



Los límites de la glaciación en el extremo oriental de la Cordillera Cantábrica: Montes del Somo (Burgos-Cantabria, N de España)

*Glaciation limits in the easternmost part of the Cantabrian Mountains:
Montes del Somo (Burgos-Cantabria, northern Spain)*

Santos-González, J.⁽¹⁾

(1) Dpto. de Geografía y Geología, Universidad de León.
Campus de Vegazana s/n, 24071 León (España). jsango@unileon.es

Resumen

Se presentan nuevos datos sobre la extensión del glaciario cuaternario en la zona oriental de la Cordillera Cantábrica, concretamente en los Montes del Somo, situados inmediatamente al oeste de los Montes de Valnera. En este sector se han localizado diversas formas, en especial morrenas, que han permitido reconstruir a grandes rasgos la extensión que tuvieron los glaciares. Durante el máximo avance, se formaron 4 lenguas de hielo de entre 2,5 y 8,5 km de longitud, con espesores de hasta 160 m en el valle del río Engaña, donde se reconocen 4 morrenas escalonadas. Los frecuentes deslizamientos en masa dificultan las reconstrucciones en algunos valles, como ocurre en el de Peñanegra. La altitud de la línea de equilibrio glaciario se situó en torno a 1200-1260 m durante la fase de máximo avance y fue muy semejante a la estimada en los Montes de Valnera. Este valor es muy bajo en el contexto peninsular y, tal como se ha señalado en trabajos sobre esa zona, debe relacionarse con unos niveles de precipitación muy elevados en este sector, como también ocurre actualmente. De hecho, se han observado estrías de nevero a cotas sensiblemente inferiores (1485 m) a las habituales en otros nichos de nivación de la Cordillera Cantábrica. La existencia de formas glaciares al sur de los Montes del Somo contrasta con su ausencia en la vertiente septentrional, lo que resalta la importancia que los factores topoclimáticos locales tienen en la acumulación de la nieve y en la génesis de glaciares.

Palabras clave: Glaciario, Línea de equilibrio glaciario, Cordillera Cantábrica, Montes del Somo.

Abstract

New data about glacial extension in the eastern part of the Cantabrian Mountains (Montes del Somo) are presented. This area is located just to the west of the Valnera mountains. In this sector several glacial landforms, as moraines, allow to reconstruct past glacial extension. During the maximum advance, four glacial



tongues 2.5 to 8.5 km long and up to 160 m thick were formed. In the Engaña valley four stages of moraines are present. Some landslides difficult glacial reconstructions in some valleys, as Peñanegra. The equilibrium line altitude was located at 1200-1260 m during the maximum glacial advance, a very similar value than in the Valnera mountains. This altitude is very low in the Iberian Peninsula context and, as has been pointed out in previous works, were probably related with very high precipitation values, as today occurs. Also, recent snow stratae has been observed at lower altitudes (1485 m) than in other snowpatches of the Cantabrian Mountains. The existence of glacial landforms in the southern slope of Montes del Somo contrast with its absence in the northern slope. This factor stands out the importance of the local topoclimatic factors on snow accumulation and glacial development.

Key words: Glacial landforms, Equilibrium line altitude (ELA), Cantabrian Mountains, Montes del Somo.

1. Introducción

Durante las fases frías del Cuaternario, las montañas del sur de Europa se cubrieron de numerosos glaciares de circo, de lengua y pequeños campos de hielo que esculpieron sus sectores más elevados (Palacios *et al.*, 2022). En la Península Ibérica los glaciares afectaron en mayor o menor medida a las principales cadenas montañosas (Oliva *et al.*, 2022a). En general, los valores de la altitud de la línea de equilibrio glaciar (ELA, *Equilibrium Line Altitude*) ascendían de norte a sur y de oeste a este, desde unos 1000 m en las zonas más húmedas, como en el extremo noroeste de la Península, hasta unos 2500 m en el entorno de Sierra Nevada (Schmitz, 1969; Pérez-Alberti *et al.*, 2004; Oliva *et al.*, 2022a). Sin embargo, ese esquema general es más complejo, puesto que las variaciones de la ELA fueron muy significativas entre algunas zonas cercanas. Por ejemplo, dentro de la Cordillera Cantábrica, hubo una diferencia de hasta 1000 m, situándose próxima a 1100 m de altitud en las áreas más húmedas actualmente, y en torno a los 2000 m en las zonas más secas del extremo meridional de la cordillera, como algunas sierras de León y Palencia (Santos-González *et al.*, 2013).

Algunos de los focos glaciares a menor altitud se situaron en las sierras del oeste de Galicia (Valcárcel y Pérez-Alberti, 2022) y norte de Portugal (Pérez-Alberti, 2022), como el Xistral, Oribio, Faro de Avión, Peneda (Santos *et al.*, 2015) o Gerês (Schmidt-Thomé, 1973;

Coudé *et al.*, 1983; Brum Ferreira *et al.*, 1992; 2000; Santos *et al.*, 2017). En ellas se pueden encontrar restos glaciares de cierta entidad, a pesar de que las cumbres no alcanzan, o solo puntualmente, los 1500 m y, en algunos casos, ni los 1200 m.

Las otras sierras con glaciario a baja altitud se encuentran en el extremo oriental de la Cordillera Cantábrica y los Montes Vascos (Serrano *et al.*, 2022). En esta última zona, en macizos como Aralar (Gómez de Larena, 1948; Kopp, 1963; Bordonau *et al.*, 1992; Ugarte, 1992; Rico Lozano, 2011) o Gorbeia (Schmidt-Thomé, 1973), se han reconocido formas glaciares a pesar de que no alcanzan los 1500 m de altitud. Sin embargo, es el entorno de Castro Valnera el que presenta un glaciario de mayores dimensiones, con restos de varias lenguas glaciares (Serrano y Gutiérrez, 2002; Frochoso *et al.*, 2013; Serrano, *et al.*, 2013a; 2013b; 2015a; 2017; 2022), destacando la del valle del Trueba, donde aparece un complejo morrénico muy bien desarrollado a solo 750 m de altitud y a más de 15 km de la zona culminante (Serrano, 1996; Turu i Michels *et al.*, 2007), que solo puntualmente rebasa los 1600 m. En ese sector, la ELA se situó en torno a los 1200 m (Serrano y Gutiérrez, 2002; Santos-González *et al.*, 2013; Serrano *et al.*, 2013a; 2013b; 2015a; 2017). La presencia de restos glaciares a baja altitud en los Montes de Valnera ha atraído la atención de numerosos investigadores que han estudiado los valles del Trueba, del Miera y del Asón. Sin embargo, y a pesar de los numerosos traba-

jos previos, en el marco de la elaboración de un inventario de Lugares de Interés Geológico de la provincia de Burgos (Santos-González y Marcos-Reguero, 2019) se localizaron algunos restos glaciares en los Montes del Somo, inmediatamente al oeste de los Montes de Valnera, que no han sido estudiados previamente. Las formas glaciares son de gran interés dada su localización, ya que pueden ayudar a mejorar las reconstrucciones paleoclimáticas y a definir los límites de la glaciación en la zona oriental de la Cordillera Cantábrica. Su estudio en detalle también puede ayudar a estimar la ELA en este sector y compararla con los datos previos obtenidos en áreas próximas, como los Montes de Valnera (Serrano y Gutiérrez, 2002; Santos-González *et al.*, 2013; Serrano *et al.*, 2013b; 2015a; 2017; 2022).

Además, en algunos casos se trata de formas de cierta entidad y buen estado de conservación, que merecen ser conocidas y preservadas, más aún teniendo en cuenta su proximidad al complejo kárstico de Ojo Guareña, que constituye un referente turístico de primer orden y de que, en el caso de los valles de Peñanegra y San Miguel, forman parte de la Zona Periférica de Protección del Monumento Natural de Ojo Guareña. Por ello, el objetivo del presente trabajo ha sido reconocer las formas glaciares existentes y realizar estimaciones de la ELA para situarlas en el contexto regional y peninsular.

2. Área de estudio

Los Montes del Somo se encuentran en la zona oriental de la Cordillera Cantábrica, en

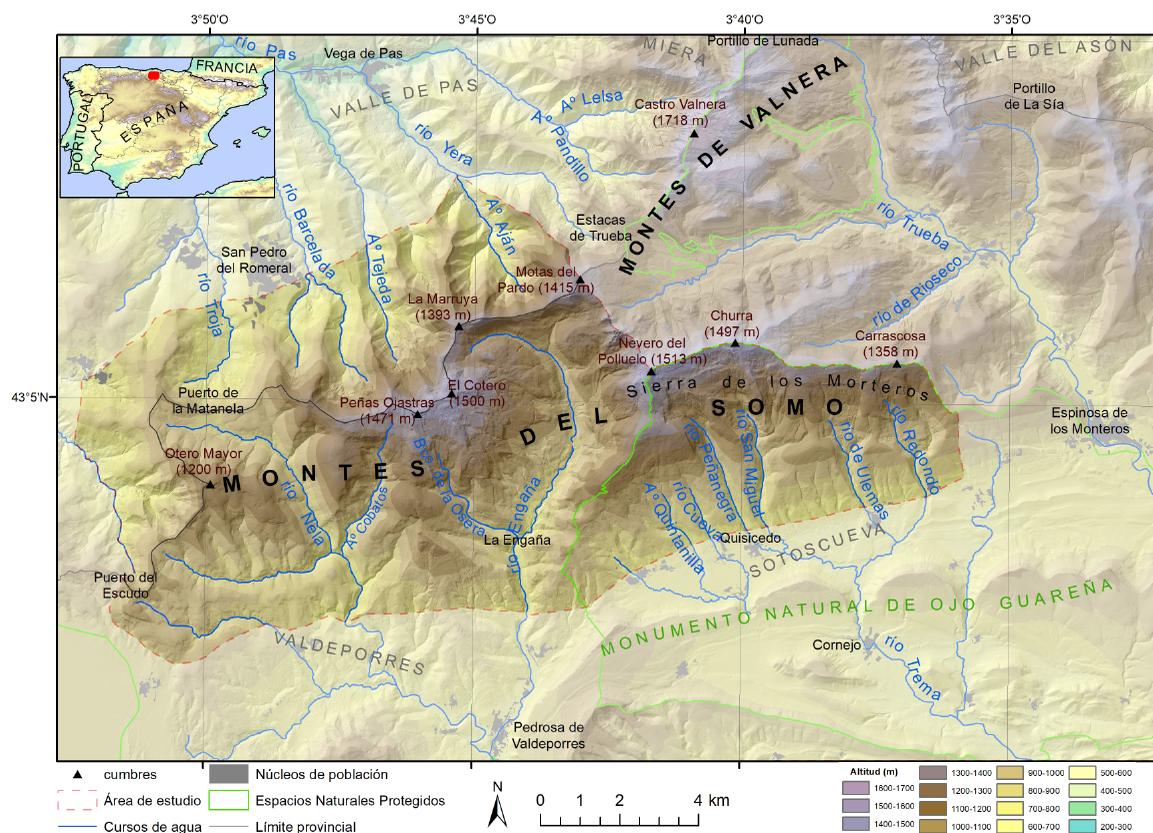


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio.

Figure 1. Location map of the study area.

el norte de la provincia de Burgos y el sur de Cantabria (Fig. 1). Tienen su límite occidental en el Puerto del Escudo, mientras que el límite oriental es más difuso, limitando con los Montes de Valnera en el entorno del Puerto de Estacas de Trueba (Fig. 1). Ese sector incluye como cumbres más destacadas El Coto (1500 m), Motas del Pardo (1415 m), La Marruya (1393 m) y el Otero Mayor (1200 m). Hacia el este, incluimos en los Montes del Somo la también denominada Sierra de los Morteros, situada entre los ríos Engaña y Trueba y la depresión de Sotoscueva. En este cordal se localiza la cumbre más elevada, el Nevero del Polluelo (1513 m), así como otras destacadas (Churra, 1497 m; Zurrusuela, 1381 m; Carrascosa, 1358 m). De ese sector oriental (Sierra de los Morteros) solo se ha analizado en detalle la vertiente sur, ya que la norte se ha abordado en los estudios previos de glaciario del valle del Trueba (Serrano y Gutiérrez, 2002; Serrano *et al.*, 2013a; 2013b; 2015a; 2022). En conjunto, el área de estudio comprende unos 135 km².

Los Montes del Somo actúan, en gran parte, de divisoria de aguas entre la vertiente cantábrica (Cantabria) y la cuenca del Ebro (Burgos), con una fuerte disimetría de pendientes, mucho más acusadas en la primera que en la segunda. Hacia la vertiente cantábrica discurren los ríos Pas y sus afluentes (Aján, Tejada, Barcelada, Troja). En esta vertiente los valles de los ríos se encajan muy rápidamente, descendiendo a 300 m de altitud en solo 7-8 km. Por el contrario, la vertiente sur (cuenca del Ebro) es más tendida, con los fondos de los valles situados a 700-800 m de altitud, aunque generando un relieve claramente montañoso, con valles de notable pendiente y que forman conos de cierta entidad a la salida de la cuenca (Hazera, 1968). En esta vertiente destacan los ríos Nela, Engaña y Trema, así como pequeños afluentes de los mismos, como el río Cueva, que tras penetrar en el sumidero de Ojo Guareña forma uno de los conjuntos kársticos más importantes de la Península Ibérica (Karampaglidis *et al.*, 2022).

