



Las formas periglaciares del Macizo de Las Ubiñas (Montañas Cantábricas)

Periglacial features in Las Ubiñas Massif (Cantabrian Mountains)

David GALLINAR CAÑEDO*, Jesús RUIZ FERNÁNDEZ, Cristina GARCÍA
HERNÁNDEZ

Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Oviedo/Uviéu, Asturias, España

*Autor de contacto gallinardavid@uniovi.es

<https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2022.44.0.9425>

recibido: 16/11/2022. aceptado: 28/12/2022

Abstract

Currently there are two active periglacial belts in Las Ubiñas Massif: the nivoperiglacial, located between 1750-1800 and 2100-2200 meters a.s.l.; and the cryonival, located above 2100-2200 meters a.s.l. to the top of the massif at 2417 meters a.s.l. (Fontán Sur). The nivoperiglacial belt, where the processes are more attenuated and the snow determines the geomorphological activity, is characterized by stable snow sheets between six and eight months per year, frequently triggering snow avalanches, as well as debris flows and landslides. Solifluction, streams and nival karst processes are also present. On the other hand, few freeze-thaw cycles have been observed in this belt. For its part, in the cryonival belt an intensification of the aforementioned processes can be seen, with the exception of snow avalanches, due to lower temperatures, around 1 °C and 3 °C on average per year, and a greater presence and duration of the snow and permanent snow patches. At these levels, cryoturbation generates patterned ground features such as stone stripes and stone-sorted circles.

Keywords: Las Ubiñas Massif, periglacial forms, nivation, crioturbation.

Resumen

En la actualidad existen dos pisos periglaciares activos en el Macizo de Las Ubiñas: el nivoperiglaciario, situado entre 1750-1800 y 2100-2200 metros s.n.m.; y en crionival, ubicado por encima de 2100-2200 metros s.n.m. hasta el techo del macizo a 2417 metros s.n.m. (Fontán Sur). El piso nivoperiglaciario, donde los procesos son más atenuados y la nieve determina la actividad geomorfológica, se caracteriza por mantos nivales estables entre seis y ocho meses al año, siendo frecuente que se desencadenen aludes de nieve, así como movimientos en masa rápidos como los flujos de derrubios, los argayos y las fanas, además de otros de movimiento más lento como la soliflucción, la arroyada y el karst nival, aunque se han observado escasos ciclos de hielo-deshielo. Por su parte, en el piso crionival se aprecia una intensificación de los procesos anteriormente mencionados, a excepción de la caída de aludes, debido a unas temperaturas inferiores, en torno a 1 °C y 3 °C de media anual y a mayor presencia y duración de la nieve y los neveros permanentes. En estas cotas la crioturación genera suelos ordenados (círculos de piedras y suelos estriados) y se observan procesos de gelidescamación y la gelidisyunción al combinarse la crioclastia y el karst nival.

Palabras clave: Macizo de Las Ubiñas, formas periglaciares, nivación, crioturación.

1. INTRODUCCIÓN

Pese a la existencia de algunas alusiones tempranas ya desde la segunda mitad del siglo XIX, podemos argumentar que los estudios sobre periglaciario, en sentido estricto, en el Noroeste de la Península Ibérica no arrancaron definitivamente hasta la segunda mitad del siglo XX. En este sentido, el V Congreso Internacional de la INQUA, celebrado en Madrid en 1957, supuso un punto de inflexión en la investigación de estos procesos y formas de modelado (HERNÁNDEZ PACHECO *et al.*, 1957), aunque como se puede apreciar en el trabajo de HAMELIN (1958), el núcleo de las investigaciones sobre periglaciario eran los Pirineos y, de forma secundaria, el Sistema Central, quedando la Cordillera Cantábrica prácticamente sin estudiar en este sentido. El primer intento en realizar un trabajo sobre periglaciario en las Montañas Cantábricas lo llevó a cabo HERNÁNDEZ PACHECO (1959).

Hubo que esperar al trabajo de BROSCHE (1978) para alcanzar un progreso significativo. Este autor elaboró el primer estudio pormenorizado sobre periglaciario en las Montañas Cantábricas, detallando muchos aspectos y sirviendo como una base sólida para futuras investigaciones. En su trabajo, BROSCHE (1978) realizó una recopilación exhaustiva de los límites actuales donde los procesos y las formas periglaciares son activos, situándolos entre 1850 y 2000 metros s.n.m., aunque también calculó un piso periglaciario superior a partir de 2200-2300 metros s.n.m. donde la dinámica periglaciaria es más intensa al estar presentes procesos como la crioturación, responsable de la formación de suelos ordenados. Además, documentó la existencia de bloques aradores, terracillas y diversas morfologías solifluidales en varios macizos, como los Picos de Europa y Fuentes Carrionas, relacionando también la formación y desarrollo de determinadas geoformas periglaciares con el sustrato rocoso de cada sector. Este trabajo fue sucedido por el realizado por CLARK (1981), quien trató sobre las características del clima frío en la Cordillera Cantábrica y algunas morfologías heredadas y funcionales, como las terracillas, y fue el primero en mencionar la existencia de glaciares rocosos en los Picos de Europa.

Tras estos trabajos pioneros, comenzó una etapa de consolidación de las investigaciones sobre periglaciario en el Noroeste peninsular, las cuales centraron su atención en el reconocimiento y descripción de formas y procesos periglaciares, tanto relictos como funcionales, aportando esquemas y una cronología relativa a partir de la morfoestratigrafía y/o por correlación de formas y depósitos con otros conjuntos montañosos de la Península Ibérica (ALONSO, 1989; CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1994, 1998; RODRÍGUEZ PÉREZ, 1995, 1998, 2009, 2015; GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, 2002; REDONDO VEGA *et al.*, 2004; SERRANO y GONZÁLEZ TRUEBA, 2004; GONZÁLEZ TRUEBA, 2007; GONZÁLEZ TRUEBA y SERRANO,

2010; SANTOS GONZÁLEZ, 2010; PELLITERO *et al.*, 2011; GÓMEZ VILLAR *et al.*, 2011; RUIZ FERNÁNDEZ, 2013; RUIZ FERNÁNDEZ *et al.*, 2014, 2016A, 2016B, 2017, 2019; SANTOS GONZÁLEZ *et al.*, 2015, 2016; SERRANO *et al.*, 2015, 2016A, 2018; GÓMEZ LENDE *et al.*, 2016; NIEUWENDAM *et al.*, 2016; OLIVA *et al.*, 2016).

Principalmente desde la entrada del nuevo siglo, se está generalizando la monitorización de formas periglaciares activas en las Montañas Cantábricas (SANTOS GONZÁLEZ, 2010; SANJOSÉ BLASCO *et al.*, 2016; SERRANO *et al.*, 2016B), así como las condiciones climáticas que favorecen su desarrollo (GONZÁLEZ TRUEBA *et al.*, 2007; SANTOS GONZÁLEZ *et al.*, 2009; RUIZ FERNÁNDEZ *et al.*, 2014A, 2017, 2019B; PISABARRO *et al.*, 2015, 2017). Asimismo, gracias a dicha monitorización se ha podido demostrar la presencia de permafrost aislado en los Picos de Europa, el cual está vinculado a los heleros heredados de la Pequeña Edad de Hielo (Hou Negro, Hou Tresllambrión y La Horcadona) (GONZÁLEZ TRUEBA *et al.*, 2007; SERRANO *et al.*, 2011; RUIZ FERNÁNDEZ *et al.*, 2017) y a las cuevas de hielo, como la de Peña Castil (GÓMEZ LENDE, 2015).

Finalmente, la dinámica de vertientes de áreas de montaña también es un tema de creciente interés entre la comunidad geomorfológica que focaliza sus trabajos en las Montañas Cantábricas, con estudios centrados en la solifluxión y en movimientos en masa rápidos como flujos de derrubios, desprendimientos o *argayos* y deslizamientos o *fanas*, varios de los cuales se analizan desde la perspectiva de los riesgos naturales (DOMÍNGUEZ CUESTA *et al.*, 1998, 1999, 2007; JIMÉNEZ 1999; DOMÍNGUEZ CUESTA, 2003; MARQUÍNEZ *et al.*, 2003; VALENZUELA, 2017; VALENZUELA *et al.*, 2017, 2018; GARCÍA HERNÁNDEZ *et al.*, 2018B; RODRÍGUEZ RODRÍGUEZ *et al.*, 2018), así como los aludes de nieve (SANTOS GONZÁLEZ *et al.*, 2010A; SERRANO *et al.*, 2016A; GARCÍA HERNÁNDEZ *et al.*, 2017A, 2017B, 2018A, 2018C, 2019). Se trata, en este caso, de formas y procesos no estrictamente periglaciares, o que se pueden generar al margen de dichas condiciones, si bien son comunes dentro de los ambientes periglaciares y también como respuesta a la dinámica paraglaciar.

Pese a los trabajos mencionados, aún quedan numerosos sectores montañosos cantábricos por estudiar en detalle con relación al periglaciarismo, incluyendo alguno de los grandes macizos de este ámbito peninsular como es el caso del Macizo de Las Ubiñas, que constituye el objeto de estudio de esta aportación. Cabe citar como principales aportaciones en el caso de este macizo el trabajo de CASTAÑÓN (1984), centrado en la descripción de la dinámica de aludes propia de un sector de Las Ubiñas (El Prau l'Albo), así como el reciente estudio de PEÑA PÉREZ (2021), que aborda los rasgos morfométricos de varios canchales situados en la vertiente leonesa del citado macizo.

Por ello, el principal objetivo del presente trabajo consiste en investigar los procesos y formas de origen periglaciar, tanto relictos como funcionales del Macizo de Las Ubiñas, localizando e identificando todas las geoformas existentes, así como dando una posible explicación de su génesis y evolución.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El Macizo de Las Ubiñas se sitúa en la divisoria de aguas del Macizo Asturiano, específicamente en la parte central, destacando como uno de los sistemas montañosos de mayor elevación de estas montañas, entre las que El Fontán Sur (2417 metros s.n.m.), El Fontán Norte (2416 metros s.n.m.) y Penubina «La Grande» (2414 metros s.n.m.) son sus cimas más elevadas. Se encuadran geológicamente en el sector Noroccidental del Macizo Hespérico, y específicamente en el área centro-Sudoeste de la Zona Cantábrica (LOTZE, 1945), en una región de contacto entre la Cuenca Carbonífera Central (hacia el Este), y la Región de Pliegues y Mantos, integrada por el Manto de Bodón en la Unidad de la Sobia-Bodón (al Oeste) (JULIVERT, 1983; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1983). Además, Las Ubiñas se ubican en la bisectriz del Arco Astúrico (llamado también Arco Ibero-Armoricano y Rodilla Astúrica) (CASTAÑÓN, 1983; ALLER, 1984) y están atravesadas por la Falla de León, la cual delimita en parte la Cuenca Carbonífera Central (de vergencia centrífuga) y la Región de Pliegues y Mantos (de vergencia centrípeta respecto al trazado del Arco Astúrico), siendo de vergencia opuesta entre sí (LLOPIS LLADÓ, 1964).

Litoestratigráficamente, Las Ubiñas se constituyen en un macizo calcáreo en el cual las principales cumbres, todas carbonatadas, resaltan sobre valles detríticos, especialmente pizarrosos, así como cuarcíticos, areniscosos y conglomeráticos. Las edades del roquedo son paleozoicas (comprendidas entre el Cámbrico y el Carbonífero) (TRUYOLS *et al.*, 1982), a excepción de una testimonial sucesión cretácica de extensión escasamente relevante dentro del área de estudio (ALONSO *et al.*, 2007). Estos materiales se han configurado a partir de las orogénias Varisca y Alpina, las cuales fracturaron, plegaron y sobre elevaron el macizo hasta su configuración actual, retocada por los procesos fríos desarrollados durante el Cuaternario (TRUYOLS *et al.*, 1982). Así pues, las potencias de las calizas y las dolomías sobrepasan los 1000 metros de espesor vertical y puntualmente alcanza los 1500 metros (TRUYOLS *et al.*, 1982), dotando al paisaje de un aspecto abrupto y enhiesto en el que abundan las paredes verticalizadas de entre 300 y 500 metros.

El clima de Las Ubiñas, monitorizado en estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), muestra unas precipitaciones medias que oscilan entre los 958 y 1406 mm anuales en cotas de entre 1120 metros s.n.m. en Miñera de Lljuna, en la vertiente leonesa (donde se observa una marcada sombra pluviométrica), y los 1480 metros s.n.m. en la estación de Valgrande Payares (en la vertiente asturiana, donde las cantidades son sensiblemente más elevadas). Estas precipitaciones se producen, en un elevado porcentaje, en forma de nieve en las cotas más altas, tal y como se observa en la estación de Lleitariegos, donde se han documentado 83 días de nevadas al año, y en los Picos de Europa, donde MUÑOZ JIMÉNEZ (1982) observó 85 días de nevada anuales, lo que suponen el 70 % de los días de precipitación totales. Así pues, las abundantes nevadas y las consecuentes capas que se forman, así como su evolución interanual, su fusión y redistribución, determinan las condiciones de los cinturones periglaciares de Las Ubiñas. Asimismo, en las estaciones de la AEMET situadas a mayor altitud en sectores circundantes se registran temperaturas medias anuales

que oscilan entre 6,3 y 7,2 °C y cuyas amplitudes térmicas medias son de 12,5 °C a 13 °C. No obstante, estas temperaturas, tomadas en el rango de los 1500 metros s.n.m., son muy superiores a las registradas en los sectores culminantes, ya que, aplicando el gradiente adiabático vertical calculado por MUÑOZ JIMÉNEZ (1982) en 0,562 °C de descenso térmico por cada 100 metros ganados, dicho autor situó la isoterma de 0 °C a 2400-2500 metros s.n.m. y 2,7 °C a 2000 metros s.n.m., encuadrando a Las Ubiñas en el tipo Dfsc según la clasificación climática de Köppen.

En cuanto a la vegetación, en los cinturones inferiores de Las Ubiñas dominan los bosques planocaducifolios, especialmente los hayedos (*Fagus sylvatica*) y algunos robledales (*Quercus petraea*), así como acebedas (*Ilex aquifolium*) intercaladas en bosques clareados con otras especies como el tejo (*Taxus baccata*) y el serval (*Sorbus aucuparia*), como se observa en El Puerto Güeria. No obstante, en los sectores subalpinos de Las Ubiñas, las especies dominantes son las arbustivas y las herbáceas debido a condiciones climáticas más rigurosas, así como a la secular actividad humana, especialmente la ganadería, en actual retroceso (en este sentido, es frecuente que el límite real del bosque esté varios centenares de metros por debajo de su límite potencial, como consecuencia del fomento de las formaciones arbustivas y herbáceas con fines pascícolas).

3. METODOLOGÍA

El presente trabajo se ha realizado a partir del reconocimiento de procesos y formas de modelado periglacial en el Macizo de Las Ubiñas, efectuado en el campo en sucesivos recorridos desarrollados entre los años 2012 y 2022. En dichas expediciones se han estudiado las morfologías existentes, su distribución espacial, su funcionalidad, su gradiente altitudinal, así como la interrelación con otros procesos y formas de modelado activas o relictas (concretamente los heredados del glaciario cuaternario que se conservan y de los procesos kársticos y gravitacionales).

4. RESULTADOS

A continuación, se estudiarán las morfologías derivadas de la acción modeladora periglacial presentes en el Macizo, atendiendo a sus tamaños, morfogénesis y actividad funcional o relictas. Se diferenciarán cinco procesos de modelado principales: la crioturbación y la acción de la helada, que genera suelos estriados y círculos de piedras, así como agujas de hielo en el segundo caso; la crioclastia, que provoca la formación de conos de derrubios y lleras (junto a otros procesos, como se explicará posteriormente); el permafrost, que labró los glaciares rocosos; la soliflucción, que favorece la aparición de lóbulos de soliflucción, bloques aradores, terracillas y suelos almohadillados; y la nivación, responsable de la formación de aludes de nieve, morrenas de nevero y nichos de nivación. Junto a estos procesos periglaciares y nivales básicos, se han observado otros

no exclusivos de los medios periglaciares, como son los movimientos en masa rápidos (flujos de derrubios, deslizamientos y desprendimientos) que, no obstante, tienen grandes implicaciones geomorfológicas en Las Ubiñas y, en general, en toda la alta Montaña Cantábrica.

4.1. Crioturbación y acción de la helada

4.1.1. Crioturbación

La crioturbación es un proceso de modelado que afecta al suelo y que es provocado por la acción del hielo. Dependiendo de la pendiente de la ladera y del tamaño y tipo de materiales se pueden generar diferentes morfologías, aunque todas tienden a formar suelos ordenados (principalmente en bandas, círculos, polígonos y redes) a partir de la reorganización granulométrica provocada por el levantamiento de partículas (FRENCH, 2018).

