



El patrimonio glaciar y periglacial del Geoparque Mundial UNESCO Montañas do Courel (Galicia)

The glacial and periglacial heritage of the Courel Mountains UNESCO Global Geopark (Galicia)

Pérez-Alberti, A. ⁽¹⁾

(1) Departamento de Edafología e Química Agrícola. Facultade de Biología. Universidade de Santiago de Compostela. Campus Vida. 15782. Santiago de Compostela, España. augusto.perez@usc.es

Resumen

Las Montañas do Courel se encuentran en Galicia, en el Noroeste de la Península Ibérica, entre las coordenadas 42,715° N; 42,32° N y 7,023° O; 7,42° O. Su relieve se caracteriza por la existencia de un conjunto de valles encajados e interfluvios estrechos que se alargan prácticamente de Norte a Sur. Litológicamente dominan las pizarras, cuarcitas y calizas con pequeños afloramientos de diabasas. Los materiales están intensamente fracturados debido en gran medida a la dinámica tectónica que se puso en marcha a partir del Cenozoico siguiendo en muchos casos las viejas fracturas tardihercínicas. Destacan de forma especial las fallas de desgarre (strike slip fault) que presentan una dirección general NNE-SSO. Además, se observan otros sistemas de fracturas que llevan direcciones NO-SE o O-E, que fragmentaron el terreno y delimitaron un amplio conjunto de bloques con formas sigmoidales que marcan el diseño general de muchos sectores del territorio. La red fluvial está muy condicionada por este sistema de discontinuidades que dirigen el diseño de los valles, pero también, y de una manera singular, por la litología.

Durante el Pleistoceno reciente, en una fase que está por determinar, pero posiblemente entre hace más de 40.000 años y 11.000 años antes del presente, el clima dominante era frío con momentos de diferente temperatura y humedad. Este hecho provocó la remodelación de muchos sectores motivado por procesos glaciares y periglaciares. Las huellas de los primeros quedaron marcadas en formas erosivas, caso de circos y umbrales rocosos, o acumulativas, caso de crestas morrénicas. Los segundos en depósitos estratificados de ladera o en espectaculares laderas de bloques.

Mediante trabajo de campo, cartografía geomorfológica y el análisis de depósitos se han reconocido 9 complejos glaciares en la vertiente oriental y occidental de las Montañas do Courel, junto con numerosos depósitos de origen periglacial.



Palabras clave: Galicia; Geoparque Mundial de la Unesco Montañas do Courel; glaciario; periglaciario; geomorfología.

Abstract

Courel mountains are located in Galicia, Northwest Iberian Peninsula (between 42.715° N; 42.32° N and 7.023° W; 7.42° W). A group of embedded valleys and cramped watersheds that expand in North-South direction characterizes their relief. The sector is lithologically dominated by slabs, quartzites and limestones with small outcrops of diabase. The tectonic dynamics set up after Cenozoic intensively fractured the materials that created relevant strike slip faults with a general direction NNE-SSW. Also, in this sector appear other fracture systems with directions NW-SE and W-E, that fragmented the terrain and delimited a great cluster of blocks with sigmoidal shapes that defining large sectors. Fluvial network is conditioned by this discontinuities system that draw the valleys direction, but also, singularly, by their lithology.

During the recent Pleistocene, possibly between 40,000 and 11,000 years ago, the dominant climate was cold with phases with different temperature and humidity. This caused the remodeling large sectors in relation to glacial and periglacial processes. The first ones led their evidences in the erosive landforms, as glacial cirques and glacier thresholds, or accumulative forms, as the moraine crests. The second processes shaped in stratified slope deposits in the slopes or in boulders slopes.

Through fieldwork, geomorphological mapping and sedimentological analysis of deposits, nine glacial complexes have been recognized on the eastern and western slopes of the Courel Mountains, as well as many deposits of periglacial origin.

Key words: Galicia; Courel Mountains Unesco Global Geopark; glacial; periglacial; geomorphology.

1. Introducción

El Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel se encuentra en Galicia, Noroeste de la Península Ibérica, entre las coordenadas 42,715° N, 42,32° N y 7,023° O, 7,42° O (Figura 1). Su relieve se caracteriza por englobar un conjunto de valles y crestas en paralelo orientados de norte a sur. Su altitud máxima es de 1641 m. La precipitación anual actual es de 1277 mm y su temperatura media anual de 8,1°. Desde el punto de vista biogeográfico el área se encuentra en un lugar de transición entre la Región atlántica y la Región mediterránea. Las Montañas do Courel son desde el mes de abril de 2019 Geoparque Mundial de la Unesco.

Dentro de las rocas dominan las pizarras, cuarcitas y calizas con pequeños afloramientos de diabasas. Las primeras, son sin duda las que ocupan una mayor extensión bien de manera uniforme o asociadas a otras rocas como

las areniscas, calizas y dolomías, o a esquistos, areniscas o gneises, y condicionan el perfil abrupto de muchas laderas. Las cuarcitas dominan en toda el área ocupando bandas paralelas de extensión variable que se estiran de oeste a este. Su importancia se refleja en el terreno por medio de escarpes rocosos como los que se pueden ver asociados al gran pliegue tumbado de Campodola o en el fondo de muchos cursos de agua, originando en este caso numerosos rápidos y cascadas. Las calizas, por su parte, están presentes en el sector septentrional del Courel. Vinculadas a ellas aparecen formas endocársticas, caso de cuevas, y exocársticas, como lapiaces, dolinas o incluso alguna depresión alargada que, con dudas, se podría considerar un pequeño *polje* marcado por fuertes procesos de disolución.

Los materiales se encuentran intensamente fracturados por la dinámica tardi-Hercínica (Parga Peinador, 1969) y reactivados por la tectónica que se puso en marcha a partir del

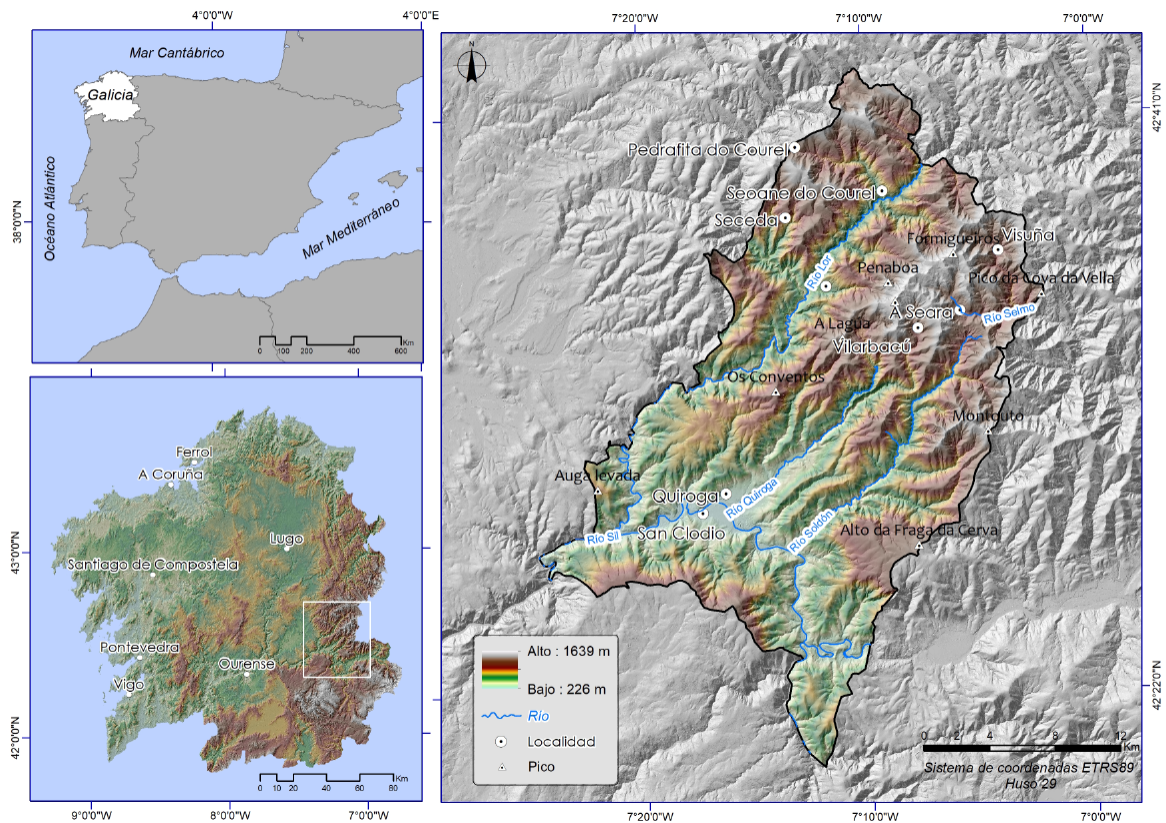


Figura 1: Situación del área de estudio (Geoparque Montañas do Courel).

Figure 1: Situation of the study area (Courel Mountain Geopark).

Cenozoico (Pérez-Alberti, 1993; de Vicente y Vegas, 2009; de Vicente *et al.*, 2011). Destacan de forma especial las fallas de desgarre (*strike slip fault*) que presentan una dirección general NNE-SSO. Además, se observan otros sistemas de fracturas que llevan direcciones NO-SE o O-E, que fragmentaron el terreno y delimitaron un amplio conjunto de bloques con formas sigmoides lo que condicionó el diseño general de muchos sectores del territorio. La red fluvial está muy condicionada por este sistema de discontinuidades que dirigen el recorrido general de los valles, pero también, y de una forma singular, por la litología. En este caso las calizas introducen un matiz muy importante favoreciendo, por una parte, la génesis de sumideros y por otra, la presencia de surgencias. Se puede decir que la tectónica ha sido la responsable de las grandes líneas del relieve y los diferentes tipos de roca

han marcado el diseño de las laderas a nivel de detalle.