El sustrato rocoso data del Cretácico inferior, con predominio de areniscas y algunos afloramientos calcáreos. La mayor diversidad geológica aparece en el valle del Engaña, donde predominan areniscas y lutitas del Aptiense y el Albiense, que alternan con algunos afloramientos calcáreos del complejo urgoniano (Pujalte *et al.*, 2004) en la cabecera del valle y, más raramente, margas. Los mismos materiales aparecen en la vertiente cantábrica y en la cabecera del río Nela, si bien los afloramientos calcáreos son más escasos. Por su parte, en los valles de San Miguel y Peñanegra aparece una alternancia de areniscas y lutitas de la Fm. Balmaseda (Cenomaniense-Albiense) (Robador Moreno *et al.*, 2014). Todas estas formaciones aparecen en estructura monoclinial, buzando hacia el sudeste (Hazera, 1968; Ortega Valcárcel, 1974), lo que genera un escarpe de grandes dimensiones hacia la vertiente norte, acentuado por la gran diferencia de nivel de base de los ríos de ambas vertientes. En las zonas calcáreas se encuentran algunas manifestaciones kársticas, destacando la presencia de dolinas y torcas, si bien el desarrollo es mucho menor que en los Montes de Valnera (Ruiz García y Edelweiss, 2011). Por otra parte, las condiciones litológicas y las pendientes favorecen la presencia de numerosos deslizamientos de dimensiones muy variadas y que generan algunas singularidades paisajísticas, como el paraje de Las Callejuelas.

El clima es oceánico, con transición al clima mediterráneo, que aparece en el extremo meridional. Las precipitaciones al pie de la sierra se sitúan en torno a los 1700 mm en la vertiente norte y de 1000-1300 mm en la vertiente sur (Ortega Villazán y Morales Rodríguez, 2015), con valores que superan los 3000 mm en el entorno de la divisoria y que pueden rebasar los 3500 mm en algunos sectores (Romero León *et al.*, 2022). Las nevadas son relativamente frecuentes por encima de unos 1200 m, si bien la persistencia de la misma es significativa solo por encima de unos 1400 m, donde algunos neveros pueden perdurar hasta comienzos del verano.

3. Metodología

Mediante trabajo de campo, se han reconocido sobre el terreno las formas de relieve existentes en toda el área de estudio y se han analizado las secciones visibles de diversos depósitos, tanto glaciares como no glaciares.

Para la realización de cartografía, se ha utilizado el software ArcMap 10.8 (ESRI). Las formas de relieve, principalmente las de origen glacial, se han delimitado sobre cartografía digital de detalle, ortofotografías del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) y modelos digitales del terreno (MDT) de 2 m y 5 m, todo ello disponible a través del portal del Instituto Geográfico Nacional <https://centrodedescargas.cnig.es/>. Los MDT se han utilizado para la realización de perfiles transversales de los valles estudiados con ArcMap.

Con los datos obtenidos en campo, se han realizado reconstrucciones de los paleoglaciares, estimando sus dimensiones. La hipsometría de los paleoglaciares ha sido dibujada manualmente a partir de los datos geomorfológicos, utilizando un intervalo altitudinal de 25 m. Todo ello ha permitido estimar la ELA utilizando el método *Area Altitude Balance Ratio* (AABR) (Furbish y Andrews, 1984; Rea, 2009; Pearce *et al.*, 2017), con el apoyo de la herramienta desarrollada por Pellitero *et al.* (2015) (con intervalos de 10 m) para la reconstrucción de paleo ELAs, utilizando los valores de AABR de 1,56 y 1,29 propuestos por Oien *et al.* (2021) a nivel global y para los Alpes respectivamente.

Para la estimación de la ELA también se han utilizado el método MELM (*Maximum Elevation of Lateral Moraine*) (Lichtenecker, 1938), que tiene en cuenta la altitud máxima de las

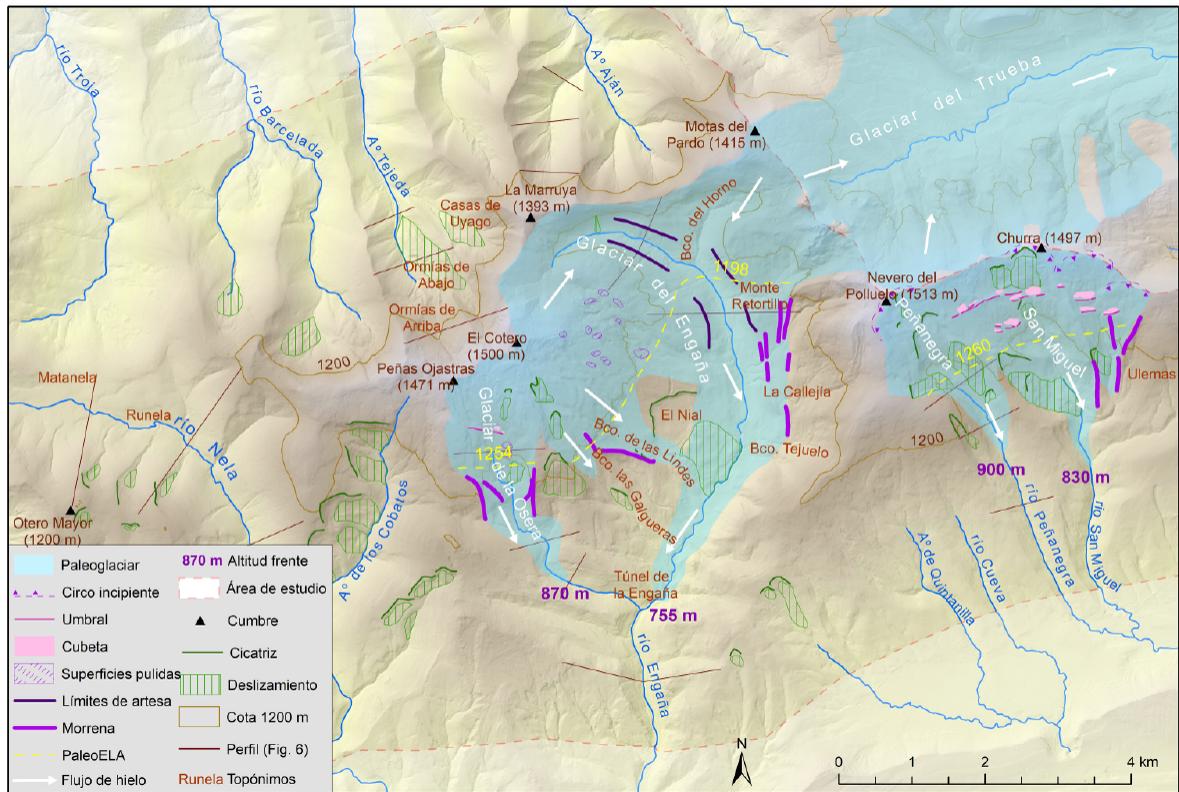


Figura 2. Esquema geomorfológico con la localización de las principales formas glaciares, deslizamientos, la extensión estimada de los glaciares y la ELA.

Figure 2. Geomorphological map showing main glacial landforms, landslides, estimated paleoglacier surfaces and the ELA.

morrenas laterales, y el método THAR (*Toe-to-headwall altitude ratio*), que sitúa la ELA en la altitud intermedia entre el punto más alto y el más bajo del glaciar, si bien, por su escasa precisión, este último puede ser considerado más un Índice de Elevación Glaciar (Benn y Lehmkuhl, 2000).

4. Resultados

4.1. Valles con restos glaciares

Se han localizado restos glaciares en 4 valles de la zona de estudio: Engaña, Barranco de la Osera, San Miguel y Peñanegra (Fig. 2). En el resto de los Montes del Somo no se han

encontrado evidencias claras de glaciación, aunque no se descarta que algunos de ellos pudieran tener hielo, como se discute más adelante.

4.1.1. Valle del Engaña y Barranco de la Osera

El valle del río Engaña es el de mayores dimensiones de la zona analizada y el que tenía mejores condiciones topográficas para la acumulación de nieve, debido a que presenta una mayor superficie de escasa pendiente a cotas por encima de 1200 m. La presencia de numerosos deslizamientos en diversos lugares del valle dificulta la delimitación precisa de la extensión que tuvieron los glaciares, pero existen huellas bastante rotundas:

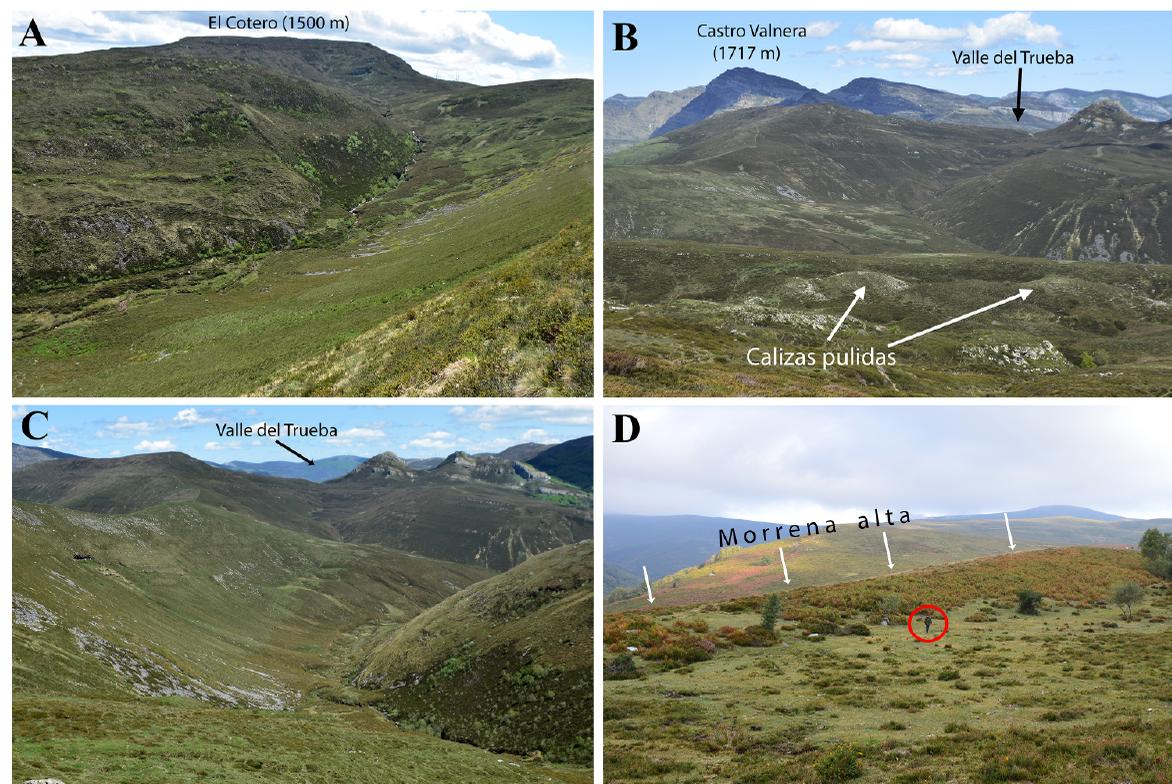


Figura 3. A) Cabecera del valle del Engaña e inicio del valle en forma de U. B) Vista desde El Cotero de la cabecera del Engaña. Se puede observar el modelado glaciar, con formas suaves y umbrales pulidos. C) Tramo alto del río Engaña y collado de transfluencia que lo conectaría con el glaciar del Trueba. D) Morrena lateral izquierda del Engaña en el entorno de La Callejía. Nótese una persona (círculo rojo) como escala.

Figure 3. A) Upper part of the Engaña valley and the glacial valley initial. B) View from El Cotero of the Engaña headwaters. Glacier landforms can be observed, including polished thresholds. C) Upper Engaña glacial trough and ancient transfluence from the Trueba valley. D) Left lateral moraine of the Engaña valley in La Callejía. One person (red circle) as scale.

