



Universidad de Oviedo

Programa de Doctorado en Investigaciones Humanísticas

**Geomorfología glacial en el sector
Noroeste de la Península Ibérica:
reconstrucción y geocronología**

Benjamín González Díaz



RESUMEN DEL CONTENIDO DE TESIS DOCTORAL

1.- Título de la Tesis	
Español/Otro Idioma: Geomorfología glaciar en el sector Noroeste de la Península Ibérica: reconstrucción y geocronología	Inglés: Glacial geomorphology in the Northwest sector of the Iberian Peninsula: reconstruction and geochronology
2.- Autor	
Nombre: González Díaz, Benjamín	
Programa de Doctorado: Programa de Doctorado en Investigaciones Humanísticas	
Órgano responsable: Centro Internacional de Postgrado	

RESUMEN (en español)

Se estudia la morfología y la evolución glaciar de 3 sectores montañosos del extremo NO de la Península Ibérica: la vertiente N del Puerto de Ventana (Pico Ferreirúa, 1977 m), el Valle de Riomolino (Altos del Monteiro, 1909 m), y el Valle de A Seara (Pico Formigueiros, 1641 m). La metodología consistió en la realización de trabajo de campo para identificar y cartografiar las formas de relieve existentes (especialmente glaciares), así como localizar y muestrear para su datación mediante nucleidos cosmogénicos terrestres (NCTs) los bloques y las superficies con huellas de pulido glaciar representativas de las diferentes fases glaciares. A partir de la información recopilada se efectuó una cartografía geomorfológica siguiendo el sistema RCP77 francés; además del cálculo de diferentes parámetros morfométricos de los paleoglaciares estudiados y de las respectivas paleoELAs mediante el método AABR, y complementariamente con los métodos AAR y THAR. En total se colectaron 41 muestras, de las que 32, procedentes de las áreas de Ventana y Riomolino, fueron datadas mediante el NCT ^{10}Be . Las 9 restantes, obtenidas en A Seara, fueron datadas por ^{36}Cl .

Durante la Fase de Máxima Extensión del Hielo (MEH) existieron 3 glaciares alpinos (uno en cada área) con extensiones de 491 ha en Ventana, 332 en Riomolino, y 610 en A Seara. Los respectivos espesores máximos del hielo fueron de 198, 175 y 228 m, los volúmenes de 510, 420 y 598 hm^3 , y las paleoELAs de 1.520, 1.544 y 1.320 m. La edad de la MEH ha sido establecida con precisión en Ventana mediante edades de 65,7-64 ka para la morrena más externa, y de 34,8 ka para un cordón morrénico interno asociado a esta fase. En A Seara se obtuvo una edad mínima de 23,7 ka para la MEH, debido al enterramiento y posterior exhumación del bloque datado. En Riomolino no fue posible obtener edades precisas de la MEH. En cualquier caso, las dataciones de Ventana señalan claramente cómo la MEH precede al Último Máximo Glaciar global (UMGg).

Durante la siguiente fase existió un glaciar alpino en A Seara, 5 en Ventana y 9 en Riomolino. La extensión glaciada fue de 168 ha en Ventana, de 398 en Riomolino y de 456 en A Seara. Los espesores máximos fueron de 51, 102 y 160 m respectivamente, los volúmenes de 50, 195 y 297 hm^3 , y las paleoELAs medias se situaron a 1.595, 1.689 y 1.360 m. La cronología de esta segunda fase ha sido sólidamente establecida a partir de una datación de 20,2 ka en Riomolino, 5 dataciones de 18,9 a 18,2 ka en A Seara, y 4 dataciones de 25,2 a 18,2 ka en Ventana. Las edades indican que esta segunda fase se corresponde con el UMGg, identificado de manera generalizada como una etapa de avance en el resto de conjuntos montañosos ibéricos. Tras el UMGg acontece la Última Deglaciación, definida por la deposición de morrenas recesionales asociadas a estabilizaciones de los frentes dentro del retroceso glaciar, así como a pulsaciones de avance correspondientes con periodos como el Oldest Dryas (OD). Respecto al primer caso, cabe mencionar las edades de 16,8 y 16,2 ka procedentes de un complejo morrénico intermedio de Riomolino. La rápida deglaciación post-UMGg supuso la desaparición de los glaciares de lengua en las 3 áreas, y la subsistencia únicamente de glaciares de circo; así, en Ventana coexistieron 5, en Riomolino 11 y 2 en A Seara. La extensión del hielo fue de 57, 123 y 87 ha respectivamente, los espesores máximos de 36, 72 y 114 m, y el volumen de 19, 35 y 50 hm^3 . La altitud media de las paleoELAs fue de 1.712, 1.732 y 1.428 m. En Ventana se obtuvieron 5 edades para los complejos morrénicos de circo y para



un glaciar rocoso. La última pulsación glacial en este valle aconteció entre 14,7 y 13,7 ka, correspondiéndose cronológicamente con el final del OD y con el interstadial Bølling-Allerød (BA). A su vez, el glaciar rocoso situado al interior del complejo morrénico datado, reportó edades que fijan el cese de su movimiento entre 14,7, 13,7 y 12,2 ka. Coinciden, por tanto, con el BA salvo la más reciente, situada en la transición del BA y el Younger Dryas. En Riomolino se obtuvieron 7 dataciones en morrenas y superficies rocosas. Sobre estas últimas se obtuvieron 3 edades de 16 a 13,7 ka; por otro lado, en una morrena lateral localizada en el circo de los Altos del Monteiro y en 2 bloques erráticos próximos, se efectuaron 4 dataciones con resultados de 15,9 a 13 ka. En definitiva, las últimas pulsaciones glaciares de Riomolino se corresponden nuevamente con el paso del OD al calentamiento propio del BA. Estos datos se complementan con 3 muestras obtenidas en un glaciar rocoso, cuyas edades fueron de 15,4, 13,8 y 10,9 ka. Obviando la más reciente, cuya edad podría deberse a reajustes del bloque, el cese del movimiento de este glaciar rocoso parece coincidir nuevamente con el paso del OD al BA.

RESUMEN (en Inglés)

The morphological characteristics and glacial evolution of three mountain sectors within the north-western region of the Iberian Peninsula were investigated: the northern slope of Puerto de Ventana (Pico Ferreirúa, 1977 m), the Riomolino Valley (Altos del Monteiro, 1909 m), and the A Seara Valley (Formigueiros Peak, 1641 m). Fieldwork was conducted to identify and map landforms, particularly glacial landforms, as well as to locate and sample moraine boulders and glacially polished outcrops representative of the different glacial stages. These samples were subsequently dated using Terrestrial Cosmogenic Nuclides (TCN). A total of 41 samples were collected, with 32 from the Ventana and Riomolino areas dated using TCN ^{10}Be , and the remaining nine from the A Seara area dated by ^{36}Cl . Geomorphological mapping was performed following the French RCP77 system, alongside calculations of different morphometric parameters of the studied paleoglaciers and the respective paleoELAs using the AABR method, complemented by the AAR and THAR methods.

During the Maximum Ice Extent Stage (MIE), three alpine glaciers (one in each area) were identified, with extensions of 491 ha in Ventana, 332 ha in Riomolino, and 610 ha in A Seara. The respective maximum ice thicknesses were 198 m, 175 m, and 228 m, with volumes of 510, 420, and 598 hm^3 , and paleoELAs measured at 1,520 m, 1,544 m, and 1,320 m. The age of the MIE was precisely determined at Ventana, with ages of 65.7-64 ka for the outermost moraine and 34.8 ka for an internal moraine ridge associated with this stage. At A Seara, a minimum age of 23.7 ka was determined for the MIE. However, precise dating of the MIE at Riomolino was not achievable. Nonetheless, the dating at Ventana indicates that the MIE predates the global Last Glacial Maximum (gLGM).

During the subsequent stage, one alpine glacier was observed in A Seara, while five were identified in Ventana and nine in Riomolino. The glaciated extension was 168 ha in Ventana, 398 ha in Riomolino, and 456 ha in A Seara, with maximum thicknesses of 51 m, 102 m, and 160 m, volumes of 50, 195, and 297 hm^3 , and average paleoELAs measured at 1,595 m, 1,689 m, and 1,360 m, respectively. The chronology of this stage was established from dating at Riomolino (20.2 ka), A Seara (18.9 to 18.2 ka), and Ventana (25.2 to 18.2 ka). The ages indicate that this second phase corresponds to the gLGM, which has been widely identified as a stage of advancement in the rest of the Iberian mountain ranges.

Following the gLGM, the Last Deglaciation occurred, characterized by the deposition of recessional moraines associated with stabilization of glacial fronts during retreat, and advance pulsations corresponding to periods such as the Oldest Dryas (OD). Regarding the first case, ages of 16.8 and 16.2 ka were recorded from an intermediate moraine complex in Riomolino. The rapid post-gLGM deglaciation led to the disappearance of tongue glaciers in all three areas, with only cirque glaciers remaining (5 in Ventana, 11 in Riomolino, and 2 in A Seara). The extent of the ice was 57, 123, and 87 ha respectively, with maximum thicknesses of 36, 72, and 114 m, and volumes of 19, 35, and 50 hm^3 . The average altitude of the paleoELAs was measured at 1,712, 1,732, and 1,428 m.

In Ventana 5 ages were obtained, both for the cirque moraine complexes and for a rock glacier. The last glacial stage in this valley occurred between 14.7 and 13.7 ka, corresponding chronologically with the end of the OD and with the Bølling-Allerød (BA) interstadial. In turn, the rock glacier located inside the dated moraine complex, reported ages that set the cessation of



Universidad de Oviedo

its movement between 14.7, 13.7 and 12.2 ka. These ages are coincident, therefore, with the BA except for the most recent, located at the transition between the BA and the Younger Dryas. In Riomolino, 7 dates were obtained in moraine boulders and rock surfaces. On the latter, 3 ages from 16 to 13.7 ka were obtained. On the other hand, in a lateral moraine located in the Altos del Monteiro cirque and in 2 nearby erratic blocks, 4 datings were carried out with results of 15.9 to 13 ka. In short, the last glacial stages of Riomolino correspond again with the transition from the OD to the warmer BA. These data have been complemented with 3 samples obtained from a rock glacier, whose ages were 15.4, 13.8 and 10.9 ka. Leaving aside the most recent, whose age could be attributed to positional readjustments of the boulder, the cessation of the movement of this rock glacier seems to coincide again with the transition from the OD to the BA.

SR. PRESIDENTE DE LA COMISIÓN ACADÉMICA DEL PROGRAMA DE DOCTORADO

ÍNDICE

RESUMEN.....	15
ABSTRACT.....	19
INTRODUCCIÓN.....	21
1. Estado de las investigaciones en el sector centro-occidental de las Montañas de Asturias.....	26
1.1. Antecedentes	26
1.2. Estudios de consolidación.....	29
1.3. Implementación de nuevas técnicas	32
2. Estado de las investigaciones de las Montañas del Courel y áreas limítrofes	35
2.1. Antecedentes	35
2.2. Estudios de consolidación.....	35
2.3. Implementación de nuevas técnicas	38
3. Objetivos de la investigación.....	39
ÁREAS DE ESTUDIO.....	43
1. Puerto de Ventana (sector centro-occidental del Macizo Asturiano)	43
2. Valle de Riomolino (sector centro-occidental del Macizo Asturiano)	47
3. Valle de A seara (Montañas del Courel)	50
METODOLOGÍA	55
1. Cartografía geomorfológica.....	55
2. Reconstrucción de paleoglaciares y cálculo de paleoELAs.....	57

Índice

3. Obtención de edades absolutas a partir de la aplicación de NCTs.....	59
3.1. Isótopo cosmogénico ^{10}Be	59
3.2. . Isótopo cosmogénico ^{36}Cl	61
RESULTADOS.....	69
1. Puerto de Ventana	69
1.1. Evidencias geomorfológicas, reconstrucción y cálculo de paleoELAs	69
1.1.1. <i>Complejos morrénicos externos</i>	70
1.1.2. <i>Complejos morrénicos internos</i>	77
1.1.3. <i>Complejos morrénicos de circos</i>	80
1.2. Cálculo de edades.....	81
1.3. Interpretación	85
2. Valle de Riomolino	91
2.1. Evidencias geomorfológicas, reconstrucción y cálculo de paleoELAs	91
2.1.1. <i>Complejos morrénicos externos</i>	94
2.1.2. <i>Complejos morrénicos internos</i>	98
2.1.3. <i>Complejos morrénicos de circos</i>	101
2.2. Cálculo de edades.....	102
2.3. Interpretación	105
3. Valle de A Seara	113
3.1. Evidencias geomorfológicas, reconstrucción y cálculo de paleoELAs	113
3.1.1. <i>Complejos morrénicos externos</i>	115
3.1.2. <i>Complejos morrénicos internos</i>	119
3.1.3. <i>Complejos morrénicos de circos</i>	119
3.2. Cálculo de edades.....	123
3.3. Interpretación	126

Índice

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	133
AGRADECIMIENTOS	143
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	145
ÍNDICE DE FIGURAS	165
ÍNDICE DE TABLAS	171

RESUMEN

Geomorfología glaciar en el sector Noroeste de la Península Ibérica: reconstrucción y geocronología

La presente tesis doctoral se centra en el estudio de la morfología y la evolución glaciar de tres sectores montañosos ubicados en el extremo Noroeste de la Península Ibérica, que siguiendo un transecto Este-Oeste, son los de la vertiente Norte del Puerto de Ventana (altitud de 1.977 m, alcanzada en el Pico de Ferreirúa), el Valle de Riomolino, situado en la intersección de las Sierras de Caniechas y la Zarza (Altos del Monteiro, 1.909 m de altitud), y el Valle de A Seara en las Montañas del Courel (Pico de Formigueiros, 1.641 m de altitud).

La metodología consistió en la realización de trabajo de campo, con el fin de identificar y cartografiar las formas de relieve existentes y los procesos asociados (especialmente los de origen glaciar), así como localizar y muestrear para su datación mediante nucleidos cosmogénicos terrestres (NCTs) los bloques y las superficies rocosas con huellas de pulido glaciar representativas de las diferentes fases glaciares identificadas en cada una de las áreas de estudio. A partir de la información recopilada en el campo, se efectuó una cartografía geomorfológica detallada siguiendo el sistema RCP77 del *Centre National de la Recherche Scientifique* (CNRS) francés; además de la reconstrucción de los parámetros morfométricos de los paleoglaciares estudiados (superficie, espesor y volumen), y el cálculo de la altitud de las paleoELAs de cada fase glaciar mediante el método AABR (*Area Altitude Balance Ratio*), y complementariamente con los métodos AAR (*Accumulation Area Ratio*) y THAR (*Terminus Headwall Altitude Ratio*).

En total se recopilaron 41 muestras para su datación mediante NCTs, de las que 32, pertenecientes a las áreas de Ventana y de Riomolino, fueron datadas con el protocolo del ^{10}Be en el *Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques* (LN2C) del *Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement* (CEREGE), en Aix-en-Provence (Francia). Por su parte, las nueve restantes, obtenidas en el sector de A Seara, fueron

Resumen

datadas mediante el NCT ^{36}Cl en el *Laboratoire de Géographie Physique "Environnements Quaternaires et Actuels"* (LGP) CNRS-INEE / Universités Paris 1 (Francia).

Durante la Fase de Máxima Extensión del Hielo (MEH) existieron tres glaciares alpinos (uno por cada área de estudio), que alcanzaron extensiones de 491 ha en el caso del Puerto de Ventana, de 332 en Riomolino, y de 610 en el Valle de A Seara. Por su parte los respectivos espesores máximos del hielo fueron de 198, 175 y 228 m, los volúmenes de hielo de 510, 420 y 598 hm^3 , y las paleoELAs alcanzaron altitudes de 1.520, 1.544 y 1.320 (método AABR). Desde el punto de vista geocronológico, la edad de la MEH ha sido establecida con precisión en el sector de Ventana, en el que se obtuvieron edades de entre 65,7 y 64 ka para la morrena más externa, y de 34,8 ka para el cordón morrénico interno asociado a esta fase. En A Seara se obtuvo una edad mínima de 23,7 ka para la MEH, debido a procesos de enterramiento y posterior exhumación del bloque datado. Finalmente, en Riomolino no fue posible obtener datos cronológicos precisos relacionadas con la MEH. En el cualquier caso, las dataciones de NCTs de Ventana señalan con claridad cómo la MEH antecede al Último Máximo Glaciar Global (UMGg).

Durante la siguiente gran fase de la evolución glaciar, existió un glaciar alpino en A Seara, cinco glaciares de lengua en Ventana y nueve en Riomolino, también de lengua. La extensión glaciada total fue de 168 ha en Ventana, de 398 en Riomolino y de 456 en A Seara. Los espesores máximos fueron de 51, 102 y 160 m, respectivamente, los volúmenes de 50, 195 y 433 hm^3 , y las paleoELAs medias a partir del método AABR se situaron a 1.595, 1.689 y 1.360 m. Desde el punto de vista geocronológico, esta segunda fase ha sido sólidamente establecida en las tres áreas de estudio a partir de una datación de 20,2 ka en Riomolino, de cinco dataciones de 18,9 a 18,2 ka en A Seara, y de cuatro dataciones de 25,2 a 18,2 ka en Ventana, que se corresponden en este último caso con dos pulsaciones diferentes asociadas a esta fase glaciar. Las edades indican que esta segunda fase se corresponde con el UMGg, que ha sido identificado de manera generalizada como una etapa de avance en el resto de conjuntos montañosos ibéricos.

Tras el UMGg acontece la Última Deglaciación, definida por la deposición de morrenas recesionales asociadas a estabilizaciones de los frentes dentro del retroceso glaciar generalizado, así como a pulsaciones de avance que se

Resumen

corresponden con periodos estadiales como el *Oldest Dryas*. Respecto al primer caso, cabe mencionar las edades de 16,8 y 16,2 ka obtenidas en un complejo morrénico intermedio del Valle de Riomolino. La rápida deglaciación post-UMGg supuso la desaparición de los glaciares de lengua en las tres áreas, y la subsistencia únicamente de pequeños glaciares de circo; así, en el Puerto de Ventana coexistieron cinco glaciares, en Riomolino 11 y en A Seara dos. La extensión total ocupada por el hielo glaciar fue de 57, 123 y 87 ha respectivamente, los espesores máximos de 36, 72 y 114 m, y el volumen total de hielo de 19, 35 y 50 hm³. A su vez, la altitud media de las paleoELAs mediante el método AABR fue de 1.712, 1.732 y 1.428 m. En el sector del Puerto de Ventana se obtuvieron cinco edades relacionadas con los complejos morrénicos del interior de los circos, así como con un glaciar rocoso. La última pulsación glaciar en este valle aconteció entre 14,7 y 13,7 ka y, por tanto, se correspondió cronológicamente con el final del *Oldest Dryas* y con el interestadial *Bølling-Allerød*. A su vez, el glaciar rocoso situado al interior del complejo morrénico datado, reportó edades que fijan el cese de su movimiento entre 14,7, 13,7 y 12,2 ka. Estas edades coinciden, por tanto, con el *Bølling-Allerød* salvo la más reciente, situada en la transición de este interestadial con el *Younger Dryas*.

En Riomolino se obtuvieron siete dataciones de NCTs en morrenas y superficies con huellas de pulido glaciar. Sobre las superficies rocosas se logró obtener tres edades de entre 16 y 13,7 ka; por otro lado, en una morrena lateral localizada en el circo de los Altos del Monteiro y en dos bloques erráticos próximos, se efectuaron cuatro dataciones con resultados de entre 15,9 y 13 ka. En definitiva, las últimas pulsaciones glaciares de Riomolino se corresponden nuevamente con el paso del *Oldest Dryas* al calentamiento propio del *Bølling-Allerød*. Los datos geocronológicos sobre formas y depósitos de origen glaciar se complementan con tres muestras obtenidas en un glaciar rocoso, con edades de entre 15,4, 13,8 y 10,9 ka. Obviando la edad más reciente, que puede estar relacionada con movimientos o reajustes posteriores del bloque, el cese del movimiento de este glaciar rocoso coincide nuevamente con el paso del *Oldest Dryas* al *Bølling-Allerød*. En A Seara no fue posible efectuar dataciones de NCTs para los complejos morrénicos situados en el interior de los circos.

ABSTRACT

Glacial geomorphology in the Northwest sector of the Iberian Peninsula: reconstruction and geochronology

The morphological characteristics and glacial evolution of three mountain sectors within the north-western region of the Iberian Peninsula were investigated: the northern slope of Puerto de Ventana (Pico Ferreirúa, 1977 m), the Riomolino Valley (Altos del Monteiro, 1909 m), and the A Seara Valley (Formigueiros Peak, 1641 m). Fieldwork was conducted to identify and map landforms, particularly glacial landforms, as well as to locate and sample moraine boulders and glacially polished outcrops representative of the different glacial stages. These samples were subsequently dated using Terrestrial Cosmogenic Nuclides (TCN). A total of 41 samples were collected, with 32 from the Ventana and Riomolino areas dated using TCN ^{10}Be , and the remaining nine from the A Seara area dated by ^{36}Cl . Geomorphological mapping was performed following the French RCP77 system, alongside calculations of different morphometric parameters of the studied paleoglaciers and the respective paleoELAs using the AABR method, complemented by the AAR and THAR methods.

During the Maximum Ice Extent Stage (MIE), three alpine glaciers (one in each area) were identified, with extensions of 491 ha in Ventana, 332 ha in Riomolino, and 610 ha in A Seara. The respective maximum ice thicknesses were 198 m, 175 m, and 228 m, with volumes of 510, 420, and 598 hm^3 , and paleoELAs measured at 1,520 m, 1,544 m, and 1,320 m. The age of the MIE was precisely determined at Ventana, with ages of 65.7-64 ka for the outermost moraine and 34.8 ka for an internal moraine ridge associated with this stage. At A Seara, a minimum age of 23.7 ka was determined for the MIE. However, precise dating of the MIE at Riomolino was not achievable. Nonetheless, the dating at Ventana indicates that the MIE predates the global Last Glacial Maximum (gLGM).

During the subsequent stage, one alpine glacier was observed in A Seara, while five were identified in Ventana and nine in Riomolino. The glaciated extension was 168 ha in Ventana, 398 ha in Riomolino, and 456 ha in A Seara,

Abstract

with maximum thicknesses of 51 m, 102 m, and 160 m, volumes of 50, 195, and 433 hm³, and average paleoELAs measured at 1,595 m, 1,689 m, and 1,360 m, respectively. The chronology of this stage was established from dating at Riomolino (20.2 ka), A Seara (18.9 to 18.2 ka), and Ventana (25.2 to 18.2 ka). The ages indicate that this second phase corresponds to the gLGM, which has been widely identified as a stage of advancement in the rest of the Iberian mountain ranges.

Following the gLGM, the Last Deglaciation occurred, characterized by the deposition of recessional moraines associated with stabilization of glacial fronts during retreat, and advance pulsations corresponding to periods such as the Oldest Dryas (OD). Regarding the first case, ages of 16.8 and 16.2 ka were recorded from an intermediate moraine complex in Riomolino. The rapid post-gLGM deglaciation led to the disappearance of tongue glaciers in all three areas, with only cirque glaciers remaining (5 in Ventana, 11 in Riomolino, and 2 in A Seara). The extent of the ice was 57, 123, and 87 ha respectively, with maximum thicknesses of 36, 72, and 114 m, and volumes of 19, 35, and 50 hm³. The average altitude of the paleoELAs was measured at 1,712, 1,732, and 1,428 m.

In Ventana 5 ages were obtained, both for the cirque moraine complexes and for a rock glacier. The last glacial stage in this valley occurred between 14.7 and 13.7 ka, corresponding chronologically with the end of the OD and with the Bølling-Allerød (BA) interstadial. In turn, the rock glacier located inside the dated moraine complex, reported ages that set the cessation of its movement between 14.7, 13.7 and 12.2 ka. These ages are coincident, therefore, with the BA except for the most recent, located at the transition between the BA and the Younger Dryas. In Riomolino, 7 dates were obtained in moraine boulders and rock surfaces. On the latter, 3 ages from 16 to 13.7 ka were obtained. On the other hand, in a lateral moraine located in the Altos del Monteiro cirque and in 2 nearby erratic blocks, 4 datings were carried out with results of 15.9 to 13 ka. In short, the last glacial stages of Riomolino correspond again with the transition from the OD to the warmer BA. These data have been complemented with 3 samples obtained from a rock glacier, whose ages were 15.4, 13.8 and 10.9 ka. Leaving aside the most recent, whose age could be attributed to positional readjustments of the boulder, the cessation of the movement of this rock glacier seems to coincide again with the transition from the OD to the BA.

INTRODUCCIÓN

Los glaciares constituyen un tema de estudio clave en la comprensión de la hidrología y los ecosistemas de alta montaña (Verbunt *et al.*, 2003), al actuar como reservorios de agua significativos y alimentar las cuencas fluviales circundantes (Gurtz *et al.*, 1999). En relación con las fluctuaciones climáticas, el retroceso y desaparición de los glaciares desde la Última Glaciación pleistocena también han sido capaces de generar cambios importantes en la disponibilidad de agua dulce y la sostenibilidad de los ecosistemas dependientes de estos recursos (Van Weert *et al.*, 1997; Person *et al.*, 2007). Diversos estudios han demostrado que la reducción de los glaciares afecta la hidrología local y global, influyendo en la cantidad y calidad del agua disponible, así como en la biodiversidad y los ciclos bioquímicos (Hannah *et al.*, 2007; Milner *et al.*, 2009; Huss *et al.*, 2010).

Debido a su posición geográfica, la Península Ibérica es un área de gran interés desde el punto de vista de las investigaciones enfocadas tanto en las fluctuaciones glaciares del Pleistoceno (Hughes *et al.*, 2016; Hughes y Woodward, 2017; Rea *et al.*, 2020), como en la pervivencia actual bajo condiciones límite de pequeños glaciares de montaña dentro del ámbito mediterráneo (Kamp *et al.*, 2023); donde la disponibilidad de recursos hídricos es un tema clave para el mantenimiento de sus ecosistemas (García-Ruiz *et al.*, 2015). Su ubicación geográfica, caracterizada por la influencia climática que ejerce el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo, hace que sea un área muy sensible a pequeños cambios climáticos (Tzedakis *et al.*, 2004; Regato *et al.*, 2008). En las principales áreas montañosas de la Península Ibérica se conservan formas y depósitos de origen glaciar, que evidencian una sucesión de avances y retrocesos de los glaciares durante el Cuaternario (Oliva *et al.*, 2019, 2021; Palacios *et al.*, 2022). En este sentido, desde las últimas décadas del S. XX existe un número considerable de publicaciones que han identificado y cartografiado las formas glaciares de gran parte de los sectores montañosos de la Península Ibérica (Oliva *et al.*, 2021). Más recientemente, las investigaciones

se han centrado en la obtención de un marco geocronológico de los distintos eventos fríos que afectaron a las Montañas Ibéricas durante el Cuaternario a través de la implementación de distintos métodos de datación (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2015; Oliva *et al.*, 2019, 2021; Palacios *et al.*, 2022). Finalmente, la generalización de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) ha permitido la reconstrucción de los paleoglaciares y el cálculo de paleoELAs a través de herramientas especializadas (Pellitero *et al.*, 2016) ampliamente utilizadas en numerosas publicaciones (Serrano y González-Trueba, 2004; Santos González, 2010, 2023; Serrano *et al.*, 2012, 2013; Santos-González *et al.*, 2013; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016, 2017; Rea *et al.*, 2020; González-Díaz *et al.*, 2021a). El empleo de estas metodologías ha permitido contextualizar e incluso reconstruir los cambios en los patrones de circulación atmosférica, así como identificar los mecanismos que impulsaron dichas fluctuaciones climáticas en las montañas del sur de Europa (Hughes, 2014, 2018; Hughes *et al.*, 2016; Hughes y Woodward, 2017; Rea *et al.*, 2020; Palacios *et al.*, 2022). Sin embargo, estas reconstrucciones (patrones de circulación atmosférica a partir de sistemas glaciares) se basan en datos que a menudo están desigualmente repartidos por Europa: muchos de los datos disponibles se concentran en los Alpes, los Pirineos y otras montañas en torno al Mar Mediterráneo, mientras que las áreas de montaña del Suroeste de Europa y con influencia claramente Atlántica quedan poco representadas porque están menos estudiadas y a menudo no datadas.

Desde el punto de vista de las investigaciones sobre glaciario Cuaternario de la Península Ibérica, las Montañas Cantábricas, localizadas en el borde de dicho ámbito territorial, constituyen un sector de especial interés al tratarse de una alineación montañosa que discurre paralela a la costa a lo largo de casi 500 km. Dentro de ellas, el Macizo Asturiano constituye la subunidad que alcanza mayores cotas altimétricas y extensión, además de un roquedo y un estilo tectónico netamente diferente al de las montañas cántabras, burgalesas y vascas (Muñoz Jiménez, 1982). En el Macizo Asturiano la distancia entre la divisoria hidrográfica y el borde costero oscila entre 20 y 70 km, con altitudes variables que en los principales conjuntos altimontanos superan ampliamente los 2.000 m de altitud, y cuenta, además, con notables diferencias litológicas entre las unidades montañosas que lo integran, y también topográficas (Muñoz Jiménez, 1982). Como consecuencia, sus conjuntos montañosos muestran diferencias significativas en los estilos de glaciación, habiéndose generado desde campos de hielo de montaña con lenguas centrífugas, a glaciares alpinos

complejos y simples, y también glaciares de circo. Existe un gran número de investigaciones focalizadas en los principales sectores de alta montaña, fundamentalmente del centro y el oriente de la Cordillera Cantábrica (Frochoso, 1980, 1990; Castañón Álvarez, 1989; Rodríguez-Pérez, 1995; Jiménez-Sánchez, 1996; Gale y Hoare, 1997; Frochoso y Castañón Álvarez, 1998; García de Celis y Martínez Fernández, 2002; Jiménez Sánchez y Farias Arquer, 2002; Serrano y González Trueba, 2004a; González Trueba, 2005; Pellitero, 2009; Moreno *et al.*, 2010; Santos González, 2010, 2023; Gómez-Villar *et al.*, 2011; Pellitero *et al.*, 2011; Serrano *et al.*, 2012, 2013; Ruiz-Fernández, 2013; Santos-González *et al.*, 2013; Gómez-Villar *et al.*, 2015; Ruiz-Fernández *et al.*, 2016; Ruiz-Fernández y García-Hernández, 2018; Ruiz-Fernández *et al.*, 2022).

En estos ámbitos ha habido avances significativos desde el punto de vista de la identificación de las evidencias glaciares, de la reconstrucción de los respectivos paleoglaciares, y también desde el punto de vista geocronológico. Dichos trabajos evidencian que las Montañas Cantábricas han estado afectadas por un Último Máximo Glaciar local (UMGL) datado en 45-36 ka, que por tanto antecede claramente al Último Máximo Glaciar global (UMGg). Ello precede, a su vez, a un paulatino proceso de deglaciación hasta los 15-14 ka (Jiménez Sánchez y Farias, 2002; Jalut *et al.*, 2010; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2013; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2015, 2016, 2017; Ruiz-Fernández *et al.*, 2016).

Además, en los últimos años se están realizando aportaciones geocronológicas en varios sectores montañosos de las Montañas Cantábricas sobre la transición de condiciones glaciares a periglaciares a través del estudio y datación de glaciares rocosos. La estabilización de éstos últimos en diversos sectores montañosos parece haberse producido entre 15.7 y 13 ka, es decir, dentro de la horquilla temporal del interstadial Bølling-Allerød Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016, 2017; Santos-González *et al.*, 2023). Finalmente, también se han realizado aportaciones geocronológicas sobre derrubios estratificados, tradicionalmente atribuidos mediante cronologías relativas a fases frías y secas como el Younger Dryas, que en cambio se ha demostrado que pueden alcanzar incluso edades holocenas (Ruiz-Fernández *et al.*, 2019).

Sin embargo, otras áreas de las Montañas Cantábricas como el sector Centro-Occidental del Macizo Asturiano (Figura 1), han recibido una menor atención científica. Aquí, la mayor parte de los trabajos son aportaciones cartográficas enfocadas en la reconstrucción de la Máxima Extensión del Hielo

(MEH) dentro de la Última Glaciación, así como en la propuesta de modelos evolutivos a partir de cronologías relativas y de correlaciones con otros conjuntos montañosos de la Península Ibérica (fundamentalmente los Pirineos) (Muñoz Jiménez, 1980; Castañón Álvarez, 1983, 1989; Alonso y Flor, 1987; Alonso, 1989, 1991, 1994; Menéndez Duarte, 1995; Menéndez Duarte y Marquínez, 1996; García de Celis, 1997; Felicísimo y Alonso, 1998; Ruiz-Fernández *et al.*, 2009; Gallinar Cañedo *et al.*, 2014; González-Díaz *et al.*, 2021a; Gallinar Cañedo, 2022). Cabe citar la ausencia de dataciones absolutas de formas y depósitos glaciares de este extenso sector montañoso (Ruiz-Fernández *et al.*, 2022).

Por otro lado, existen conjuntos montañosos próximos a las Montañas Cantábricas que estuvieron ocupados por los hielos durante la Última Glaciación que también revisten gran interés, como se pondrá de manifiesto a continuación. Es el caso de las Montañas del Noroeste, que constituyen una orla altimontana que se ciñe al límite entre Galicia, el Norte de Portugal y las provincias de León, Zamora y Asturias. El glaciario pleistoceno del extremo Noroeste de la Península Ibérica ha sido motivo de diversos estudios desde el S. XIX hasta la actualidad. Las primeras aportaciones arrancan en el S. XIX, cuando vieron la luz algunos trabajos pioneros (Stichkel, 1928; Nassbaum y Gigax, 1953; Llopis Lladó, 1954). Sin embargo, no fue hasta el último cuarto del S. XX cuando se produjo el despegue definitivo de los estudios sobre geomorfología glacial en estas montañas (ej.: Valcárcel, 1991; Pérez-Alberti *et al.*, 1992a, 1992b, 1993; Rodríguez-Guitan, 1995a, 1995b, 1996; Valcárcel *et al.*, 1996a, 1996b; Kossel, 1996; Pérez-Alberti y Valcárcel, 1998; Valcárcel y Pérez-Alberti, 2002a, 2002b; Pérez-Alberti, 2006, 2018, 2021). En este momento, los sucesivos avances se centraron, especialmente, en la descripción y reconstrucción de los paleoglaciares identificados, en el establecimiento de las fases glaciares reconocibles a partir de criterios morfoestratigráficos, así como la cartografía de las huellas de origen glacial.