Las primeras observaciones sobre la existencia de fenómenos fríos, concretamente glaciares, en las Montañas do Courel se remontan a la primera mitad del siglo veinte (Stickel, 1928). Posteriormente existen citas puntuales o breves comentarios referentes a la existencia de formas y depósitos glaciares en obras no estrictamente dedicadas al tema (Aira-Rodríguez, 1986; Aira-Rodríguez y Guitián-Ojea, 1986; Guitián-Rivera *et al.*, 1985; Herail 1984; Lautensach, 1967; Nussbaum y Gigax, 1953; Vidal-Romaní, 1989; Vidal-Romaní *et al.*, 1991) en las que no se realiza ninguna descripción o caracterización detallada. Por ello se puede afirmar que el primer trabajo que profundiza en el tema es el de Rodríguez-Guitián *et al.*, (1996). En él se aborda el estudio y cartografía de las formas y depósitos

de origen glaciar en el valle de A Seara, uno de los más representativos de la zona, pero no el único, que sirvió de base para posteriores publicaciones, como las de Pérez-Alberti y Valcárcel-Díaz (2006), Pérez-Alberti (2019) u Oliva *et al.* (2016, 2018, 2019).

En el trabajo de Rodríguez-Gutián *et al.* (1996), se llevó a cabo una reconstrucción geomorfológica a partir de la fotografía aérea existente en aquellos momentos y se elaboró una cartografía de las formas y los depósitos que posteriormente fue contrastada y corregida *in situ*. En el de Pérez-Alberti (2019) el acceso a modelos digitales de alta resolución, 1 m de pixel, construidos a partir de archivos LAS, del LiDAR, y a ortofotos con una resolución de 25 cm, permitió una cartografía más detallada, no solo del valle de A Seara, sino también de otros, como los de Visuña, A Rogueira, Ferreirós, Pacios da Serra, Folgoso, Vilarbacú, Palleiros o Paderne en los que también se han hallado evidencias inequívocas de formas y/o depósitos de origen glaciar.

El principal objetivo de este trabajo ha perseguido identificar, cartografiar y analizar las formas y depósitos de origen glaciar y periglacial existentes en las Montañas do Courel durante las condiciones climáticas frías del Pleistoceno reciente que constituyen, sin duda, uno de los modelados más singulares y representativos del patrimonio geomorfológico y geológico del Geoparque.

2. Metodología

La cartografía geomorfológica se ha centrado en el reconocimiento e identificación de las formas y depósitos, por un lado, de origen glaciar, concretamente la cobertura sedimentaria, las crestas o cordones morrénicos y las cabeceras y circos glaciares, y, por otro lado, las de origen periglacial, caso de los depósitos de ladera estratificados y laderas de bloques. Ello se hizo mediante el empleo de un modelo digital del terreno de 2 m de resolución empleando el programa ArcGis 10.7. La cartografía de los sedimentos glaciares y periglaciares

se hizo combinando el trabajo de campo con el trazado digital en el gabinete. Para ello se usaron ortofotografía del PNOA (IGN, 2011) que permitieron haciendo un *zoom* en el SIG a una escala de 1:100 llevar a cabo una delimitación muy precisa. Mediante elementos geométricos de tipo polígonos se dibujaron los depósitos de origen glaciar y periglacial; con elementos lineales las cabeceras y circos glaciares, así como las crestas morrénicas. El estudio de los depósitos glaciares y periglaciares se hizo a partir de los afloramientos existentes e incluyó una descripción básica de las facies, de las estructuras sedimentarias, así como de la composición de la matriz y de las características de los clastos (Eyles *et al.*, 1983; Walker y James, 1992; French, 2007).

La cartografía geomorfológica, con especial atención a las formas y depósitos ha permitido la reconstrucción de las secuencias de acumulación de la zona estudiada y ha sido de gran utilidad para poder establecer la evolución en el tiempo de la actividad de los procesos fríos. La ELA (*equilibrium-line altitude*), la altitud donde el balance de masa es igual a 0°, es un parámetro útil y muy empleado para la caracterización ambiental de los entornos glaciados (Porter, 1975, 2001; Hawkins, 1985; Ohmura *et al.*, 1992; Seltzer, 1994; Serrano y González-Trueba, 2004; Benn *et al.*, 2005). Para el cálculo de las paleoELAs se empleó, por su facilidad, el método THAR (*toe-to-headwall altitude ratios*) (Porter, 2001) que asume que la ELA se encuentra en algún punto fijo de la distancia vertical entre los puntos más bajos y los más altos del glaciar. Para obtener la profundidad de las masas de hielo se obtuvo la diferencia entre la altitud del fondo del valle y la de la cresta morrénica situada en su perpendicular. Al tratarse de paleoglaciares y comparando con los glaciares actuales se asume un margen de error, dado que la capa de hielo supera siempre en altitud a la morrena que está construyendo.

Se recolectaron 23 muestras para su análisis en el laboratorio del MARE de la Universidad de Coimbra. La fracción de 11 mm - 63 µm se sometió a tamizado (columna con un inter-

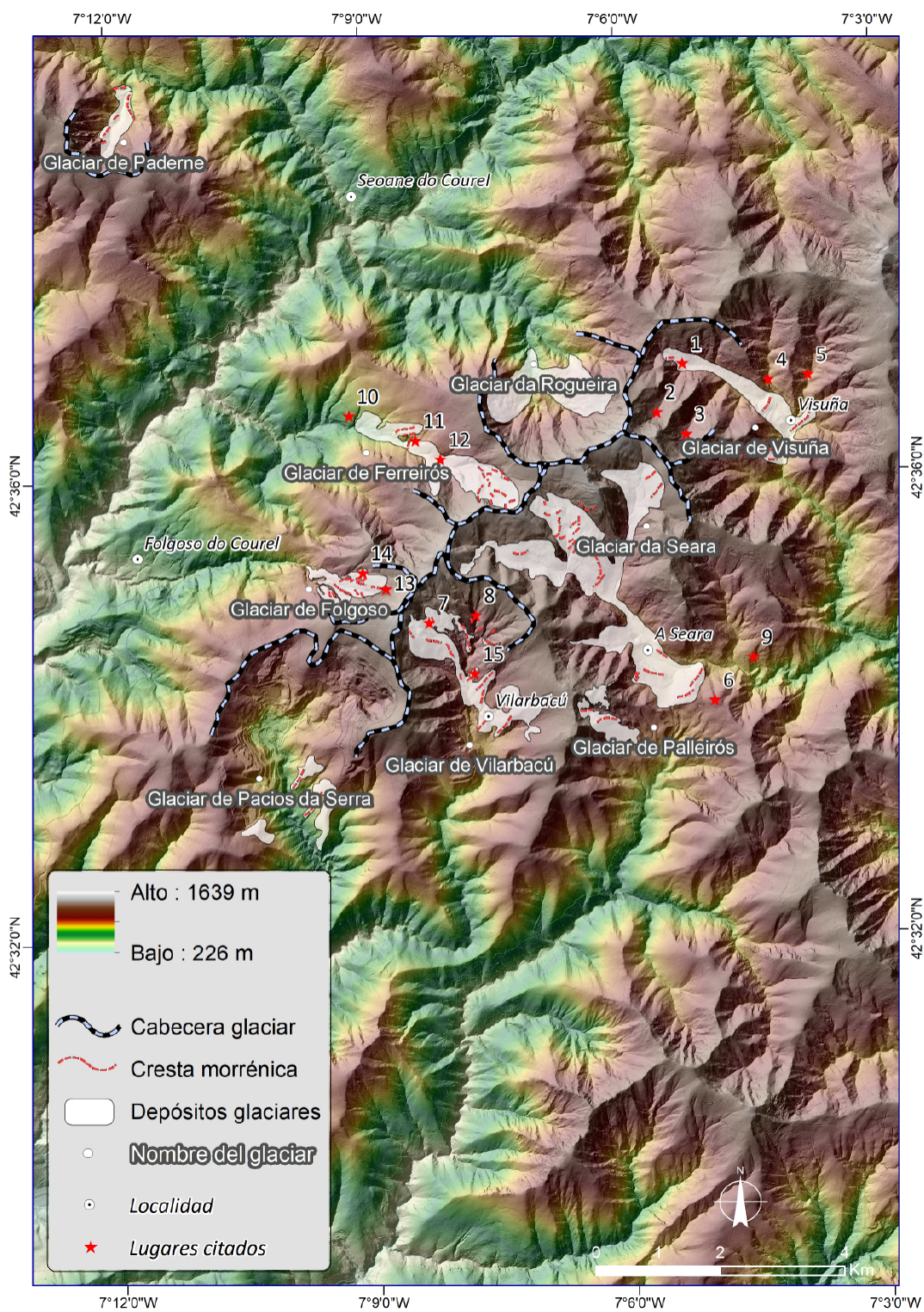


Figura 2: Localización de los valles glaciares y principales lugares citados en el texto.

