m (ej: pared norte de Palanca 2.200 m, cara NO de los Campanarios a 2.400 m, pared norte Trasllambrión 2.300 m, a los pies del Diente de Urriellu (NE) a 2.230, cara NO de Pico Tesorero a 2.200), en las orientaciones sur ascienden hasta los 2.200 – 2.300 (ej: cara sur de Torre Blanca a 2.200 m, en la Canalona a 2.350 m, etc.).

El arco morrénico situado a los pies del circo E de Peña Vieja, en las inmediaciones del Chalet Real en Áliva, fue interpretado por Hernández Pacheco (1957) como una morrena de nevero, basándose en la disposición planar de algunos de los bloques en superficie. Sin embargo, como se trató en el capítulo dedicado a las formas glaciares, por su estructura interna, tipo de depósito, y la morfología que

presenta, con un escarpe interno abrupto y otro externo de menor pendiente pero también notablemente inclinado, nos lleva a deducir su morfogénesis glaciar. No obstante, en algunos de los bloques superficiales se puede observar su disposición planar. En nuestra opinión, comenzarían a aportarse una vez iniciado el retroceso glaciar, de forma que el glaciar retranqueado en la pared y en altura, enviaría gran cantidad de derrubios, hielo y nieve que se acumularía al pie de la pared, generando un retoque de tipo nival en la parte superior de la morrena.

IV.4.2.2.3. Los enlosados nivales.

Este tipo de formas nivales son frecuentes en el macizo, especialmente en los fondos de las depresiones glaciokársticas rellenadas y en los umbrales tapizados por formaciones superficiales de morfogénesis variable, y que dan lugar a formas poco significativas desde el punto de vista paisajístico. Sin embargo, en muchas ocasiones las formas aparecen más o menos alteradas como consecuencia de los hundimientos de material asociado al karst cubierto, que irregulariza las superficies y altera las formas. La dimensión de los mismos suele ser reducida, debido a la ausencia de amplias superficies llanas.

Al igual que en los casos anteriores, estas formas responden a un proceso de carácter estacional, siempre en relación con la duración y dinámica del manto nival. En el proceso, además del apelmazamiento de la formación superficial infrayacente, por el peso de la nieve, intervienen además procesos de saturación de finos, flotación de gruesos, así como lavado (de finos) en la fusión y reajuste de bloques (Ives y Barry, 1974; Ives, 1980; Harris, 1988; Clark, 1988).

No se ha podido observar un escalonamiento altitudinal de los mismos, las formas de mayor desarrollo se localizan, allí donde se van a dar los mayores espesores de nieve, por encima de los 2.000 m, en el fondo de las principales depresiones glaciokársticas de la parte central y que durante el invierno funcionan como

verdaderas trampas de nieve, llegando a superar los 4 y 5 m de profundidad de nieve. Algunos de los ejemplos más destacados los encontramos en el fondo del Hoyo Cimero, Jou de Cerredo, Hoyos Sengros, etc. En el Hoyo de los Llagos, es posible encontrar un buen ejemplo de este tipo de forma nival, sobre los depósitos morrénicos del complejo Tardiglaciar.

IV.4.2.3. Formas menores derivadas de los movimientos en masa.

Las formas derivadas de los movimientos en masa constituyen un modelado de detalle sobre las laderas menos escarpadas. La fracción fina en los depósitos de ladera proviene de la liberación de las arcillas de la caliza por disolución, de la presencia de material morrénico, de los derrubios de ladera y de los afloramientos de las formaciones litológicas detriticas, como los del Collado de Pandébano, los Puertos de Áliva o el reborde meridional, a los pies del frente de cabalgamiento basal. A esto hay que añadir la mayor presencia de agua sobre este tipo de formaciones litológicas impermeables, que en los terrenos de sustrato calcáreo. El aporte hídrico tanto de las aguas de fusión, como de las lluvias directas, abundantes a lo largo de todo el año, hacen que los movimientos en masa menores asociados a la saturación de la formación superficial sean predominantes en algunas zonas preferenciales: taludes y conos de derrubios a distintas alturas, material morrénico, así como las laderas labradas sobre las areniscas y lutitas pérmicas en el sector del Collado de Pandébano, los materiales pizarrosos de la Formación Lebeña en Áliva, o los materiales silíceos de distinto tipo propios de las formaciones Remoña, Valdeón y Lechada en el reborde SO del macizo.

Por el momento, no se dispone de datos sobre el régimen térmico del suelo en cada banda altitudinal del macizo, de forma que es difícil discernir con precisión su mayor o menor funcionalidad actual, pues en muchas ocasiones nos encontramos probablemente ante formas heredadas, pero aún funcionales o semifuncionales. Por el

mismo motivo, es difícil determinar su proceso desencadenante fundamental: soliflucción o geliflucción. Dada las características térmicas generales del macizo, a priori, atribuimos al primero de ellos la génesis de la mayor parte de las formas actuales, limitándose a las zonas más altas la posible efectividad morfológica de los procesos gelifluidales.

K.U. Brosche (1994) en un trabajo comparativo entre cuatro áreas de montaña ibéricas: Picos de Europa, Peña Prieta, Sierra de Urbión y Sierra Nevada, puso de manifiesto la funcionalidad de las formas de soliflucción en el macizo central de los Picos de Europa, a través de la medición del movimiento anual de varias laderas de soliflucción (ver tabla 20). Con el fin de estudiar los distintos tipos de laderas en función de sus características morfológicas y granulométricas, el trabajo de Brosche (1994) se fundamentó en la utilización de dos técnicas de medidas diferentes: por un lado la utilización de estacas de madera de 20 cm clavadas en el suelo sobresaliendo tan sólo 1 o 2 cm (en las zonas con abundantes finos y material blando), y por otro lado la medición del movimiento a través del control de bloques superficiales marcados con color (zonas con granulometría más gruesa, o control de elementos tipo bloques aradores, etc.).

Con estas técnicas, además de adaptarse a las imposiciones del terreno, a su vez, se trataba de determinar la posible diferencia en cuanto a la velocidad de movimiento en superficie y en profundidad. Los resultados obtenidos tienen carácter anual de forma que no es posible diferenciar y detectar las variaciones existentes en cada estación. El margen de error considerado para las mediciones es de $\pm 0,5$ cm, de forma que como afirma el propio Brosche (1994), los datos aportados no deben ser considerados como medidas exactas, sino más bien como "tendencias de movimiento" o cifras aproximativas, pero en todo caso indicativas de la funcionalidad de los procesos de soliflucción en las laderas del área de estudio.

Entre los años 1971 y 1975, Brosche (1994) estableció 7 campos de medida en el macizo central de los Picos de Europa, distribuidos en una banda altitudinal que

abarca desde los 1.700 m (en las proximidades del Refugio de Áliva), hasta los 2.400 m, en la cara sur del Pico Tesorero (2.570 m), en laderas con una pendiente que oscila entre los 25° – 32°. Los valores obtenidos son relativamente bajos con velocidades medias que oscilan entre los 0,21 y 1,88 cm/año.

Localización medida	Altitud (m)	Orientación	Litología	Pendiente (°)	Técnica de medición		Periodo de la medida (años)	Movimient. medio (cm/año)	Movimient. mínima (cm/año)	Movimient. máxima (cm/año)
					Estacas madera	Marcas roca				
Refugio de Áliva	1700-1710	SE	Caliza	32		x	1972-1975	0,34	0,2	2,5
					x		1972-1973	0,70	0,3	2,5
					x		1973-1975	0,21	0,4	2,3
Peña Vieja Este	1790-1800	ENE	Caliza y Pizarra	25-28		x	1972-1973	0,56	0,3	2
					x		1972-1975	0,32	0,1	3
					x		1973-1975	0,35	0,5	5
Peña Vieja Sur	1920-1930	NNO	Caliza y Pizarra	31		x	1972-1973	0,31	0,8	3,2
					x		1973-1975	0,23	0,9	1,5
					x		1972-1975	0,21	0	1,4
Peña Vieja Sur	1930-1940	NNO	Pizarra	29-30		x	1972-1975	1,40	0,3	3,6
					x		1972-1973	0,85	0,1	4,1
					x		1972-1975	1,88	0,7	24
P. Tesorero – T. Blanca	2.380	S	Caliza	25		x	1972-1973	1,41	0,3	6,7
					x		1971-1975	0,25	0,2	2,5
						x	1971-1975	0,62	0,1	12,2
P. Tesorero – T. Blanca	2.380	S	Caliza	25-28			1973-1975	1,15	0,6	25,1
						x	1971-1975	1,60	3,5	29,1
					x		1971-1975	1,33	4,5	6,5

Tabla 20. Medidas del movimiento anual de laderas de soliflucción en el macizo central de los Picos de Europa (Brosche, 1994).

IV.4.2.3.1. Formas derivadas de los movimientos en masa lentos.

a) Lóbulos de finos o gruesos: soliflucción – geliflucción.

Los lóbulos formados de material fino por soliflucción son formas muy frecuentes en las laderas de pendiente media asociada a las formaciones silíceas anteriormente

mencionadas, así como a los complejos morrénicos principales. Este tipo de formas ya ha sido citado con anterioridad para los Puertos de Áliva por encima de los 1.700 m (Miotke, 1968; Brosche, 1978, 1994), donde suelen ocupar amplias extensiones. Pero también son característicos de otras zonas del macizo tales como los sectores convexos de las laderas e incisiones torrenciales al pie de las Peñas Cifuentes, en torno a 1.700 – 1.800 m.



Figura 163. Vista general de los Puertos de Áliva. Sobre los materiales pizarrosos de la formación Lebeña, y sobre los materiales morrénico, son los lugares preferenciales para el desarrollo de las formas asociadas a procesos como la solifluxión y la reptación. Por lo general, las condiciones que han propiciado este tipo de formas han debido de ser más efectivas en la fase posterior a la deforestación, inducidas en cierta medida por el hombre. Hoy en día responden a una dinámica atenuada y heredada, pero aún funcional.

Las formas asociadas a la solifluxión constituyen unas de las formas más características de estos medios montanos, retocando en detalle las formas heredadas, generalmente de origen glaciar, de la parte media e inferior del macizo. El tamaño de las formas es variable, si bien los de mayor desarrollo y localizados en condiciones menos favorables (más baja cota) son heredados de fases en la secuencia postglaciar con unas características morfoclimáticas más rigurosas, pero aún funcionales en la actualidad.

Dentro de esta franja altitudinal, es posible establecer una diferenciación morfoclimática. Los situados a más baja cota podrían ser formas heredadas de fases anteriores (ambientalmente más favorables), pero aún funcionales en la actualidad. Estaríamos ante una solifluxión de influencia nival, con saturación y desecación en relación con las precipitaciones directas y la fusión nival. Por su parte en altura, son unas formas poco comunes, presentan una menor extensión, pero se pueden observar lóbulos de piedras, formando familias más o menos amplias, según las características de la formación sobre la que se han desarrollado, por encima de los 2.200 m. Sería una solifluxión asociada a unas condiciones periglaciares más severas, con procesos de gelifluxión asociados a la fusión nival y procesos de rehielo, con deformaciones y flujos lentos. Estas formas funcionales las hemos podido encontrar en varios de los grupos altimontanos más altos: en la vertiente norte de Peña Vieja, a 2.400; al pie de la pared NO del Traslambrión, a 2.475 m; o sobre los derrubios de ladera de la parte interna del umbral de cierre del Jou Negro, a una altura en torno a 2.240 m.

Los procesos y formas observadas sobre la cubierta de derrubios que entierran los heleros heredados de la Pequeña Edad del Hielo, constituyen un caso excepcional, tanto por la magnitud, como por la funcionalidad, plena en la actualidad. Sobre el manto de derrubios que cubren los heleros, cuando la pendiente aumenta ligeramente hacia los pies de las morrenas, se favorece el desencadenamiento de procesos de gelifluxión, generando lóbulos de diferente tamaño.

Sobre la superficie del helero del Jou Negro se han observado los ejemplos más espectaculares, con lóbulos de varios metros de longitud (1-5 m). En el caso del helero del Traslambrión y de la Palanca, este tipo de morfologías están también presentes, si bien es cierto que de forma incipiente y con ejemplos de menores dimensiones (40-80 cm).

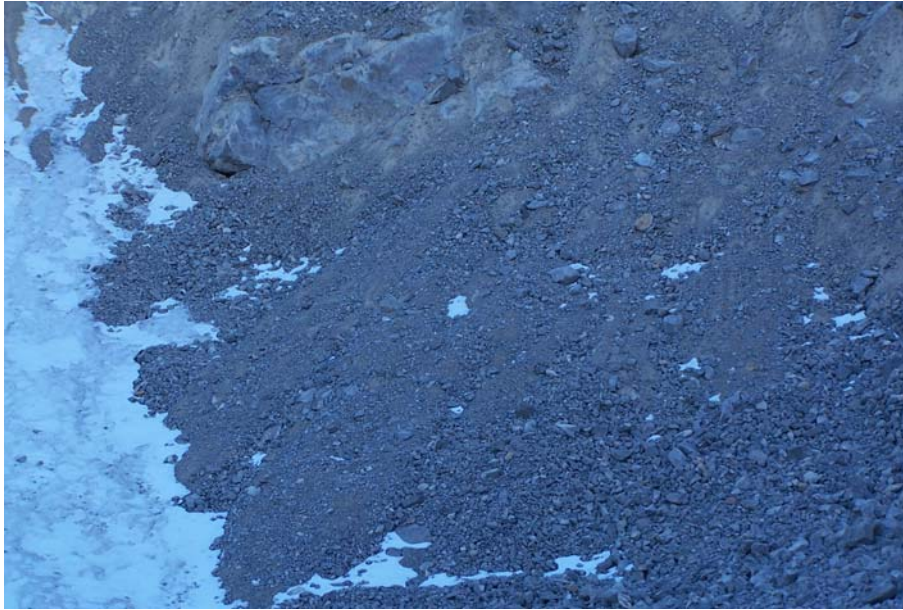


Figura 164. Lóbulos de gelifluxión incipientes sobre una pedrera a 2.475 m (Hoyo Traslambrión). La pedrera está en proceso de construcción tras la deglaciación del pie de pared ocupado por el hielo durante la Pequeña Edad del Hielo. Su textura en superficie muestra un aspecto caótico, donde el material aparece poco ordenado.



Figura 165. Lóbulos de gelifluxión en la cubierta de derrubios que tapa parcialmente el helero del Jou Negro (septiembre de 2003).

b) Otras formas menores asociadas a los movimientos en masa lentos: terracillas, bloques aradores, deslizamientos, etc.

Junto a las formas anteriormente descritas, los procesos de solifluxión y reptación favorecen la génesis de formas de detalle muy expresivas de los movimientos en masa lentos. De nuevo, su distribución se corresponde con los sustratos de tipo silíceo. Su mayor impermeabilidad favorece la solifluxión asociada a la saturación de agua. Al igual que en el caso anterior, su dinámica actual es difícil de evaluar sin un seguimiento sistemático y detallado, tanto del régimen térmico e hídrico del suelo, como de la actividad y movimiento de las propias formas. Por lo general, suelen ser formas que presentan una dinámica atenuada, y cuyo límite inferior ha sido rebajado y/o reactivado como consecuencia de la deforestación ligada a la exploración ganadera de los pastos de altura.

En función de factores tales como la topografía de la ladera sobre la que se desarrollan, su litología y características edáficas (ej: especialmente tipo y profundidad de suelo, etc.), los procesos de solifluxión y reptación retocan en detalle las laderas generando todo un cortejo de formas menores o familias de formas, pero que en ocasiones llegan a ocupar amplias superficies en las formaciones morrénicas, regolito y pedreras medias e inferiores del macizo.

- *Terracillas*: Forma derivada de un desplazamiento de material lento, que generalmente implica tanto un movimiento profundo, que afecta a toda la masa, como un movimiento superficial de cada escalón. Son frecuentes en laderas de pendiente entre 40° y 15°, con diferencias morfológicas según las características topográficas particulares, la pendiente, altitud, condiciones edáfica, e incluso el tipo de cobertura vegetal. Aunque existen formas fósiles o semiactivas en la partes inferiores del macizo, son plenamente activas por encima de los 1.400 – 1.500 m. Son características de los sectores de Áliva, laderas meridionales de las Peñas Cifuentes,

Pandébano, etc; donde retocan en detalle las formaciones morrénicas, regolito y pedreras, en relación con la disponibilidad hídrica.

- *Bloques aradores*: En las laderas de solifluxión los bloques de mayor tamaño pueden desplazarse a favor de la pendiente y la saturación del regolito generando un surco longitudinal ladera arriba, así como un abultamiento característico por delante de los mismos. Constituyen por tanto una forma indicadora de la existencia de procesos de solifluxión. Aunque se han encontrado varios ejemplos, no suele constituir una forma muy abundante y expresiva en el macizo. Estan presentes especialmente asociados a la saturación de los materiales pizarrosos de tipo silíceo citados para Áliva, Peñas Cifuentes, etc. También han sido citados sobre sustrato calcáreo, en la ladera NO de Peña Vieja, a 1.950 m (Miotke, 1968; Brosche, 1978a).



Figura 166. Vista de detalle de una ladera de solifluxión activa a 1.790 m, sobre los materiales de la formación Lebeña. Por encima, aparece la cresta calcárea de los Cuetos de Juan Toribio

- *Deslizamientos lentos menores*: Aunque no alcanzan el tamaño de los grandes deslizamientos de los fondos de valle, son formas frecuentes en la zona deforestada y ocupadas por pastizal. Desde el punto de vista morfológico suponen la formación de un nicho de arranque con forma semicircular, con un escarpe más o menos marcado y por debajo un lóbulo asociado al material movilizado. Su tamaño, forma y

localización varía en función de la topografía, la pendiente (muy variable), y las propias características litológicas y sedimentológicas de las laderas.



Figura 167. Vista de pequeños lóbulos de solifluxión en la Vega de Liordes a 1.890 m. En la parte central de la imagen se puede observar un pequeño deslizamiento. Los terrenos de la Vega de Liordes suelen estar frecuentemente encharcados, de forma que los movimientos de distinto tipo asociados a la saturación de la formación superficial son muy comunes.



Figura 168. Durante el invierno los procesos de congelamiento dan lugar de forma estacional al crecimiento de agujas de hielo o pipkrakes de unos pocos centímetros, que se presentan como otra modalidad de desplazamiento de material a través de proceso de creep o reptación (Foto de Manuel Gómez Lende).

A pesar de no contar con un número abundante de registros térmicos sistemáticos, las observaciones de campo realizadas, los datos obtenidos en la ladera NO de Peña Vieja, así como las mediciones del movimiento de las laderas de solifluxión efectuado por Brosche (1994), muestran la existencia de una serie de factores geoecológicos interrelacionados e interactuantes, fundamentales para entender los procesos de solifluxión-gelifluxión en las laderas del macizo:

- 1) *La altitud*: A medida que ascendemos en altura parece constatarse una mayor dinámica de los procesos de solifluxión-gelifluxión. Así lo muestran las medidas de velocidad realizadas por Brosche (1994), notablemente superiores en las zonas altas. Así, mientras que en el sector de Áliva (1.700 – 1.800 m) y cara sur de Peña Vieja (1.800 – 1.950 m) se han medido velocidades medias entre 0,21 y 0,85 cm/año; a los pies del Pico Tesorero a una altitud en torno a 2.350 – 2.400 m, se han registrado velocidades medias entre 0,25 y 1,88 cm/año.