Surgió, además, un intenso debate científico sobre la existencia o no de glaciario en algunos conjuntos montañosos de altitud moderada (ej.: Martínez de Pisón y Arenillas, 1979; Vidal Romaní, 1989; Pérez-Alberti, 1982, 1986, 1988). Nuevos trabajos han vuelto a poner de manifiesto la existencia de huellas glaciares a cotas inusualmente bajas, como acontece en la Serra da Capelada con 613 m de altitud máxima (Pérez-Alberti, 2023). Fuera de las Montañas del

Noroeste, cabe citar las evidencias glaciares existentes en conjuntos cantábricos de baja altitud del País Vasco, Navarra (en su límite con el País Vasco), Cantabria y Burgos, como es el caso del Macizo del Gorcebeia (cumbre de nombre homónimo con 1.481 m de altitud), la Sierra de Aralar (Pico Irumugarrieta, 1.430 m), o los Montes de Somo, con cotas altimétricas máximas de entre 1.513 y 1.393 m (Serrano *et al.*, 2022; Santos-González, 2023).

Ya en el S. XXI, los sucesivos trabajos que salieron a la luz hasta la actualidad fueron acotando cada vez con más precisión la extensión del glaciario propio de estas montañas, e incidiendo en su alta singularidad. Sin embargo, aún hay vacíos de conocimiento importantes. En este sentido, cabe destacar la escasez de aportaciones geocronológicas, imprescindibles para establecer el calendario de las sucesivas fases de avances y retrocesos glaciares acaecidos desde el Último Ciclo Glaciar del Pleistoceno (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2014; Oliva *et al.*, 2019). En cualquier caso, las edades disponibles permiten establecer al menos una fase de UMGI entre 48 y 33 ka, a la que sigue un proceso de deglaciación acelerado y contenido entre 22 y 19 ka (Maldonado, 1994; Allen *et al.*, 1996; Muñoz Sobrino *et al.*, 2004; Cowton *et al.*, 2009; Pérez-Alberti *et al.*, 2011; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2011, 2014; Jambriña-Enríquez *et al.*, 2014; Vidal Romaní *et al.*, 2015; Iriarte-Chiapusso *et al.*, 2016).

Las características inherentes al glaciario desarrollado en el área centro-occidental del Macizo Asturiano y en varios sectores de las Montañas del Noroeste, con huellas morfológicas de limitada entidad, a cotas bajas y sobre litologías que han favorecido la incisión y el desmantelamiento progresivo de los depósitos y formas asociadas (ej.: pizarras), constituyen las principales dificultades a la hora de localizar, estudiar y datar estos depósitos. Sin embargo, es precisamente en estos conjuntos de glaciario marginal aún poco estudiados, donde se debe focalizar buena parte de la investigación en la actualidad, a fin de obtener las claves restantes para entender el glaciario peninsular (y por extensión el de las montañas del sur de Europa) en toda su magnitud y complejidad (Hughes *et al.*, 2006; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2013; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2015; Hughes y Woodward, 2017; Oliva *et al.*, 2019; Rea *et al.*, 2020; Palacios *et al.*, 2022).

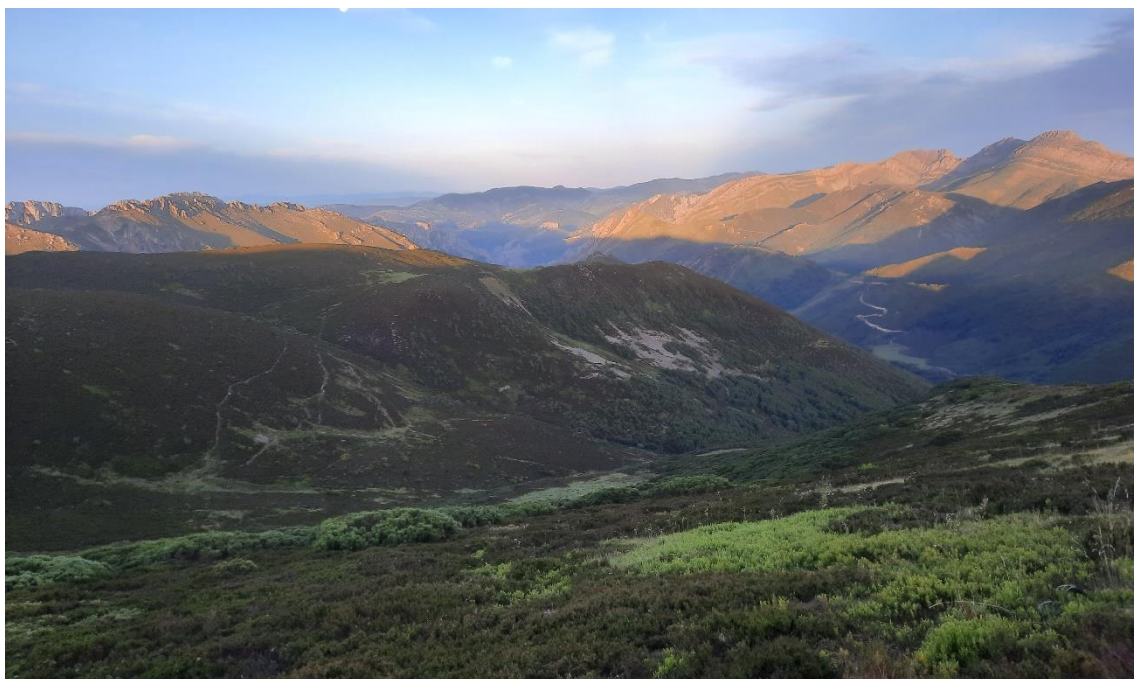
1. Estado de las investigaciones en el sector centro-occidental de las Montañas de Asturias

1.1. Antecedentes

El descubrimiento de las huellas glaciares cuaternarias en el sector centro-occidental del Macizo Asturiano fue tardío en comparación con otros conjuntos montañosos próximos. Son escasos los documentos anteriores al siglo XX con alusiones a formas de relieve, y no describen directamente formas y depósitos glaciares. En ellos solamente se mencionan de forma vaga otras morfologías de génesis periglacial, nival o kárstica (Catastro del Marqués de la Ensenada, 1752; Townsend, 1791; Jovellanos, 1792). Se ha de esperar a las décadas iniciales del siglo pasado para encontrar las primeras referencias explícitas. Stickel (1929) cita la presencia de valles glaciares colgados en el área de Pajares, en los que comprueba la existencia de complejos morrénicos a altitudes comprendidas entre 1.000 y 1.360 m (Figura 1).

En el Macizo de las Ubiñas este autor constata la presencia de artesas y morrenas en el valle de Tuíza. En el caso del Sinclinal de Saliencia, identifica circos de «grandioso desarrollo» labrados sobre caliza, así como lagos de origen glaciar y otras formas erosivas y acumulativas. Finalmente, Stickel (1929) apunta la existencia de dos circos glaciares y la abundancia de bloques erráticos y morrenas en el Cueto Arbás (Figura 2). Esta obra, además de pionera, tiene gran detalle para la época y está acompañada de figuras, algunas de ellas interpretadas, poniendo de manifiesto la importancia que tuvieron los glaciares en este sector montañoso. Por su parte, Hernández-Pachecho (1929) realizó una descripción geológica del Valle de Somiedo y del entorno del Puerto de Leitariegos. En ella comenta la existencia de un relieve glaciar de cierta relevancia, aunque sin interpretar exhaustivamente las formas glaciares.

Figura 1. Cabecera glaciar del Pico de Carbajosa (1.862 m de altitud), en el área de Pajares.



Fuente: elaboración propia.

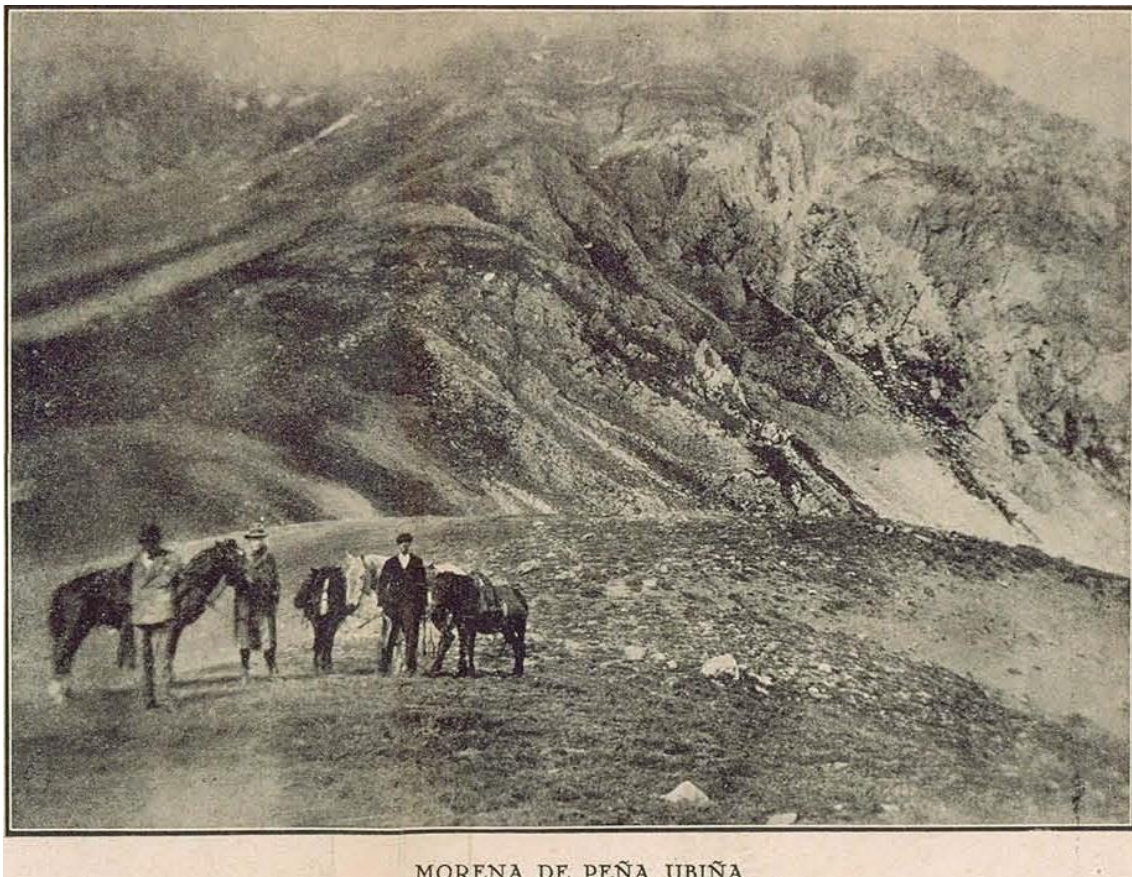
Figura 2. Laguna de origen glaciar en el Cueto Arbás a 1755 m de altitud.



Fuente: fotografía de Stickel (1929), Lámina XXIV.

Corugedo (1932) también habló de morrenas y restos glaciares en las Ubiñas, a 1.800 m y en el entorno del Meicín, así como de artesas glaciares (Figura 3). Asimismo, cita la existencia de lagunas formadas por los «heleros» en el Puerto la Vallota. Nussbaum y Gygax (1952, 1953) citan la existencia de morrenas a 920 y a 680 m en Somiedo, y afirman que el nivel de las nieves perpetuas en este sector se encontraba a 1.550-1.600 m. Siguiendo las evidencias descritas en los trabajos previos (especialmente los de Hernández-Pacheco y Stickel), también constatan la existencia de antiguos glaciares en el Macizo de las Ubiñas y en el sector de Valgrande-Pajares (Nussbaum y Gygax, 1952, 1953).

Figura 3. «Morrena de Peña Ubiña».

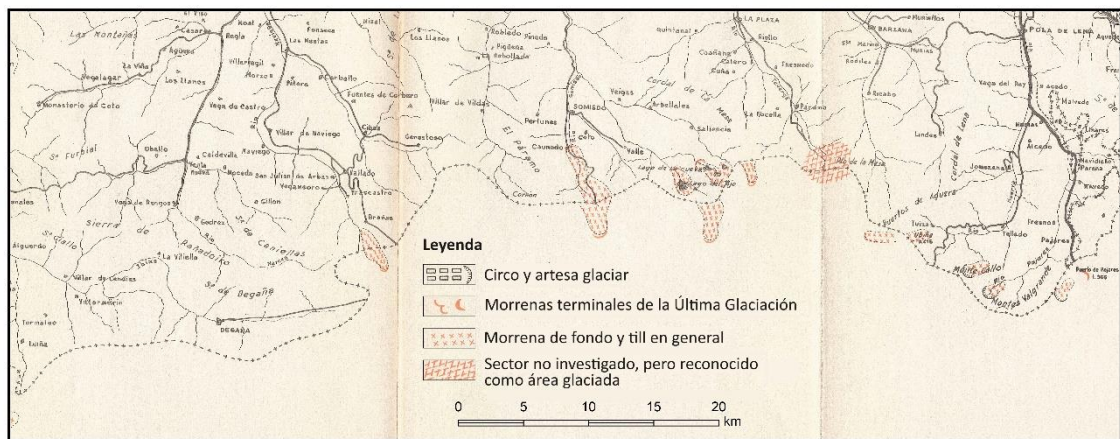


Fuente: Corugedo (1932).

Por su parte, Llopis Llado y Jordá Cerdá (1957), con motivo de la celebración del V Congreso Internacional de la INQUA (International Union for Quaternary Research), realizaron un mapa del Cuaternario de Asturias en el que

representaron esquemáticamente áreas glaciadas en los Ancares, Naviego, Somiedo, La Mesa, Peña Ubiña y Pajares (Figura 4). Por tanto, los trabajos pioneros citados abarcaron áreas de estudio muy amplias y no se centraron específicamente en estudiar el glaciario cuaternario del sector centro-occidental de Asturias. Las referencias a las montañas del área centro-occidental de Asturias están focalizadas en sectores concretos en los que describieron las huellas glaciares más evidentes.

Figura 4. Sector centro-occidental del Mapa del Cuaternario de Asturias elaborado con motivo del V Congreso Internacional de la INQUA de 1957, celebrado en España.

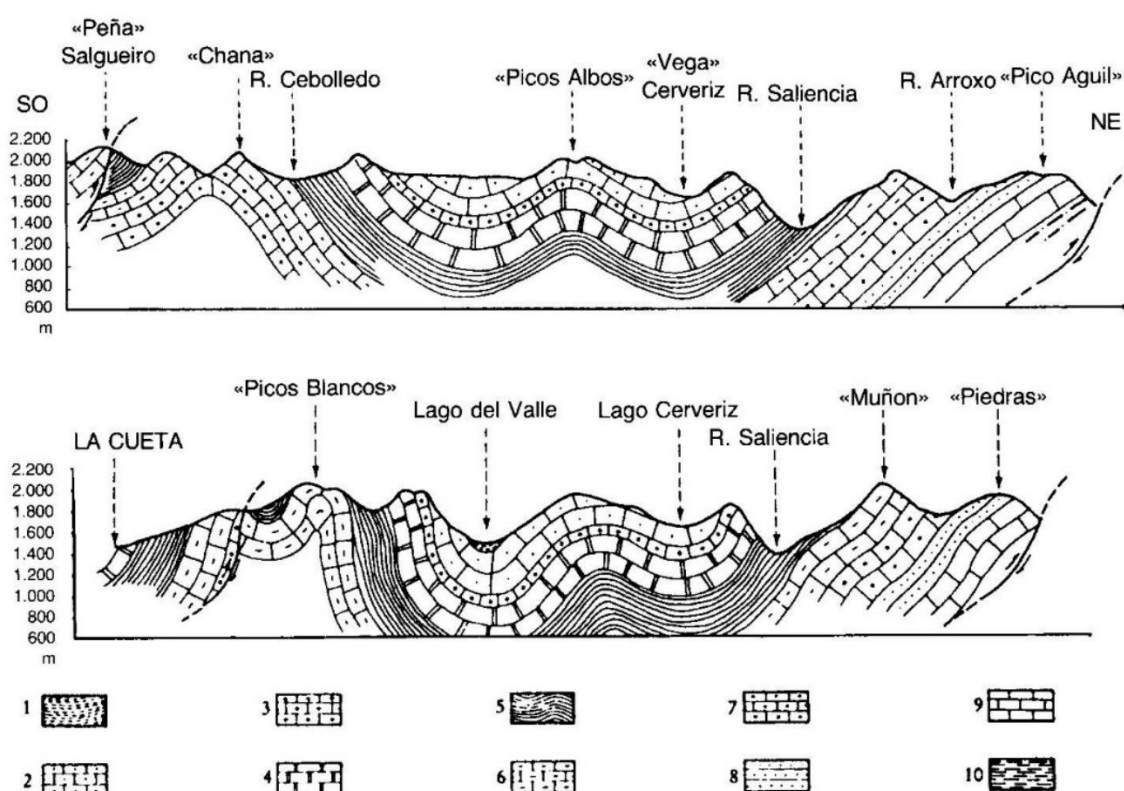


Fuente: Modificado a partir de Llopis Llado y Jordá Cerdá (1957).

1.2. Estudios de consolidación

El despegue definitivo en el estudio del glaciario de este sector se produce en las dos últimas décadas del S. XX. Cabe citar, en primer lugar, el estudio de Muñoz Jiménez (1980), que pone de manifiesto la perfecta adaptación del glaciario cuaternario a la estructura geológica en el sinclinal de Saliencia (Figura 5). Este autor señala depósitos de acumulación glaciar por encima de 1.000 m de altitud. Por su parte, Castañón Álvarez (1983) estudió el Macizo de las Ubiñas, enumerando hasta 15 aparatos glaciares y resaltando la capacidad de adaptación al armazón estructural que caracterizó al glaciario de dicho sector durante el Último Máximo Glacial Local (UMGI). En su tesis doctoral, que estudia la morfología y la evolución glaciar del sector centro-oriental del Macizo Asturiano, este autor también trata conjuntos glaciados como el de Valgrande-Pajares (Castañón Álvarez, 1989).

Figura 5. Cortes geológicos elaborados por J. Muñoz Jiménez en el área de Somiedo, en los que se observa la adaptación de las lenguas glaciares a la estructura, tal y como se puede apreciar, por ejemplo, en el caso de la lengua que descendió por el valle de Saliencia (ver ambos cortes), labrada a favor de materiales blandos (pizarras) en el borde de una estructura sinclinal, y especialmente la lengua glaciar de Lago del Valle (ver corte inferior). Leyenda: 1: Namuriense-Westfaliense. 2: Namuriense inferior. 3: Areniscas del Devónico superior. 4: Calizas del Devónico superior. 5: Couviense-Givetiense. 6: Emitiense-Couviense inferior. 7: Devónico inferior. 8: Silúrico. 9: Ordovícico. 10: Cámbrico.



Fuente: Muñoz Jiménez (1980).

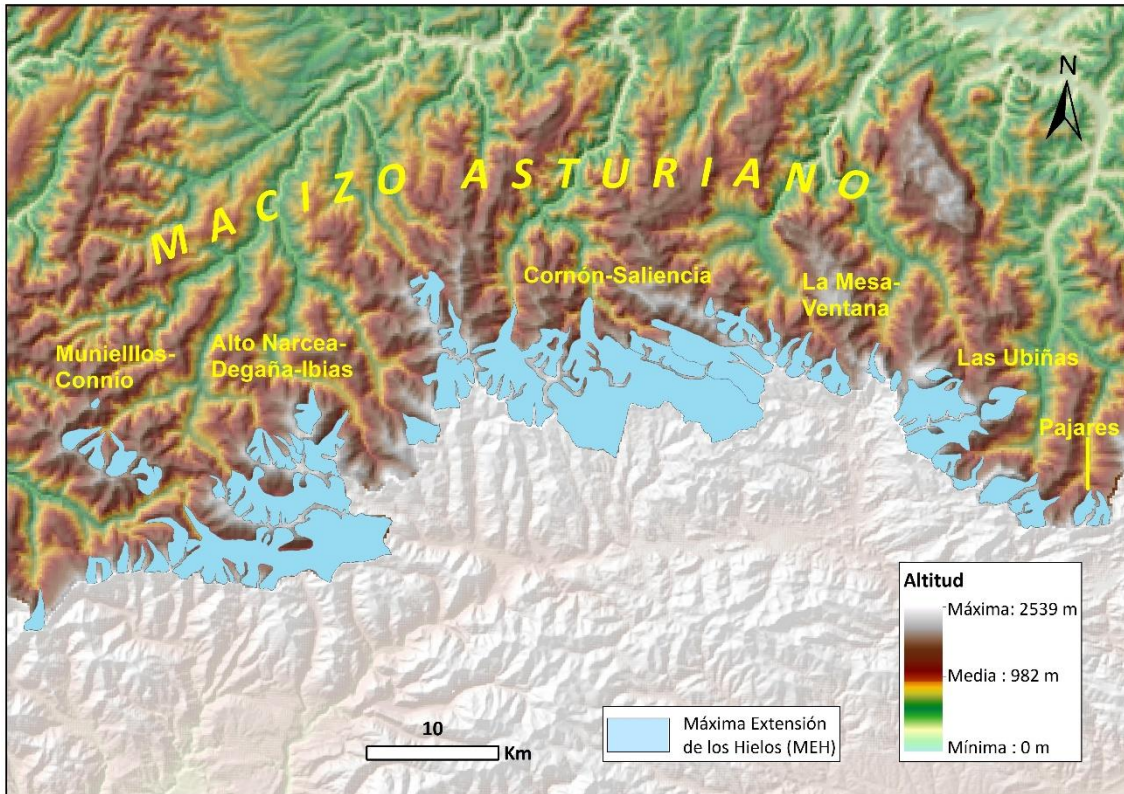
Alonso y Flor (1987) caracterizaron las formas glaciares del Valle de Degaña. Estos autores aportaron una propuesta de evolución cuaternaria de dicho valle argumentando la integración del glaciario con otros procesos y formas de relieve (especialmente la dinámica fluviotorrential). Este trabajo se complementará años después con la tesis doctoral de Alonso (1991), en la que, además de otras áreas del Macizo Asturiano, estudió la geomorfología de las cabeceras de los ríos Narcea, Navia y Sil. Esta misma autora realizó sendos estudios sobre los circos glaciares del sector occidental del Macizo Asturiano (Alonso, 1994). También constató la presencia de glaciares rocosos fósiles en el

Valle de Degaña, el Alto Valle del Narcea y el Puerto de Leitariegos (Alonso, 1989). En este sentido, Llopis Lladó (1954) fue el primer autor en hacer alusión a la posible presencia de glaciares rocosos en los Ancares.

Más recientemente, Ruiz-Fernández *et al.* (2009) efectúan un estudio comparado entre los circos glaciares del Macizo Occidental de los Picos de Europa y las áreas de Muniellos, Cazarnoso, Caniellas, Degaña y La Zarza, en el sector suroccidental de Asturias. Este estudio evidenció la alta dependencia morfométrica de los circos glaciares del sector suroccidental de Asturias con respecto a la altitud y la orientación. A su vez, Felicísimo y Alonso (1988) efectúan un estudio que indaga en las relaciones entre la radiación solar incidente y la formación de circos glaciares en el área de cabecera del Valle de Degaña. Por su parte, Menéndez Duarte (1995) abordó la morfología glaciar de los valles de Pigüeña (Cornón) y Somiedo (Puerto de Somiedo) dentro de un estudio geomorfológico más amplio. Menéndez Duarte y Marquínez (1996) efectuaron un inventario de las evidencias glaciares y propusieron un modelo de la evolución glaciar para el valle de Somiedo.

Por otro lado, García de Celis (1997) realizó una importante aportación de cartografía geomorfológica en el sector occidental de la montaña leonesa, que incluyó algunos sectores del Valle de Degaña y de la cabecera del Narcea. Este autor realizó una pormenorizada reconstrucción de las evidencias glaciares erosivas y sedimentarias, y concluyó que las formas identificadas pertenecían a una única glaciación de carácter reciente. Gallinar *et al.* (2014) estudiaron la morfología glaciar del sector asturiano del Macizo de las Ubiñas, aportando un primer modelo evolutivo del glaciario en este macizo cantábrico durante la Última Glaciación. Finalmente, Rodríguez Pérez (2015) describió las formas glaciares del Macizo de Somiedo, realizando una cartográfica geomorfológica detallada y aportando un modelo evolutivo para el glaciario de este macizo. Finalmente, cabe citar el reciente estudio de síntesis de Ruiz-Fernández *et al.* (2022) sobre el glaciario del sector centro-occidental de Asturias. A partir de la información previa disponible, en este trabajo se identificaron 48 glaciares durante la fase de MEH, reconstruyendo su extensión superficial, que alcanzó un total de 347 Km². (Figura 6).

Figura 6. Mapa de localización de la fase de Máxima Extensión de los Hielos del sector centro-occidental del Macizo Asturiano



Fuente: Elaboración propia a partir de Rodríguez-Rodríguez *et al.* (2015) y Ruiz-Fernández *et al.* (2022).

Pese a los trabajos citados, el conocimiento de la morfología y evolución glaciar del sector centro-occidental de Asturias aún es escaso. Muchos valles y cordales montañosos continúan sin ser estudiados en detalle.

1.3. Implementación de nuevas técnicas

Ni siquiera se habían aportado hasta la fecha paleoELAs sobre este ámbito, salvo el estudio ya citado de Ruiz-Fernández *et al.* (2022) usando el método THAR (*Terminus Headwall Altitude Ratio*), y el trabajo de González-Díaz *et al.* (2021a) centrado específicamente en el área del Puerto de Ventana, convinando en este caso los métodos THAR, AABR (*Area Altitude Balance Ratio*) y AAR (*Accumulation Area Ratio*). Salvo los dos trabajos mencionados, las paleoELAs más próximas son las calculadas en el estudio de Santos-González *et al.* (2013), circunscrito a sectores próximos de la montaña leonesa. Igualmente, existe una

laguna de conocimiento en cuanto a la geocronología (inexistencia de dataciones absolutas sobre el glaciario cuaternario de este ámbito territorial), como se detallará posteriormente (Ruiz-Fernández *et al.*, 2022).

En el sector centro-occidental de Asturias existen algunos estudios de las décadas finales del S. XX que argumentan la existencia de huellas glaciares pertenecientes a varias glaciaciones. Siguiendo modelos clásicos, Alonso y Flor (1987) argumentan la existencia de dos glaciaciones en el Valle de Degaña, separadas por un periodo interglaciar caracterizado por la actividad fluvial que re-trabajaría los depósitos glaciares previos. Por su parte, Menéndez Duarte y Marquínez (1996) identificaron un depósito totalmente desconectado de los complejos morrénicos atribuidos a la Última Glaciación, que muestra las características típicas del till y cuenta con cantos y bloques pulidos y estriados. Estos autores atribuyen dicho depósito a una glaciación previa de edad indeterminada. Salvo estas referencias, únicamente cabe citar el estudio precursor de Nussbaum y Gygas (1952, 1953), que aplica el esquema clásico de las glaciaciones alpinas para el conjunto de la Cordillera Cantábrica siguiendo las interpretaciones de Hernández Pacheco (1944).

El resto de las investigaciones recientes con aportaciones sobre la evolución glacial del área centro-occidental de Asturias, atribuyen las evidencias morfológicas y sedimentarias que se conservan a la Última Glaciación y sus posteriores fases de avances y retrocesos. Hay que tener en cuenta que los estudios en este sector del Macizo Asturiano tuvieron su periodo álgido en las décadas de 1980 y 1990, de forma previa a la generalización de las técnicas de datación. Así, las aportaciones sobre la evolución glacial incluidas en muchos de ellos se basan en las relaciones morfoestratigráficas entre los complejos morrénicos, así como en correlaciones con otros conjuntos montañosos peninsulares que estuvieron glaciados. No existen, por tanto, dataciones absolutas de depósitos o formas glaciares en este sector. En este sentido, Alonso (1991) establece 4 etapas glaciares de edad indeterminada, aunque relacionadas con el “máximo würmiense” y diversos estadios de retroceso. Estas etapas serían: 1) fase de máxima extensión; 2) fase de retroceso con pequeños avances; 3) fase de retroceso generalizado con desaparición de los glaciares salvo en los ámbitos más favorables; y 4) fase de glaciares rocosos, que podrían haber coexistido con pequeños glaciares de circo en las áreas más elevadas. Por su parte García de Celis y Martínez Fernández (2002) identifican también 4

fases que atribuyen a la Última Glaciación: 1) fase de máximo glaciar, tras la que hubo un pequeño retroceso seguido de una prolongada estabilización; 2) fase de retroceso importante con disyunción de lenguas; 3) fase de glaciares de circo; y 4) etapa residual con pequeñas masas de hielo en los circos más altos.

En cambio, en la propuesta de evolución glaciar para los valles de Pigüaña (Cornón) y Somiedo (Puerto de Somiedo) efectuada por Menéndez Duarte (1995) y Menéndez Duarte y Marquínez (1996), se identifican tres etapas: 1) etapa de máximo glaciar con nivel de nieves perpetuas a 1.500 m (morfología glaciar generalizada a >1500 m y máxima extensión de los glaciares hasta 800-850 m de altitud); 2) fase de estabilización (con crestas morrénicas reconocibles a 1.400-1.500 m); y 3) fase de estabilización (glaciares de circo de pequeñas dimensiones en los sectores más elevados). Esta autora correlaciona estas tres fases con las propuestas por Bordonau (1992) y Bordonau *et al.* (1992) en los Pirineos, con cronologías para la primera de ellas de 50-45 ka, con una estabilización post-máximo entre 45 y 31 ka, de 26 ka para la segunda, y de 13-16 ka para la última. Por su parte Gallinar *et al.* (2014) identifican en la vertiente asturiana del Macizo de las Ubiñas tres fases glaciares principales dentro de la Última Glaciación: 1) fase de máximo avance del hielo con los frentes glaciares situados entre 1.000 y 1.200 m en la que existieron lenguas glaciares de hasta 7 km de longitud; 2) fase interna definida por complejos morrénicos de menor envergadura y claramente separados de los anteriores. En ella es posible distinguir a su vez dos etapas, una muy pulsadora responsable de depósitos morrénicos de cierta entidad y otra en la que se dan complejos morrénicos más modestos localizados a mayor altitud; y 3) fase glaciar de altitud, en la que existieron algunos glaciares de circo o de lengua incipiente (longitud máxima de 1,2 km) ubicados en el interior de los circos con condiciones topoclimáticas más favorables.

Siguiendo un patrón similar, Rodríguez Pérez (2015) argumenta que en la evolución glaciar del Macizo de Somiedo se diferencia una primera fase de máxima extensión del hielo, una segunda fase de avance en la que los aparatos glaciares ya habían perdido notable extensión, y una tercera fase residual definida por el acantonamiento de pequeños glaciares en los circos con mejores condiciones topoclimáticas. Ante la ausencia de dataciones absolutas, y por correlación con lo acontecido con otros conjuntos glaciados de la Cordillera Cantábrica y las Montañas del Noroeste, Rodríguez Pérez (2015) aduce que la

primera fase glaciaria antecede al UMGg, mientras que la segunda fase sería coetánea al UMGg. En su estudio de síntesis sobre el relieve glaciario de la Cordillera Cantábrica, Frochoso y Castañón Álvarez (1998) adoptan para todo el conjunto este mismo modelo, basado en la sucesión de una fase de máximo avance, una fase intermedia con separación de lenguas, y una fase residual de glaciares de circo o de lengua incipiente coetáneos con heleros y glaciares rocosos.

2. Estado de las investigaciones de las Montañas del Courel y áreas limítrofes

2.1. Antecedentes

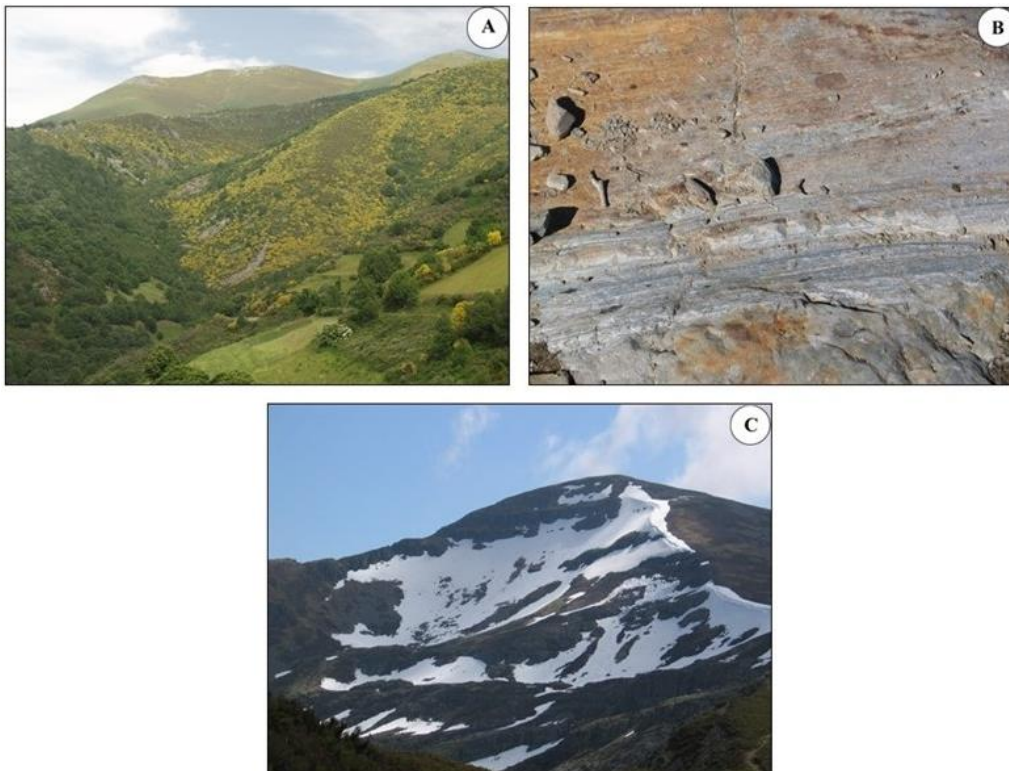
Las primeras observaciones registradas sobre huellas glaciares en el sector (Montañas del Courel y áreas próximas) se remontan a la primera mitad del S. XIX. En estos trabajos pioneros únicamente se mencionó de manera escueta la existencia de huellas y formas glaciares, debido a que dichos estudios no se centraron exclusivamente en el glaciario. Por lo general se trató de investigaciones con un carácter geomorfológico general y un enfoque meramente descriptivo. El primer trabajo importante a citar es nuevamente el de Stickel (1929), el cual, como ya se ha citado previamente, se centró en el estudio de la morfología glaciaria del Noroeste de España. Dicha obra fue la primera en la que se hizo referencia de forma expresa a la existencia de glaciares en las Montañas do Courel. En esa misma línea, Nussbaum y Gigax (1953) citaron la existencia de huellas y depósitos glaciares en determinados sectores de las montañas del Noroeste Peninsular, como en el caso de la Sierra de Ancares. Se trató en cualquier caso de breves comentarios sobre la existencia de formas y depósitos glaciares, en los que no se realiza ninguna descripción o categorización detallada de los mismos. Un año más tarde Llopis Lladó (1954), en su estudio de la Sierra de Ancares, aportó un análisis más detallado de los depósitos glaciares, llegando a la conclusión de que la disimetría en el tamaño de las huellas glaciares estaba directamente relacionada con el grado de insolación de las distintas vertientes.