Figure 2: Location of glacial valleys and main places mentioned in the text.

valo de $1/2 \phi$). La fracción fina ($<63 \mu\text{m}$, que comprende limo y arcilla) se analizó con un granulómetro láser Beckman-Coulter LS230 (2000 a $0,04 \mu\text{m}$). La distribución granulométrica de cada muestra seleccionada se obtuvo mediante la integración de los resultados proporcionados por los dos métodos. Se utilizaron parámetros estadísticos gráficos (media, desviación estándar, asimetría y curtosis) para caracterizar los sedimentos y sus procesos deposicionales. La identificación de minerales de arcilla en los depósitos sedimentarios en 11 muestras se realizó mediante análisis de Difracción de Rayos X de la fracción $<2 \mu\text{m}$.

3. Resultados de las investigaciones realizadas

3.1. Las formas y depósitos glaciares

En las Montañas do Courel se pueden diferenciar entre los glaciares de la vertiente occidental y los de la oriental o si se quiere, dada la dirección que sigue las principales alineaciones montañosas del Courel, noroccidental y sudoriental. En total más de 4.000 ha pudieron estar afectadas por los hielos y por lo menos 1.000 ha están cubiertas por sedimentos de origen glaciar (Figura 2). En la Tabla 1 aparecen reflejados los principales datos de los glaciares del Courel.

3.1.1. Los glaciares de la vertiente occidental

En la vertiente occidental han sido identificados y cartografiados los glaciares de Paderne, A Rogueira, Ferreirós y Folgoso. El primero presenta formas morrénicas características, pero no se han encontrado buenos afloramientos sedimentarios. Lo mismo sucede en el segundo. Por el contrario, los glaciares de Ferreirós y Folgoso contienen en su interior formas morrénicas típicas y buenos afloramientos.

• Glaciar de Paderne

La cuenca glaciar se inicia en el pico de Penas Brancas (1.309 m), en un sector de topografía suave que se alarga entre el pico Monte das Pozas (1.321 m), al este, y el de la Escrita (1.455 m), al oeste; recorre el actual Regueiro de Valmaior e termina a unos 900 m, de altitud cerca de la confluencia con el Río Pequeno donde se pueden ver morrenas bien definidas (Figura 3).

La altura estimada del hielo era de 60 m. Bordeando la cabecera aparecen los circos de Chao dos Mazaios, al este y el del Monte da Poza Grande, al oeste. Ambos están orientados igual que el valle, hacia el norte. La génesis del primero de ellos pudo estar condi-

Tabla 1: Principales datos de los diferentes glaciares.

Table 1: Main data of the different glaciers.

Glaciar	Cota máxima en cabecera (m)	Orientación principal de la cabecera	Longitud (km)	Extensión de la cuenca (ha)	Espesor hielo (m)	Altitud del frente de ablación (m)	Formas significativas	Superficie cubierta por sedimentos (till) (ha)	ELA (THAR) (m)
Paderne	1455	NNE	1,5	172	60	900	Crestas	30	1.177,5
A Rogueira	1639	NO	2,6	428,32	?	850		123,8	1.243
Ferreirós	1589	NO	2,5	367,14	65	760	Crestas	145,11	1.174,5
Folgoso	1617	NO	1,7	126,8	50	1000?	Crestas	42,4	1.308,5 ?
Visuña	1641	SE	4,3	1118	60	1000?		93,6	1.320,5 ?
A Seara	1641	SE	4,8	1128	130	950	Crestas	301,9	1.295,5
Palleiros	1469	SE	1,2	43,53	65	1080	Crestas	24,55	1.274,5
Vilarbacú	1617	SE	2,5	721	130	966	Crestas	150	1.291,5
Pacios da Serra	1511	S	?	854	60?	800?		?	1.155,5?



Figura 3: Morrena glaciar en el valle de Paderne.

Figure 3: Glacial moraine in the Paderne Valley.

cionada por la presencia de calizas, podría tratarse de una cubeta glaciokárstica aunque no se puede afirmar con certeza. En total la cuenca tiene una extensión de 172 ha y la superficie cubierta por sedimentos unas 30 ha. La paleo ELA se situaría a 1.177,5 m.

• Glaciar da Rogueira

Presenta un aspecto muy claro de su origen glaciar y, sin embargo, ofrece escasas evidencias. Este hecho hay que relacionarlo tanto con lo empinado de las laderas, lo que habría favorecido el movimiento rápido de la capa de hielo, como por la existencia de una intensa cubierta vegetal en la actualidad lo que ni favorece el trabajo de campo ni la localización de buenos afloramientos. Por ello la cartografía sedimentaria propuesta hay que tomarla con mucha cautela.

Su cabecera dibuja un amplio anfiteatro situado en el entorno del Pico Formigueiros (1.639 m) y en ella se pueden diferenciar tres sectores: oriental, A Tara, central, A Rogueira, y el occidental, A Enciña. Anexo a este aparece un pequeño circo abierto a los pies del Pico Polín (1.374 m) que, como todo el conjunto de la Rogueira está orientado hacia el Norte. Las escasas evidencias de *till*, muy dudosas, se encuentran en los sectores oriental y occidental. La mayor incisión de las aguas del Rego da Rogueira pudieron haber intervenido en su desmantelamiento. Por el contrario, en el sector

occidental, al este del Pico Polín, es donde las formas de origen glaciar son más claras y los depósitos ligeramente más abundantes.

Modelado sobre las Pizarras de Luarca, con intercalaciones de las Calizas de Vegadeo y las Calizas de la Aquiana, la lengua glaciar alcanzaría los 2,6 km de longitud y terminaría a unos 850 m de altitud. La extensión de la cuenca glaciar de la Rogueira sería de 428,32 ha y su potencial cobertura sedimentaria 123,8 ha. La profundidad de la capa de hielo es imposible de determinar al no estar visible ninguna cresta morrénica indicativa. La paleo ELA estaría a 1.242 m.

• Glaciar de Ferreirós

El glaciar de Ferreirós tiene su cabecera en el Pico Mallón a 1.589 m de altitud y su terminación a unos 760 m en el sector de A Veiga y Asnela (lugares 11 y 10 en Figura 2). La lengua glaciar ocupaba el fondo del valle por el que actualmente discurre el río Carrozo do Pando (lugar 12 en Figura 2). Su cabecera está formada por el circo del Mallón al este y el de Buzaquería, al oeste. En el primero se ven, por lo menos, tres arcos morrénicos muy bien marcados en el terreno. El superior, emplazado a 1.500 m, se encuentra a los pies do Pico Mallón (Figura 4); el segundo a unos 1.400 m. Por debajo, en la zona de la Veiga, aparecen otros tres pequeños arcos que asemejan corresponder con el sector final del glaciar. En el circo da Buzaqueira, por el contrario, no se observan arcos claros ni afloramientos que permitan definir con claridad el impacto de los hielos. La lengua alcanzaría unos 2,5 km de longitud y unos 60-65 m de espesor. La cuenca glaciar tendría una extensión de 367,14 ha y la cobertura de *till* 145,11 ha. La paleo ELA se situaría a 1.174,5.

• Glaciar de Folgoso

El glaciar comenzaría a formarse a los pies del pico Pía Paxaro (1.617 m) y descendería hacia el Noroeste por los lugares de Seixa y Os Laga-

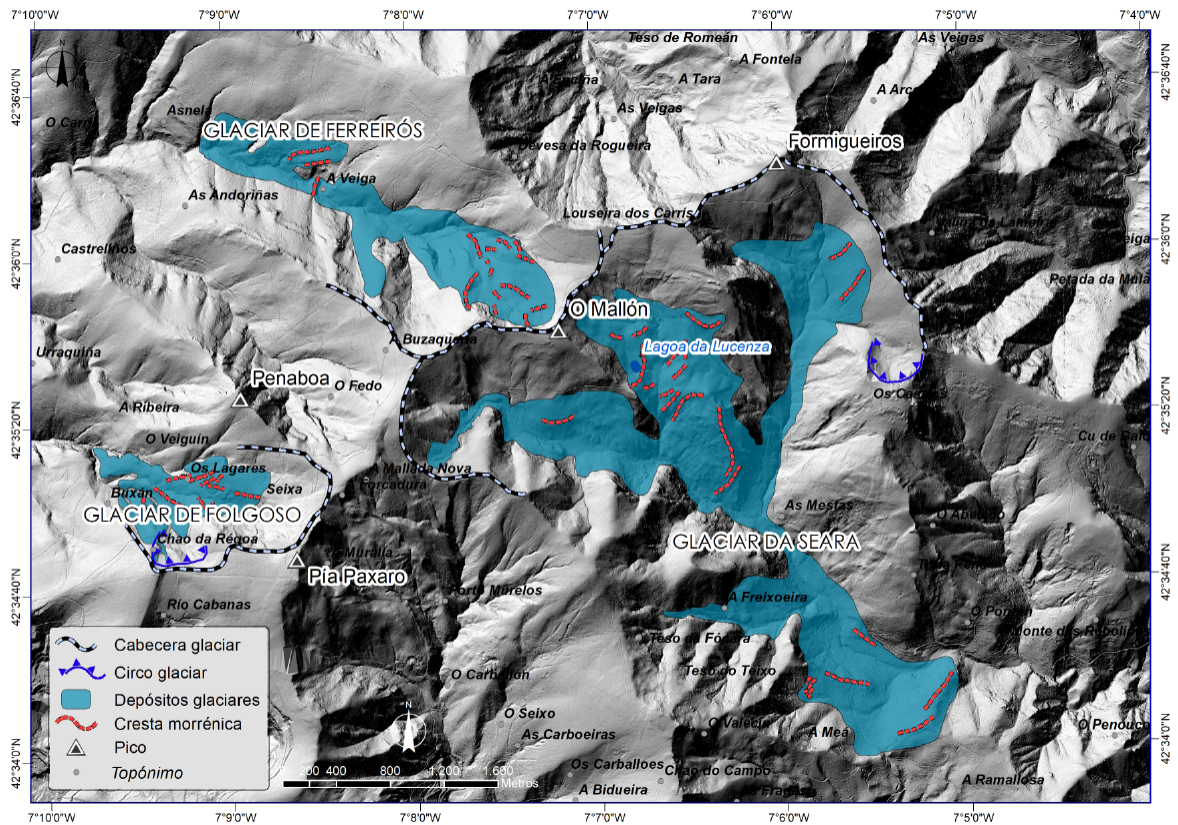


Figura 4: Distribución de los depósitos y sistemas de morrenas en los valles glaciares de Ferreirós, Folgoso y A Seara.