- La zona más elevada, en torno al pico del Cotero (1500 m) y hasta los 1250 m de altitud, presenta una morfología suave, con formas redondeadas y pequeñas zonas sobre excavadas ocupadas por turberas, pero sin cubetas destacadas (Fig. 3A). No existen circos ni sedimentos glaciares, pero los afloramientos de calizas aparecen pulidos y se observa un retoque glacial generalizado del conjunto (Fig. 3B).
- Por debajo de los 1250 m, y hasta los 970 m, en la confluencia con el Barranco del Horno, se desarrolla una marcada artesa glaciar durante casi 2,5 km (Fig. 3C), con hombreras unos 100 m por encima del valle. La artesa está incidida en algunos sectores por el curso de agua que la recorre.
- A partir de ese punto, la artesa glaciar se amplía notablemente, si bien la densa cubierta vegetal y la presencia de deslizamientos enmascara las formas. Especialmente significativo es un gran deslizamiento traslacional en la margen derecha (El Nial), de unas 110 ha (Fig. 2). En la margen izquierda del valle, en el Monte Retortillo, aparecen cuatro morrenas laterales escalonadas entre 90 y 160 m sobre el fondo de valle actual (Fig. 2; Fig. 3D). Las tres morrenas superiores tienen una longitud de algo más de 500 m y una altura de entre 5 y 10 m, estando la tercera cortada por un pequeño barranco, mientras que la morrena más baja es menos prominente y tiene poco más de 200 m de longitud. Las morrenas presen-

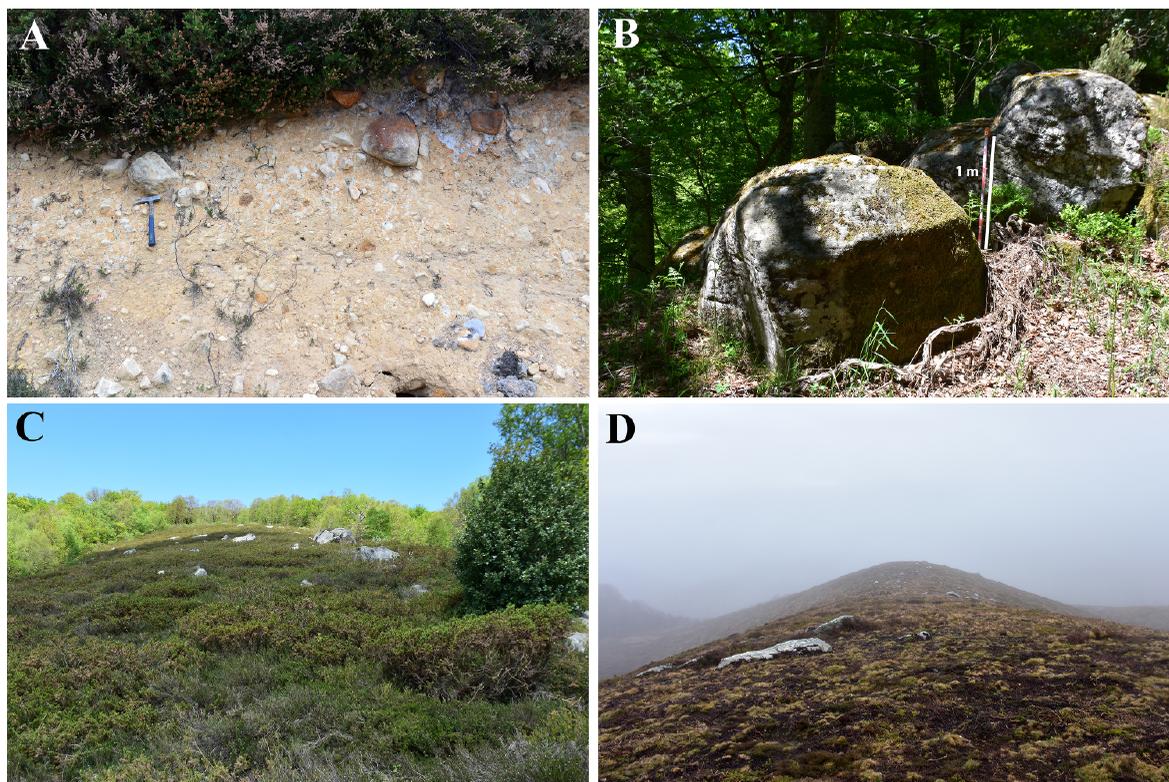


Figura 4. A) Corte de la morrena en La Callejía. Un martillo de geólogo como escala. B) Grandes bloques en la cresta de la morrena del Barranco de las Lindes (afluente del Engaña). C) Morrena lateral izquierda del Barranco de las Galgueras (afluente del Engaña). D) Morrena lateral derecha del Barranco de la Osera.

Figure 4. A) Moraine section in La Callejía. Geologist's hammer as scale. B) Large boulders on the crest of the moraine of the Barranco de las Lindes (tributary of the Engaña). C) Left lateral moraine of Las Galgueras valley (Engaña tributary). D) Right lateral moraine of La Osera valley.

tan algunos bloques aislados de grandes dimensiones, tanto de calizas como de areniscas, pero no son abundantes, y no presentan cortes visibles. Del nivel superior hay otros tramos donde se preserva la morrena y, en el extremo meridional de la misma, cerca del Barranco del Tejuelo, en la pista de acceso a La Callejía, hay un corte visible que permite ver la estructura interna del till (Fig. 4A), interpretado así por ser un diamicton muy cementado por matriz fina y que incluye bloques, en algunos sectores de grandes dimensiones, y presencia de algunas estrías.

En la margen derecha, no se han encontrado morrenas laterales del valle principal, pero sí al sur del Barranco de las Lindes, donde una morrena de unos 700 m de longitud, situada entre 1180 y 1040 m de altitud, indica un aporte lateral desde la vertiente sureste de El Coter. Esta morrena incluye numerosos bloques de areniscas de grandes dimensiones (de hasta más de 2 m de eje mayor) (Fig. 4B) y en algunos sectores está afectada por pequeños deslizamientos. Además, existen pequeños lomos morrénicos menos destacados en la cabecera del Barranco de las Galgueras (Fig. 4C).

- Aguas abajo del Barranco de las Lindes no se han encontrado morrenas evidentes, pero sí aparece un depósito con matriz fina y grandes bloques en la pista de acceso a Las Galgueras, unos 20 m por encima del río Engaña. Debido a las escasas dimensiones de la sección visible el corte no ha podido analizarse en profundidad, pero sus características apuntan a un probable origen glaciar. Además, el valle en ese sector presenta una forma relativamente amplia hasta las proximidades del Túnel de la Engaña, a 755 m de altitud, punto a partir del cual la morfología del valle se modifica sustancialmente, pasando a ser un valle más encajado (Fig. 5), lo que tomamos como un indicador de la posición que tuvo el frente glaciar.

En cuanto al Barranco de la Osera, afluente del Engaña, presenta en cabecera una morfología

irregular, con pequeñas áreas sobre excavadas y un retoque glaciar generalizado, con algunos afloramientos pulidos. Pero lo más destacado es que en él se conservan dos magníficas morrenas laterales en ambas márgenes, entre 1230 y 1100 m de altitud (Fig. 4D). Ambas lomas tienen numerosos bloques de areniscas de hasta 2 m de eje mayor. La morrena lateral derecha, de algo más de 600 m de longitud, es especialmente destacada, con una prominencia de unos 20 m en el sector superior, mientras que se va desdibujando en su parte baja, donde la pendiente del valle aumenta significativamente. Lo mismo ocurre en la morrena lateral izquierda, de similar longitud y que se conserva mucho mejor en el sector superior, de pendiente más suave, que en el inferior. Además, existe otra pequeña morrena interna de unos 350 m de longitud en la margen derecha, que presenta igualmente numerosos bloques de arenisca y también va siendo menos marcada según aumenta la pendiente general de la ladera en la que se ubica.

En cuanto al perfil del valle, éste presenta una morfología suave y amplia en cabecera, con forma de U y un valle relativamente amplio para la fuerte pendiente general hasta unos 870 m de altitud, cota a partir de la cual el valle se estrecha notablemente hasta su confluencia con el río Engaña (Fig. 5).

4.1.1. Valles de Peñanegra y San Miguel

Estos dos valles tienen su cabecera más al sur de la divisoria cantábrica, lindando por el norte con la cabecera del valle del Trueba y el valle de Rioseco, siendo ambos afluentes del río Trema. La parte más elevada de estos valles presenta formas glaciares relativamente bien conservadas, aunque con numerosos deslizamientos, que afectan especialmente al valle de Peñanegra (Fig. 2).

La cabecera del valle de San Miguel presenta, como ocurre en el valle del Engaña, un retoque glaciar generalizado entre el nivel de las cumbres (1360-1500 m) y unos 1250 m de altitud. En este caso, se puede hablar de un circo incipiente, en el que existen cubetas y umbra-

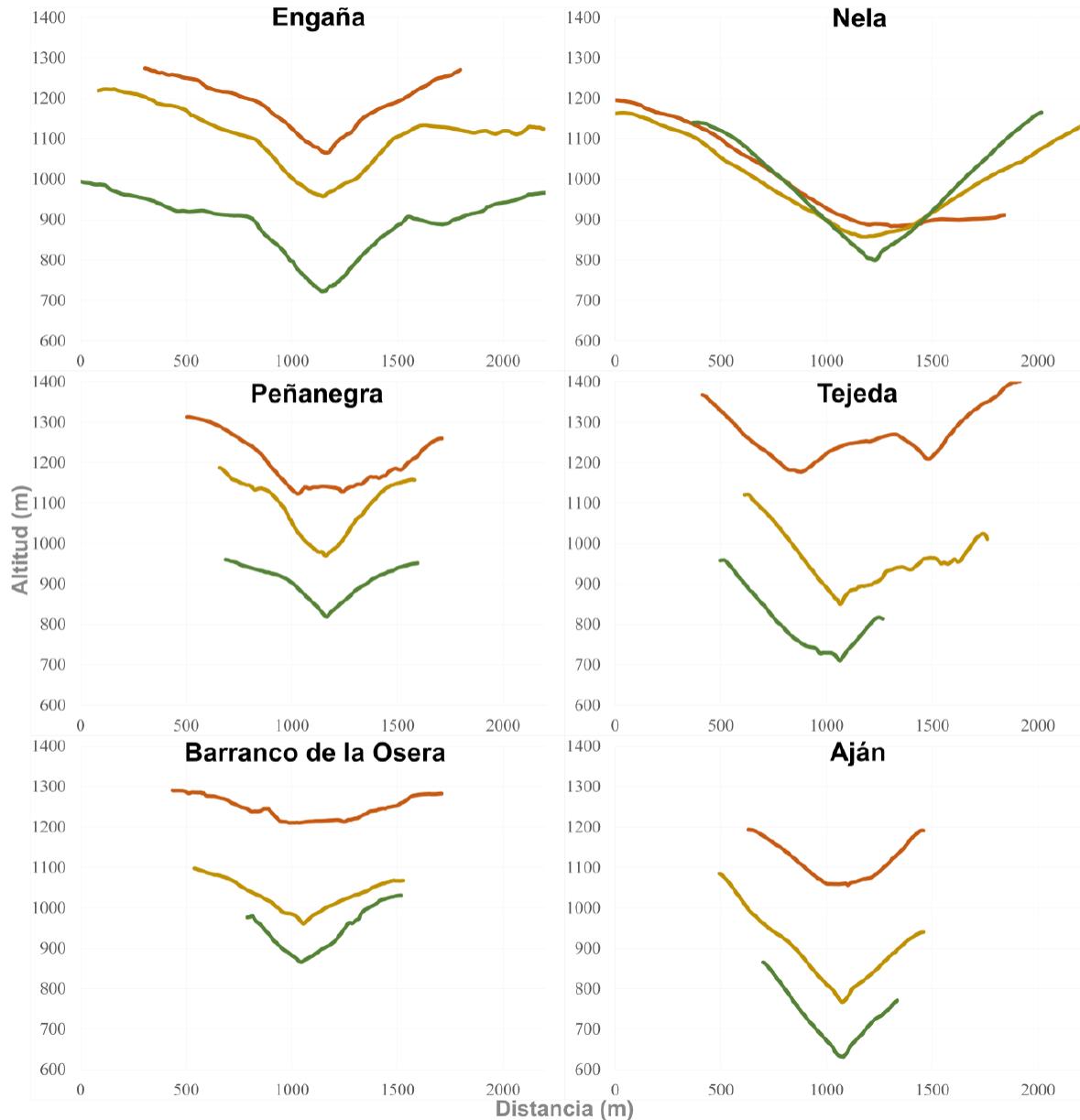


Figura 5. Perfiles transversales de seis valles de los Montes del Somo.