2.2. Estudios de consolidación

Los estudios de consolidación sobre las sierras del Courel, Ancares, y Rañadoiro y los Montes de Oribio comenzaron en la segunda mitad del S. XIX

con el trabajo de Marcos *et al.* (1980), correspondiente a la memoria de la hoja nº 99 Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 del Instituto Geológico y Minero (IGME), en el que se realizó una importante labor de cartografía y descripción de las formas y depósitos glaciares del sector occidental de la Sierra de Ancares. A finales de la década de 1980, Vidal-Romaní *et al.* (1989) elaboraron un trabajo sobre el Cuaternario en el Macizo Gallego, destacando entre las posibles zonas glaciadas las Sierras de Ancares y del Courel. Tres años más tarde, los estudios de Pérez-Albert *et al.* (1992a; 1992b) significaron un importante avance sobre la cartografía de formas y depósitos glaciares en la vertiente oriental de la Sierra de Ancares, en concreto en los Valles de Piornedo y Suárbol (Figura 7). A partir de dicha cartografía los autores realizaron el cálculo del volumen y establecieron los límites aproximados de los hielos en la fase de MEH (Figura 8). Apenas un año más tarde, Pérez-Alberti *et al.* (1993), presentarían un extenso trabajo de revisión bibliográfica que serviría como marco teórico sólido para las futuras investigaciones que se llevaron a cabo en las Sierras de Ancares y Courel, entre otras áreas.

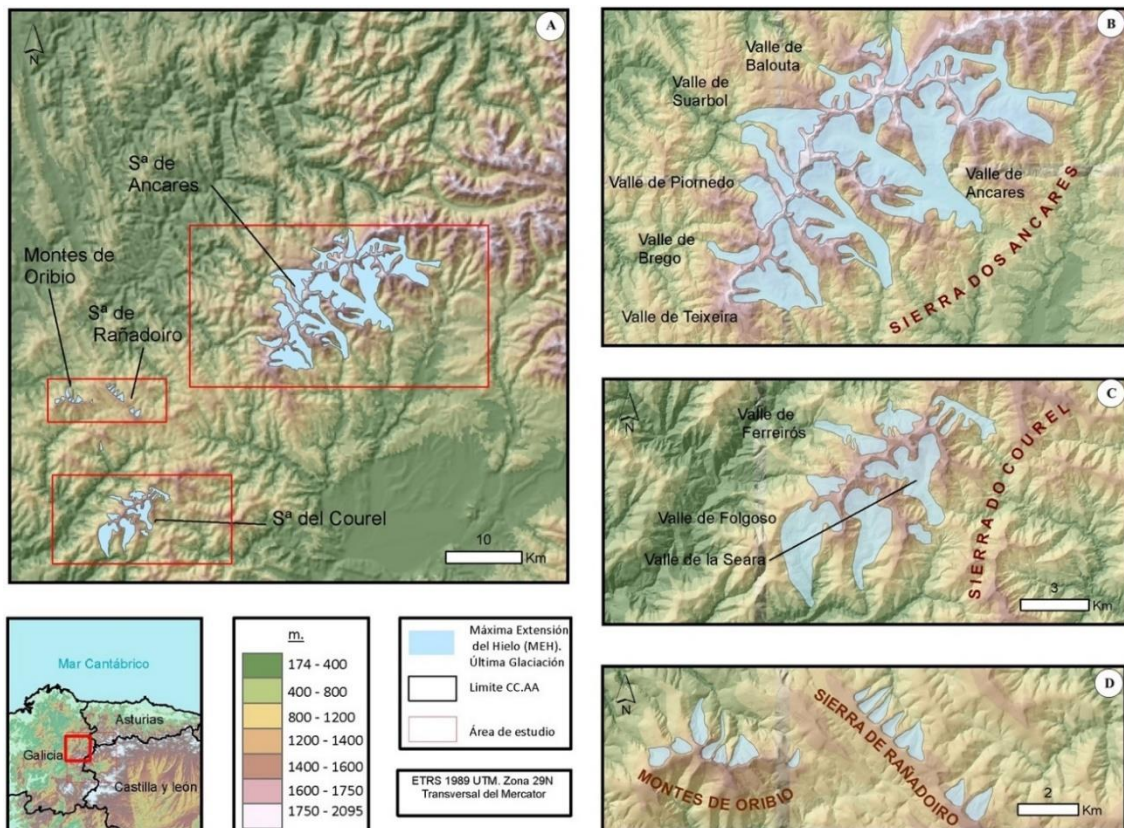
Figura 7. Ejemplos de geoformas de origen glaciar en la Sierra de Ancares. A) Complejo morrénico en el Valle de Piornedo. B) Estrías glaciares en el Valle de Piornedo. C) Circo glaciar de Cuiña.



Fuente: Modificado de González-Díaz *et al.* (2021b).

Por su parte, Rodríguez Guitán *et al.* (1996), continuarían trabajando en la Sierra de Ancares, concretamente en el Valle de Piornedo (Figura 7), realizando una propuesta de deglaciación de dicho valle fundamentada en el reconocimiento y la localización de formas glaciares, que culminaría en la elaboración de una cartografía de éstas. En dicha propuesta de deglaciación, los autores destacaron la existencia de 6 fases glaciares: máximo empuje reconocido, pulsaciones internas, estabilización en el valle principal, individualización de los aparatos glaciares, glaciares de circo y extinción glaciár. Valcárcel *et al.* (1996a) continuarían avanzando en la misma línea en la Sierra de Ancares, completando el conocimiento sobre las etapas de deglaciación tanto en la vertiente occidental, como en la oriental. A su vez, Kossel (1996) elaboró un trabajo en el que se determinó el límite de la máxima extensión de los hielos en la Sierra de Ancares, que vendrían a coincidir con lo establecido en publicaciones anteriores.

Figura 8. Reconstrucción de los glaciares durante la fase de MEH en las sierras del Courel, Ancares y Rañadoiro, y en los Montes de Oribio. A) Extensión general; B) detalle del área glaciada en los Ancares, C) el Courel, D) y en Rañadoiro y Oribio.



Fuente: Elaboración propia a partir de Rodríguez-Rodríguez *et al.* (2015), Pérez-Alberti (2018, 2021) y Valcárcel y Pérez-Alberti (2021).

En los Montes de Oribio, que hasta el momento no habían sido estudiados de manera específica desde el punto de vista del glaciario cuaternario, Valcárcel *et al.* (1996b) encontraron evidencias morfológicas y sedimentarias a partir de las que se puede reconstruir un glaciar al que atribuyen dos fases evolutivas mediante los vestigios conservados: una fase de MEH, de la que quedan únicamente sedimentos removilizados, y otra fase de estabilidad dentro ya de una tendencia general al retroceso, que los autores reconstruyen a partir de cordones morrénicos mejor conservados y más internos. Este glaciar alcanzaría una longitud máxima de ~800 m durante la fase de MEH. Las dimensiones, altitud de los frentes y, en definitiva, el estilo de glaciación descritos para los Montes de Oribio, coinciden con los propuestos para los conjuntos de Rañadoiro y Cebreiro, donde también han sido descritos pequeños glaciares de lengua y de circo al amparo de cabeceras que no sobrepasaron en ninguna de dichas áreas los 1500 m de altitud (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2014; Figura 8).

En la Sierra del Courel Rodríguez Guitán *et al.* (1996) realizó un estudio específico del valle de A Seara (Figura 8), en el que se efectuó una reconstrucción de la extensión del paleoglaciar del mismo nombre, basada en técnicas fotogramétricas validadas con trabajo de campo. Dicho trabajo sirvió como base para las sucesivas investigaciones que se desarrollarían en la Sierra del Courel. Continuando con la misma línea de trabajo, Pérez-Alberti (2006, 2018, 2021) profundizó en la identificación y delimitación de las huellas glaciares en la Sierra del Courel, además de realizar una importante aportación de cartografía geomorfológica de detalle a partir de herramientas SIG, lo que le permitiría obtener datos morfométricos sobre los distintos paleoglaciares que componen dicha sierra y avanzar en la implementación del modelo de deglaciación del área. En los mencionados trabajos se pone de manifiesto la existencia de 9 glaciares que durante la fase de MEH ocuparon una extensión de 4.957 ha, con espesores máximos del hielo que oscilaron entre 50 y 130 m en función de cada aparato, y con frentes situados a altitudes de 760 a 1080 m. Las lenguas glaciares alcanzaron longitudes de entre 1,2 y 4,8 km (Pérez-Alberti, 2021; Figura 8).

2.3. Implementación de nuevas técnicas

En la última década del S. XIX y principios del S. XXI, los estudios de glaciario del Noroeste de la Península Ibérica comenzaron a incorporar datos

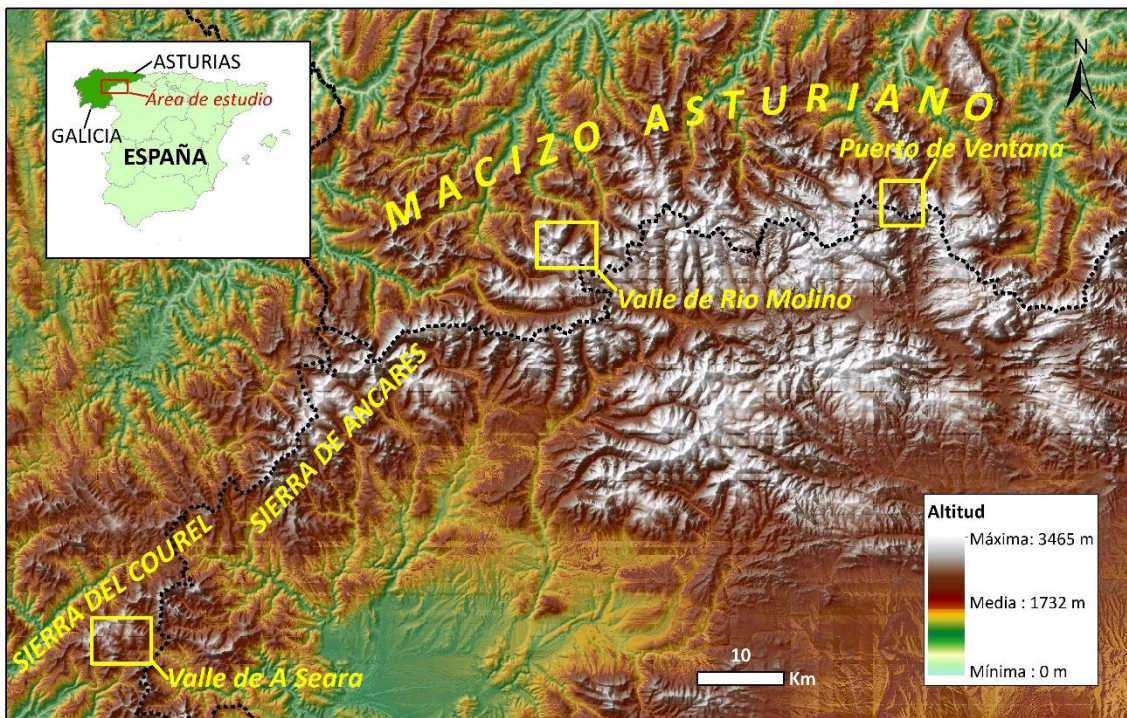
geocronológicos absolutos, imprescindibles para establecer un marco cronológico preciso para la Última Glaciación y sus posteriores fases de avances y retrocesos en estas (Maldonado, 1994; Allen *et al.*, 1996; Vidal-Romaní *et al.*, 1999; Muñoz-Sobrino *et al.*, 2004; Jalut *et al.*, 2010; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2011; 2014; Iriarte-Chiapusso *et al.*, 2016). Sin embargo, si nos centramos en el sector objeto de estudio de esta contribución y su área circundante, el número de publicaciones con aportaciones geocronológicas es muy reducido. Únicamente destacan tres estudios focalizados en dos sectores concretos: el Pozo del Carballal en los Montes del Cebreiro, y la Laguna de la Lucenza en la Sierra del Courel (Iriarte-Chiapusso *et al.*, 2016; Muñoz-Sobrino *et al.*, 2001). Dichas publicaciones estudian los cambios vegetales que tuvieron lugar desde el UMG hasta la actualidad en ambas áreas, combinando los registros de polen con la aplicación de dataciones de ^{14}C . En el Pozo del Carballal, que constituye una pequeña laguna de origen glaciar, las dataciones radiocarbónicas arrojan una edad de 13.188 ± 183 cal BP para el inicio de la sedimentación (Muñoz-Sobrino *et al.*, 2001). En cuanto a la Laguna de la Lucenza, también de origen glaciar, las edades obtenidas para la base del sondeo fueron de 17.320 ± 250 y de 17.390 ± 090 años BP (Muñoz Sobrino *et al.*, 2001). Posteriormente, la última de estas edades ha sido calibrada, arrojando un resultado de 20.996 ± 297 cal BP (Iriarte-Chiapusso *et al.*, 2016). Por tanto, estas dataciones indican el momento en el que el proceso de deglaciación del valle glaciar de A Seara alcanza al sector de cabecera. A partir de los registros de polen de la Laguna de la Lucenza, estos autores infirieron la existencia de paisajes abiertos y formaciones vegetales propias de ambientes glaciares definidos por temperaturas bajas y abundancia de precipitaciones.

3. Objetivos de la investigación

Teniendo en cuenta todo lo expuesto en los párrafos anteriores: la inexistencia de trabajos específicos en numerosas áreas, el carácter marginal del glaciario generado en comparación con otros conjuntos montañosos –que explica en parte el bajo número de investigaciones–, así como la escasez manifiesta de datos geocronológicos basados en dataciones absolutas, y también de paleoELAs que permitan tener una visión de conjunto más ajustada a la realidad del glaciario acaecido en el borde Noroeste de la Península Ibérica; el presente trabajo pretende estudiar la morfología y la evolución glaciar

de tres valles ocupados por el hielo durante el Último Ciclo Glaciar, siguiendo un transecto de dirección noreste-suroeste entre el sector centro-occidental del Macizo Asturiano y el extremo nororiental de las Montañas del Noroeste. Concretamente, las áreas seleccionadas son i) la vertiente Norte del Puerto de Ventana, ii) el valle de Riomolino y iii) el valle de A Seara en las Montañas del Courel (Figura 9).

Figura 9. Mapa de localización de las tres áreas de estudio seleccionadas, dentro del contexto de las Montañas Cantábricas y del Noroeste.



Fuente: elaboración propia.

A partir de dicho objetivo general, en esta investigación se establecen los siguientes objetivos específicos:

- i. Realizar una cartografía geomorfológica de cada valle en la que estén incluidas las formas de origen glaciar.
- ii. Identificar las fases glaciares reconocibles a partir de criterios morfoestratigráficos, así como reconstruir los paleoglaciares existentes en cada una, calculando las respectivas paleoELAS, junto con las correspondientes superficies, espesores y volúmenes del hielo.

- iii. Establecer un marco geocronológico de las distintas etapas de evolución glacial de los tres valles, mediante la aplicación de los núclidos cosmogénicos terrestres (NCTs) ^{10}Be y ^{36}Cl a depósitos de origen glacial y periglacial, y a superficies rocosas con huellas de pulido glacial.

ÁREAS DE ESTUDIO

A partir de las lagunas de conocimiento, así como de las problemáticas y las controversias planteadas en el apartado introductorio, en la presente tesis doctoral se han seleccionado las tres áreas de estudio ya mencionadas (vertiente Norte del Puerto de Ventana, Valle de Riomolino y Valle de A Seara), cuyas características principales se detallarán en los siguientes apartados.

1. Puerto de Ventana (sector centro-occidental del Macizo Asturiano)

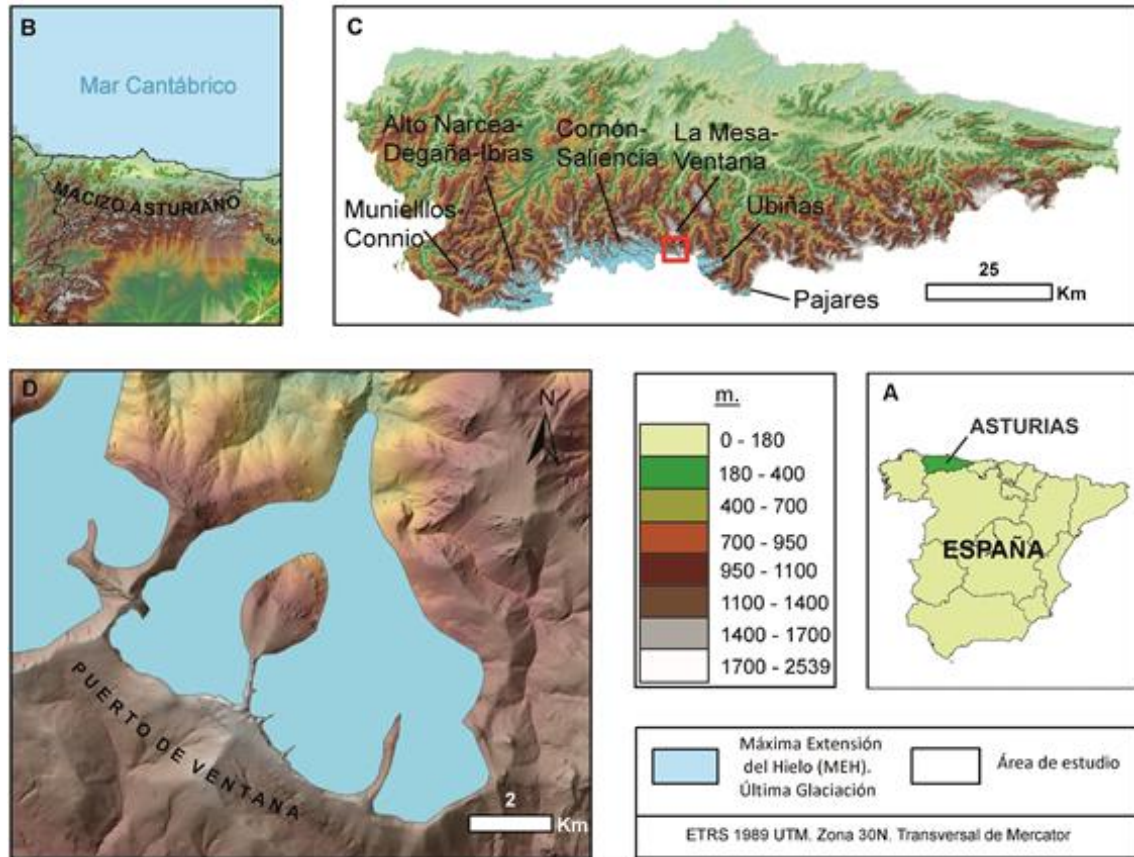
El Puerto de Ventana se encuentra en el límite administrativo de las comunidades autónomas de Asturias y Castilla y León. Concretamente, el sector analizado se corresponde con la vertiente asturiana de dicho puerto (coordenadas 43°03'29" y 43°4'03" de latitud N, 6°0'30" y 6°3'07" de longitud W; Figura 10). Atendiendo a la orografía, esta primera área de estudio está compuesta por cuatro cimas principales, que de Este a Oeste son: el Boquerón de Ventana (1.713 m), el Pico del Cuervo (1.826 m), el Pico de Ferreirúa (1.977 m) y el Pico del Águila (1.822 m). En cuanto a la hidrografía, el río la Puerca da lugar al eje principal del valle estudiado. Este río, a su vez, es tributario del río Páramo, que nace en un valle paralelo situado inmediatamente al Este del anterior. También cabe mencionar el arroyo de la Ortigosa, que confluye con el río la Puerca por el Oeste, naciendo en las inmediaciones del Collado de Ferreirúa (1.629 m).

Desde el punto de vista litológico, la cabecera glacial está labrada sobre las cuarcitas de la Fm. Barrios (Ordovícico; Figura 11), mientras que en el área del Collado de Ferreirúa afloran las pizarras negras de la Fm. Formigoso (Silúrico Inferior). Por su parte, los sectores intermedios de la misma vertiente están integrados por las areniscas y pizarras de la Fm. Oville (Ordovícico Inferior), y por las calizas de la Fm. Láncara (Cámbrico Inferior). En el sector inferior del valle afloran las lutitas de la Fm. Santo Emiliano (Carbonífero Superior). Todos estos materiales forman una escama cabalgante que a su vez está cabalgada

Áreas de estudio

por el norte por otra integrada en el área frontal por una unidad de conglomerados, areniscas, pizarras y capas de carbón (Carbonífero Superior) (Truyols *et al.*, 1982).

Figura 10. Mapa de localización de la vertiente asturiana del Puerto de Ventana (A, B y C). Se representa también la extensión máxima de los glaciares del sector centro-occidental de Asturias durante la Última Glaciación (C).



Fuente: elaboración propia.

Geomorfológicamente, como el resto del sector occidental del Macizo Asturiano (y el central en parte), es un relieve de tipo pseudoapalachense (Muñoz Jiménez, 1982). Dicho sector presenta abundantes formas de origen glaciar, tanto erosivas (circos glaciares, cubetas de sobreexcavación, umbrales, rocas aborregadas) como de tipo sedimentario (depósitos en forma de arcos y cordones morrénicos). También abundan formas y depósitos periglaciares y nivales activos o semiactivos (canales de aludes, sectores proximales de conos

Áreas de estudio

y taludes de derrubios, y solifluxiones), así como relictos (campos de bloques y un glaciar rocoso).

En cuanto al clima, dentro de la clasificación de Köppen el área de estudio se encuadra en los tipos Cfc y Dsc. El primero es un clima fresco característico de las áreas montañosas situadas entre 1.000 y 1.500 m de altitud (Muñoz Jiménez, 1982). Por su parte, el tipo Dsc es propio de los sectores de mayor altitud del Macizo Asturiano (por encima de 1.500 m), definidos por condiciones muy húmedas y frías en las que la temperatura media puede ser inferior a 0°C durante varios meses al año (Muñoz Jiménez, 1982).

Figura 11. Vista de las capas cuarcíticas del Ordovícico que arman la divisoria hidrográfica cantábrica en el sector del Puerto de Ventana, a favor de las cuales se instaló la cabecera del glaciar homónimo en la vertiente norte, labrando varios circos sucesivos que se intruyen en la imagen. Al fondo se observa el Pico de Ferreirúa, que constituye la culminación altimétrica de este sector.



Fuente: elaboración propia.

Desde el punto de vista biogeográfico, el área de estudio forma parte de la región Eurosiberiana y de la subprovincia Cantabroatlántica, teniendo presentes en el área de estudio tres pisos biogeográficos. El piso basal o colino, entre el

Áreas de estudio

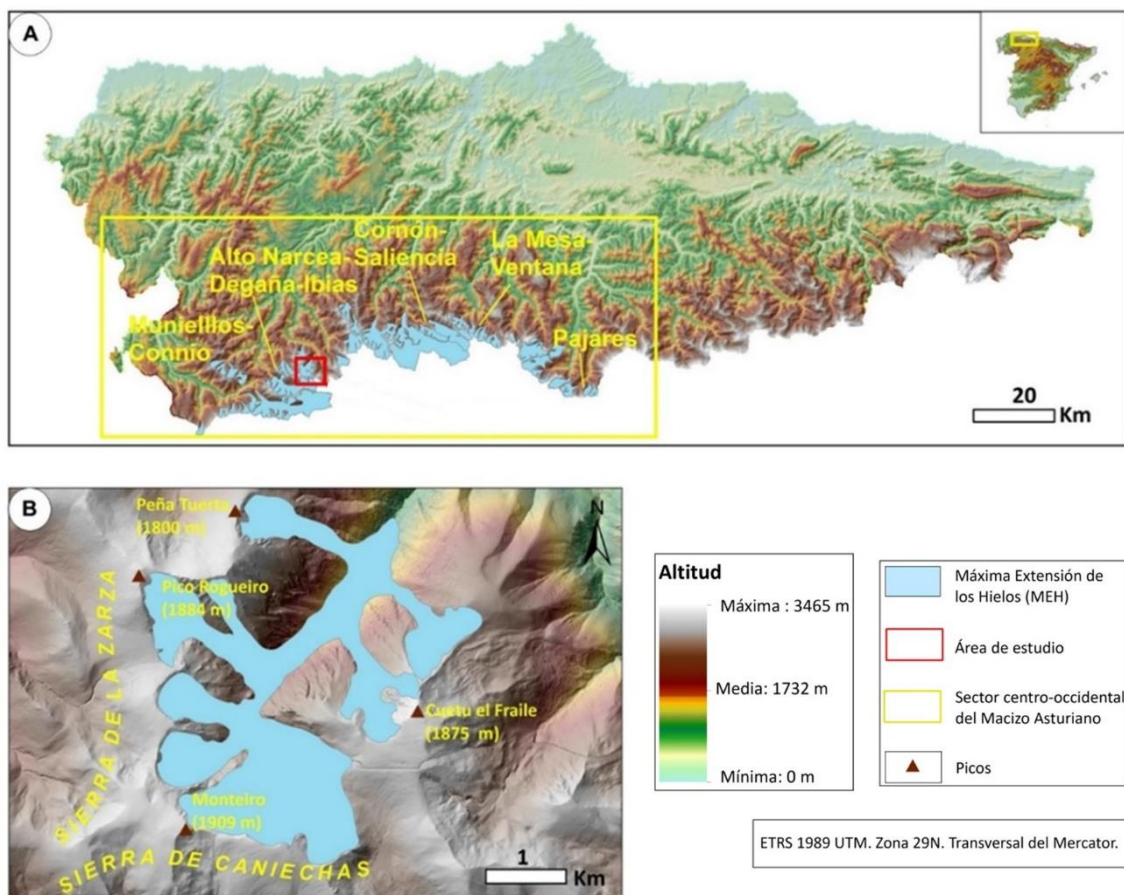
nivel del mar y los ~700 metros de altitud, se encuentra dominado por los bosques mixtos, los castañedos (*Castanea sativa*) y los robledales de *Quercus robur*. Por su parte, el piso montano está dominado por robledales albares (*Quercus petraea*) y hayedos (*Fagus sylvatica*). Como en el piso basal, las formaciones forestales del piso montano cedieron paso al establecimiento de áreas de pasto para el desarrollo de la actividad ganadera, que hoy está en fuerte retroceso y ha dado lugar a la proliferación de amplias superficies de matorral. Por encima de ellos, los abedulares orocantábricos (*Betula celtiberica*) se sitúan en el límite superior del bosque dentro de esta área, que varía entre 1.500 y 1.700 m en función de la localización concreta. Por tanto, debido a las actividades agroganaderas tradicionales, dicho límite se encuentra rebajado en algunos sectores con respecto a su altitud potencial. Los sectores culminantes del Puerto de Ventana quedarían integrados dentro del piso subalpino, caracterizado por la ausencia de vegetación arbórea y por la adaptación del resto de formaciones a un ambiente con fuertes vientos e importante innivación.

Por otra parte, cabe señalar la inexistencia de núcleos de población dentro del ámbito de estudio. El núcleo más próximo en la vertiente asturiana es Páramo, situado al norte a 10 km de distancia. A 8,2 km al Sur, ya en la vertiente leonesa, está Torrestío. Además de la ganadería, ya mencionada, las principales actividades humanas de este entorno son la minería de carbón que existió en las inmediaciones (ej: mina explotada hasta finales del S. XX en el sector de Busbudín, al noreste del Puerto de Ventana), el senderismo y los deportes de montaña, así como su importante función como vía de paso preferente en este sector de la divisoria hidrográfica, a través de la carretera AS-228. De hecho, hasta finales del S. XVIII, el Puerto de Ventana constituyó el principal paso histórico de Asturias a la Meseta (Gallinar *et al.*, 2019). Desde el año 2006, el sector asturiano del Puerto de Ventana forma parte del Parque Natural de Las Ubiñas – La Mesa, mientras que la vertiente leonesa está integrada en el Parque Natural de Babia y Luna (declarado en el año 2015). A su vez, el área de estudio está incluida dentro de la Reserva de la Biosfera de Las Ubiñas – La Mesa (año 2012).

2. Valle de Riomolino (sector centro-occidental del Macizo Asturiano)

El valle de Riomolino se localiza en la parte meridional del municipio de Cangas del Narcea en el Principado de Asturias (NO de la Península Ibérica), enmarcado por las coordenadas 43,1° N, 42,59° N y 12,31° O, 12,28° O (Figura 12). La cabecera del valle se encuentra en el área de intersección de la Sierra de Caniechas y la Sierra de la Zarza. La mayor altitud del valle son los Altos de Montiero (1.909 m). La red fluvial tiene una dirección NE-SO, y está compuesta por el río Molino como cauce principal del valle, que a su vez es tributario del río Naviego. El relieve y la red hidrográfica se adaptaron a la estructura geológica, articulando una sucesión de crestas y surcos de dirección norte-noreste.

Figura 12. Localización del Valle de Riomolino (A y B). Se representa también la extensión máxima de los glaciares del sector centro-occidental de Asturias durante la Última Glaciación (A).



Fuente: elaboración propia.

Áreas de estudio

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio pertenece a la Zona Asturoccidental-Leonesa (Marcos, 1973), que abarca rocas desde el Precámbrico al Carbonífero. Predominan las cuarcitas, las pizarras y las areniscas del Cámbrico, el Ordovícico y el Silúrico; entre las que hay intercalaciones menores de calizas y dolomías del Cámbrico (Crespo Zamorano, 1982; Figura 13). La presencia de areniscas y cuarcitas muy ricas en cuarzo permite aplicar el método de datación de NCTs mediante el isótopo ^{10}Be .

Figura 13. Crestón integrado por materiales carbonatados de edad cámbrica situados en el sector intermedio del Valle de Riomolino.



Fuente: elaboración propia.

Este roquedo fue afectado por la Orogenia Hercínica (principal responsable de su articulación actual) y retocado por la Orogenia Alpina, afianzando su estilo germánico y compartimentando las estructuras variscas en bloques elevados y hundidos (Lozte, 1956). La alternancia en las litologías duras y blandas (ej. pizarras y cuarcitas), favoreció el desarrollo de un relieve de tipo pseudoapalachense mediante erosión diferencial. Por ello, el relieve se define

Áreas de estudio

por la existencia de crestas y alineaciones montañosas labradas a favor de las litologías resistentes, y surcos excavados en las litologías deleznable (Muñoz Jiménez, 1982).

El clima del área se caracteriza por abundantes precipitaciones durante todo el año, alcanzando el mínimo durante el verano. Las temperaturas medias son suaves, con valores mínimos en enero y febrero, y máximos en julio y agosto. Según los datos de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), la temperatura media anual en la estación de Leitriegos (1.530 m) es de 6,7 °C, y la precipitación media es de 1,374 mm/año. Asimismo, las nevadas se producen durante 83 días al año en la estación de Leitriegos (AEMET), y la capa de nieve por encima de los 2,000 m persiste durante 8 meses al año de media (Gallinar Cañedo, 2022). Finalmente, de acuerdo con la clasificación climática de Köppen, el clima del área de estudio se encuadra en los tipos Cfc y Dsc (Muñoz Jiménez, 1982). El primero es un clima fresco característico de las áreas montañosas situadas entre 1.000 y 1.500 m de altitud. Por su parte, el tipo Dsc es propio de los sectores de mayor altitud del Macizo Asturiano (por encima de 1.500 m), definidos por condiciones muy húmedas y frías en las que la temperatura media puede ser inferior a 0°C durante varios meses al año (Muñoz Jiménez, 1982).

Desde el punto de vista biogeográfico, como en el caso previo el área se encuadra dentro de la Región Eurosiberiana. Los pisos de vegetación que aparecen representados son el montano o forestal, y subalpino. En el fondo del valle y hasta los 1.200 m se localizan las praderías y las escasas áreas de cultivos que perviven, situadas sobre depósitos cuaternarios de origen glaciar y fluvial. Por otro lado, las formaciones arbóreas caducifolias dominan en la franja de los 1.200 m a los 1.600 m, principalmente comprendidas por bosques de castaño (*Castanea sativa*) en las áreas más bajas, robledales (*Quercus petraea* y *Quercus orocantabrica*), hayedos, y abedulares (Ministerio de Agricultura, 2012). A partir de 1.600 m de altitud y hasta las culminaciones del valle destacan las formaciones arbustivas de brezal-tojal, que son las formaciones más abundantes, merced a la actividad silvopastoril dominante históricamente, que se encuentra en claro retroceso hoy en día. Junto a las actividades agroganaderas, en el sector de Riomolino cabe citar otras actividades como las cinegéticas, y especialmente las relacionadas con los deportes de montaña (principalmente el senderismo). El único núcleo de población incluido dentro del área de estudio es la aldea de Riomolino, que en 2023 tenía 9 habitantes según

SADEI (Sociedad Asturiana de Estudios Económico e Industriales). Finalmente, es necesario citar que el área se encuentra dentro del espacio de Parque Natural de las Fuentes del Narcea, Degaña e Ibias, declarado en el año 2002. Además, este espacio es Reserva de la Biosfera por la UNESCO desde 2003.