Figure 4: Distribution of the deposits and moraine systems in the glacial valleys of Ferreirós, Folgoso and A Seara.

res (lugares 13 y 14 en Figura 2) siguiendo el valle por el que ahora fluye el río de las Coiteladas hasta terminar a unos 1.000 m de altitud. El intenso encajamiento fluvial post-glaciar de los cauces de agua en esta vertiente desmanteló en gran parte los posibles depósitos existentes a menor altitud. Sin embargo, las formas morrénicas, como en el caso del glaciar vecino de Ferreirós, son muy claras. Son visibles cinco arcos tanto en la ladera occidental como en la oriental emplazadas entre los 1.300 y los 1.100 m (Figura 4). La profundidad del hielo se situaría según los sectores entre los 50 y los 80 m. A nivel topográfico, aparte del valle glaciar, es de destacar el pequeño circo del Chao da Régoa (ver Figura 4). Orientado hacia el norte tiene 143 m de largo y 141 m de ancho. La cuenca del glaciar tendría una extensión de 126,8 ha y la cobertura sedimentaria 42,4 ha.

La apertura de un camino permitió ver buenos afloramientos de *till*. En ellos se diferencia con claridad un nivel de unos 150 cm. compuesto por cantos de pizarras, cuarzos y diabasas embutidos en una matriz limo-arcillosa con una marcada estratificación y compactación (Figura 5). Se trata de un *till* de acreción, matriz-soportado o clasto-soportado masivo según los lugares. Son relativamente frecuentes los cantos sub-redondeados de diabasa. Sus características llevan a considerar a estos depósitos como morrenas fronto-laterales que aparecen localmente cubiertas por depósitos estratificados de ladera que en gran medida derivan de un retrabajamiento de los materiales morrénicos. La paleo ELA estimada presenta dudas. Se ha estimado que estaría a 1.308,5.

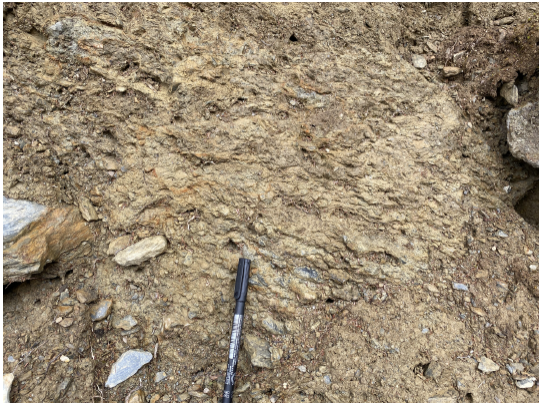


Figura 5: Till de acreción. Glaciar de Folgoso.
Figure 5: Accretion till of Folgoso Glacier.

3.1.2. Los glaciares de la vertiente oriental

Como ocurre en la otra vertiente, en esta hay valles que contienen formas y/o depósitos claros que evidencian el paso de los hielos, y otros que generan dudas. Hay que tener en cuenta que los depósitos de origen glaciar pueden haber sido destruidos en gran medida por las aguas de fusión post-glaciares o que se encuentran cubiertos por la vegetación lo que motiva que si no existen cortes naturales o artificiales o no se hacen perforaciones siempre es difícil demostrar la existencia o magnitud de los glaciares. En cualquier caso, como se dice con frecuencia, la no existencia de evidencias visibles no quiere decir que no existan y, por el contexto, se pueden extrapolar datos.

• Glaciar de Visuña

Se trata de un glaciar complejo. Esto deriva de su configuración topográfica y por la escasez de sedimentos en relación a la extensión de su cuenca potencial. Su cabecera aparece delimitada por los picos Formigueiros (1.639 m) y Cabeza do Couto (1.428 m), y está compuesta por los valles del Couto, das Veigas y da Maseiriñas (lugares 1, 2 y 3 en Figura 2) que están orientados hacia el norte y que presentan un aspecto típico glaciar con perfil en cuna y rocas pulidas. Otro tanto sucede con el valle del Rego de Rechouso y del Río do Faro

(lugares 4 y 5 en Figura 2), orientados hacia el sur. En total aparece una extensa cuenca de 1.118 ha de las que no hay total seguridad de cuantas estuvieron cubiertas por el hielo. Por ello, con mucha cautela se puede afirmar que la lengua tendría una longitud máxima de 4,3 km y que terminaría aguas abajo de la aldea de Visuña. La falta de crestas morrénicas visibles dificulta el poder saber el espesor de hielo por lo que es muy difícil conocer la profundidad máxima alcanzada. Usando los escasos depósitos se podría dar, con mucha cautela, la cifra de unos 60 m. La cobertura sedimentaria ocuparía 93,6 ha. Su posible paleo ELA estaría emplazada a 1.320,5 m.

Los afloramientos existentes muestran materiales limo-arcillosos que no permiten sacar conclusiones sobre cuánto hay de acumulación glaciar, cuánto de arrastre nival. Su emplazamiento en el fondo del valle sin una relación clara con la ladera de su margen izquierdo parece reforzar, sin embargo, su origen glaciar.

• Glaciar da Seara

El glaciar de A Seara estaría limitado en su cabecera por los picos Mallón (1.593 m) y Formigueiros (1.639 m) (Figuras 2 y 4). Tiene tres cuerpos: el occidental, de los Chaos; el central, de la Lucenza o del Mallón y el oriental, de Forgas. Por los depósitos encontrados se



Figura 6: Till en el Rego do Pontón.
Figure 6: Till in the Rego do Pontón.



Figura 7: Circo glaciar de Os Castros.

Figure 7: Os Castros Glacier Cirque.

puede afirmar que la lengua terminaría aguas debajo de la aldea de A Seara a 950 m de altitud. Por debajo de ella son visibles algunas acumulaciones de *till* en la ladera meridional del Monte das Reboliñas (lugar 9 en Figura 2 y Figura 6). Sin embargo, queda por determinar si los materiales fueron transportados por el glaciar de A Seara o por otra lengua que descendería por el valle del Rego do Pontón desde el pico dos Castros a 1.519 m de altitud. La longitud del glaciar de A Seara sería de 4,8 km y su espesor máximo de 130 m. En el valle destaca el Circo dos Castros (Figura 7), posiblemente el mejor ejemplo de los existentes en las Montañas do Courel. Está emplazado en su margen oriental a 1.516 m de altitud y orientación norte. Su fondo está a 1.381 m. Presenta un diseño prácticamente circular de 408 m de ancho y 400 m de largo.

Litológicamente en el valle dominan mayoritariamente las pizarras grises, destacando la presencia de bandas de diabasas en las Mesas, A Lucenza y Os Castros. Este contraste litológico adquiere una gran importancia a la hora de identificar los depósitos glaciares. La riqueza en minerales favoreció la apertura de minas, posiblemente desde la época romana, lo que ha dado lugar a pequeñas cuencas laterales que semejan pequeños circos bordeados por morrenas. Se trata del frente de explotación y de las escombreras. Su impacto en el valle si bien no fue de gran importancia a nivel de extensión si lo es por cuanto que

induce a posibles errores en la cartografía del fenómeno glaciar.

La extensión de la cuenca es de 1.128 ha y de ellas 301,9 están cubiertas de sedimentos glaciares entre los que se pueden individualizar dos complejos morrénicos claros. Uno en el sector inferior, por encima de la aldea de A Seara, compuesto por dos arcos paralelos situados entre los 1.013 y los 1.065 m de altitud; otro, en la cabecera, en el entorno de la Lagoa da Lucenza, caracterizado por ocho arcos que se encadenan en paralelo por debajo y por encima de la laguna (ver Figura 4). Los primeros cerraron el valle y dieron lugar a la laguna que, en tiempos relativamente recientes, fue modificada en parte para favorecer la salida del agua. La paleo ELA se sitúa a 1,295,5 m.

El complejo morrénico del sector inferior sobresale de manera clara en el terreno y destaca por su suavidad frente a las tierras de su entorno. Aparece emplazado en perpendicular al eje principal del valle. Se trata de morrenas fronto-laterales acumuladas por el empuje de la lengua de hielo que a su vez la obligaron a cambiar su dirección prácticamente N-S a otra O-E. Este hecho posiblemente provocase una pérdida de energía y la dificultad de deslizarse lo que explicaría la escasez de depósitos aguas abajo de la aldea de A Seara. Otro hecho todavía sin aclarar es si los hielos difluyeron hacia el valle del río Soldón, situado hacia el sur. El desgaste de los materiales en el área semeja haberse producido. Sin embargo, la falta de evidencias claras no permite ir más allá de una hipótesis factible.