Desde el punto de vista ambiental, la crioturbación reviste de gran interés debido a que es una señal de actividad periglaciares. En Las Ubiñas se han observado evidencias muy atenuadas de crioturbación a partir de 1750 metros s.n.m. en sectores como La Becerrera. Sin embargo, es a partir de 2100 metros s.n.m. cuando se aprecian mejor los efectos de la crioturbación, ya que se han encontrado numerosas morfologías funcionales, aunque de carácter incipiente.

Durante la fase de enfriamiento climático que supuso la Pequeña Edad de Hielo (OLIVA *et al.*, 2018A), la crioturbación debió de ser un proceso que afectó con mayor intensidad a Las Ubiñas y cuyos efectos se notaron por debajo de las cotas en las que se presenta actualmente, ya que se han observado indicios y morfologías inactivas y relictas en el cinturón altitudinal entre 1600 y 1700 metros s.n.m. Así pues, se trata de un proceso de modelado que ha ido fluctuando con los sucesivos cambios climáticos desarrollados a lo largo del Holoceno, y cuya tendencia actual es la de atenuarse y producirse cada vez en cotas más altas (OLIVA *et al.*, 2018B).

4.1.1.1. Suelos estriados. Los suelos estriados constituyen una de las morfologías típicas derivadas de la acción de la crioturbación. Pueden estar relacionados con la existencia de permafrost, pero en Las Ubiñas se generan a partir de la presencia de hielo estacional en las capas superficiales. Se han identificado como unas formaciones superficiales bandeadas que alternan materiales finos y otros algo más gruesos con anchuras de ~5 centímetros (figura 1) y sobre porciones de terreno que no suelen exceder los 10 m². Estas geoformas se encuentran por encima de 1900 metros s.n.m. (figura 2 C), aunque preferentemente aparecen en cotas más altas, abundando en la ladera septentrional de Los Fontanes, entre 2330 y 2400 metros s.n.m., donde se han encontrado varios de los ejemplos mejor definidos (figuras 2 A y B). No obstante, su presencia en el área de estudio suele ser escasa, con morfologías incipientes o de poco desarrollo.

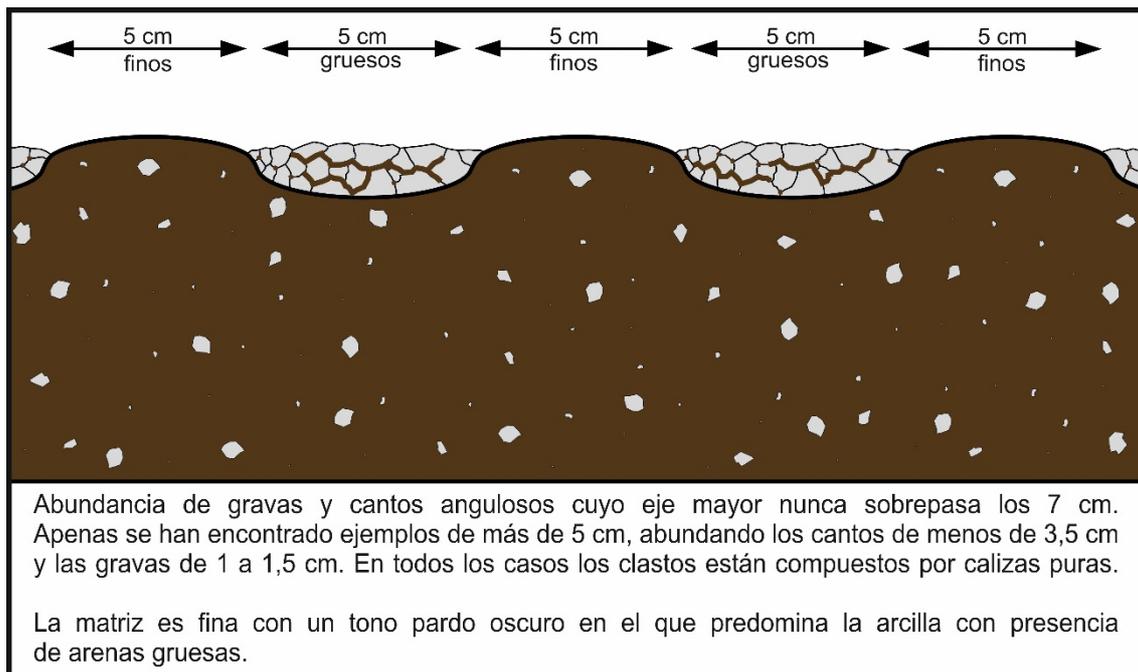


Figura 1. Esquema del perfil de los suelos estriados encontrados en Los Fontanes. Fuente: elaboración propia.

Además de la acción del hielo, para su formación también es necesario que exista algo de pendiente (figura 2 D), aunque poco acusada, encontrándose generalmente en laderas con entre 5° y 15° de desnivel conforme a la inclinación del terreno. Asimismo, la abundancia de materiales finos determina su proliferación, pues en Las Ubiñas solo se han observado allí donde abundan las partículas de tamaño grava junto a matriz fina. Así pues, estos procesos de modelado aún continúan activos en Las Ubiñas, al igual que en los sectores de mayor altitud del Macizo Asturiano, como los Picos de Europa (GONZÁLEZ TRUEBA, 2006; RUIZ FERNÁNDEZ, 2013; RUIZ FERNÁNDEZ *et al.*, 2016B) y Fuentes Carrionas (PELLITERO, 2012).

4.1.1.2. Círculos de piedras. Los círculos de piedras son morfologías superficiales de forma circular u ovalada compuestos por un núcleo de materiales finos rodeado por un cinturón de partículas más gruesas (figura 3). En este caso se forman en terrenos donde la pendiente es nula o escasa, y allí donde existen suelos con abundancia de matriz fina y clastos de tamaño grava o canto pequeño. Como en el caso anterior, es posible encontrar dichas geofomas a partir de 1900 metros s.n.m. (figura 3 B), aunque en estas cotas se tratan de casos relictos o escasamente funcionales que suelen tener vegetación en sus bordes e incluso a veces en su interior, siendo un indicio de pérdida de actividad; mientras que a partir de 2100 metros s.n.m. se observan ejemplos funcionales (figura 3 A). Es habitual encontrarlos en la superficie de las morrenas pertenecientes a las Fases Glaciares de Altitud, así como en sectores elevados con algún desarrollo del suelo, como en las depresiones glaciokársticas de mayor elevación. Los puntos en los que se han identificado estas morfologías e indicios de su funcionalidad son: El Planón, Cuapalacio, El Fuexu

Llengu, Penubina, Los Fontanes (figura 3) y el Colines, es decir, las cimas y los circos glaciares de mayor altitud del área de estudio, siempre por encima de 1900 metros s.n.m. y preferentemente a partir de 2100 metros s.n.m.

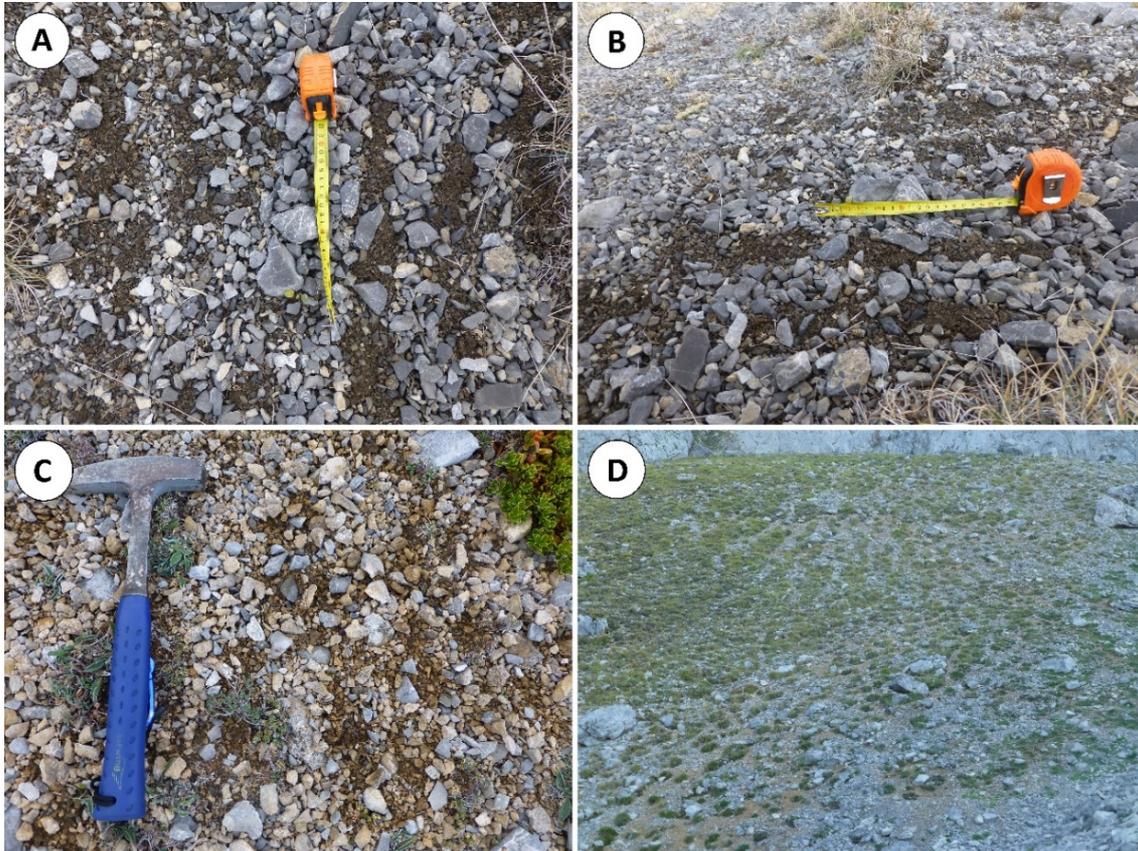


Figura 2. Suelos estrados. (A y B) Los Fontanes, 2360 metros s.n.m. (C) Morrena en Cuapalacio, 2080 metros s.n.m. (D) Cuapalacio, 1900 metros s.n.m. Fuente: elaboración propia.

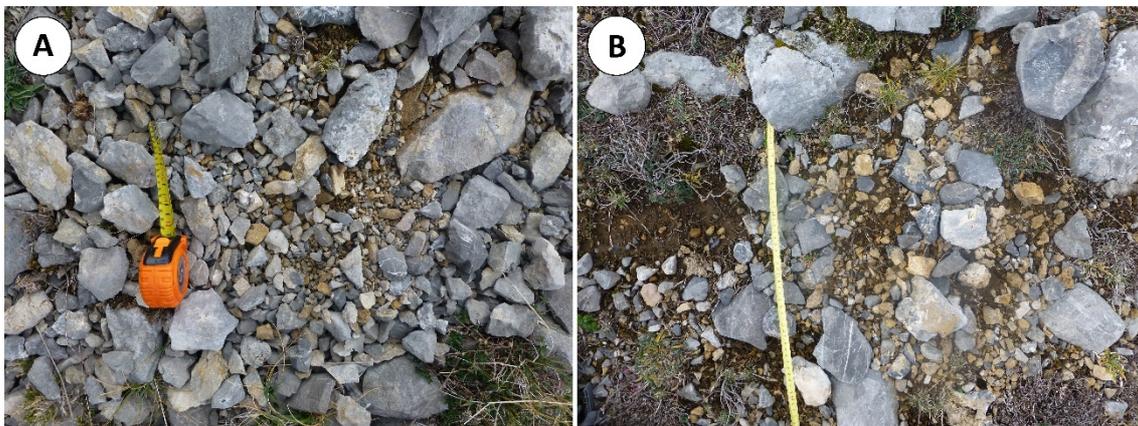


Figura 3. Círculos de piedras en Cuapalacio. (A) 2100 metros s.n.m. (B) 1900 metros s.n.m. Fuente: elaboración propia.

En cuanto a los factores que determinan su génesis, cabe citar la formación de hielo en el suelo siguiendo ciclos estacionales o bien diarios, los cuales provocan la extrusión de finos en el centro de estas morfologías, empujando hacia los bordes los materiales gruesos. En cualquier caso, los círculos de piedras de Las Ubiñas son poco abundantes y desarrollados, debido a la escasez de terrenos sin pendiente en las cotas más altas del área de estudio, así como a la progresiva pérdida de funcionalidad desde el enfriamiento climático de la Pequeña Edad del Hielo hasta el presente (OLIVA *et al.*, 2018A, 2018B).

4.1.2. Acción de la helada

Las agujas de hielo, conocidas también como hielo acicular, hielo de exudación o por su término en sueco: *pipkrakes*, son pequeñas morfologías, habitualmente de menos de 10 centímetros de longitud (aunque en condiciones óptimas de frío, humedad y existencia de finos, algunos autores han observado ejemplares de más de 15 centímetros de longitud (ARNÁEZ VADILLO, 1983). No deben confundirse con las agujas de hielo policíclicas, que pueden alcanzar longitudes superiores, incluso de más de 50 centímetros (GEIGER, 1990), compuestas por hielo y con forma de pequeños pináculos (figuras 4 y 5).



Figura 4. Agujas de hielo en el entorno de La Fuente Vallao, a 1750 metros s.n.m. Fuente: elaboración propia.



Figura 5. Superficie sin pendiente sobre una morrena en Cuapalacio (1900 metros s.n.m.) Piedras enmarcadas por el levantamiento de finos provocado por la acción de la helada. En la imagen el suelo está totalmente congelado en superficie. Fuente: elaboración propia.

Se forman cuando la atmósfera permanece estable y se dan condiciones de helada, por lo que habitualmente crecen durante las noches despejadas y con vientos flojos o en calma de los meses fríos sobre suelos húmedos. Para que aparezcan agujas de hielo, la temperatura del aire no es tan importante como la del suelo, ya que pueden llegar a desarrollarse a partir de 1,5 °C debido a que a ras de suelo la temperatura tiende a ser inferior (BRANSON *et al.*, 1996; GRAB, 2001). Asimismo, las heladas no deben de ser excesivamente intensas, ya que, si la onda de frío penetra el suelo congelando más de 5 centímetros de profundidad, la humedad de la que se nutren las agujas de hielo desaparece y no pueden seguir creciendo (MATSUOKA, 1998).

Así pues, tal y como indican los datos de estaciones meteorológicas próximas de AEMET (figura 6), las heladas son recurrentes en el Macizo Asturiano, lo que favorece el crecimiento de agujas de hielo, con una media de 170 días de helada en Lleitariegos (1530 metros s.n.m.) para el período 1967-1971 que se reducen a 99 días de helada entre 1997 y 2018. Por su parte, en San Isidro (1510 metros s.n.m.) se producen 133 días de helada (1991-2018), en Payares (1480 metros s.n.m.) 91 días de helada (1997-2018) y en Miñera de Lluna (1120 metros s.n.m.) 90 días de helada (2009-2018). Las heladas acontecen principalmente en invierno, en menor medida en primavera y otoño, y son poco probables en verano.

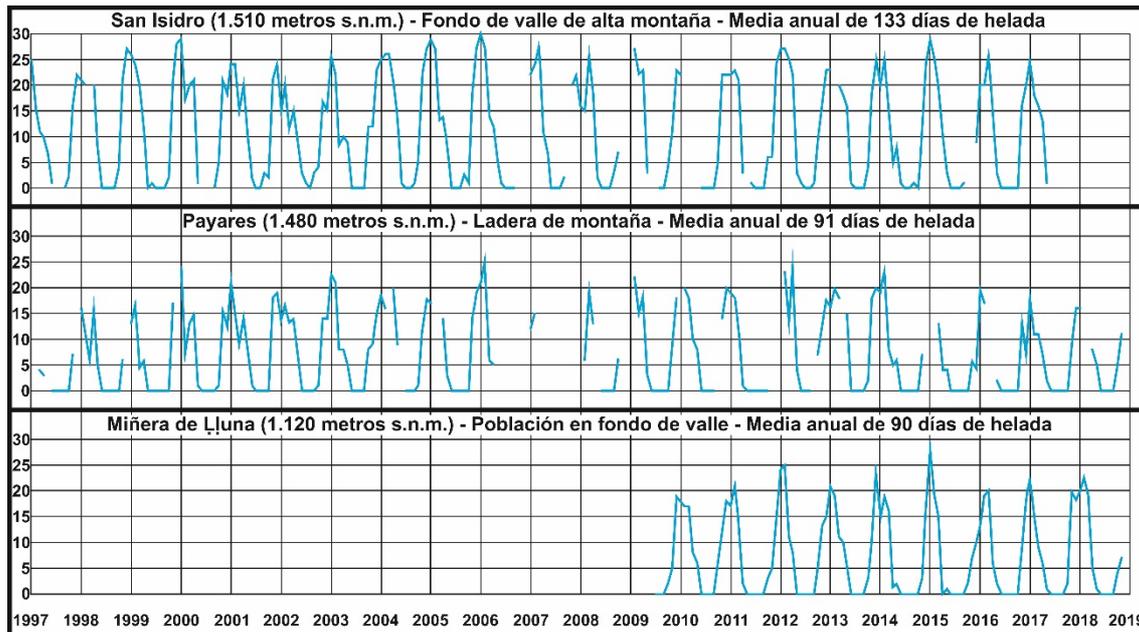


Figura 6. Evolución interanual de los días de helada producidos entre 1997 y 2019 en las estaciones meteorológicas de San Isidro (1510 metros s.n.m.), Payares (1480 metros s.n.m.) y Miñera de Lljuna (1120 metros s.n.m.). Fuente: elaboración propia a partir de datos de AEMET.