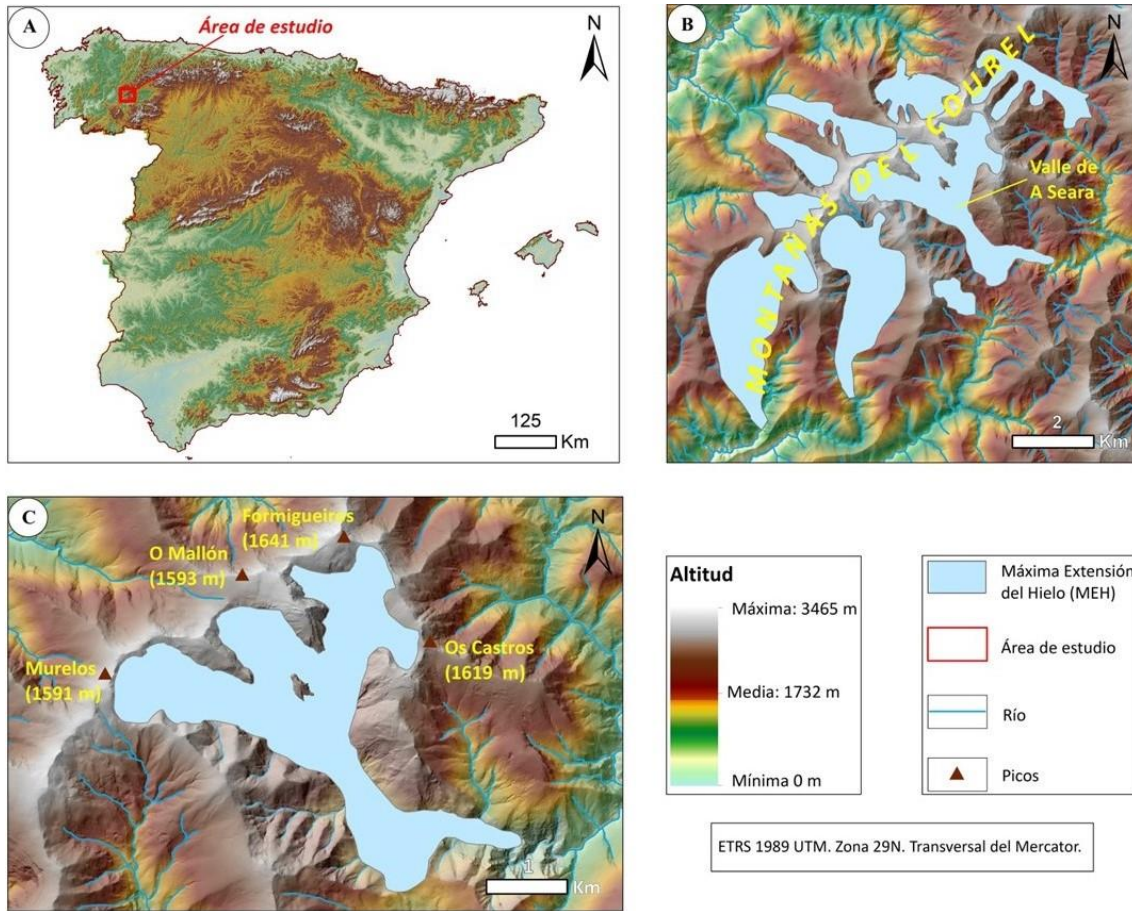
3. Valle de A seara (Montañas del Courel)

La Sierra del Courel se encuentra en la provincia de Lugo (Galicia), enmarcada en las coordenadas 42,715° N, 42,32° N y 7,023° O, 7,42° O (Figura 14). El valle de A Seara, tercer sector de estudio de este trabajo se localiza en la vertiente Nororiental de dicha sierra, recibiendo el mismo nombre que el núcleo de población más representativo del área de cabecera del citado valle. Atendiendo a la orografía, el área de estudio está compuesta por cuatro picos principales: Formigueiros (1.639 m), Os Castros (1.619 m), O Mallón (1.593 m) y Murelos (1.591 m) (Figura 14). A su vez, la red fluvial está compuesta por dos cauces secundarios (Os Chaos y río Lagoa), que desembocan en el río principal del valle (río Morelos), tributario del río Quiroga. Los tres cauces tienen una dirección predominante NE-SW, definida por la misma disposición de valles y crestas que articulan el área de estudio de manera paralela (Pérez-Alberti, 2018).

En cuanto a la litología, el área de estudio se encuentra dominado, tanto en el sector bajo como en el intermedio del valle, por rocas deleznable como las pizarras y areniscas del Silúrico. En la cabecera aparecen los materiales más duros, como son las cuarcitas del Silúrico, organizadas en capas con disposición Este-Oeste ocupando bandas paralelas; lo que condiciona el perfil abrupto de muchas laderas y la existencia de escarpes rocosos (Figura 15). Los materiales se encuentran intensamente fracturados por la dinámica tardi-Hercínica (Parga Peinador, 1969) y reactivados por la tectónica alpina (Pérez-Alberti *et al.*, 1993; de Vicente *et al.*, 2009). Además, se observan otros sistemas de fracturas que llevan direcciones NO-SE o bien O-E, que fragmentaron el roquedo y que condicionaron la configuración actual del relieve.

Áreas de estudio

Figura 14. Mapa de localización del Valle de A Seara (A) y (B). Se representa también la extensión máxima de los glaciares de la Sierra del Courel (C).



Fuente: elaboración propia.

Desde el punto de vista climático, la Sierra del Courel se encuadra dentro de un tipo Csb según la clasificación climática de Köppen. Atendiendo a las precipitaciones, existe una disimetría muy marcada entre la vertiente Oeste (influencia atlántica), con altas precipitaciones medias anuales dentro del rango de 2000 a 1400 mm/año; y la vertiente Este, en la que las medias anuales son más escasas (800 mm/año), debido a una influencia más mediterránea. En cuanto a las temperaturas, se trata de un clima con amplitudes térmicas muy marcadas. Así, las temperaturas máximas y mínimas absolutas varían entre -10 y 40 °C a lo largo del año (Gutián *et al.*, 2007).

En cuanto a la vegetación, el área se encuadra enmarcada igualmente dentro de la Región Eurosiberiana, estando presente únicamente el piso montano. En el cinturón altitudinal más bajo del valle (entre 800-900 m), se localizan las praderías y las escasas tierras de cultivo, ocupando áreas de

Áreas de estudio

pendientes suaves a favor de suelos más profundos relacionados principalmente con depósitos de origen glaciar. En este sector son comunes las manchas forestales dominadas por castaños. En la horquilla de 900 a 1.200 m se distinguen formaciones arbóreas mixtas planocaducifolias con un predominio del melojar (*Quercus pyrenaica*). Por su parte, las formaciones riparias se hallan compuestas principalmente por salgueros (*Salix atrocinera*), avellanos (*Corylus avellana*) y servales (*Sorbus aucuparia*). Y en la última orla, desde los 1.200 m hasta los 1.600 m, existe un predominio de las formaciones arbustivas entre las que destaca el brezal, debido a las actividades ganaderas y forestales tradicionales, actualmente en franca decadencia (Inventario Forestal de España).

Figura 15. Crestas cuarcíticas del Silúrico situadas en la cabecera del glaciar de A Seara (se trata concretamente del circo glaciar de Formigueiros), que en detalle dan lugar a una sucesión de dorsos o espaldares de pendiente moderada hacia el SO, y de frentes fuertemente inclinados hacia el NE.



Fuente: elaboración propia.

Áreas de estudio

Junto a la agroganadería, en el pasado cabe citar cierta actividad estrativa vinculada con la minería metálica y con la explotación de pizarras. Además del núcleo de A Seara, ya citado, dentro del sector estudiado cabe citar también la aldea de Vieiros. Todo el conjunto se encuentra dentro del Geoparque UNESCO “Montañas do Courel”, declarado en el año 2019. Este sello de calidad constituye hoy en día un importante foco de atracción turística.

METODOLOGÍA

La metodología de este estudio se ha basado en el trabajo de campo, fundamentado en la realización de transectos sistemáticos a lo largo de las tres áreas de estudio seleccionadas, con el fin de identificar las huellas glaciares cuaternarias que se conservan y establecer sus relaciones morfoestratigráficas, así como el resto de procesos y geoformas presentes; especialmente las de tipo periglacial. Durante las jornadas de trabajo de campo se procedió, asimismo, a la obtención de muestras de roca de bloques erráticos o pertenecientes a morrenas glaciares, así como de superficies rocosas con evidencias de pulido glaciar (umbrales y rocas aborregadas), con el fin de obtener dataciones absolutas de NCTs para dotar al estudio de un marco geocronológico sólido.

Las minutas cartográficas realizadas en el campo se volcaron en el software ArcGis de ESRI en su versión 10.5, con el objetivo de realizar la cartografía geomorfológica de cada sector estudiado, el cálculo de datos básicos de variables espaciales, la reconstrucción y el cálculo de paleoELAs; así como la obtención de parámetros necesarios para el cálculo final de las edades de exposición a partir de los NCTs ^{10}Be y ^{36}Cl . A continuación, se detallará pormenorizadamente cada uno de estos procesos.

1. Cartografía geomorfológica

La información geomorfológica recopilada en el trabajo de campo se trasladó a un SIG, a partir del cual se ha confeccionado una base de datos que nos ha permitido categorizar y clasificar toda la información recopilada, además de realizar la cartografía geomorfológica asociada. Para la elaboración de la base cartográfica se utilizaron como fuentes el Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (Serie MAGNA) del Instituto Geológico y Minero de España (IGME). En el caso del área de Puerto de Ventana se utilizó la hoja nº 77 de La Plaza; Truyols *et al.*, 1982), para el Valle de Riomolino se usó la hoja nº 76 (Pola de Somiedo; Crespo Zamorano, 1982), y para el Valle de A Seara se empleó la

Metodología

hoja nº 177 de Sabiñago (Gil-Peña *et al.*, 2012). Para las tres áreas se recurrió al mismo sector del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:25.000 en formato ráster, y las ortofotografías del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) de máxima actualidad, así como el Modelo Digital del Terreno (MDT) de 5 m de resolución (MDT05); todas ellas obtenidas del Instituto Geográfico Nacional (IGN). La salida gráfica final del mapa se realizó mediante el software Adobe Illustrator CS6. El método cartográfico utilizado es el RCP 77 del *Centre National de la Recherche Scientifique* (CNRS; Joly, 1997), si bien se han incorporado algunas adaptaciones (Ruiz-Fernández, 2011).

La información representada en la cartografía geomorfológica corresponde en total a 37 procesos y formas de relieve diferentes, estructurados en ocho grandes categorías. En el primero (litología), se incluyen las 12 formaciones rocosas presentes en las tres áreas de estudio. El roquedo se ha representado mediante la combinación de diferentes tramas y colores. Se ha utilizado principalmente un color malva claro de la paleta PANTONE Matching System (P680), reservado para las rocas sedimentarias propias de los zócalos paleozoicos (Joly, 1997), jugando con distintos porcentajes de intensidad. Junto a él, se ha usado también el color blanco, especialmente en el caso de las tramas. Al bajar la intensidad del citado color para representar los diferentes tipos de rocas, las formas de relieve y las formaciones superficiales (que constituyen el objetivo principal de la cartografía geomorfológica) resaltan claramente sobre el fondo litológico. No obstante tiene gran importancia, ya que la litología, junto a su disposición y la existencia o no de accidentes tectónicos (y las características de los mismos), tienen implicaciones en las características morfométricas de las formas de relieve resultantes.

El segundo grupo aglutina los símbolos referidos a las formas estructurales (fallas y fracturas, capas en resalte). Las fracturas y fallas reconocidas a escala cartográfica han sido representadas en color negro. Son formas con gran repercusión morfológica, pues guían en mayor o menor medida el desarrollo otros muchos procesos, como ya se ha mencionado. Las capas se representaron en color rojo (P206). Se trata de morfologías labradas sobre rocas resistentes desde el punto de vista mecánico, como las calizas y las cuarcitas paleozoicas.

El tercer conjunto está compuesto por las formas de origen glaciar (los circos, los umbrales, las cubetas de sobreexcavación, las rocas aborregadas, los collados de transfluencia, las aristas morrénicas y los depósitos de till; en total

siete símbolos diferentes). Dichas formas están representadas mediante un color morado (P265) utilizado al 100% para el contorno, y en diferentes porcentajes para el relleno del till, siguiendo un criterio morfocronológico (P265 al 40% de intensidad para representar la extensión de las morrenas de la fase de MEH, al 60% para las morrenas de la Fase Interna, y al 90% para representar los complejos morrénicos de la Fase de Circos). En cuarto lugar, se incluyen las formas y formaciones periglaciares y nivales, habiéndose diferenciado seis tipos diferentes (glaciar rocoso, campos de bloques, taludes y conos de derrubios, canales de aludes, morrenas de nevero y suelos ordenados). Para el contorno de dichas formas se ha utilizado el color púrpura (P252) y, para el relleno, el mismo color al 40% de intensidad (Joly, 1997).

En el quinto conjunto se representan las formas y procesos fluviales, torrenciales y glaciolacustres, concretamente los ríos, los surcos de arroyada, los abanicos aluviales y las turberas. Para el contorno de las formas (excepto en el caso de los ríos), se ha usado un tono verde (P339) al 100% de intensidad, que ha sido aplicado al 70% para el relleno de polígonos. Los ríos han sido dibujados en un color azul P285. En sexto lugar se incluyen las formas debidas a la dinámica de vertientes, integradas por flujos de derrubios, deslizamientos y soliflucción en terracillas. En este caso se usó un tono verde oliva (P583) al 100% para el contorno, y al 60% para el relleno de polígonos. En séptimo lugar se incluyen formas de origen antrópico (minas), que han sido representadas mediante un símbolo de implantación puntual de color negro. Finalmente, un último grupo denominado "otras formas" comprende los tors cuarcíticos, incluidos mediante signos de implantación puntiforme de color marrón (P470), y las surgencias, para las cuales se ha utilizado un tono verde azulado (P569), tal y como propone Joly (1997).

2. Reconstrucción de paleoglaciares y cálculo de paleoELAs

La reconstrucción de los paleoglaciares identificados se realizó mediante la herramienta *Tool Box GLacier Reconstruction* (GLARE) implementada para el software ArcGis (Pellitero *et al.*, 2016). Esta herramienta permite la reconstrucción de la topografía de las distintas fases glaciares a través de la delimitación de una línea de flujo del hielo y la generación de perfiles teóricos del hielo siguiendo la metodología propuesta por Benn y Hulton (2010). Los perfiles de hielo resultantes permitieron la elaboración de un MDT de la superficie del

hielo y otro del espesor, a partir de los cuales se realizaron los cálculos de las distintas métricas espaciales en cada una de las tres grandes fases glaciares identificadas.

Esto nos ha permitido realizar estimaciones de las paleoELAs utilizando el método *Area Altitude Balance Ratio* (AABR), que tiene en cuenta la hipsometría glaciaria (la distribución de la superficie en relación con el rango altitudinal) y el balance de masa (Benn y Lehmkuhl, 2000; Osmaston, 2005; Vieira, 2008; Rea, 2009). En nuestro caso hemos optado por el valor 1,7 AABR, como propuso Rea (2009), que estudió la ELA de glaciares activos en diferentes regiones de montaña (Noruega, Ártico Canadiense, los Alpes, Asia Central...); lo que reviste un gran interés en comparación con glaciares extintos.

Complementariamente se han calculado las paleoELAs con otros dos métodos frecuentemente usados. El primero de ellos es el *Accumulation Area Ratio* (AAR), propuesto por Ritcher y Brückner y utilizado esencialmente en glaciares estables de latitudes medias y altas, que tienen rangos para el área de acumulación con respecto a la superficie total de 0,5 a 0,8 (Serrano y González-Trueba, 2004a; Vieira, 2008; Cowton *et al.*, 2009; Rea, 2009). Por debajo de 0,5 los glaciares tendrían balance de masa negativo, y por encima de 0,8 positivo; siendo los valores AAR más habituales para glaciares alpinos de latitudes medias los comprendidos entre 0,55 y 0,65 (Allen, 1998; Serrano y González-Trueba, 2004; Benn *et al.*, 2005; González-Trueba, 2007). En nuestro caso, hemos utilizado un valor AAR de 0,65.

Por último, hemos utilizado el método *Toe-to-Headwall Altitude Ratio* (THAR) que asume que la paleoELA se encuentra a una proporción dada de la distancia vertical que separa el punto más bajo y el más alto de un glaciar. Para ello se aplican proporciones diversas, aunque las más comunes son de 0,6 a 0,4 (Benn *et al.*, 2005). Por tanto, no tiene en cuenta las variaciones topográficas que generalmente hay en los valles glaciares, de gran influencia en el balance de masa y en la ELA. A su favor tiene que es un método de fácil aplicación, ya que se basa en una operación sencilla y fácil de aplicar. Precisamente por ello se ha elegido este método, ya que recientemente se ha publicado un libro sobre el conocimiento de la evolución glaciaria montañas ibéricas en el que se aplica el método THAR; lo que permite comparar las paleoELAs de las tres áreas de estudio de esta tesis doctoral con las del resto de áreas estudiadas de la Península Ibérica (y especialmente con su entorno más cercano), para las que

hay registro con dicho método. Los mejores resultados se obtienen en pequeños glaciares de geometría regular (Porter, 1975; Meierding, 1982; Carrivick y Brewer, 2004). En nuestro caso se ha aplicado una ratio de 0,4.

3. Obtención de edades absolutas a partir de la aplicación de NCTs

3.1. Isótopo cosmogénico ^{10}Be

Para la datación por ^{10}Be se seleccionaron un total de treinta y ocho objetivos de muestreo entre las áreas de estudio del Puerto de Ventana y del Valle de Riomolino. En este caso la elección del método de datación del ^{10}Be está justificada, debido a la abundancia de mineral de cuarzo en las litologías (cuarcitas) que conforman la cabecera glaciar de ambos sectores de estudio. La obtención de muestras se realizó a través de recorridos sistemáticos en ambas áreas. En el Puerto de Ventana se seleccionaron dieciséis bloques insertos en morrenas, y tres bloques procedentes de las crestas de un glaciar rocoso. En el caso del Valle de Riomolino se extrajeron muestras de once bloques morrénicos, cinco superficies con pulido glaciar, y tres bloques situados sobre la cresta de otro glaciar rocoso. Tras el trabajo de laboratorio, las muestras seleccionadas quedaron reducidas a 32.

Para las superficies pulidas por el hielo, se tuvieron en cuenta aquellos afloramientos que sobresalían con respecto al paisaje circundante, con el objetivo de evitar que estuvieran cubiertas de sedimentos durante un tiempo tras la deglaciación. En el caso de los bloques glaciares, se priorizaron bloques de dimensiones métricas en posiciones estables y anclados en las crestas de las morrenas muestreadas. Para la extracción de las muestras se utilizó martillo y cincel, priorizando en la medida de lo posible la capa más superficial de la roca (primer centímetro siempre que fue posible). Se obtuvieron los datos de campo en cada sitio de muestreo, recogiendo en una tabla la información necesaria para el cálculo y la interpretación de la edad ^{10}Be . Todos estos datos se volcaron en una tabla que recopila la situación geográfica (coordenadas UTM), la altitud, la inclinación de la superficie, el tipo de litología y el contexto geomorfológico. El factor de sombreado se obtuvo mediante la aplicación *PointShielding* para el programa ArcGIS de ESRI (Li, 2013). Para ello se tuvieron en cuenta los datos recopilados en el trabajo de campo, además de la utilización de un MDT de 5 metros de resolución.

Metodología

El tratamiento químico de las muestras se llevó a cabo en el *Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques* (LN2C) del *Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement* (CEREGE), en Aix-en-Provence (Francia). Las muestras se trituraron y tamizaron para obtener la fracción de grano de 0,25 a 1 mm, óptima para la preparación química de los objetivos del Acelerador Espectrómetro de Masas (siglas AMS en inglés). A continuación, los minerales magnéticos se descartaron mediante el separador magnético (Frantz LB-1).

Después de enjuagar las partículas de polvo de la trituración, cada muestra se sometió a varios ataques químicos con una mezcla de ácido clorhídrico y ácido nítrico concentrados para disolver los minerales que no fueran cuarzo. A continuación, se realizó la eliminación de ^{10}Be meteórico mediante tres ataques con ácido fluorhídrico concentrado. Una vez separado y purificado, se disolvió una cantidad de entre 20 y 21 g de cuarzo por muestra en ácido fluorhídrico. A cada muestra se añadieron $\sim 150 \mu\text{l}$ de una solución estándar comercial de 1000 mg l^{-1} de óxido de berilio en ácido clorhídrico al 2% de la empresa Scharlau ($1,02 \text{ g cm}^{-3}$). Después de la evaporación de la solución resultante, las muestras se recuperaron en una solución de ácido clorhídrico y se precipitaron con amoniaco. El berilio se extrajo mediante la utilización de cromatografía por columnas de resina de intercambio aniónico y catiónico, para después realizar la precipitación del berilio a pH 8. El precipitado resultante se enjuagó con agua ultrapura a pH 8 tres veces, con el objetivo de eliminar el Be isóbaro. Por último, cada muestra se transfirió a un crisol y se sometieron al proceso de evaporación y finalmente de oxidación del BeO a $900 \text{ }^\circ\text{C}$ durante 5 horas. El precipitado resultante se mezcló con niobio en polvo y se prensó en un cátodo para realizar la medida de la relación isotópica $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ en el espectrómetro de aceleración de masas ASTER (Aix-en-Provence) (Arnold *et al.*, 2010). Estos análisis se llevaron a cabo en noviembre de 2021.

Las mediciones de cada muestra se calibraron utilizando la preparación interna del Aster STDe11, con una ratio de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de $(1,191 \pm 0,013) \times 10^{-11}$ (Braucher *et al.*, 2015), y asumiendo una vida media del ^{10}Be de $(1,36 \pm 0,07) \times 10^6 \text{ Ma}$ (Chmeleff *et al.*, 2010; Tablas 1 y 2). Se realizaron dos sesiones de medición en el ASTER para el conjunto de las muestras. La primera BLANKBDG-01, tenía una ratio de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de $7,09 \times 10^{16}$. En la segunda sesión (BLANKBGD-02), la ratio era de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de $1,024 \times 10^{15}$. El error de 1 sigma

incluye una incertidumbre externa del 0,5 % (Arnold *et al.*, 2010), la incertidumbre estadística sobre el promedio de medición 0,585%, y la incertidumbre de corrección química del blanco, que fue de $1,191 \times 10^{11}$; lo que implica un factor de corrección de 2.159 y una incertidumbre sobre el valor teórico de 1,09 % (Tablas 1 y 2).

Las edades de las muestras se calcularon utilizando la herramienta CRONUS-Earth, calculadora de edad de exposición v.2.2 de Balco *et al.* (2008), utilizando los factores de escalado de Lal (1991) y Stone (2000). Se tomaron en cuenta una atmósfera estándar y una densidad de $2,65 \text{ g cm}^{-3}$. El blindaje topográfico se corrigió utilizando la calculadora de blindaje geométrico (Balco *et al.*, 2008). La cubierta vegetal se corresponde con gramíneas y arbustos en el total de las muestras; por tanto, se consideró insignificante la influencia de ésta sobre la edad final de exposición. No se realizaron correcciones por la erosión de los bloques ni de cobertura por nieve, por lo que las edades obtenidas deben considerarse como edades mínimas.

3.2. Isótopo cosmogénico ^{36}Cl

En el caso del área del Valle de A Seara, la elección del nucleido cosmogénico ^{36}Cl se hizo obligatoria, debido a que el sector estudiado presenta, salvo excepciones, litologías muy pobres en cuarzo (SiO_2), condición necesaria para poder implementar el protocolo estándar del ^{10}Be . Las muestras se recolectaron con martillo y cincel sobre siete bloques glaciares dispuestos sobre una morrena. También se tomaron dos muestras de roca sobre un umbral situado en el fondo de valle que presentaba huellas de pulido glaciar. No fue posible encontrar otros bloques o superficies óptimas para su datación mediante el NCT ^{10}Be .

El procesamiento químico que conduce a la extracción de ^{36}Cl de las muestras minerales se llevó a cabo en el *Laboratoire de Géographie Physique "Environnements Quaternaires et Actuels"* (LGP) CNRS-INEE / Universités Paris 1 (Francia). Los procedimientos de laboratorio empleados para la extracción del ^{36}Cl de las nueve muestras obtenidas en el paleoglaciar de A Seara, fueron los enunciados por Schimmelpfennig *et al.* (2011). De manera previa a la extracción del ^{36}Cl , se realizaron una serie de tareas de eliminación de impurezas (restos orgánicos y volátiles principalmente), además del triturado y la tamización;

Metodología

destinados a conseguir tamaños de grano de 0,25-1 mm. Los pesos de las muestras, una vez trituradas y tamizadas, oscilaron entre 120 y 300 g. A continuación, una parte inicial de cada muestra, sin tratar químicamente, fue reservada para el análisis de la composición química de las rocas a granel en el laboratorio CRPG-SARM (Tabla 3). Inicialmente se asoció una cantidad de 100 g a un recipiente correctamente limpiado y seco. Posteriormente se llevó a cabo la eliminación de los finos y la materia orgánica mediante aclarado y enjuagado con agua ultrapura. El siguiente paso fue la eliminación del ^{36}Cl atmosférico, en el que se estimó que se perdió un 20% de la masa de cada muestra. Para ello se utilizaron dos ácidos: nítrico (HNO_3) en una concentración de 10%, y fluorhídrico concentrado (HF). Después de 12 horas de actuación se procedió a la extracción del líquido resultante, aclarando todas las muestras para proceder a un secado en la estufa durante 10 horas a una temperatura de 80°C.

Posteriormente, se tomaron alícuotas de 2 g para determinar las concentraciones de los elementos principales; estos fueron analizados por el ICP-OES en el laboratorio CRPG-SARM. Antes de la disolución total, se preparó una solución portadora de ^{35}Cl (spike) de ~260 μl , fabricada internamente (concentración: 6,92 mg g⁻¹ $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$: 917), y se añadió a la muestra para la dilución de los isótopos (Ivy-Ochs *et al.*, 2004). En la disolución total las proporciones de los ácidos fueron mayores. Concretamente, la concentración de ácido fluorhídrico fue de 9 ml por cada gr de muestra. Las muestras reposaron 12 horas en una bandeja con hielo (debido a la alta temperatura y la presión generados por la reacción exotérmica), para después batirlos en el *shacker* durante otras 12 horas. El resultado, después del tiempo de batido, fue una mezcla disuelta de gel, minerales e impurezas. Tras la disolución total, las muestras se centrifugaron durante ocho minutos a 300 rpm, para eliminar los residuos no disueltos y el gel (complejos de fluoruro tales como CaF_2).

Una vez terminado este paso, se añadió a las muestras 1 ml de nitrato de plata (AgNO_3), y éstas estuvieron reposando en condiciones de oscuridad durante 72 horas. Para reducir las interferencias isobáricas durante el AMS del ^{36}Cl , las muestras se redisolvieron en 2 ml de amoníaco ($\text{NH}_3 + \text{H}_2\text{O}$ 1:1 vol. \rightarrow NH_4OH), y 1 ml de una solución saturada de nitrato de bario ($\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$), con el objetivo de precipitar sulfato de bario (BaSO_4). A continuación, se eliminó por centrifugación y filtrado el sobrante con una jeringa a través de filtros de acrodiscos. Después, se volvió a precipitar AgCl con 3-4 ml de HNO_3 diluido (1:1

Metodología

vol.). El precipitado de cada muestra fue recogido por centrifugación, enjuagado y secado en un horno a 80°C durante 2 días. El paso siguiente fue cargar en los cátodos la parte de la muestra resultante.

La última etapa es el análisis de las muestras por espectrometría de masas en el ASTER para medir las relaciones $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ y $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ y, en función de los resultados, determinar la concentración de ^{35}Cl y ^{36}Cl (Tabla 4). Para ello, se utilizará el estándar interno SM-CL-12 con un valor asignado de 1,428 ($\pm 0,021$) $\times 10^{-12}$ para la relación $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ (Merchel *et al.*, 2011) y asumiendo una relación natural de 3.127 para la relación estable $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$. Para el cálculo de las edades de exposición, se utilizó la hoja de cálculo Excel™ para los cálculos de edad de exposición de roca *in situ* de ^{36}Cl propuestos por Schimmelpfennig *et al.* (2009).

Metodología

Tabla 1. Datos analíticos de las mediciones del AMS para las muestras de ^{10}Be del Puerto de Ventana (Macizo Asturiano).

Nombre de la muestra	Be10/Be9	Total count Be10	Incertidumbre Be10/Be9 (%)	N cath/ Ope	Posición	Be10/Be9
BKBGD-01	7.09125E-16	9	33.3600	CJHH	134	3.28428E-16
BKBGD-02	1.24673E-15	10	31.6509	CJHW	149	5.77418E-16
VEN-01	5.32870E-13	1270	3.2566	CJIL	164	2.46796E-13
VEN-02	4.19724E-13	1222	3.1565	CJIM	165	1.94393E-13
VEN-03	5.22593E-13	4143	2.0479	CJIN	166	2.42036E-13
VEN-04	2.72823E-13	1308	3.2171	CJIO	167	1.26357E-13
VEN-05	1.58333E-13	1261	3.1162	CJHL	138	7.33309E-14
VEN-06	1.65337E-13	1243	3.1345	CJHM	139	7.65751E-14
VEN-07	1.93601E-13	1241	3.1366	CJHD	130	8.96652E-14
VEN-08	2.68880E-13	1188	3.1934	CJHN	140	1.24530E-13
VEN-09	3.34584E-13	1224	3.1544	CJHO	141	1.54961E-13
VEN-10	2.71703E-13	1245	3.1325	CJHP	142	1.25838E-13
VEN-11	1.76719E-13	1203	3.3121	CJHQ	143	8.18466E-14
VEN-12	2.08505E-13	660	4.1318	CJHR	144	9.65679E-14
VEN-13	1.72302E-13	1233	3.1449	CJHS	145	7.98009E-14
VEN-14	1.80296E-13	1234	3.1439	CJHT	146	8.35032E-14
VEN-15	1.84855E-13	1215	3.1640	CJHU	147	8.56145E-14
VEN-16	1.68418E-13	1237	3.4200	CJHV	148	7.80019E-14
VEN-17	1.77904E-13	1137	3.2643	CJHE	131	8.23952E-14
VEN-18	9.82627E-14	1212	3.1672	CJHF	132	4.55099E-14
VEN-19	1.02947E-13	1065	3.3422	CJHG	133	4.76792E-14

Fuente: elaboración propia a partir de los datos suministrados por el AMS.

Metodología

Tabla 2. Datos analíticos de las mediciones del AMS para las muestras de ^{10}Be del Valle de Riomolino (Macizo Asturiano)

Nombre de la muestra	Be10/Be9	Total Be10	Incertidumbre Be10/Be9 (%)	N cath/ Ope	Posición	Be10/Be9
BKBGD-01	7.09125E-16	9	33.3600	CJHH	134	3.28428E-16
BKBGD-02	1.24673E-15	10	31.6509	CJHW	149	5.77418E-16
RM-03	1.03144E-13	904	3.5836	CJHI	135	4.77708E-14
RM-04	1.65819E-13	1210	3.1694	CJHJ	136	7.67984E-14
RM-05	1.71720E-13	1259	3.1182	CJIP	168	7.95313E-14
RM-06	1.46645E-13	836	4.0437	CJIW	175	6.79179E-14
RM-08	5.11138E-14	167	8.2003	CJHK	137	2.36731E-14
RM-09	1.98769E-13	1243	3.1345	CJGX	124	9.20590E-14
RM-10	2.13180E-13	1327	3.2214	CJGY	125	9.87333E-14
RM-11	1.64028E-13	1256	3.3143	CJGZ	126	7.59688E-14
RM-12	1.51421E-13	1230	3.1481	CJHA	127	7.01298E-14
RM-13	1.20681E-13	1223	3.1555	CJIQ	169	5.58928E-14
RM-14	1.71380E-13	169	7.8072	CJIR	170	7.93740E-14
RM-17	1.76858E-13	1232	3.1981	CJIS	171	8.19110E-14
RM-18	1.69711E-13	1241	3.1366	CJIT	172	7.86009E-14
RM-19	1.69872E-13	1278	3.3144	CJHB	128	7.86755E-14
RM-20	1.92958E-13	1223	3.2964	CJHC	129	8.93673E-14
RM-21	1.62990E-13	1003	3.7180	CJIU	173	7.54881E-14

Fuente: elaboración propia a partir de los datos suministrados por el AMS.

Metodología

Tabla 3. Relación de datos químicos para el análisis de las muestras por ³⁶Cl.

Sample ID	Na ₂ O (wt.%)	MgO (wt.%)	Al ₂ O ₃ (wt.%)	SiO ₂ (wt.%)	P ₂ O ₅ (wt.%)	K ₂ O (wt.%)	CaO (wt.%)	TiO ₂ (wt.%)	MnO (wt.%)	Fe ₂ O ₃ (wt.%)	B (ppm)	Gd (ppm)	U (ppm)	Th (p)
SEA-01	3.15	3.79	14.51	52.04	0.49	1.33	6.67	2.92	0.18	12.09	29.0	6.52	2.19	5.52
SEA-02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SEA-03	4.30	0.27	15.20	72.90	< L.D.	3.40	0.04	0.10	0.10	1.22	105	1.70	11.0	2.80
SEA-04	0.31	0.985	25.94	54.10	0.17	2.18	0.72	1.38	0.16	9.55	93.0	8.66	2.59	18.3
SEA-05	3.42	5.40	16.19	52.87	0.23	1.38	4.15	1.94	0.19	10.14	25.9	5.32	4.36	2.38
SEA-06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SEA-07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SEA-08	0.19	<L.D	4.96	90.05	0.11	0.46	0.59	0.46	< L.D.	1.22	32.5	2.08	1.27	7.67
SEA-09	--	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Fuente: Elaboración propia.

Metodología

Tabla 4. Datos analíticos de las mediciones del AMS para las muestras de ³⁶Cl del Valle de A Seara (Sierra del Courel).

Nombre de la muestra	Cl36/Cl35	Total, coups Cl36	Incertidumbre Cl36/Cl35 (%)	Cl36/Cl37	Incertidumbre Cl36/Cl37 (%)	Incertidumbre Cl35/Cl37	Incertidumbre Cl35/Cl37 (%)
BKMUR-01	4.1128E-16	2	26.35	7.7859E-14	26.31	189.522	1.621
SEA-01	1.9975E-13	1079	3.90	1.6161E-12	3.70	8.044	1.216
SEA-02	9.0187E-14	396	5.70	1.6489E-12	5.57	18.120	1.573
SEA-03	1.3692E-13	783	4.08	2.3616E-12	3.96	17.273	1.015
SEA-04	1.0534E-13	588	4.69	7.6101E-12	4.58	72.562	1.214
SEA-05	8.0139E-14	441	5.20	8.6747E-13	5.09	10.776	0.998
SEA-06	8.8448E-14	248	6.30	4.7795E-12	6.21	53.775	0.998
SEA-07	1.1029E-13	686	4.33	2.0750E-12	4.21	18.845	1.009
SEA-08	2.8500E-14	81	9.78	8.3241E-13	9.74	29.100	1.473
SEA-09	1.9916E-14	122	7.90	7.6311E-13	7.95	40.776	1.204

Fuente: elaboración propia a partir de los datos suministrados por el AMS.

RESULTADOS

A continuación, se detallan los resultados y la interpretación de cada una de las tres áreas de estudio por separado. Los tres conjuntos están ordenados de Este a Oeste, siguiendo en mismo criterio geográfico ya usado en apartados previos.

1. Puerto de Ventana

1.1. Evidencias geomorfológicas, reconstrucción y cálculo de paleoELAs

La cabecera glaciaria del área de Ventana está compuesta por un total de ocho circos glaciares labrados principalmente sobre litología cuarcítica, cuyas altitudes máximas están comprendidas entre 1.713 y 1.977 m; mientras que la anchura oscila entre 200 m y 800 m, la longitud entre 178 y 469 m, y el desnivel (o diferencia entre el punto más alto del cordal culminante y el más bajo del interior del circo) varía entre 123 y 320 m (Figura 16A).

Figura 16. Formas erosivas de origen glaciario: A) circos glaciares (CG) al este del Pico Ferreirúa, B) cubeta de sobreexcavación glaciaria (CS) que se corresponde con un collado de transfluencia señalado por las flechas amarillas, y umbrales (UM) situados en el área del Collado de Ferreirúa.



Fuente: elaboración propia.