Figure 5. Cross-sectional profiles of six valleys of the Montes del Somo.

les que aprovechan los cambios litológicos. Estas cubetas están ocupadas por pequeñas lagunas y, más frecuentemente, turberas. En el sector oriental del valle, se han localizado cuatro morrenas. Las dos inferiores arrancan a 1180 m y descienden hasta 1050 m de altitud (Fig. 6A). Las dos superiores se desarrollan

entre los 1260-1280 m y los 1170 m de altitud. Todas ellas presentan grandes bloques de areniscas y las dos inferiores están cortadas por una pista forestal que permite observar la estructura interna del depósito (Fig. 6B; Fig. 6C). Se trata de un diamictón matriz-soportado, muy compactado, que incluye cantos y blo-

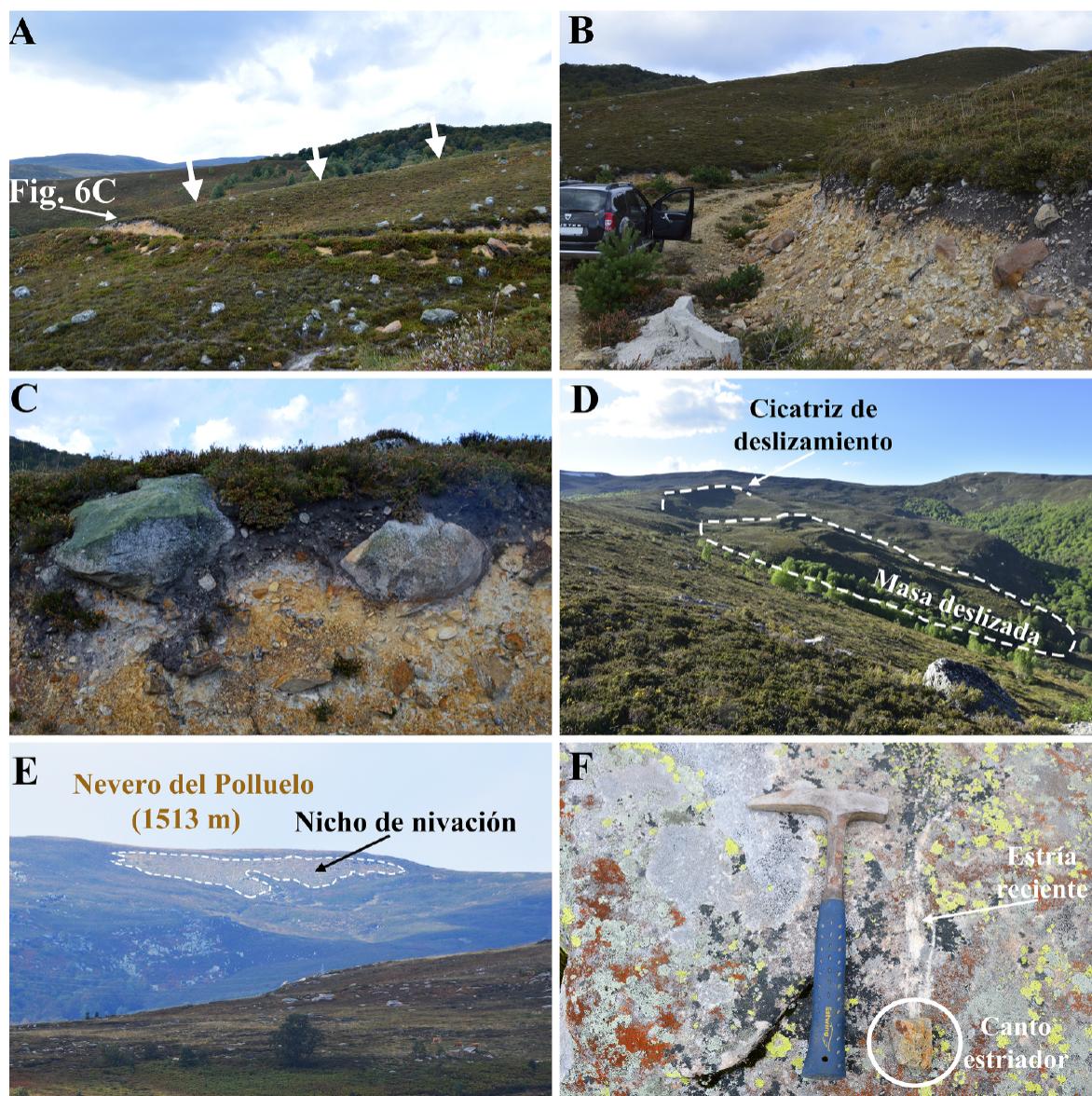


Figura 6. A) Morrena lateral en el valle de San Miguel. B) Morrenas en el sector oriental del valle de San Miguel. C) Corte en la morrena lateral del valle de San Miguel visible en la Figura 6A. D) Deslizamiento en la margen derecha de la cabecera del valle de San Miguel. E) Vista general del nicho de nivación del Nevero del Polluelo. La ausencia de vegetación arbustiva indica la extensión habitual del nevero. F) Estría de nevero reciente en el nicho de nivación, a 1485 m de altitud.

Figure 6. A) Lateral moraine in the San Miguel valley. B) Moraines in the eastern sector of the San Miguel valley. C) Cut of the lateral moraine visible in Figure 6A. D) Landslide on the right side of the San Miguel head-valley. E) General view of Polluelo nivation hollow. The absence of shrubby vegetation indicates the usual snowpatch extension. F) Recent nival striation in Polluelo nivation hollow, at 1485 m of altitude.

ques sub-angulosos y sub-redondeados, de areniscas, algunos de hasta 2 m de eje mayor, y con presencia de estrías en algunos cantos. Ambas lomas arrancan a media ladera, sin que

existan cicatrices de deslizamiento por encima ni afloramientos rocosos destacados. Todos esos datos nos hacen descartar la interpretación de Karampaglidis *et al.* (2022), que carto-

grafían estas lomas como conos de derrubios, a pesar de su morfología (alargada y no en forma de cono), su estructura interna (diamictón que incluye desde grandes bloques a material muy fino), su localización (en las márgenes del valle y no al pie de escarpes) y su buena correlación en cuanto a altitud y posición respecto a otras morrenas próximas.

En el sector occidental del valle de San Miguel, a pesar de su mayor altitud, no hemos localizado morrenas, apareciendo un importante deslizamiento en masa en la margen derecha (de 34 ha) (Fig. 6D) y otros menos definidos en la ladera margen izquierda, que tiene una fuerte pendiente. En cuanto al fondo de valle principal, es significativo que presenta un encajamiento por debajo de los 830 m de altitud, mientras que aguas arriba el perfil, dentro de la fuerte pendiente general, es algo más abierto.

Respecto al valle de Peñanegra, la morfología por encima de los 1200 m, se caracteriza por un retoque glaciar generalizado similar al de San Miguel, pero sin cubetas ni umbrales bien definidos, con una red de drenaje múltiple, sin un curso principal claro. En conjunto puede hablarse de un circo incipiente que ocupa toda la cabecera, que incluye la cumbre más elevada de toda el área de estudio. En la vertiente sureste del Nevero del Polluelo existe un nicho de nivación que, en ocasiones, mantiene nieve hasta comienzos del verano. La dinámica actual del nicho de nivación queda en evidencia por la ausencia de vegetación arbustiva en la zona de mayor persistencia de la nieve (Fig. 6E) y por la presencia de estrías de nevero activas (Fig. 6F). Por debajo de unos 1200 m, el valle principal se define con mayor claridad y presenta una forma de U, aunque poco evidente y afectada por numerosos deslizamientos, especialmente en la margen derecha del valle, similares a los que existen en el valle de San Miguel. Por debajo de los 900 m de altitud, el valle pasa a estrecharse notablemente, en forma de V (Fig. 5), sin que se hayan encontrado más restos glaciares, mientras que aguas arriba de esa cota el perfil es bastante más amplio, en forma de U.

4.2. Otros valles sin signos evidentes de glaciación

4.2.1. Cabecera del río Nela y Arroyo de Cobatos

La cabecera del río Nela se sitúa en el entorno de Runela y Matanela, en la vertiente norte del Otero Mayor (1200 m). En este sector no se han localizado formas glaciares (Fig. 7A). En las cabeceras situadas al norte y este de esta cumbre, existen varios deslizamientos que ocupan la parte alta de los vallejos (Fig. 2), pero no se han localizado formas ni erosivas ni deposicionales de origen glaciar.

Mayor altitud presenta el valle de los Cobatos, al sur de Peñas Ojastras (1471 m). Se trata de un valle con orientación S-SO. La parte alta del valle, por encima de los 1300 m, presenta unas condiciones favorables para la acumulación de nieve (relieve suave a una altitud significativa) y existen pequeñas depresiones y resaltes que consideramos que son debidas a la acción glaciar (Fig. 7B). Sin embargo, aguas abajo no hemos encontrado ningún resto de origen glaciar que permita estimar las dimensiones del glaciar que pudo ocupar parte de su cabecera, sino varios deslizamientos que ocupan el fondo de valle, procedentes de su margen derecha (Fig. 2).

4.2.2. Valles de Ulemas, Redondo y Quintanilla

Estos valles tienen su cabecera al este de los valles de San Miguel y Peñanegra (Fig. 1), y presentan características semejantes, pero con altitudes unos 150 m más bajas. Se trata de valles afectados por deslizamientos y cubiertos por un denso hayedo, lo que dificulta enormemente la búsqueda de restos de origen glaciar. En ellos no se han encontrado evidencias glaciares que permitan realizar ningún tipo de reconstrucción. Por su parte, en el valle de Quintanilla, entre los del Engaña y Peñanegra, tampoco se han observado formas glaciares.

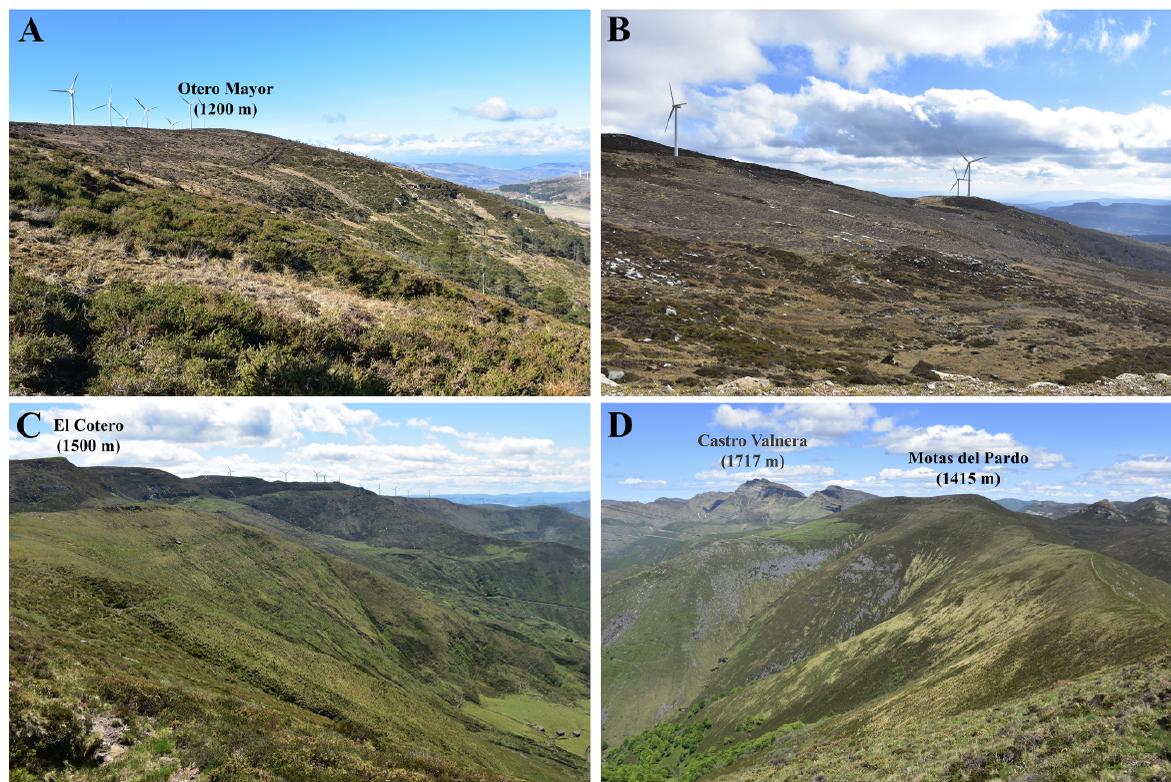


Figura 7. A) Vertiente norte del Otero Mayor (1200 m), en el Alto Nela, con deslizamientos, pero sin restos glaciares evidentes. B) Cabecera del Arroyo de Cobatos, con algunas depresiones quizás derivadas de la sobre excavación glaciaria. C) Cabecera del Arroyo Tejada y Ormías de Abajo, en la vertiente noroeste de El Coter, donde no se han localizado restos glaciares evidentes. D) Cabecera del Arroyo de Aján, con cabeceras torrenciales quizás modificadas por acción glaciaria. Castro Valnera al fondo de la imagen.

Figure 7. A) Northern face of the Otero Mayor (1200 m), in the Nela valley head-valley, where some landslides exist but with any clear glacial landforms. B) Cobatos valley headvalley, with some depressions that could be related with glacial overdeepening. C) Ormías de Abajo, in the Tejada headvalley (northeastern face of El Coter), without clear glacial landforms. D) Aján headvalley, with small torrencial landforms perhaps affected by glacial action. Castro Valnera peak in the foreground.

4.2.3. Afluentes del río Pas

La cabecera del río Pas incluye varios valles afluentes con algunas cabeceras a una altitud significativa: Aján (1415 m), Tejada (1501 m), Barcelada (1427 m), El Hoyo (1262 m) y Troja (1024 m). Se trata de valles de pendientes muy fuertes, ya que en apenas 2 km los cursos de agua se encuentran por debajo de los 600 m de altitud (Fig. 5). Algunos presentan rellanos que se corresponden con grandes deslizamientos en masa, como ocurre en Ormías de Arriba, Ormías de Abajo (Fig. 7C) y las Casas de Uyago, en el valle

de Tejada. En el valle de Aján, algunas cabeceras torrenciales presentan una morfología compatible con la acción glaciaria (Fig. 7D). Sin embargo, no se han localizado evidencias glaciares nítidas.