Estas morfologías suelen ser efímeras, apareciendo por la noche y fundiéndose durante las horas de luz. No obstante, en días en los que no se alcanzan temperaturas positivas o en sectores protegidos por la proyección de sombras, las agujas de hielo pueden perdurar durante varios días consecutivos, aumentando su tamaño y formando campos de agujas de hielo policíclicas. Estas últimas se distinguen de las simples por su mayor tamaño y por presentar tramos intermedios en los que queda algún sedimento que marca cuando se detuvo el proceso de crecimiento de un día, antes de seguir progresando al siguiente. Además, suelen crecer en espacios amplios, a veces con más de 10 m².

Las agujas de hielo ejercen una labor de redistribución de los materiales superficiales al removilizar las partículas. No obstante, crecen preferentemente sobre suelos con abundancia de finos, tal y como se ha podido observar en el campo. Sin embargo, no son selectivas y son capaces de levantar y desplazar gravas e incluso cantos, especialmente si se encuentran en posición planar, siendo algunos de más de 10 centímetros de eje mayor. Mientras que, al deshacerse, el suelo pasa a estar muy húmedo, incluso saturado de agua, lo que favorece el deslizamiento de materiales por la superficie de las laderas.

La vegetación es otro factor importante en la formación de las agujas de hielo, ya que en Las Ubiñas no se han encontrado en terrenos con abundancia de matorral o con espesas cubiertas herbáceas. Sin embargo, sí que se han observado en el límite superior de los hayedos, donde escasea el sotobosque, y en praderías discontinuas, poco densas o con calvas (posiblemente debido a la propia acción de las agujas de hielo). Esto se debe a que la vegetación densa protege y aísla la superficie y los materiales finos del suelo de las heladas, fijándolos bajo sus ramas, hojas y raíces (según PÉREZ (1989), la temperatura

bajo los arbustos puede ser entre 4 °C y 7 °C superior a la temperatura ambiente en condiciones de helada).

En cuanto a la topografía, la orientación y el terreno, las heladas acontecen preferentemente en los valles a mayor altitud y los circos glaciares debido a las inversiones térmicas, lo que produce que en muchas ocasiones haga más frío por la noche en estos emplazamientos que en las cumbres. Asimismo, la orientación hacia el Norte, donde muchas paredes rocosas proyectan sus sombras, son los lugares donde más se desarrollan y perduran las agujas de hielo, ya que son localizaciones favorables para que permanezcan y generen agujas policíclicas, que tienden a ser mayores y más extensas que las simples.

Su desarrollo también se ve favorecido por la secular acción del ser humano sobre los terrenos explotados para el alimento del ganado. De esta manera, es frecuente encontrar agujas de hielo, incluso en cotas relativamente bajas, en caminos y sendas, en sus márgenes y en praderías levantadas por el intenso, aunque decreciente, uso ganadero de las brañas (VIEIRA, 1996).

Así pues, las agujas de hielo son un agente geomorfológico de relativa importancia en Las Ubiñas, ya que provocan desplazamientos superficiales lentos y de pequeña magnitud a escala de detalle, pero constantes año a año. Suelen aparecer principalmente cuando acontecen las primeras heladas del otoño y antes de que prevalezca el manto nival continuo. Como consecuencia de la acción de las agujas de hielo, se ven sus efectos en las piedras enmarcadas (figura 5), así como en los aglomerados de tierra o *nubbins*.

4.2. Crioclastia

La crioclastia, gelifración o gelivación, es un proceso de modelado periglacial asociado a ciclos de hielo-deshielo que se caracteriza por la fragmentación del roquedo debido a la presión y descompresión que ejerce la formación de hielo en las fisuras de las rocas, y su posterior relajación cuando éste se deshace. Así pues, se trata de una dinámica de modelado sustentada en la variabilidad térmica, en la cual la gravedad, la humedad y el agua también cumplen un papel importante. La crioclastia comienza a producirse cuando el agua penetra en las grietas, fisuras y poros del roquedo, ya sean en grandes paredes rocosas o en paneles y partículas desprendidas (figura 7), y se dan condiciones atmosféricas de helada, lo que congela el agua intersticial. Es entonces cuando aparece el hielo, cuyo volumen es mayor que el del agua líquida y ejerce presión sobre la roca, debilitándola y ensanchando las discontinuidades de su estructura. Este proceso resulta más eficaz sobre rocas con escasa compactación que sobre las rocas masivas, pues las primeras son más fáciles de degradar. Esto se aprecia en Las Ubiñas sobre las calizas masivas y las calizas tableadas, siendo las segundas mucho más propensas debido a su naturaleza laminar.

En Las Ubiñas se observan los efectos de la crioclastia a partir de 1700 metros s.n.m., aunque algunas pedreras relictas en cotas sensiblemente inferiores, 1100-1500 metros

s.n.m. (figura 9), dan idea de que en el pasado las condiciones climáticas permitían la acción de este proceso de modelado por debajo de los límites actuales.

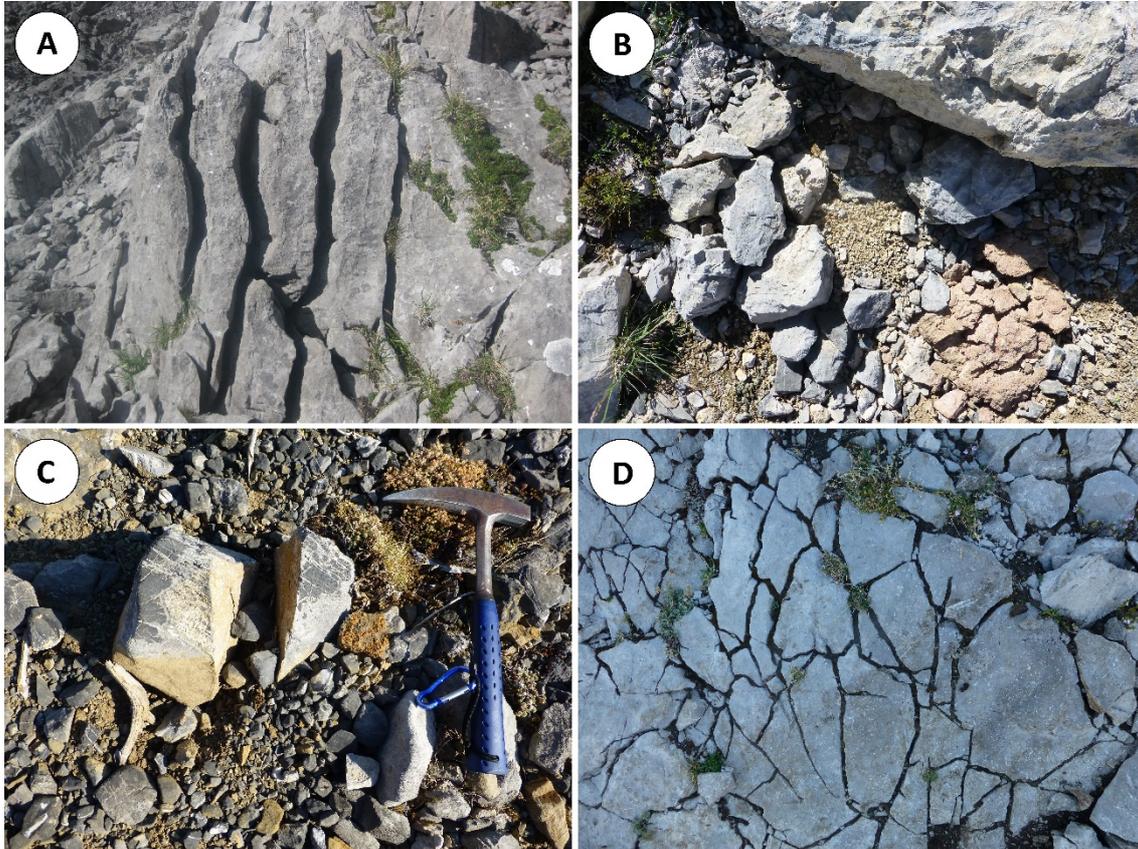


Figura 7. Acción de la crioclastia sobre el roquedo. (A) Calizas tableadas en Cuapalacio (2050 metros s.n.m.), (B) bloque dolomítico fragmentado junto a un círculo de piedras incipiente en Cuapalacio (2100 metros s.n.m.), (C) bloque fragmentado sobre una morrena en La Becerra (1800 metros s.n.m.), (D) pared caliza agrietada en el entorno de la Peña'l Melluque (2000 metros s.n.m.). Fuente: elaboración propia.

4.2.1. Conos de derrubios

Los conos de derrubios son formaciones superficiales generadas por la acumulación de clastos de granulometría variable procedentes de una fuente rocosa, generalmente una pared verticalizada, como los escarpes rocosos y las cresterías. Se forman principalmente por la acción de la crioclastia, aunque también pueden estar favorecidos por otros fenómenos, como los aludes, en cuyo caso pueden llegar a generar conos mixtos. Asimismo, se ha observado la acción de la soliflujión, la extrusión de finos, los flujos de derrubios, las avalanchas rocosas y los procesos de arroyada. Su forma característica es la de un cono o abanico (figura 8). El sector proximal, en forma de ápice, está en contacto con la fuente de clastos. Desde él se expanden los derrubios hacia abajo por acción de la gravedad, siendo generalmente morfologías granocrecientes desde su sector proximal a su parte distal. En cuanto a su funcionalidad, la altitud es un elemento determinante, pues no se observan conos de derrubios activos en Las Ubiñas por debajo de 1600 metros

s.n.m., pero también lo es la inclinación, pues a mayor verticalidad la actividad suele ser más intensa. No así la orientación, pues se forman hacia cualquier punto cardinal.

Existen numerosos ejemplos de conos de derrubios en todos los circos glaciares de Las Ubiñas, siendo una de las morfologías más características de estos entornos. Así pues, abundan en los Llanos d'El Fontán (figura 8), La Becerrera, El Planón, Cuapalacio, El Fuexu Lluengu, el Fuexu de Colines, el Siega l'Abá, El Farinientu y los Güertos del Diabu.



Figura 8. Conos de derrubios coalescentes en la vertiente leonesa Norte de Penubina. Fuente: elaboración propia.

4.2.2. Lleras

Las lleras, conocidas localmente como *lleiras* o *tseiras* (y en otros puntos de Asturias y León: *lleses*, *lleiras*, *lleirones*, *cantabries* y *pedregales*), también son denominadas como canchales, cantizales, pedreras, pedrizas, cascajales, taludes de derrubios y gleras en otros puntos de la Península Ibérica. Sus características y formación son las mismas que en el caso de los conos de derrubios, pero se diferencian de ellos en que las primeras se distribuyen uniformemente por las laderas, adaptándose a la superficie y a la pendiente. En Las Ubiñas, aunque suelen aparecer por los mismos sectores que los conos de derrubios, las lleras son menos abundantes en las mayores altitudes, aunque no así en el cinturón inferior (figura 9). Así pues, están presentes en cotas bajas, a veces incluso por debajo de 1000 metros s.n.m., como las ubicadas aguas abajo de Tuíza Baxo.

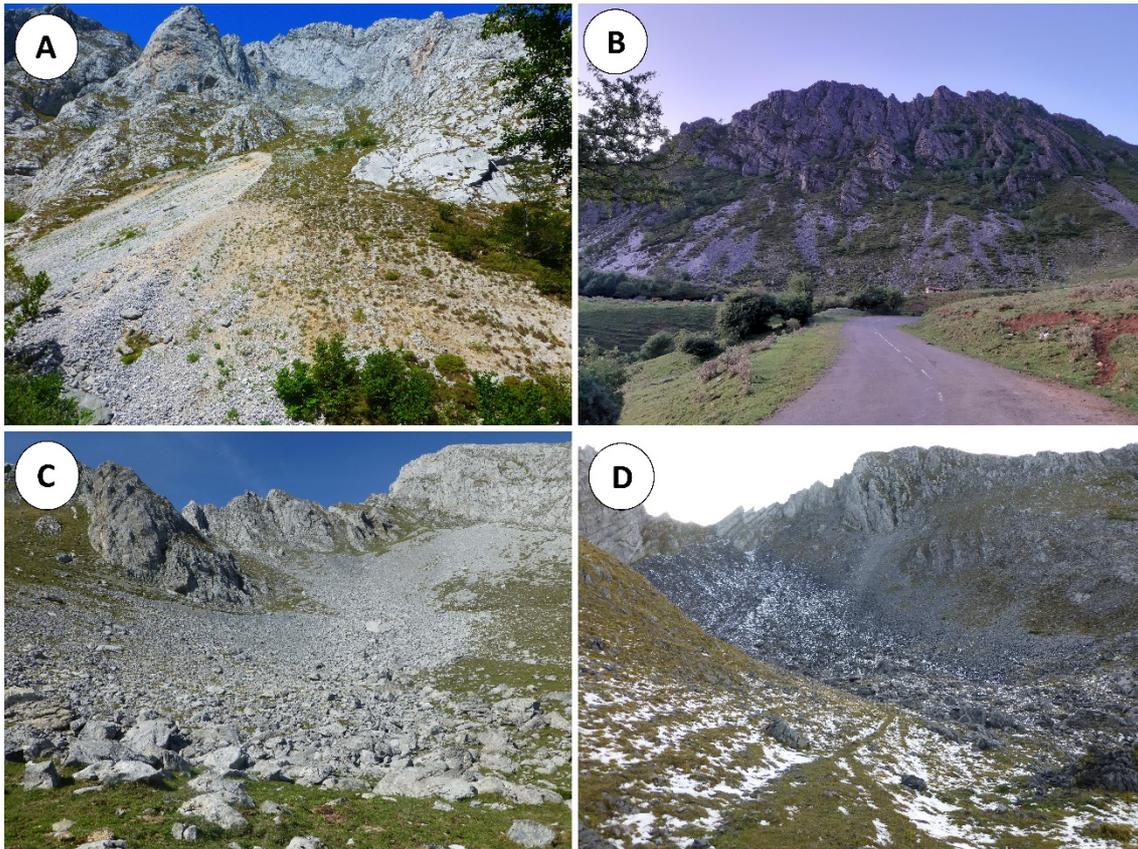


Figura 9. Lleras en diferentes puntos. (A) Este de Pena Rueda (1300 metros s.n.m.), (B) La Pena'l Miriu (1450 metros s.n.m.), (C) Los Pozos de Corrales (2000 metros s.n.m.), (D) Pena Lļana (1950 metros s.n.m.). Fuente: elaboración propia.

4.3. Formas heredadas del permafrost

El permafrost es un concepto eminentemente térmico. Se trata de suelo o sustrato rocoso que permanece por debajo de 0 °C durante, al menos, dos años consecutivos (FRENCH, 2018). Según la extensión que ocupa, el permafrost puede dividirse en diferentes tipos, siendo continuo si ocupa la práctica totalidad del suelo, discontinuo si se extiende entre el 50 % y el 90 % del suelo, esporádico si abarca entre el 10 % y el 49 % del suelo y aislado si solo se encuentra en menos del 10 % del suelo (FRENCH, 2018).

En el caso de Las Ubiñas, ni los datos térmicos recogidos (GALLINAR *et al.*, 2022), ni las observaciones realizadas en el campo sugieren que pueda existir permafrost en la actualidad. Sin embargo, aún perviven formas heredadas de épocas en las que imperaban unas condiciones climáticas más frías que sí permitieron la existencia de permafrost en el macizo, como los glaciares rocosos.

4.3.1. Glaciares rocosos

Los glaciares rocosos, también conocidos como glaciares de escombros y glaciares de detrito, son masas de derrubios que adoptan una forma de lóbulo más alargada que ancha,

pues en caso contrario se hablaría de lóbulos protalud. En su interior poseen permafrost, lo que les confiere dinamismo, fluyendo ladera abajo como consecuencia de la deformación de la masa helada de derrubios. Pueden tener un origen glaciogénico (formados a partir de un frente glaciar en el que el hielo, generalmente residual, es cubierto por detritos), o criogénico (mediante la formación de permafrost a partir de las condiciones ambientales del enclave en cuestión). Con la degradación del permafrost, el glaciar rocoso pierde su movimiento y pasa a ser relicto.