Los depósitos morrénicos se acumularon en gran medida encima de un saliente rocoso preexistente, compuesto por pizarras grises. Los afloramientos permiten ver los sedimentos encima del substrato, en el camino de subida al repetidor de TV (lugar 6 en Figura 2). Se trata de materiales matriz-soportados o clasto-soportados según los lugares, sin una estructura clara, compuestos por una mezcla de cantos o bloques de pizarra, cuarzo y, hecho a destacar a la hora de interpretar la diná-



Figura 8. Doble arco morrénico en el entorno de la aldea de A Seara.

Figure 8. Double moraine arch in the surroundings of the village of A Seara.

mica glaciar, de diabasa, sub-redondeados o redondeados, embutidos en una matriz limo-arcillosa. Se trata de sedimentos de arrastre del glaciar que llevó por delante todo lo que se encontraba en su camino, tanto el material que arrancaba, o sea sub-glaciar, como el que se acumulaba por encima del glaciar o lateralmente, supra-glaciares, lo que explica la mezcla de cantos angulosos, redondeados o con forma puntiaguda, las tradicionalmente llamadas *fer à repasser* por los autores franceses (Figura 8).

Por contra, en la parte inferior de este sistema morrénico, en el corte abierto por la carretera, aparece un excelente afloramiento de *till* de aspecto compacto y resistente a la penetración en cualquier época del año, pero de manera especial en verano. Se trata de un



Figura 9: Till subglaciar en el valle de A Seara.

Figure 9: Subglacial till in the valley of A Seara.

till sub-glaciar compuesto por sedimentos clasto-soportados, por lo general de 10-20 cm en su eje mayor en medio de los que aparecen bloques de mayor tamaño con estrías visibles que pueden superar el metro en su eje mayor (Figura 9).

En el complejo morrénico de A Lucenza no existen afloramientos en los que se puedan ver las características sedimentarias. Sin embargo, la gran cantidad de material suelto visible en los senderos permite comprobar que abundan cantos angulosos o poco redondeados, muchos de ellos estriados. El escaso grado de redondez es algo lógico dado que estamos en la parte alta del glaciar y las morrenas se corresponden con la fase final de retroceso, con momentos de cierta estabilidad y otros de retroceso. Este hecho explica, aparte del emplazamiento en escalera visible, la existencia de depresiones intra-morrénicas que en la actualidad originan áreas hidromorfas más húmedas y con vegetación distinta que se puede identificar por su verdor, diferente al matorral que abunda encima de las morrenas.

• Glaciar de Palleiros

Se trata de uno de los más pequeños y singulares del Courel y está situado al SO del glaciar de A Seara. Su cabecera se emplaza entre el Alto da Cabeza do Home (1.469 m), el Cu do Galo (1.485 m) y el pico del Chao do Campo (1.465 m). El final se situaría a 1.080 m. Entre los materiales dominan las pizarras de Luarca y las cuarcitas armoricanas. Su longitud sería de 1,2 km y su espesor alcanzaría los 65 m. Se alarga de oeste-este. El hielo se acumularía al sur de la Cabeza do Home y en el sector de los Chaos lo que explica la dirección de las morrenas arqueadas hacia el sudoeste (Figura 10). La septentrional alcanza los 1.351 m de altitud y la segunda se estira entre los 1.350 m y los 1.200 m. En una fase posterior, la cabecera fue ocupada por laderas de bloques. En total la cuenca tendría una extensión de 43,53 ha y la cobertura sedimentaria 24,54 ha. Su paleo ELA estaría a 1.274,5 m.



Figura 10: Crestas morrénicas del glaciar de Palleiros.
Figure 10: Moraine ridges of the Palleiros glacier.

• Glaciar de Vilarbacú

El glaciar de Vilarbarcú comenzaría a los pies del pico Pia Paxaro (1.610 m), pico de A Forcadura y el Alto de Murelos, a más de 1.500 m de altitud. Su cabecera tendría tres cuerpos de hielo: de la Muralla, Porto Murelos y el Alto de Murelos. La lengua terminaría a 966 m de altitud. En el substrato dominan las pizarras. Su cuenca abarcaría 721,6 ha y la cobertura sedimentaria 150 ha. Su paleo ELA se ha estimado en 1.291,5 m.

El glaciar en su máximo avance tendría una longitud de 2,5 km y un espesor de 130 m. A lo largo de su recorrido depositó tres complejos morrénicos escalonados. Un primero, visible en el entorno de la aldea de Vilarbacú, está situado a una cota de entre 1.070-1.100 m. Un segundo, que se levanta por encima de la aldea, en el sector d O I Carballón (lugar 15 en Figura 2), se extiende entre los 1.200 y los 1.100 m. Se trata de morrenas que no son sincrónicas, sino que se fueron acumulando a medida que fue retrocediendo la lengua de hielo. Y, a mayor altitud, aparecen otros dos complejos morrénicos asociados a las lenguas en la fase en la que el glaciar se dividió en dos, ocupando uno el sector del valle del arroyo Carrozo das Laguas (lugar 7 en Figura 2), al oeste, y otro, el de Porto Murelos (lugar 8 en Figura 2), al este. En el primero las morrenas están emplazadas entre los 1.120 y 1.225 m y en el segundo alrededor de los 1.280 m.

Los afloramientos existentes en el entorno de la aldea de Vilarbacú no permiten ver con claridad las facies de origen glaciar; únicamente algunos bloques en el interior de la morrena de máximo avance y, especialmente, un gran bloque errático encima de ella que refuerza más si cabe la importancia del glaciario en este sector.

• Glaciar de Pacios da Serra

La explotación minera existente en el valle hace muy difícil poder reconstruir el glaciario. El análisis de fotos anteriores a su instalación permite, con muchas reservas, hacer una cartografía aproximada. La cabecera estaría bordeada por los picos del Campo do Bidueiro (1.404 m), Cobaluda (1.299 m), Alto do Val (1.511 m) y A Barreira (1.485 m). Terminaría a unos 800 m de altitud. La altura de hielo alcanzaría unos 60 m. En el substrato dominan las pizarras y la paleo ELA estaría a 1.155,5 m.

En total la cuenca ocuparía 854 ha y los depósitos glaciares existentes en la actualidad son difíciles de saber debido a la intensa actividad minera. Las morrenas son visibles en el entorno de la aldea de Pacios da Serra. Su emplazamiento en un espacio marcado por laderas muy erosionadas es significativo porque parece indicar que los suelos desarrollados sobre materiales morrénicos tienen una mayor potencialidad agronómica. Este hecho se puede ver no solo aquí sino en todo el Courel.

3.2. Los depósitos periglaciares

Las principales formaciones de origen periglacial presentes en el Courel son los depósitos estratificados de ladera y los campos y laderas de bloques que, allí donde se canalizan, dan lugar a ríos de bloques (Figura 11). Si los depósitos de origen glaciar son conocidos de antiguo, no sucede lo mismo con los de origen periglacial que han sido descritos más recientemente (Pérez-Alberti *et al.*, 2009; Pérez Alberti y Cunha, 2016; Pérez Alberti, 2019).