4.3. Reconstrucción de la extensión glaciaria

Las evidencias geomorfológicas permiten reconstruir a grandes rasgos la dinámica glaciaria de los Montes del Somo. Durante el máximo avance glaciario se generaron 4 aparatos glaciares:

- El glaciar del Engaña, que tendría una longitud de algo más de 8 km desde la zona culminante. El aporte de hielo glaciar se producía tanto de forma local (El Cotero) como por difluencia desde El Colladío, dónde la masa glaciar estaba unida al glaciar del Trueba. El espesor de hielo en el sector medio-alto del valle debió alcanzar los 200 m, según evidencian las morrenas laterales de la margen izquierda del valle, descendiendo a 120 m en el Bco. del Tejuelo. En el Barranco de las Lindes se conserva una morrena lateral que demuestra el aporte de hielo desde la vertiente sureste de El Cotero, con una lengua que debía confluir con la principal. El frente glaciar lo estimamos en entorno del Túnel de la Engaña, a 755 m de altitud, ya que no hemos localizado evidencias glaciares más bajas y a partir de ese punto se produce un cambio importante en el perfil transversal del valle (Fig. 5).
 - El glaciar del Barranco de la Osera, que consideramos independiente del glaciar del Engaña, sin que llegaran a confluir, compartiendo únicamente parte de la zona de acumulación glaciar. La lengua tuvo en torno a 3,4 km de longitud total y un espesor de 100 m en su sector central, tal y como indican las morrenas laterales. El frente se estima a 870 m, en base al cambio en el perfil transversal del valle (Fig. 5).
 - El glaciar de San Miguel, que tuvo un desarrollo de unos 3,3 km hasta unos 830 m de altitud en la lengua principal, aunque no descartamos un avance algo superior. La morrena lateral izquierda indica un espesor máximo de 140 m. En el sector oriental, se formó otra lengua de unos 2 km de longitud, que quedaría suspendida sobre el glaciar principal y que tendría un espesor máximo de unos 60 m, con el frente sobre los 1030 m de altitud, en base al cambio morfológico en el perfil transversal del valle, que se encaja notablemente a partir de ese punto (Fig. 5).
 - El glaciar de Peñanegra, de unos 2,5 km de recorrido y en torno a 100 m de espesor máximo. En este valle la presencia de deslizamientos dificulta el reconocimiento de formas glaciares y la estimación de los límites glaciares precisos. En todo caso, el perfil del valle (Fig. 5) permite inferir la posición del frente glaciar, que se situaría a 900 m de altitud.
- No puede descartarse que se formara algún otro glaciar muy reducido en extensión, en especial en la cabecera del valle de Cobatos y en el de Aján, pero no se han localizado restos que lo atestigüen.

4.4. La altitud de la línea de equilibrio glaciar (ELA)

A partir de las reconstrucciones geomorfológicas, se ha estimado la ELA utilizando los métodos THAR, MELM y AABR para la fase de máximo avance glaciar (Tabla 1).

Tabla 1. Principales características de los glaciares analizados y cálculo de la línea de equilibrio glaciar.

Table 1. Main characteristics of the analysed glaciers and Equilibrium Line Altitudes.

Glaciar	Superficie (km ²)	Cota Máxima	Cota Mínima	Long. (km)	Orientación	ELA (m)			
						AABR		MELM	THAR
						1,56	1,29		
Engaña	14,8	1500	750	8,2	S	1198	1208	1180	1125
Barranco de la Osera	2,5	1495	870	3,4	S	1254	1264	1230	1180
San Miguel	4,3	1514	870	3,3	SE	1260	1270	1280	1192
Peñanegra	2,2	1513	920	2,7	SE			-	1216

En el valle del Engaña, las incertidumbres en la reconstrucción glaciaria vienen derivadas de la imposibilidad de conocer con detalle el espesor del glaciar en la zona de acumulación, así como la ausencia de morrenas frontales, apoyándose en la localización del frente únicamente en el cambio de morfología del valle. Con esas incertidumbres, la ELA en la fase de máximo avance según el método AABR se estima en 1198 m de altitud. Esa cota es semejante a la ofrecida por el método THAR (1125 m) y el método MELM (1180 m). Esta última altitud es la que presentan tanto la morrena superior de Monte Retortillo como la existente en el Barranco de las Lindes.

En el Barranco de la Osera, las morrenas laterales permiten una reconstrucción ajustada en el sector central del paleoglaciario. Sin embargo, no es posible precisar con claridad el espesor de hielo en lo que fue la zona de acumulación y el frente lo estimamos a partir del cambio morfológico del valle, puesto que no existen morrenas frontales. Teniendo en cuenta esos factores, la ELA estimada según el método AABR fue de 1254 m y de 1230 m según el método MELM, puesto que a esa cota arrancan las morrenas laterales exteriores del valle.

En el caso de los valles de Peñanegra y San Miguel, la zona de acumulación era conjunta y estaba mejor definida, pero las dimensiones precisas de los glaciares no pueden determinarse con claridad en algunos sectores. En todo caso, los valores estimados para la ELA son muy semejantes: 1260 m con el método AABR y 1280 m para el método MELM.

Por tanto, los valores obtenidos muestran diferencias modestas entre los cuatro valles analizados, rondando los 1200-1250 m. Así, la ELA según el método AABR osciló entre los 1260 m de los valles de San Miguel y Peñanegra y los 1200 m del Engaña. La altitud a la que arrancan las morrenas laterales es algo inferior (1180-1260 m) pero se ajusta en gran medida a ese valor, que también es semejante a la altitud media de los paleoglaciares (método MELM) (Tabla 1).

5. Discusión

5.1. La influencia de los factores topoclimáticos en el desarrollo glaciario

En los Montes del Somo, hubo una clara disimetría en el desarrollo de los glaciares. Así, los 4 glaciares reconocidos se desarrollaron en la vertiente meridional, mientras que en la septentrional no se han reconocido formas glaciares, aunque no puede descartarse la formación de algún pequeño glaciar, o la transfluencia de hielo desde la vertiente sur, como ocurrió desde el glaciar del Trueba a los valles de la cuenca del Pas situados inmediatamente al este de los analizados en este trabajo (Serrano *et al.*, 2013a; 2013b; 2015a; 2022). Esta ausencia de formas glaciares en la vertiente norte puede relacionarse con varios factores, como son:

- 1) las fuertes pendientes, que dificultan la acumulación de nieve (de hecho, en la actualidad no hay neveros persistentes en esas vertientes), derivadas de la disposición del relieve del conjunto urgoniano (Hazera, 1968; Ortega Valcárcel, 1974; Pujalte *et al.*, 2004).
- 2) la superficie por encima de la ELA era muy pequeña y se distribuye a lo largo de fajas alargadas de fuerte pendiente, que difícilmente podrían facilitar la acumulación de hielo.
- 3) el hecho de que la ELA fuera tan baja en estas montañas debe estar relacionado con un aporte extra de humedad desde el Cantábrico (como ocurre en la actualidad), lo que indicaría una componente norte de las nevadas que tendería a sobre acumular la nieve en la vertiente meridional.

Esta situación de la cabecera del Pas difiere de los valles del Miera y el Asón, que tienen muchos sectores orientados al este o noreste, donde sí se acumulan importantes cantidades de nieve actualmente y donde hubo un

desarrollo glaciar notable, que alcanzó cotas muy bajas gracias al fuerte desnivel, aunque con lenguas más cortas que en la vertiente meridional (Moñino *et al.*, 1988; Serrano y Gutiérrez, 2002; Serrano *et al.*, 2013a; 2013b; 2015a; 2017; 2022; Frochoso *et al.*, 2013), puesto que la superficie por encima de la ELA era mucho más reducida en la vertiente norte.

Esta disimetría a favor de la vertiente sur, es contraria a lo que sucede generalmente en el hemisferio norte (Evans, 2006) y en otros macizos montañosos peninsulares (Oliva *et al.*, 2022b), dónde habitualmente son las laderas orientadas al norte y al este las que tuvieron glaciares de mayor entidad (e.g. Carrasco *et al.*, 2022; García-Ruiz, 2022) y donde se desarrollaron con mayor profusión los circos glaciares (Ruiz-Fernández *et al.*, 2009; Gómez-Villar *et al.*, 2015). Sin embargo, las condiciones topoclimáticas locales modifican esa dinámica general, como se ha observado también en otras zonas de Pirineos orientales (Delmas *et al.*, 2014).

En este sentido, Serrano *et al.* (2013a; 2013b; 2015a; 2017) apuntan a que en la Cordillera Cantábrica predominaron vientos del componente suroeste durante el máximo avance, lo que permitió el desarrollo de glaciares importantes en muchos de los macizos de la cordillera, mientras que predominaron los vientos de componente norte, más fríos, pero más secos, durante el UMG, lo que limitó el desarrollo glaciar en los macizos meridionales. Esto se apoyaría en una circulación más meridional durante el máximo glaciar local que debió permitir la llegada de frentes por el suroeste con más frecuencia (Florineth y Schlüchter, 2000).

En el caso que nos ocupa, al igual que en los Montes de Valnera, las ELAS fueron más bajas que en macizos más occidentales de la Cordillera Cantábrica. Este hecho apunta que, al menos localmente, tuvo que haber un aporte importante de vientos de componente norte durante ambas fases glaciares, puesto que los vientos de componente suroeste, al con-

trario, tenderían a subir la cota de la ELA en este sector oriental respecto al occidental. La distribución de los glaciares en los Montes del Somo (todos ellos en la vertiente meridional) también apoya la idea de que se formaron gracias a la sobreacumulación de nieve con vientos de componente norte. Es también esa componente la que hoy en día deja grandes espesores de nieve a cotas más bajas que en otros macizos de la Cordillera cuando hay episodios de nevadas (Melón-Nava *et al.* 2023). En cualquier caso, tampoco puede descartarse una cierta influencia de la temperatura en las diferencias de ELA respecto a otros macizos, aunque no hay datos en ese sentido.

En cuanto a la importancia de la altitud, es de destacar que fuera de los cuatro valles glaciados, no se han encontrado evidencias glaciares en el resto de los valles meridionales de los Montes del Somo. En ellos, la altitud por encima de 1250 m es muy pequeña (Ulemas, Redondo y Cueva, Fig. 1) y con una topografía algo menos favorable a la acumulación de la nieve, además de encontrarse un poco más alejados de la divisoria. Por su parte, el valle del Nela presenta una cabecera a menor altitud, con lo que la ELA debió situarse por encima de las cumbres más elevadas (Otero Mayor, 1201 m). En cuanto al valle de Cobatos, no se puede descartar que se generara un pequeño glaciar, pero la superficie por encima de 1260 m es muy pequeña y además presenta peor orientación (S-SW), lo que debió limitar la acumulación de nieve.

5.2. Características y grado de preservación de las formas glaciares

Al igual que ocurre en los Montes de Valnera, en los Montes del Somo contrasta la presencia de morrenas bien definidas en algunos valles con la escasez o poca definición de circos en cabecera. Este hecho ocurre también en otros sectores de la Cordillera Cantábrica en los que se llegó a poner en duda la extensión del glaciario. Así, para el valle del Trueba, Frochoso y Castañón (1998) señalan que los circos con de escasa entidad para un glaciar

de esas dimensiones y que “la molduración general del valle no revela una clara acción de los hielos” y que “es difícil pensar que un glaciar de esas dimensiones no generara formas nítidas”. Por su parte, Martínez de Pisón y Arenillas Parra (1979) indican que “las formas inequívocas son escasas, de dimensiones pequeñas y refugiadas en cotas altas” y ponen en cuestión las morrenas glaciares de Espinosa de los Monteros descritas por Lotze (1962). Sin embargo, estudios posteriores demostraron la magnitud de la glaciación en esa zona (Moñino *et al.*, 1988; Serrano, 1996; Serrano y Gutiérrez, 2002; Turu i Michels *et al.*, 2007; Frochoso *et al.*, 2013; Serrano *et al.*, 2013a; 2013b; 2015a; 2022).

Lo mismo ocurrió en la comarca de Laciana (cabecera del río Sil), donde algunos trabajos solo señalaron un glaciario marginal en los sectores más elevados (i.e. Frochoso y Castañón, 1998), mientras que publicaciones posteriores han demostrado un glaciario muy extenso (Serrano *et al.*, 2017; Santos-González *et al.*, 2022), gracias a la existencia de un campo de hielo de notables dimensiones (Alonso y Suárez Rodríguez, 2004; García de Celis y Martínez Fernández, 2002; Jalut *et al.*, 2010) que dejó formas de erosión mucho menos nítidas que las que aparecieron en sectores con glaciación alpina (Santos-González *et al.*, 2018). En el caso del macizo de Sancenas, las formas erosivas no aparecen en cabecera, ya que estuvo ocupado por un pequeño campo de hielo, mientras que las morrenas son muy visibles en los valles que fluían desde él (González-Gutiérrez *et al.*, 2019).

Para el conjunto de la Cordillera Cantábrica, Serrano *et al.* (2017) señalan que las zonas que tuvieron campos de hielo tuvieron glaciares de mayores dimensiones, ELAs algo inferiores y frentes más bajos que las zonas en las que hubo un estilo de glaciación más alpino. La escasez y poca nitidez de las formas glaciares en zonas donde hubo campos de hielo se ha observado en otras cadenas montañosas, en las que es más complicado precisar la extensión glaciaria que en zonas de glaciación alpina (con circos), dando lugar a posturas

enfrentadas sobre la importancia del glaciario (e.g. Gollledge, 2007).