En Las Ubiñas no existe permafrost en la actualidad, ya que en ningún caso se han observado indicios de su existencia hoy en día. Además, en el área de estudio no quedan heleros enterrados que permitan la existencia de permafrost marginal y esporádico, como sí ocurre en Sierra Nevada (GÓMEZ ORTIZ *et al.*, 1999A, 1999B, 2004, 2008; TANARRO *et al.*, 2010), los Picos de Europa (PISABARRO *et al.*, 2015; GÓMEZ LENDE *et al.*, 2016; RUIZ FERNÁNDEZ *et al.*, 2016B), y en general, en los macizos montañosos recientemente deglaciados del ámbito mediterráneo (OLIVA *et al.*, 2016, 2018B; FERNANDES *et al.*, 2017). Sin embargo, se han observado numerosos procesos y formas de modelado derivados de la acción del hielo estacional, muchos de ellos activos actualmente y otros heredados de épocas en las que el permafrost era un agente modelador más en Las Ubiñas.

Estas morfologías tienen un alto control litológico. Así, en terrenos del Macizo Asturiano donde abundan las cuarcitas y las areniscas proliferan, llegando incluso a generarse extensas lenguas polilobuladas en algunos casos; sin embargo, en los ámbitos calcáreos del citado conjunto montañoso apenas hay ejemplos de glaciares rocosos (REDONDO VEGA *et al.*, 2004; SANTOS GONZÁLEZ, 2010; GÓMEZ VILLAR *et al.*, 2011; PELLITERO *et al.*, 2011). Muestra de ello son los glaciares rocosos relictos que se conservan en sectores predominantemente cuarcíticos, como Degaña y Lleitariegos, donde cabe citar los del Cuetu d'Arbás (ALONSO, 1989), y en otros conjuntos montañosos como la Sierra del Suspirón (GARCÍA DE CELIS, 1991), los Ancares y Furniella (PÉREZ ALBERTI y VALCÁRCEL, 1996; SANTOS GONZÁLEZ *et al.*, 2009) o la sierra de Xistréu (REDONDO VEGA *et al.*, 1998, 2002A, 2002B, 2002C, 2004, 2013; SANTOS GONZÁLEZ *et al.*, 2009; SANTOS GONZÁLEZ, 2010). También son comunes en la Sierra de Cebolleda (GÓMEZ LENDE *et al.*, 2016) y en el Macizo de Fuentes Carrionas (SANTOS *et al.*, 2009; PELLITERO *et al.*, 2011; PELLITERO, 2012). En cambio, en macizos calcáreos, solo se han catalogado glaciares rocosos de pequeña entidad en el Macizo del Mampodre y Peña Ten (SANTOS *et al.*, 2009; GÓMEZ VILLAR *et al.*, 2011), y en los Picos de Europa, con escasos ejemplos en El CorniÓN (RUIZ FERNÁNDEZ, 2013) y Los Urrieles (GONZÁLEZ TRUEBA, 2006).

Así pues, en Las Ubiñas, como macizo montañoso calcáreo, los glaciares rocosos relictos son igualmente muy escasos. De hecho, únicamente se puede hablar de un glaciar rocoso bien definido en Cuapalacio (figura 10). Se trata de un cuerpo ovalado, algo más largo (140 metros) que ancho (120 metros) y que ocupa una superficie de 1,4 hectáreas. Su raíz, a 1905 metros s.n.m. parte del sector distal de unos conos de derrubios bajo la pared de Los Cinllos (2031 metros s.n.m.), mientras que su frente desciende hasta 1870 metros

s.n.m., estando cerrado por una morrena glacial arqueada. Se compone por bloques de tamaños diversos, algunos de ellos con un eje mayor de varios metros de longitud, así como cantos y gravas. La matriz fina abunda en el contacto con la morrena, aunque no así en el resto del glaciar rocoso. Su topografía presenta los abultamientos típicos de este tipo de geofomas, si bien son poco nítidos, algo que también es común en los glaciares rocosos de los Picos de Europa desarrollados sobre calizas.



Figura 10. Glaciar rocoso en Cuapalacio. Fuente: elaboración propia.

4.4. Soliflucción

La soliflucción es un flujo lento de las formaciones superficiales favorecido por la saturación de agua y los ciclos de hielo-deshielo (FRENCH, 2018). Así pues, la soliflucción no es estrictamente un proceso periglacial, aunque se ve muy favorecida por la acción del hielo-deshielo, y es muy común en los ambientes periglaciares tanto de áreas de montaña como de regiones polares. En caso de tratarse de procesos solifluidales sustentados por la presencia estacional o permanente de hielo se hablaría de geliflucción, término que, no obstante, está cayendo en desuso, quedando englobado en el anterior. La soliflucción está muy condicionada por factores como la cantidad de precipitaciones, la duración y el espesor de la cubierta nival y el régimen térmico, los cuales están estrechamente relacionados con la altitud (BROSCHE, 1978). Habría que añadir también otros factores como la inclinación de la ladera, la radiación solar, la vegetación, la cercanía de surgencias y la litología sobre la que se desarrolla.

Así pues, en los principales sistemas montañosos de la Península Ibérica se desarrolla ampliamente la soliflucción, como en Sierra Nevada, donde se han monitorizado laderas y se hicieron reconstrucciones paleoambientales a partir del estudio de la soliflucción

reciente y relictas (OLIVA, 2008; OLIVA y GÓMEZ ORTIZ, 2010, 2011; OLIVA *et al.*, 2008A, 2008B, 2009A, 2009B, 2012), la Sierra de Gredos (PALACIOS y GARCÍA SÁNCHEZ COLOMER, 1996), el Macizo de Urbión y la Laguna Helada (GARCÍA DE CELIS *et al.*, 2006), los Pirineos (GARCÍA RUIZ *et al.*, 2004), y ya en el ámbito de las Montañas Cantábricas, en los Picos de Europa (SERRANO y GONZÁLEZ TRUEBA, 2004; GONZÁLEZ TRUEBA, 2006; Serrano *et al.*, 2011, 2016; RUIZ FERNÁNDEZ, 2013, 2015; SANJOSÉ BLASCO *et al.*, 2016), el Macizo de Fuentes Carrionas (PELLITERO, 2012), la Sierra de Cebolleda (GÓMEZ LENDE *et al.*, 2016), el alto Sil (SANTOS GONZÁLEZ, 2010) y el Macizo de Somiedu (RODRÍGUEZ PÉREZ, 2009, 2015). Los ejemplos mencionados se tratan de sistemas montañosos con un piso nivoperiglaciar bien definido y relativamente extenso, y en la mayoría de casos, también se desarrolla un piso crionival, aunque éste solo ocupa un espacio reducido, salvo en los sistemas de mayor elevación.

En Las Ubiñas se pueden encontrar solifluxiones con diferentes grados de actividad (figura 11), desde las plenamente funcionales, a las que tienen una dinámica atenuada, y también a las relictas. Así pues, en el área de estudio es frecuente encontrar un mayor grado de actividad solifluidal en las cotas más altas del macizo respecto a las bajas. No obstante, esta dinámica general tiene excepciones, ya que otros factores locales como la saturación de agua del suelo y el sustrato (abundan donde las dolomías y las pizarras son los materiales dominantes) tienen gran relevancia. En el macizo se han identificado cuatro tipologías básicas de solifluxiones que serán descritas en los siguientes apartados.



Figura 11. Ladera en Cuapalacio cubierta de material morrénico y afectada por la solifluxión (~2000 metros s.n.m., orientación Oeste, sustrato calizo). Fuente: elaboración propia.

4.4.1. Lóbulos de solifluxión

Los lóbulos de solifluxión son una de las morfologías más comunes de las vertientes de los ámbitos periglaciares. Se caracterizan por su forma lobulada y sus tamaños desde menos de un metro (figuras 12 A y D), a métricos (figura 12 B) e incluso hasta de decenas de metros en algunos casos (figura 12 C). Estos depósitos de vertiente se desarrollan a partir del movimiento de las capas superficiales del suelo a causa de la plasticidad de los materiales, la humedad y el régimen térmico (OLIVA, 2008; OLIVA y GÓMEZ ORTIZ, 2011; OLIVA *et al.*, 2008A, 2008B, 2009A, 2009B).

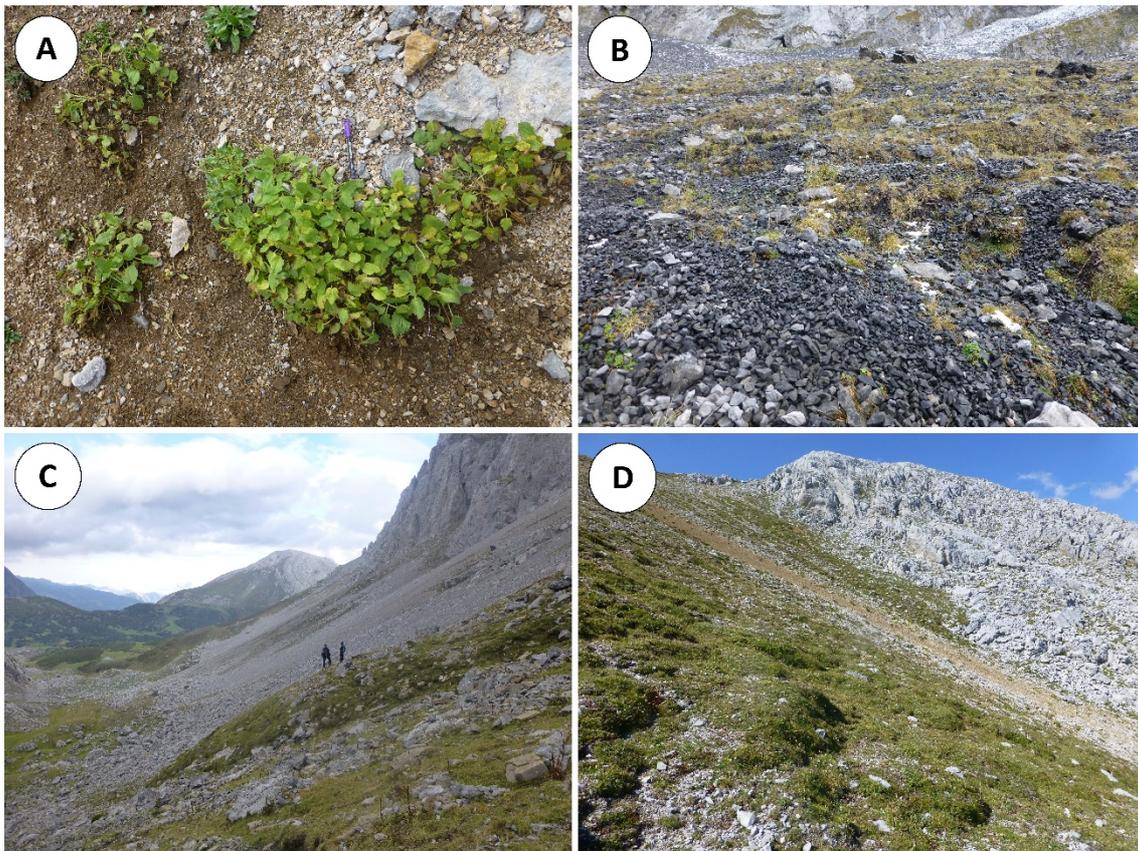


Figura 12. Lóbulos de solifluxión en diferentes puntos. (A) Cono de derrubios de El Cordel d'El Siete (Cuapalacio) (2120 metros s.n.m.), (B) circo glaciar del Siega l'Abá (1750 metros s.n.m.), (C) lóbulo de solifluxión de gran tamaño al Nordeste de El Prau l'Albo (1830 metros s.n.m.), (D) ladera septentrional del Colines (2080 metros s.n.m.). Fuente: elaboración propia.

En Las Ubiñas se pueden encontrar lóbulos de solifluxión en la mayor parte de las laderas con altitudes que superen los 1600 metros s.n.m. e incluso puntualmente por debajo de dicha cota. Así pues, son especialmente comunes en las vertientes del entorno de El Meicín, Penubina, Pena Cerreo, Cuapalacio (figuras 12 A y C), El Fuexu Lluengu, Colines (figura 12 D), El Prau l'Albo, El Farinientu, el Siega l'Abá (figura 12 B), los Llanos d'El Fontán, La Becerrera, así como en otros enclaves. En cuanto a su grado de actividad, hay lóbulos de solifluxión activos, semifuncionales y también relictos.

Generalmente se da una correlación entre el aumento de la altitud y su mayor funcionalidad, pero en los enclaves con saturación de agua y/o presencia de hielo durante los meses fríos, es donde la dinámica es más intensa. Estas observaciones concuerdan con lo señalado por otros autores en las Montañas Cantábricas (GONZÁLEZ TRUEBA, 2006; SANTOS GONZÁLEZ, 2010; PELLITERO, 2012; RUIZ FERNÁNDEZ, 2013).

4.4.2. Bloques aradores

Los bloques aradores, también denominados como bloques de arrastre, son formas características de los medios periglaciares desarrolladas a partir del lento deslizamiento de un bloque rocoso ladera abajo, el cual provoca una acumulación de sedimentos al frente y un surco en la parte trasera (GARCÍA DE CELIS *et al.*, 2006; SANTOS GONZÁLEZ, 2010; PELLITERO, 2012) (figura 13). La zanja que dejan tras de sí es propicia para la sobreacumulación de nieve, lo que permite que la fusión nival se prolongue y que el suelo permanezca saturado de agua durante más tiempo. Además, el bloque hace una labor de conductividad térmica, lo que provoca que la temperatura a su alrededor aumente cuando recibe radiación solar, haciendo que el suelo helado se funda más rápidamente, empapándose en agua y generando más ciclos de hielo-deshielo (GARCÍA DE CELIS *et al.*, 2006).

En Las Ubiñas, los bloques aradores aparecen habitualmente en las laderas donde se desarrollan los lóbulos de solifluxión, aunque son morfologías menos comunes. No obstante, pueden observarse en complejos morrénicos y laderas a partir de 1600 metros s.n.m. como en Terreros (figura 13), El Portillín, Cuapalacio y el Siega l'Abá, y hasta casi 2400 metros s.n.m. en Los Fontanes.

Concretamente, la ladera de Terreros y la septentrional de la Forqueta d'El Portillín son especialmente propicias, pues el sustrato es pizarroso y dolomítico, los suelos son más profundos que en el conjunto de su entorno y tienden a estar húmedos o saturados de agua, y además tienen próximas fuentes de bloques como paredes rocosas y material morrénico removilizado. La inclinación también reviste importancia y suelen aparecer en laderas que tienen entre 10° y 30° de desnivel (SANTOS GONZÁLEZ (2010) los situó en el alto Sil en laderas con entre 16° y 40° de desnivel, mientras que PELLITERO (2012), en el Macizo de Fuentes Carrionas, menciona que se desarrollan entre 0° y 20° de pendiente.), aunque ocasionalmente pueden hacerlo por encima y por debajo de dichos umbrales. Asimismo, se han encontrado bloques menores de un metro de eje mayor, y hasta de varios metros. Respecto a su orientación, al contrario que los lóbulos de solifluxión, sí que parecen tener preferencia por las vertientes más o menos norteadas, que es donde se han encontrado varios de los ejemplares más evidentes; sin embargo, en las cotas más altas, por encima de 2100 metros s.n.m., como en el Canalón del Buei, también frecuentan otras orientaciones. Respecto a su dinámica, las geoformas identificadas son aparentemente activas o semifuncionales.



Figura 13. Bloque arador en la ladera de Terreros (1650 metros s.n.m.). Fuente: elaboración propia.

4.4.3. Terracillas

Las terracillas de solifluxión son morfologías que se asemejan a escalones, frecuentemente arqueados en planta y de escaso desarrollo vertical, ya que generalmente no sobresalen más de unos centímetros respecto a la base sobre la que se apoyan. Sin embargo, pueden llegar a tener más de un metro de longitud lateral y algunas decenas de decímetros de anchura. La superficie de las terracillas, generalmente de escasa inclinación o carente de ella, tiende a permanecer sin vegetación, mientras que en el frente suelen estar colonizadas por especies herbáceas, como la festuca (*Festuca sp.*) (figura 15). Suelen generarse en laderas donde abundan los materiales finos, a consecuencia de un lento desplazamiento hacia abajo, tanto en superficie como en profundidad, provocado por ciclos de hielo-deshielo, la saturación de agua en el suelo y la gravedad (SERRANO, 1995; RUIZ FERNÁNDEZ, 2013).

En Las Ubiñas se distribuyen en pendientes de inclinación variable, desde menos de 10° de inclinación hasta más de 30°, aunque principalmente se han observado entre esas dos franjas. Se forman principalmente por encima de 1600 metros s.n.m., aunque las morfologías aparentemente activas se encuentran a partir de 1750 metros s.n.m. Se han localizado en numerosos sectores, como La Lloba, Pena Cerrero, Penubina «La Pequeña», Penubina «La Grande», los Llanos d'El Fontán, La Becerrera, El Planón,

Cuapalacio, El Fuexu Lluengu, el Colines (figura 14), El Portiñín, El Prau l'Albo, El Farinientu y el Siega l'Abá.