- 2) *La topografía de la ladera (especialmente su pendiente y orientación)*: El grado de inclinación de la pendiente es otro factor a considerar, pues en interacción con otros tales como las características litológicas e hidrológicas de la ladera puede provocar notables diferencias en la velocidad media de los procesos solifluidales. Todas las laderas analizadas por Brosche (1994) poseían una pendiente superior a 25°. Sin embargo, existen formas heredadas con pendientes inferiores. En este sentido también hay que destacar como los cambios en el perfil de la ladera, pueden introducir cambios en su dinámica solifluidal. Pero dichos cambios pueden tener una génesis muy variada, tanto natural como antrópica. La incisión asociada a la dinámica fluvio-torrencial implica una modificación de la pendiente de la ladera. A

pesar de no tener datos exhaustivos y de detalle, las observaciones de campo parecen indicar una cierta relación entre la modificación de la pendiente de la ladera como consecuencia de la incisión fluvio-torrencial y los procesos de soliflucción. Del mismo modo, las modificaciones del perfil de la ladera por parte del hombre (construcciones, pistas, pisoteo por pastoreo, etc.), pueden llegar a suponer una modificación de su dinámica geomorfológica e hidrológica, y en ocasiones desencadenar modificaciones en la dinámica de los procesos de soliflucción.

- 3) *La litología e hidrología de las laderas*: las características litológicas de la ladera sobre la que se desencadenan procesos solifluidales es fundamental en relación a la disponibilidad hídrica y dinámica hidrológica de la formación superficial. De esta forma como hemos visto, los sectores caracterizados por el afloramiento de materiales detríticos, como es el caso de Áliva o, Pandébano o Peñas Cifuentes, se caracterizan por amplias laderas de soliflucción. Las velocidades de movimiento registradas, a pesar de corresponderse con las zonas más bajas dentro de la alta montaña, muestran su carácter aún funcional; aunque son formas heredadas de fases anteriores con condiciones ambientales más favorables.

- 4) *Las características y distribución del manto nival*: Lógicamente este factor está en estrecha relación con la altitud y la topografía de la ladera, (especialmente con la pendiente y la orientación-exposición de las laderas). Como hemos visto en apartados anteriores, los factores topoclimáticos son fundamentales para explicar la distribución y dinámica del manto nival en el macizo a lo largo del año. El manto de nieve interactúa con la formación superficial y su dinámica morfológica en dos aspectos fundamentales: por un lado como regulador del régimen térmico de la formación superficial, llegando

a aislarlo de las condiciones atmosféricas cuando el espesor de nieve es suficiente (> 80 cm aprox.), y por otro lado, en relación al importante aporte de agua asociado a la fusión nival, y sus implicaciones en el régimen hidrológico, el aumento de la humedad de la formación superficial y la consecuente intensificación de los procesos solifluidales.

A partir de las medidas de velocidad obtenidas, Brosche (1994) deduce que la cubierta nival es un factor a considerar en los procesos de solifluxión del macizo, incluso en las posibles diferencias entre la velocidad de movimiento en superficie y en profundidad. De este modo, compara los resultados de las mediciones efectuadas en dos localizaciones distintas al pie del P. Tesorero en su ladera sur, a 2.380 m, observando como mientras que en un sector con una cubierta nival estable y duradera, los datos obtenidos a través de la medición con estacas de madera en profundidad (0,25 cm/año), y sobre bloques marcados en superficie (0,62 cm/año), arrojan valores distintos, con una velocidad mayor para la capa más superficial; en otra localización más venteada y con una cubierta nival más inestable y menos duradera, las velocidades tanto en superficie (1,60 cm/año), como en profundidad (1,33 cm/año), no muestran una diferencia tan significativa, señalando así un mayor dinamismo de la formación tanto en superficie como en profundidad. De este modo, el espesor de la cubierta de nieve, su inestabilidad (fusiones, aportes de agua, rehielos, etc.) y la duración de la misma, se presentan como factores fundamentales en la dinámica de los procesos de solifluxión en el macizo.

- 5) *Las características y distribución de la cubierta vegetal:* El tipo de vegetación, su densidad, su porte, la profundidad de las raíces y su relación con la movilidad en superficie y en profundidad, son factores que pueden intervenir en la estabilidad de la ladera, y con ello modificarlos procesos de solifluxión.

c) Los glaciares rocosos.

A diferencia de otros macizos de alta montaña peninsulares como los pirenaicos, en el macizo central de los Picos de Europa no existen glaciares rocosos activos en la actualidad, y los relictos son una morfología poco frecuente. En trabajos previos las menciones a la existencia de glaciares rocosos es muy escasa. Frochoso y Castañón (1998) han reconocido la existencia de un glaciar rocoso en Cordiñanes. Por la cota a la que se sitúa (orientación O, altitud 950 m), así como su morfometría y morfología actual, y el recubrimiento vegetal, lo consideramos un glaciar rocoso relictos. Por su parte, Pedraza *et al.* (1996) citan la existencia de un glaciar rocoso con orientación oeste, a una altitud de 2.220 m, sobre la ladera este del Jou de los Boches. Sin embargo, como se ha visto en el capítulo dedicado a la morfología glaciar, y coincidiendo con lo dicho anteriormente por Miotke (1968), interpretamos esta forma como un complejo de morrenas de ablación tardiglaciar, y no como un glaciar rocoso.

Por último, en trabajos recientes (Serrano y González Trueba, 2002), se ha señalado la existencia de un glaciar rocoso relictos en el sector de Lloroza. El frente del glaciar rocoso se sitúa a 1.865 m, al interior del complejo morrénico tardiglaciar de Lloroza, bajo la pared Suroeste de Peña Olvidada y con una orientación SO – NE. Presenta unas dimensiones reducidas, 200 metros de largo por 150 m de ancho aproximadamente. En superficie se caracteriza por la presencia de grandes bloques, sin ordenación ni posiciones preferentes, y la presencia de cuatro surcos arqueados conforme a la dirección del flujo. Por la morfología externa que presenta, así como su posición con respecto a la pared de Peña Olvidada, podría tratarse de un glaciar rocoso de desprendimiento, a favor del aporte de material por la relajación post-tardiglaciar de las paredes, así como la propia inestabilidad tectónica de las mismas. La aportación de derrubios en un ambiente periglaciar riguroso habría favorecido el congelamiento de la masa y su flujo ladera abajo (ver figuras 169 y 170).

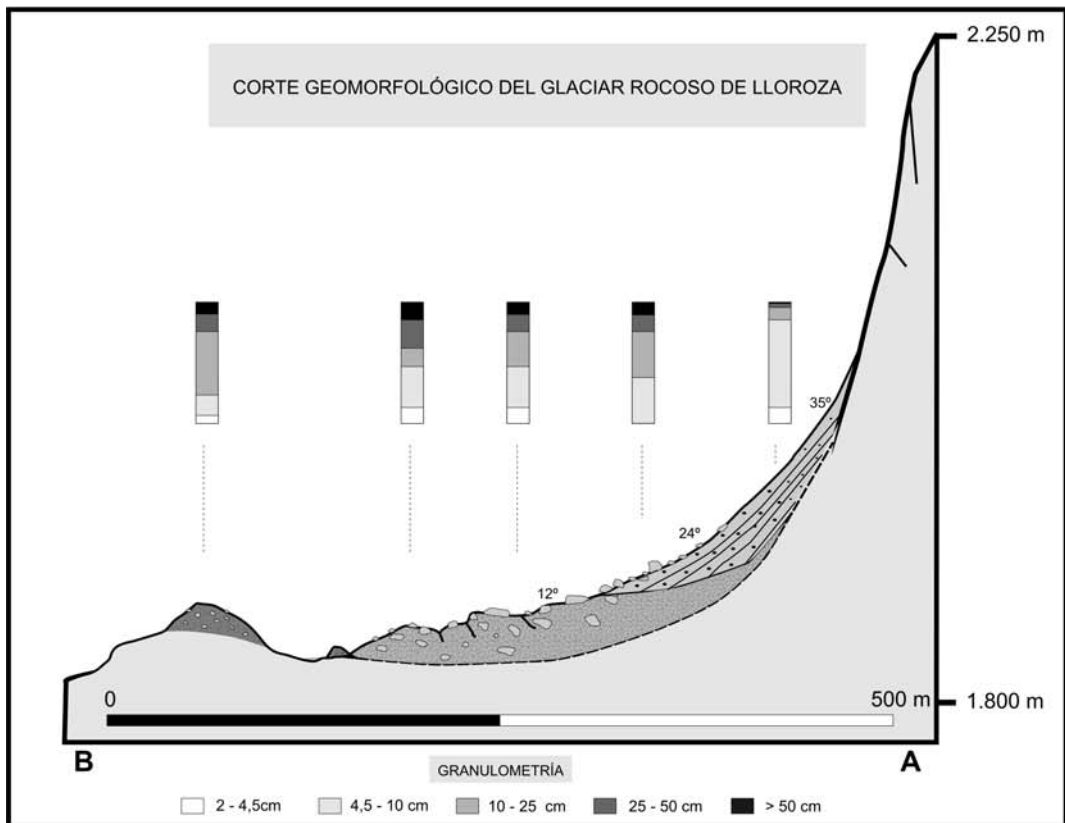
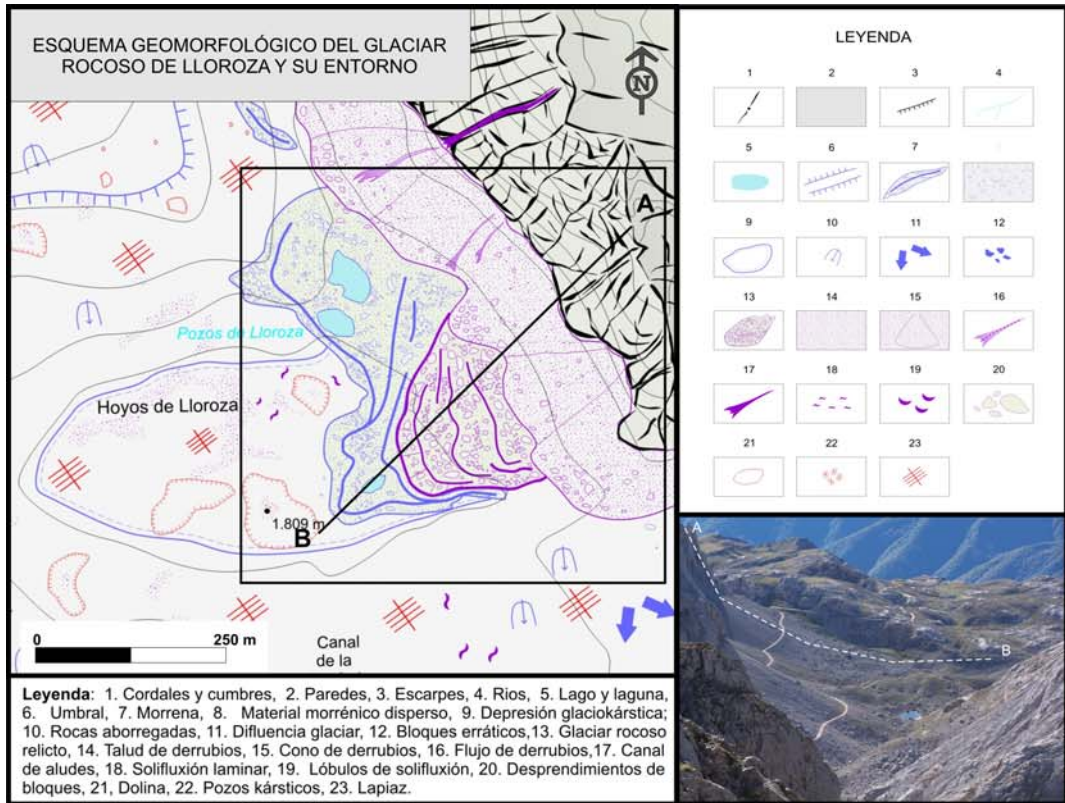


Figura 169. Esquema geomorfológico, corte geomorfológico y análisis granulométrico del glaciar rocoso de Lloroza.

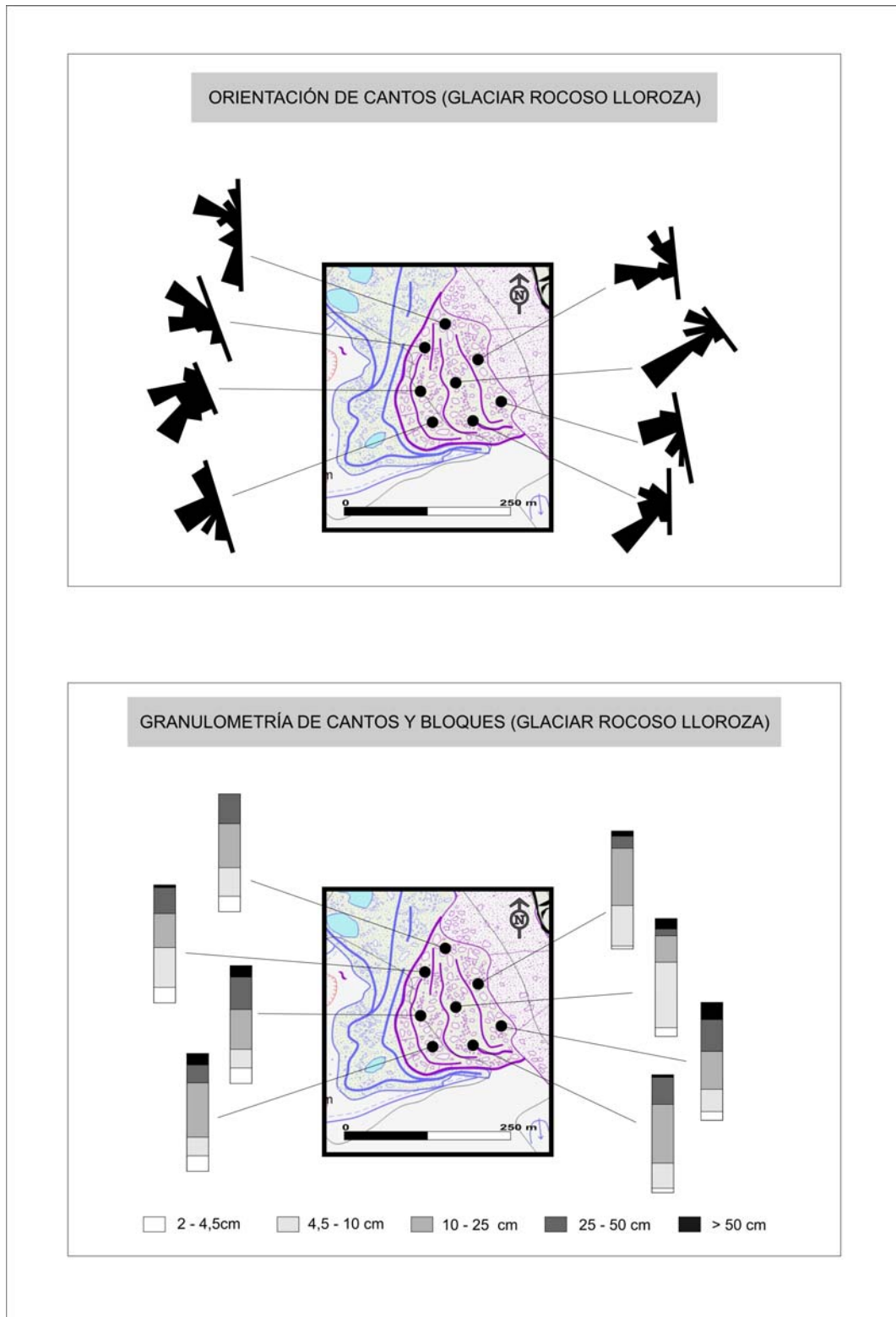


Figura 170. Análisis morfosedimentario del glaciar rocoso relicto de Lloroza: orientación de los clastos en superficie, y granulometría. En la figura superior se puede ver como la orientación de los clastos marca de forma expresiva la dirección y tipo de flujo que el glaciar rocoso tuvo en el pasado.

La posición morfoestratigráfica del glaciar rocoso con respecto al complejo morrénico, nos permite atribuirlo una edad posterior a las morrenas tardiglaciares, situándolo por tanto en el finipleistoceno, y ya en un momento de la secuencia paraglacial de tránsito desde unas condiciones glaciares, a unas condiciones de tipo periglacial. El ascenso de las temperaturas experimentado desde finales del tardiglacial y el Holoceno, habría ido provocando el cese de su actividad, de forma que en la actualidad aparece fosilizado por varios conos de derrubios coalescentes desarrollados a lo largo del Holoceno. El cese de su actividad, ha favorecido los procesos de edafogénesis y la colonización parcial por parte de una vegetación de porte herbáceo. Estamos por tanto ante una forma totalmente relictiva, sin dinámica ni hielo en su masa.

IV.4.2.3.2. Formas asociadas a los movimientos en masa rápidos.

Dentro de este grupo estarían incluidos los deslizamientos de ladera, aludes de nieve y los flujos de derrubios. Como los dos anteriores ya han sido tratados en apartados anteriores, nos vamos a centrar ahora en un tipo de proceso geomorfológico de gran importancia en el sistema morfodinámico actual de la alta montaña del macizo: los flujos de derrubios.

En el capítulo dedicado a la secuencia paraglacial, así como en el apartado en el que nos hemos ocupado del sistema de transferencia y redistribución del material dentro de los derrubios de ladera, ya hemos hecho hincapié en la importancia de un proceso de alta intensidad y baja frecuencia como son los flujos de derrubios. Los flujos de derrubios son un movimiento en masa rápido, que implican el flujo de material por gravedad, provocado por la saturación de agua de la formación superficial. El efecto geomorfológico de este proceso implica una modificación del perfil longitudinal de las laderas sobre las que se desarrollan, como consecuencia de una transferencia de derrubios desde la parte superior de los taludes y conos de derrubios, donde se forma el nicho de arranque o removilización del material, hasta la

parte media e inferior, remodelada por un canal de evacuación característico y el frente del flujo de derrubios que suele dar lugar a una forma digitada, caótica y con profusión de finos. Además, las formas derivadas de este movimiento en masa rápido, suelen ser utilizadas reiteradamente, de forma que el canal generado inicialmente, va ensanchándose y profundizándose progresivamente, como consecuencia de la acción erosiva de nuevos flujos de derrubios. Este hecho ha sido constatado en varios ocasiones, como es el caso de un flujo de derrubios en la Vueltona, en el Grupo Peña Vieja, que se ha repetido 3 veces en los últimos 5 años (ver figura 172). La funcionalidad de este tipo de procesos, al igual que muchas otras en la alta montaña, es de tipo estacional, mínima durante los meses de invierno con el manto nival estabilizado, y con unos máximos con motivo de la fusión primaveral. En la medida que en algunos casos, su génesis está en relación con lluvias torrenciales y tormentas, que aportan gran cantidad de agua en un período corto de tiempo, son procesos susceptibles de suceder en cualquier época del año fuera del período invernal: fuertes lluvias de otoño y primavera, así como tormentas durante los meses de verano.