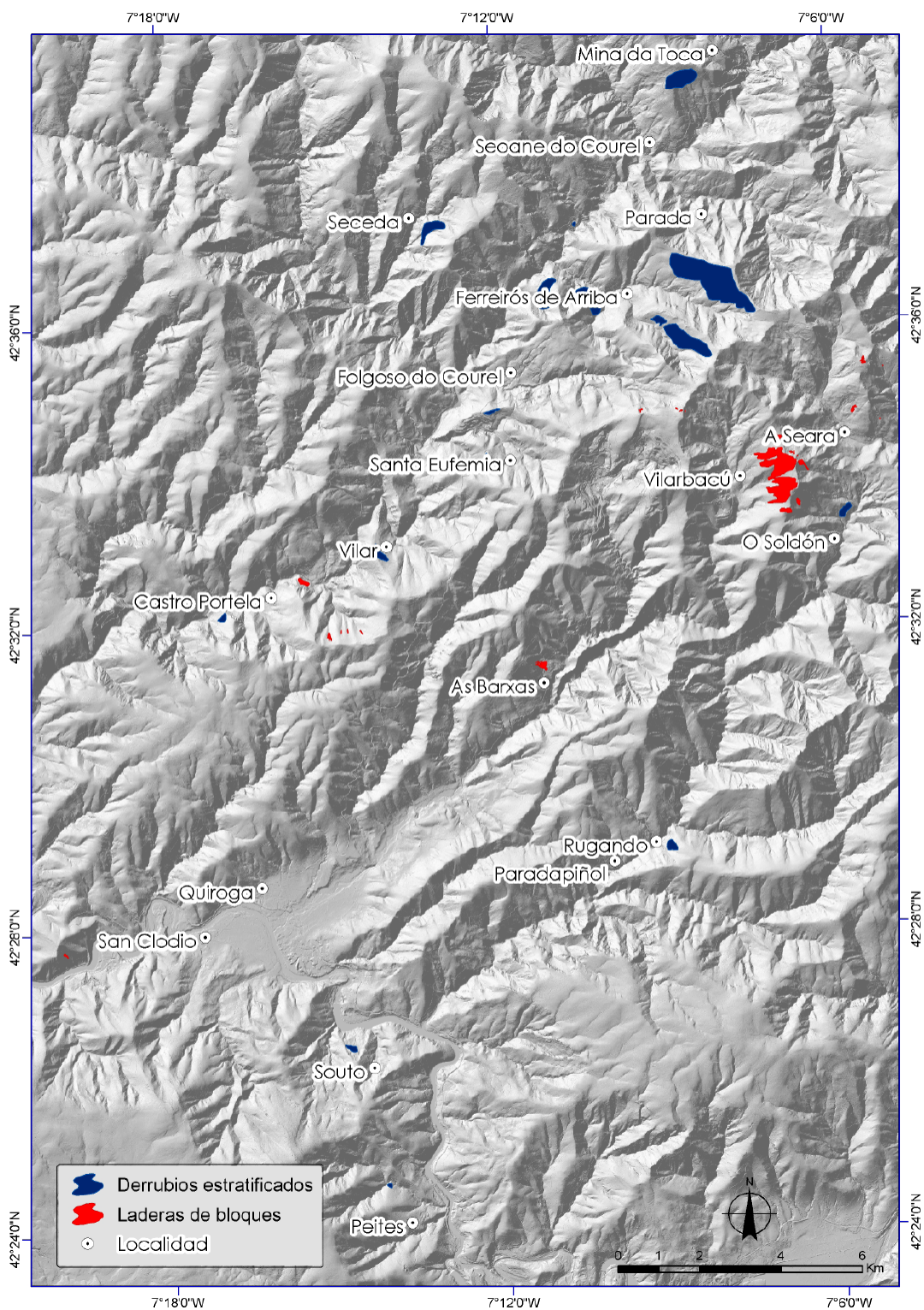


Figura 11: Distribución espacial de los depósitos periglaciares.

Figure 11: Spatial distribution of periglacial deposits.

• Derrubios estratificados de ladera

Se caracterizan desde el punto de vista sedimentario por estar constituidos por fragmentos angulosos mezclados con elementos finos, en capas aparentemente rítmicas. Presentan una acusada estratificación y alternancia de capas de diferente grosor. Se han formado bajo unas condiciones de clima frío atenuado o marginal y no precisan de la presencia de *permafrost*. La alternancia de ciclos de hielo/deshielo facilitó la fragmentación de las rocas y la puesta en marcha de los materiales ladera abajo.

Están presentes en los sectores donde dominan las pizarras que están intensamente fracturadas lo que ha favorecido su fragmentación por los ciclos de hielo/deshielo y su movilidad debido a diferentes procesos, estudiados por el autor en medios activos actuales (Pérez-Alberti, 2012), a saber: a) arrastre por el movimiento de la nieve; b) transporte de cantos por el agua de fusión nival; c) pequeñas coladas de barro; d) pequeños flujos de arena; e) lóbulos de cantos.

El análisis sedimentológico ha permitido ver con detalle los aspectos característicos de los depósitos. Por ejemplo, en un afloramiento situado en la cercanía de la aldea de Soldón desde el punto de vista granulométrico se pueden individualizar dos sub-poblaciones: (a) cantos de medianos a pequeños, por lo general de 1 a 10 cm, aunque también se han encontrado de más de 10 cm y (b) una matriz limo-arcillosa. En la primera, la fracción de cantos de mayor tamaño dominan los que tienen una forma estrecha y alargada, aunque también son relativamente abundantes los que tienen forma de disco.

Muchos de los primeros tienen en su parte superior un revestimiento de arcilla mientras que la inferior está limpia. Este hecho ha provocado una clasificación inversa plasmada en la deposición de delgadas capas de arcilla (las denominadas *coiffés* por los investigadores franceses) que son indicativas de la movilidad vertical de los cantos en relación con procesos de crio-expulsión. Los análisis de su fábrica

ca indican una orientación clara de los cantos con el eje más largo paralelo a la dirección de la pendiente, pero también se observa una cierta relevancia de orientaciones perpendiculares a ella.

En cuanto a los resultados del análisis del tamaño de grano hecho en la fracción <11 mm, se comprobó que la matriz está muy mal clasificada, como se puede ver en diferentes muestras recogidas en los sectores de Soldón y Toca. Por lo general, todas las muestras pueden considerarse como unimodales (un modo dominante de 4 a 11 mm). La curva de frecuencia relativa también posibilita identificar un modo menos importante a 10 μ m, que corresponde a los minerales de arcilla. La difracción de rayos X ha permitido comprobar que los minerales de arcilla presentes en la

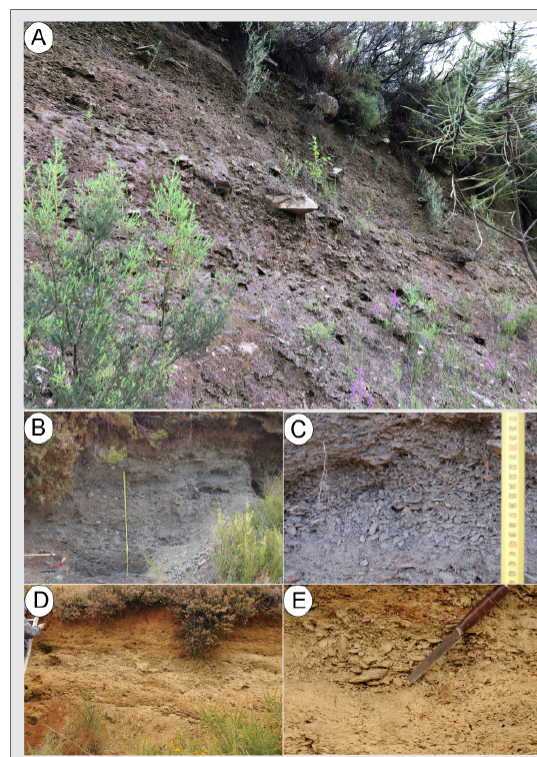


Figura 12. Depósitos estratificados de ladera en las montañas del Courel. a) Castro Portela; b) Soldón; c) Detalle; d) A Toca; e) Detalle.

Figure 12. Stratified slope deposits in the Courel Mountains. a) Castro Portela; b) Soldón; c) detail; d) A Toca; e) detail.

fracción de $<2 \mu\text{m}$ contiene *illita* (dominante), *clorita* y *caolinita*. El predominio de la *illita* es indicativo de una escasa meteorización. La *clorita* y la *illita* provienen directamente de las rocas del substrato. La presencia de la *caolinita* indica la existencia de períodos con mayor humedad. En cualquier caso, muchas arcillas no se habrían formado en los momentos fríos sino con posterioridad. El análisis ayuda a entender el proceso, pero no se puede tomar el dato como un indicador paleoclimático y sí evolutivo de los sedimentos. Estos pudieron ser datados, en la base del afloramiento de Toca donde se encontraron carbones que han dado una edad de más 44.000 a BP (Pérez-Alberti *et al.*, 2009). Los mejores afloramientos de este tipo se pueden ver, a parte de los citados de Soldón y Toca, en Ferreirós de Arriba, en el entorno de Castro Portela, en la margen izquierda de valle del río Sil, pero están presentes en la mayor parte de las laderas modeladas sobre pizarras (Figura 12).

• Campos y laderas de bloques

Ocupan preferentemente las partes culminantes de las montañas. Pero también se encuentran en algunos valles. En algunos lugares presentan huellas evidentes de imbricación entre los bloques lo que supone procesos de fragmentación de la roca, levantamiento y movimiento de los bloques ladera abajo, favorecido por la existencia de hielo a modo de cemento entre ellos, el denominado hielo intersticial. Son indicadores de la presencia de ambientes con *permafrost* en el momento de su formación. En unos lugares se encuentran acumulaciones de bloques al pie de un saliente rocoso; en otros cubren toda la cumbre, lo que es indicativo de una destrucción total del saliente rocoso dando lugar a pequeños campos de bloques de cumbre que, hacia los bordes tapizan la ladera dando lugar a laderas de bloques. En lugares en donde existe una pequeña vaguada, se han formado laderas de bloques canalizados o ríos de bloques. Por lo general, son formas que a nivel de afloramiento presentan una estructura abierta, sin matriz fina. Están compuestos por bloques



Figura 13: Río de bloques de Os Carballoes (Vilarbacú). Arriba, vista general; debajo, detalle del sector limitado por el cuadro rojo.

Figure 13. Block stream of Os Carballoes (Vilarbacú). Above, overview; below, detail of the sector bounded by the red box.

que pueden superar los dos metros en su eje mayor que cubren amplias superficies desde la parte superior hasta la inferior de la ladera. Suelen iniciarse al pie de salientes rocosos de cuarzo y, mayoritariamente, de cuarcitas, para desde allí descender tapizando el suelo, bien de forma discontinua o a modo de coladas que pueden llegar a tapizar los fondos de los valles a lo largo de más de 400 m de longitud.

No cabe duda de que los procesos de erosión anteriores a la fase fría favorecieron la génesis de los afloramientos rocosos a partir de los que se formaron los depósitos. Es decir, cuando una roca más resistente está enmarcada entre otras que lo son menos, la erosión actúa de forma diferente en las segundas que en la primera. En este caso las cuarcitas asociadas a pizarras. Por procesos de meteo-

rización y lavado de la capa de alteración, el suelo se ha ido rebajando en los lugares de roca menos resistente, las pizarras, quedando en resalte las cuarcitas. Cuando llegó el frío las rocas, por lo general fracturadas, comenzaron a sufrir procesos de fragmentación y posteriormente a acumularse y moverse por la presencia de hielo intersticial.