En los Montes del Somo, encontramos en los sectores elevados una molduración glaciaria general, con zonas pulidas y, en los sectores de mayor desnivel, una alternancia de pequeñas cubetas y umbrales, con un relieve que es característico de los sectores glaciados de poca pendiente, donde las formas erosivas suelen ser muy limitadas (Rea y Evans, 2005). En Peñanegra y San Miguel, se observa un retoque general más intenso de toda su cabecera, pudiéndose considerar circos incipientes, mientras que en las cabeceras del Engaña y el Barranco de la Osera esas formas son menos marcadas, aunque existen afloramientos pulidos. Las diferencias deben relacionarse con el mayor desnivel de los sectores de cabecera de Peñanegra y San Miguel, que favoreció un estilo de glaciación algo más alpino, pero sin suficiente dimensión (y quizás tiempo de ocupación glaciaria) como para formar verdaderos circos. En todo caso, se dio el mismo estilo de glaciación que en los Montes de Valnera, donde los circos son muy escasos y limitados a los sectores marginales de mayor pendiente, puesto que la mayor parte de la zona se desarrollaron domos glaciares (Serrano y Gutiérrez, 2002; Frochoso *et al.*, 2013; Serrano *et al.*, 2013; 2015a; 2017; 2022). Eso sí, mientras en los Montes de Valnera los glaciares ocuparon ambas vertientes, en los del Somo solo se han observado restos glaciares hacia la vertiente meridional, puesto que hacia el norte las condiciones topográficas no eran favorables a la acumulación de hielo y el control topográfico en el desarrollo de los glaciares fue algo mayor, con unas condiciones de transición entre domos de hielo y glaciares alpinos.

En cuanto a las formas de acumulación, solo se han preservado morrenas en los sectores donde la pendiente es más suave y están relativamente alejados de los cursos de agua, como se ha citado también para otros complejos glaciares de más entidad (e.g. Santos-González *et al.*, 2018). En varias morrenas (como la del Barranco de la Osera) es significativo el hecho de que son muy marcadas

en los sectores de poca pendiente y se van difuminando conforme la pendiente aumenta. Además, algunas morrenas, como en el Barranco de las Lindes, están afectadas por deslizamientos. Todo ello hace pensar en una fuerte intensidad de los procesos erosivos postglaciares, que ha provocado que la conservación de las formas glaciares se restrinja a sectores concretos. Esa dinámica postglaciar explicaría también la no conservación de morrenas frontales, que habrían sido desmanteladas en su totalidad, como ocurre habitualmente cuando se depositaron en sectores de pendientes fuertes. El mismo proceso, en especial la magnitud de los deslizamientos, explica que en el valle de Peñanegra no se observen morrenas sino deslizamientos, mientras que, en el contiguo de San Miguel, con una orientación, altitud y pendiente casi idénticas, haya morrenas laterales muy marcadas en el sector de menor pendiente (el oriental) y no en el occidental, donde lo que se observa es un gran deslizamiento (Fig. 6D).

Estos deslizamientos en los Montes del Somo, frecuentes también en otros valles deglaciados de la Cordillera Cantábrica (e.g. Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2018; Santos-González *et al.*, 2018), no son exclusivos de los sectores que estuvieron glaciados, ya que se han observado en prácticamente todos los valles, sino que están relacionados con unas condiciones litológicas y topográficas especialmente favorables para su génesis. Eso sí, algunos de los de mayores dimensiones aparecen en sectores deglaciados, por lo que la deglaciación es otro factor que pudo contribuir a su formación en algunos casos.

5.3. La ELA en los Montes de Valnera y Somo y cronología glacial

Desde los primeros estudios sobre el modelado glacial en el entorno de los Montes de Valnera, se ha remarcado que el valor de la ELA debió ser muy bajo en el contexto peninsular, ya que el cordal culminante se sitúa entre 1300 y 1700 m y, sin embargo, el desarrollo glacial fue muy notable. Así, la simple presen-

cia de restos glaciares, que los primeros autores limitaban a zonas puntuales del macizo (Hernández-Pacheco, 1961; Sáenz, 1935), ya ponía en evidencia una altitud de la ELA inferior a la de otros macizos montañosos. El descubrimiento de las morrenas de Espinosa de los Monteros (Hazera, 1962) y, sobre todo, los trabajos de Lotze (1962; 1963) y, posteriormente, de Hazera (1968), sirven para ampliar notablemente la extensión glacial en la zona, estableciendo ya la existencia de un campo de hielo del que partían las lenguas principales. En la vertiente norte, estudios posteriores confirman la entidad de la glaciación, con un frente glacial situado a unos 560 m en el valle del Miera (Moñino *et al.*, 1988).

En base a la altitud del macizo, Lotze (1963) estima, como máximo, un límite nival de 1300 m en la vertiente norte y de 1400 m en la sur, remarcando que esos valores son bajos en el contexto ibérico y mediterráneo. Por su parte, Nussbaum y Gyax (1953) estimaron un valor de unos 1400 m, mientras que Mugnier (1969) consideró un valor próximo a los 1000 m. Esos valores tan bajos hicieron cuestionar algunos de los restos glaciares en el macizo (Martínez de Pisón y Arenillas Parra, 1979), si bien aun así se remarca el carácter excepcional de las cotas en su contexto (Alonso Otero *et al.*, 1981; Frochoso y Castañón, 1998).

Sin embargo, el estudio detallado de los depósitos de Espinosa de los Monteros confirma su origen glacial (Serrano, 1996), implicando una glaciación extensa a pesar de la morfología más confusa de la cabecera del Trueba, y se reconstruye con mayor detalle la superficie glacial, lo que sirve para realizar estimaciones de la ELA con un mayor detalle. Así, Serrano y Gutiérrez (2002), establecen una ELA, para el glacial del Trueba, de 1340 m según el método AAR, 1230 m según el método Kurowski y 1080 m según el método MELM, con valores más bajos para el Miera (1230 m según el método AAR) y aún más para el Asón (1120 m). En conjunto, estiman una MELA para el macizo de 1257 m, lo que “solo puede interpretarse por una sobrealimentación nival que genera domos muy bien alimentados y dinámi-

cos, y son característicos de las montañas con climas oceánicos y en fachadas marítimas”. A partir de esos campos de hielo que ocuparon las cumbres se canalizarían las lenguas glaciares por los valles (Serrano y Gutiérrez, 2002).

El valor medio del macizo es corregido ligeramente a la baja por Serrano *et al.* (2013a; 2013b), que estiman una MELA para el conjunto de 1188 m, siendo unos 80 m inferior en la vertiente norte que en la sur, lo que apunta a una escasa disimetría en la alimentación. Para otros aparatos glaciares de menores dimensiones, se estiman valores, en casi todos los casos, de entre 1100 y 1350 m. En ambos trabajos se remarca que las “estimaciones de la ELA en los domos de hielo conllevan errores mayores que en los glaciares alpinos”, debido a la dificultad de calcular espesores de hielo en la zona de acumulación. En ese trabajo también se estima la ELA para una segunda fase glaciaria (entre 10 y 40 m más elevada) y para una tercera fase, donde la ELA se situó a unos 1300 m, mientras que en algunos circos aún habría una última fase glaciaria. Por su parte, Serrano *et al.* (2017), ofrecen un valor muy semejante de la ELA: 1190 m para el campo de hielo de Castro Valnera.

En un trabajo más general sobre varios complejos glaciares de la Cordillera Cantábrica, Santos-González *et al.* (2013) aplicaron el método AABR para los glaciares del Miera y el Trueba, estimando una altitud de la ELA de 1033 ± 33 m para el primero y de 1169 ± 69 m para el segundo. Sin embargo, en ese trabajo no se tenía en cuenta la influencia de una importante transfluencia de hielo que se produjo desde el Trueba hacia el Miera a través del Puerto de Lunada y, en menor medida, del entorno del Pico de la Miel y que ya se identificaba en trabajos previos (e.g. Lotze, 1962; Serrano y Gutiérrez, 2002; Serrano *et al.*, 2013a, 2013b; 2017). Esa transfluencia debió tener una influencia significativa en el cálculo de la ELA y puede explicar el valor anormalmente bajo de la ELA en el caso del valle del Miera, por lo que consideramos más ajustado tener en cuenta un valor más general para todo el complejo glaciario. Por último, Serrano

et al. (2022) solo ofrecen valores máximos y mínimos de la ELA en base al método MELM (variando entre 890 m y 1518 m, con altitudes de 1044 m para el Miera, 1009 m para el Asón y 1080 m para el Trueba) y el método THAR (905, 890 y 1125 m, respectivamente).

Para la estimación de la ELA, en los Montes del Somo se plantea un problema semejante a la vertiente sur de los Montes de Valnera, aunque a menor escala. Las cabeceras presentan formas de erosión poco nítidas, mientras que en la zona inferior aparecen las morrenas. Solo que, además, en el caso de los Montes del Somo, los deslizamientos son frecuentes y enmascaran las formas en algunos de los valles. Sin embargo, el limitado desnivel de los aparatos glaciares y la existencia de algunas formas rotundas, permite ajustar el cálculo de la ELA con relativa precisión, como ocurre habitualmente. Así, los valores de la ELA obtenidos en los Montes del Somo son robustos puesto que:

- 1) Son consistentes entre sí, con valores que difieren muy poco entre los distintos valles analizados de forma independiente.
- 2) El método MELM (basado en la altitud de las morrenas) ofrece valores muy semejantes al método AABR.
- 3) Los valles con altitudes por debajo de la ELA estimada no presentan ningún signo de glaciación, lo que indica que la ELA debió ser superior, al menos, a esos 1200 m.
- 4) Las cumbres más elevadas de estos valles se sitúan entre 1400 y 1500 m, por lo que la ELA necesariamente fue inferior a esas cotas.
- 5) Son muy similares a los señalados previamente en los Montes de Valnera.

Por todo ello, a pesar de las incertidumbres habituales en la reconstrucción de los paleoglaciares, se puede afirmar que, durante el máximo avance glaciario, la ELA rondaba los 1200 m en la zona próxima a los Montes de

Valnera, con valores ligeramente superiores (1250-1260 m) hacia la zona sur de los Montes del Somo.

Respecto a la dinámica y evolución de los glaciares, la escasez de morrenas en algunos valles impide realizar una reconstrucción detallada. Sin embargo, en la margen izquierda del valle del Engaña se pueden observar hasta 4 morrenas escalonadas de mayor a menor altitud que indican que hubo, al menos, 4 momentos de estabilización glaciaria, con una progresiva reducción del espesor de hielo. En el cercano valle del Trueba, se han identificado 4 niveles de morrenas frontales, si bien en algunos sectores del valle se señalan hasta 6 morrenas laterales (Serrano, 1996; Serrano *et al.*, 2013a; 2022). Todas estas morrenas se consideran previas al Último Máximo Glacial Global. Así, el máximo avance glaciario local ha sido datado en el valle del Trueba (Serrano *et al.*, 2013a; 2013b; 2022) y en el del Asón (Frochoso *et al.*, 2013). En el primero de ellos la edad mínima obtenida fue de en torno a 29.000 años, mientras que en el segundo se ofrecen edades aún más antiguas, de 40 a 44.000 años. El desarrollo de varios niveles morrénicos muy próximos, parece indicar distintas fases de estabilización a lo largo de ese periodo (Serrano *et al.*, 2022).

Estos datos están acordes con otras dataciones en la Cordillera Cantábrica, que apuntan a un máximo glaciario anterior al máximo avance global (Jiménez-Sánchez y Farias-Arquer, 2002; Jalut *et al.*, 2010; Moreno *et al.*, 2010; Serrano *et al.*, 2012; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2015; 2017; Pellitero *et al.*, 2019). En los sectores más elevados y con orientación norte, como en Peña Lusa, también existen algunas morrenas que indican una fase glaciaria más reducida (Hernández-Pacheco, 1961), para la que Frochoso *et al.* (2013) establecen una edad mínima de 13.400 años.

5.4. La ELA en el contexto regional

En la Península Ibérica, los restos glaciares existentes permiten estimar una notable va-

riación de la altitud de la ELA durante la última glaciación. Así, se observa un claro gradiente de noroeste hacia sureste, coincidente a grandes rasgos con las diferencias de precipitación actuales (Schmitz, 1969; Pérez-Alberti *et al.*, 2004; Oliva *et al.*, 2022b).

Hacia el este de los Montes del Somo y de Valnera, parece probable que se produjera un incremento de la ELA en sectores como el Picón Blanco (1529 m) o los Montes de Ordunte (1341 m), dónde no se han citado formas glaciares. El hecho de situarse al este de los Montes de Valnera pudo influir en una mayor continentalidad y menor aporte de nieve, mientras que los Montes del Somo, al igual que los Montes de Valnera, no tienen barreras orográficas que dificulten la entrada de precipitaciones. Ese efecto sombra no se da actualmente en macizos como el Gorbea y Aralar, dónde sí se citan formas glaciares (Kopp, 1963; Serrano *et al.*, 2022). En ellos, aunque no se han realizado reconstrucciones detalladas de la ELA, dichos autores señalan que según los métodos MELM y THAR pudo rondar los 950-1200 m, siendo este último valor más probable teniendo en cuenta las altitudes a las que se desarrollaron los glaciares.

Al oeste de los Montes del Somo la altitud de la ELA aumentaba rápidamente (Santos-González *et al.*, 2013; Serrano *et al.*, 2015a; 2017). Por ejemplo, en Valdecebollas, 50 km al oeste de los Montes del Somo y también en la divisoria de la vertiente cantábrica, la ELA se situó sobre los 1750 m (Serrano y González Trueba, 2004), algo superior a los 1500-1600 m de los principales glaciares de la Sierra de Cebolleda (Serrano *et al.*, 2015b). La ELA también rondó los 1600-1800 m en otros macizos de esa zona oriental de la Cordillera Cantábrica (Serrano *et al.*, 2015a; 2017) y la Montaña Palentina (Pellitero, 2022; Pellitero *et al.*, 2019).