Figura 14. Terracillas en la ladera septentrional del Colines (2100 metros s.n.m.). Fuente: elaboración propia.

4.4.4. Suelo almohadillado

Los suelos almohadillados son morfologías lobuladas, generalmente de perfil circular u ovalado, que suelen medir menos de 50 centímetros de eje mayor y cuyo espesor puede oscilar entre menos de 5 centímetros y más de 20 centímetros. Se forman en superficies con escasa o nula pendiente, suelos relativamente profundos, abundante matriz fina y humedad edáfica elevada (SANTOS GONZÁLEZ, 2010; PELLITERO, 2012). Generan superficies abombadas de pequeña escala y acolchadas.

En Las Ubiñas no es frecuente encontrar suelos almohadillados debido a la escasez de espacios de pendiente suave donde los suelos sean propicios para su desarrollo. Sin embargo, La Veiga'l Robezu (figura 15) es una excepción, ya que se trata de una cubeta glaciokárstica colmatada de sedimentos a más de 1900 metros s.n.m., casi carente de pendiente, donde los suelos almohadillados son abundantes. También pueden encontrarse en La Veiga Socelares, y en menor medida en otros espacios como los sectores elevados de La Veiga Candioles, La Veiga Retuerto y El Puerto Güeria.



Figura 15. Suelo almohadillado en La Veiga'l Robezu (1920 metros s.n.m.). Fuente: elaboración propia.

4.5. Acción modeladora de la nieve

La nieve es un indicador climático de gran interés hidrológico (GARCÍA RUIZ *et al.*, 1986; LÓPEZ MORENO *et al.*, 2010) que afecta a la biosfera (PONS *et al.*, 2014). Su ausencia o la presencia de capas intermitentes o estables determinan el régimen térmico del suelo en los sectores de alta montaña, siendo, por tanto, un factor clave en la dinámica geomorfológica de estos espacios. (ANDRÉS y PALACIOS, 2010; PISABARRO *et al.*, 2017; RUIZ FERNÁNDEZ *et al.*, 2017; VIEIRA y NIEUWENDAM, 2020). Durante los meses fríos, las montañas quedan cubiertas por nieve que estabiliza las laderas e impide que se desarrollen procesos geomorfológicos (GONZÁLEZ TRUEBA, 2006). Sin embargo, con la fusión nival todos los procesos latentes se activan, yendo desde los movimientos del suelo lentos, como la soliflucción (SERRANO *et al.*, 2016A), a otros más rápidos, como los flujos de derrubios, los desprendimientos y los deslizamientos (SANTOS ALONSO, 2011). Asimismo, en los ambientes calcáreos de alta montaña, como el caso de Las Ubiñas, se desarrolla el karst nival (LÓPEZ MARTÍNEZ, 1984; CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1998; SERRANO y GONZÁLEZ TRUEBA, 2004; GONZÁLEZ TRUEBA y SERRANO, 2010; RUIZ FERNÁNDEZ *et al.*, 2014, 2019; GALLINAR *et al.*, 2021). Además, en los macizos montañosos peninsulares de mayor desarrollo también perduran los neveros de fusión tardía, en algunos casos permanentes, los cuales constituyen indicadores de los cambios interanuales de las condiciones climáticas (GONZÁLEZ TRUEBA y SERRANO, 2010) al variar sus dimensiones a tenor de la cantidad de nieve precipitada y las temperaturas medias registradas.

En los diferentes conjuntos montañosos de la Península Ibérica se han realizado numerosos trabajos sobre la nieve, la nivación y los procesos geomorfológicos derivados de su dinámica, como los de los Pirineos (GARCÍA RUIZ *et al.*, 1986; LÓPEZ MORENO *et al.*, 2010), las sierras de Gredos y Guadarrama (PALACIOS *et al.*, 1998, 2004; ANDRÉS y PALACIOS, 2004) y Sierra Nevada (TANARRO *et al.*, 2010). Asimismo, en las Montañas Cantábricas, los estudios han abarcado numerosos sectores, entre los que destacan los Picos de Europa (CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1994, 1998; SERRANO y GONZÁLEZ TRUEBA, 2004; GONZÁLEZ TRUEBA, 2006; GONZÁLEZ TRUEBA y SERRANO, 2010; RUIZ FERNÁNDEZ *et al.*, 2014, 2017; Ruiz Fernández, 2015), aunque existen otras investigaciones al respecto en el Macizo de Fuentes Carrionas (PELLITERO, 2012), Los Ancares (CARRERA y VALCÁRCEL, 2010), el Alto Sil (SANTOS GONZÁLEZ *et al.*, 2010A, 2010B), el Macizo de Valdecebollas (PISABARRO, 2020) y el Macizo de Las Ubiñas (CASTAÑÓN, 1983, 1984; GALLINAR *et al.*, 2022). No obstante, aún existen lagunas en el conocimiento sobre la nieve y sus implicaciones geomorfológicas en las montañas ibéricas.

4.5.1. Canales y conos de aludes

Los mayores espesores y extensión del manto nival observados en Las Ubiñas tienen lugar entre comienzos y mediados de la primavera, período tras el cual acontece un ascenso gradual de las temperaturas y la consecuente fusión nival, lo que empapa las laderas y facilita que la nieve fluya, siendo estos meses los de mayor actividad de los aludes de nieve o *ádenes* (término empleado en el sector centro-occidental del Macizo Asturiano para referirse a este fenómeno) en el área de estudio. Sin embargo, los primeros *ádenes* tras la estación cálida suelen producirse en noviembre (figura 16), mientras que los más tardíos pueden acontecer en mayo. En cuanto a su tipología, se producen especialmente aludes de fusión o de nieve húmeda, que son lentos comparados con el resto de tipos, pero al tratarse de aludes de fondo tienen gran capacidad erosiva, produciendo el arrastre y removilización de grandes cantidades de partículas. Asimismo, en las cotas más altas también se han observado aludes de placa y de nieve en polvo. Así pues, estos procesos de modelado redistribuyen y configuran el manto nival, así como partículas de diferentes tamaños, desde los sectores más elevados a cotas inferiores, lo que ocasionalmente permite que se conserven neveros de fusión tardía en cotas inusualmente bajas, de entre 1300 y 1500 metros s.n.m. incluso durante el verano. Las principales morfologías derivadas del flujo, erosión y sedimentación de los *ádenes* son los canales y los conos de aludes.

En Las Ubiñas, los canales de aludes están condicionados por la estructura del roquedo, adaptándose a las fracturas y debilidades, como sucede en Pena Rueda y la vertiente leonesa de Penubina. Asimismo, también reaprovechan las vaguadas y los surcos, como se observa en las vertientes del Siega l'Abá y El Prau l'Albo. Las dimensiones observadas varían entre los 50 y los 800 metros de longitud, y entre los 5 y los 12 metros de anchura. Sin embargo, los conos de aludes, con forma de abanico, suelen presentar perfiles convexos y extensiones que oscilan entre 0,1 y 61 hectáreas de superficie, quedando sus

materiales y sus partículas distribuidos caóticamente. Asimismo, también existen conos mixtos, en los que también influyen otros procesos como la soliflucción, los flujos de derrubios, la arroyada y la gravedad.

Existen estudios precedentes sobre los *ádenes* en Las Ubiñas, concretamente en la cara Sur de El Prau l'Albo (CASTAÑÓN, 1984), quien describió sus factores geomorfológicos y la importancia de la orientación en su desencadenamiento, siendo más favorables hacia el Sur al ser hacia donde incide más la radiación solar, lo que provoca una fusión más efectiva de la nieve, con la consiguiente lubricación del terreno. Asimismo, recalca que estos aludes no se producen en las cotas más altas, sino en lo hacen en altitudes medias, con condiciones nivales y topografía favorables (CASTAÑÓN, 1984).



Figura 16. Restos de aludes en la ladera del Siega l'Abá, próximos a la localidad de Tuíza Riba. Se observa en canal, más o menos rectilíneo, y la acumulación en forma cónica al pie. Fuente: elaboración propia (18 de diciembre de 2013).

En cuanto a los daños personales y materiales que han producido históricamente los *ádenes*, se han hecho estudios a mayor escala en el Macizo Asturiano (GARCÍA HERNÁNDEZ, 2018, 2019; GARCÍA HERNÁNDEZ *et al.*, 2017A, 2017B, 2018A, 2018B, 2018C, 2019), en especial en lo referente a la «La Nevadona» de 1888, un episodio nival bien documentado de especial relevancia en la que pueblos como Tuíza Riba y Tuíza Baxo se vieron notablemente afectados al fallecer, por causa de los aludes de nieve, cuatro personas y 35 animales domésticos, siendo los daños materiales muy

cuantiosos (GARCÍA HERNÁNDEZ *et al.*, 2018B). Estos hechos se repitieron en 1895, cuando murieron cinco personas y 120 animales, resultando dañadas muchas edificaciones (GARCÍA HERNÁNDEZ *et al.*, 2019). Estos aludes se han ido repitiendo a lo largo de la historia, provocando destrucción a su paso, incluso en fechas más recientes, como en la década de 1990, cuando otro alud causó destrozos en el aparcamiento de Tuíza Riba (GARCÍA HERNÁNDEZ *et al.*, 2018B).

4.5.2. Las morrenas de nevero

Tras la fusión de la nieve depositada durante el período frío del año, se individualizan neveros en los sectores de mayor altitud de Las Ubiñas, que en algunos casos y años son permanentes. Dichas acumulaciones nivales propician la génesis de formas de modelado como las morrenas de nevero. En el área de estudio se han localizado 11 sectores donde se acumulan neveros de fusión tardía, entre los que destacan los circos glaciares de mayor desarrollo, como El Planón, Cuapalacio, El Fuexu Lluengu, el Fuexu de Colines y la vertiente leonesa del cordal principal. En Las Ubiñas, estas geoformas presentan una planta arqueada y tienen unas dimensiones que oscilan entre los 20 y los 150 metros de longitud, con espesores habitualmente por debajo de 5 metros de altura. En cuanto a su funcionalidad, se han observado formas activas compuestas por arcos y formas frescas sin apenas vegetación y procesos edáficos en sectores donde la nieve perdura más tiempo (figura 17). Estas morfologías, relictas y funcionales, han sido observadas en diferentes sectores del Macizo Asturiano, como en Los Ancares (CARRERA y VALCÁRCEL, 2010), la Sierra l' Aramu (CASTAÑÓN, 1986), San Isidro (RODRÍGUEZ PÉREZ, 1995), el alto Sil (SANTOS GONZÁLEZ *et al.*, 2009; SANTOS GONZÁLEZ, 2010), el Macizo de Fuentes Carrionas (Pellitero *et al.*, 2011; Pellitero, 2012) y los Picos de Europa (CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1998; GONZÁLEZ TRUEBA, 2006; GONZÁLEZ TRUEBA y SERRANO, 2010; RUIZ FERNÁNDEZ *et al.*, 2014).

4.5.3. Los nichos de nivación

Precediendo a las morrenas de nevero y por encima de ellas, suelen encontrarse concavidades excavadas en las laderas que propician la acumulación de importantes espesores de nieve que dan lugar a neveros de fusión tardía durante el estío. En Las Ubiñas tienen unas dimensiones que varían entre 1,4 y 4,2 hectáreas y se concentran en los circos glaciares calcáreos de mayor desarrollo, al pie de las paredes rocosas, así como en los enclaves pizarrosos de mayor altitud del macizo. Algunas de las morfologías mejor conservadas se encuentran en los sectores de El Prau l' Albo y El Canalón Escuro (figura 17), así como en los principales circos glaciares. La formación de los nichos de nivación está relacionada con la erosión provocada por la nieve, su espesor mínimo anual, su densidad y su pendiente (SANTOS GONZÁLEZ *et al.*, 2010B). Asimismo, el deslizamiento de las partículas sobre su superficie también resulta determinante, acumulándolos al pie en forma de morrenas de nevero e impidiendo que se depositen en los nichos de nivación (CARRERA y VALCÁRCEL, 2010). La meteorización provocada por la diferencia térmica, así como la corrosión sobre las calizas provocada por aguas

frías cargadas de CO₂, lo que se ha observado en ambientes similares a Las Ubiñas, como los Picos de Europa (CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1998; GONZÁLEZ TRUEBA y SERRANO, 2010), donde se han estudiado la dinámica y tipología de los nichos de nivación, al igual que en otros sectores montañosos como el Alto Sil (SANTOS GONZÁLEZ *et al.*, 2010B) y la Sierra de Guadarrama (PALACIOS *et al.*, 2004).



Figura 17. Nicho de nivación y morrena de nevero en la vertiente meridional de La Palazana. Fuente: elaboración propia.

4.6. Movimientos en masa rápidos

El estudio de los movimientos en masa rápidos en áreas de montaña constituye un tópico de investigación recurrente en sistemas montañosos de la Península Ibérica como los Pirineos (ejemplos: BELMONTE RIBAS, 2014; GARCÍA OTEYZA *et al.*, 2015), la Sierra de Gredos (ejemplo: PALACIOS *et al.*, 2003) o la Sierra de la Demanda (ejemplo: GARCÍA RUIZ *et al.*, 2013). En las Montañas Cantábricas también han sido abordados en estudios generales (SANTOS ALONSO, 2011) y otros más específicos en los Picos de Europa (SERRANO y GONZÁLEZ TRUEBA, 2004; GONZÁLEZ TRUEBA, 2006; RUIZ FERNÁNDEZ, 2013, 2015), Fuentes Carrionas (PELLITERO, 2012), el alto Sil (SANTOS GONZÁLEZ, 2010), Somiedu (MENÉNDEZ DUARTE, 1995; RODRÍGUEZ PÉREZ, 2009, 2015) y la Sierra de Sobia (RODRÍGUEZ PÉREZ, 2009). Este tipo de geoformas dan lugar a un modelado de detalle que retoca y reordena las formaciones superficiales de los ámbitos de alta montaña. A continuación, se analizarán los principales tipos de movimientos en masa rápidos que afectan al Macizo de Las Ubiñas.

4.6.1. Flujos de derrubios

La combinación de la abundancia de aguas de fusión nival, junto con las tormentas de verano, es capaz de desencadenar otro tipo de movimientos en masa, en este caso rápidos y enérgicos: los flujos de derrubios (figuras 18 y 19), que ejercen una importante labor de redistribución de materiales a lo largo de las vertientes y entre las partes altas y las medias del macizo. Se trata de geoformas muy comunes en las áreas de alta montaña (ejemplos: PELFINI y SANTILLI, 2008; RUPENDRA *et al.*, 2018). En las Ubiñas, la saturación de agua en las formaciones puede generar una rotura en la cohesión de las partículas, desencadenándose un flujo que forma un surco acompañado de resaltes laterales o *levées* en los sectores proximal y medio, con longitudes de 120-550 metros y anchuras de 1-8 metros, así como un depósito en forma de abanico o de morfologías digitadas en la parte distal, cuya superficie oscila entre 0,15 y 1,6 hectáreas. Se han observado flujos de derrubios recientes con frentes que descendieron a altitudes entre 1260 metros s.n.m. en Tuíza (figura 19), hasta los 2330 metros s.n.m. en el Canalón del Buei (Cuapalacio) (figura 18) y los 2240 metros en El Fuexu Lluengu.

Por tanto, las altitudes son muy variables, al igual que las orientaciones. En la mayor parte de los casos, los flujos de derrubios tienen lugar en lleras y conos de derrubios bajo paredes rocosas de cierta entidad, siendo alimentados por canales de aludes, como ocurre en el cordal principal y los ramales secundarios (figura 18). A lo largo del período de estudio se ha observado una actividad recurrente en algunos de ellos.