Figura 171. Vista de un talud de derrubios en Fuente De, entre 1.100 – 1.300 m, modificado puntualmente por flujos de derrubios actuales. Los flujos de derrubios coinciden con la salida de canales de aludes y grietas, a favor de paredes de gran desarrollo vertical. (vista desde teleférico de Fuente De).



Figura 172. Vista de la huella dejada por un flujo de derrubios sobre un cono en el sector de la Vueltona, orientado al sur, entre los 2.200 m de la parte proximal del cono en el contacto con la pared, y la parte inferior del mismo a unos 1.950 m. Se puede ver como el flujo de derrubios parte al pie de un canal de aludes, donde aún en verano se conservan pequeños neveros, lo que muestra la capacidad acumulativa de estas topografías a pesar de su baja cota. Además se puede observar la notable modificación morfológica y del perfil longitudinal del cono de derrubios, como consecuencia de la transferencia de material desde la parte superior, donde ha creado un surco de unos 2,5 – 3 m de profundidad, hacia la parte media e inferior del cono de derrubios donde se a redistribuido el material movilizado. Este flujo de derrubios ha funcionado tres veces en los últimos 5 años. En dos de esas ocasiones, lo ocasionó la fusión nival, mientras que el último estuvo asociado a lluvias intensas, en la primavera de 2003.



Figura 173. Vista de la cara NO de la Torre del Frierio. Los taludes de derrubios aparecen notablemente modificados por la acción de grandes flujos de derrubios, algunos de más de 400 – 500 m de desarrollo longitudinal. Son capaces de modificar y removilizar los tramos inferiores de la pedrera recubiertos de vegetación.

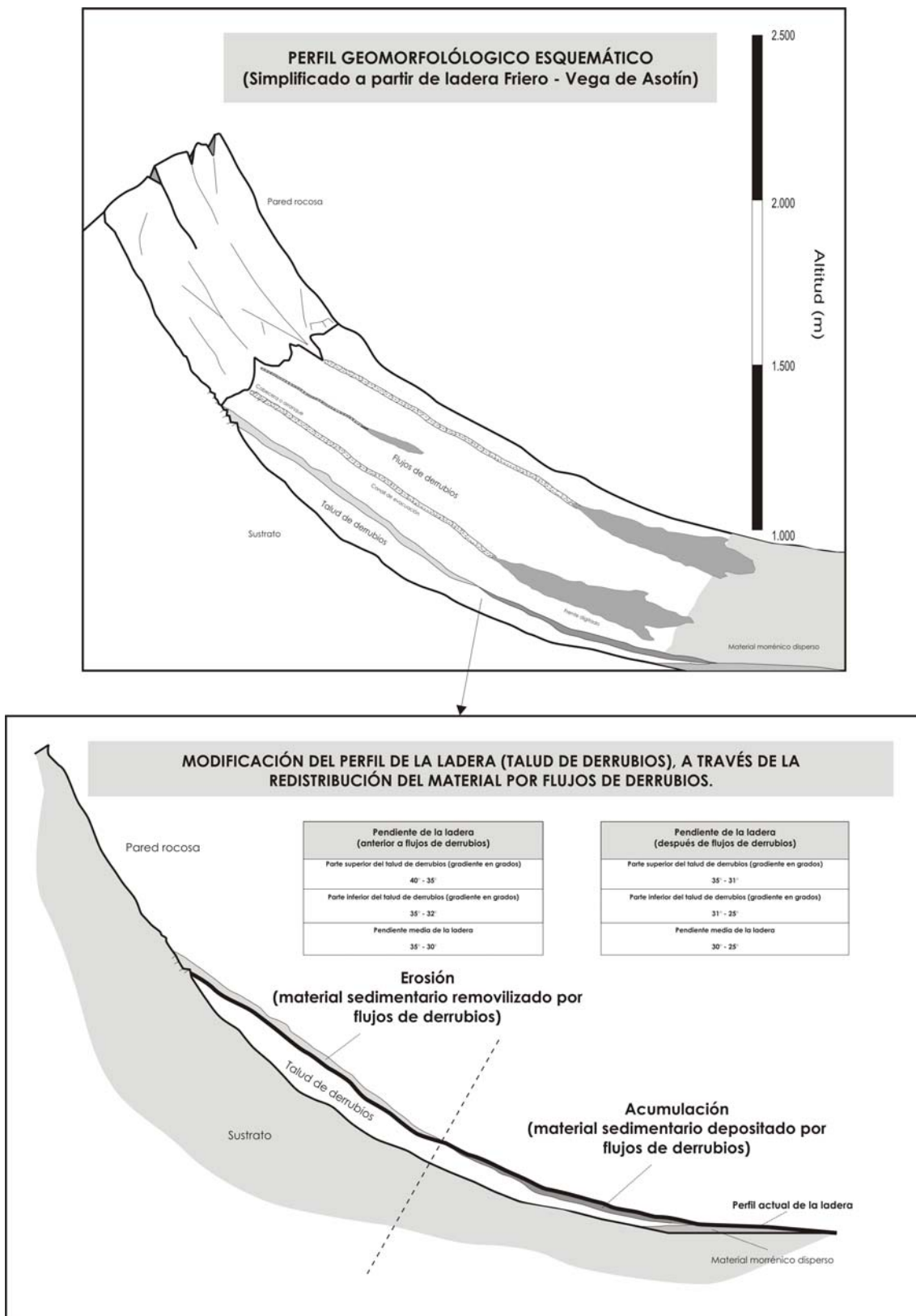


Figura 174. Perfil geomorfológico en el que se muestra la modificación del perfil de una ladera (Talud de derrubios), a través de la redistribución del material por flujos de derrubios.

En todos los casos analizados, la pendiente mínima constatada para el desencadenamiento de flujos de derrubios es de aproximadamente 30°. El desencadenamiento de flujos de derrubios sobre una pedrera, y la redistribución de material, muestran una tendencia evolutiva general de las formas en la cual se establecen tres sectores bien diferenciados: 1º) unas cabeceras o paredes rocosas más expuestas, por la partida de material en la raíz de los taludes y conos de derrubios (pendientes en torno a 30°), 2º) una zona media compuesta por los surcos o canales labrados por los flujos de derrubios, o bien el material removilizado (25° - 30°), y 3º) un pie de ladera, que se convierte en la zona de deposición de los flujos de derrubios, que implica una disminución de las pendientes (en torno a 25°). Mientras el perfil de la pedrera no se acerque a dichos parámetros, los mecanismos de transferencia de material seguirán siendo efectivos.

Un análisis de conjunto permite observar como las formas generadas por este tipo de proceso se localizan a altitudes y orientaciones muy variables, desde los 1.100 m en Fuente De, hasta los 2.500 m en las pedreras situadas en las zonas más altas (ej: cara norte de la Torre de la Palanca a 2.550 m, cara NO de Peña Vieja a 2.550 m; Jou Negro a 2.300 m, Traslambrión a 2.350 m, cara sur Torre Blanca a 2.450 m, cara oeste de la Torre de la Párdida a 2.340 m, Lleras del Frierio a 2.350 m, etc.

La distribución de los flujos de derrubios suele coincidir, en la mayoría de los casos, bajo paredes de gran desarrollo, en la parte proximal de los taludes y conos de derrubios al pie de los canales de aludes. Teniendo en cuenta esta distribución, dos parecen ser los mecanismos fundamentales en la génesis de los flujos de derrubios: por un lado la saturación rápida de la formación superficial (rica en finos en la parte superior de las pedreras) a través del aporte de agua procedente de la fusión de neveros alojados al pie de los canales de aludes, y que pueden perdurar durante bastante tiempo a cotas relativamente bajas; y por otro lado, por la propia canalización directa de agua a través de los canales de aludes y grietas de la pared con motivo de episodios de lluvias intensas, también susceptibles de provocar una

saturación rápida de la formación superficial y la consecuente activación de un flujo de derrubios ladera abajo.

Durante un período de 5 años (2001 – 2005), hemos realizado un análisis morfológico y seguimiento de algunos sectores representativos del macizo, en relación a la existencia de flujos de derrubios. Las localizaciones seleccionadas abarcan sectores bajo condiciones topográficas, altitudes y orientaciones variables:

- a) Flujos de derrubios sobre las pedreras semiactivas de Fuente De, entre 1.300 – 1.100 m, orientación SSE.
- b) Flujos de derrubios sobre las pedreras semiactivas de Asotín, entre 1.200 – 1.700 m, orientación NO.
- c) Flujos de derrubios sobre las conos de derrubios activos de la Vueltona, en el Grupo Peña Vieja, entre 1.950 – 2.200 m, orientación sur.
- d) Flujos de derrubios sobre los conos de derrubios activos en la cara norte del Picos de los Cabrones (Pico de los Cabrones 2.553 m), entre 2.050 – 2. 240 m, orientación norte.
- e) Flujos de derrubios sobre la pedrera activa de la cara NO del Grupo Peña Vieja (Peña Vieja 2.615 m), entre 2.330 – 2.550 m, orientación NO.

A pesar de que no se dispone de datos precisos sobre la magnitud de cada flujo de derrubios, en relación al volumen de material removilizado, así como la frecuencia de los mismos, es posible observar una serie de interrelaciones, que exponemos a modo de hipótesis, y que se irán comprobando a medida aumente los datos disponibles.

Si como hemos visto, la localización de los flujos de derrubios está muy determinada por la morfología de las paredes, en relación a los taludes y conos de derrubios bajo las principales canales de aludes y grietas; las características morfológicas, intensidad y frecuencia de los mismos, parece estar en relación no sólo

con la altitud y las condiciones morfoclimáticas existentes en cada banda altitudinal, sino con las características morfosedimentarias y la funcionalidad de las pedreras.

En apartados anteriores, se ha reconocido una gradación altitudinal de la funcionalidad de las pedreras en el macizo. Como se ha señalado, la dinámica de las pedreras y sus características morfosedimentarias vienen determinadas entre otros factores, además de las propias características morfotectónicas y topográficas de las paredes, por la altitud a la que se sitúan, y en relación con ello, su edad y actividad actual, pues como hemos visto, desde el fondo de los valles hasta los pies de las crestas y paredes más altas, nos encontramos toda una gradación morfoclimática y morfodinámica.

La funcionalidad de las pedreras es directamente proporcional a su estadio evolutivo dentro de la secuencia morfogenética postglaciar analizada, y en relación con ello a la altitud, ya que las condiciones morfoclimáticas se hacen cada vez más rigurosas a medida que ascendemos. Las pedreras ubicadas a menor altitud (por debajo de los 1.700 m aprox.), y con una funcionalidad atenuada – semiactivas –, poseen una mayor cohesión de los depósitos susceptibles de removilización, donde frecuentemente se da una estabilización y fijación de los derrubios de ladera por medio del recubrimiento vegetal. Por el contrario, las pedreras de la parte superior de la montaña son plenamente funcionales, siguen construyéndose en la actualidad, y se caracterizan por su inestabilidad y dinamismo morfológico, derivado de la existencia de material suelto en acumulaciones de fuerte pendiente, por encima de los 30°. Estas formas son de fácil removilización por procesos los flujos de derrubios. En relación con ello, en la actualidad, se observa un mayor número y frecuencia de los flujos de derrubios sobre las pedreras activas de la parte superior de la montaña, que en las pedreras más bajas fitoestabilizadas. En el período de tiempo que va del año 2001 al 2005, del total de flujos de derrubios que pudimos catalogar, el 85% se produjeron en pedreras por encima de los 1.800 m.



Figura 175. Conos de derrubios modificados intensamente por flujos de derrubios al pie de la cara norte del Pico de los Cabrones. La foto tomada en agosto del 2003 muestra que al pie de los canales de aludes, todavía se conservan pequeños neveros. Estos ocasionan flujos de derrubios de tamaño reducido, pero con una frecuencia comparativamente superior a la observada para el caso de los flujos de derrubios a más baja cota.

Sin embargo, si la frecuencia de los flujos de derrubios parece ser mayor en las pedreras más altas, debido entre otros factores, a la menor cohesión y la inestabilidad de los derrubios de ladera más recientes y activos; como se ha visto, la intensidad de los procesos desencadenados depende de una compleja interrelación de factores geoecológicos.

El tamaño de los flujos de derrubios es muy variable, y mientras que en la parte alta de la montaña predominan los de tamaño medio y pequeño, aunque también existen ejemplos de gran desarrollo como los existentes en la ladera NO de Peña Vieja, ladera O de la Torre de la Perdida (2.596 m); en algunas de las pedreras semifuncionales localizadas por debajo de los 1.800 m, se encuentran los flujos de derrubios de mayor dimensión de todo el macizo. Los ejemplos más destacados se

encuentran en la ladera orientada al NO al pie de la Torre del Frierio (2.445 m) en la Canal de Asotín, con flujos de derrubios de más de 400 m de desarrollo longitudinal, salvando fuertes pendientes entre los 1.700 y los 1.250 m. En este caso, su gran desarrollo vertical y longitudinal ha favorecido la removilización de material en la parte proximal de la pedrera, más inestable, de forma que dadas las pendientes y el desarrollo de la misma, los flujos de derrubios habrían adquirido la suficiente energía, como para llegar a removilizar los materiales más cohesionados de la parte baja, a pesar incluso de la sujeción realizada por la vegetación. Dada la complejidad topográfica del macizo, los condicionantes geoecológicos de cada caso en particular permiten introducir una gran variabilidad en relación tanto a la frecuencia, como a la intensidad de los flujos de derrubios. La existencia de grandes paredes verticales de más de 500 m, favorecen la canalización de nieve y agua hasta cotas bajas, provocando la génesis de este tipo de flujos de derrubios, incluso, como hemos visto, sobre derrubios de ladera semiactivos.



Figura 176. Flujos de derrubios de pequeño desarrollo en los conos de derrubios al pie de la cara E del Grupo Peña Vieja (1.780 – 1.940 m).

IV.4.2.4. Formas asociadas a la crioturbación.

A pesar de que no es un proceso que genere formas con gran entidad paisajística, la crioturbación y las formas asociadas a la misma, son un buen indicador ambiental. Su análisis nos permite realizar una aproximación a la respuesta morfológica de este macizo de alta montaña cantábrica a los recientes cambios climáticos.

Existen céspedes almohadillados especialmente sobre depresiones y cubetas encharcadas, destacando en sectores como los Puertos de Áliva, donde las características litológicas favorecen los encharcamientos. Pero en general, en el área de estudio este tipo de formas no adquieren la representatividad que alcanzan en otros macizos silíceos próximos.

Por encima de los 2.100 - 2.200 m, el recrudescimiento de las condiciones térmicas puede favorecer la extrusión de finos por la acción del hielo sobre la formación superficial, lo que provoca una cierta clasificación del material y la génesis de suelos ordenados más o menos desarrollados. Las morfologías de detalle asociadas a la crioturbación varían en función de las propias características de la formación superficial sobre la que se generan, especialmente su granulometría, así como de otros condicionantes topográficos, entre los que la pendiente juega un papel fundamental.

Cuando la pendiente es mayor puede dar lugar a la formación de suelos estriados. Su génesis responde a la acción conjunta de los procesos de hielo/deshielo y la gravedad, que favorece que el material crioturbado se disponga de forma lineal y paralela a la inclinación de la ladera. Todos los casos encontrados son formas incipientes, con una dimensión que oscila entre los 40 - 80 cm de longitud. Este tipo de formas han sido citadas ya con anterioridad a una altitud de 2.420 m, sobre un ladera con pendientes de 15-18°, en la cara NO de Peña Vieja (2.615 m) (Brosche, 1978a). Es posible encontrar este tipo de formas incipientes, por encima de los 2.200 m. Tal es el caso del umbral de cierre del Jou de Ceredo a una altitud de 2.285 m, y sobre unas

pendientes en torno a 15° – 25° o al pie de la cara NE de la Torre del Pomelo a 2.255 m, a favor de los materiales ricos en finos de una morrena tardiglaciaria (Ver figura 177).

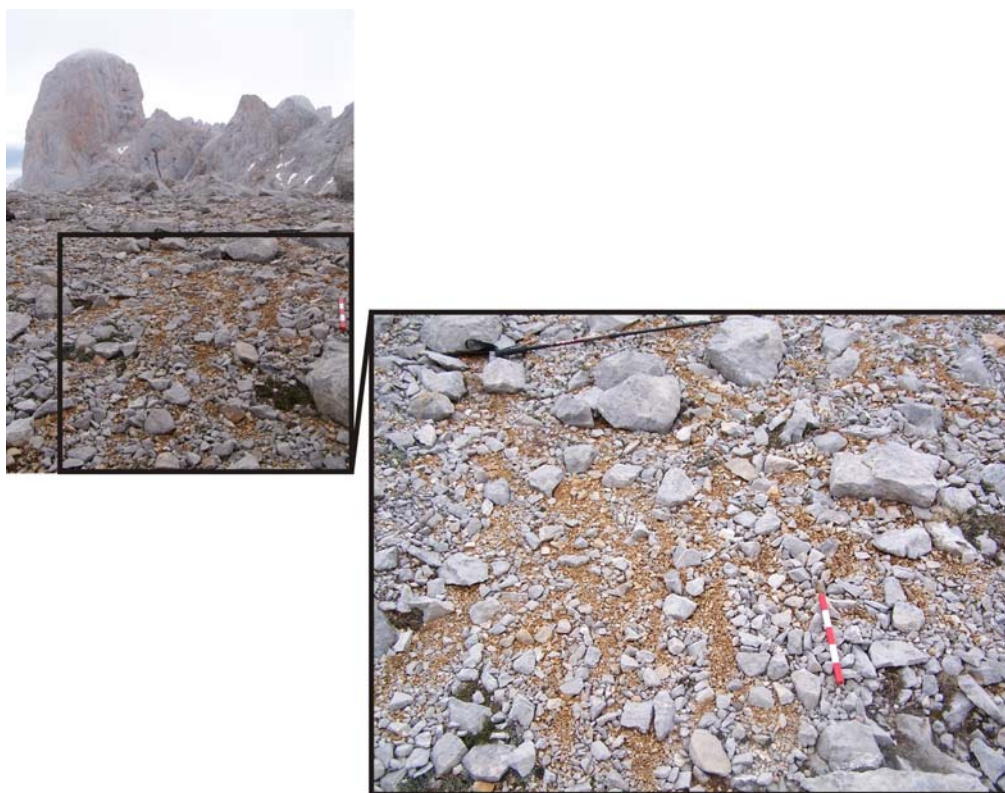


Figura 177. Suelos estriados incipientes a 2.255 m, sobre el material rico en finos de la morrena tardiglaciaria alojada en el circo glaciar orientado al NE del Neveron de Urriellu (2.548 m)-Torre de la Perdida (2.596 m)-Torre del Pomelo (2.331 m).