En Picos de Europa se situó en torno a 1550 m en el macizo occidental, ascendiendo a unos 1650 m en el oriental (González-Trueba y Serrano, 2011), con un valor algo más bajo, probablemente algo inferior a los 1500 m en el

extremo norte, como la Sierra de Cabezu Lloroso (Ruiz-Fernández *et al.*, 2015) y rondando los 1500 m en Redes (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2017). En el sector occidental de Asturias, según el método THAR, la ELA rondó los 1300-1350 m, con enclaves, como Muniellos, en los que pudo ser algo más baja (Ruiz-Fernández *et al.*, 2022). En la vertiente sur (León y Palencia) la ELA debió ascender rápidamente desde valores próximos a 1400 m en la divisoria a más de 1800 m en el extremo meridional (Santos-González *et al.*, 2013; 2022) y en los Montes de León (Redondo-Vega *et al.*, 2022).

La baja altitud de la ELA en los Montes del Somo y de Valnera en el contexto regional, necesariamente se tiene que relacionar con precipitaciones más intensas que en otras zonas de la Cordillera, como ya resaltaron algunos autores (Lotze, 1963; Ortega Valcárcel, 1974; Serrano *et al.*, 2013a; 2013b; 2015a; 2017; 2022). Ese incremento de precipitaciones, y quizás también descenso de temperaturas, se dio en otras de las zonas más húmedas actualmente en la Península Ibérica, como son las sierras del oeste de Galicia (Valcárcel y Pérez-Alberti, 2022) y norte de Portugal (Pérez-Alberti, 2022). En ellas, la ELA debió situarse a 1000-1100 m teniendo en cuenta las dimensiones de los glaciares y la altitud de las cumbres (Schmidt-Thomé, 1973; Brum Ferreira *et al.*, 1992; 2000; Santos *et al.*, 2015, 2017). Tanto esas sierras del noroeste ibérico como los Montes del Somo y Valnera son actualmente unas de las zonas más húmedas de la Península Ibérica gracias a su proximidad al mar. De hecho, a nivel general, las diferencias de la ELA en el norte de la Península Ibérica parecen relacionarse bien con las variaciones actuales de precipitación y temperatura (Santos-González *et al.*, 2013). Esto indicaría unos patrones de precipitación semejantes a los actuales, aunque con temperaturas más bajas. También es destacable que la dinámica actual en el nicho de nivación del Polluelo se dé a cotas muy por debajo de lo habitual en otros sectores de la Cordillera Cantábrica. En todo caso, este es un aspecto que debe aún ser analizado con mayor profundidad.

6. Conclusiones

Durante la última glaciación, los Montes del Somo acogieron en su vertiente sur 4 aparatos glaciares de entre 2,5 y 8,5 km de longitud. Estos glaciares se formaron muy próximos a los ya conocidos de los Montes de Valnera, estando incluso conectados en el caso del Trueba y el Engaña, pero no habían sido descritos previamente. En la vertiente norte, no se han localizado restos glaciares, lo que se debía tanto a una topografía menos favorable en esa vertiente como, probablemente, a una sobre-acumulación de nieve hacia el sur debido a vientos de componente norte, como ocurre en la actualidad y que provoca que los neveros más persistentes, como el nicho de nivación del Nevero del Polluelo, se orienten hacia el sur o sureste. Este hecho pone en relieve la importancia de las condiciones topoclimáticas locales en la acumulación de nieve y en la formación de glaciares.

Algunos de los valles analizados conservan notables ejemplos de morrenas laterales, si bien los deslizamientos postglaciares hacen que los límites de la glaciación no sean tan precisos en otros. En cualquier caso, los vestigios glaciares en los valles analizados tienen una gran importancia en la reconstrucción de las líneas de equilibrio glaciar en el contexto ibérico, puesto que permiten establecer con mayor claridad su posición en este sector de la Cordillera Cantábrica. Así, la altitud de la línea de equilibrio glaciar se localizaba entre 1200 y 1260 m, muy semejante a la estimada en los Montes de Valnera. Esta altitud es muy baja en el contexto peninsular y, tal y como han señalado los trabajos previos sobre el glaciario en los Montes de Valnera, se debe relacionar con precipitaciones más intensas que en otros sectores de la Cordillera Cantábrica, lo que estaría en consonancia con las particularidades climáticas actuales.

Aunque parte de la zona estudiada se encuentra dentro de la ZEC de Ojo Guareña y de la Zona Periférica de Protección del Monumento Natural de Ojo Guareña, el valle del Engaña y el Barranco de la Osera están

fuera de cualquier espacio protegido. El desconocimiento de las formas glaciares hace que sean especialmente vulnerables ante posibles proyectos en la zona. Por ello, es especialmente relevante dar a conocer la existencia de estas formas e incluirlas en los documentos de planificación de los Espacios Naturales Protegidos y de los ayuntamientos correspondientes.

Agradecimientos

Alfredo Marcos Reguero colaboró en la elaboración del Inventario de Lugares de Interés Geológico de Burgos, que permitió un primer contacto con los valles estudiados en este trabajo, y con él se ha debatido sobre la geomorfología de los Montes del Somo. El Servicio Territorial de Medio Ambiente de Burgos, de la Junta de Castilla y León, financió dicho inventario.

Enrique Serrano y otro revisor anónimo contribuyeron notablemente a mejorar una primera versión del manuscrito.

Bibliografía

- Alonso, V., Suárez Rodríguez, Á. (2004). Evidencias geomorfológicas de la existencia de un pequeño casquete glaciar en la Comarca de Babia Alta (Cordillera Cantábrica). *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 17, 61-70.
- Alonso Otero, F., Arenillas Parra, M., Sáenz Ridruejo, C. (1981). La morfología glaciar en las montañas de Castilla la Vieja y León. In *El Espacio Geográfico de Castilla la Vieja y León* (pp. 23-43). Consejo General de Castilla la Vieja y León.
- Benn, D.I., Lehmkuhl, F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65-66, 15-29. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00034-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00034-8)
- Bordonau, J., Ugarte, F.M., Van der Meer, J. (1992). Estudio micromorfológico del till del Barranco de Arritzaga (825 m) (Sierra de Aralar). In C. Cearreta, F. Ugarte (Eds.), *The late Quaternary in the Western Pyrenean Region* (p. 13). Universidad del País Vasco.
- Brum Ferreira, A., Vidal Romaní, J., Vilaplana, J., Rodrigues, M., Zêzere, J., Monge Ganuzas, C. (1992). Formas e depósitos glaciares e periglaciares da Serra do Gerês-Xurés (Portugal, Galiza): levantamento cartográfico. *Cadernos Do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 17, 121-135.
- Brum Ferreira, A., Vidal Romaní, J.R., Zêzere, J.L., Rodrigues, M.L. (2000). A Glaciação plistocénica na Serra do Gerês. *Finisterra*, 35(69), 39-68. <https://doi.org/10.18055/Finis1669>
- Carrasco, R.M., Pedraza, J., Palacios, D. (2022). The glaciers of the Sierra de Gredos. In M. Oliva, D. Palacios, J.M. Fernández-Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 457-483). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00022-0>
- Coudé, A., Coudé-Gaussen, G., Daveau, S. (1983). Nouvelles observations sur la glaciation des montagnes du Nord-Ouest du Portugal. *Cadernos Do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 5, 381-393.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M. (2014). Environmental controls on alpine cirque size. *Geomorphology*, 206, 318-329. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.09.037>
- Evans, I.S. (2006). Local aspect asymmetry of mountain glaciation: A global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes. *Geomorphology*, 73(1-2), 166-184. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.07.009>
- Florineth, D., Schlüchter, C. (2000). Alpine Evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*, 54(3), 295-308. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2169>
- Frochoso, M., Castañón, J.C. (1998). El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. In A. Gómez-Ortiz, A. Pérez-Alberti (Eds.), *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (pp. 65-137). Universidade de Santiago de Compostela.
- Frochoso, M., González-Pellejero, R., Allende, F. (2013). Pleistocene glacial morphology and timing of last glacial cycle in cantabrian mountains (Northern Spain): New chronological data from the Asón area. *Central European Journal of Geosciences*, 5(1), 12-27. <https://doi.org/10.2478/s13533-012-0117-8>
- Furbish, D., Andrews, J.T. (1984). The Use of Hypsometry to Indicate Long-Term Stability and Response of Valley Glaciers to Changes in Mass Transfer. *Journal of Glaciology*, 30(105), 199-211. <https://doi.org/10.3189/S0022143000005931>

- García de Celis, A., Martínez Fernández, L.C. (2002). Morfología glaciar de las montañas de la cuenca alta de los ríos Sil, Omaña, Luna y Bernesga: revisión y nuevos datos (Montaña Occidental de León). In J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez, P. Carrera Gómez (Eds.), *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas* (pp. 137-196). Universidad de León.
- García-Ruiz, J.M. (2022). The glaciers of the Iberian Range. In M. Oliva, D. Palacios, J.M. Fernández-Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 437-455). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00021-9>
- Golledge, N. R. (2007). An ice cap landsystem for palaeoglaciological reconstructions: characterizing the Younger Dryas in western Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 26(1-2), 213-229. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.08.007>
- Gómez de Larena, J. (1948). ¿Huellas del glaciario cuaternario en la sierra de Aralar (Guizcoa-Navarra)? *Boletín de La Real Sociedad Española de Historia Natural*, 46, 257-262.
- Gómez-Villar, A., Santos-González, J., González-Gutiérrez, R.B., Redondo-Vega, J.M. (2015). Glacial Cirques in the Southern Side of the Cantabrian Mountains of Southwestern Europe. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 97(4), 633-651. <https://doi.org/10.1111/geoa.12104>
- González-Gutiérrez, R.B., Santos-González, J., Santos, J., Cano, M., Irwin, J.R., Gómez-Villar, A., Redondo-Vega, J.M. (2019). Glacial geomorphology of the sancenas karst massif (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 42(1), 71-85. <https://doi.org/10.4461/GFDQ.2019.42.6>
- González-Trueba, J.J., Serrano, E. (2011). *Geomorfología del Macizo Occidental del Parque Nacional de Picos de Europa*. OAPN, Ministerio de Medio Ambiente.
- Hazera, J. (1962). Formaciones subáridas de piedemonte del Surco de Espinosa (cuenca superior del Ebro). *Estudios Geográficos*, 88(23), 443-453.
- Hazera, J. (1968). *La région de Bilbao et son arrière-pays*. Etude géomorphologique. Munibe, San Sebastián.
- Hernández-Pacheco, F. (1961). La pequeña cuenca glaciar de la Peña Lusa en la Cordillera Cantábrica, Santander. *Boletín de La Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 59(2), 191-205.
- Jalut, G., Turu i Michels, V., Dedoubat, J.J., Otto, T., Ezquerro, J., Fontugne, M., Belet, J.M., Bonnet, L., García de Celis, A., Redondo-Vega, J.M., Vidal-Romaní, J.R., Santos, L. (2010). Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): Vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(2), 330-350. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.08.012>
- Jiménez-Sánchez, M., Farias-Arquer, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: The example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15(1), 93-101. [https://doi.org/10.1016/S0985-3111\(01\)01081-6](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(01)01081-6)
- Karampaglidis, T., Benito-Calvo, A., Ortega-Martínez, A.I., Martín-Merino, M.Á., Sánchez-Romero, L. (2022). Landscape evolution and the karst development in the Ojo Guareña multi-level cave system (Merindad de Sotoscueva, Burgos, Spain). *Journal of Maps*, 1-14. <https://doi.org/10.1080/17445647.2022.2128907>
- Kopp, V.K. (1963). Schneegrenze und Klima der Würmeiszeit an der baskischen Küste. *Eiszeitalter Und Gegenwart*, 14, 188-207. <https://doi.org/10.3285/eg.14.1.19>
- Lichtenecker, N. (1938). Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. In G. Göttinger (Ed.), *Verhandlungen der III Internationalen Quartär-Conferenz, Vienna, September 1936* (pp. 141-147). INQUA.
- Lotze, F. (1962). Pleistozäne vergletscherungen im Ostteil des Kantabrischen Gebirges (Spain). *Wiesbaden Akademie de Wissenschaften Und Der Literatur*, 2, 149-177.
- Lotze, F. (1963). Acerca de unas glaciaciones Pleistocenas en el grupo Valnera (Cadenas Cantábricas Orientales). *Notas y Comunicaciones Del Instituto Geológico y Minero de España*, 72, 257-261.
- Martínez de Pisón, E., Arenillas Parra, M. (1979). Algunos problemas de morfología glaciar en la España atlántica. *Acta Geológica Hispánica*, 14, 445-450.
- Melón-Nava, A., Merino, A., Sánchez, J.L., Santos-González, J., Gómez-Villar, A., García-Ortega, E. (2023). Snowfall events in the Cantabrian Mountains of northwestern Spain: WRF multiphysics ensemble assessment based on ground and multi-satellite observations. *Atmospheric Research*, 288, 106719. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106719>