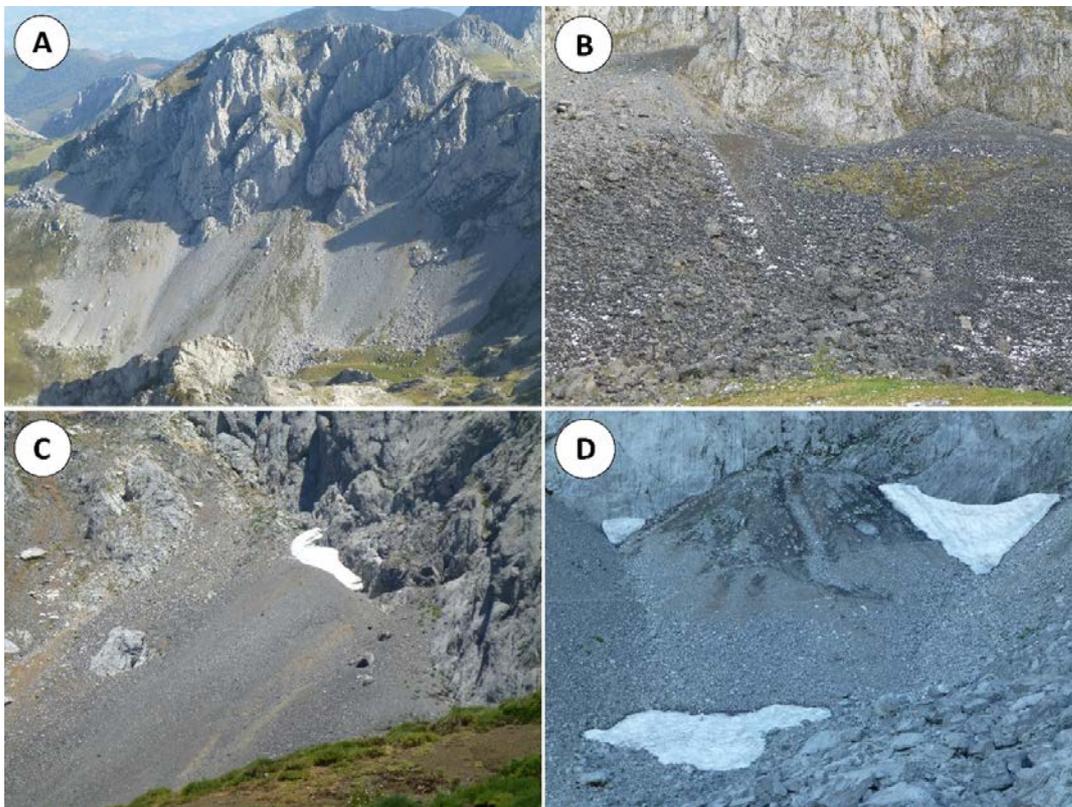


Figura 18. Flujos de derrubios en Las Ubiñas. (A) Cono de derrubios del Canal del Infierno, (B) El Tapinón-Siega l'Abá, (C) Cono de derrubios de La Becerrera, (D) Cuapalacio. Fuente: elaboración propia.



Figura 19. Flujo de derrubios, antes y después, a ~200 metros aguas arriba de Tuíza Riba. Fuente: elaboración propia (12 de septiembre de 2013 y 19 de agosto de 2015).

4.6.2. Desprendimientos o argayos

Los desprendimientos masivos de materiales de gran tamaño que afectan fundamentalmente al sustrato, conocidos también como avalanchas rocosas y con el término local de *argayos*, son frecuentes en Las Ubiñas. Abundan al pie de las paredes rocosas, y también en las cercanías de algunos cordones morrénicos de Las Ubiñas e incluso sobre ellos, como ocurre en Penubina, La Becerrera, El Planón, Cuapalacio (figura 20), El Fuexu Lluengu, el Fuexu de Colines y otros puntos concretos del área de estudio. Estas grandes acumulaciones de bloques generalmente no muestran evidencias de ser recientes, estando los bloques, por ejemplo, ampliamente karstificados. Por tanto, muchos de ellos se podrían relacionar con la fase paraglaciar de relajación de las paredes rocosas tras la progresiva retirada de los glaciares (MERCIER, 2010).

Los *argayos* más recientes, de mucha menor extensión y formas frescas, se producen en zonas con debilidades estructurales, o bien donde afloran calizas tableadas, tal y como se puede apreciar en la figura 20. Los procesos de hielo-deshielo, junto a la propia gravedad, tienen gran incidencia en el desencadenamiento de este tipo de movimientos en masa rápidos.

4.6.3. Deslizamientos o fanas

Las *fanas* son deslizamientos superficiales de materiales de pequeño tamaño, como gravas y matriz fina, por lo que afectan escasamente al sustrato infrayacente, produciéndose habitualmente sobre laderas con formaciones superficiales potentes y escasamente consolidadas. Las *fanas* suelen partir de un punto de arranque en el que queda una cicatriz, desde la cual se deslizan y prolongan sobre la ladera los materiales finos procedentes de la parte superior siguiendo las líneas de máxima pendiente. Estos movimientos de masa rápidos se ven favorecidos, al igual que los flujos de derrubios y los *argayos*, por la saturación de agua en el suelo, por lo que tienden a producirse con el deshielo de la primavera, o bien en episodios de intensas precipitaciones pluviales. En Las Ubiñas se han observado *fanas* en numerosas laderas, especialmente cuando superan 25° de inclinación. La orientación no parece ser determinante, pues se ha constatado la presencia de estas geoformas hacia todos los puntos cardinales. Destacan las encontradas

en el cordal secundario de El Portillín al Siega l'Abá, en la vertiente leonesa del cordal principal, en el Colines (figura 21) y en sectores de menor altitud como la ladera de Terreros y El Puerto Güeria, de sustrato pizarroso.



Figura 20. *Argayu* y cicatriz en la pared rocosa en la vertiente meridional de El Fontán Sur ocurrido entre 2003 y 2006 (según lo observado en fotografías aéreas de ambos años). Fuente: elaboración propia.



Figura 21. *Fana* en la ladera septentrional del Colines (arranque de la *fana* a 2120 metros s.n.m. y punto más bajo a 2080 metros s.n.m.) sobre la que se desarrolla una intensa actividad solifluidal, en la que se observan numerosas terracillas y lóbulos de soliflución. Fuente: elaboración propia.

4.7. La organización altitudinal de los procesos periglaciares en Las Ubiñas

A partir de las evidencias morfológicas encontradas en Las Ubiñas, la funcionalidad que presentan y la frecuencia con la que aparecen, se han podido caracterizar dos pisos que integran el cinturón periglaciario del Macizo de Las Ubiñas: el nivoperiglaciario y el crionival. Esta distribución concuerda con la establecida por numerosos autores en otros macizos de las Montañas Cantábricas, con algunos matices altitudinales dependiendo de diferentes factores como la interioridad, la ubicación hacia el Este o el Oeste de la Cordillera Cantábrica y las características particulares de cada sector. Así pues, en los Picos de Europa, que es donde se han centrado la mayor parte de los esfuerzos, BROSCHE (1978) señala que los procesos solifluídales acontecen por encima de 1850 metros s.n.m. Por su parte, CASTAÑÓN y FROCHOSO (1998) sitúan la cota a partir de la cual se aprecia actividad periglaciaria en estos macizos montañosos a 1800 metros s.n.m.; mientras que SERRANO y GONZÁLEZ TRUEBA (2004) elevan a 1900 metros s.n.m. la altitud mínima donde acontecen los procesos periglaciares en el grupo de Peña Vieja (Los Urrieles). No obstante, también se han realizado estimaciones en otros puntos de las Montañas Cantábricas. Así pues, SANTOS GONZÁLEZ (2010) no marcó una altitud inferior concreta del piso periglaciario para el alto Sil, argumentando que los procesos actuales son muy atenuados, incluso a más de 2100 metros s.n.m., aunque situó en 1800 metros s.n.m. la cota en la que puede llegar a producirse en sectores topoclimáticamente favorables. Por su parte, PELLITERO (2012) establece para el Macizo de Fuentes Carrionas altitudes variables dependiendo también de factores topoclimáticos, aunque nuevamente cifra en 1800 metros s.n.m. la altitud en la que aparecen algunas morfologías activas, como las terracillas. Mientras que el piso crionival solo se había descrito hasta el momento en los macizos de Picos de Europa (BROSCHE, 1978; CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1998; SERRANO y GONZÁLEZ TRUEBA, 2004; GONZÁLEZ TRUEBA, 2006; RUIZ FERNÁNDEZ, 2013) y Fuentes Carrionas (PELLITERO, 2012), situándolo habitualmente a partir de 2200-2350 metros s.n.m., dependiendo nuevamente de factores topoclimáticos. No obstante, BROSCHE (1978) ya señaló una organización altitudinal similar para el resto de los principales conjuntos montañosos cantábricos, incluyendo el Macizo de Las Ubiñas, Peña Prieta, el Curavacas y El Espigüete.

4.7.1. Piso nivoperiglaciario

El piso nivoperiglaciario en Las Ubiñas ocupa un rango altitudinal aproximado entre 1750-1800 metros s.n.m. y 2100-2200 metros s.n.m. Es decir, se trata del ámbito de los circos glaciares, de las cabeceras de los valles y de algunas de las crestas montañosas del área de estudio. En el ambiente nivoperiglaciario los procesos asociados a la acción modeladora de la nieve son los más destacados, pues aquí el manto nival permanece entre 6 y 8 meses al año (180-240 días) y se acumula en importantes grosores, proporcionando abundancia de aguas de fusión, generando aludes, karstificación, agujas de hielo, movimientos en masa lentos, como la soliflucción, y movimientos en masa rápidos. No obstante, también tienen incidencia los ciclos de hielo-deshielo, aunque de forma más limitada que en piso crionival. El piso nivoperiglaciario está ampliamente representado en muchos otros

conjuntos montañosos del Macizo Asturiano, como en San Isidro (RODRÍGUEZ PÉREZ, 1995), el Macizo del Sinclinal de Saliencia (RODRÍGUEZ PÉREZ, 2009) y El Puertu Ventana (GONZÁLEZ DÍAZ *et al.*, 2021).

4.7.2. Piso crionival

El piso crionival es mucho menos extenso, desarrollándose a partir de 2100-2200 metros s.n.m., lo que supone únicamente el ámbito culminante de los circos glaciares más desarrollados y de las crestas montañosas más altas. Así pues, solo se pueden ver sus efectos en el cordal principal del macizo, entre el Colines (2213 metros s.n.m.) y Penubina (2414 metros s.n.m.), con el ramal del cordal de El Portillín (2261 metros s.n.m.), y en la parte superior de los circos glaciares de la vertiente asturiana, como El Planón, Cuapalacio, El Fuexu Lluengu y el Fuexu de Colines.

Este ambiente se caracteriza por temperaturas más frías y abundancia de nieve, con neveros permanentes y semipermanentes. Aquí el karst nival evoluciona rápidamente, y los movimientos en masa rápidos de tipo flujo de derrubios son más frecuentes, efectuando un importante papel de transporte y redistribución de partículas hacia altitudes inferiores. La solifluxión también está presente. A su vez, son cotas propicias para el desarrollo de la crioturbación y los suelos ordenados, así como para la existencia de hielo en las formaciones superficiales siguiendo ritmos estacionales o diarios y una mayor efectividad de la crioclastia, que alimenta de clastos mediante diversas modalidades de transporte a taludes y conos de derrubios plenamente activos.

Así pues, Las Ubiñas (2417 metros s.n.m.) conforman, junto con los Picos de Europa (2650 metros s.n.m.) (BROSCHÉ, 1978; CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1998; SERRANO y GONZÁLEZ TRUEBA, 2004; GONZÁLEZ TRUEBA, 2006; Ruiz Fernández, 2013; RUIZ FERNÁNDEZ *et al.*, 2016B) y el Macizo de Fuentes Carrionas (2539 metros s.n.m.) (PELLITERO, 2012), uno de los tres sectores principales de las Montañas Cantábricas donde se ha documentado la existencia del piso crionival.

5. CONCLUSIONES

Actualmente, los procesos y las formas periglaciares funcionales presentes en el Macizo de Las Ubiñas se organizan por altitud en dos pisos diferenciados: nivoperiglaciar y crionival, los cuales se diferencian entre sí por la intensidad de los procesos y la presencia o no de determinadas formas.

Además de las formas activas, en Las Ubiñas se han identificado otras de carácter relicto, como un glaciar rocoso, así como conos de derrubios y lleras, especialmente si se encuentran por debajo de los cinturones periglaciares activos. Esto se debe a condiciones ambientales menos frías que las asociadas a la Última Glaciación Cuaternaria, así como al progresivo ascenso de las temperaturas a partir del final de la Pequeña Edad de Hielo hasta la actualidad.

El cinturón inferior se corresponde con el piso nivoperiglaciario, situado entre las cotas de 1750-1800 metros s.n.m. hasta 2100-2200 metros s.n.m., el cual queda caracterizado por la nieve y su intensa acción modeladora, cuyos mantos permanecen estables entre seis y ocho meses al año en las partes culminantes. Algunos de los procesos más característicos son los aludes de nieve, muy recurrentes en sectores como El Prau l'Albo, así como los movimientos en masa rápidos, como los argayos, las fanas y los flujos de derrubios, estrechamente vinculados con los episodios de precipitaciones intensas y con la fusión nival, especialmente en la primavera, que también favorecen a la dinámica solifluidal, a la arroyada y a la disolución kárstica. No obstante, los procesos de hielo-deshielo, así como su impacto, siguiendo ritmos diarios o estacionales, es limitado.

El piso crionival, por su parte, se sitúa actualmente por encima de los 2100-2200 metros s.n.m. hasta las cotas más elevadas (2417 metros s.n.m.) en Las Ubiñas, por lo que se trata de un entorno muy restringido. Se caracteriza por presentar temperaturas anuales frías que oscilan entre 1 °C y 3 °C y por la abundancia de precipitaciones nivales, que superan los 2000 mm al año. Estas condiciones, permiten la presencia de neveros permanentes y de heladas intensas y recurrentes, que pueden acontecer en cualquier estación, aunque durante el verano solo de forma atenuada. Los procesos presentes en este cinturón son la crioturbación, responsable de la formación de suelos ordenados, una soliflucción más intensa, una superior incidencia de los flujos de derrubios y de la crioclastia, así como una disolución kárstica más efectiva, combinándose varios de estos procesos y formando procesos como la gelidescamación y la gelidisunción. Así pues, los conos de derrubios y las lleras son plenamente activos en estas partes, los cuales se generan a partir de los procesos citados. Este ámbito es, por tanto, muy dinámico y activo en la actualidad.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto de investigación PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España).

REFERENCIAS

- Aller, J. (1981). La estructura del borde sudoeste de la Cuenca Carbonífera Central (Zona Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, 11, 3–14.
- Alonso, J.L., Martínez Abad, Í., García Ramos, J.C. (2007). Nota sobre la presencia de una sucesión cretácica en el Macizo de Las Ubiñas (Cordillera Cantábrica). *Implicaciones tectónicas y geomorfológicas*. *Geogaceta*, 43, 47–50.
- Alonso, V. (1989). Glaciares rocosos fósiles en el área Degaña–Leitariegos (Occidente de Asturias, Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, 3(1–4), 9–15.
- Andrés, N., Palacios, D. (2010). Cobertura nival y distribución de la temperatura en el suelo en las cumbres de la Sierra de Guadarrama. España. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36(2), 7–38. <https://doi.org/10.18172/cig.1236>

- Arnáez Vadillo, J. (1983). Factores condicionantes de la formación de pipkrakes en una montaña oceánica (S. de la Demanda). En: T. Vidal, F.J. Martín (Coords.), *VIII Coloquio de Geógrafos Españoles*. Barcelona. 77–83.
- Belmonte Ribas, A. (2014). *Geomorfología del Macizo de Cotiella (Pirineo oscense): cartografía, evolución paleoambiental y dinámica actual*. Tesis doctoral dirigida por Carlos Sancho Marcén. Universidad de Zaragoza. Zaragoza. 582 p.
- Branson, J., Lawler, D.M., Glen, J.W. (1996). Sediment inclusion events during needle-ice growth: a laboratory investigation of the role of soil moisture and temperature fluctuations. *Water Resources Research*, 32(2), 459–466. <https://doi.org/10.1029/95WR03400>
- Brosche, K.U. (1978). Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica. *Estudios Geográficos*, 151, 131–161.
- Carrera, P., Valcárcel, M. (2010). La acción geomorfológica del manto nivoso estacional en la sierra de Ancares: vertiente nororiental del pico Cuiña (León). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36(2), 85–98. <https://doi.org/10.18172/cig.1239>
- Castañón, J.C. (1983). El glacialismo cuaternario del Macizo de Ubiña (Asturias–León) y su importancia morfológica. *Ería*, 4, 3–49. <https://doi.org/10.17811/er.0.1983.3-49>
- Castañón, J.C. (1984). Sobre el modelado originado por los aludes de nieve en el Prau del Albo (Alto Huerna, Asturias). *Ería*, 6, 106–112. <http://dx.doi.org/10.17811/er.0.1984.106-112>
- Castañón, J.C. (1986). Formas de relieve de génesis nival y periglaciario en el borde noroccidental de la Sierra del Aramo. *Ería*, 10, 127–130. <https://doi.org/10.17811/er.0.1986.127-130>
- Castañón, J.C., Frochoso, M. (1994). El periglacialismo de la Cordillera Cantábrica. En: A. Gómez Ortiz, M. Simón Torres, F. Salvador Franch (Eds.), *Periglacialismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*. Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología (SEG), 7, Universidad de Granada, Granada. 75–91.
- Castañón, J.C., Frochoso, M. (1998). La alta Montaña Cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámicas en los Picos de Europa. En: A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte, A. García Navarro (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*, Universidad de Barcelona, Barcelona. 113–132.
- Clark, R. (1981). Cold climate features of the Cordillera Cantabrica, Northern Spain. *Biuletyn Peryglacjalny*, 28, 5–13.
- Domínguez Cuesta, M.^aJ. (2003). Geomorfología e inestabilidad de laderas en la Cuenca Carbonífera Central (Valle del Nalón, Asturias). *Análisis de la susceptibilidad ligada a los movimientos superficiales del terreno*. Tesis Doctoral dirigida por Montserrat Jiménez Sánchez. Universidad de Oviedo. Oviedo/Uviéu. 221 p.
- Domínguez Cuesta, M.^aJ., Jiménez Sánchez, M., Berrezueta, E. (2007). Landslides in the Central Coalfield (Cantabrian Mountains, NW Spain): Geomorphological features, conditioning factors and methodological implications in susceptibility assessment. *Geomorphology*, 89(3–4), 358–369. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.01.004>
- Domínguez Cuesta, M.^aJ., Jiménez Sánchez, M., Fariás Arquer, P.J., Menéndez Duarte, R.A. (1998). Dinámica de las vertientes en la zona central de Asturias (Cuenca del río Villoria, Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, 12(1–2), 19–33.
- Domínguez Cuesta, M.^aJ., Jiménez Sánchez, M., Rodríguez García, A. (1999). Press archives as temporal records of landslides in the North of Spain: relationships between rainfall