El movimiento suele ser lento, aunque dependía del tamaño del bloque. En cualquier caso, la movilidad dio lugar a bloques aradores de tamaño variable que fueron capaces de labrar surcos en la parte posterior y pequeñas acumulaciones de materiales en la parte frontal, o a otros que se movieron con mayor rapidez tapizando el terreno. Los mejores ejemplos de acumulaciones de bloques son los que se encuentran en el lugar de Os Carballoes, en la margen izquierda del valle glaciar de Vilarbácú, con 478 m de largo y 95 de ancho (Figura 13) y el de Valencín, en el valle del Glaciar de Palleiros, con 135 m de largo y 40 de ancho. Otra espectacular acumulación de bloque se encuentra en Barxas, en las proximidades de Pacios da Serra.

4. Discusión y conclusiones

Las formas y depósitos de origen frío existentes en las Montañas do Courel indican a las claras que las condiciones climáticas existentes en la actualidad son muy diferentes de las que dominaban en el pasado. En la mayor parte de las publicaciones antiguas sobre el glaciario en el Noroeste de la Península Ibérica se señalaba que todos los glaciares identificados en los diferentes sistemas montañosos se habrían formado durante el último ciclo glaciar. Sin embargo, Hernández-Pacheco (1949, 1957) a la hora de explicar el registro glaciar de la Serra de Queixa, situado al sur del Courel, consideraba que se habría producido antes de aquel, y atribuía las morrenas más bajas a la glaciación del Riss. Esta idea de una glaciación anterior a la última también fue defendida por de Brum-Ferreira *et al.* (2000) en las montañas del Gêres y por Vidal-Romaní *et al.* (1999) o Vidal-Romaní y

Fernández-Mosquera (2005) en el Xurés y en la Serra de Queixa. En este caso en sus publicaciones no queda claro que las muestras tomadas para las dataciones cosmogénicas basadas en ^{21}Ne , que proporcionaron unas fechas de 164.000 ± 33 a BP, 155.000 ± 29 a BP y 84.000 ± 32 a BP, respectivamente, se hubieran recogido sobre material de origen glaciar y no en áreas libres de hielo como parecen indicar la localización de las coordenadas publicadas en sus artículos.

Los datos que se poseen sobre el Courel son escasos. Exactamente se cuenta con una datación obtenida a partir de carbones encontrados en la base de un depósito estratificado de ladera, cercano a la mina romana de Toca, que dio una edad mínima de > 44.000 a BP (Pérez-Alberti *et al.*, 2009), y las obtenidas de los sedimentos acumulados en la Lagoa da Lucenza que proporcionaron $21.400\text{--}20.600$ a BP (Pérez-Alberti y Valcárcel-Díaz, 1998) y 17.390 ± 090 a BP y 17.320 ± 250 a BP (Muñoz-Sobrino *et al.*, 2001). Lo anterior parece decir que en el primer caso existió un clima frío y nivoso que facilitaría la génesis de depósitos estratificados de ladera en un momento posterior, y posiblemente, y es preciso tomarlo como una hipótesis a confirmar, comenzaría a acumularse nieve en las cabeceras de los valles fluviales lo que, con el paso del tiempo daría lugar a lenguas glaciares. Los datos obtenidos en la Lagoa de A Lucenza también son de gran interés porque son indicativos de que cuando se formó, por el cierre del valle por una morrena, el glaciar ya habría retrocedido y estaría por encima de la cota a la que se encuentra. Hay indicios, pues, del posible inicio de la formación de los glaciares y de su seguro retroceso.

Si se echa mano de las dataciones obtenidas en el sector oriental del glaciar del Río Cenza (Vidal-Romaní y Fernández-Mosquera, 2005), dentro de la Serra de Queixa, con una altitud ligeramente mayor que la del Courel (1.778 m frente a 1.639 m) se observa que en su sector frontal la fecha es de 29.000 ± 5 a BP y, en el interior del valle, más hacia el oeste, de 22.000 ± 18 a BP (Vidal-Romaní *et al.*, 1999).

De acuerdo con ello es posible que el máximo avance de los glaciares en las Montañas do Courel se hubiera producido en una fecha que pudo oscilar entre los 29.000 y los 22.000 años BP. Habrá que aguardar los resultados de las dataciones cosmogénicas llevadas a cabo recientemente para poder ratificar o corregir los datos.

En relación al momento en el que los glaciares comenzaron a retroceder en las montañas del Noroeste de la Península Ibérica, los datos existentes indican que sería alrededor de los 22.000–19.000 a BP (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2014) y se habrían producido múltiples estancamientos de los frentes glaciares, que quedaron plasmados en la presencia de morrenas de retroceso hasta, por lo menos hace 17.900 años (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2014). En el caso del Courel no se sabe cuándo comenzó, pero está demostrado que en esos momentos los hielos estarían emplazados por encima de la Lagoa da Lucenza (1.374 m), con una edad basal, ya citada, de 21.400–20.600 a cal BP (Pérez-Alberti y Valcárcel-Díaz, 1998). Algo semejante habría ocurrido en la Serra de Queixa en donde los depósitos lacustres de la Lagoa Grande o de As Lamas (1.364 m), cerrada como en el caso de la Lucenza por crestas morrénicas, las dataciones proporcionaron una fecha de 15.000 a 15.600 a BP (Maldonado, 1994) que indican con claridad que los glaciares habrían desaparecido en gran medida. Todo parece indicar que aquellos momentos en las Montañas do Courel o ya habían desaparecido los glaciares o podrían quedar restos de ellos en lugares muy concretos desconocidos por el momento.

Otro tema importante para discutir es la relación entre los diferentes tipos de depósitos periglaciares y las condiciones paleoambientales existentes. Como ya se ha dicho en las montañas se encuentran dos tipos de formaciones sedimentarias acumuladas en condiciones frías, los depósitos estratificados de ladera y los campos de bloques. En investigaciones anteriores (Pérez-Alberti y Rodríguez Guitián, 1993; Pérez-Alberti, 2012; Pérez-Alberti y Cunha, 2016; Viana-Soto y Pérez-Al-

berti, 2019) ya se ha demostrado que para la formación de los primeros fueron necesarias condiciones frías y húmedas, sin necesidad de la presencia de *permafrost*, mientras que para que se hayan formado las laderas de bloques sí fue preciso. Esta relación entre temperatura y humedad ha permitido diferenciar dos fases, una fría y húmeda y otra fría y seca. La primera, como parece señalar la datación de la Toca, se habría puesto en marcha en una fecha anterior a los 44.000 años mientras que la segunda hay que relacionarla con el Máximo Glaciar Global y estaría enmarcada en torno a hace unos 20.000 años.

Hay que destacar que el paleo-glaciarismo desarrollado en las Montañas do Courel es singular dado que se encuentra a una altitud que los convierte en algo excepcional en el contexto peninsular, junto con otras sierras del Noroeste de la Península Ibérica. Por otra parte, hay que indicar la posibilidad de diferenciar dos fases, una previa al LGM (*Last Glacial Maximum*) y otra de este período; la primera más húmeda y con presencia de glaciares y la segunda más fría con una gran actividad periglacial lo que está de acorde con lo que han observado Serrano *et al.* (2002) y Pisabarro *et al.* (2017) en el sector centro-oriental de la Cordillera Cantábrica. Allí establecieron una fase de expansión glacial a favor de la existencia de mayores precipitaciones, asociadas a situaciones sinópticas entrando por el SO y O, con importantes nevadas, y una segunda, más fría, con glaciares más pequeños o menos voluminosos que se corresponderían con el LGM.

Hay que concluir pues que:

- Los procesos fríos desarrollados a cotas bajas tuvieron un gran protagonismo en el modelado de las laderas del Geoparque Mundial de la Unesco Montañas do Courel durante el Pleistoceno reciente, lo cual le confiere un valor patrimonial excepcional.
- Existen formas y depósitos glaciares significativos por encima de los 800 m de altitud.

- Son muy abundantes las formas y los depósitos periglaciares por toda el área y a altitudes muy diferentes, por encima y por debajo de los 800 m. Los depósitos estratificados de ladera están íntimamente relacionados con las pizarras. Las laderas y campos de bloques con las cuarcitas. Este hecho es significativo desde el punto paleoambiental por cuanto indica que los primeros se pueden formar en cualquiera de las dos fases detectadas, dada la mayor foliación de la roca y, consecuentemente, facilidad para fragmentarse, mientras que las laderas y campos de bloques requieren de unas condiciones mucho más frías para que las segundas se vean afectadas.
- Los procesos fríos habrían comenzado antes de hace 44.000 años y desaparecerían hace unos 15.000 con un máximo por determinar mediante dataciones que podría estar situado alrededor de hace unos 22.000-25.000 años.
- Las formas y depósitos de origen frío son auténticas joyas de gran valor paleoambiental por cuanto que reflejan los cambios climáticos que se dieron a lo largo del tiempo.

Agradecimientos

Al Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas de Courel por su ayuda en los trabajos de campo; a Pedro P. Cunha del MARE (Universidade de Coimbra) por su colaboración en el análisis sedimentológico y a Enrique Serrano y a un segundo revisor anónimo por sus acertados comentarios que han sido de gran utilidad a la hora de mejorar el texto.