- Moñino, M., Cendrero, A., Díaz de Terán, J.R. (1988). Dinámica glaciar cuaternaria en la vertiente Norte de Castro Valnera. *Congreso Geológico de España*, 1, 399-402.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Mata, M.P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P., Rico, M. (2010). The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, northern Spain). *Journal of Quaternary Science*, 25(7), 1076-1091. <https://doi.org/10.1002/jqs.1265>
- Mugnier, C. (1969). El karst de la región de Asón y su evolución morfológica. *Cuadernos de Espeleología*, 4, 1-146.
- Nussbaum, F., Gygax, F. (1953). La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geográficos*, 51, 261-270.
- Oien, R.P., Rea, B.R., Spagnolo, M., Barr, I.D., Bingham, R.G. (2021). Testing the area-altitude balance ratio (AABR) and accumulation-area ratio (AAR) methods of calculating glacier equilibrium-line altitudes. *Journal of Glaciology*, 1-12. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.100>
- Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.M. (Eds.). (2022a). *Iberia, Land of Glaciers*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2019-0-03497-8>
- Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.M. (2022b). Iberia: land of the ancient glaciers. In M. Oliva, D. Palacios, J.M. Fernández-Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 555-588). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00026-8>
- Ortega Valcárcel, J. (1974). *La transformación de un espacio rural: Las Montañas de Burgos*. Universidad de Valladolid.
- Ortega Villazán, M.T., Morales Rodríguez, C.G. (2015). El clima de la Cordillera Cantábrica Castellano-Leonesa: diversidad, contrastes y cambios. *Investigaciones Geográficas*, 63, 45-67. <https://doi.org/10.14198/IN-GEO2015.63.04>
- Palacios, D., Hughes, P.D., García-Ruiz, J.M., Andrés, N. (Eds.). (2022). *European Glacial Landscapes*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2020-0-00404-4>
- Pearce, D., Ely, J., Barr, I., Boston, C. (2017). Glacier reconstruction in Geomorphological Techniques. In *Geomorphological Techniques (Online Edition ed.)*. British Society for Geomorphology. https://www.geomorphology.org.uk/sites/default/files/chapters/3.4.9_Glacier_Reconstruction_0.pdf
- Pellitero, R. (2022). The glaciers of the Montaña Palentina. In *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 179-199). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00009-8>
- Pellitero, R., Rea, B.R., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S., Ribolini, A. (2015). A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers & Geosciences*, 82, 55-62. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.005>
- Pellitero, R., Fernández-Fernández, J.M., Campos, N., Serrano, E., Pisabarro, A. (2019). Late Pleistocene climate of the northern Iberian Peninsula: New insights from palaeoglaciers at Fuentes Carrionas (Cantabrian Mountains). *Journal of Quaternary Science*, 34(4-5), 342-354. <https://doi.org/10.1002/jqs.3106>
- Pérez-Alberti, A. (2022). The glaciers of the Peneda, Amarela, and Gerês-Xurés massifs. In M. Oliva, D. Palacios, J.M. Fernández-Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 397-416). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00019-0>
- Pérez-Alberti, A., Valcárcel, M., Blanco-Chao, R. (2004). Pleistocene glaciation in Spain. In J. Ehlers, P. Gibbard (Eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. Part I: Europe* (pp. 389-394). Elsevier. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(04\)80089-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1571-0866(04)80089-7)
- Pujalte, V., Robles, S., García Ramos, J.C., Hernández, J.M. (2004). El Malm-Barremiense no marinos de la Cordillera Cantábrica. In J.A. Vera (Ed.), *Geología de España* (pp. 288-291). IGME.
- Rea, B.R. (2009). Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 28(3-4), 237-248. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.011>
- Rea, R., Evans, D.J.A. (2005). Plateau Icefield Land-systems. In D.J.A. Evans (Ed.), *Glacial land-systems*. Routledge. <https://doi.org/https://doi.org/10.4324/9780203784976>
- Redondo-Vega, J.M., Santos-González, J., González-Gutiérrez, R.B., Gómez-Villar, A. (2022). The glaciers of the Montes de León. In M. Oliva, D. Palacios, J.M. Fernández-Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 315-333). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00015-3>
- Rico Lozano, I. (2011). Glacial morphology and evolution in the Arritzaga valley (Aralar range, Gipuzkoa). *Cuaternario y Geomorfología*, 25(1-2), 83-104. <http://tierra.rediris.es/Cua>

- ternarioyGeomorfologia/images/vol25_1_2/Rico Lozano Vol. 25, Nos 1-2.pdf
- Robador Moreno, A., Samsó Escolá, J.M., Ramajo Cordero, J., Bamolas Cortinas, A., Clariana García, P., Martín Alfageme, S., Gil Peña, I. (2014). *Mapa geológico digital continuo a escala 1:50,000 de la Zona 1600 Cuenca Vasco-Cantábrica y Pirineos*. GEODE. Mapa Geológico Digital Continuo de España (En Línea). <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?ld=Z1600>
- Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Aranburu, A. (2015). Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43-42°N/7-2°W). *Quaternary International*, 364, 6-21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.007>
- Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., ASTER Team. (2017). Timing of last deglaciation in the Cantabrian Mountains (Iberian Peninsula; North Atlantic Region) based on in situ-produced ¹⁰Be exposure dating. *Quaternary Science Reviews*, 171, 166-181. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.07.012>
- Rodríguez-Rodríguez, L., González-Lemos, S., Ballesteros, D., Valenzuela, P., Domínguez-Cuesta, M.J., Llana-Fúnez, S., Jiménez-Sánchez, M. (2018). Timing of paraglacial rock-slope failures and denudation signatures in the Cantabrian Mountains (North Iberian Peninsula). *Land Degradation and Development*, 29(9), 3159-3173. <https://doi.org/10.1002/ldr.3012>
- Romero León, F., Duque Urraca, A., Carral Co, J.M., Pombo Lavín, A., Moreno Moral, G., Rodríguez Velasco, J.J., Andrés Bravo, M. (2022). El máximo pluviométrico de los montes de Pas: Gradientes y nuevas estimaciones. *Aemetblog.es*. <https://aemetblog.es/2022/08/27/el-maximo-pluviometrico-de-los-montes-de-pas-gradientes-y-nuevas-estimaciones/>
- Ruiz García, F., Edelweiss, G.E. (2011). El karst de los Montes del Somo y Valnera. *Cubía*, 15, 40-53. <https://grupoedelweiss.com/pdf/cubia15-todo.pdf>
- Ruiz-Fernández, J., Poblete-Piedrabuena, M.A., Serrano-Muela, M.P., Martí-Bono, C., García-Ruiz, J.M. (2009). Morphometry of glacial cirques in the Cantabrian Range (Northwest Spain). *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 53(1), 47-68. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2009/0053-0047>
- Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., García-Hernández, C., Gallinar, D., Pellitero, R., Žebre, M. (2015). Los glaciares pleistocenos de la Sierra de Cabezu Llerosos (Picos de Europa, Montañas Cantábricas). In J.P. Galve, J.M. Azañón, J.V. Pérez-Peña, P. Ruano (Eds.), *XIV Reunión Nacional de Cuaternario, Granada 2015* (pp. 122-126).
- Ruiz-Fernández, J., González-Díaz, B., Cañedo, D.G., García-Hernández, C. (2022). The glaciers of the Central-Western Asturian Mountains. In M. Oliva, D. Palacios, J.M. Fernández-Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 265-288). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00013-X>
- Sáenz, C. (1935). Restos glaciares de Castro-Valnera. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, XXXV, 236-237.
- Santos, J.A.B., Santos-González, J., Redondo-Vega, J.M. (2015). Till-Fabric analysis and origin of late Quaternary moraines in the Serra da Peneda Mountains, NW Portugal. *Physical Geography*, 36(1), 1-18. <https://doi.org/10.1080/02723646.2014.961218>
- Santos, J.A.B., Santos-González, J., Redondo-Vega, J.M., Irwin, J.R. (2017). Glacial deposits in the Serra do Gerês Mountains (NW Iberian Peninsula): till macrofabric analysis. *Physical Geography*, 38(3), 263-285. <https://doi.org/10.1080/02723646.2016.1276879>
- Santos-González, J., Marcos-Reguero, A. (2019). Applying the Geological Heritage in Land Management: Cartography and Management Proposals of Geosites in Burgos Province (Spain). *Geoheritage*, 11, 485-500. <https://doi.org/10.1007/s12371-018-0301-4>
- Santos-González, J., Redondo-Vega, J.M., González-Gutiérrez, R.B., Gómez-Villar, A. (2013). Applying the AABR method to reconstruct equilibrium-line altitudes from the last glacial maximum in the Cantabrian Mountains (SW Europe). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 387, 185-199. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.07.025>
- Santos-González, J., González-Gutiérrez, R.B., Santos, J.A., Gómez-Villar, A., Peña-Pérez, S.A., Redondo-Vega, J.M. (2018). Topographic, lithologic and glaciation style influences on paraglacial processes in the upper Sil and Luna catchments, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Geomorphology*, 319, 133-146. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.07.019>
- Santos-González, J., Redondo-Vega, J.M., García de Celis, A., González-Gutiérrez, R.B., Gómez-Villar, A. (2022). The glaciers of the Leonese Cantabrian Mountains. In M. Oliva, D. Palacios, J.M. Fernández-Fernández (Eds.), *Ibe-*

- ria, *Land of Glaciers* (pp. 289-314). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00014-1>
- Schmidt-Thomé, P. (1973). Neue, niedrig gelegene Zeugeneiner wurmeiszeitlichen Vergletscherung im Nordteil der Iberischen Halbinsel (Prov. De Vizcaya und Orense in Nordspanien). *Eiszeitalter Und Gegenwart*, 23-24, 384-389.
- Schmitz, H. (1969). *Glazialmorphologische Untersuchungen Im Bergland Nordwestspaniens (Galicie-León)*. Kölner Geographische Arbeiten, 23.
- Serrano, E. (1996). El complejo morrénico frontal del Valle del Trueba (Espinosa de los Montes, Burgos). *Cadernos Do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 21, 505-517.
- Serrano, E., González Trueba, J.J. (2004). El método AAR para la determinación de Paleo-ELAs : análisis metodológico y aplicación en el macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, 7-34. <https://doi.org/10.18172/cig.1133>
- Serrano, E., Gutiérrez, A. (2002). El glaciarismo Pleistoceno en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica (Montañas de Palencia, Cantabria y Burgos). In E. Serrano, A. García de Celis (Eds.), *Geomorfología y Paisaje* (pp. 91-161). Sociedad Española de Geomorfología - Universidad de Valladolid.
- Serrano, E., González-Trueba, J.J., González-García, M. (2012). Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research (United States)*, 78(2), 303-314. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.05.016>
- Serrano, E., Gómez-Lende, M., González Trueba, J.J., Turu, V., Ros, X. (2013a). Fluctuaciones glaciares pleistocenas y cronología en las Montañas Pasiegas (Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, 27(1-2), 91-110.
- Serrano, E., González-Trueba, J. J., Pellitero, R., González-García, M., Gómez-Lende, M. (2013b). Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology*, 196, 65-82. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.001>
- Serrano, E., Gómez-Lende, M., González-Amuchastegui, M.J., González-García, M., González-Trueba, J.J., Pellitero, R., Rico, I. (2015a). Glacial chronology, environmental changes and implications for human occupation during the upper Pleistocene in the eastern Cantabrian Mountains. *Quaternary International*, 364, 22-34. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.039>
- Serrano, E., Gómez-Lende, M., González Trueba, J.J., González García, M. (2015b). Glaciarismo en la divisoria cantábrica: La evolución del glaciarismo Cuaternario en la Sierra de Cebolella (León). *Estudios Geográficos*, 76(278), 335-367. <https://doi.org/10.3989/estgeogr.201512>
- Serrano, E., González-Trueba, J. J., Pellitero, R., Gómez-Lende, M. (2017). Quaternary glacial history of the Cantabrian Mountains of northern Spain: A new synthesis. In *Geological Society Special Publication* (Vol. 433, Issue 1, pp. 55-85). <https://doi.org/10.1144/SP433.8>
- Serrano, E., Gómez-Lende, M., González-Amuchastegui, M.J. (2022). The glaciers of the eastern massifs of Cantabria, the Burgos Mountains and the Basque Country. In M. Oliva, D. Palacios, J.M. Fernández-Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 157-178). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00008-6>
- Turu i Michels, V., Boulton, G.S., Ros, X., Peña-Monné, J.L., Martí I Bono, C., Bordonau, J., Serrano, E., Sancho-Marcén, C., Constante-Orrios, A., Pous, J., Gonzalez-Trueba, J.J., Palomar, J., Herrero, R., Garcia-Ruiz, J.M. (2007). Structure des grands bassins glaciaires dans le nord de la péninsule ibérique : comparaison entre les vallées d'Andorre (Pyrénées orientales), du Gallego (Pyrénées centrales) et du Trueba (Chaîne cantabrique). *Quaternaire*, 18(4), 309-325. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.1167>
- Ugarte, F. (1992). Glacial and periglacial morphogenesis in the Basque mountains. In A. Cearreta, F.M. Ugarte (Eds.), *The late Quaternary in the Western Pyrenean Region* (pp. 235-250). Universidad del País Vasco.
- Valcárcel, M., Pérez-Alberti, A. (2022). The glaciers in Western Galicia. In M. Oliva, D. Palacios, J. M. Fernández-Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 353-373). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00017-7>

Recibido el 25 de octubre de 2022

Aceptado el 4 de mayo de 2023