- and instability slope events. *Geomorphology*, 30(1–2), 125–132. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00049-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00049-5)
- Fernandes, M., Palma, P., Lopes, L., Ruiz Fernández, J., Pereira, P., Oliva, M. (2017). Spatial distribution and morphometry of permafrost-related landforms in the Central Pyrenees and associated paleoclimatic implications. *Quaternary International*, 470, 96–108.
- French, H.M. (2018). *The Periglacial Environment*. John Wiley & Sons, Ltd. (4ª Edición). Chichester (Inglaterra). 515 p.
- Gallinar, D., Ruiz Fernández, J., García Hernández, C. (2021). Las formas kársticas del Macizo de las Ubiñas (Montañas Cantábricas). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 43, 135–175. <https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2021.43.0.8858>
- Gallinar, D., Ruiz Fernández, J., García Hernández, C. (2022). La nieve en el Macizo de las Ubiñas (Montañas Cantábricas) y sus implicaciones geomorfológicas. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 93. <https://doi.org/10.21138/bage.3224>
- García de Celis, A.J. (1991). Los glaciares rocosos de la sierra del Suspirón. *Polígonos*, 1, 9–20. <http://dx.doi.org/10.18002/pol.v0i1.567>
- García de Celis, A.J., Arroyo Pérez, P., Gandía Fernández, A. (2006). Los bloques aradores de la “Laguna Helada” (Urbión): Un ejemplo singular de solifluxión activa en la Cordillera Ibérica. *Polígonos*, 16, 119–132. <http://dx.doi.org/10.18002/pol.v0i16.413>
- García Hernández, C. (2018). Grandes nevadas y eventos asociados en Asturias: su impacto a lo largo de los siglos XIX y XX. Tesis Doctoral dirigida por Jesús Ruiz Fernández. Universidad de Oviedo. Oviedo/Uviéu. 307 p.
- García Hernández, C. (2019). Los temporales de nieve de 1888 en Asturias: respuesta social e institucional. *Investigaciones Geográficas*, 71, 97–117. <https://doi.org/10.14198/INGEO2019.71.05>
- García Hernández, C., Ruiz Fernández, J., González Díaz, B. (2018A). Inherited memory, social learning, and resilience: lessons from Spain’s Great Blizzard of 1888. *Geographical Research*, 52(2), 189–203. <https://doi.org/10.1111/1745-5871.12322>
- García Hernández, C., Ruiz Fernández, J., Oliva, M., Gallinar, D. (2018B). El episodio de movimientos en masa asociado a los temporales de nieve de 1888 en el macizo asturiano. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 76, 52–78. <http://dx.doi.org/10.21138/bage.2515>
- García Hernández, C., Ruiz Fernández, J., Pereira, S. (2017A). El efecto de los cambios en la cubierta vegetal sobre la evolución de los daños por aludes en el Macizo Asturiano. *Cuaternario y Geomorfología*, 31(3–4), 97–112. <https://doi.org/10.17735/cyg.v31i3-4.58396>
- García Hernández, C., Ruiz Fernández, J., Rodríguez Gutiérrez, F. (2019). El fenómeno de los aludes a través de un itinerario didáctico en la Montaña Cantábrica. *Cuadernos Geográficos*, 58(2), 126–151. <https://doi.org/10.30827/cuadgeo.v58i2.7293>
- García Hernández, C., Ruiz Fernández, J., Sánchez Posada, C., Pereira, S., Oliva, M., Vieira, G. (2017B). Reforestation and land use change as drivers for a decrease of avalanche damage in mid-latitude mountains (NW Spain). *Global and Planetary Change*, 153, 35–50. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.05.001>
- García Hernández, C., Ruiz Fernández, J., Sánchez Posada, C., Pereira, S., Oliva, M. (2018C). An extreme event between The Little Ice Age and the 20th century: the snow

avalanche cycle of 1888 in the Asturian Massif (Northern Spain). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 44(1), 187–212. <https://doi.org/10.18172/cig.3386>

- García Oteyza, J., Génova, M., Calvet, J., Furdada, G., Guinau, M., Díez Herrero, A. (2015). Datación de avenidas torrenciales y flujos de derrubios mediante metodologías dendrogeomorfológicas (barranco de Portainé, Lleida, España). *Ecosistemas*, 24(2), 43–50. <https://doi.org/10.7818/ECOS.2015.24-2.07>
- García Ruiz, J.M.^a, Chueca, J., Julián, A. (2004). Los movimientos en masa del alto Gállego. En: J.L. Peña, L.A. Longares, M. Sánchez (Eds.), *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico. Zaragoza. 141–152.
- García Ruiz, J.M.^a, Puigdefábregas, J., Creus Novau, J. (1986). La acumulación de nieve en el Pirineo central y su influencia hidrológica. *Pirineos*, 127, 27–72.
- Geiger, R. (1990). *Manual de microclimatología. O clima da camada de ar junto ao solo*. Fundação Calouste Gulbenkian (2ª Edição). Lisboa. 556 p.
- Gómez Lende, M. (2015). *Las cuevas heladas en Picos de Europa: clima, morfologías y dinámica*. Tesis Doctoral dirigida por Enrique Serrano Cañadas y José Juan de Sanjosé Blasco. Universidad de Valladolid. Valladolid. 663 p.
- Gómez Lende, M., Serrano, E., González García, M., González Trueba, J.J. (2016). Periglacialismo en la divisoria cantábrica: la Sierra de Cebollada. *Polígonos*, 28, 33–53. <http://dx.doi.org/10.18002/pol.v0i28.4284>
- Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Ramos, M., Casas, A., Sanjosé, J.J., Salvador, F., Schulte, L., Tanarro, L.M., Atkinson, A., Sánchez, S., Tapias, J.C., Zamorano, J.J., Tomé, P., Serrano, A. (2004). Permafrost, evolución de formas asociadas y comportamiento térmico en el Corral del Veleta (Sierra Nevada, España). Últimos resultados. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 99(1–4), 47–63.
- Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Ramos, M., Schulte, L., Salvador, F., Tanarro, L.M. (1999A). Degradación de permafrost en Sierra Nevada y repercusiones geomorfológicas: el caso del Corral del Veleta. Resultados preliminares. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 27, 7–21.
- Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F., Sanjosé Blasco, J.J., Palacios Estremera, D., Schulte, L., Atkinson Gordo, A. (2008). Degradación de hielo glaciar fósil y permafrost en Sierra Nevada (periodo 2001–2007). En: J. Benavente, F.J. Gracia (Eds.), *Trabajos de Geomorfología en España 2006–2008*. Sociedad Española de Geomorfología (SEG). Universidad de Cádiz. Cádiz. 257–260.
- Gómez Ortiz, A., Schulte, L., García, A., Palacios, D. (1999B). Sobre la existencia de permafrost en Sierra Nevada. Significado geomorfológico y paleoclimático. En: L. Pallí Buxó, C. Roqué Pau (Eds.), *Avances en el estudio del Cuaternario Español*. Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA). Universitat de Girona. Girona/Girona. 181–186.
- Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B., Redondo Vega, J.M.^a, Santos González, J. (2011). Distribución de los glaciares rocosos relictos en la Cordillera Cantábrica. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37(2), 49–80. <http://dx.doi.org/10.18172/cig.1256>
- González Díaz, B., Ruiz Fernández, J., García Hernández, C., Menéndez Duarte, R., González Díaz, J.A. (2021). Evolución glaciar y morfodinámica periglacial en la vertiente asturiana del Puerto de Ventana (Montañas Cantábricas). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 43, 101–134. <https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2021.43.0.8841>

- González Gutiérrez, R.B. (2002). *El relieve de los valles del Torío y Curueño (Montaña Cantábrica Leonesa)*. Universidad de León. León/Llión.
- González Trueba, J.J. (2006). *El Macizo Central de los Picos de Europa: geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica*. Tesis Doctoral dirigida por Enrique Serrano Cañadas y Luis Vicente García Merino. Universidad de Cantabria. Santander. 819 p.
- González Trueba, J.J. (2007). *El paisaje natural del Macizo Central de los Picos de Europa: Geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica*. Centro de Investigación del Medio Ambiente (CIMA), Consejería de Medio ambiente del Gobierno de Cantabria. Santander. 598 p.
- González Trueba, J.J., Serrano, E. (2010). La nieve en los Picos de Europa: implicaciones geomorfológicas y ambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36(2), 61–84.
- Grab, S.W. (2001). Needle ice observations from the High Drakensberg, Lesotho. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(2), 227–231. <https://doi.org/10.1002/ppp.371>
- Hamelin, L.E. (1958). Matériaux de géomorphologie périglaciaire dans l'Espagne du Nord. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 29, 241–256.
- Hernández Pacheco, E. (1959). La morrena periglacial de Peña Vieja. Picos de Europa (Santander). En: *Volumen Homenaje a Mendes-Correia*. Sociedade Portuguesa de Antropologia e Etnologia. Oporto. 227–234.
- Hernández Pacheco, E., Llopis Lladó, N., Jordá Cerdá, F., Martínez, J.A. (1957). *INQUA. V Congreso Internacional. Guía de la excursión N 2. El Cuaternario de la Región Cantábrica*. Excelentísima Diputación Provincial de Oviedo. Oviedo/Uviéu. 72 p.
- Jiménez, M. (1999). Geomorfología fluvial en la cabecera del río Nalón (Cordillera Cantábrica, Noroeste de España). *Trabajos de Geología*, 21, 189–200.
- Julivert, M. (1983). La estructura de la Zona Cantábrica. En: J.A. Comba (Coord.), *Geología de España. Libro jubilar a José María Ríos*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid. 339–381.
- Llopis Lladó, N. (1964). Sur la Paleotectonique des Asturies et ses rapports avec la moitié occidentale de la Péninsule Ibérique. *Boletín del Instituto de Estudios Asturianos. Suplemento de Ciencias*, 10, 101–150.
- López Martínez, J.I. (1984). Disolución de rocas carbonatadas. Cuantificación del proceso actual de karstificación en el Macizo de la Piedra de San Martín (Pirineo Occidental). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 10, 127–138. <https://doi.org/10.18172/cig.930>
- López Moreno, J.I., Alvera, B., Latron, J., Fassnacht, S.R. (2010). Instalación y uso de un colchón de nieve para la monitorización del manto de nieve, cuenca experimental de Izas (Pirineo Central). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36(1), 77–85.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschung*, 6, 78–92.
- Marquínez, J., Duarte, R.M., Farias, P., Sánchez, M.J. (2003). Predictive GIS-based model of rockfall activity in mountain cliffs. *Natural Hazards*, 30(3), 341–360. <https://doi.org/10.1023/B:NHAZ.0000007170.21649.e1>

- Matsuoka, N. (1998). The relationship between frost heave and downslope soil movement: Field measurements in the Japanese Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(2), 121–133.
- Menéndez Duarte, R.A. (1995). *Geomorfología del área de Somiedo (Cordillera Cantábrica; Norte de España). Aplicaciones de los Sistemas de Información Geográfica al estudio del relieve*. Tesis Doctoral dirigida por Jorge Marquín García. Universidad de Oviedo. Oviedo/Uviéu. 254 p.
- Mercier, D. (2010). *La géomorphologie paraglaciale: analyse de crises érosives d'origine climatique dans les environnements englacés et sur leurs marges*. Tesis doctoral. Université Blaise-Pascal. Clermont-Ferrand II (Francia). 264 p. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.1609.7446>
- Muñoz Jiménez, J. (1982). *Geografía Física. El relieve, el clima y las aguas*. En: F. Quirós (Ed.), Geografía de Asturias. Tomo 1. Ayalga Ediciones. Salinas. 271 p.
- Nieuwendam, A., Ruiz Fernández, J., Oliva, M., Lopes, V., Cruces, A., Conceição Freitas, M.^a (2016). Postglacial Landscape Changes and Cryogenic Processes in the Picos de Europa (Northern Spain) Reconstructed from Geomorphological Mapping and Microstructures on Quartz Grains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 27, 96–108. <https://doi.org/10.1002/ppp.1853>
- Oliva, M. (2008). Lóbulos de soliflucción y fluctuaciones paleoclimáticas durante el Holoceno en Sierra Nevada. *Publicaciones de la Asociación Española de Climatología*, 6, 189–198.
- Oliva, M. (2011). Evolución ambiental cuaternaria del paisaje de Sierra Nevada: estado de la cuestión. *Cuaternario y Geomorfología*, 25(1–2), 21–44.
- Oliva, M., Palacios, D., Fernández Fernández, J.M. (2022). *Iberia, Land of Glaciers*. Elsevier, 1^a edición. Amsterdam.
- Oliva, M., Gómez Ortiz, A. (2010). Reconstrucción paleoambiental de Sierra Nevada a partir de registros sedimentarios y documentación histórica. En: X. Úbeda, D. Vericat, R.J. Batalla (Eds.), *Avances de la Geomorfología en España 2008–2010*. XI Reunión Nacional de Geomorfología, Solsona. 401–404.
- Oliva, M., Gómez Ortiz, A. (2011). Factores que condicionan los procesos periglaciares de vertiente actuales en Sierra Nevada. El caso de la soliflucción. *Nimbus: Revista de climatología, meteorología y paisaje*, 27–28, 137–158.
- Oliva, M., Gómez Ortiz, A. (2012). Late-Holocene environmental dynamics and climate variability in a Mediterranean high mountain environment (Sierra Nevada, Spain) inferred from lake sediments and historical sources. *The Holocene*, 22(8), 915–927. <https://doi.org/10.1177/0959683611434235>
- Oliva, M., Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F., Salvà Catarineu, M. (2012). Balance y conclusiones sobre la monitorización de los procesos solifluídales actuales en Sierra Nevada durante el periodo 2005–2011. En: A. González Díaz (Ed.), *Avances de la Geomorfología en España 2010–2012*. XII Reunión Nacional de Geomorfología. Santander. 657–660.
- Oliva, M., Gómez Ortiz, A., Schulte, L. (2008A). Procesos solifluídales actuales en Sierra Nevada. En: J. Benavente, F.J. Gracia (Eds.), *Trabajos de Geomorfología en España, 2006 – 2008*. X Reunión Nacional de Geomorfología. Cádiz. 253–256.
- Oliva, M., Gómez Ortiz, A., Schulte, L., Salvador, F. (2009A). Procesos periglaciares actuales en Sierra Nevada. Distribución y morfometría de los lóbulos de soliflucción. *Nimbus*, 23–24, 133–148.