Resultados

Son comunes, en determinados sectores del área de estudio, como el de Refuexu, los umbrales labrados por el paso del hielo sobre capas cuarcíticas (Figura 17). También se han encontrado rocas aborregadas con el perfil romo y el pulido característico de origen glaciar. Tanto en los umbrales como en las rocas aborregadas, es posible distinguir estrías glaciares que confirman el paso del hielo. Al norte del Collado de Ferreirúa (1.722 m), se generó una cubeta de sobreexcavación glaciar cerrada por un umbral y posteriormente colmatada por una turbera. Este collado, a su vez, constituyó un área de transfluencia glaciar con respecto a la vertiente leonesa (Figura 16B). En su tramo inferior, el valle glaciar de Ventana tiene una morfología en U incipiente, aunque sin dar lugar a una artesa bien definida, debido a la deleznablez de las capas rocosas que conforman los sectores situados a ambos flancos del eje del valle.

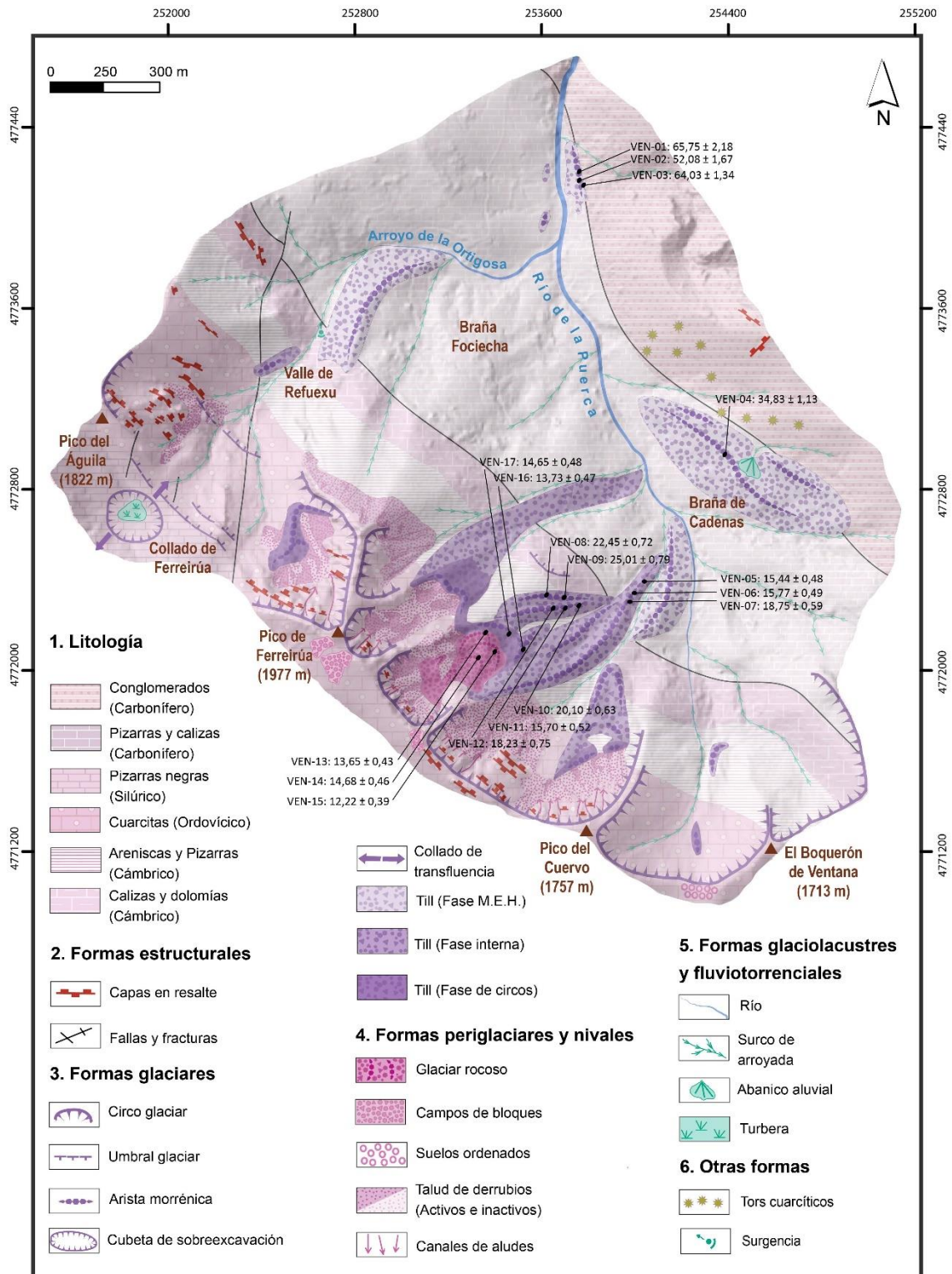
1.1.1. Complejos morrénicos externos

Estos complejos morrénicos están integrados por siete morrenas que el glaciar depositó durante la MEH dentro de la Última Glaciación. De ellas, tres retazos de modestas dimensiones (al haber sido parcialmente desmantelados), se sitúan en posiciones más externas con respecto al Valle de la Puerca y en ambas márgenes de este, permitiendo reconstruir el frente del paleoglaciar de Ventana (Figura 17).

Adosada a la margen derecha de dicho curso fluvial, se encuentra la morrena lateral más extensa de estos complejos y la mejor conservada de las tres mencionadas, que se desarrolla entre 1.030 m y 1.100 m de altitud (Figura 18A). En su tramo final, dicha morrena queda individualizada de la vertiente, evidenciando un espesor visible de entre 15 m y 16 m. Sobre su superficie se conservan bloques de cuarcita de tamaño métrico (Figura 18B), lo que contrasta claramente con la litología pizarrosa de este tramo del valle, siendo la extensión ocupada por el till de 2 ha. En la margen opuesta del río se encuentran los otros dos retazos mencionados, de dimensiones muy reducidas, en los que se han encontrado pequeños bloques y cantos de litología calcárea y cuarcítica, que permiten confirmar el origen glaciar de los mismos. Aguas abajo se aprecia un cambio morfológico importante en el valle, que pasa a tener un marcado perfil en "V", evidenciando que el paleoglaciar no descendió aguas abajo del complejo morrénico descrito.

Resultados

Figura 17. Mapa geomorfológico de la vertiente asturiana del Puerto de Ventana con la localización de las muestras obtenidas para su datación por el NCT ^{10}Be .

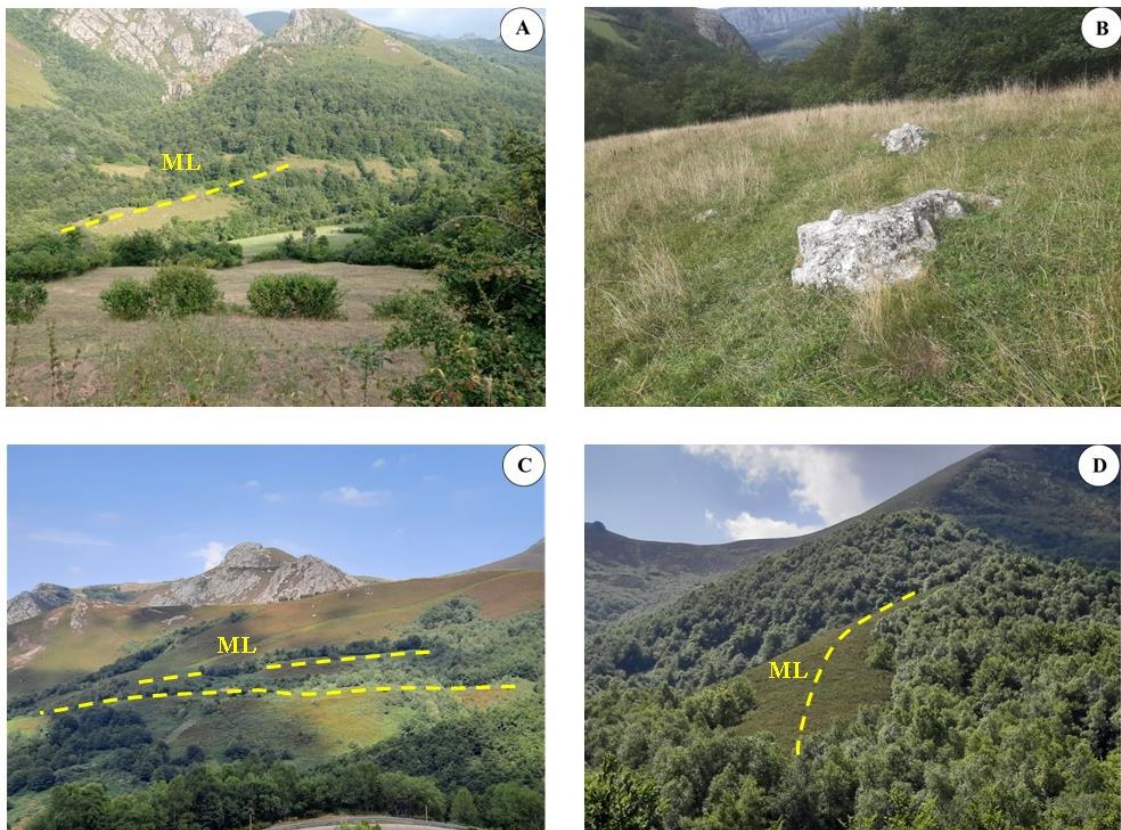


Fuente: elaboración propia.

Resultados

En la margen izquierda del Valle de Refuexu, entre 1.160 m y 1.380 m de altitud, se localiza otra morrena lateral de grandes dimensiones (600 m de longitud, 50 m de potencia y 11 ha de superficie ocupada por el till; Tabla 5). Su forma es arqueada a favor de la curva que describe dicho valle en su parte final, y se encuentra totalmente recubierta por un hayedo (Figura 17). Esta morrena marca el límite oriental de la lengua afluyente que descendiendo de los dos circos situados al oeste del Pico Ferreirúa y al este del Pico del Águila, y del área del Collado de Ferreirúa, para confluir con la lengua principal, canalizada por el Valle de la Puerca.

Figura 18. Morrenas laterales (ML) pertenecientes a los complejos morrénicos externos: A) morrena lateral derecha en el sector del frente glaciar, B) bloques cuarcíticos de dimensiones métricas situados en la cresta de la morrena de la fotografía anterior, C) morrenas laterales en las inmediaciones de la Braña de las Cadenas, y D) morrena lateral ligeramente incurvada a favor del eje del valle axial.



Fuente: elaboración propia.

Resultados

En la margen derecha del Valle de la Puerca, concretamente en las inmediaciones de la Braña de Cadenas, se conserva un complejo morrénico integrado por dos cordones laterales (uno interno, y el otro más externo y situado a mayor cota) adosados a la vertiente y con una morfología casi rectilínea. La altitud de la morrena más baja oscila entre 1.380 m y 1.535 m, mientras que la más alta se desarrolla entre 1.280 m y 1.395 m. Sus espesores son de 26 y 50 m, respectivamente. En conjunto, el complejo morrénico tiene una superficie de 24 ha (Figura 18C). La morrena de mayor altitud está seccionada por un surco de arrollada que depositó parte de sus sedimentos sobre la morrena más baja, dando lugar a un cono de deyección. Sobre la superficie de ambas, que están recubiertas de un matorral muy tupido, se han encontrado bloques dispersos de cuarcita.

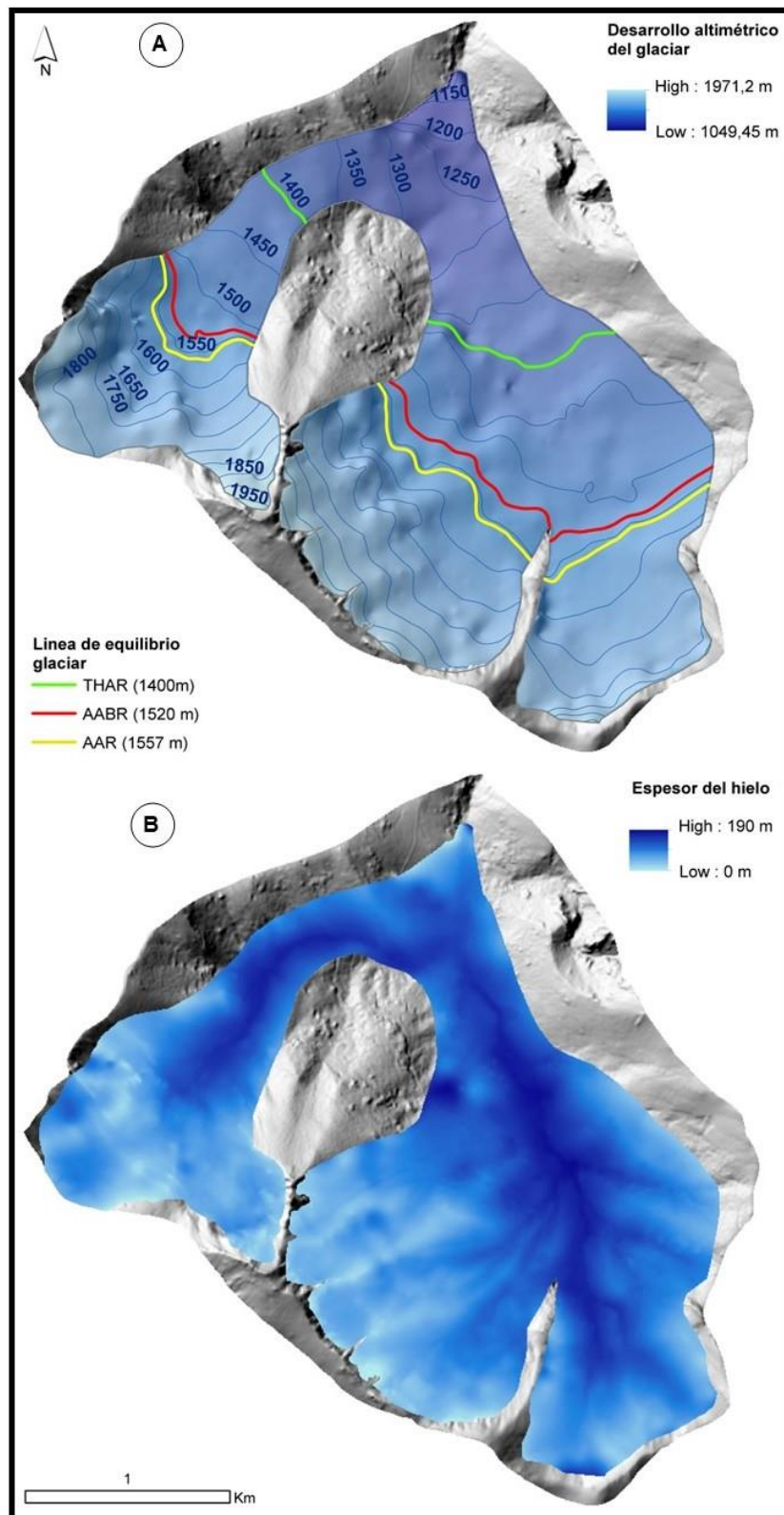
La última morrena correspondiente al complejo morrénico externo se localiza en la margen izquierda del sector de cabecera del río la Puerca (Figuras 17 y 18D). Tiene una disposición arqueada, desarrollándose entre 1.409 y 1.227 m de altitud, con una longitud total de 603 m, una potencia de máxima de 36 m y una extensión de 7 ha. Genéticamente se trata de una morrena intermedia, generada entre dos lenguas confluentes procedentes de los circos generados inmediatamente al Este y al Oeste del Pico del Cuervo.

La fase de MEH se puede reconstruir a partir de los restos que conforman el complejo morrénico externo de Ventana. Así, como se puede apreciar en la reconstrucción glaciár realizada a partir de un modelo digital en 3D (Figuras 19A y B), la mayor parte del área de estudio estuvo cubierta por los hielos durante la MEH. Se generó un solo aparato glaciár de tipo alpino compuesto, al estar formado por la confluencia de dos lenguas de hielo.

La lengua principal descendió desde la cabecera del río la Puerca, estando definida su área de acumulación por la línea de cinco circos glaciares que van desde el Pico del Boquerón de Ventana hasta el sector Norte del Pico Ferreirúa. En esta lengua el espesor máximo del hielo fue de 198 m (Tabla 5; Figura 19B). Por su parte, la otra lengua descendió por el Valle de Refuexu, siendo su área de acumulación la comprendida entre el Pico Ferreirúa por el Este, el Collado Ferreirúa por el Sur (que actuó como un área de transfluencia glaciár entre la parte asturiana y la leonesa) y el cordal del Pico del Águila por el Noroeste. El espesor máximo alcanzado por esta segunda lengua fue de 178 m.

Resultados

Figura 19. Reconstrucción del paleoglaciador de Ventana durante la fase de MEH. A) Desarrollo altimétrico del glaciar con indicación de las paleoELAs calculadas mediante los métodos AABR, AAR y THAR. B) Espesor del hielo.



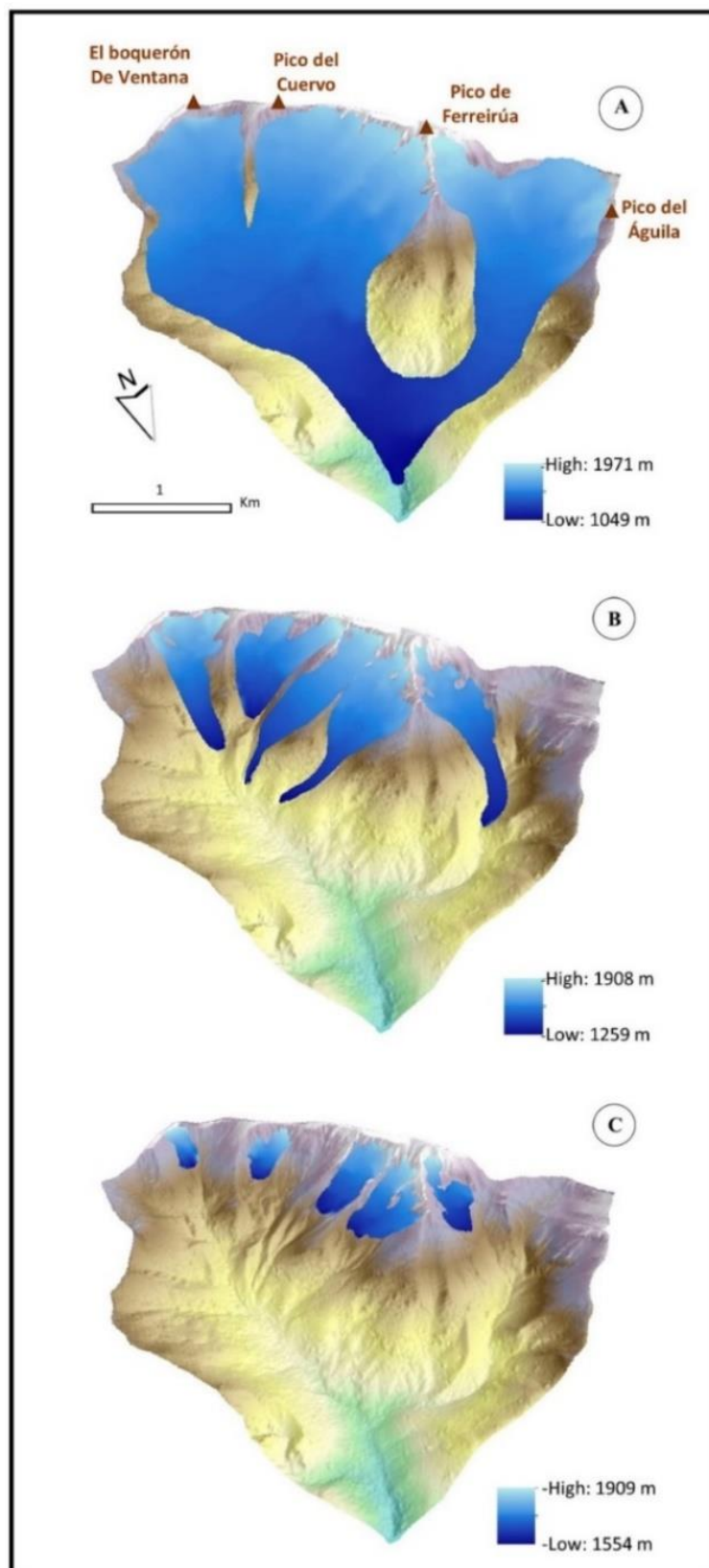
Fuente: elaboración propia.

Tabla 5. Parámetros morfométricos y paleoELAs de los glaciares identificados en el área de estudio de Ventana en cada fase.

Fase Glaciar	Nombre del glaciar	Altitud máxima del circo (m s.n.m.)	Altitud del fondo del circo (m s.n.m.)	Altitud del frente glaciar (m s.n.m.)	Superficie glaciada (ha)	Volumen glaciar (hm ³)	Espesor máximo del hielo (m)	Longitud máxima (km)	Anchura Máxima (Km)	Dirección del glaciar	ELA (m s.n.m)		
											AABR 1,7	AAR 0,65	THAR 0,4
MEH (Máxima extensión del hielo)	Ventana	1.977	1.531	1.016	491,26	510,7	198	3.11	1.8	NW	1.520	1.557	1.400
Fase Interna	Ferreirúa NW	1.977	1.650	1.275	32	8,1	51	1,34	0,48	NW/NE	1.599	1.563	1.555
	Ferreirúa NE (I)	1.977	1.690	1.226	35,5	10	47	1,28	0,52	NE	1.596	1.620	1.526
	Ferreirúa NE (II)	1.977	1.645	1.272	33,5	9,8	50	1,34	0,34	NE	1.605	1.613	1.536
	Cuervo NW	1.757	1.531	1.427	33	14	50	0,82	0,48	N	1.604	1.649	1.559
	Cuervo NE	1.757	1.542	1.355	35	7,9	42	1,18	0,46	N	1.573	1.584	1.515
Fase de Circos	Ferreirúa NW	1.977	1.800	1.638	11	4,1	33	0,42	0,32	NW	1.731	1.744	1.773
	Ferreirúa NE (I)	1.977	1.800	1.746	17	4,3	36	0,53	0,40	NE	1.702	1.712	1.838
	Ferreirúa NE (II)	1.977	1.800	1.569	16	5,2	34	0,59	0,24	NE	1.696	1.723	1.732
	Cuervo NW	1.757	1.800	1.594	7	3,1	27	0,41	0,23	N	1.692	1.703	1.659
	Cuervo NE	1.757	1.800	1.615	5,6	2,3	21	0,31	0,16	N	1.650	1.680	1.671

Fuente: elaboración propia.

Figura 20. Vista en 3D de las tres fases de avance glaciario identificadas en el Puerto de Ventana dentro de la Última Glaciación: A) fase de MEH; B) fase interna; y C) fase de circos.



Fuente: elaboración propia.

Resultados

La reconstrucción de la fase de MEH, se llevó a cabo a partir de los límites de los complejos morrénicos externos anteriormente descritos. En dicha fase el frente del glaciar se situó a 1.016 m de altitud, con una superficie total de 491,3 ha y un volumen de hielo de 510,7 hm³ (Tabla 5). La altitud de la paleoELA durante esta fase, según el método AABR, fue de 1.520 m. Con el método AAR la altitud de la paleoELA fue de 1.557 m, mientras que con el THAR fue de 1.400 m.

1.1.2. Complejos morrénicos internos

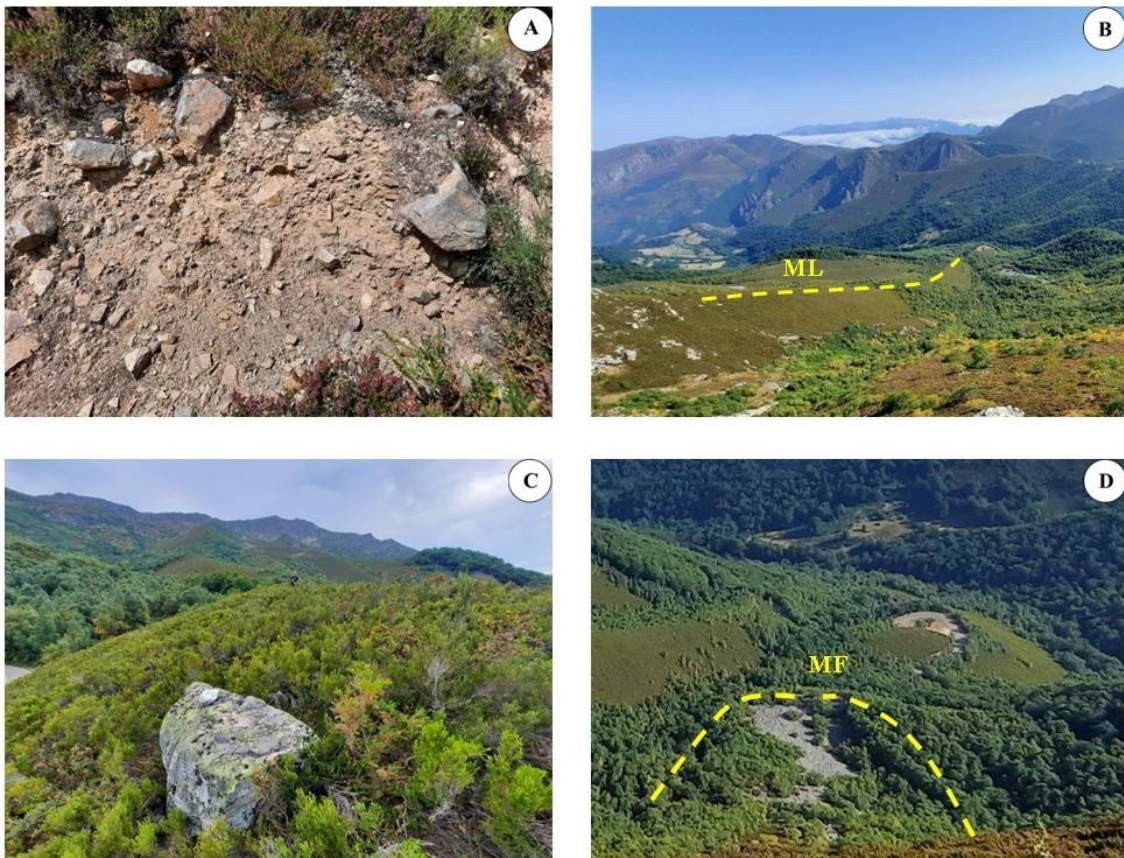
Cabe citar la existencia de cinco complejos morrénicos internos, desconectados de los anteriores y situados a mayores cotas altimétricas, que a su vez están integrados por hasta 7 cordones laterales y tres arcos morrénicos frontales (Figura 17). El primero, integrado por un cordón morrénico, se encuentra adosado a la margen izquierda del Valle de Refuexu. Alcanza 210 m de longitud, una altitud comprendida entre 1.305 y 1.352 m, y 1,1 ha de extensión. El segundo complejo, que tiene una longitud de 910 m, está situado inmediatamente al este del Pico Ferreirúa. Su altitud oscila entre 1.217 m y 1.641 m, y cuenta con una superficie de till de 11 ha. Se corresponde con una morrena lateral de desarrollo rectilíneo bastante desdibujada por los procesos postglaciares (el área está afectada por movimientos en masa rápidos, principalmente del tipo de avalanchas de nieve) que afectaron al depósito y a su morfología, ya que apenas conserva aristas morrénicas asociadas. Pese a la abundancia de vegetación arbustiva en el área, se han localizado bloques de cuarcita de dimensiones métricas, y en un corte de una pista forestal que atraviesa la parte distal de la morrena se puede apreciar claramente la estructura típica del till, en el cual se conservan además cantos estriados (Figura 21A).

El siguiente complejo morrénico se localiza a los pies del segundo circo situado al este del Pico Ferreirúa. En total, este complejo está integrado por hasta cinco morrenas laterales bien definidas, dos de ellas depositadas en la margen izquierda y tres en la derecha conforme al flujo del hielo (Figuras 21B; C y D). En cuanto a sus dimensiones, su rango altitudinal está comprendido entre los 1.769 m y los 1.323 m, con longitudes que abarcan entre 338 y 998 m, potencias que oscilan entre 15 y 40 m, y con una superficie total ocupada por el till de 29 ha. Se trata en todos los casos de cordones morrénicos muy bien definidos y rectilíneos o ligeramente incurvados. Igual que en el caso anterior,

Resultados

este complejo morrénico está recubierto por una vegetación arbustiva muy espesa, pero se han localizado abundantes bloques de cuarcita de tamaño métrico.

Figura 21. Morrenas laterales (ML) pertenecientes a los complejos morrénicos internos. A) Corte en el que se aprecia la estructura característica del till, situado en el sector distal del complejo morrénico que desciende desde el circo emplazado inmediatamente al Este del Pico Ferreirúa; B) vista de una morrena lateral desde la cima del Pico del Cuervo, C) bloque cuarcítico de dimensiones métricas situado en la cresta de la morrena de la fotografía anterior, y D) arco morrénico frontal (MF) de la lengua que descendía del circo situado al Noroeste del Pico del Cuervo.



Fuente: elaboración propia.

Al Norte del Pico del Cuervo se depositó otro complejo morrénico integrado por una morrena muy arqueada aguas abajo, de 412 m desarrollo longitudinal total y de 20 m de espesor máximo, comprendida en el rango altitudinal de 1.546 m a 1.441 m. En su interior se distingue también un arco morrénico frontal incidido en su parte central, así como abundante till recubriendo toda el área

Resultados

existente entre medias, dando lugar conjuntamente a una formación superficial que interpretamos como perteneciente a un glaciar negro. La superficie total ocupada por el till es de 6 ha. Por último, al NW del pico del Boquerón de Ventana se conserva un pequeño arco morrénico entre 1.504 y 1.545 m de altitud, con una longitud de 93 m y 0,4 ha de extensión.

La fase interna ha sido reconstruida a partir de los límites marcados por los complejos morrénicos internos. Se trata de una gran fase de estabilización glaciar precedida de un retroceso significativo del primitivo paleoglaciar de Ventana, hasta el punto de quedar subdividido en cinco glaciares alpinos menores (Figura 20B). El primero descendió del circo situado al oeste del Pico Ferreirúa. Tenía una longitud de 1,34 km, con una superficie total de 32 ha y un espesor máximo del hielo de 51 m (Tabla 5). La segunda de las lenguas, generada a partir del primer circo situado al este del Pico Ferreirúa y de otro situado justo al Norte del anterior, tenía una longitud de 1,28 km, y contó con una superficie de 35,5 ha y un espesor de 47 m. La tercera se desarrolló en el segundo circo situado al este del Pico Ferreirúa, y contó con una longitud de 1,34 km, una superficie de 33,5 hectáreas y un espesor de 50 m.

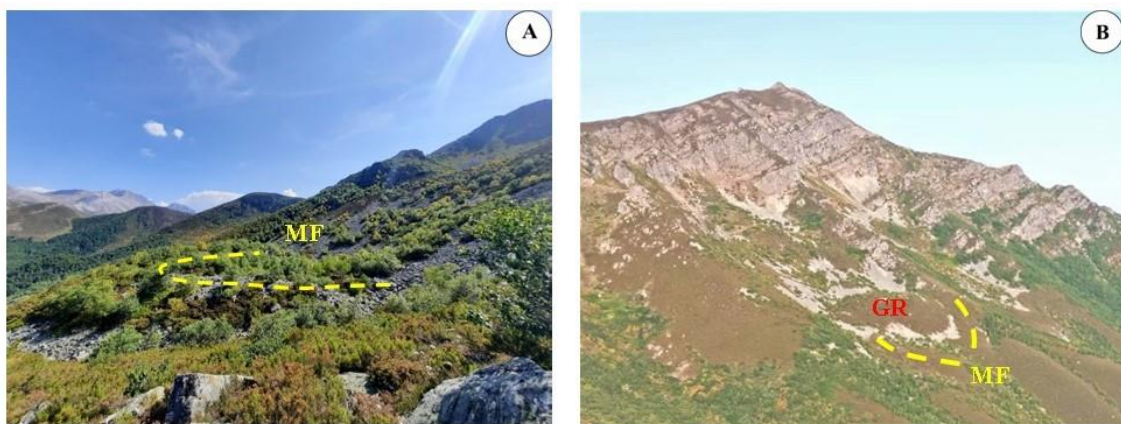
Por su parte, la cuarta lengua, que descendía del circo situado al oeste del Pico del Cuervo, no tuvo un gran desarrollo longitudinal si la comparamos con los anteriores (0,82 km), con una superficie de 33 ha y un espesor máximo del hielo de 50 m (Tabla 5). La quinta y última lengua, se corresponde con el paleoglaciar que descendió del circo situado al este del Pico del Cuervo. En este caso la lengua glaciar alcanzó 1,18 km de largo, una superficie de 35 ha y un espesor máximo del hielo de 42 m. El volumen total del hielo durante esta fase fue de 49,8 hm³, lo que supone una pérdida del 90,25 % del volumen del hielo con respecto a la fase de MEH. El valor de las paleoELAs durante la Fase Interna según el método AABR osciló entre 1.573 m y 1.605 m (Tabla 5), mientras que con el método AAR lo hizo entre 1.563 y 1.649 m, y con el THAR entre 1.515 y 1.559 m (Tabla 5). Los datos aportados se corresponden con el momento de máxima extensión de los cinco glaciares dentro de la Fase Interna. No obstante, a partir de la sucesión de cordones y arcos pertenecientes a los complejos morrénicos internos, se pueden reconstruir hasta tres pulsaciones menores dentro de ella.

Resultados

1.1.3. Complejos morrénicos de circos

La tercera generación de complejos morrénicos está integrada principalmente por cuatro arcos morrénicos simples y uno desdoblado, situados a los pies de los circos glaciares con mejores condiciones topoclimáticas del conjunto estudiado (Figura 17).

Figura 22. Arcos morrénicos frontales (MF) situados en los dos circos labrados al Este del Pico Ferreirúa, pertenecientes a los complejos morrénicos de pie de circo: A) vista del arco morrénico más occidental, B) y del más oriental, que cuenta con un glaciar rocoso ubicado en una posición más interna (GR).



Fuente: elaboración propia.

En el caso del circo labrado en la cara NE del Pico Ferreirúa, se conservan un arco morrénico desdoblado con una longitud total de 238 m y una superficie de 3 ha, desarrollándose entre 1.582 y 1.674 m de altitud. En los dos circos contiguos excavados al este del Pico Ferreirúa se conservan dos arcos frontales correspondientes a dos pequeños glaciares de circo. En el caso del situado más al Oeste de ambos, el arco tiene una longitud de 118 m y una superficie de till de 3,5 ha, discurriendo entre las altitudes de 1.526 y 1.618 m (Figura 22A). Por su parte, el más oriental, incidido en su área central, está dividido en dos lomas de 123 y 84 m de longitud, con una superficie muy similar al anterior (3,6 ha), emplazándose entre 1.544 y 1.614 m. Este último tiene un glaciar rocoso en su interior, que será tratado en posteriores apartados (Figura 22B). Por último, en los dos circos situados al Este y el Oeste del Pico del Cuervo se han generado otras dos morrenas de menor entidad. La más occidental, de disposición arqueada, está también dividida por los procesos erosivos en dos partes

Resultados

(longitudes de 128 y 64 m), y ocupa únicamente 1,3 ha, discurriendo entre las cotas de 1.560 a 1.586 m. Por su parte, la más oriental constituye un postizo de till de morfología escasamente definida, que alcanza 102 m de longitud y una superficie de 0,4 ha. Su rango altimétrico va de 1.587 a 1.650 m.