Sin embargo, sobre superficies horizontales o subhorizontales, los círculos de piedras, individualizados o formando grupos, son las morfologías más frecuentes asociadas a la crioturbação. Se localizan por encima de los 2.200 m, asociados a la distribución espacial de las formaciones superficiales con profusión de finos. Por ello, son dos los tipos de localizaciones preferenciales de estas formas : por un lado el fondo de las depresiones glaciokársticas rellenas por depósitos de derrubios de diferente tamaño y matriz fina (ej: fondo del Jou de Cerredo a 2.225 m, Fondo del Jou Negro a 2.230 m, Jou del Ama, etc); y por otro lado, los más frecuentes y característicos, asociados a la presencia de finos en los depósitos que tapizan buena parte de los umbrales de cierre de las depresiones glaciokársticas y los circos más altos, entre 2.200 – 2.300 m. En mucho de los casos se corresponden o bien con los restos morrénicos tardiglaciares, especialmente en los umbrales que cierran los circos glaciados durante

esta fase, o bien con restos morrénicos que como vimos no tenían una adscripción climática, sino de tipo dinámica, y que también suelen alfombrar la mayor parte de los umbrales de la parte central del macizo.

De nuevo los factores topoclimáticos tienen gran relevancia en la distribución y desarrollo de este tipo de formas. Teniendo en cuenta el papel termorregulador que ejerce el manto nival sobre las formaciones superficiales, aislándolo de la temperatura del aire exterior cuando la capa de nieve es lo suficientemente gruesa (al menos 80 – 100 cm aprox.), la mayor inestabilidad y menor espesor del manto nival de los umbrales, con respecto a los fondos de las depresiones glaciokársticas, podría favorecer que sea allí donde los procesos de crioturbación sean más efectivos. Este hecho hace que el depósito este expuesto cada año más tiempo, permitiendo así procesos más complejos y formas más desarrolladas.

Es posible observar este tipo de formas en muchos de los depósitos morrénicos situados por encima de 2.200 – 2.300 m. Sus dimensiones oscilan entre 30 – 80 cm de diámetro. Tal es el caso de los encontrados sobre los depósitos morrénicos de la cara sur del Llambrión, en el denominado Hoyo del Llambrión a 2.340 m, en el Jou Tras Llambrión a 2.315 m (orientación norte), a los pies de la Torre del Pomelo sobre la morrena a unos 2.225 m, en el umbral de separación entre el Jou de Cerredo y el Jou del Ama a 2.285 m, en el umbral de cierre del Jou Negro a 2.280 m, etc (Figura 178).



Figura 178. 1) Suelos ordenados en el Hoyo del Llambrión (orientación sur, 2.340 m). Este tipo de formas incipientes y de tamaño reducido suelen ser las más frecuentes. 2) Suelos ordenados sobre la morrena de la Pequeña Edad del Hielo en el Jou Trasllambrión (orientación norte, 2.315 m).



Figura 179. Círculos de piedras en el fondo del Jou de Cerredo a 2.225 m. El tamaño de esta forma es de alrededor de 1,5 – 2 m de diámetro. Morfológicamente se caracterizan por el predominio de finos y gravas en la parte central y bloques de tamaño variable al exterior (eje L entre 15 – 85 cm). Son el ejemplo más espectacular y de mayor desarrollo de todos los encontrados en el área de estudio. Por sus dimensiones, la disposición de los clastos, y las condiciones periglaciares que requieren para su formación, nos hacen considerarlas formas heredadas, con una dinámica actual atenuada. A modo de hipótesis la génesis de estas formas se situarían o bien tras la deglaciación tardiglaciaria, pues este sector estuvo cubierto de hielo durante esa fase, y reactivadas durante la Pequeña Edad del Hielo, o bien generadas propiamente como consecuencia del recrudecimiento de las condiciones periglaciares en época histórica. En la actualidad permanecen semifuncionales, y en algunos casos, en su parte central, se observa la formación de pequeños ordenamientos a favor de la presencia de finos, lo que muestra que el proceso es ya más tenue y superficial.

Sobre el complejo morrénico del Hoyo de los Llagos, en la cara sur de la cresta que se extiende entre la Torre del Llambrión (2.642 m) – Torre Blanca (2.617 m) y Tiro Llago (2.567 m), Castañón y Frochoso (1998) han citado la existencia de una red de micropolígonos sobre un rellano intramorrénico tardiglaciario. Dada la escasa altitud a la que se sitúan, en torno a 2.075 m, son formas que parecen responder a un proceso mixto, donde los procesos de tipo periglaciario (crioturbación) estarían ya atenuados. Aunque, su génesis responde en parte al crecimiento de segregaciones de hielo en el suelo, como muestra la concentración de finos en su parte central (95% arcillas y 5% gravas de 1-2 cm), éstas también pueden provocar su desecamiento, y la creación de pequeñas grietas de retracción. Estas grietas se convierten en líneas de debilidad a favor de las cuales, dependiendo de su anchura y profundidad, se va a repetir el proceso de forma estacional, tanto en invierno asociado a la segregación de hielo,

como en verano, por evaporación y desecación. El resultado es una red de figuras poligonales de reducido tamaño (10 - 15 cm), con predominio de finos en su parte central, y rebordes externos marcados por tabiques flotantes de gravas que rellenan en parte las grietas. Durante el verano, también existen grietas de desecación que fragmentan algunos polígonos en su parte central (ver figura 180).



Figura 180. Vista de los micropolígonos en un rellano intramorrénico en el Hoyo de los Llagos (2.075 m). Estas figuras tienen una dimensión de unos 15 cm. Su parte central se caracteriza por la concentración de finos, mientras que las grietas de desecación que forman su reborde exterior están rellenas por pequeños tabiques flotantes de gravas.

Este hecho muestra que a medida que descendemos en altitud, los procesos de crioturbação van perdiendo capacidad modeladora progresivamente, de forma que a pesar de encontrarnos en un terreno óptimo desde el punto de vista topográfico (superficie horizontal a favor de un enlosado nival en un surco intramorrénico) y sedimentario, con profusión de finos, las formas generadas son muy tenues y de escasa dimensión.

Como se trató en el capítulo dedicado a la secuencia paraglaciar, el proceso de deglaciación trajo consigo la sustitución del fenómeno glaciario por el dominio de una morfodinámica de tipo periglaciario. De esta forma, muchas de las morfologías

descritas, son en su mayor parte heredadas de unas condiciones subactuales, favorecidas por el recrudescimiento climático asociado a la Pequeña Edad del hielo, pero aún activas, aunque de forma atenuada, acordes con las condiciones morfoclimáticas actuales (nivoperiglaciares), que generan formas de escaso desarrollo y proceso de poca intensidad.

En las localizaciones con orientaciones y topografías más favorables, y especialmente, sobre los heleros heredados de la Pequeña Edad del Hielo enterrados, total o parcialmente, bajo un potente manto de derrubios superficiales, es donde los procesos de crioturación adquieren su mayor intensidad, con funcionalidad plena en la actualidad.

En el caso de los tres heleros heredados del glaciario histórico en el macizo, el del Jou Negro, el helero del Traslambrión y el helero de la Palanca, sobre la superficie del manto de derrubios que los cubren, son frecuentes las morfologías asociadas a la crioturación.

En todos los casos, se ha observado la existencia de varios montículos de forma cónica, con un núcleo interno de hielo, que en su segregación ha provocado la extrusión del material fino, y el derrubiamiento de los bloques más gruesos, que se depositan en la base. Estas morfologías presentan unas dimensiones por lo general de 1 a 1,5 m de diámetro, por 1 m de alto, si bien en el caso del helero del Jou Negro, existen varios ejemplos con un desarrollo vertical de más de 3 m (González Trueba, 2006).

Estos cuerpos de hielo menores parecen responder a una génesis periglacia, y por tanto, en origen, no pertenecientes al hielo estratificado fósil sobre el que se levantan, sino que se habrían formado por recongelación de las aguas de fusión, retenidas sobre la superficie del helero. La combinación de unos intensos ciclos de hielo-deshielo, a lo que hay que añadir la propia onda de frío emitida por el helero, y la abundante presencia de clastos, aportados por el derrubiamiento de las morrenas, los aportes por aludes y caída desde las paredes, y el material englacial expulsado en

el proceso de ablación del helero, han facilitado las condiciones necesarias para el crecimiento de estos abultamientos de hielo en los sectores más favorables a la acumulación de las aguas de fusión, como prueba la distribución de los mismos, en la parte central y frontal de los heleros, a favor de las pendientes más suaves y coincidiendo con los mayores espesores del manto de derrubios que cubre el helero. En este sentido, la capa de derrubios desempeña un papel protector ante la insolación, contribuyendo a disminuir la fusión de los cuerpos de hielo.

A finales de septiembre del 2003, sobre la superficie del helero del Jou Negro, se observó un hecho interesante. Algunos de los abultamientos de mayores dimensiones, presentaban signos claros de deterioro. Este hecho podría indicar dos posibilidades, o lo que es más probable, la combinación de ambas. Por un lado, que el efecto protector de los derrubios tiene un límite máximo, de tal forma que cuando el cuerpo de hielo adquiere unas dimensiones importantes, el incremento de la pendiente produce el derrubiamiento de la mayor parte del material, y parte del cuerpo de hielo queda expuesto a la insolación directa y el ritmo de fusión aumenta, lo que podría llevar a dismantelar la morfología por fusión del hielo interno. Esta hipótesis estaría hablando de unas formas sujetas a un proceso de construcción-destrucción alternante, en función de la variabilidad térmica interanual (ciclos de hielo-deshielo) y la tasa de acumulación de nieve, y su relación con el ritmo de fusión del helero y la cantidad de agua de fusión disponible sobre su superficie. Por el contrario, el deterioro de estas morfologías podría indicar un desequilibrio con las condiciones climáticas actuales. En un caso en concreto, el hielo interno de uno de estos montículos, situado al pie de la morrena frontal, se ha fundido parcialmente, dando lugar a una pequeña lengua de barro, de unos 6 m de longitud, formada por el material fino acumulado en su parte superior, y que fluía a favor de la pendiente en dirección a un molino de fusión situado a los pies de la morrena frontal.

Si es un montículo de hielo estacional, se generan en invierno, durante los meses más fríos, y se funden en la estación cálida, aunque en ocasiones pueden

perdurar varios veranos. En este sentido, la variabilidad interanual de la capa de nieve que cubre el helero enterrado, puede jugar un papel importante en la dinámica (fusión/conservación) de estas formas periglaciares.

Este tipo de formas, denominadas *frost mound* (Lundqvist, 1969; Mackay, 1986; Pollard, 1988; French, 1996), son consideradas como huellas superficiales del permafrost (French, 1996), aunque como se ha señalado, en este caso, la fuente de frío bajo los derrubios procede del hielo glaciar fósil enterrado.



Figura 181. Montículo de hielo (frost mound) de más de 3 m de alto, desarrollado sobre la superficie del helero del Jou Negro. Se puede observar la acumulación de finos en la parte superior (septiembre de 2003),

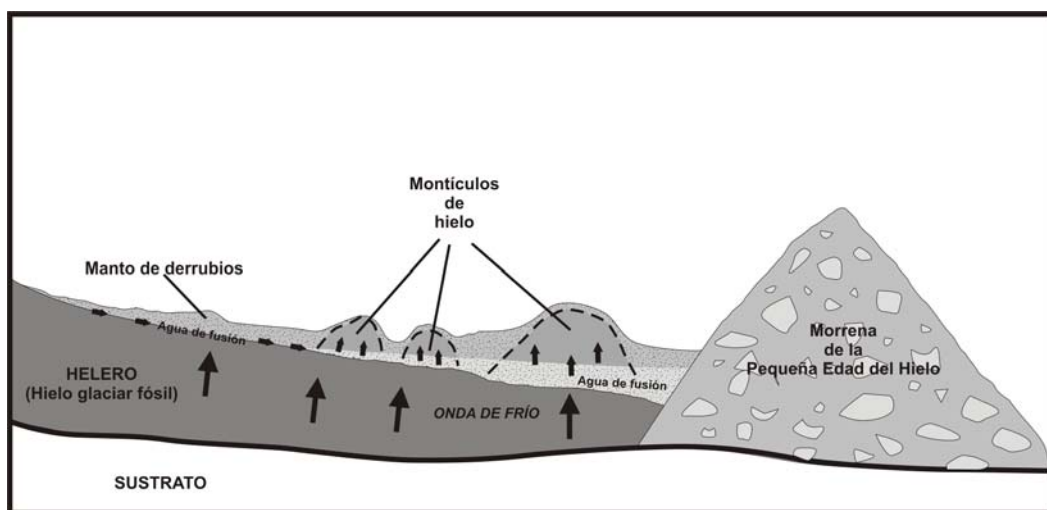


Figura 182. Esquema interpretativo de la génesis de montículos de hielo sobre los heleros enterrados.

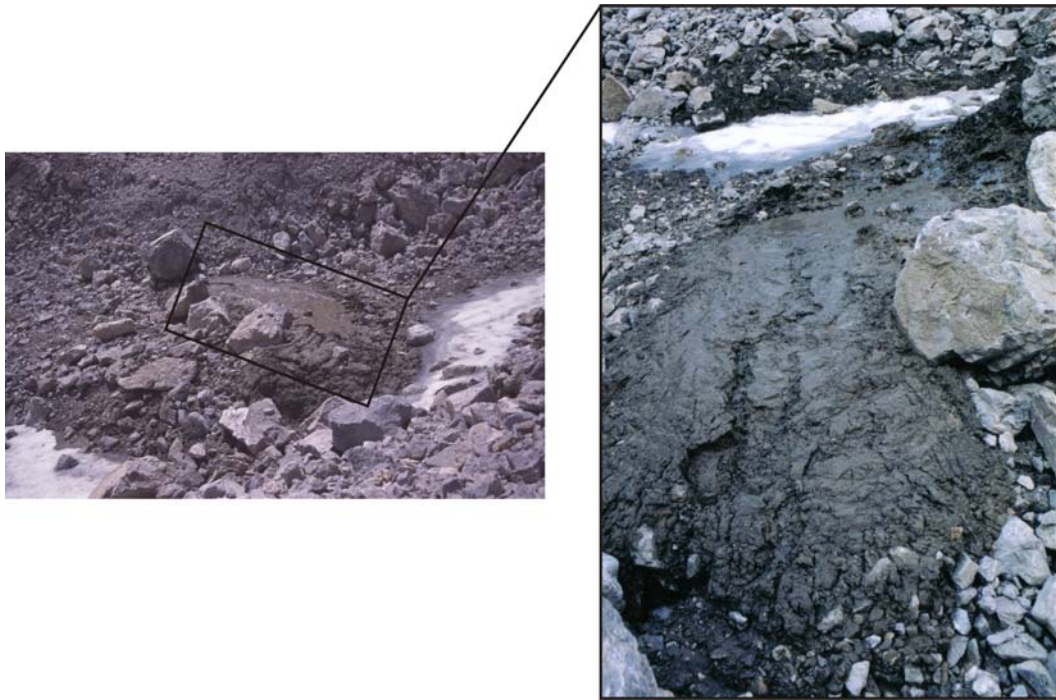


Figura 183. Vista desde arriba (cresta de la morrena) y desde la parte delantera, de la lengua de barro producida por la fusión de un montículo de hielo (frost mound) (septiembre de 2003).



Figura 184. Formas de crioturación sobre el manto de derrubios que cubre el helero de la cara norte de la Torre de la Palanca (septiembre 2003).

IV.4.2.5. Sobre la existencia o no de permafrost en el macizo.

La definición comúnmente utilizada para el término *permafrost*, - *suelo permanentemente helado* -, hace referencia a *todo aquel material subsuperficial donde la temperatura durante un año completo es inferior a 0°C*. Por tanto, atendiendo a dicha definición, estaríamos ante un fenómeno puramente térmico, cuya presencia y evolución está dictada fundamentalmente por un balance de energía entre la atmósfera y el suelo. Como hemos visto, la distribución, características y evolución del manto nival son fundamentales en el régimen térmico del suelo. La cubierta de nieve, la superficie del suelo y las características de la capa activa (hasta el techo del permafrost) son tres de los elementos fundamentales en la relación entre las variaciones temporales de la temperatura del aire y la del suelo (Hoelzle *et al.*, 2001; Isaksen *et al.*, 2001; Stocker-Mittaz *et al.*, 2002; Vonder Mühll, 2001; Vonder Mühll *et al.*, 2001; Gruber *et al.*, 2003; Delaloye, 2004).

Sin embargo, como ha señalado recientemente Delaloye (2004), ésta es una definición a completar. Es demasiado laxa, y más teniendo en cuenta que bajo un mismo término se hace referencia a situaciones muy dispares, abarcando desde el permafrost de altas latitudes, hasta el permafrost de montaña, cada uno con una distribución, características y dinámicas diferentes. Este hecho favorece la existencia de diversos matices e interpretaciones según los autores y la lengua utilizada; por tanto la propia definición de *permafrost*, es un debate aún abierto.

En primer lugar, en la naturaleza el punto de congelación del agua puede ser inferior a 0°C, variando desde unas pocas décimas a varios grados en función de factores tales como la presión y la salinidad (Harrison, 1975), de forma que la cifra de 0°C dada anteriormente en la definición de *permafrost* estaría sujeta a una cierta variabilidad en función de las características particulares de cada caso.

Por ello, Delaloye (2004) plantea una definición alternativa: "*un permafrost gelisuelo es un material subsuperficial cuya temperatura no es nunca superior a la*

temperatura del punto de fusión del hielo (aprox. 0°C, pero que puede variar) durante un año completo". De esta forma, Delaloye (2004), atendiendo a las características térmicas del permafrost distingue tres tipos:

- Permafrost frío: cuando su temperatura anual media es inferior a 0°C (< -0,5°C), y que en ningún caso puntual, el valor es igual o se aproxima a 0°C.

- Permafrost templado: cuando la temperatura es invariablemente igual a aproximadamente 0°C.

- Permafrost semitemplado: aquellos casos en los que la temperatura anual media del suelo es próxima a 0°C (> -0,5°C) o cuando valores de aproximadamente 0°C son ocasionalmente registrados.

La existencia de permafrost de montaña esta estrechamente controlada por toda una serie de factores interrelacionados entre sí, entre los cuales los climáticos son, sin duda, los más importantes (Barsch, 1978, Haeberli, 1983; Pewe, 1983; Harris, 1986; Gorbunov, 1988).

Según algunos estudios realizados en ámbitos alpinos, los factores topoclimáticos pueden llegar a favorecer el mantenimiento de un permafrost de tipo esporádico incluso a pesar de la existencia de temperaturas medias anuales del aire situadas por encima de los 0°C, todo ello como consecuencia de los reducidos aportes de radiación solar (Pancza, 1989; Haeberli, 1995; Harris y Pedersen, 1998; Kneisel *et al.*, 2000, Gude *et al.*, 2003).

Si desde el punto de vista térmico, como vemos se pueden dar importantes diferencias, desde el punto de vista de la estructura interna, también se pueden dar grandes variaciones tanto en la distribución y espesor de la capa activa, como en la distribución y espesor del permafrost.