- Oliva, M., Ruiz Fernández, J., Barriendos, M., Benito, G., Cuadrat, J.M., Domínguez Castro, F., García Ruiz, J.M.^a, Giralt, S., Gómez Ortiz, A., Hernández, A., López Costas, O., López Moreno, J.I., López Sáez, J.A., Martínez Cortizas, A., Moreno, A., Prohom, M., Saz, M.A., Serrano, E., Tejedor, E., Trigo, R., Valero Garcés, B., Vicente Serrano, S.M. (2018A). The Little Ice Age in Iberian mountains. *Earth–Science Reviews*, 177, 175–208. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.010>
- Oliva, M., Schulte, L., Gómez Ortiz, A. (2008B). Actividad solifluidal en Sierra Nevada durante el Holoceno tardío. En: J. Benavente, F.J. Gracia (Eds.), *Trabajos de Geomorfología en España, 2006 – 2008*. X Reunión Nacional de Geomorfología. Cádiz. 249–252.
- Oliva, M., Schulte, L., Gómez Ortiz, A. (2009B). Aportaciones al conocimiento de los lóbulos de soliflucción y cambios ambientales holocenos en Sierra Nevada. *Finisterra*, LXIV, 87, 23–33.
- Oliva, M., Serrano, E., Gómez Ortiz, A., González Amuchastegui, M.^aJ., Nieuwendam, A., Palacios, D., Pérez Alberti, A., Pellitero Ondicol, R., Ruiz Fernández, J., Valcárcel, M., Vieira, G., Antoniades, D. (2016). Spatial and temporal variability of periglaciation of the Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews*, 137, 176–199. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.017>
- Oliva, M., Žebre, M., Guglielmin, M., Hughes, P.D., Çiner, A., Vieira, G., Bodin, X., Andrés, N., Colucci, R.R., García Hernández, C., Mora, C., Nofre, J., Palacios, D., Pérez Alberti, A., Ribolini, A., Ruiz Fernández, J., Sarikaya, M.A., Serrano, E., Urdea, P., Valcárcel, M., Woodward, J.C., Yıldırım, C. (2018B). Permafrost conditions in the Mediterranean region since the Last Glaciation. *Earth–Science Reviews*, 185, 397–436. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.06.018>
- Palacios, D., Andrés, N., Luengo, E. (2004). Tipología y evolución de nichos de nivación en la Sierra de Guadarrama, España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, sección Geología*, 99(1–4). 141–158.
- Palacios, D., García R., Rubio, V., Vigil, R. (2003). Debris flows in a weathered granitic massif: Sierra de Gredos, Spain. *Catena*, 51, 115–140. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(02\)00094-2](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00094-2)
- Palacios, D., García Sánchez Colomer, M. (1996). La eficacia erosiva de la acción nival y su relación con la herencia geomorfológica. Macizo de Peñalara, Sistema Central. En: A. Granal d'Anglade, J. Pagés Valcarlos (Eds.), *Actas de la IV Reunión de Geomorfología*. O Castro (A Coruña). 531–542.
- Palacios, D., Marcos García Blanco, J., Tanarro, L.M. (1998). Los efectos geomorfológicos de la acción nival en la Hoya del Cuchillar de las Navalas (Sierra de Gredos). En: A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte, A. García Navarro (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Servei de Paisatge de la Universitat de Barcelona. Barcelona. 263–287.
- Pelfini, M., Santilli, M. (2008). Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the Central Alps, Italy. *Geomorphology*, 101(4), 721–730. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.04.002>
- Pellitero, R. (2012). *Geomorfología, paleoambiente cuaternario y geodiversidad en el Macizo de Fuentes Carrionas–Montaña Palentina*. Tesis Doctoral dirigida por Enrique Serrano Cañadas. Universidad de Valladolid. Valladolid. 1085 p.
- Pellitero, R., Serrano, E., González Trueba, J.J. (2011). Glaciares rocosos del sector central de la montaña cantábrica: indicadores paleoambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37(2), 119–144. <https://doi.org/10.18172/cig.1259>

- Peña Pérez, S.A. (2021). Rasgos morfométricos de los canchales y sus áreas fuente de la vertiente occidental del macizo de Las Ubiñas (cordillera Cantábrica, León). *Cuaternario y Geomorfología*, 35 (3–4), 175–190. <https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.89830>
- Pérez Alberti, A., Valcárcel, M. (1996). Geomorfología del valle glacial de Balouta (Ancares leoneses – NW de la Península Ibérica). *Polígonos*, 6, 157–183.
- Pérez, F.L. (1989). Some effects of giant Andean stem–rosettes on ground microclimate, and their ecological significance. *International Journal of Biometeorology*, 33(2), 131–135.
- Pisabarro, A. (2020). La cubierta nival como agente morfogénico que determina el régimen climático del suelo, las formas de relieve y la escorrentía en el Macizo de Valdecebollas, Montaña Cantábrica. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 46, 81–102. <https://doi.org/10.18172/cig.3823>
- Pisabarro, A., Pellitero, R., Serrano, E., Gómez Lende, M., González Trueba, J.J. (2017). Ground temperatures, landforms and processes in an Atlantic mountain. Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Catena*, 149, 623–636. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.051>
- Pisabarro, A., Serrano, E., González Trueba, J.J. (2015). Régimen térmico de suelos del Macizo Central de Picos de Europa (España). *Pirineos*, 170, 010. <https://doi.org/10.3989/Pirineos.2015.170003>
- Pons, M., López Moreno, J.I., Esteban, P., Macià, S., Gavalda, J., García, C., Rosas Casals, M., Jover E. (2014). Influencia del cambio climático en el turismo de nieve del Pirineo. Experiencia del proyecto de investigación NIVOPYR. *Pirineos. Revista de Ecología de Montaña*, Vol. 169. e006. <http://dx.doi.org/10.3989/Pirineos.2014.169006>
- Redondo Vega, J.M.^a, Carrera Gómez, P., González Gutiérrez, R.B., Gómez Villar, A. (2002A). Caracterización de los macizos que dominan los glaciares rocosos fósiles de la Sierra de Gistredo (León). Influencia de la fracturación en la génesis y desarrollo de esas formas periglaciares. En: E. Serrano, A. García de Celis (Eds.), *Periglacialismo en montaña y altas altitudes*. Valladolid. 27–37.
- Redondo Vega, J.M.^a, Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. (2004). Localización y caracterización morfométrica de los glaciares rocosos relictos de la Sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica, León). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, 35–60. <https://doi.org/10.18172/cig.1134>
- Redondo Vega, J.M.^a, Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. (1998). Los glaciares rocosos fósiles de la sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica), León. En: A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch (Eds.), *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*. Barcelona. 745–750.
- Redondo Vega, J.M.^a, Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B., Carrera Gómez, P. (2002B). Los glaciares rocosos fósiles de la sierra de Gistredo/Catoute. En: J.M.^a Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez, P. Carrera Gómez (Eds.), *XVII Jornadas de Geografía Física*. León/Llón. 62–67.
- Redondo Vega, J.M.^a, Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B., Carrera Gómez, P. (2002C). Los glaciares rocosos fósiles de la sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica), León. Datos preliminares para la determinación de su fábrica. En: A. Pérez González, J. Vegas, M.^aJ. Machado (Eds.), *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*. Madrid. 551–556.
- Redondo Vega, J.M.^a, Santos González, J., González Gutiérrez, R.B., Gómez Villar, A. (2013). Ejemplos de formas de relieve indicadoras de diferentes paleoclimas en la Cordillera Cantábrica. *Polígonos*, 24, 163–181.

- Rodríguez Fernández, J.R. (1983). Evolución estructural de la zona cantábrica durante el Carbonífero. En: C. Martínez Díaz (Coord.), *Carbonífero y Pérmico de España. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid. 151–162.
- Rodríguez Pérez, C. (1995). Estudio geomorfológico del Puerto de San Isidro. *Ería*, 36, 63–87. <https://doi.org/10.17811/er.0.1995.63-87>
- Rodríguez Pérez, C. (1998). Las formas de relieve y la evolución geomorfológica de la sierra de Sobia (área central de Asturias). *Ería*, 46, 131–147. <https://doi.org/10.17811/er.0.1998.131-147>
- Rodríguez Pérez, C. (2009). *Geomorfología de la montaña astur-leonesa entre los puertos de Ventana y Somiedo*. Tesis Doctoral dirigida por Juan Carlos Castañón Álvarez. Universidad de Oviedo. Oviedo/Uviéu. 365 p.
- Rodríguez Pérez, C. (2015). *El relieve de la Montaña Central Asturiana: La Sierra de Sobia y el Macizo de Somiedo*. Real Instituto de Estudios Asturianos, Oviedo/Uviéu. 180 p.
- Rodríguez Rodríguez, L., Domínguez Cuesta, M.^aJ., Rinterknecht, V., Jiménez Sánchez, M., González Lemos, S., Léanni, L., Sanjurjo, J., Ballesteros, D., Valenzuela, P., Llana Fúnez, S., ASTER Team. (2018). Constraining the age of superimposed glacial records in mountain environments with multiple dating methods (Cantabrian Mountains, Iberian Peninsula). *Quaternary Science Reviews*, 195, 215–231. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.025>
- Ruiz Fernández, J. (2013). *Las formas de modelado glaciar, periglacial y fluviotorrencial del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica)*. Tesis Doctoral dirigida por Miguel Ángel Poblete Piedrabuena. Universidad de Oviedo. Oviedo/Uviéu. 314 p.
- Ruiz Fernández, J. (2015). Las formas de modelado glaciar, periglacial y fluviotorrencial del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 68, 581–587.
- Ruiz Fernández, J., García Hernández, C., Fernández Fernández, A. (2019). La organización altitudinal de las formas kársticas del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Montañas Cantábricas) y su interrelación con el glaciario Cuaternario y la morfodinámica periglacial. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 41, 153–200. <https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2019.41.1.58221>
- Ruiz Fernández, J., Nieuwendam, A., Oliva, M., Lopes, V., Cruces, A., da Conceição Freitas, M.^a, Janeiro, A.I., López Sáez, J.A. (2016A). Cryogenic processes and fire activity in a high Atlantic mountain area in NW Iberia (Picos de Europa) during the Mid–Late Holocene. *Science of The Total Environment*, 573, 1159–1170. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.03.022>
- Ruiz Fernández, J., Oliva, M., Cruces, A., Lopes, V., Freitas, M.C., Andrade, C., García Hernández, C., López Sáez, J.A., Geraldés, M. (2016B). Environmental evolution in the Picos de Europa (Cantabrian Mountains, SW Europe) since the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 138, 87–104. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.03.002>
- Ruiz Fernández, J., Oliva, M., Hrbáček, F., Vieira, G., García Hernández, C. (2017). Soil temperatures in an Atlantic high mountain environment: The Forcadona buried ice patch (Picos de Europa, NW Spain). *Catena*, 149(2), 637–647. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.037>

- Ruiz Fernández, J., Poblete, M.Á., García Hernández, C. (2014). Características morfoclimáticas y procesos y formas periglaciares actuales en el Macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). En. A. Gómez Ortiz, F. Salvador, M. Oliva, M. Salvà (Eds.), *Avances, métodos y técnicas en el estudio del periglaciario*, Universitat de Barcelona. Barcelona. 91–103.
- Rupendra, S., Mayank, S., Vijendra, K.P., Rajesh, K., Sharma, R.K. (2018). Causes and geomorphological effects of large debris flows in the lower valley areas of the Meru and Gangotri glaciers, Bhagirathi basin, Garhwal Himalaya (India). *Remote Sensing Letters*, 9, 809–818. <https://doi.org/10.1080/2150704X.2018.1484956>
- Sanjosé Blasco, J.J., Serrano, E., Gómez Lende, M. (2016). Análisis geomático de bloques aradores y lóbulos en los Puertos de Áliva (Picos de Europa, Cordillera Cantábrica). *Polígonos*, 28, 123–138. <http://dx.doi.org/10.18002/pol.v0i28.4290>
- Santos Alonso, R. (2011). *Flujos de los derrubios en la Cornisa Cantábrica: evidencias, modelos de susceptibilidad y relevancia geomorfológica*. Tesis Doctoral dirigida por Jorge Marquín García. Universidad de Oviedo. Oviedo/Uviéu. 229 p.
- Santos González, J. (2010). *Glaciarismo y periglaciario en el alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica)*. Tesis Doctoral dirigida por José María Redondo Vega. Universidad de León. León/Llón. 689 p.
- Santos González, J., González Gutiérrez, R.B., Gómez Villar, A., Redondo Vega, J.M.^a (2009). Ground thermal regime in the vicinity of relict rock glaciers (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Finisterra*, 87, 35–44. <https://doi.org/10.18055/Finis1375>
- Santos González, J., González Gutiérrez, R.B., Redondo Vega, J.M.^a, Gómez Villar, A. (2016). Distribución y caracterización de bloques aradores en el noroeste de la península ibérica: el Alto Sil y el macizo de Vizcodillo. *Polígonos*, 28, 139–159. <http://dx.doi.org/10.18002/pol.v0i28.4291>
- Santos González, J., Redondo Vega, J.M.^a, Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. (2010B). Dinámica actual de los nichos de nivación del Alto Sil. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36(1), 87–106. <https://doi.org/10.18172/cig.1229>
- Santos González, J., Redondo Vega, J.M.^a, Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. (2010A). Los aludes de nieve en el Alto Sil (Oeste de la Cordillera Cantábrica, España). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36(1), 7–26. <https://doi.org/10.18172/cig.1224>
- Santos González, J., Redondo Vega, J.M.^a, González Gutiérrez, R.B., Gómez Villar, A. (2015). Nuevos datos sobre el origen del Lago La Baña (Sierra de la Cabrera, NO de España) a partir del análisis geomorfológico y sedimentológico. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 67, 61–81. <https://doi.org/10.21138/bage.1817>
- Serrano, E. (1995). Geomorfología de la Sierra de Tendeñera (Pirineo aragonés). *Ería*, 37, 143–158. <https://doi.org/10.17811/er.0.1995.143-158>
- Serrano, E., Gómez Lende, M., Pellitero, R., González Trueba, J.J. (2015). Deglaciación en la Cordillera Cantábrica: modelo y evolución. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41(2), 389–408. <https://doi.org/10.18172/cig.2716>
- Serrano, E., Gómez Lende, M., Pisabarro, A. (2016A). Nieve y riesgo de aludes en la montaña cantábrica: el alud de Cardaño de Arriba, Alto Carrión (Palencia). *Polígonos*, 28, 239–264. <http://dx.doi.org/10.18002/pol.v0i28.4295>
- Serrano, E., González Trueba, J.J. (2004). Morfodinámica periglaciaria en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa – Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, 18(3–4), 73–88.

- Serrano, E., González Trueba, J.J., Turu, V., Ros, X. (2011). Cronología glaciár pleistocena en el Valle del Trueba (Cordillera Cantábrica): primeras dataciones. En: V. Turu, A. Constante (Eds.), *Resums de la XIII Reunió Nacional de Quaternari*. Andorra. 3–6.
- Serrano, E., Oliva, M., González García, M., López Moreno, J.I., González Trueba, J.J., Martín Moreno, R., Gómez Lende, M., Martín Díaz, J., Nofre, J., Palma, P. (2018). Post–little ice age paraglacial processes and landforms in the high Iberian mountains: A review. *Land Degradation & Development*, 29, 4186–4208. <https://doi.org/10.1002/ldr.3171>
- Serrano, E., Sanjosé Blasco, J.J., Gómez Lende, M., López González, M., Soler Flores, F. (2016B). Evolución de los conos de derrubios de La Vueltona y los lóbulos y bloques aradores del Puerto de Áliva (Picos de Europa). *Topografía y cartografía: Revista del Ilustre Colegio Oficial de Ingenieros Técnicos en Topografía*, 32(170), 11–18.
- Tanarro García, L.M., Palacios Estremera, D., Zamorano Orozco, J.J., Gómez Ortiz, A. (2010). Cubierta nival, permafrost y formación de flujos superficiales en un talud detrítico de alta montaña (Corral de Veleta, Sierra Nevada, España). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36(2), 39–59. <https://doi.org/10.18172/cig.1237>
- Truyols, J., Arbizu, M., García Alcalde, J.L., García López, S., Martínez Chacón, M.L., Méndez Bedia, I., Méndez Fernández, C., Menéndez, J.R., Sánchez de Posada, L.C., Soto, F., Tuyols Massoni, M., Villa, E., Marcos, A., Pérez Estaún, A., Pulgar, J.A., Bastida, F., Aller, J., Lorenzo, P., Rodríguez Fernández, L.R. (1982). *Memoria del Mapa Geológico de España (1:50000), hoja 77 (La Plaza, Teverga)*. Instituto Geológico y Minero de España. Segunda serie. Madrid. 64 p.
- Valenzuela, P. (2017). *Landslide triggering in Asturias (NW Spain): Rainfall and soil moisture conditions modelling*. Tesis Doctoral dirigida por María José Domínguez Cuesta y Manuel Prieto Rubio. Universidad de Oviedo. Oviedo/Uviéu. 191 p.
- Valenzuela, P., Domínguez Cuesta, M.^aJ., Mora García, M.A. Jiménez Sánchez, M. (2017). A spatio–temporal landslide inventory for the NW of Spain: BAPA database. *Geomorphology*, 293, 11–23. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.05.010>
- Valenzuela, P., Domínguez Cuesta, M.^aJ., Mora García, M.A., Jiménez Sánchez, M. (2018). Rainfall thresholds for the triggering of landslides considering previous soil moisture conditions (Asturias, NW Spain). *Landslides*, 15(2), 273–282. <https://doi.org/10.1007/s10346-017-0878-8>
- Vieira, G. (1996). A acção dos pipkrakes na morfogénese actual na Serra do Gerês. *Finisterra*, 31(61), 3–28. <https://doi.org/10.18055/Finis1807>
- Vieira, G., Nieuwendam, A. (2020). Glacial and Periglacial landscapes of the Serra da Estrela. En: G. Vieira, J.L. Zêzere, C. Mora (Eds.), *Landforms and Landscapes of Portugal*. Springer. 185–198. https://doi.org/10.1007/978-3-319-03641-0_15