La Fase de Circos se ha podido reconstruir a partir de los complejos morrénicos de pie de circo. En efecto, durante la tercera y última gran fase glaciaria, en la vertiente asturiana del Puerto de Ventana existieron también cinco pequeños glaciares de circo (Figura 20C). El primero de ellos, situado a los pies del circo localizado al oeste del Pico Ferreirúa, tuvo una longitud de 0,42 km, una superficie de 11 ha y un espesor máximo del hielo de 33 m. El segundo glaciar, emplazado en el primer circo al este del Pico Ferreirúa, contó con una longitud de 0,53 km, una superficie de 17 ha y un espesor máximo del hielo de 36 m (Tabla 5). El tercero, localizado inmediatamente al Este del anterior, presentó una longitud de 0,59 km, una superficie de 16 ha y un espesor máximo de 34 m. El cuarto glaciar, generado al oeste del Pico del Cuervo, contó con una longitud de 0,41 km, una superficie cubierta por el hielo de 7 ha, así como un espesor máximo de 27 m. Por último, el glaciar ubicado en el circo situado al este del Pico del Cuervo es el que presenta las dimensiones más reducidas, con 0,31 km de desarrollo longitudinal, una superficie de 5,6 ha, y un espesor máximo del hielo de 21 m (Tabla 4; Figuras 17 y 20C). El volumen total del hielo para la Fase de Circos fue de 19 hm³, lo que supuso una reducción del 96,28 % del volumen total del hielo con respecto a la MEH. En este caso, las paleoELAs oscilaron según el método AABR entre 1.650 m y 1.731 m, y mediante los métodos AAR y THAR entre 1.680 y 1.744, así como entre 1.659 y 1.838 m, respectivamente (Tabla 5).

1.2. Cálculo de edades

Para la datación por ¹⁰Be se seleccionaron un total de diecisiete objetivos de muestreo: catorce bloques glaciares, y tres bloques situados sobre las crestas de un glaciar rocoso. El conjunto de las muestras ha dado como resultado cronologías que oscilan entre 65,75 ± 2,1 y 12,22 ± 0.39 ka (Tabla 6). En los complejos morrénicos externos se dataron dos morrenas. En el caso de la primera, situada en la parte más cercana al frente del glaciar a una altitud media de 1.064 m, se obtuvieron tres edades: 65,75 ± 2,18 ka (VEN-01), 52,08 ± 1.67 ka (VEN-02), y 64,03 ± 1,34 ka (VEN-03). La segunda, emplazada en las

Resultados

inmediaciones de la Braña de Cádenas a una altitud de 1.402 m, dio como resultado la edad de $34,83 \pm 1,13$ ka (VEN-04) (Figura 23; Tabla 6).

En los complejos morrénicos internos localizados en el sector central del valle se obtuvieron un total de ocho cronologías, que concretamente se corresponden con dos morrenas laterales y una morrena intermedia. La primera morrena reportó tres edades: $15,45 \pm 0,48$ ka (VEN-05), $15,77 \pm 0,49$ ka (VEN-06) y $18,75 \pm 0,59$ ka (VEN-07). En la segunda morrena también se obtuvieron tres dataciones: $22,45 \pm 0,72$ ka (VEN-08), $25,01 \pm 0,79$ ka (VEN-09). Por último, en la tercera morrena se pudieron conseguir otras tres edades: $15,70 \pm 0,52$ ka (VEN 10), $15,70 \pm 0,52$ ka (VEN-11) y $18,23 \pm 0,75$ ka (VEN-12) (Figura 23; Tabla 5). En cuanto a los complejos morrénicos de circo, un arco morrénico frontal situado a una altitud media de 1.573 m pudo ser datado mediante dos muestras, obteniéndose las siguientes cronologías: $13,73 \pm 0,47$ ka (VEN-16) y $14,65 \pm 0,48$ ka (VEN-17). Por último, las tres muestras obtenidas en las crestas de un glaciar rocoso situadas a altitudes de 1.634, 1.642 y 1.625 m, aportaron respectivamente edades de $13,65 \pm 0,43$ ka (VEN-13), $14,68 \pm 0,46$ ka (VEN-14) y $12,22 \pm 0,39$ ka (VEN-15) (Figura 23; Tabla 6).

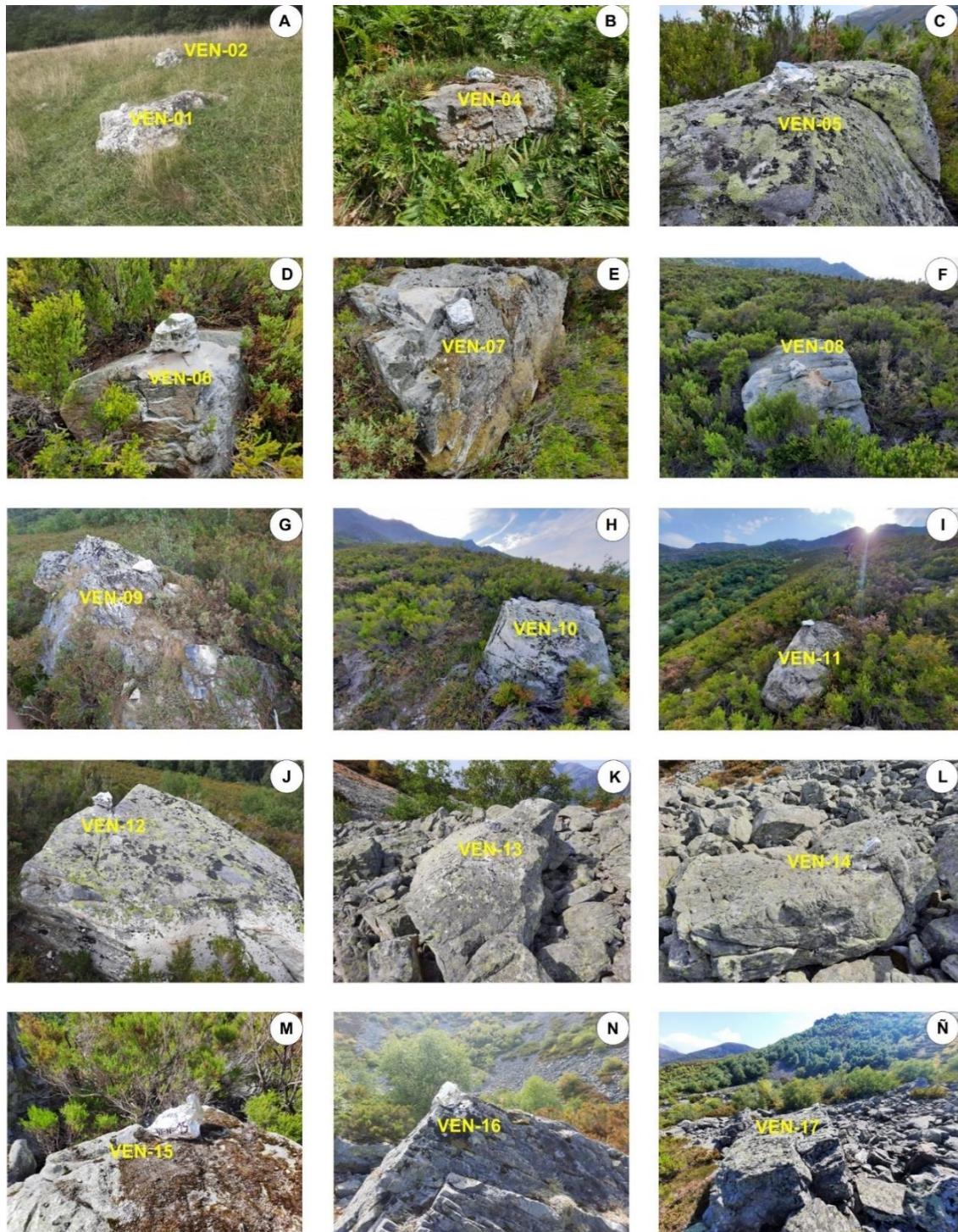
Tabla 6. Datos analíticos de las mediciones del AMS para las muestras de ^{10}Be del Puerto de Ventana.

Muestra ID	Latitud (DD)	Longitud (DD)	Elevación (m.s.n.m)	Shielding factor	Espesor (cm)	Cuarzo (g)	(^{10}Be) (10^4atg^{-1})	^{10}Be edad
VEN-01	43,0819	-6,0241	1.069	0,977	4	20.27	640199,109 ± 2,0935	65,75±2,1
VEN-02	43,0818	-6,0242	1.072	0,998	4	20.37	507620,992 ± 1,288	52,09±1,6
VEN-03	43,0818	-6,0241	1.074	0,993	5	20.39	622555,542 ± 6,011	64,03±1,3
VEN-04	43,0692	-6,0133	1.399	0,996	3	15.08	443552,434 ± 6,177	34,83±1,1
VEN-05	43,0633	-6,0205	1.406	0,983	5	20.082	192028,892 ± 7,379	15,45±0,48
VEN-06	43,0636	-6,0205	1.408	0,999	4	20.56	196186,791 ± 9,873	15,77±0,49
VEN_07	43,0632	-6,0205	1.410	0,994	3	15.18	234221,010 ± 1,0744	18,75±0,59
VEN-08	43,0641	-6,0266	1.518	0,998	4	21.25	307861,481 ± 8,553	22,45±0,72
VEN-09	43,0652	-6,0263	1.488	0,989	3	24.11	339098,913 ± 7,012	25,01±0,79
VEN-10	43,0654	-6,0262	1.545	0,998	3	24.66	271843,884 ± 1,0173	20,10±0,63
VEN-11	43,0652	-6,0263	1.466	0,990	4	20.39	210879,895 ± 6,336	15,71±0,52
VEN-12	43,0652	-6,0263	1.484	0,995	5	20.78	245586,544 ± 6,796	18,23±0,75
VEN-13	43,0623	-6,0277	1.626	0,988	5	20.86	200601,189 ± 5,632	13,65±0,43
VEN-14	43,0619	-6,0271	1.616	0,949	2	20.42	215225,047 ± 6,897	14,69±0,46
VEN-15	43,0611	-6,0272	1.627	0,932	2	25.38	177223,307 ± 7,042	12,23±0,39
VEN-16	43,0625	-6,0277	1.593	0,951	4	20.23	200921,493 ± 3,835	13,74±0,47
VEN-17	43,0624	-6,0276	1.604	0,978	4	20.26	214842,319 ± 4,266	14,66±0,48

Fuente: elaboración propia.

Resultados

Figura 23: Selección de bloques glaciares datados por el NCT ^{10}Be en la vertiente asturiana del Puerto de Ventana.



Fuente: elaboración propia.

1.3. Interpretación

En la fase de MEH, en la vertiente Norte del Puerto de Ventana existió un único glaciar alpino compuesto por tres lenguas tributarias. En esta primera gran fase la extensión máxima del hielo fue de 491,26 ha y el frente glaciar se situó a una altitud de 1.016 m. La altitud de la paleoELA fue de 1.520 m mediante el método AABR y de 1.557 m con el AAR (Tabla 5; Figura 20A). Este valor concuerda con la paleoELAS calculadas en esta misma tesis para la MEH del Valle de Riomolino. A su vez, es similar a la obtenida en otros conjuntos glaciados próximos del sector central de Asturias (Valle del río Monasterio; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2017); y de las montañas de la divisoria hidrográfica cantábrica (Valle del Porma y sector comprendido entre los valles de Curuelo y Miera (Santos-González *et al.*, 2013; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016). En cambio, es más baja que la paleoELA media calculada para el principal conjunto de alta montaña cantábrico (los Picos de Europa), que alcanzó un valor de 1.600 m s.n.m. según González-Trueba (2007) y Serrano *et al.* (2012, 2013).

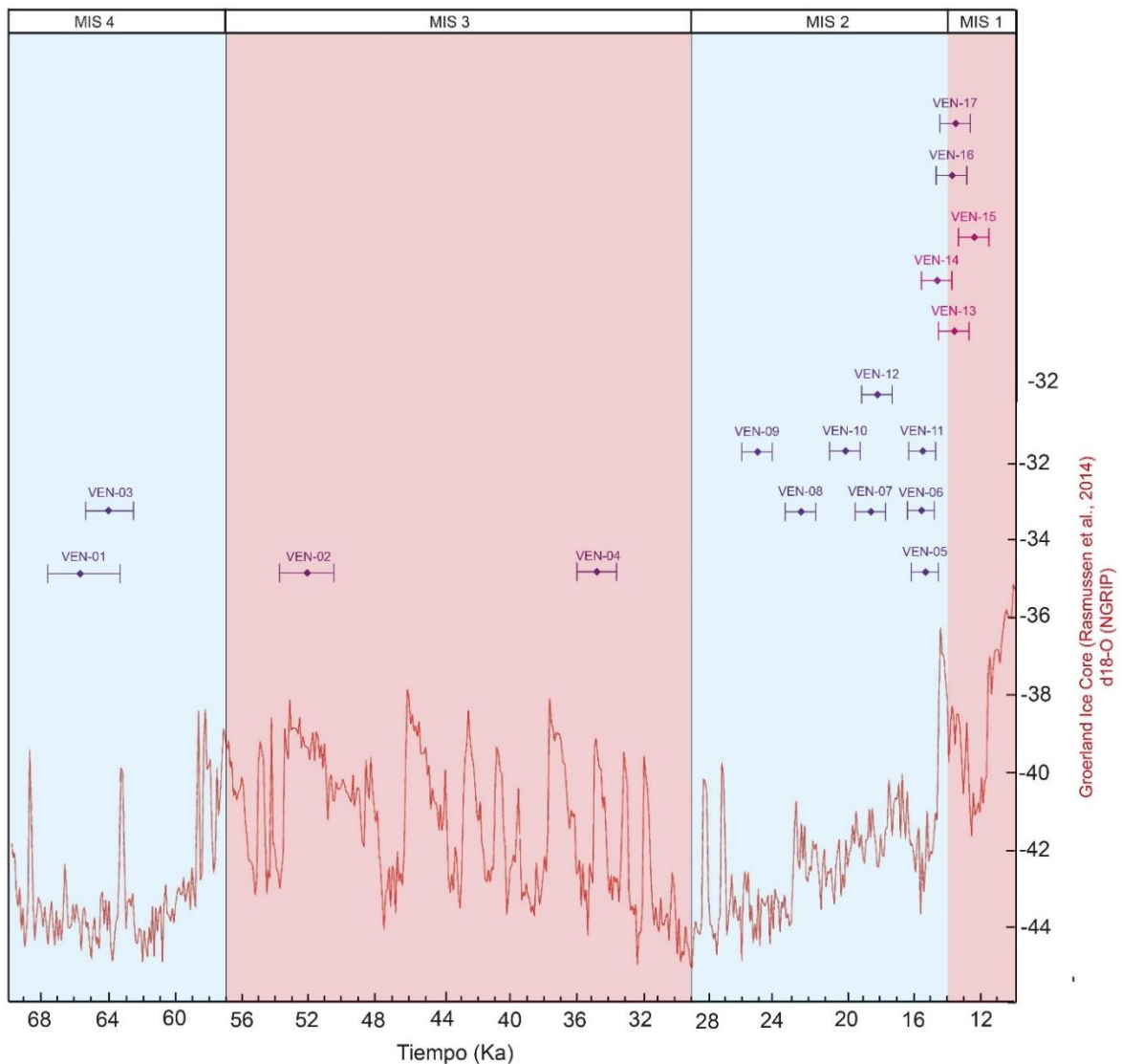
Las cuatro edades obtenidas en este caso se localizaron en dos morrenas laterales. En la primera de ellas, emplazada en el frente del glaciar, se obtuvieron tres dataciones con cronologías de 65,75 ka (VEN-01), 64,03 ka (VEN-03) y 52,08 ka (VEN-02). Es decir, las tres dataciones están claramente dentro de la horquilla temporal del Último Ciclo Glaciar del Pleistoceno. En este sentido, las tres edades están incluidas dentro de la horquilla temporal de los Estadios Isotópicos Marinos (*Marine Isotope Stages* en inglés, conocidos por las siglas MIS) números 4 y 3 (Figura 23; Tabla 6) y, concretamente, si observamos la curva de paleotemperaturas basada en el análisis de $\delta^{18}O$ del core de hielo del NGRIP (*North Greenland Ice Core Project*) en Groenlandia (Rasmussen *et al.*, 2014), las dos edades de 65-64 ka se correponden con parte de las fases más álgidas dentro de él (Figura 24). En efecto, estarían incluidas en el periodo estadal GS-19.1 (siglas de *Greenland Stadials*) la primera (VEN-01), y en la transición al interestadial GI-18 (siglas de *Greenland Interstadials*) la segunda (VEN-03). Por su parte la edad de la muestra VEN-02 se correspondería claramente con el interestadial (GI-14) y, por tanto, esta posibilidad es mucho menos plausible que las anteriores.

Otros estudios en las Montañas Cantábricas evidencian también fases de avance glaciar de edades similares. Así, en el valle del Porma (León), se señala la existencia de una fase de avance previa a 55,7 ka, coincidiendo con los

Resultados

patrones de tendencia descendente en la temperatura de la superficie del mar y de una insolación mínima durante el verano propios del MIS-4 (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016). No obstante, es necesario tener en cuenta que, según el citado estudio, la fase de máxima expansión del glaciar del Porma no es ésta, sino una fechada antes de 113,9 ka (MIS-5d). Por su parte, en el valle del río Asón, Frochoso *et al.* (2013) identifica avances glaciares en la horquilla de 65 a 78 ka (MIS 5-4), en este caso mediante dataciones de luminiscencia ópticamente estimulada (siglas OSL en inglés).

Figura 24. Correlación de las edades obtenidas por ^{10}Be en el valle de Ventana con la evolución de la temperatura derivada del análisis $\delta^{18}\text{O}$ del core de hielo del NGRIP de Groenlandia (Rasmussen *et al.*, 2014). Los periodos fríos y cálidos están representados en bandas azules y rojas, respectivamente.



Fuente: elaboración propia.

Resultados

Por otro, la segunda morrena datada, se corresponde con la cresta más interna de las dos que componen el sistema morrénico de la Braña de Cadenas. Ésta reportó una edad de 34,83 ka para la muestra VEN-04 (MIS-3; Figura 23; Tabla 6). Esta edad señala una nueva pulsación del glaciar de Ventana, en la que éste conservaba la misma área de acumulación, pero sufrió un adelgazamiento del espesor y de la anchura en el sector distal de la lengua con respecto a la descrita previamente. Se trata, en consecuencia, de un momento previo al UMGg dentro de la Última Glaciación; concretamente, del periodo estadal GS-7 y, por tanto, constituye una fase fría acontecida entre los interestadiales GI-7 y GI-6 (Rasmussen *et al.*, 2014).

En cualquier caso, ambas fases anteceden claramente al UMGg, como también ocurre en otros conjuntos montañosos cantábricos como Fuentes Carrionas, el Alto Nalón y los Picos de Europa, en los que las cronologías para la MEH oscilan entre 45 y 36 ka (MIS 3; ej. Jiménez-Sánchez y Farias-Arquer, 2002; Valero, *et al.*, 2010; Serrano *et al.*, 2012, 2013; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2013; Moreno *et al.*, 2010, Pellitero, 2013; Ruiz-Fernández *et al.*, 2016; Ruiz-Fernández y García-Hernández, 2018; Pellitero *et al.*, 2019; Ruiz-Fernández *et al.*, 2022).

La fase de MEH del último Ciclo Glaciar del Pleistoceno igualmente antecede al UMGg en buena parte de los principales conjuntos montañosos que estuvieron glaciados de la Península Ibérica. En este sentido, en las Montañas del Noroeste y en Sierra Nevada se han obtenido cronologías anteriores a 30 ka en el primer caso, y de 30-32 ka en el segundo (Pérez-Alberti *et al.*, 2011; Gómez-Ortiz *et al.*, 2012, 2015). En los Pirineos se ha planteado también una MEH previa al UMGg en estudios en los que se han realizado dataciones radiocarbónicas y de OSL en depósitos glaciares o relacionados con ellos desde el prunto de vista mofoestratigráfico (ej. García-Ruiz *et al.*, 2003; González-Sampériz *et al.*, 2006; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2013). No obstante, aplicando NCTs, los resultados son más próximas o incluso coincidentes con el UMGg, con cronologías de 26-23 ka, (ej. Pallàs *et al.*, 2006; Delmas *et al.*, 2008; García-Ruiz *et al.*, 2014; Palacios, Gómez-Ortiz, *et al.*, 2015). Este mismo patrón ha sido propuesto para el Sistema Central, también a partir de dataciones de NCTs (Palacios *et al.*, 2012a, 2012b).

Por todo lo expuesto en el párrafo anterior, queda patente un cierto grado de descoordinación desde el punto de vista cronológico entre la MEH de los

Resultados

diversos conjuntos montañosos peninsulares, que podría estar causada por diferencias entre unas áreas y otras en la dinámica atmosférica propia de la Última Glaciación. No debemos olvidar en este sentido, la alta sensibilidad que tienen los pequeños glaciares de montaña a los cambios climáticos (Florineth Y Schlüter, 2000; Kuhlemann *et al.*, 2008). Así, según Domínguez-Villar *et al.* (2013), los glaciares de montaña del centro peninsular alcanzan su extensión máxima en torno a 26 ka como respuesta a un aumento de las precipitaciones entre 29 y 25 ka, junto a condiciones de insolación mínimas. Por su parte, en los Pirineos, Delmas *et al.* (2015) señalan la existencia de patrones de reavance diferentes durante el MIS 2 entre las áreas de influencia climática atlántica y mediterránea de esta cordillera. En cualquier caso, tampoco debemos olvidar la incertidumbre derivada del uso de diferentes sistemas de datación (García-Ruiz *et al.*, 2010; Jiménez *et al.*, 2013).

Tras la evolución anteriormente descrita, el paleoglaciario de Ventana se subdividió en cinco glaciares menores, con frentes situados entre 1.225 m y 1.427 m. La superficie total de hielo en este momento fue de 168 ha, lo que conllevó una pérdida del 76 % con respecto a la MEH. Dicho retroceso supuso, a su vez, un ascenso de la paleoELA media de 75 m de altitud según el método AABR (Tabla 5; Figura 20B).

Para esta nueva gran fase glaciario se obtuvieron un total de ocho dataciones, distribuidas en dos morrenas laterales y una intermedia localizadas en el sector central del valle, (complejos morrénicos internos; Figura 17). Las edades oscilaron entre 25,01 y 15,70 ka (Tabla 6), con un promedio de 18,94 ka. Dentro de este grupo de dataciones, tres obtenidas en la morrena intermedia ubicada a los pies de los circos glaciares situados inmediatamente al Este y al Oeste del Pico del Cuervo (VEN-05 con 15,45 ka, VEN-06 con 15,77 ka, y VEN-07 con 18,75 ka), no son coherentes con el contexto geomorfológico en el que están insertas, puesto que aportan edades más recientes que las obtenidas en complejos morrénicos situados a mayor cota. La citada morrena debió de sufrir procesos erosivos en su parte culminante, de perfil muy achatado, que exhumaron parcialmente los bloques que hemos datado con posterioridad a su deposición. Por tanto, consideramos los tres resultados geocronológicos mencionados como *outliers*. Por su parte, las muestras VEN-08 a VEN-12 arrojaron edades de entre 25,01 y 15,70 ka. Esta última edad (muestra VEN-11), tampoco concuerda con las anteriores, que señalan claramente dos pulsaciones

Resultados

glaciares entre 25 y 22,4 ka para la morrena lateral más externa de las dos datadas (depositada, por tanto, entre los estadiales GS-3 y GS-2.1c; Rasmussen *et al.*, 2014;), y de 20,1 a 18,3 ka para la más interna (estadial GS-2.1b; Rasmussen *et al.*, 2014; Figura 17).

Las otras cuatro edades están en consonancia con los resultados obtenidos para dicha fase en otros conjuntos de las Montañas Cantábricas, en los que se han empleado tanto secuencias sedimentarias lacustres y fluviotorrenciales, como NCTs (Jiménez y Farias, 2002; Jiménez *et al.*, 2013; Pellitero, 2013; Serrano *et al.*, 2012, 2013; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2015, 2016, 2017, 2018). En dichos trabajos, las edades obtenidas se encuentran dentro de la horquilla de 23 a 18 ka, de ahí que dicho avance sea coetáneo al UMGg, que comprende el intervalo 29-19 ka (MIS 2; Hughes, 2022). Como ocurre en Ventana (y también en el área de A Seara), algunas edades están ligeramente por debajo de 19 ka. Es necesario tener en cuenta, en este sentido, el margen de error asociado a cada datación (0,75 ka para la muestra VEN-12), así como las circunstancias propias de cada bloque o superficie datada (ligeros movimientos de reajuste o asentamiento post-deposicionales, incidencia de la erosión, etc.), por lo que las edades obtenidas mediante NCTs han de ser consideradas, realmente, como edades mínimas.

Esta fase está presente también en los principales macizos ibéricos, como Sierra Nevada, donde se ha detectado un reavance glaciar entre 19 y 20 ka (Gómez-Ortiz *et al.*, 2012, 2015). También ha sido identificada en los Pirineos (Pallàs *et al.*, 2006; Delmas *et al.*, 2008, 2011; Palacios *et al.*, 2015), o el Sistema Central (Palacios *et al.*, 2012a, 2012b; Carrasco *et al.*, 2013; Domínguez-Villar *et al.*, 2013), en un rango temporal de 23 a 17 ka; así como en las Montañas del Noroeste (Vidal-Romaní *et al.*, 1999, 2015), en este caso con edades de 21-23 ka. Tras los avances asociados al UMGg, acontece un rápido proceso de deglaciación del valle que supone la desaparición de las lenguas glaciares y el acantonamiento de los glaciares en el interior de sus circos. Cabe cita en este sentido el importante retroceso glaciar establecido a nivel de la Península Ibérica a partir de 17 ka (ej. Palacios *et al.*, 2012a; Oliva *et al.*, 2022).

En una gran fase glaciar final, en el Puerto de Ventana coexistieron cinco paleoglaciares de circo con frentes situados en la horquilla de 1.569 m y 1.746 m de altitud. La superficie total de hielo fue de 57 ha para el momento de máxima extensión de estos pequeños glaciares, lo que conllevó una pérdida del 90,4%

Resultados

con respecto a la MEH. La paleoELA media calculada con el método AABR sufrió un incremento altitudinal de 174 m con respecto a la MEH, situándose en 1.712 m (Tabla 5; Figura 20C). En este caso se obtuvieron cinco dataciones, localizadas concretamente en el interior del segundo circo glaciar situado al Este del Pico Ferreirúa (Figura 17), y aguas arriba de las anteriormente descritas. Dos de ellas, VEN-16 de 13,74 ka y VEN-17 de 14,66 ka, se corresponden con un arco morrénico frontal que engloba en su interior a un glaciar rocoso; mientras las otras tres se efectuaron en los arcos del citado glaciar rocoso (VEN 13, 14 y 15), con 14,69, 12,23 y 13,74 ka, respectivamente (Tabla 6). Es decir, la última fase glaciar datada en la vertiente asturiana del Puerto de Ventana tendría lugar en la transición entre el Oldest Dryas (17,5-14,6 ka; Palacios *et al.*, 2016), y el interestadial interestadial Bølling-Allerød, desarrollado entre 14,6 y 12,9 ka; Rasmussen *et al.*, 2014). Se trata, por tanto, de una última fase de recesión glaciar, previa a la completa deglaciación del valle. A su vez, las cronologías logradas en dos de los tres bloques datados en el glaciar rocoso generado al interior del citado arco morrénico, están comprendidas también dentro de la horquilla temporal del Bølling-Allerød, mientras que la restante (12,2 ka), se sitúa temporalmente en la transición entre dicho interestadial y el Younger Dryas (12,9 y 11,7 ka; Rasmussen *et al.*, 2014).

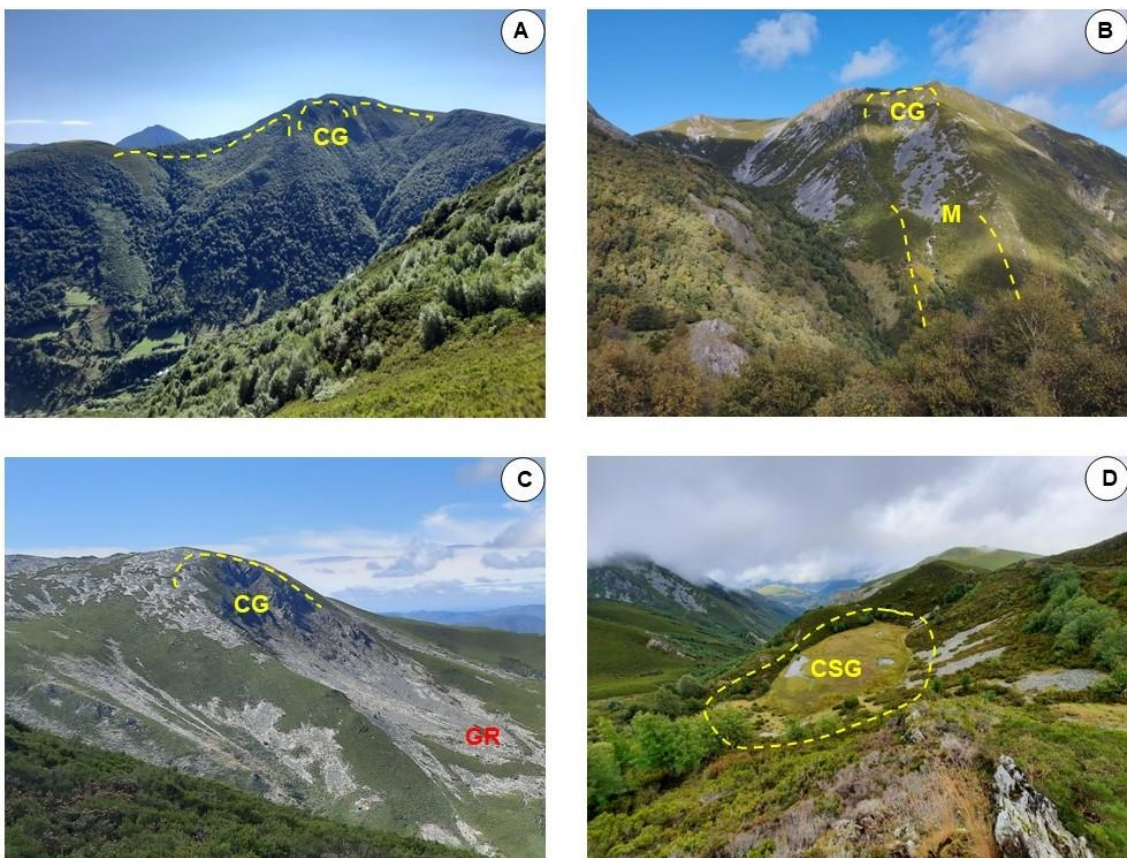
En otros conjuntos montañosos del Macizo Asturiano como el Alto Porma, las dataciones obtenidas a partir de NCTs evidencian que las últimas fases de recesión glaciar tuvieron lugar aquí en torno a 17,7 ka (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016). Posteriormente, el área quedó bajo el influjo de condiciones periglaciares, como evidencia el glaciar rocoso datado en las cercanías del Lago Ausente, cuya estabilización (en su área distal) aconteció hace 15,7 ka (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016). Por su parte, en el Valle de Monasterio (cuenca del Alto Nalón) las fases glaciares más recientes han sido datadas en 14 ka (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2017). Es decir, de forma sincrónica a lo acontecido en Ventana. Según estos autores, a partir de entonces se produjo una transición gradual hacia condiciones periglaciares, existiendo glaciares rocosos que mantuvieron su actividad hasta 13 ka.

2. Valle de Riomolino

2.1. Evidencias geomorfológicas, reconstrucción y cálculo de paleoELAs

La cabecera glaciaria del Valle de Ríomolino está compuesta por 12 circos glaciares labrados principalmente en cuarcitas y areniscas (Figuras 25 y 26), que desde el punto de vista morfométrico presentan diferencias considerables. Las altitudes están comprendidas entre 1690 m y 1898 m. La anchura oscila entre 221 m y 868 m y, a su vez, la longitud varía entre 82 m y 397 m (Tabla 7). Las orientaciones se encuentran distribuidas entre los rangos SE, E, NE, N y NW. El desnivel oscila entre 58 y 234 m, destacando en este caso los circos labrados sobre areniscas de Peña Redonda y de Peña Tuerta, con 234 y 142 m respectivamente (Tabla 7). En el sector meridional del área de estudio se generaron dos cubetas de sobreexcavación glaciaria sobre cuarcitas, que en la actualidad se encuentran colmatadas por turberas (Figura 25D).