Desde el punto de vista genético, existe una problemática sin resolver en relación a la consideración como permafrost de montaña de tipo esporádico de ciertos cuerpos de hielo enterrados bajo la superficie del suelo. En algunas ocasiones, el enterramiento y conservación de nieve aportada por avalanchas (que puede llegar a durar varios años), o restos de hielo glacial relictos, cubierto bajo un potente manto de derrubios, es considerado como permafrost de montaña. Por su carácter marginal, en condiciones límite, los casos estudiados en algunas áreas de montaña peninsulares, como Pirineos y Sierra Nevada, son especialmente ejemplares (Gómez Ortiz *et al.*, 1999, 2000; Julian y Chueca, 2003). Dichos casos, junto con el que ahora nos ocupa, presentan gran interés, pues plantean la necesidad de acotar o precisar la definición de permafrost de montaña, en relación a este tipo de situaciones específicas derivadas de aportes de hielo y su presencia bajo la superficie del suelo, cuyo origen no procede estrictamente del enfriamiento y congelación permanente del suelo por el balance de energía con las condiciones ambientales externas al suelo.

Más allá de la definición estrictamente térmica, con sus tipos: *frío*, *templado* y *semitemplado*, y su tipología en función de la distribución espacial: *continuo*, *discontinuo* o *esporádico*, es necesario adjetivar desde el punto de vista genético el permafrost de montaña. Los casos aludidos en Sierra Nevada, Pirineos y Picos de Europa ponen de manifiesto la necesidad de diferenciar tipos de permafrost de montaña según su origen; pues no es lo mismo, ni tiene el mismo significado ambiental, un permafrost derivado de las condiciones ambientales externas (Ej: elevada altitud y temperaturas del aire bajas, influencia de los factores topoclimáticos en la tasa de radiación solar, etc.), que un permafrost derivado de la onda de frío emitida por un cuerpo de hielo enterrado. Si se considera que permafrost es un fenómeno puramente térmico, es posible que las condiciones térmicas del manto de derrubios que cubre un helero, estén por debajo de 0°C, lo que justificaría su clasificación como permafrost esporádico; pero habrá que especificar que su existencia se debe, en buena medida, no a las condiciones ambientales externas, sino a la onda de frío emitida por el helero.

En lo que respecta a los Picos de Europa, algunos autores han apuntado la posible existencia de un permafrost de tipo esporádico localizado en las topografías más favorables de los sectores más altos del macizo (Castañón y Frochoso, 1998; Brown *et al.*, 1998). Por nuestra parte, en trabajos recientes (González Trueba, 2006), ya se plantea la posibilidad de que la génesis de los glaciares históricos durante la Pequeña Edad del Hielo, y la posterior conservación de los heleros residuales, así como la existencia de una morfodinámica periglacial más intensa, podría estar en relación con la presencia durante la Pequeña Edad del Hielo de un permafrost de montaña que hubiese contribuido a preservar durante más tiempo las masas de hielo. En el caso del macizo central de los Picos de Europa, sus particulares factores de localización geográfica, con una marcada influencia oceánica, y los morfotopográficos, han tenido un papel fundamental en las condiciones climáticas a las que ha estado sometido el macizo.

Teniendo en cuenta las variaciones calculadas en la temperatura media anual entre la Pequeña Edad del Hielo y la actualidad, en torno a 1°C, el ascenso de la E.L.A. unos 150 m (González Trueba, 2006), y las estimaciones de Muñoz Jiménez (1982), quien utilizando un gradiente térmico vertical de 0,67°C/100 m, estableciendo la isoterma actual de los 0°C a 2.500 m aproximadamente; situámos en estas localizaciones con orientación y topografía preferencial, la altitud del límite inferior del permafrost durante la Pequeña Edad del Hielo, a unos 2.350, cifra muy próxima, ligeramente superior, a los cálculos obtenidos para las E.L.A.s en cada uno de los glaciares reconstruidos. Por el contrario fuera de estas localizaciones excepcionales, incluso a mayor altitud, que estos terrenos glaciados, no se habrían dado unas condiciones favorables a la existencia de permafrost, con la Z -2°C, a unos 2.650 m, por encima ya de las más altas cumbres (González Trueba, 2006).

Gorbunov (1978) plantea la posibilidad de establecer una comparación entre la E.L.A. y el límite inferior del permafrost de montaña. Para ello utiliza como método un *índice de continentalidad*, fundamentado en la diferencia entre la E.L.A. y la altitud

del límite inferior de los suelos helados. De esta forma los valores positivos definen montañas con características continentales, donde el límite inferior del permafrost se suelen localizar por debajo de la E.L.A., mientras que los valores negativos aluden a condiciones propias de montañas con influencia oceánica, en las que el límite inferior del permafrost suele estar próximo a la línea de equilibrio glaciar.

Siguiendo la propuesta de Gorbunov (1978), se realizó una comparación entre la paleo M.E.L.A. y el límite inferior del permafrost de montaña en Picos de Europa durante la Pequeña Edad del Hielo (González Trueba, 2006), lo que ponía de manifiesto la marcada influencia oceánica del macizo, con un límite inferior de los suelos helados próximo a la E.L.A., incluso ligeramente superior a la misma, con un índice de continentalidad para el conjunto de - 0,48, lo que señala el carácter hiperhúmedo de este macizo de alta montaña, a tan sólo 20 km de la costa.

Pero las condiciones climáticas actuales de los Picos de Europa son insuficientes para permitir el desarrollo de un régimen glaciar. Con la isoterma de los 0°C situada a unos 2.500 m aproximadamente (Muñoz Jiménez, 1982), y la E.L.A. climática regional a unos 2.750 m, un centenar de metros por encima de las cumbres más altas, hoy en día, no se dan las condiciones necesarias para la existencia de glaciares. Ni siquiera en las condiciones de orientación y topografía más favorables, donde se conservan tres pequeños heleros en franca regresión y que progresivamente van siendo enterrados bajo una capa de derrubios.

Sin embargo, como ya han indicado otros autores con anterioridad (Miotke, 1968; Clark, 1981), la conservación de varios heleros, y la existencia de numerosos neveros permanentes alojados en altura, muestran que el macizo está cercano al umbral límite de glaciación, de forma que un ligero recrudescimiento de las condiciones climáticas, provocaría la reactivación del régimen glaciar, así como una intensificación de los procesos periglaciares.

Pero ésta, no parece ser la tendencia futura. Tomando como referencia la proyección de cambio climático a corto plazo, expuesta por Houghton et al. (1990), se

estima un ascenso de las temperaturas medias anuales del orden de 1°C, para el año 2025. Este ascenso de las temperaturas, según Kuhn (1990), podría provocar un ascenso medio de la E.L.A. en las montañas europeas, de unos 170 m. La respuesta morfodinámica de la alta montaña de los Picos de Europa, a estos cambios climáticos, supondría la fusión y desaparición total de los heleros, así como un ascenso del límite inferior del permafrost, y en general una paulatina disminución en la intensidad de los procesos de tipo periglacial.

Con todo lo expuesto hasta ahora, hay que advertir que a pesar del cambio climático experimentado en el último siglo y medio, y el ascenso producido en la M.E.L.A y en el límite inferior del permafrost, desde el final de la Pequeña Edad del Hielo hasta la actualidad; hoy en día, la existencia de un permafrost de tipo esporádico en alguna de las localizaciones más favorables del macizo, está por comprobar, y no se puede descartar.

Por este motivo, y con el objetivo de dilucidar la existencia o no de permafrost en el macizo, se realizaron una serie de registros térmicos y medidas B.T.S., en algunas de las localizaciones, a priori, más favorables del macizo en relación a la posible existencia de permafrost. Dos eran las situaciones que se pretendían monitorizar. Por un lado, una localización con formación superficial en altura (por encima de los 2.500 m); y por otro, una localización a favor de unas condiciones topoclimáticas muy favorables a una altitud de al menos 2.300 m. Uno de los sectores elegidos fue la ladera NO de Peña Vieja (2.615 m), sobre un depósito de ladera situado entre los 2.300 y los 2.530 m de altitud. En el macizo, por encima de los 2.300 – 2.400 m, son escasos los depósitos de ladera, pues predominan ya las crestas y paredes rocosas. Las características topográficas de la cara norte de Peña Vieja, sin grandes paredes rocosas, se presentan a priori como un lugar excepcional para detectar la posible existencia de permafrost en las partes más altas del macizo. La ladera seleccionada suele estar cubierta por un manto de nieve muy inestable durante los meses de invierno, debido a que es una zona muy venteada, abierta entre la Canal del Vidrio y

los Collados de la Canalona y de las Coteras Rojas. Estas condiciones topoclimáticas impiden una acumulación regular y continua de la nieve, favoreciendo así la penetración de los cambios térmicos atmosféricos a lo largo del año, y con ello los procesos de hielo-deshielo².

En la parte superior de la ladera, la profundidad de la nieve ronda los 20 cm, incluso en algunos momentos del año pueden llegar a estar totalmente desprovistas de nieve. Mientras que en la parte media e inferior del talud de derrubios el espesor del manto nival es cada vez mayor, siendo máximo en el fondo de la pequeña depresión situada al pie de la misma.

Las medidas B.T.S. se realizaron durante el invierno de 2001. Dada la escasa profundidad del manto nival y la reducida dimensión de la ladera analizada, no fueron necesarias un gran número de mediciones. Se realizaron un total de 13, de las cuales sólo 6 pueden ser tomadas como válidas, al presentar un espesor de nieve de 80 cm o más. De los registros considerados como válidos, el más bajo se situó a 2.380 m, mientras que el más alto estaba localizado a 2.455 m. Por encima de esa cota, el escaso manto nival y la propia estrechez de la arista cimera hace que la radiación solar incidente impida unas condiciones teóricas favorables para la existencia de permafrost.

Cuando el espesor de la cubierta nival es mayor de 80 cm, la temperatura del suelo queda aislada de la atmosférica, de tal forma que se registran temperaturas por encima de 0°C cuando no existe hielo en el suelo, y negativas cuando el hielo esta presente. Si el suelo está permanentemente helado, las condiciones térmicas son especialmente rigurosas y al final del invierno, cuando se estabiliza el manto de nieve, sobre la base del mismo domina la influencia térmica del suelo (Haeberli, 1973, 1975).

En trabajos previos, especialmente desarrollados en áreas de montaña alpinas, se han establecido unas temperaturas indicativas de la presencia de permafrost. El registro de temperaturas basales del manto nival mayores de -2°C indican una

² En este lugar ha sido descrita la presencia de neveros permanentes en 1894 (Gandoger, 1895).

improbable presencia de permafrost; temperaturas entre -2°C y -3°C indican la posible existencia de permafrost, mientras que cuando los registros térmicos obtenidos a través de B.T.S. son inferiores a -3°C indican la probable existencia de permafrost (Haeberli, 1973, 1975, 1985; Haeberli y Epifani, 1986; King, 1990; King *et al.*, 1992; Delaloye, 2004).

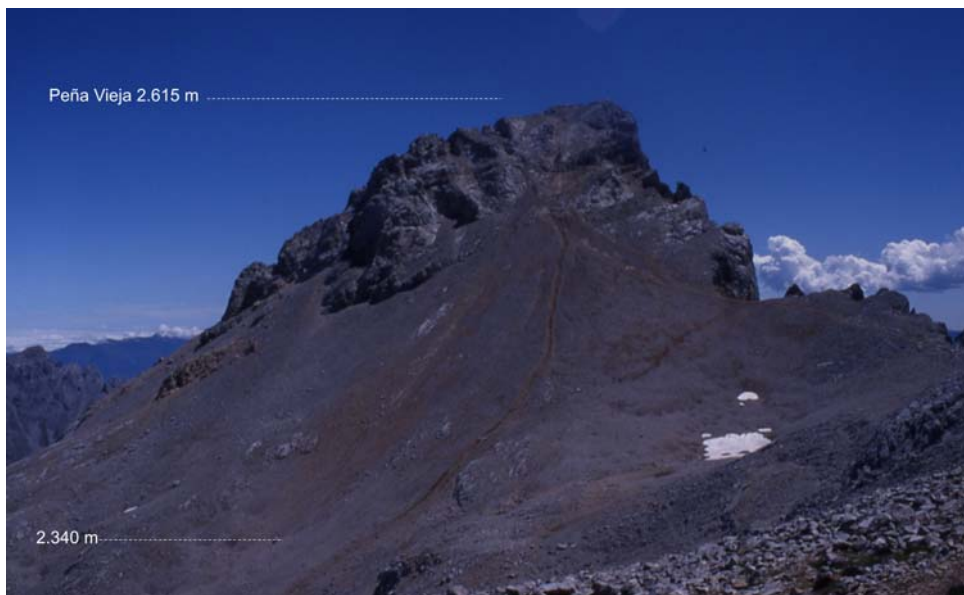


Figura 185. Vista del conjunto de la ladera NO de Peña Vieja sobre la que se han efectuado las mediciones B.T.S., así como los registros térmicos del suelo (foto correspondiente a agosto 2002).

Como se puede observar en la tabla 21, todas las medidas registradas en la ladera NO de Peña Vieja dieron temperaturas siempre por encima de los 0°C , en un rango entre $0,1^{\circ}\text{C}$ y $0,9^{\circ}\text{C}$, indicando la improbable presencia de permafrost en esa localización (Serrano y González Trueba, 2004).

Nº	Altitud (m)	Profundidad (cm)	Orientación	B.T.S. (°C)	Permafrost	Morfología
1	2450	70	NO	0.1	Improbable	lóbulos
2	2450	80	NO	0.7	Improbable	talud
3	2455	90	N	0.9	Improbable	talud
4	2465	60	N	0.8	Improbable	talud
5	2445	100	N	0.6	Improbable	talud
6	2425	95	NO	0.8	Improbable	talud
7	2425	50	NO	0.9	Improbable	talud
8	2420	50	NO	0.9	Improbable	lóbulos
9	2415	10	NO	0.7	Improbable	lóbulos
10	2395	90	NO	0.5	Improbable	depresión, lóbulos
11	2380	85	NO	0.7	Improbable	depresión
12	2345	75	NO	0.9	Improbable	talud, lóbulos
13	2335	60	NO	0.8	Improbable	Depresión

Tabla 21. Datos de las medidas de la temperatura basal del manto nival (B.T.S.) en la ladera norte de Peña Vieja (Serrano y González Trueba, 2004).

Los datos obtenidos a través de las medidas B.T.S. fueron complementados con la instalación de dos sensores para el registro continuo de temperaturas del suelo durante el período 2003-2005. Los termoregistradores (UTL1 Dattaloger) fueron enterrados en el suelo a una profundidad de 20cm. La realización de registros térmicos continuos permite caracterizar el régimen térmico del suelo, así como discernir entre la influencia atmosférica, la interna y las características y duración del manto nival (Haeberili, 1985; King, 1990; King et al., 1992, Delaloye, 2004).

Los registros térmicos realizados en la ladera NO de Peña Vieja, a 2.325 y 2.510 m respectivamente, muestran un comportamiento térmico que indica la improbable presencia de permafrost. Las temperaturas absolutas registradas son bastante moderadas (mínima absoluta de $-4,09^{\circ}\text{C}$, alcanzada sólo durante tres días), y a pesar de registrarse varios meses con temperaturas negativas, éstas eran en todo caso muy cercanas a 0°C .

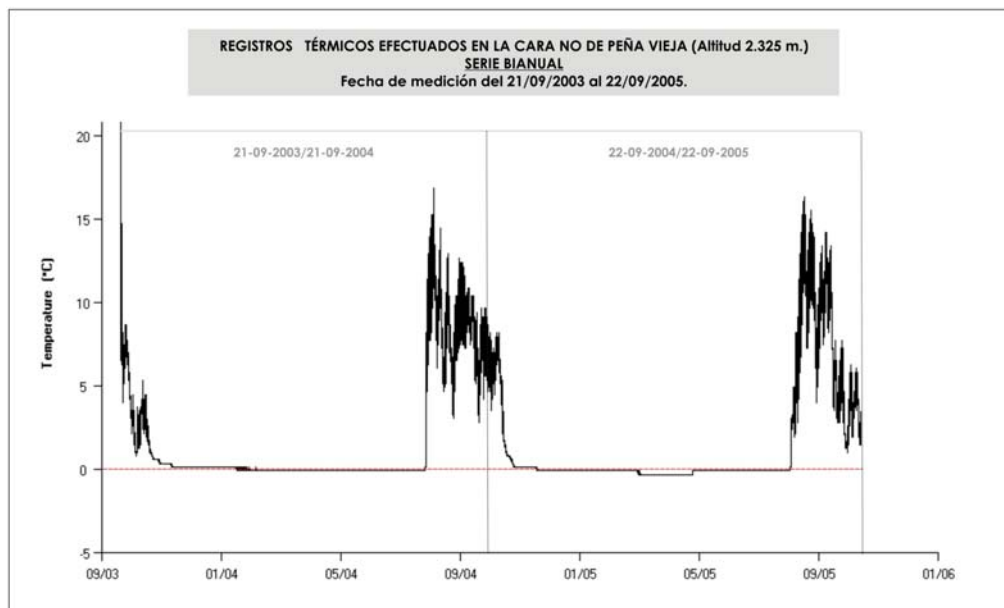
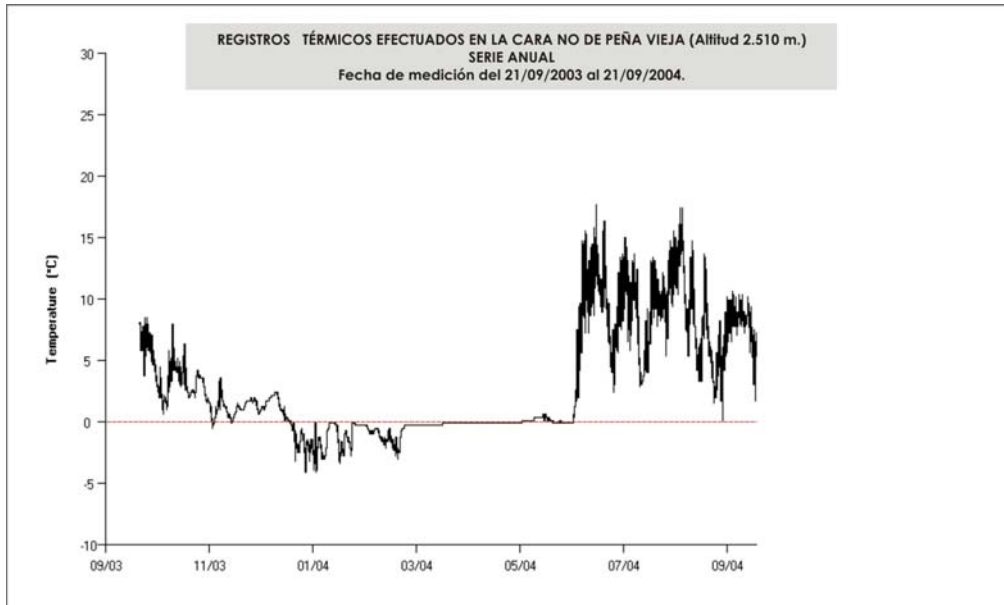


Figura 186. Registros térmicos continuos efectuados en la cara NO de Peña Vieja. La gráfica superior refleja la evolución anual de las temperaturas del suelo registrada a 2.510 m, mientras que la gráfica de la parte inferior, muestra la serie bianual registrada a 2.325 m.

	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A
Temperatura Media (°C)	6,82	1,96	0,22	0,13	0,06	-0,08	-0,08	-0,08	-0,08	-0,08	2,31	8,73

Tabla 22. Evolución de la temperatura media mensual del suelo en la cara NO de Peña Vieja, a 2.325 m, durante el período septiembre de 2003 hasta septiembre de 2004.