Bibliografía

- Aira-Rodríguez, M.J. (1986). *Contribución al estudio de los suelos fósiles de montaña y antropógenos de Galicia*. Tesis Doctoral, Facultad de Biología, Universidad de Santiago.
- Aira-Rodríguez, M.J., Guitián-Ojea, F. (1986). Contribución al estudio de los suelos y sedimentos de montaña de Galicia y su cronología por

- análisis polínico. I. Sierra del Caurel (Lugo). *Anales de Edafología y Agrobiología*, 45(9-10), 1189-1201.
- Benn, D.I., Owen, L.A., Osmaston, H.A., Seltzer, G.O., Porter, S.C., Mark, B. (2005). Reconstructions of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, 138-139, 8-21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.02.003>
- Brum-Ferreira, A., Vidal-Romaní, J., Zêzere, J., Rodrigues, M.L. (2000) A Glaciação plistocénica na Serra do Gerês. *Finisterra*, 35(69), 39-68. <https://doi.org/10.18055/Finis1669>
- De Vicente, G., Vegas, R. (2009). Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa-Eurasia limit: tectonic constraints. *Tectonophysics*, 474(1-2), 124-143. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.026>
- De Vicente, G., Cloetingh, S.A.P.L., Van Wees, J.D., Cunha, P.P. (2011). Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics*, 502(1-2), 38-61. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.02.007>
- Eyles, N., Eyles, C.H., Miall, A.D. (1983). Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictites sequences. *Sedimentology*, 30, 393-410. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00679.x>
- French, H.M. (2007). *The periglacial environment* (3ª Edición). John Wiley and Sons, Chichester. <https://doi.org/10.1002/9781118684931>
- Gutián-Rivera, F., Barral-Silva, M.T., Guitián-Ojea, F. (1985). Aplicación de la exoscopia del cuarzo a la caracterización de diversos ambientes de Galicia. IV Reunión de Xeoloxía e Minería do N.O. Peninsular. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 9, 399-419.
- Hawkins, F.F. (1985). Equilibrium-line altitudes and paleoenvironment in the Merchants Bay area, Baffin Island, NWT, Canada. *Journal of Glaciology*, 31(109), 205-213. <https://doi.org/10.1017/S0022143000006511>
- Heraul, G. (1984). *Géomorphologie et géologie de l'or détritico. Piémonts et bassins intramontagneux du Nord-ouest de l'Espagne*. Editions du C.N.R.S., Paris, 456 p.
- Hernández-Pacheco, F. (1949). Huellas glaciares en la Sierra de Queija (Orense). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 47, 97-102.
- Hernández-Pacheco, F. (1957). El glaciario cuaternario en la Sierra de Queija (Orense). *Bole-*

- tín Real Sociedad de Historia Natural (Geología)*, 55, 27-74.
- Lautensach, H. (1967). *Geografía de España y Portugal*, 120 p. (traducción de Lautensach, 1964. Die Iberische Halbinsel, p. 116 Munden)
- Maldonado-Ruiz, F. (1994). *Evolución tardiglacial y holocena de la vegetación en los macizos del Noroeste Peninsular*. 171 p. Tesis Doctoral, E. T. S. de Ingenieros de Montes, Madrid.
- Muñoz-Sobrino, C., Ramil-Rego, P., Rodríguez-Gutián, M.A. (2001). Vegetation in the mountains of northwest Iberia during the last glacial-interglacial transition. *Vegetation History Archaeobotany*, 10, 7-21. <https://doi.org/10.1007/PL00013366>
- Nussbaum, F., Gigax, F. (1953). La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geográficos*, 51, 261-270.
- Ohmura, A., Kasser, P., Funk, M. (1992). Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology*, 38, 397-411. <https://doi.org/10.1017/S002214300002276>
- Oliva, M., Serrano, E., Gómez-Ortiz, A., González-Amuchastegui, M.J., 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 periglacialization 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., Nofrek, J., Palacios, D., Pérez-Alberti, A., Ribolini, A., Ruiz-Fernández, J., Sarikaya, M.A., Serrano, E., Urdea, P., Valcárcel-Díaz, M., Woodward, J.C., Yıldırım, C. (2018). 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>
- Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Andrés, N., Carrasco, R.M., Pedraza, J., Pérez-Alberti, A., Valcárcel-Díaz, M., Hughes, P.D. (2019). Late Quaternary glacial phases in the Iberian Peninsula. *Earth-science Reviews*, 192, 564-600. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.015>
- Parga Peinador, J.R. (1969). El sistema de fracturas tardihercénicas del Macizo Hespérico. *Trabajos del Laboratorio Geológico de Laxe*, 37.
- Pérez-Alberti, A. (1993). La interacción entre procesos geomorfológicos en la génesis del relieve del sudeste de Galicia: el ejemplo del Macizo de Manzaneda y de la Depresión de Maceda. En: Pérez Alberti, A., Ramil-Rego, P., Guitián, L. (Eds.) *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos*. Xunta de Galicia, 1-24.
- Pérez-Alberti, A. (2012). La formación de depósitos estratificados de ladera en un clima frío marítimo (Andes de Tierra del Fuego, Argentina). *Nimbus: Revista de climatología, meteorología y paisaje*, 29, 491-509.
- Pérez-Alberti, A. (2019). *Xeomorfología das Montañas do Courel*. Edita Grupo de Desenvolvemento Rural Ribeira Sacra-Courel. 71 pp. y mapa A0.
- Pérez-Alberti, A., Rodríguez Guitián, M. (1993). Formas y depósitos de macroclastos y manifestaciones actuales de periglacialismo en las Sierras Septentrionales y Nororientales de Galicia En: Pérez Alberti, A., Ramil-Rego, P., Guitián, L. (Eds.) *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos*. Xunta de Galicia, 91-106.
- Pérez-Alberti, A., Valcárcel Díaz, M. (1998). Caracterización y distribución espacial del glacialismo en el Noroeste de la Península Ibérica. En: Gómez Ortiz, A., Pérez-Alberti, A. (Eds.) *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Servicio de Publicaciones e Intercambio Científico. Universidade de Santiago, 17-62.
- Pérez-Alberti, A., Valcárcel-Díaz, M. (2006). As pegadas glaciares dos vales de Seara e Vieiros. En: *Unha historia xeolóxica de 500 millóns de anos*. Asociación Río Lor. Quiroga (Lugo), 23-63.
- Pérez-Alberti, A., López Bedoya, J., Cunha, P.P. (2009). Sedimentological analysis of cold-climate stratified slope deposits of Galicia, NW Iberia. En: *IAS 2009 Meeting. Book of Abstracts. Alghero (Italy)* (Vol. 6, No. 6).
- Pérez-Alberti, A., Cunha, P.P. (2016). The stratified slope deposits of Tierra del Fogo (Argentina) as an analogue for similar pleistocene deposits in Galicia (NW Spain). *Polígonos. Revista de Geografía*, 28, 183-209. <https://doi.org/10.18002/pol.v0i28.4293>
- 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>

- Porter, S.C. (1975). Equilibrium-line altitudes of late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research*, 5(1), 27-47. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(75\)90047-2](https://doi.org/10.1016/0033-5894(75)90047-2)
- Porter, S.C. (2001). Snowline depression in the tropics during the last glaciation. *Quaternary Science Review*, 20, 1067-1091. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00178-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00178-5)
- Rodríguez Guitián, M.A., Valcárcel-Díaz, M., Pérez-Alberti, A. (1996). Morfogénesis glaciar en la vertiente meridional de la Serra do Courel (NW Ibérico): el valle de A Seara. En: Pérez-Alberti, A., Martínez Cortizas, A. (Eds.) *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses*. Monografías GEP, 1, 77-88.
- Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., Bourlès, D., Valero-Garcés, B. (2014). A multiple dating-method approach applied to the Sanabria Lake moraine complex (NW Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Science Reviews*, 83, 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.10.019>
- 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, 7-33. <https://doi.org/10.18172/cig.1133>
- 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*, 78(2), 303-314. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.05.016>
- Stickel, R. (1928). Observaciones de morfología glaciar en el NO de España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 29, 297-313.
- Seltzer, G.O. (1994). Climatic interpretation of alpine snowline variations on millennial time scales. *Quaternary Research*, 41, 154-159. <https://doi.org/10.1006/qres.1994.1017>
- Viana-Soto, A., Pérez-Alberti, A. (2019). Periglacial deposits as indicators of paleotemperatures. A case study in the Iberian Peninsula: The mountains of Galicia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 30(4), 374-388. <https://doi.org/10.1002/ppp.2026>
- Vidal-Romaní, J.R. (1989). Galicia. En: Pérez-González, A., Cabra, P., Martín-Serrano, A. (Coords.) *Mapa del Cuaternario de España. Escala 1:1.000.000*. ITGE. Madrid, pp. 95-104.
- Vidal-Romaní, J.R., Aira-Rodríguez, M.J. Santos Fidalgo, L. (1991). La glaciación finicuaternaria en el NO de la Península Ibérica (Serra do Courel, Lugo): Datos geomorfológicos y paleobotánicos. Libro de Resúmenes. *VIII Reunión Nacional sobre el Cuaternario*. AEQUA, Universidad de Valencia.
- Vidal-Romaní, J.R., Fernández-Mosquera, D., Marti, K., Ferreira, A. B. (1999). Nuevos datos para la cronología glaciar pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 24, 7-29.
- Vidal-Romaní, J.R., Fernández-Mosquera, D. (2005). Glaciarismo Pleistoceno en el NW de la península Ibérica (Galicia, España-Norte de Portugal). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 13(3), 270-277.
- Walker, R.G., James, N.P. (1992). *Facies model: response to sea level change*. Geological Association of Canada. Stittsville, Ontario, Canada, 454 p.

Recibido el 2 de mayo de 2021

Aceptado el 26 de mayo de 2021