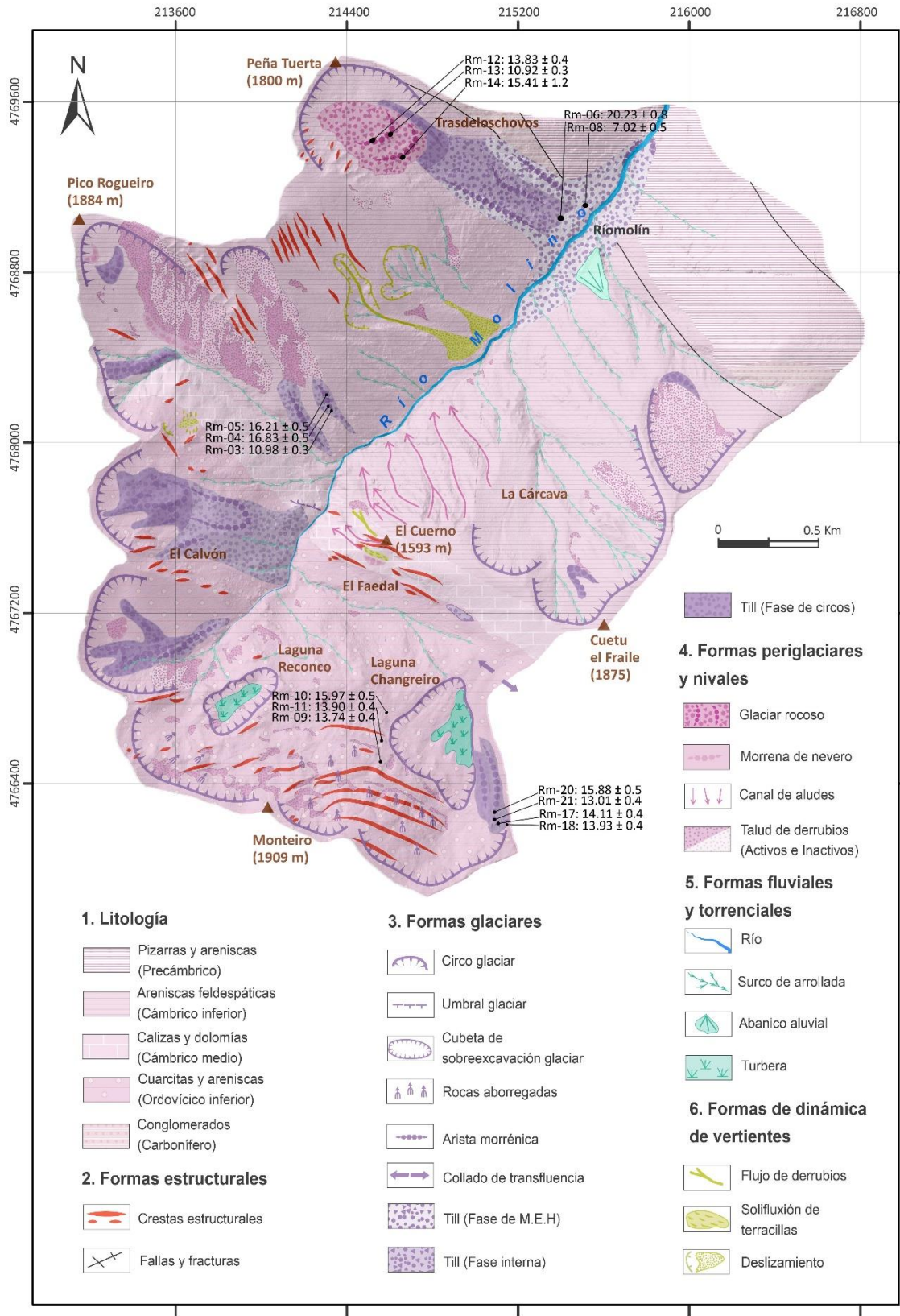
Figura 25. Formas erosivas glaciares: A) circo glaciario (CG) de Peña Redonda y Cuetu del Fraile, B) circo glaciario del Rogueiro Este, C) circo glaciario y glaciario rocoso (RG) de Peña Tuerta, y D) cubeta de sobreexcavación glaciaria (CSG) de Laguna Reconco.



Fuente: elaboración propia.

Resultados

Figura 26. Mapa geomorfológico del área de estudio de Riomolino, y localización de las muestras datadas por el NCT ^{10}Be .



Fuente: elaboración propia.

Resultados

Tabla 7. Parámetros morfométricos de los circos glaciares del área de estudio de Riomolino.

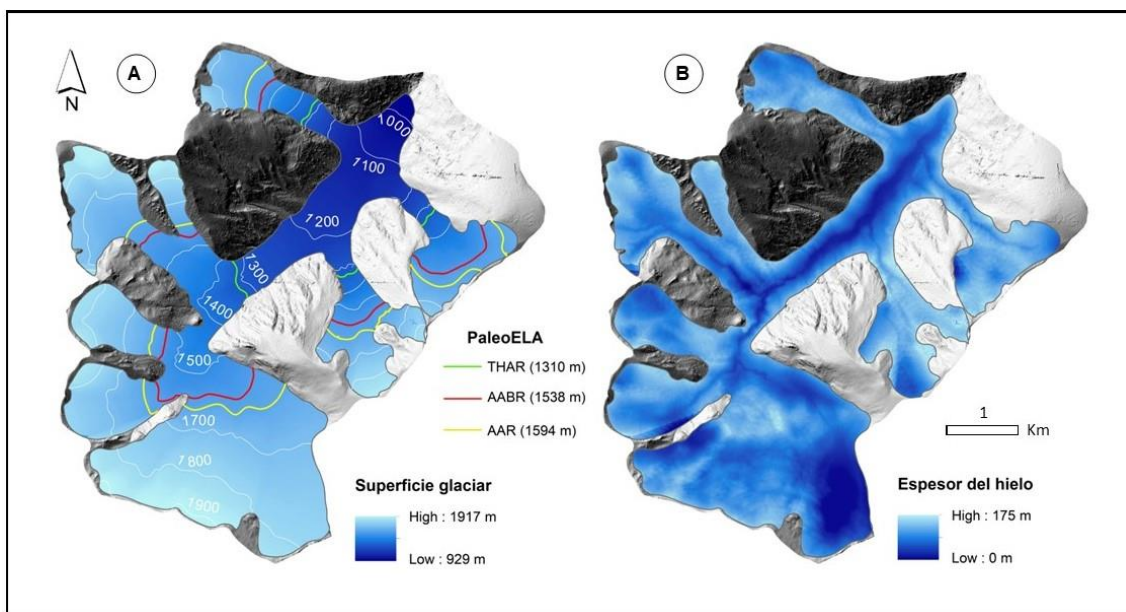
Nombre del circo glaciar	Punto más alto (m.s.n.m)	Punto más bajo (m.s.n.m)	Desnivel (m)	Anchura (m)	Longitud (m)	Superficie (ha)	Orientación	Litología
Peña Tuerta	1.690	1.548	142	561	422	12,3	SE	Arenisca
Roguero E	1.879	1.794	85	221	108	1,72	SE	Arenisca
Roguero S	1.873	1.754	119	498	201	8,04	SE	Arenisca
Roguero W	1.699	1.632	67	313	193	6,43	NE	Arenisca
Calvón N	1.812	1.691	121	512	292	12,62	E	Caliza y dolomita
Calvón S	1.772	1.635	137	568	345	17,56	E	Cuarcita
Monteiro W	1.867	1.780	87	728	249	14,23	NE	Cuarcita
Monteiro N	1.898	1.820	78	344	82	3,25	NE	Cuarcita
Monteiro E	1.866	1.685	181	686	291	15,46	N	Cuarcita
Fraile N	1.824	1.707	117	509	274	13,52	NW	Arenisca
Fraile W	1.815	1.757	58	245	362	4,40	W	Arenisca
Redonda	1.780	1.546	234	868	397	26,79	N	Arenisca

Fuente: elaboración propia.

Resultados

La primera, la Laguna de Reconco, se encuentra represada por un umbral de cuarcitas y cuenta con una superficie de 1,0 ha. La segunda es la Laguna Changreiro, presenta una superficie de 3,4 ha, y está situada en el borde de un collado de transfluencia glaciar que dividía la masa de hielo del Valle de Riomolino con respecto al valle de Monasterio de Hermo (Figura 26). A su vez, destaca un umbral sobre calizas en la margen izquierda del río del sector intermedio del valle (ver figura 13 del apartado de las áreas de estudio). Se han encontrado en numerosos sectores del área de estudio formas erosivas que evidencian la acción del hielo, como rocas aborregadas y pulido glaciar, además de numerosos cantos y bloques con estrías en gran parte de los depósitos de till localizados (Figura 27A). En los depósitos glaciares del Valle de Riomolino se pueden identificar varias generaciones de morrenas, que han sido agrupadas en tres grandes grupos de complejos morrénicos: complejos externos, complejos internos y complejos de circo (Figura 26).

Figura 27. Reconstrucción topográfica de la superficie glaciar (A) y el espesor (B) del paleoglaciar del Valle de Riomolino durante la fase MIE.



Fuente: elaboración propia.

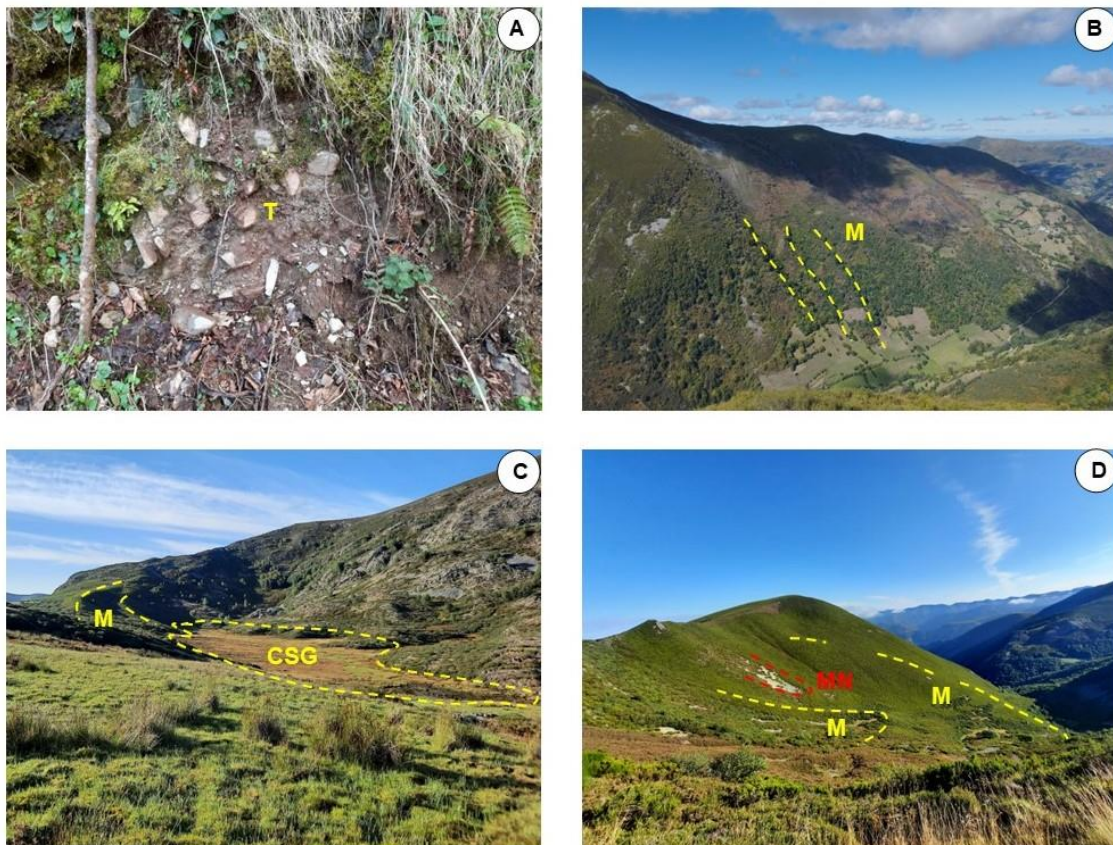
2.1.1. Complejos morrénicos externos

Los complejos morrénicos externos están integrados por dos morrenas depositadas durante la fase de máxima extensión del hielo (MEH) dentro de la

Resultados

Última Glaciación (Figura 26). La primera y más externa es un arco morrénico frontal situado en las inmediaciones de la aldea de Riomolino a 980 m de altitud (Figura 28A), que se encuentra intensamente erosionado e individualizado en dos afloramientos, con una longitud de 54 m y 78 m, y una altura del till sobre el fondo del valle de 7 m y 9 m respectivamente. En total tiene una superficie de 3 ha. La segunda es una morrena lateral de una lengua que descendía del circo de Peña Tuerta (Figura 28B), conectando con la lengua principal del valle. Presenta una longitud de 140 m, una potencia de 14 m y una extensión superficial de 3,7 ha.

Figura 28. Formas sedimentarias glaciares del Valle de Riomolino: A) till (T) en las cercanías de la aldea de Riomolino; B) morrenas laterales (M) en el ámbito del circo glaciar de Peña Tuerta; C) crestas morrénicas y cubeta de sobreexcavación glaciar (CSG) de la Laguna Changreiro; y D) morrenas (M) en el ámbito del circo glaciar Calvón Sur y morrena de nevero (MN).



Fuente: elaboración propia.

Resultados

En esta fase se generó un único glaciar de tipo alpino compuesto, al estar formado por la confluencia de siete lenguas de hielo confluentes. La lengua principal descendió desde los altos del Monteiro, estando definida su área de acumulación por los tres circos presentes en esa cumbre (Monteiro N, S E; Tabla 8); sector en el que se produce una transflicencia glaciar entre el valle de Riomolino y el de Monasterio de Hermo. En esta lengua el espesor máximo del hielo fue de 124 m, y su longitud de 1,85 km. Por su parte, la segunda lengua descendió del circo glaciar del Calvón Sur y conectaba con la lengua principal en el eje central del valle. Tenía una longitud de 1,01 km y un espesor máximo del hielo de 62 m. La tercera lengua provenía del circo Calvón Norte, presentaba una longitud de 0,84 km y un espesor máximo del hielo de 67 m. La cuarta lengua descendía de los tres circos glaciares existentes en torno al Pico. En este caso presentaban una longitud máxima de 1,34 km y un espesor máximo del hielo de 69 m.

La quinta lengua, descendió del circo glaciar de Peña Tuerta para conectar a la lengua principal en el sector del frente. Presentaba una longitud de 1,32 km y un espesor máximo del hielo de 56 m. La sexta lengua descendía de los dos circos glaciares en torno al Cuetu el Fraile, y se trataba de una lengua con una longitud de 1,27 km y un espesor máximo del hielo de 81 m. La última lengua secundaria descendió del circo glaciar de Peña Redonda. Se trataba de una lengua de 1,13 km y un espesor máximo del hielo de 43 m.

Durante esta fase el frente glaciar se situó a una altitud de 919 de altitud, con una superficie de 491,12 ha y un volumen de hielo de 220,10 hm³ (Tabla 8). La paleoELA estimada mediante el método AABR proporciona un resultado de 1.544 m, ligeramente más bajo que el obtenido mediante el método AAR (1.594 m). En cambio, el método THAR proporciona una estimación sensiblemente inferior, situando la paleoELA de esta fase a 1.310 m (Tabla 8; Figura 27A).

Resultados

Tabla 8. Parámetros morfométricos y paleoELAs de los glaciares identificados en el área de Riomolino en cada fase.

Fase glaciár	Nombre	Máxima altitud de los circos	Altitud del fondo de los circos	Altitud del frente	Superficie (ha)	Volumen (hm³)	Espesor (m)	Longitud máxima (km)	Anchura máxima (Km)	Dirección	paleoELAs (m.s.n.m)		
											AABR 1,7	AAR 0,65	THAR 0,4
MEH	Riomolino	1.898	1.548	919	432,21	456,2	175	4,64	6,46	NW	1.544	1.594	1.310
Interna	Peña Tuerta	1.690	1.548	1.074	29,43	14,52	44	1,17	0,45	SE	1.549	1.499	1.329
	Rogueiro E	1.879	1.794	1.313	14,29	2,37	30,73	1,09	0,17	SE	1.631	1.592	1.531
	Rogueiro S	1.873	1.754	1.275	48,01	20,96	51	1,53	0,60	SE	1.653	1.604	1.510
	Calvón N (I)	1.812	1.691	1.383	23,29	7,85	54	0,87	0,46	E	1.739	1.715	1.549
	Calvón N (II)	1.812	1.691	1.563	13,53	4,65	46	0,61	0,35	E	1.736	1.686	1.655
	Calvón S	1.772	1.772	1.523	19,38	6,78	55	0,67	0,49	E	1.705	1.655	1.603
	Monteiro	1.898	1.685	1.576	107,07	110,56	102,56	1,02	1,66	N	1.922	1.904	1.704
	Fraile	1.824	1.707	1.121	43,81	17,63	41	1,42	0,50	NW	1.576	1.526	1.406
P. Redonda	1.780	1.546	1.094	99,22	9,83	38	1,12	0,48	NW	1.517	1.484	1.337	
Circos	P. Tuerta	1.690	1.548	1.338	13,94	4,2	38	0,51	0,27	SE	1.563	1.613	1.675
	Rogueiro S (I)	1.873	1.754	1.544	17,93	4,80	45	0,73	0,38	SE	1.687	1.719	1.810
	Rogueiro S (II)	1.873	1.754	1.769	3,25	0,21	29	0,21	0,22	SE	1.844	1.896	1.713
	Calvón N (I)	1.812	1.691	1.647	11,66	3,71	44	0,37	0,46	E	1.722	1.772	1.720
	Calvón N (II)	1.812	1.691	1.659	4,3	1,39	37	0,23	0,32	E	1.734	1.784	1.748
	Calvón N (III)	1.812	1.691	1.706	2,1	0,59	28	0,18	0,12	E	1.781	1.831	1.716
	Calvón S (I)	1.772	1.772	1.680	1,7	0,35	22	0,17	0,22	E	1.755	1.755	1.638
	Calvón S (II)	1.761	1.761	1.556	4,9	1,15	30	0,45	0,12	E	1.681	1.731	1.714
	Monteiro	1.898	1.685	1.592	51,75	15,85	72,33	0,78	0,91	N	1.767	1.817	1.734
	Fraile	1.824	1.707	1.674	3,36	0,73	26,3	0,26	0,17	NW	1.749	1.799	1.567
P. Redonda	1.780	1.546	1.426	8,6	2,21	34	0,38	0,33	NW	1.551	1.601	1.675	

Fuente: elaboración propia.

Resultados

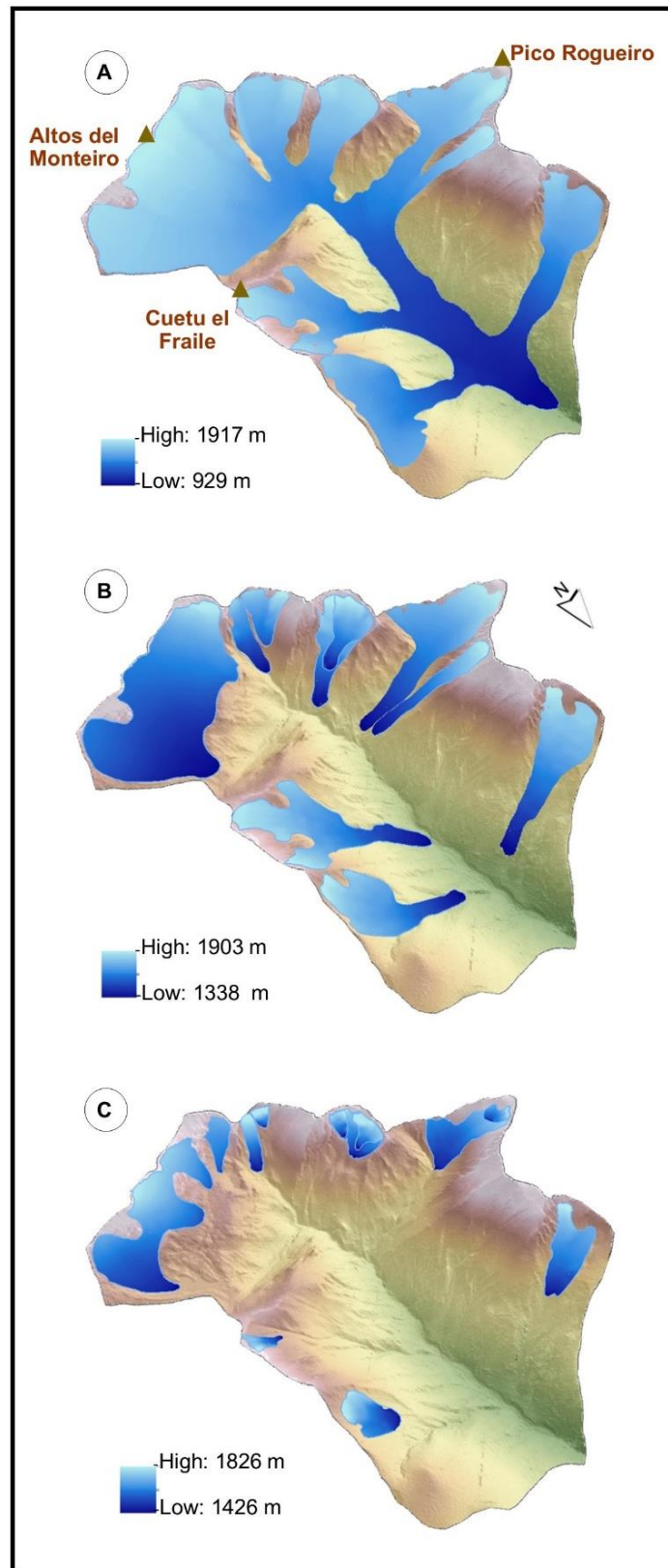
2.1.2. Complejos morrénicos internos

Dentro del área de estudio se han identificado cinco complejos morrénicos internos, que conjuntamente marcan los límites de la Fase Glaciar Interna. El primer complejo morrénico está conservado en el valle afluyente que desciende desde Peña Tuerta (Figura 29B) hacia el fondo del valle principal. Está integrado por dos morrenas laterales de 334 m y 530 m de longitud, y potencias de 15 y 17 m, respectivamente (Figura 29B). El till de estas morrenas ocupa una superficie total de 14,1 ha. El segundo complejo glaciar interno es el del circo glaciar del Rogueiro Este y está compuesto por dos morrenas laterales de 152 m y 327 m de longitud, con espesores de entre 10 m y 11 m (superficie total de 5 ha). El tercer complejo morrénico interno se sitúa en el área del circo glaciar del Calvón Norte (Figura 25). Consta de una morrena lateral y un arco morrénico frontal. La morrena lateral tiene una longitud de 117 m y una potencia de 4 m. El arco morrénico frontal tiene una longitud de 667 m y una potencia de 10 m. El till en esta área tiene un desarrollo superficial de 8,4 ha.

El cuarto complejo morrénico se localiza en las inmediaciones del circo (Calvón Sur). Se trata de dos morrenas laterales paralelas, separadas entre sí por 28 m. Ellas tienen longitudes de 338 y 356 m, y potencias de 12 y 13 m, respectivamente. El till en este complejo presenta una superficie de 3,3 ha. El último complejo morrénico interno se localiza en la parte más meridional de la cabecera glaciar (Figura 26). Se trata de una morrena lateral de 305 m de longitud, 17 m de potencia, y una superficie de till de 2,8 ha.

Resultados

Figura 29. Vista en 3D de las tres fases principales de avance glaciar identificadas del Valle de Riomolino dentro de la Última Glaciación: A) Fase de MEH; B) Fase Interna; y C) Fase de Circos.



Fuente: elaboración propia.

Resultados

La Fase Interna, reconstruida a partir de los límites marcados por los complejos morrénicos descritos, está precedida de un retroceso significativo del paleoglaciar de Riomolino tras la MEH. Así, este glaciar quedó subdividido en nueve glaciares alpinos simples que descendían desde los distintos circos glaciares hasta alcanzar cotas mínimas en el frente de 1.074 m (Figura 29B).

El paleoglaciar que descendía del circo de Peña Tuerta tenía una longitud de 1,27 km y una superficie total de 24,4 ha, registrando un espesor máximo del hielo de 44 m (Tabla 8). El paleoglaciar desarrollado a partir del circo Rogueiro Este tenía una longitud de 1,09 km, una superficie de 14,3 ha y un espesor máximo de 30 m. La lengua glaciar que se desarrolló desde el circo Rogueiro Sur contaba con una longitud de 1,53 km, una superficie de 48 hectáreas y un espesor de 51 m. El paleoglaciar que tenía su cabecera en el circo Calvón Norte presentaba un desarrollo longitudinal de 0,87 km, una superficie de 23,3 ha y un espesor máximo del hielo de 54 m. En este valle se conserva una morrena adicional marcando una fase menor de estabilización local del frente (Fase Interna II), en la que la lengua tenía una longitud de 0,61 km, una superficie de 13,5 ha y un espesor de 46 m. En el caso del paleoglaciar desarrollado a partir del circo Calvón Sur, la longitud máxima alcanzada fue de 0,67 km, cubriendo una superficie de 19,4 ha, y registrando un espesor máximo del hielo de 55 m. El paleoglaciar de mayores dimensiones de la Fase Interna tenía su zona de acumulación en los tres circos glaciares del Alto del Monteiro, y fluía valle abajo alcanzando una longitud de 1,02 km, una superficie de 107,7 ha y un espesor máximo del hielo de 102 m (Tabla 8). En cambio, el paleoglaciar desarrollado desde el circo del Fraile era más corto, con una longitud de 0,5 km, una superficie de 43,8 ha y un espesor máximo del hielo de 41 m. Finalmente, el paleoglaciar desarrollado a partir del circo de Peña Redonda contaba con una longitud de 1,12 km, una superficie de 99,2 ha y un espesor máximo del hielo de 38 m.

La Fase Interna representa un episodio en el que los glaciares habrían perdido al menos el 12 % de su volumen y el 19 % de su superficie con respecto a la MEH. Las estimaciones de la paleoELA realizadas para la Fase Interna indican que la línea de equilibrio habría ascendido 125 m respecto a la fase de MEH si se considera el método AABR (1.669 m), 35 m si se considera el método AAR (1.629 m), y 204 m si se consideran los resultados del método THAR (1.514 m; Tabla 8).

2.1.3. Complejos morrénicos de circo

Se han identificado siete complejos morrénicos situados en el interior de los circos glaciares. El primero está integrado por una morrena lateral situada a los pies del circo de Peña Tuerta. Tiene una longitud de 56 m, una potencia de 19 m, y una superficie de 4,8 ha. El segundo es un arco morrénico frontal situado a los pies del circo Rogueiro N, con una longitud de 121 m, una potencia de 5 m, y una superficie de 1,1 ha. El tercero lo conforma una morrena lateral localizada en las inmediaciones del circo Rogueiro S, que tiene una longitud de 337 m, una potencia de 9 m, y una superficie de 2,9 ha. El cuarto está integrado por dos morrenas laterales y un arco morrénico frontal situadas a los pies del circo Calvón N, que delimitan dos subfases dentro de la Fase de Circos. Las morrenas laterales tienen longitudes de 86 m y potencias de 9 m. Por su parte, el arco morrénico frontal presenta una longitud de 386 m y una potencia de 9 m. La superficie total del till es de 6,2 ha.

El quinto complejo morrénico se sitúa a los pies del circo Calvón S y cuenta con una morrena lateral de 171 m de longitud y 7 m de potencia; además de con un arco morrénico frontal de 257 m de longitud y 6 m de espesor (Figura 28D). La superficie total del till para este conjunto es de 3,4 ha. El siguiente complejo morrénico se sitúa al este del circo Monteiro E, y está integrado por una morrena lateral de 247 m de longitud, 16 m de potencia y una superficie de 2,1 ha. El séptimo sistema morrénico se localiza en el circo del Fraile. Está compuesto de un arco morrénico frontal de 236 m de longitud, 6 m de potencia, y cuenta con una superficie de 0,9 ha. El último complejo morrénico se emplaza en el circo de Peña Redonda y consta de un solo arco morrénico frontal de 102 m de longitud, 12 m de potencia y con una superficie de 0,5 ha.

La Fase de Circos es la última gran fase glacial antes de la completa deglaciación del Valle de Riomolino. En ella existieron 11 paleoglaciares (Figura 29C). El primero descendió del circo de Peña Tuerta. Tenía una longitud de 0,51 km, una superficie total de 13,9 ha y un espesor máximo del hielo de 38 m (Tabla 8). La segunda de las lenguas, generada a partir del circo Rogueiro Sur, tenía una longitud de 0,73 km, contó con una superficie de 17,9 ha y un espesor de 45 m. Este glaciar tuvo una subfase más interna (Fase de Circos II), en la que la lengua glaciar contó con una longitud de 0,21 km, una superficie de 3,3 hectáreas y un espesor de 29 m. La cuarta lengua, que descendía del circo Calvón Norte, presentó un desarrollo longitudinal de 0,37 km, con una superficie de 11,7 ha y

Resultados

un espesor máximo del hielo de 44 m. En una subfase de menor extensión este glaciar se dividió en dos masas menores. La primera presentó un desarrollo longitudinal de 0,23 km, una superficie de 4,3 ha, y un espesor máximo del hielo de 37 m (Tabla 8). La segunda tuvo un desarrollo longitudinal de 0,18 km, una superficie de 2,1 ha, y un espesor máximo del hielo de 28 m. La séptima lengua se corresponde con el circo Calvón Sur. Tuvo una longitud máxima de 0,67 km, una superficie de 1,7 ha, y un espesor máximo del hielo de 22 m. En ese mismo circo, otra lengua discurría de manera paralela a la anterior, pero con un mayor desarrollo (longitud máxima de 0,45 km, superficie de 4,9 ha y espesor máximo de 30 m). El noveno paleoglaciar englobaba a los tres circos excavados en la vertiente Norte del Alto del Monteiro. Se trata del paleoglaciar de mayores dimensiones, con una longitud de 1,02 km, una superficie de 51,8 ha, y un espesor del hielo de 72 m. El décimo paleoglaciar discurría a partir del Circo del Fraile, con una longitud de 0,5 km, una superficie de 3,4 ha y un espesor máximo del hielo de 26 m. El último paleoglaciar descendía del circo de Peña Redonda, y contó con una longitud de 1,12 km, una superficie de 8,6 ha y un espesor máximo del hielo de 34 m (Tabla 8).

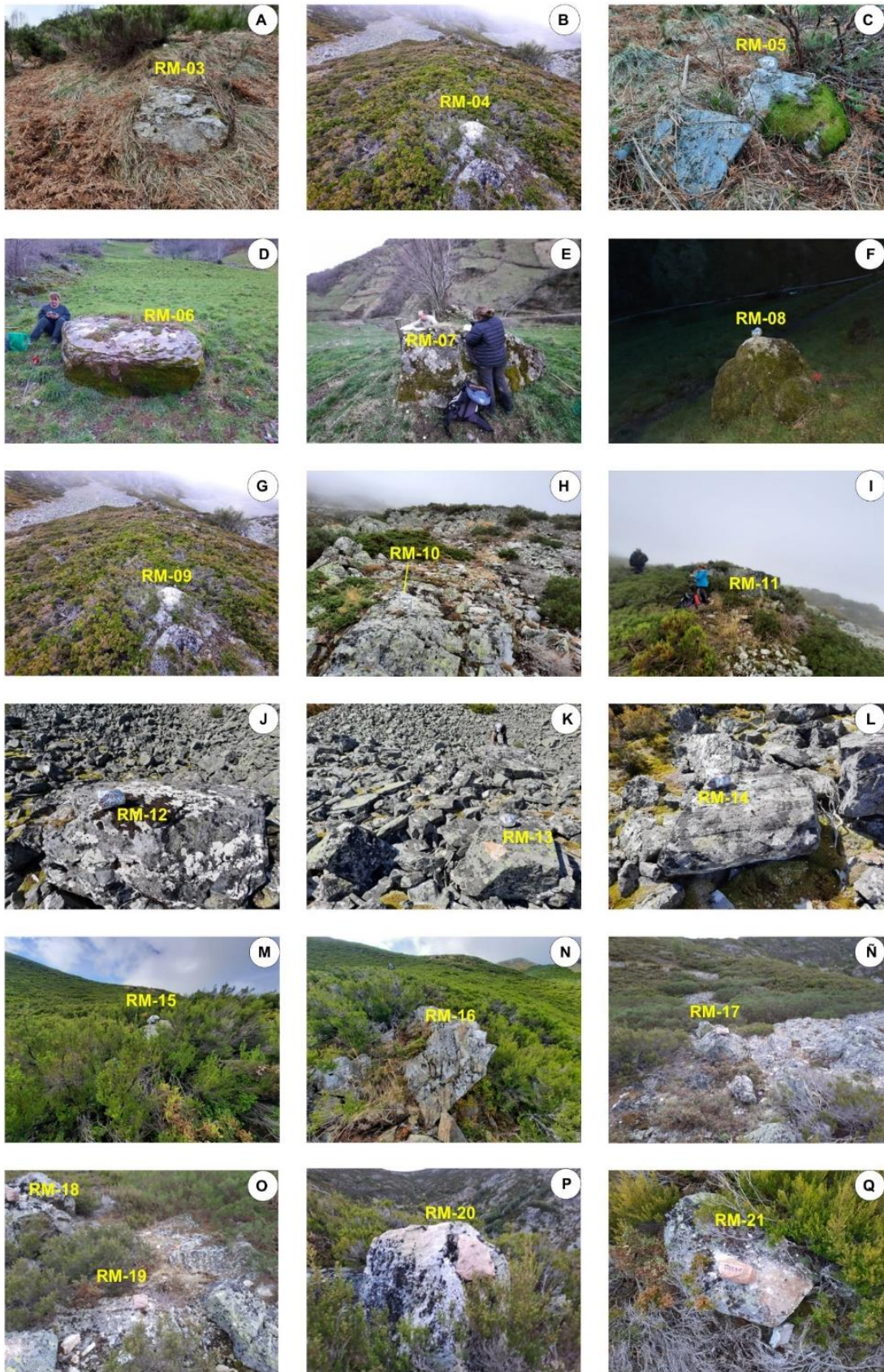
Durante la Fase de Circos en el Valle de Riomolino se produjo una pérdida de volumen del 86 % con respecto a la MEH y una reducción de la extensión superficial del 75 %. Además, con respecto a la Fase Interna, la pérdida de volumen y de superficie fueron del 74 % y del 56 %, respectivamente. Por su parte, la paleoELA media ascendió 168 m con respecto a la MEH considerando los resultados del método AABR (1.733 m; Table 8). En cambio, las estimaciones mediante el método AAR sugieren que la ELA ascendió 390 m con respecto a la MEH (1.756 m), y 243 m si se considera el método THAR (1.700 m; Tabla 8).

2.2. Cálculo de edades

En la realización del procedimiento de laboratorio para la extracción del ^{10}Be hubo cuatro muestras que no completaron el proceso debido a su escasez en cuarzo (RM-07, RM-15 y RM-16; RM-19) (Figura 30E; M; N; 0). En el till del complejo morrénico frontal perteneciente a la fase de MEH, se obtuvo una edad de $7,03 \pm 0.6$ ka (RM-08; Tabla 9). Por su parte, en el frente de la Fase Interna perteneciente a la lengua glaciar que descendió del circo de Peña Tuerta, la edad obtenida fue de $20,23 \pm 0.8$ ka (RM-06).

Resultados

Figura 30. Bloques glaciares y superficies pulidas por el hielo datadas con el isótopo ^{10}Be en el Valle de Riomolino.



Fuente: elaboración propia.

Resultados

Tabla 9. Datos analíticos y de campo para muestras de ^{10}Be del Valle de Riomolino: edades de exposición, tipo de muestra y ubicación de la muestra. Las incertidumbres de edad incluyen incertidumbres analíticas y errores en la tasa de producción (una desviación estándar).