	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A
Temperatura Media (°C)	6,12	3,1	1,11	0,06	-1,16	-1,02	-0,19	-0,08	0,15	9,58	9,36	7,37

Tabla 23. Evolución de la temperatura media mensual del suelo en la cara NO de Peña Vieja, a 2.510 m, durante el período septiembre de 2003 hasta septiembre de 2004.

A 2.325 m, los meses con temperaturas medias del suelo por debajo de 0°C son 5, entre febrero y junio, mientras que el resto del año las temperaturas son positivas, siendo agosto con 8,73°C de media, el que presente los valores más altos. En el caso de los registros efectuados a 2.510 m, se han medido 4 meses con temperaturas medias por debajo de 0°C, dos de ellos, enero y febrero con valores medios por debajo de -1°C, y marzo y abril con valores negativos pero muy próximos a 0°C.

Los resultados expuestos muestran que atendiendo al factor altitud, no es probable la presencia de permafrost en el macizo, pues son ya muy escasos los terrenos por encima de los 2.500 m.

Sin embargo, es necesario llevar a cabo nuevos registros en los circos de altura mejor protegidos, allí donde los factores topoclimáticos, especialmente la protección que ofrecen las principales paredes norte ante la radiación solar, podrían permitir la existencia de un permafrost esporádico aún siendo la temperatura media anual del aire positiva.

Como se ha visto en el capítulo dedicado al glaciario histórico en el macizo, los circos glaciados durante la Pequeña Edad del Hielo son a priori las localizaciones más interesantes a comprobar, pues sus excepcionales condiciones topoclimáticas

favorecieron el desarrollo de pequeños glaciares incluso por debajo de la M.E.L.A. climática regional.

Como se ha mostrado en el caso de algunos macizos pirenaicos (Serrano et al., 2001; Lugon et al., 2003), la distribución espacial del permafrost de montaña en sectores glaciados en época histórica puede presentar un carácter extremadamente discontinuo, como consecuencia de la estrecha interrelación e interacción entre el permafrost y el desarrollo y dinámica de este tipo de pequeños glaciares.

En este sentido, la preservación de los heleros heredados del glaciario histórico, cubiertos y protegidos bajo un manto de derrubios superficial, podría además estar en relación con la presencia, de un permafrost también heredado y en desequilibrio con las condiciones climáticas actuales del macizo, y que podría mantenerse gracias a los factores topoclimáticos ya comentados. Además, hay que tener en cuenta que la respuesta térmica del permafrost a las modificaciones ambientales en superficie, es aún más lenta que la respuesta de los glaciares a los cambios climáticos (Haeberli, 1983, 1990; Haeberli & Beniston, 1998; Harris *et al.*, 2001; Serrano *et al.*, 2001; Lugon *et al.*, 2003; Delaloye, 2004).

Con el objetivo de dilucidar esta hipótesis, se insataron 2 termoregistradores en el circo norte del trasllambrión a 2.350 y 2.550 m respectivamente, pero lamentablemente ambos aparatos resultaron dañados de forma que no ofrecieron datos. Por tanto, si bien atendiendo al factor altitud, los datos aportados en el grupo Peña Vieja parecen indicar la no existencia de permafrost en el macizo, que deberá ser contrastada con nuevas mediciones, faltaría aún por comprobar las localizaciones con las condiciones topoclimáticas más favorables. La conservación de restos de hielo en los circos glaciados durante la Pequeña Edad del Hielo muestra que la temperatura media anual es allí cercana a 0°C, o al menos, que su reducida tasa de radiación solar, la compensa. De esta forma, asociado al recubrimiento de derrubios bajo el que están enterrados los heleros, podría existir un permafrost de montaña esporádico y semitemplado. Las formas periglaciares como lóbulos de geliflujión y, especialmente,

los montículos de hielo observados (frost mound), con mayor o menor desarrollo, en los tres casos: Llambrión, Palanca y Jou Negro, pueden ser un indicador de la existencia de permafrost.

Por el momento, la hipótesis planteada impide descartar la posibilidad de que exista un permafrost de montaña esporádico y marginal, en desequilibrio con las condiciones climáticas actuales, y que al igual que los heleros, estaría en proceso de degradación.

IV.4.3. El retoque de detalle ejercido por la karstificación.

IV.4.3.1. Descripción y análisis de formas.

El predominio del sustrato calcáreo hace de la karstificación un proceso de modelado fundamental en el área de estudio. A excepción del reborde sur, sureste, y en el sector del Collado de Pandébano, caracterizado por el afloramiento de materiales de tipo detrítico, el resto del macizo se caracteriza por el dominio absoluto de la roca caliza.

IV.4.3.1.1. Macroformas: las grandes depresiones glaciokársticas.

Como se ha señalado en capítulos anteriores, la acción modeladora de los glaciares cuaternarios ha sido el gran escultor del relieve del macizo. En relación con esto, si tenemos en cuenta las altitudes calculadas para la paleo-M.E.L.A. en cada fase glaciár, y considerando que por debajo de ella se hacen más efectivos la fusión y los procesos de deposición, las grandes formas de acumulación glaciár, especialmente los principales complejos morrénicos, cubren el sustrato calizo de buen parte de los fondos de valle medio e inferiores, impidiendo así la presencia de formas kársticas en superficie. Por el contrario, en la parte alta de la montaña, en el dominio de la roca

desnuda, las grandes formas kársticas se presentan como elementos articuladores principales del paisaje.

Debido a la infiltración de las aguas superficiales, la parte superior del macizo se caracteriza por la ausencia de una red de drenaje superficial, de forma que el perfil longitudinal del valle se muestra escalonado, formado por grandes depresiones cerradas, separadas entre sí por amplios umbrales rocosos.

La verticalidad de las crestas y paredes rocosas que forman los principales circos glaciares, contrastan con la profundidad de estas amplias depresiones, ambos elementos configuran el paisaje de alta montaña del macizo.

En el primer estudio de detalle de la morfología kárstica en los Picos de Europa, Miotke (1968), centrándose en el macizo occidental, ya reconocía la morfogénesis mixta – glacial y kárstica - de este tipo de depresiones. Su hipótesis se apoyaba además en el hecho de haber reconocido la existencia de suelos prewürmienses, fosilizados por los materiales de la última glaciación. De nuevo Smart (1986), esta vez analizando las formas del macizo oriental, vuelve a tratar el tema, coincidiendo con el investigador alemán en que las grandes depresiones cerradas que caracterizan el relieve de la parte superior de los Picos de Europa, han sido formadas a partir de depresiones kársticas preexistentes -dolinas de gran tamaño-, ensanchadas y profundizadas, en ocasiones formando uvalas por coalescencia, otras como consecuencia de la acción erosiva de los glaciares cuaternarios. La remodelación de las formas kársticas previas produjo un aumento de su eficacia como grandes captadores de agua que concentran a modo de embudo las precipitaciones y la fusión nival que pasan a alimentar el sistema endokárstico.

Como resultado, en los casos de mayores dimensiones, nos encontramos con depresiones de planta ovalada, de más de 1 km de diámetro, y varios cientos de metros de profundidad. Por lo general, su forma y distribución suele estar controlada por las líneas de debilidad, guiadas por las direcciones principales de la fracturación local NO-SE, S-N y NE-SO.

Siguiendo la clasificación de este tipo de formas aplicada a otras áreas de montaña kárstica (Nicod, 1972, 1976), y atendiendo a su morfometría, es posible diferenciar dos tipos fundamentales de depresiones glaciokársticas:

- a) *Depresiones en cubeta*, con un perfil transversal caracterizado por una topografía poco marcada y paredes en su borde de suaves pendientes. A modo de ejemplo en este grupo se incluyen el Hoyo de Lloroza o el Jou Sin Tierra.
- b) *Depresiones en artesa o caldero*, caracterizadas por una mayor profundidad y un reborde de fuertes pendientes, lo que favorece un aporte de derrubios de ladera mayor, que implica el relleno parcial de su fondo. Algunos de los ejemplos más destacados son el Jou tras el Picu, Jou de los Boches, Jou Sin Tierra, Jou de Cerredo, etc.

Como se ha señalado, estas grandes formas kársticas presentan una morfogénesis mixta glaciokárstica, de forma que, aunque siguen funcionando como formas de absorción de agua en la actualidad, son unas formas heredadas, cuyas dimensiones responden a una labor morfogenética hoy desaparecida, ya que su actividad es exclusivamente kárstica y nivokárstica.

IV.4.3.1.2. Meso y microformas kársticas y nivokársticas.

El proceso de deglaciación trajo consigo la activación de la secuencia paraglaciar, en la que las superficies trabajadas por la abrasión glaciar quedaron expuestas a la acción de los procesos de disolución.

La morfodinámica postglaciar asociada a los procesos kársticos ha venido a ejercer un retoque en detalle de las superficies deglaciadas, y la creación de todo un cortejo de formas que, a pesar de que en ocasiones llegan a abarcar grandes

extensiones de terreno, poseen una significación paisajística menor que las grandes formas heredadas de origen glaciokárstico.

El importante volumen de precipitaciones, tanto líquidas como en forma de nieve, que caracteriza al macizo en la actualidad, hace que la morfodinámica asociada a la disolución de las calizas sea un mecanismo plenamente funcional, dando lugar a una morfología de detalle muy característica (Miotke, 1968; Smart, 1986; Castañón y Frochoso, 1998; Serrano y González Trueba, 2004; Santos Alonso y Marquinez García, 2005). Para el conjunto de los Picos de Europa, Collignon (1985) ha calculado una tasa de ablación actual por disolución en torno a los 100mm/milenio.

El relieve de la parte superior de la montaña se caracteriza por una topografía muy atormentada, favorable a la acumulación de grandes espesores de nieve en las depresiones y abrigos existentes. De este modo, aprovechando las rugosidades del terreno, frecuentemente a favor de las fracturas, en el cruce de diaclasas, se favorece la formación de una gran diversidad de formas de disolución: dolinas, simas, pozos, así como una gran variedad de lapiaces que surcan e inciden los afloramientos rocosos al pie de las paderas, en los fondos descubiertos, o en los umbrales rocosos que separan las depresiones glaciokársticas.



Figura 187. Vista de la entrada al sistema endokárstico del Trave. Como vemos la boca de la cavidad está a favor del cruce de dos fracturas sobre la pared en forma de aspa.



Figura 188. Vista de detalle de un pozo con un nevero permanente en su interior. Esta depresión kárstica menor se localiza en el circo sur del Llambrión a 2.220 m. La foto fue tomada en septiembre de 2004, de forma que como vemos la nieve acumulada en el fondo de estas oquedades, puede llegar a perdurar durante todo el verano, a favor de la protección ante la radiación solar directa que ofrece la umbría del fondo de la depresión. De esta forma la labor de corrosión por goteo del nevero es más efectiva al perdurar durante más tiempo.

a) Depresiones kársticas y nivokársticas: dolinas y pozos.

El proceso de disolución y profundización del sustrato calcáreo por la fusión nival se hace más efectiva en las fisuras, dolinas, y pozos kársticos. Gracias a sus especiales condiciones de abrigo ante la radiación solar directa, la umbría de este tipo de microtopografías favorece la ralentización de la fusión del manto nival, y con ello el aporte de agua durante más tiempo.

Pero en los fondos de las depresiones glaciokársticas, no suelen darse este tipo de microformas kársticas asociadas al sustrato desnudo, ya que en la mayoría de los casos, su fondo suele estar relleno por depósitos morrénicos y el aporte de derrubios

de las laderas. Sin embargo, bajo dicha cubierta de derrubios continúan produciéndose los procesos de karstificación, de forma que, las microdepresiones generadas, bien por disolución o por colapso, dan lugar a unos hundimientos de la cubierta de derrubios de pequeño tamaño por lo general del orden de 1 m, y que en Picos de Europa reciben el nombre de *boches*. Estas dolinas de recubrimiento son comunes en la mayor parte del fondo de las depresiones glaciokársticas del macizo (ver figura 189).



Figura 189. Vista de las dolinas de recubrimiento, denominadas *boches*, que configuran una morfología característica de la mayor parte de los fondos rellenos de derrubios de las depresiones glaciokársticas mayores. En este caso la fotografía se corresponde con una pequeña depresión glaciokárstica al pie de la ladera NO de Peña Vieja.

b) Lapiaces.

En la mayor parte de los casos, y en detalle, las superficies de los afloramientos rocosos calcáreos aparecen retocados por amplios campos de lapiaces o *karren*. El efecto de los procesos kársticos da lugar a oquedades y surcos lineales de dimensiones variables, separados entre sí por tabiques, estrechos y agudos en unos casos y más

anchos y suavizados en otros. Los lapiaces son unas microformas de relieve que resultan de la disolución superficial de las calizas por el agua, tanto el aportado por las lluvias directamente, como el procedente de la fusión nival y el retenido en los suelos y formaciones superficiales. Esta particular morfología de detalle resulta de un tipo de disolución concentrada, generalmente a favor de las líneas de debilidad, tanto mineralógicas, como estructurales (Cvijic, 1924; Bögli, 1960; Sweeting, 1972).

Para el caso de los Picos de Europa, el estudio detallado de este tipo de formas kársticas menores ya ha sido abordado con anterioridad por F.D. Miotke (1968), centrándose en el caso del macizo occidental. Recientemente, también tomando como área de estudio un sector del macizo del Cornión, Santos Alonso y Marquínez García (2005) se centran en la clasificación de las formas de lapiaz y su génesis. Por su parte, otros autores han prestado especial atención a las formas derivadas de la karstificación nival en la alta montaña de los Picos de Europa (Castañón y Frochoso, 1994,1998; Serrano y González Trueba, 2001, 2004).

En función de la heterogeneidad de la roca caliza, de la diferente resistencia del sustrato, según su composición y estructura, van a surgir microformas características a modo de relieves positivos. Entre sus tipos destacan los relieves de Chert que son comunes sobre los materiales de la Formación Picos de Europa y las Calizas de Montaña; el caso de los relieves positivos a favor de la mayor resistencia de los restos fósiles contenidos en algunos estratos; o los diferentes comportamientos de las calizas y las dolomías ante los procesos de disolución (Miotke, 1968; Santos Alonso y Marquínez García, 2005). En otras ocasiones, las diferentes formas de lapiaz están asociadas a los planos de debilidad, tanto la fracturación, como los planos de estratificación, que guían la circulación del agua a favor de una disolución desigual de la roca. Siguiendo la terminología empleada por Bögli (1960), reutilizada por otros autores para el caso de los Picos de Europa (Miotke 1968; Santos Alonso y Marquínez García, 2005), a este conjunto pertenecerían lapiaces del tipo Klufkarren, Splittkarren, etc.

En función de la pendiente de la ladera sobre la que se desarrollan los lapiaces, es posible encontrar diferencias notables en la morfología de este tipo de microformas de relieve kárstico. Los afloramientos calcáreos verticales y subverticales dan lugar a unas formas canalizadas paralelas a la línea de máxima pendiente, separadas entre sí por agudas crestas o tabiques, y que reciben el nombre de rinnenkarren. Su trazado puede ser más o menos rectilíneo en función de la pendiente y la rugosidad de la roca, y con unas dimensiones que pueden ir desde unos pocos centímetros, hasta varias decenas de metros. En ocasiones laderas enteras pueden estar retocadas por este tipo de formas, dando lugar a amplios campos de lapiaces (ver figuras 190 y 191). Estas formas suelen darse al pie de los escarpes, o en las paredes de los umbrales que separan las principales depresiones glaciokársticas.

Como ya ha señalado Castañón y Frochoso (1998), un caso particular y de interés lo representa la combinación de los procesos kársticos de detalle sobre la superficie de la roca caliza, especialmente la formación de lapiaces, y la acción de la crioclastia, capaz de generar derrubios menores sobre el sustrato labrado por el glaciario. Este proceso da lugar a unas laderas de pendiente media, las denominadas *llambrias*, construidas, en los casos más ejemplares, a favor del dorso de las escamas cabalgantes, que aparecen recubiertas por delgadas pedreras cuyos materiales proceden de las paredes de los lapiaces por rotura a causa de los ciclos de hielo/deshielo. Este hecho ya fue descrito también en áreas de alta montaña calcárea pirenaica (Barrère, 1952). Este tipo de procesos también se pueden observar en general en todos los tipos de lapiaz, incluso en las acanaladuras más verticales, si bien en esos casos el material se acumula en la parte inferior de la pared. Castañón y Frochoso (1998) han señalado procesos de gelidisunción y gelidescamación en este tipo de formas kársticas de detalle, siempre a favor de la saturación por fusión del manto nival.



Figura 190. Vista de la pared del umbral de separación entre el Jou Sin Tierra y los Hoyos de Lloroza, retocado en detalle por la incisión de acanaladuras más o menos rectilíneas, los denominados rinnenkarren. Como se puede observar los canales de disolución se van haciendo más rectilíneos a medida que se acentúa la verticalidad de la pared.



Figura 191. Vista de una pared rocosa con lapiaz de tipo rinnenkarren al pie de la Morra del Carnizoso, a 1.940 m.



Figura 192. En ocasiones el karst asociado a la fusión nival sobre umbrales rocosos subhorizontales puede llegar a dar lugar a canales de lapiaz profundizados más de 1,5 m en la vertical. Las aguas y pináculos resultantes van siendo desmoronados progresivamente por la acción combinada de disolución y gelifracción, acumulando los gelifractos en el fondo de los canales (umbral rocoso a 2.350 al pie de la cara sur del Pico Tesorero, en el borde de la depresión glaciokárstica de Hoyos Sengros).

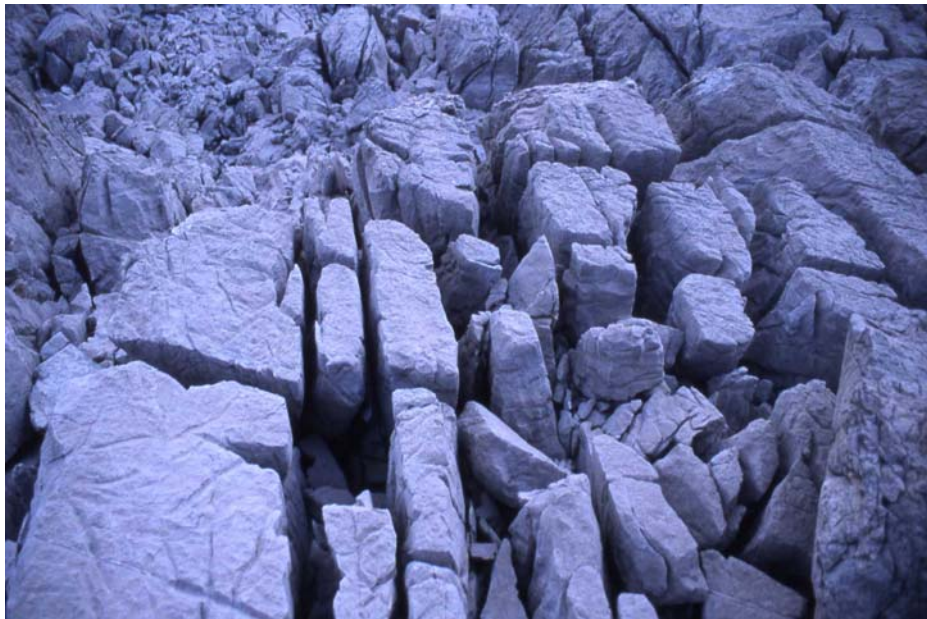


Figura 193. Aunque con una morfogénesis similar a la de la fotografía anterior, en esta ocasión, el cruce de las diaclasas de detalle ha guiado la profundización del lapiaz, dando lugar a un entramado en retícula que construye pináculos individualizados con formas rectangulares (umbral rocoso a 2.365 al pie de la cara sur del Pico Tesorero, en el borde de la depresión glaciokárstica de Hoyos Sengros).



Figura 194. Lapiaz meandriforme sobre una superficie subhorizontal. Este tipo de lapiaz suele darse sobre superficies horizontales o subhorizontales, en las proximidades de los neveros permanentes. Su morfología de detalle responde a una corriente de flujo en forma de remolino doble (Miotke, 1968). Son por tanto, un buen ejemplo de la relación entre forma de flujo, presión del agua y morfología resultante. A medida que aumenta la pendiente hacia la parte superior de la imagen, el canal se va encajando progresivamente, y el trazado se hace más rectilíneo, como consecuencia de un flujo e incisión más lineal.



Figura 195. Kamenitza desarrollada sobre una superficie horizontal, en las proximidades de un nevero. Como vemos esta forma esta conectada con tres canales de lapiaz meandriformes (Umbral entre el Jou Traslambrión y la cara norte de la Torre de la Palanca, a 2.270 m).



Figura 196. En esta foto se puede ver varios tipos de lapiaz de pequeña dimensión: lapiaz en huella de paso -Trittkarren- , relieves positivos a favor de silicificaciones, solution runnels, solution rippels, etc (sector superior canal de Dobresengos a 1.910 m).



Figura 197. En las superficies bajo los neveros se produce una efectiva labor de corrosión, que da lugar a formás en crestas centimétricas, muy agudas, afiladas y cortantes (sustrato rocoso en el umbral al pie de la Torre de la Palanca, a 2.320 m).



Figura 198. Otra forma de lapiaz son las crestas y aristas en rillenkarren. En esta ocasión de muy reducido tamaño, si bien en otras pueden dar lugar a formas decimétricas y métricas. Ejemplo localizado en la parte superior del Jou Lluengo.

Cuando la pendiente de las laderas se suaviza, la morfología generada por los procesos kársticos difiere creando un variado cortejo de formas de lapiaz más o menos canalizados y profundizados, con un trazado que puede ser desde rectilíneo a favor de la máxima pendiente (Wandkarren), hasta meandriforme (Mäanderkarren), en el caso de las superficies más llanas. Algunas de estas formas de karstificación nival adquieren su máxima expresión en las proximidades de los neveros permanentes, o al menos de larga duración, hasta bien avanzado el verano (Miotke, 1968). Aunque menos frecuentes, sobre zonas llanas, también es posible encontrar formas del tipo kamenitzas, pequeñas depresiones de forma variable, tendente a oval, con diámetros

que no suelen superar el metro de diámetro, y unos pocos centímetros de profundidad.

Sin embargo, en relación a la clasificación de las distintas formas de lapiaz, hay que advertir que las definiciones responden a unas simplificaciones de morfologías tipo, pero en la naturaleza, lo normal, la regla común son las formas de transición o combinación entre varios tipos de lapiaz.

IV.4.3.2. Factores geoecológicos interactuantes.

Miotke (1968) ha señalado y analizado la importancia de las características del flujo de agua sobre la superficie de la roca caliza y sobre los propios lapiazes una vez iniciados, pues va a condicionar la disolución del sustrato afectado, así como la morfología resultante.

Pero la sólo presencia de agua de fusión o las características del flujo de las mismas, no bastan para explicar la gran variedad de tipos de lapiaz que se pueden encontrar. La diversidad de factores geoecológicos interactuantes es fundamental para entender tanto la morfología, como la distribución y significación paisajística de este tipo de formas kársticas menores (Ginés, 2002).

Factores tales como la topografía, y especialmente la pendiente de la ladera, el tipo de caliza y las variaciones mineralógicas según las formaciones, las características y distribución de la nieve en función de la altitud, así como la presencia de suelos y vegetación, son todos ellos fundamentales para entender la gran variedad morfológica de formas de lapiaz y su distribución en el área de estudio.

- *La Topografía:* Como hemos visto, el relieve del macizo es muy abrupto, con continuas irregularidades, fuertes pendientes y desniveles que favorecen una gran variedad morfológica. Por encima de los 2.300 m, las fuertes pendientes, en su mayoría paredes verticales, no son propicias a la formación de lapiazes,

y el frío en relación a gelifracción, limita las superficies susceptibles o expuestas a la karstificación. Mientras por su parte, como hemos visto, el fondo de las depresiones glaciokársticas mayores aparece frecuentemente cubierto de derrubios, tanto depósitos morrénicos como los derrubios aportados desde las laderas circundantes. De esta forma los afloramientos rocosos de los umbrales que separan las depresiones, los pies de las paredes de menor pendiente y el fondo de algunas depresiones no cubiertos, son los terrenos más favorables y aptos para el desarrollo de los lapiazes.

- *La morfología de detalle del sustrato calcáreo y su relación con el glaciario:*

Este factor ya fue considerado por Miotke (1968) como fundamental en la construcción y distribución de las formas de lapiaz en los Picos de Europa. En efecto, la morfología de detalle generada por la abrasión glaciaria, que suaviza las irregularidades de la roca, y expone superficies molduradas, aborregadas y pulidas, facilita y favorece el flujo adecuado para la formación de amplios campos de lapiazes. De este modo, en algunas ocasiones, las superficies de abrasión glaciaria aparecen retocadas en detalle por campos de lapiaz de desarrollo incluso superior al que podemos encontrar en lugares tales como las sierras medias del Murallón de Amuesa (Cabezo de Salines, 1.491 m) y la Peña de Maín (Cabeza de la Mesa 1.605 m), sectores no ocupados por los hielos cuaternarios, y que han estado expuestos a la karstificación de forma continuada.

- *La génesis y funcionalidad actual de los campos de lapiaz y su relación con el*

proceso de deglaciación del macizo: En la actualidad, en algunos sectores relativamente bajos, en torno a los 1.400 – 1.600 m, como es el caso de la parte inferior de los Jous Lluengos, cuya especial morfología no ha favorecido que su fondo se haya cubierto de derrubios, sino que está formado por amplias superficies de abrasión, se encuentran algunos campos de lapiaz de notable desarrollo, superior incluso a muchos de los existentes en zonas más altas, a

pesar de que actualmente están expuestas a una morfodinámica de karstificación nival más intensa en relación a una mayor duración de la nieve en altura. Este hecho muestra que son formas en buena medida heredadas. A pesar de ser plenamente funcionales en la actualidad, su notable desarrollo se debe probablemente a los grandes aportes de agua de la fusión de los frentes glaciares y la génesis por tanto de intensos procesos de karstificación. Lo mismo ocurre en la parte superior de la montaña. Si comparamos los afloramientos calcáreos no cubiertos, existentes por encima de los 1.800 – 1.900 m, se puede ver como aquellos terrenos que permanecieron deglaciados durante el tardiglacial, o los próximos y coincidentes con los frentes de fusión de los glaciares de dicha fase, presentan un desarrollo de las formas de lapiaz, superior al de los terrenos próximos que se sitúan a mayor altitud, ya que estos últimos fueron deglaciados más tardíamente, y por tanto, el tiempo de remodelación kárstica postglacial ha sido inferior.

Esta situación implica la existencia de formas con génesis, desarrollos y edades variables, y derivado de ello, con una significación paisajística también distinta.

- *Las características y distribución de la cubierta nival y su relación con la formación de lapiazes en la actualidad:* Como se ha visto, la karstificación asociada a la fusión nival es fundamental para entender los procesos kársticos actuales en la parte superior de la montaña. Si se observa de nuevo la gráfica mostrada en el apartado dedicado a la evolución del manto nival en el macizo (Figura 127) , vemos como a lo largo del año, la distribución de la nieve varía considerablemente en función de la altitud. Por ello, la efectividad de los procesos kársticos actuales es mayor a medida que ascendemos en altura, donde por encima de los 1.900 m, la nieve puede permanecer en torno a 9 meses, de octubre a junio. Además, debido a la rugosidad del terreno, en la horizontal también pueden darse notables diferencias, con neveros permanentes

o de fusión retardada a favor de las irregularidades y abrigos puntuales del terreno (ej: dolinas, simas, pie de canales de aludes, pie de paredes en altura, etc.), todo lo cual va a determinar la disponibilidad de buena parte de los aportes de agua sobre aquellos sustratos calcáreos desnudos, y por tanto, la intensidad de los procesos de fusión.

- *El desarrollo de los suelos y la cubierta vegetal:* La presencia y grado de desarrollo de los suelos y la cubierta vegetal es otro factor fundamental que condiciona la distribución y funcionalidad actual de los lapiazes en el macizo. El límite inferior de los lapiazes actuales generalizados está en relación con el límite superior del bosque, y la existencia de suelos profundos que fosilizan los campos de lapiaz.

Por encima de los 1.900 m, los céspedes alpinos presentan ya una distribución cada vez más discontinua, y los afloramientos rocosos desnudos son ya dominantes en el macizo. Por debajo, de esta cota la distribución de las formas de lapiaz va a estar condicionada por la distribución de los afloramientos, cada vez más escasos a favor de la vegetación.

De nuevo sirve de ejemplo el caso de la parte superior de las sierras del Murallón de Amuesa o la Peña de Maín, con altitudes en torno a los 1.400 – 1.600 m. En este sector se pueden observar amplios campos de lapiaz no funcionales, cubiertos por suelos y una vegetación de porte y densidad variable. Estos terrenos no estuvieron glaciados durante la última glaciación, de forma que han estado expuestos durante largo tiempo a la acción de los procesos nivokársticos. Pero, como hemos visto, el ascenso de las temperaturas registrado desde la última glaciación, supuso un ascenso de los pisos morfoclimáticos, y con ello una expansión de los procesos de edafogénesis, y un avance de la colonización vegetal. Se pasó por tanto de un ambiente de rexistasia a uno de biostasia, que acabó por cubrir los amplios campos de lapiaz generados en fases morfogenéticas previas. Posteriormente, la

deforestación y modificación del límite superior del bosque por parte del hombre, habría supuesto un momento de reactivación o intensificación de los procesos kársticos sobre un karst semicubierto por suelos y con unas condiciones de alteración físico-química notables.

Los procesos de karstificación están presentes con mayor o menor intensidad, desde el fondo de las canales y gargantas, hasta la zona de cumbres. Teniendo en cuenta los factores expuestos, la distribución de las formas de lapiaz actual parecen encontrar su máximo desarrollo en una franja que se sitúa entre los 1.400 – 1.500 y los 2.200 – 2.300. Sin embargo, las formas de la parte inferior son en su mayor parte heredadas, con una dinámica actual menor, y una escasa relevancia paisajística, al estar cubiertas por suelos y vegetación. Por encima de los 1.900 m, las microformas asociadas a la karstificación nival son plenamente funcionales, abarcan amplias superficies y retocan en detalle las formas de origen glaciar.

IV.4.4. Morfodinámica actual en la montaña media: Procesos y formas asociadas.

Los terrenos de la parte inferior de la montaña fueron los primeros en deglaciarse, de forma que es allí donde se va a dar una secuencia morfogenética más larga y compleja. De este modo a las formas glaciogenéticas heredadas se van a superponer otras formas y depósitos derivados del retoque postglaciar, las cuales a su vez pueden ser objeto de remodelado por la morfodinámica actual. Como hemos visto, el ascenso de las temperaturas trajo consigo un ascenso de los pisos morfoclimáticos, y con ello el paso de un medio en rexistasia a una biostasia, caracterizada por el avance de la colonización vegetal y la fitoestabilización de las laderas.

A diferencia de la alta montaña donde los elementos y factores geomorfológicos naturales son dominantes, en la montaña media adquieren un papel fundamental los factores y elementos no geomorfológicos, entre los que las características y distribución de la cubierta vegetal, los suelos y las transformaciones del medio por parte de la acción humana son fundamentales.

La parte media y baja de la montaña se caracteriza por unas condiciones morfoclimáticas menos rigurosas. Este hecho va a implicar un cambio en el componente morfogenético y morfodinámico del relieve, lo que a su vez se va a plasmar en un cambio morfológico notable.

El descenso en altitud implica una suavización de las temperaturas y una reducción de los aportes y permanencia de la nieve, de forma que si la morfodinámica actual de la parte superior de la montaña se caracterizaba por el predominio de los procesos asociados al frío (hielo/deshielo) y la nieve (fusión nival, karstnival, etc.), en la montaña media, estos factores pierden importancia progresivamente, y la dinámica morfológica estpasa a estar controlada por los efectos geomorfológicos de la esorrentía superficial (dinámica fluviotorrential) y una

dinámica de laderas en la que la saturación de las formaciones superficiales, asistidas por la gravedad debido a las fuertes pendientes, provocan diferentes tipos de movimientos en masa.

De nuevo las particulares características topográficas del macizo, derivadas de las morfoestructuras y el modelado glaciar, implican la existencia de grandes desniveles, laderas de fuertes pendientes y paredones que frecuentemente conectan en la vertical sectores de la alta montaña con los fondos de valle, de forma que, a pesar de su baja cota, se dan procesos geomorfológicos y formas derivadas de los mismos propios de la alta montaña. Los efectos de los aludes de nieve de gran desarrollo, los despredimientos y caídas de bloques, no sólo gravitacionales, sino derivados de la gelifración en las partes altas, o los flujos de derrubios, son algunos de los procesos que ya hemos tratado y que como vimos pueden llegar a tener una relevancia morfológica y paisajística que desborda el ámbito de la alta montaña.

IV.4.4.1. Procesos y formas fluviotorrenciales: la incisión de las laderas y los fondos de valle.

Si la parte superior del macizo se caracteriza por la práctica ausencia de drenaje superficial, y con ello, la inexistencia de formas de erosión ligadas a las aguas corrientes, en la parte media e inferior de la montaña, las formas de incisión debidas a una dinámica de tipo fluviotorrencial adquieren una importancia clave, tanto en el funcionamiento geomorfológico del macizo, como en la configuración morfológica del paisaje de las laderas y fondos de valle.

Durante toda la secuencia postglaciar se continuó produciendo una incisión y profundización de la red hidrográfica. La máxima expresión de dicha dinámica geomorfológica lo constituyen las gargantas que bordean el macizo por su parte oeste y noroeste (Garganta del Cares, entre Cordiñanes y Poncebos) y noreste

(Garganta del Duje, entre Sotres y Poncebos). Como se ha apuntado, estos profundos tajos, que separan el macizo central del Cornión al oeste y de Ándara al este, estaban ya configurados con anterioridad a la última glaciación; libres de hielo durante ésta, las aguas corrientes han continuado su profundización sin cesar a lo largo de todo el cuaternario, llegando así hasta el momento actual.



Figura 199. Fondo de la garganta del Cares a la altura de *Las Canales - pasadizo de la presa*. Se puede observar la estrechez de la garganta, donde las paredes, completamente verticales, tan sólo distan unos pocos metros. El río Cares en la actualidad continúa con el proceso de incisión de la garganta. Generalmente el trazado heredado suelen seguir las líneas de debilidad, especialmente la fracturación y los planos de estratificación de los materiales, de ahí que el trazado pueda variar desde muy sinuoso a rectilíneo. En este caso como se puede apreciar el río a cincelado un tramo rectilíneo y estrecho, con un lecho de erosión de apenas 4 – 6 m, con escaso o nulo depósito fluvial, y sustrato aflorante.



Figura 200. La canalización de las aguas favorece el aumento de la energía del flujo, su capacidad de transporte de material, y con ello la labor erosiva y de pulido de la superficie rocosa. La rugosa y áspera caliza, se transforma por la acción de la erosión fluvial en paredes pulidas, en muchas ocasiones más profundas que anchas y que pueden llegar a generar microformas de erosión fluvial muy características, como es el caso, marmitas torrenciales con unas dimensiones de más de 1 m. Este tipo de formas de detalle no son muy abundantes. Se desarrollan en sectores del curso favorables al desencadenamiento de flujos turbulentos, capaces de acarrear las arenas y gravas del lecho y hacerlos girar en torbellino sobre las paredes laterales, generando poco a poco este tipo de morfologías en forma de pilas o marmitas.

Si la incisión fluvial ha labrado profundas gargantas sobre la roca caliza, el afloramiento de materiales menos resistentes a la erosión, especialmente en el reborde este y sur, ha facilitado la construcción de valles más abiertos, con pendientes fuertes pero no verticales. En estos sectores la dinámica morfológica postglaciar ha supuesto tanto una incisión del sustrato, retomando el fondo de los valles, ensanchados por las lenguas glaciares, como un desmantelamiento en mayor o menor medida de las formas de acumulación heredadas de la glaciación. La incisión de las formas y depósitos morrénicos continúa en la actualidad. Buenos ejemplos de

ello son el sector de Pido, Bulnes o los complejos depositados en las laderas al pie de las Peñas Cifuentes.

En la actualidad, la incisión fluviotorrencial continúa plenamente activo en las laderas medias y bajas, caracterizado por la profundización de las cabeceras e incisiones torrenciales (ver figura 201). En este sentido, se ha constatado un desmantelamiento de suelos y formaciones superficiales recientes, con la aparición de nuevas pequeñas cabeceras torrenciales, incisiones y cárcavas, formas generadas todas ellas en momentos muy recientes, subactuales, como consecuencia de la deforestación de estas laderas para el aprovechamiento ganadero de los pastos de altura, y la consecuente pérdida de fitoestabilización y la reactivación y/o intensificación de los procesos asociados a la arroyada tanto concentrada, como difusa.

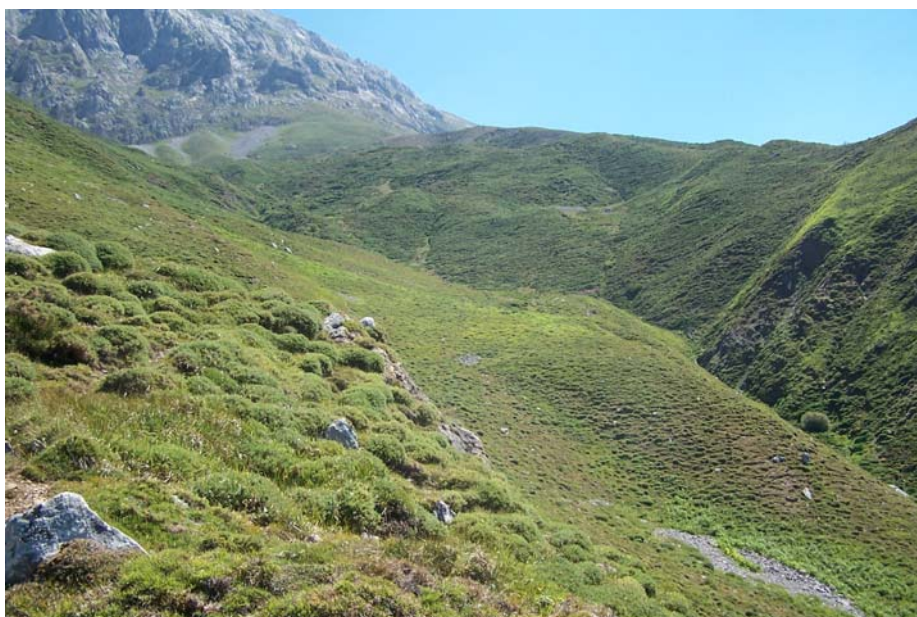


Figura 201. Vista de una cabecera e incisión torrencial al pie de las Traviesas de Salinas (parte inferior a unos 1.550 m aprox.). Los glaciares aprovecharon las cabeceras preexistentes, profundizándolas y ensanchándolas. Tras la retirada de los hielos, a lo largo de toda la secuencia postglaciar se reactivarían los procesos de tipo incisivo, dando lugar a vallejos de marcado perfil en V. La deforestación de estas laderas para el aprovechamiento de los pastos de altura, habría traído consigo una cierta intensificación de dichos procesos, al verse reducida la fitoestabilización del conjunto.

IV.4.4.2. Procesos y formas de acumulación en las laderas medias y bajas de la montaña.

- *Derrubios de ladera heredados y actuales:* Como se ha advertido, la topografía del macizo se caracteriza por la existencia de crestas y paredes verticales de gran desarrollo, que en ocasiones pueden llegar a conectar en la vertical las zonas altas con las laderas medias. Por ello, al pie de las principales paredes suelen encontrarse grandes acumulaciones de derrubios de ladera, taludes y conos colonizados por la vegetación. Son elementos heredados de condiciones morfoclimáticas anteriores más rigurosas. Aunque fosilizados y en parte recubiertos de vegetación, permanecen semifuncionales en la actualidad, especialmente en los tramos al pie de los sectores más inestables. Es posible observar pedreras activas de pie de pared, que fosilizan las formas mayores heredadas. El abastecimiento de material desde la pared se realiza a través de la propia caída por gravedad, así como el aporte derivado de los grandes canales de aludes y fracturas, que vehiculan tanto la caída de nieve y piedras en invierno, como de agua y derrubios el resto del año.

El resultado son taludes y conos de derrubios con un perfil longitudinal modificado y con una inclinación variable, por lo general algo menor. La colonización vegetal de la superficie de este tipo de formas es buena indicadora de la estabilidad del depósito. En superficie se caracterizan por el lavado de finos y la profusión de bloques por caída, dando un aspecto caótico y heterogeneo al conjunto. Son formas muy comunes al pie de las paredes de todo el área de estudio, con diferencias morfológicas que derivan de las condiciones locales de cada emplazamiento.



Figura 202. Vista del talud de derrubios semifuncional situado al pie de la cara S del Murallón de Amuesa. A unos 850 – 900 m, parte de la pedrera está colonizada por la vegetación, aunque la verticalidad de la pared sigue abasteciendo de derrubios al talud.



Figura 203. Pedreras activas y semiactivas en las laderas del fondo de la garganta del Cares. En estas dos imágenes se puede apreciar claramente la relación entre las grandes canales de aludes (A) y la conservación-construcción de conos de derrubios funcionales en la actualidad (B). Estos conos de derrubios aparecen desprovistos de vegetación, contrastando con los taludes y conos de derrubios próximos fitoestabilizados, formas heredadas de fases anteriores.



Figura 204. Vista general de la parte superior de la canal de Moeño. Se puede ver como las pedreras alojadas al pie de las paredes y a una altitud entre 850 – 1.000 m, aparecen en buena parte cubiertas de vegetación. Los sectores con mayor funcionalidad se sitúan en la parte superior justo debajo de la pared, bajo las principales canales y fracturas, o bien como consecuencia de las cicatrices abiertas por movimientos en masa.



Figura 205. Vista de las pedreras semifuncionales al pie del umbral de Fuente De (entre 1.090 - 1.300 m). En la parte izquierda de la imagen vemos como las pequeñas pedreras situados justo bajo la pared fosilizan el talud mayor recubierto de vegetación. En la salida de las grandes fracturas y canales de aludes se producen flujos de derrubios que remodelan el talud.



Figura 206. Conos de derrubios semifuncionales al pie de la garganta del Cares. Como se puede ver en la imagen, en ocasiones los derrubios de ladera llegan hasta el borde del propio lecho del río Cares (400 m). Las pedreras menos funcionales aparecen recubiertas de vegetación, mientras que en otras ocasiones, asociadas a canales de aludes o zonas de caída de piedras frecuentes, se puede encontrar taludes y conos de derrubios plenamente funcionales a pesar de su baja cota.

La fotografía (figura 206) muestra de forma sintética el funcionamiento geomorfológico de un sector de la parte baja del macizo. En este caso se corresponde con el fondo de la garganta horadada por el río Cares, a una altitud en torno a los 400 m. La vista está tomada aguas arriba, de forma que el río discurre hacia el fondo de la imagen. Por la parte derecha del Cares, vemos como se suman las aguas procedentes de una de las muchas surgencias kársticas que tienen el nivel de base próximo al de la red hidrográfica principal. Las laderas verticales o subverticales, abastecen de derrubios el fondo, formando pequeños conos de derrubios más o menos funcionales según su posición con respecto a las zonas de mayor inestabilidad y caída de piedras. Los situados en localizaciones menos preferenciales presentan una actividad menor, lo que ha favorecido la colonización de las pedreras por parte de la vegetación. Como se puede

observar, en ocasiones los conos de derrubios llegan a extenderse hasta el lecho del río, de forma que prácticamente éste se ha visto obligado a intersectarlos.

Esta situación nos sirve de ejemplo para mostrar que, a diferencia de la parte superior de la montaña, que en muchas ocasiones, como vimos, conforma un sistema cerrado de transferencia de energía y materia, las laderas medias suelen estar conectadas con el fondo de los valles, formando un sistema de transferencia de derrubios abierto y eficaz. Por los fuertes desniveles que se salvan en un escaso desarrollo longitudinal, las gargantas fluviales son el ejemplo más evidente y expresivo. Los fuertes pendientes existentes favorecen la rápida transferencia de derrubios desde las partes altas al fondo, a través de una gran variedad de procesos geomorfológicos (ej: caída libre, flujos de derrubios, desprendimientos, aludes de nieve, etc.). Los materiales aportados por las paredes se depositan a su pie, en ocasiones formando taludes y conos de derrubios construidos sobre el propio lecho del río. Por su perfil morfológico, extremadamente encajado, y régimen de caudal, especialmente en los momentos de crecida, el río es capaz de movilizar los derrubios. De este modo, el conjunto se presenta como un rápido sistema de transferencia y evacuación de materiales fuera del macizo. El resultado morfológico y paisajístico ha sido la incisión de unas gargantas fluvio-kársticas con una profundidad de más de 2.000 m.

- *Desprendimientos*: Debido a lo abrupto y vertical del terreno los desprendimientos de rocas son un proceso frecuente en el macizo, a todas las altitudes. Constituyen amontonamientos caóticos de materiales de tamaño heterométrico. En ocasiones sobre todo a favor de la topografía propia de las grandes fracturas y canales del reborde periférico, se forman verdaderas corrientes de bloques de fuertes pendientes y muy inestables. Su funcionalidad actual es alta, si bien las formas mayores son heredadas de fases anteriores dentro de la secuencia paraglaciar en relación a un medio periglacial riguroso y la relajación de las paredes tras la

retirada de los hielos. En el presente, en el ámbito de la montaña media sigue siendo un proceso activo, si bien muchos de estos amontonamientos de clastos y bloques aparecen colonizados por la vegetación e incluso se puede observar el desarrollo de suelos incipientes, lo que denota una dinámica muy atenuada en algunos sectores.

- *Deslizamientos*: Junto con las formas derivadas de la incisión fluviotorrencial, las formas asociadas a los movimientos en masa son las más características de la media montaña del macizo. Dentro de éstos, los deslizamientos de ladera destacan como una de las formas mayores más características. El 90% de los deslizamientos de ladera, especialmente los de mayor desarrollo, coinciden con el afloramiento de los materiales detríticos del reborde sureste y sur. Los casos más destacados los encontramos en el sector de Fuente De, bajo la pared SE de Peña Remoña, bajo la pared S del Pico Joracao - Pico Valdecoro, el deslizamiento en el sector de La Camba a la salida de la Canal de Moeño, en las laderas del Nevando, o entre el Cueto Viero y Cabeza de la Rasa en la vertiente norte de la Peña de Main. Se da por tanto un claro control estructural de dichas morfologías pues suelen localizar sus nichos de arranque en el contacto entre las calizas y los materiales pizarrosos, como es el caso de los tres primeros ejemplos citados, o a favor del buzamiento de los materiales calcáreos en el caso del deslizamiento de la Peña Main. Junto al control litológico y estructural, las características topográficas, y especialmente, la existencia de fuertes pendientes son un factor decisivo en el desencadenamiento de este tipo de formas derivadas de movimientos en masa de gran desarrollo. En relación con ello, la acción modelado de los glaciares cuaternarios produjo una excavación y ensanchamiento de las laderas de los valles, acentuando su pendiente e incrementando su inestabilidad. La retirada de los hielos habría favorecido el desencadenamiento de grandes deslizamientos de ladera. Los ya mencionados

deslizamientos de Fuente Dé responden a esta secuencia morfogenética, por tanto constituyen formas heredadas. El contacto entre las calizas, muy karstificadas, y las formación Remoña, impermeable, favorece la existencia de numerosas fuentes, entre las que el propio nacimiento del río Deva es la más destacada (Fuente Dé). Esta particular situación, junto a la confluencia de múltiples líneas tectónicas (frentes de cabalgamiento, fallas, etc), y a la posible distensión postglaciar de las paredes y laderas, que fueron cortadas perpendicularmente por la lengua glaciar, habría favorecido la génesis de procesos de deslizamientos de laderas, lo que supuso una notable alteración de la morfología glaciar previa.

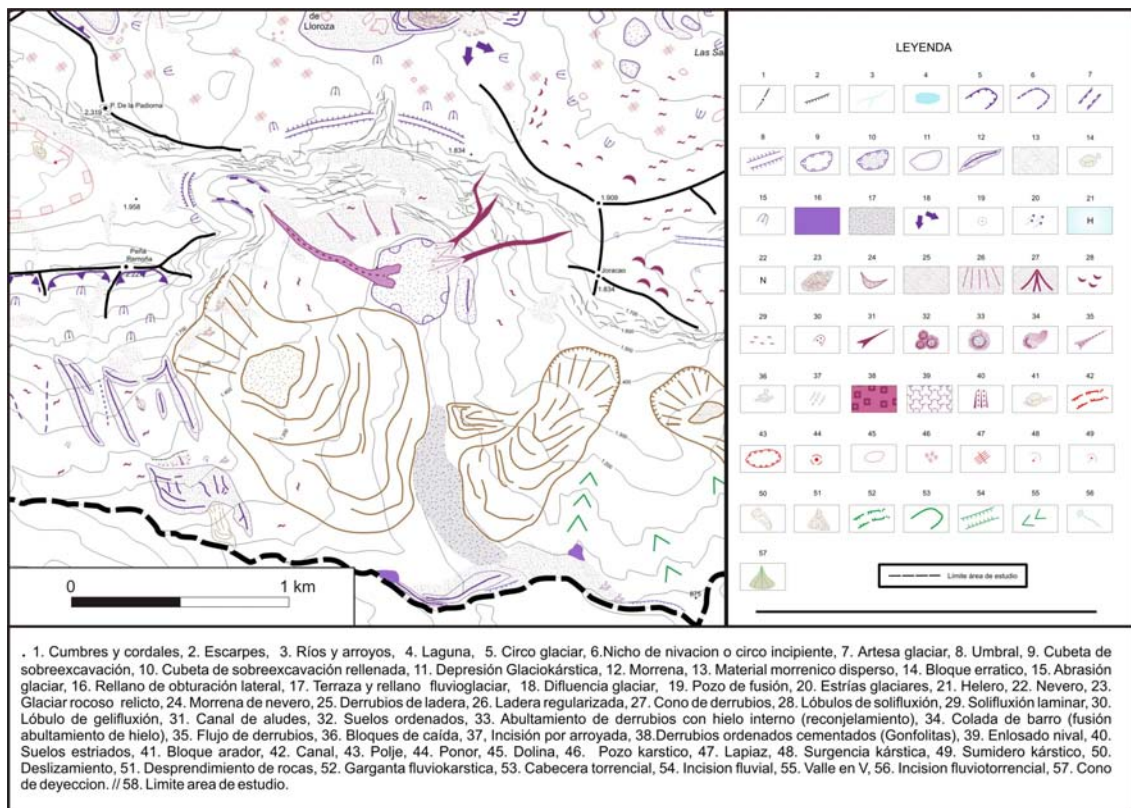


Figura 207. Esquema geomorfológico de detalle del sector de las laderas de deslizamiento de Fuente Dé.

El deslizamiento situado en el sector de la Llama Tiembre, al pie de la cara sur de Peña Remoña, supuso la ocupación parcial del fondo de la artesa en Fuente Dé. Es un deslizamiento rotacional que presenta un característico nicho o cabecera de arranque en forma semicircular, un rellano bajo el mismo y una lengua o cuerpo frontal alargado y que denota la forma del movimiento en masa.

La ladera de deslizamiento que se extiende desde el pie del Pico Joracao – Pico Valdecoro hasta la vega del Naranco, es de tipo traslacional, y al igual que en el caso anterior supuso una intensa modificación de del complejo morrénico de Pido. Ambos serían los ejemplos más destacados en los que se observa la respuesta morfogenética a la particular hidrodinámica condicionada por los condicionantes litológicos y estructurales y la acción erosiva glaciár, así como la existencia de materiales morrénicos adosados a las laderas (Ver figura 207).



Figura 208. Vista desde la parte superior del deslizamiento de La Camba, en la salida de la canal de Moeño. Este deslizamiento se produjo a favor del contacto entre las calizas y un pequeño afloramiento de materiales pizarrosos. Se puede observar claramente la forma semicircular del nicho de arranque, así como los rellanos formados y que han sido aprovechados posteriormente por las actividades humanas para la ubicación de una majada a favor de la existencia de fuentes de agua, que seguramente tuvieron mucho que ver con el desencadenamiento del proceso. Frecuentemente las cicatrices de los nichos dejan escarpes muy triturados e inestables que dan lugar a frecuentes desprendimientos y caída de bloques desde las paredes.

Como hemos advertido al principio la mayor parte de estos deslizamientos mayores son formas heredadas. Sin embargo, la morfodinámica de laderas en la actualidad también está plenamente funcional, aunque las formas generadas suelen ser de menores dimensiones. Su localización está en relación con la inestabilidad derivada de la zapa de los ríos, así como las alteraciones antrópicas, tanto con modificaciones directas del perfil de las laderas (ej: pistas forestales, construcciones varias, etc.) o con alteraciones indirectas a través de la deforestación o modificación de la cubierta vegetal y la reducción de la fitoestabilización de las laderas.

En el sector de Campodaves, a unos 1.450 m, se puede observar un pequeño escarpe que se corresponde con la cabecera de un deslizamiento de ladera postglaciar, coincidiendo con un manantial de agua a media ladera, y que supuso un retoque de los materiales morrénicos frontales. Recientemente, unas pocas decenas de metros por debajo, un deslizamiento de ladera ha provocado el desmantelamiento de la parte frontal de dicho complejo morrénico, a favor probablemente de las fuertes pendientes y la labor de zapa de la parte baja de la ladera, como consecuencia de la incisión ejercida por el río Cantiján. El proceso sigue activo en la actualidad generando un escarpe de unos 80 m de desnivel, desprovisto de vegetación y de gran inestabilidad, afectado por procesos de arroyada tanto difusa, como concentrada. Constituye un eficaz sistema de transferencia de derrubios desde la ladera a la red hidrográfica.

IV.4.4.3. Formas menores asociadas a los movimientos en masa lentos: soliflucción – reptación.

Pero si los grandes movimientos en masa favorecen la construcción de formas de modelado con entidad paisajística, las laderas medias y bajas del macizo están sujetas a la remodelación en detalle a cargo de procesos como la soliflucción y la reptación. Las formas asociadas a este tipo de procesos de ladera están generalizadas

en el ámbito de estudio, ocupando en ocasiones amplias superficies, contribuyendo a una removilización y regularización generalizada de las laderas. Al igual que en el caso anterior los sectores de litologías detríticas son los más característicos (ej: valle del Nevandi, Fuente Dé, Cifuentes, etc), pero no son los únicos, pues estos procesos pueden estar presentes allí donde haya una formación superficial susceptible de removilización. En relación con ello, la existencia de una topografía muy enérgica, con fuertes pendientes, juega un papel fundamental en el proceso de regularización de las vertientes, fosilizando en unos casos, remodelando en otros, las formas y depósitos previos, sobretodo heredadas de la acción glacial pleistocena. Por lo general, los coluviones de ladera suelen aparecer asociados a la formación de horizontes edáficos con los que presentan continuidad, así como su edad reciente, que por lo general establecemos como Holocena. La morfodinámica de laderas actual se presenta por tanto como un retoque superficial y moderado de las grandes formas de modelado heredadas de la última glaciación.

Este tipo de procesos tienen su máxima importancia en la parte superior de la montaña media, especialmente en el área de transición de la alta montaña a la media, en los sectores donde el límite superior del bosque natural ha sido rebajado de forma artificial. Por tanto, las características y distribución de la cubierta vegetal como veremos en el capítulo siguiente es un factor fundamental en la funcionalidad de este tipo de procesos de ladera actuales.

* * *

En definitiva, como hemos visto, en la alta montaña la dinámica morfológica y la configuración paisajística responden fundamentalmente a factores naturales, donde el relieve es el elemento articulador y dominante. La altitud, la estructura y la topografía, especialmente las pendientes, y sus implicaciones climáticas van a

determinar no sólo los procesos y formas dominantes, sino la escasa importancia de otros factores como la cubierta vegetal o la propia presencia humana.

A medida que descendemos, se produce un cambio en la dominante geomorfológica y paisajística. La montaña media se extiende por debajo del límite superior del bosque. El descenso de la altitud trae consigo un ascenso de las temperaturas, así como una reducción de la importancia de la cubierta nival. De este modo los procesos asociados al frío y la nieve característicos de la parte superior de la montaña, van siendo sustituidos progresivamente por la importancia morfológica y paisajística de la escorrentía superficial y los diferentes tipos de movimientos en masa. La suavización de las condiciones morfoclimáticas implica que la morfodinámica de la parte media e inferior de la montaña esté muy relacionada con otros dos factores geoecológicos: las características y distribución de la cubierta vegetal y las modificaciones derivadas de las actividades antrópicas, tanto directas, como indirectas a través de la modificación de la vegetación. Por ello no se puede entender la dinámica geomorfológica de la montaña media sin integrar en el análisis al resto de los factores geoecológicos. Por ello, la interrelación entre ambos y su plasmación geomorfológica y paisajística, será abordada en los siguientes capítulos.