Muestra ID	Lat (DD)	Long (DD)	Elevación (m)	<i>Shielding factor</i>	Espesor (cm)	Cuarzo (g)	Be carrier (mg)	(^{10}Be) (10^4atg^{-1})	^{10}Be edad (ka)
RM-3	43,0129	-6,50556	1.429	0,9521	5	20,385	0,1231	125,898 ± 4,527	10,98 ± 0,3
RM-4	43,0127	-6,50545	1.416	0,9674	4	20,385	0,1219	200,427 ± 6,380	16,83 ± 0,5
RM-5	43,0126	-6,50534	1.402	0,9680	2	21,435	0,1202	194,639 ± 6,096	16,21 ± 0,5
RM-6	43,0209	-6,49262	1.019	0,9419	3	20,493	0,1198	173,284 ± 7,026	20,23 ± 0,8
RM-8	43,021	-6,49137	981	0,9415	5	21,309	0,1209	58,620 ± 4,8102	7.033 ± 0.6
RM-9	42,9977	-6,50196	1.697	0,9857	3	21,247	0,1214	229,560 ± 7,228	13,74 ± 0,4
RM-10	42,9982	-6,50182	1.671	0,9745	4	21,340	0,1233	248,970 ± 8,054	15,97 ± 0,5
RM-11	42,9993	-6,50165	1.646	0,9921	4	20,286	0,1218	199,067 ± 6,624	13,90 ± 0,4
RM-12	43,0241	-6,50289	1.553	0,9715	3	20,537	0,1224	182,420 ± 5,768	13,83 ± 0,4
RM-13	43,0241	-6,50281	1.551	0,9732	2	21,895	0,1204	142,201 ± 4.507	10,94 ± 0,3
RM-14	43,0239	-6,50133	1.506	0,9771	5	20,310	0,1205	205,528 ± 16.057	15,40 ± 1,2
RM-17	42,9954	-6,49497	1.651	0,9952	3	20,489	0,1209	210,948 ± 6,775	14,11 ± 0,4
RM-18	42,9956	-6,49495	1.647	0,9949	5	20,120	0,1220	208,012 ± 6,5538	13,93 ± 0,4
RM-20	42,9955	-6,49463	1.645	0,9851	4	20,114	0,1217	235,992 ± 7,810	15,88 ± 0,5
RM-21	42,9954	-6,49482	1.650	0,9951	4	20,493	0,1204	193,563 ± 7,219	13,01 ± 0,4

Fuente: Elaboración propia.

Resultados

En el complejo morrénico interno localizado en el sector central del valle a una altitud media de 1.416 m (Figura 26) se obtuvieron cronologías de $10,98 \pm 0,3$ ka (RM-03), $16,83 \pm 0,5$ ka (RM04) y de $16,21 \pm 0,5$ ka (RM05). En cuanto a los complejos morrénicos de circo, en la morrena lateral del circo glaciar del Monteiro Este, se obtuvieron dos edades de $15,88 \pm 0,5$ ka (RM-20), y $13,01 \pm 0,4$ ka (RM-21). En un umbral contiguo a la morrena se dataron dos bloques erráticos con edades de $14,11 \pm 0,4$ ka (RM-17) y $13,93 \pm 0,4$ ka (RM18), que conjuntamente indican una edad media de $14,02 \pm 0,4$ ka. Por su parte, las superficies con huellas de pulido glaciar muestreadas en el circo del Monteiro Norte, situadas a altitudes de entre 1.643, 1.672 y 1.703 m, aportaron edades de $15,97 \pm 0,5$ ka (RM10), $13,90 \pm 0,4$ ka (RM-11) y $13,74 \pm 0,4$ ka (RM-09). Por último, las tres muestras obtenidas en el glaciar rocoso situado en el circo de Peña Tuerta, a elevaciones de entre 1.508 y 1.548 m aportaron edades de $15,40 \pm 1,2$ ka (RM-14), $10,94 \pm 0,3$ ka (RM-13), y $13,83 \pm 0,4$ ka (RM-12) (Tabla 9).

2.3. Interpretación de los resultados. La evolución glaciar de Riomolino en el contexto de las Montañas Cantábricas y de la Península Ibérica

Desde una perspectiva relativa, es decir, teniendo en cuenta solamente las relaciones morfoestratigráficas entre los diferentes complejos morrénicos y el resto de morfologías de origen glaciar, el valle de Riomolino presenta tres grandes fases en su evolución glaciar, que son la Fase de MEH, la Fase Interna y la Fase de Circos (Tabla 8; Figura 29). Este modelo evolutivo relativo ha sido aplicado previamente en valles cercanos del sector centro-occidental de Asturias como el Puerto de Ventana (González-Díaz *et al.*, 2021a), el Valle de Somiedo (Menéndez Duarte, 1995; Menéndez Duarte y Marquínez, 1996), el Macizo de las Ubiñas (Gallinar Cañedo, 2022) y el noroccidente de León en el Alto Sil (Santos González, 2010). También ha sido aplicado en otros sectores de las Montañas Cantábricas (ej: Frochoso Sánchez y Castañón Álvarez, 1998; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016, 2017; Pellitero *et al.*, 2019; Santos-González, 2023). Sin embargo, si tenemos en cuenta los resultados de las dataciones de NCTs, queda en evidencia que la evolución glaciar del valle es bastante más compleja. Por ejemplo, como se verá posteriormente, la Fase Interna engloba tanto el avance asociado al UMGg, como también estabilizaciones posteriores de los frentes ya dentro del proceso de deglaciación post-UMGg. A continuación

Resultados

se detallará la evolución glaciaria del valle, implementando las cronologías absolutas obtenidas.

Durante la MEH en el Valle de Riomolino había un único glaciar alpino, compuesto por ocho lenguas glaciares tributarias. Durante esta fase la extensión del hielo fue de 491,1 ha y el glaciar situó su frente a 919 m s.n.m. El valor de la paleoELA fue de 1.544 m mediante el método AABR y de 1.594 con el AAR. Este valor encaja con las paleoELAS calculadas en sectores cercanos como el Puerto de Ventana en el sector centro-occidental de Asturias (González-Díaz *et al.*, 2021a), el Valle del Río Monasterio en el sector central de Asturias (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2017), el Valle del Porma (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016); además de en distintos glaciares de similar rango altimétrico de la vertiente meridional de las Montañas Cantábricas entre los valles de Curuelo (Cuenca del Duero), Piornedo y Miera (Cuenca del Cantábrico, vertiente septentrional en este caso) (Santos-González *et al.*, 2013). Sin embargo, es bastante más baja que en otros conjuntos de mayor altitud de las Montañas Cantábricas como los Picos de Europa, donde la paleoELA media de los tres macizos que integran este sector de alta montaña ha sido calculada por el método AAR en 1.600 m.s.n.m. (González-Trueba, 2007; Serrano *et al.*, 2012a, 2013b).

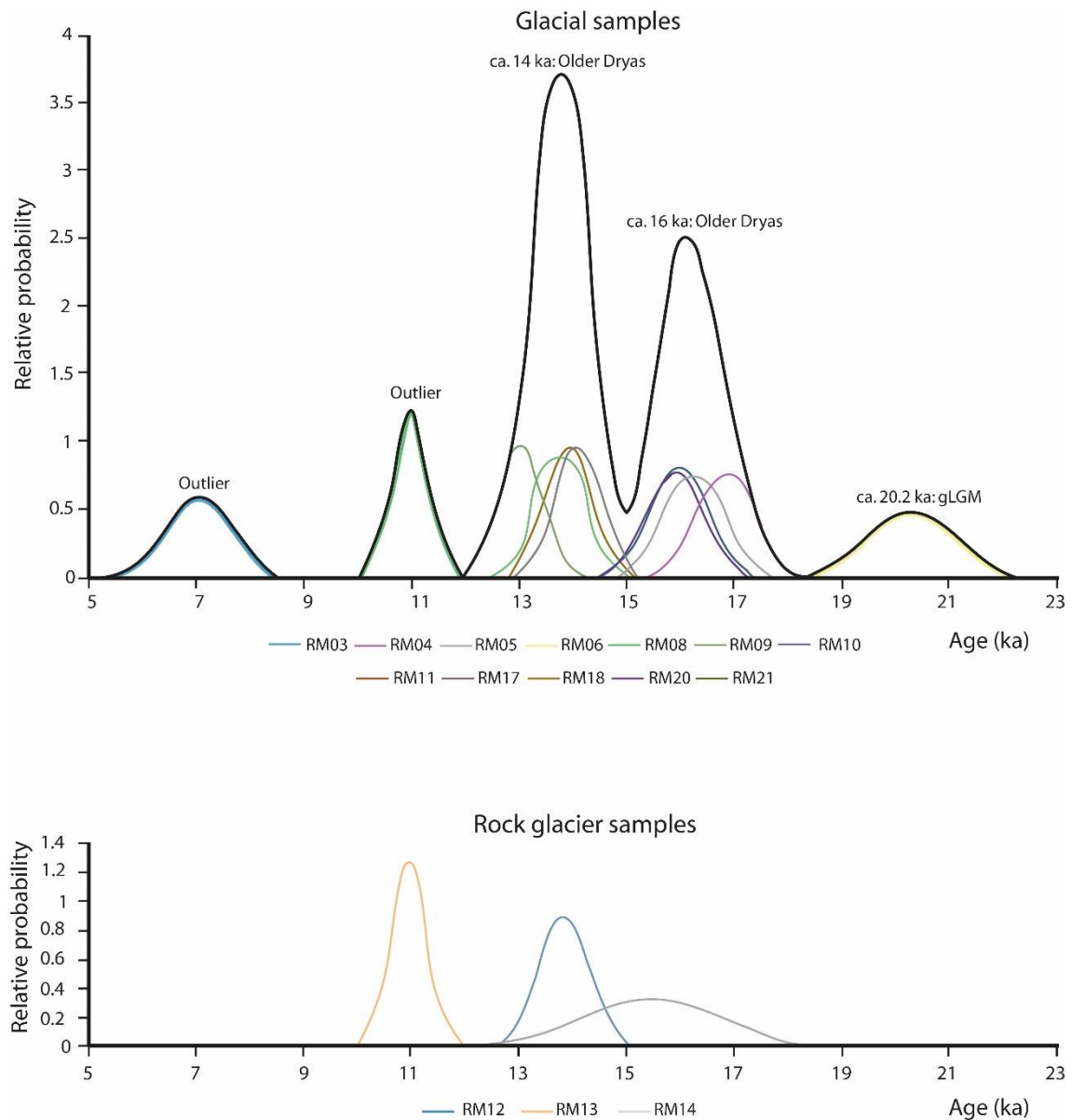
Solamente se ha podido datar una muestra relacionada morfoestratigráficamente con la MEH (RM-08) (Tabla 9). La ausencia de bloques adecuados para su datación mediante NCTs en el sector del frente glaciario, no ha permitido aportar más datos geocronológicos. Claramente, dicha datación no encaja con las edades atribuidas a la fase de MEH en las investigaciones recientes de tipo geocronológico focalizadas en las Montañas Cantábricas. La edad holocena de la muestra RM-08 (7 ka) apunta a que es un *outlier* por erosión y desenterramiento del bloque (Figura 31).

Los resultados obtenidos en diferentes conjuntos montañosos de las Montañas Cantábricas hasta el momento, evidencian que hay una clara asincronía entre la MEH y el UMGg (29-19 ka; Hughes, 2022). Las edades obtenidas oscilan entre 45 y 36 ka (MIS 3; Jimenez y Farias, 2002; Pellitero, 2013; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2015; Ruiz-Fernández *et al.*, 2016; Ruiz-Fernández *et al.*, 2022). Por tanto, en estas montañas la MEH antecede en varios miles de años al UMGg. Además, cada vez son más frecuentes los estudios que evidencian fases glaciares previas incluso a las citadas en las Montañas Cantábricas, con edades que están en la horquilla de 65 a 78 ka MIS 4;

Resultados

(Frochoso *et al.*, 2013), e incluso más antiguas (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016).

Figura 31. Curvas de probabilidad acumulativa detalladas para las muestras de origen glaciar y las muestras obtenidas del glaciar rocoso en el Valle de Riomolino mediante la aplicación del NCT ^{10}Be .



Fuente: Elaboración propia.

En otros sectores montañosos de la Península Ibérica, la MEH de la última Glaciación también es anterior al UMGg. En este sentido, en las Montañas del Noroeste se han obtenido cronologías anteriores a 30 ka cal BP (Pérez-Alberti,

Resultados

2010). En los Pirineos, el uso de dataciones de ^{14}C y OSL en depósitos de origen glaciar, o relacionados morfoestratigráficamente con depósitos y formas glaciares, permiten inferir igualmente una MEH previa al UMGg (ej: Garía-Ruiz *et al.*, 2003; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2013). Por su parte, la generalización de las dataciones mediante isótopos cosmogénicos también ha ofrecido resultados más próximos o incluso sincrónicos con el UMGg para la MEH en los Pirineos de entre 26 y 23 ka (Pallàs *et al.*, 2006; Delmas *et al.*, 2008; García-Ruiz *et al.*, 2014; Palacios *et al.*, 2015;), y también en el Sistema Central (Palacios *et al.*, 2012a; Palacios *et al.*, 2012b). En el caso de Sierra Nevada, los datos reportados sugieren una MEH anterior a 30 ka, con un nuevo avance de los glaciares durante el UMGg (20-19 ka) en el que éstos alcanzaron extensiones muy similares a la fase de MEH (Gómez-Ortiz *et al.*, 2012; Oliva *et al.*, 2014). Por su parte, según (Domínguez-Villar *et al.*, 2013), los glaciares de montaña del centro peninsular tuvieron su extensión máxima en ~26 ka debido a un incremento de las precipitaciones entre 29/25 ka, además de a un patrón de insolación mínima.

La contraposición de los resultados cronológicos en los principales conjuntos montañosos de la Península Ibérica, parecen indicar una cierta descoordinación temporal que podría estar motivada por diferencias de escala regional dentro de la dinámica atmosférica desarrollada durante Última Glaciación, a la que responderían rápidamente los pequeños glaciares de montaña debido a su alta sensibilidad climática (Hughes *et al.*, 2016; Rea *et al.*, 2020; Palacios *et al.*, 2022).

Durante la siguiente fase relativa en la evolución glaciar del valle (interna), el primitivo paleoglaciar del Valle de Riomolino se subdividió en nueve glaciares menores, con frentes situados entre 1.074 m y 1.563 m. La superficie total de hielo fue de 398 ha, lo que conllevó una pérdida de superficie del 19% con respecto a la MEH. Dicho retroceso con respecto a la fase previa conllevó un ascenso de la paleoELA de 125 m de altitud según el método AABR (Tabla 8; Figura 29B), en el momento de máxima extensión de los nueve glaciares citados.

Los objetivos de muestreo asignados a esta fase glaciar consistieron en una muestra situada en el área frontal de la lengua afluyente que descendió desde el circo de Peña Tuerta (Figura 26), así como en tres muestras localizadas en un sector intermedio del valle a una altitud media de 1.416 m, pertenecientes a una morrena lateral generada por una lengua glaciar que descendía del circo del Rogueiro Este (Figura 26). La primera de ellas (RM-06), ofreció una edad de 20.2

Resultados

ka. En cambio, las otras tres muestras, situadas en una posición más interna del valle, arrojaron edades de 16.8 ka (RM-04), de 16.2 ka (RM-05), y 11 ka (RM-03) (Tabla 8). Dentro de este grupo de dataciones, la RM-03 no es coherente con el contexto geomorfológico y, en consecuencia, la consideramos un *outlier* (Figura 31).

Por lo tanto, la edad de 20,2 ka obtenida para la muestra RM-06, situada en el frente de una lengua afluyente, se corresponde temporalmente con un segundo avance de los glaciares en este valle, coincidente plenamente con el UMGg (MIS 2; Figura 31). En este sentido, diversos trabajos establecen una segunda gran fase de avance glacial coetánea al UMGg en sectores cercanos de las Montañas Cantábricas como el Parque Natural de Redes (Jiménez y Farias, 2002; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2017) el Alto Porma (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016) el Macizo de Picos de Europa (Serrano *et al.*, 2012a, 2013b) y el Macizo de Fuentes Carrionas (Pellitero *et al.*, 2019).

Esta fase glacial también ha sido identificada en el resto de los principales macizos montañosos de la Península Ibérica como Sierra Nevada, donde se ha detectado un significativo reavance entre 20 y 19 ka (Gómez-Ortiz *et al.*, 2012, 2015; Oliva *et al.*, 2014). También ha sido descrita en los Pirineos (Pallàs *et al.*, 2006; Delmas *et al.*, 2008; Palacios *et al.*, 2015), y el Sistema Central (Palacios *et al.*, 2012a; Palacios *et al.*, 2012b; Carrasco *et al.*, 2013; Domínguez-Villar *et al.*, 2013), en un rango temporal de 23 a 17 ka; así como en las Montañas del Noroeste (Romaní *et al.*, 1999, 2015), en este caso con edades de 23-21 ka.

Por su parte, las edades de 16,8 y 16,2 de las muestras RM-04 y RM-05 se corresponden ya con fases glaciares post-UMGg, y concretamente con las condiciones generales frías y secas propias del evento Heinrich Stadial 1 (HS1), que afectó al Norte del Océano Atlántico. No obstante, es necesario tener en cuenta que el HS1 fue un evento complejo con tres subfases diferentes: fría/seca, fría/húmeda y más cálida/aumento de humedad (Naughton *et al.*, 2016; Camuera *et al.*, 2019). Las cronologías citadas para RM-04 y RM-05 también se incluyen dentro del estadal Oldest Dryas (17.5-14.6 ka; Palacios *et al.*, 2017).

En la última gran fase de la evolución glacial coexistieron también 11 paleoglaciares con frentes situados en la horquilla de 1.338 m y 1.706 m de altitud. La superficie total de hielo en el momento de máxima extensión de estos glaciares de circo y lengua incipiente (ver Figura 28C) fue de 123 ha, lo que conllevó una pérdida del 75% con respecto a la fase de MEH. La paleoELA media

Resultados

calculada con el método AABR sufrió un incremento altitudinal de 168 m con respecto a la MEH, situándose en 1.733 m (Tabla 8; Figura 28C). Los objetivos de muestreo en el sector de los circos glaciares se localizaron en los Altos del Monteiro, donde se obtuvieron siete dataciones, y también en el interior del circo de Peña Tuerta, con tres dataciones. Concretamente, se efectuaron dos dataciones en una morrena lateral emplazada en el borde de la Laguna Changreiro (RM-20 y RM-21), junto a otros dos en bloques situados sobre un umbral contiguo a dicha morrena (RM-17 y RM18; Figura 26). Las edades oscilan entre 15,9 y 13 ka, con una media de 14,2 ka. A su vez, las muestras de las rocas aborregadas y los umbrales glaciares datadas en el interior del circo del Monteiro Norte (RM-09, 10 y 11; Figura 26), aportaron edades de 13,7 a 16 ka (media: 14,5 ka). Finalmente, se realizaron tres dataciones en el glaciar rocoso situado dentro del circo de Peña Tuerta (Figura 26), obteniéndose edades de 15,4 ka (RM-14) para el arco más externo, y 13,8 ka (RM-12) para el arco más interno. RM-13 ha ofrecido una edad algo más reciente (10,9 ka).

Estas edades encajan con el *dataset* de edades obtenidas en otros conjuntos montañosos cercanos de las Montañas Cantábricas de similar altitud como los valles del Porma, Monasterio y Lumajo. En el primer sector, mediante el NCT ^{10}Be se obtuvo una edad mínima media de 15,7 ka para la estabilización del movimiento de los glaciares rocosos. Por su parte, en el valle de Monasterio una edad mínima de exposición de 14,0 ka obtenida una morrena de circo evidencia la edad de la pulsación glaciar más reciente en este valle (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016). En el valle de Monasterio se ha obtenido también una edad mínima de exposición de 13,0 ka en el arco externo de un glaciar rocoso (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2017). Por otra parte, en el valle de Lumajo, Santos-González *et al.* (2022) revelan el retroceso glaciar hasta el fondo del circo estudiado hasta ~16 ka, y el posterior cese del movimiento de su glaciar rocoso entre 14,5 y 13,5 ka. Es decir, en los tres sectores citados se han detectado las últimas fases glaciares, la transición de condiciones glaciares a periglaciares, y la posterior estabilización de los glaciares rocosos en un rango temporal comprendido entre 16 y 13 ka; por tanto, en un intervalo temporal que comprende el Oldest Dryas (17.5-14.6 ka; Palacios *et al.*, 2017), y el interstadial Bølling/Allerød (14,6-12,9 ka; Figura 32; Rasmussen *et al.*, 2014). El Bølling/Allerød es un periodo de intenso calentamiento, con un incremento de las temperaturas de verano y un importante aumento de las precipitaciones de hasta un tercio (Von Grafenstein *et al.*, 2013). No obstante, al final de este interstadial

Resultados

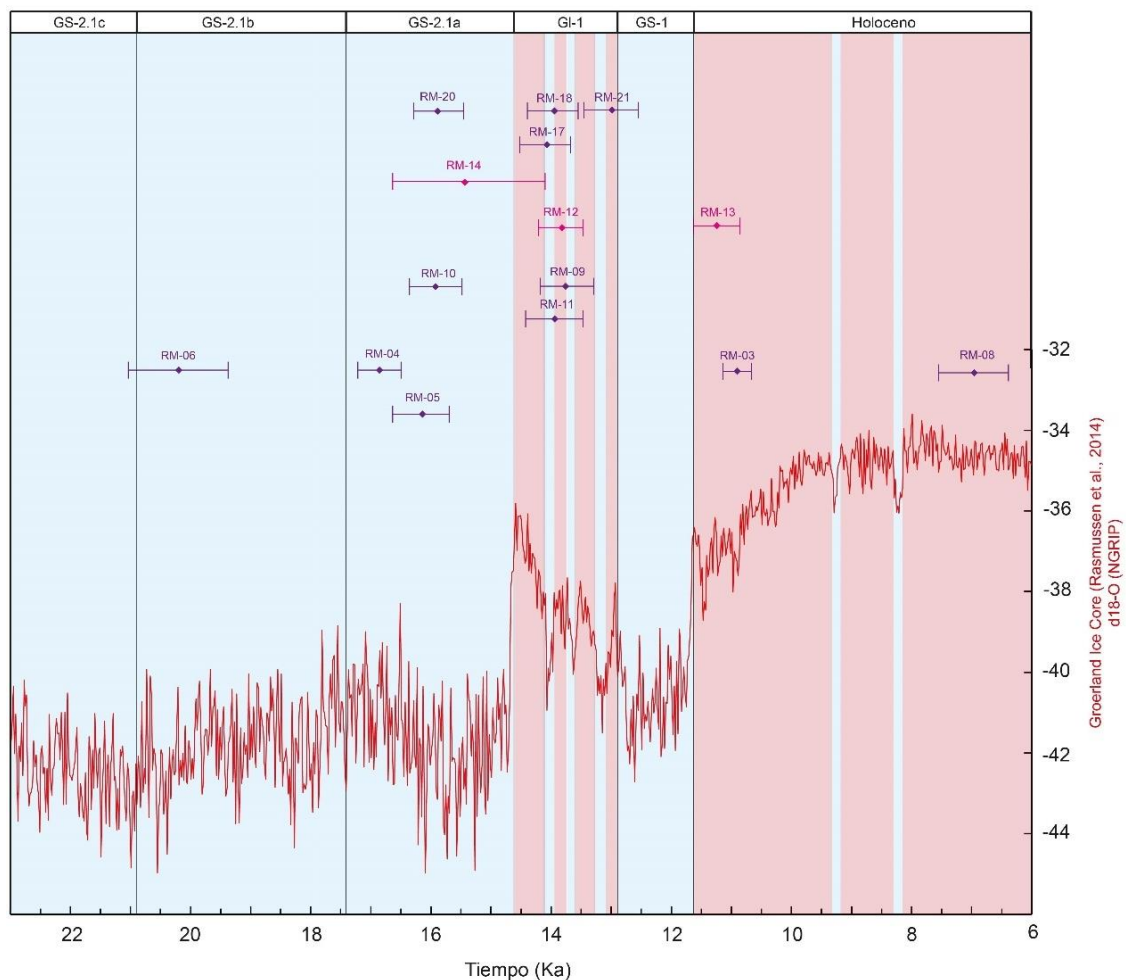
se da un progresivo enfriamiento hasta dar paso al estadal Younger Dryas (12.9–11.7 ka; Figura 32; Broecker *et al.*, 2010). Precisamente, en otros sectores de las Montañas Cantábricas con mayor rango altimétrico como los Picos de Europa (Torrecerredo, 2.650 m s.n.m.), diversos estudios sugieren la existencia de fases de avance glaciario más reciente atribuidas al Younger Dryas y también a la Pequeña Edad del Hielo (González Trueba, 2005; González Trueba *et al.*, 2008). En concreto, a partir de los datos inferidos en los estudios de registros lacustres del lago Enol (Macizo Occidental de los Picos de Europa; Moreno *et al.*, 2010), y de Campomayor (entre los macizos Central y Oriental de los Picos de Europa; Serrano *et al.*, 2012a), se identifica una fase fría hasta 11,6 ka cal BP que también ha sido puesta de manifiesto en trabajos posteriores (Ruiz-Fernández *et al.*, 2016; 2022; Ruiz-Fernández y García-Hernández, 2018).

Los resultados cronológicos de esta última gran fase glaciario en el valle de Riomolino también son consistentes con los datos obtenidos para otros conjuntos de la Península Ibérica. Varios estudios ponen de manifiesto fases de avance glaciario a partir de ~17.5 ka, que concluirían con un proceso de deglaciación total y una transición a condiciones periglaciares aproximadamente en 14,5 ka (interestadial Bølling/Allerød) en la mayor parte de los grandes macizos ibéricos (Palacios *et al.*, 2017). En el caso de los Pirineos se observan fases de avance glaciario adscritas al Oldest Dryas (entre 17 ka y 15.5 ka), tanto en el Pirineo Central (alto valle del Gállego; Palacios *et al.*, 2015; García-Ruiz *et al.*, 2017), como en el Pirineo Oriental (Pallàs *et al.*, 2010; Delmas *et al.*, 2008; Palacios *et al.*, 2015). La mayor parte de los glaciares rocosos desarrollados en los Pirineos tienen su origen a finales del Oldest Dryas, mientras que la estabilización de sus frentes ha sido datada en muchos casos en ~14 ka durante el Bølling/Allerød (Palacios *et al.*, 2015). En este sentido, Fernandes *et al.* (2024) y Oliva *et al.* (2021) señalan un rápido proceso de deglaciación durante este interestadial en las cabeceras del río Garona. No obstante, también se dataron crestas morrénicas, glaciares cubiertos y glaciares rocosos asociados al Younger Dryas, evidenciando el paso progresivo de condiciones glaciares a periglaciares en la alta montaña. Por debajo de 3.000 m, algunos restos pudieron permanecer activos hasta el Holoceno Temprano (Oliva *et al.*, 2021). En cambio, por debajo de 2.600 m de altitud los circos ya estaban deglaciados entre 15 y 14 ka (Fernandes *et al.*, 2024).

Resultados

Patrones similares a lo acontecido en el área de estudio de Riomolino se han observado también en el Sistema Central, en el que entre 17-15 ka los glaciares experimentaron una nueva expansión en sectores como la Sierra de Guadarrama (Palacios *et al.*, 2012), o la Serra da Estrela (Vieira y Palacios, 2010). En Sierra Nevada se detectó una expansión de los glaciares durante 17 ka, cuya extensión fue ligeramente menor que durante la MEH (Palacios *et al.*, 2016). A partir de 15 ka, el aumento de temperatura asociado al comienzo del interstadial Bølling/Allerød favoreció un proceso de deglaciación muy intenso (Oliva *et al.*, 2014).

Figura 32. Correlación de las edades obtenidas por ^{10}Be en el valle de Riomolino con la evolución de la temperatura desde el UMGg al Holoceno basado en el análisis $\delta^{18}\text{O}$ del core de hielo del NGRIP de Groenlandia (Rasmussen *et al.*, 2014). Los periodos fríos y cálidos están representados en bandas azules y rojas, respectivamente.



Fuente: elaboración propia.

3. Valle de A Seara

3.1. Evidencias geomorfológicas, reconstrucción y cálculo de paleoELAs

En las montañas del Courel se generaron los siguientes glaciares, ordenados en función de su orientación: los de Paderne, A Rogueira, Ferreirós y Folgoso en la vertiente occidental de la sierra, y los de Visuña, A Seara, Palleiros da Serra, Vilarbacú y Pacios da Serra en la vertiente oriental (Pérez Alberti, 2021). De ellos, el de mayor entidad (mayor extensión superficial, longitud y espesor del hielo) es, sin duda, el glaciar de A Seara, razón que explica su inclusión en este estudio.

La cabecera glaciar del Valle de A Seara está compuesta por cuatro circos glaciares labrados sobre litología cuarcítica, cuyas altitudes están comprendidas entre 1.569 y 1.641 m (Figura 33A). La anchura oscila entre 485 y 1.184 m. A su vez, la longitud varía entre 484 y 1.815 m. La orientación predominante es SE en tres de los cuatro circos, a excepción del circo de Os Castros, que tiene una orientación NW (Tabla 10). Se han encontrado en varios sectores del área de estudio formas que evidencian la acción del hielo glaciar, como rocas aborregadas con el perfil romo característico, además de numerosos cantos con estrías en gran parte de los depósitos de till localizados (Figura 33B; Figura 34). Sin embargo, los bloques de tamaño adecuado para su datación mediante NCTs son prácticamente inexistentes, tanto sobre la superficie de las morrenas, como en forma de bloques erráticos.

Tabla 10. Parámetros morfométricos de los circos glaciares del área de estudio de A Seara.

Nombre del circo	Punto más alto (m.s.n.m)	Punto más bajo (m.s.n.m)	Desnivel (m)	Anchura (m)	Longitud (m)	Área (ha)	Orientación	Litología
Murelos	1.569	1.332	237	1.814	612	116	SE	Cuarcita
O Mallón	1.588	1.359	229	1.039	743	70	SE	Cuarcita
Formigueiros	1.641	1.291	350	1.273	1.090	105	SE	Cuarcita
Os Castros	1.615	1.385	230	484	420	15	NO	Cuarcita

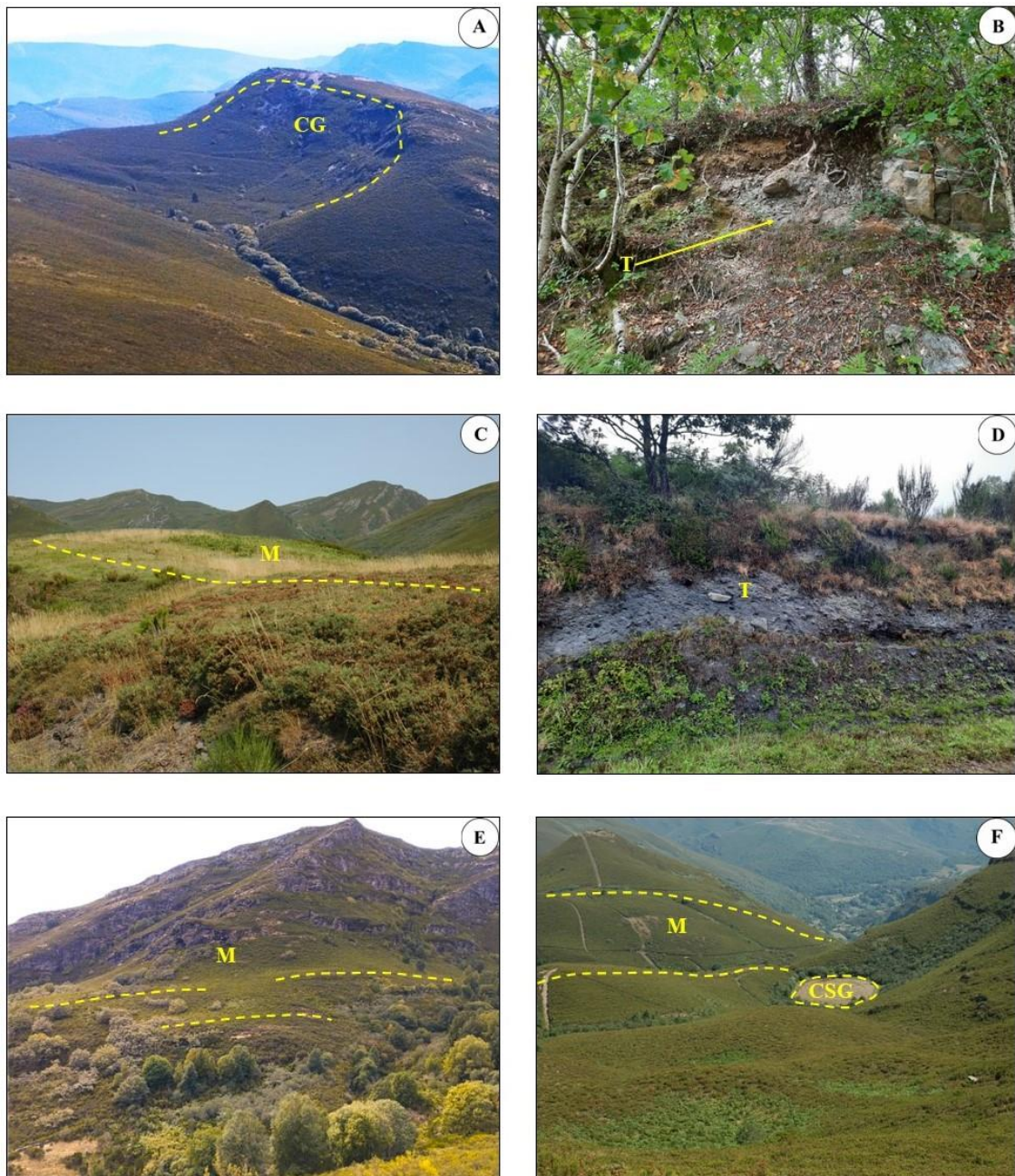
Fuente: elaboración propia.

Además de diversas formas aluviales y torrenciales, se han identificado y cartografiado formas periglaciares y nivales como taludes y conos de derrubios, así como un campo de bloques, situados al N y al S del pico de Os Castros, respectivamente. A su vez, cabe citar el deslizamiento localizado al Este del

Resultados

sector de As Mestas, relacionado con la actividad minera. También tienen gran importancia morfológica en esta tercera área de estudio las formas estructurales; especialmente las crestas rocosas modeladas sobre cuarcita (Figura 35).

Figura 33. Formas erosivas y depósitos, de origen glaciar: A) circo glaciar (GC) de Os Castros; B) till (T) de la fase de MEH en la margen izquierda del Río Murelos; C) morrena lateral (LM) en las inmediaciones del núcleo de A Seara; D) corte de la morrena anterior en el que identifica el till (T); E) morrenas laterales (LM) localizadas en el circo de Formigueiros; F) laguna da Lucenza (LL) y morrenas laterales (LM) en el interior del circo de O Mallón.



Fuente: elaboración propia.

Resultados

Figura 34. Canto de pizarra con estrías glaciares localizado en el corte de una pista forestal del circo de O Mallón a una altitud de 1.371 m s.n.m.



Fuente: elaboración propia.

En cuanto a los depósitos glaciares del valle de A Seara, se pueden identificar varias generaciones de morrenas (Figura 35) que, siguiendo el mismo esquema que en las otras dos áreas de estudio, hemos dividido en complejos morrénicos externos, internos y de circo.

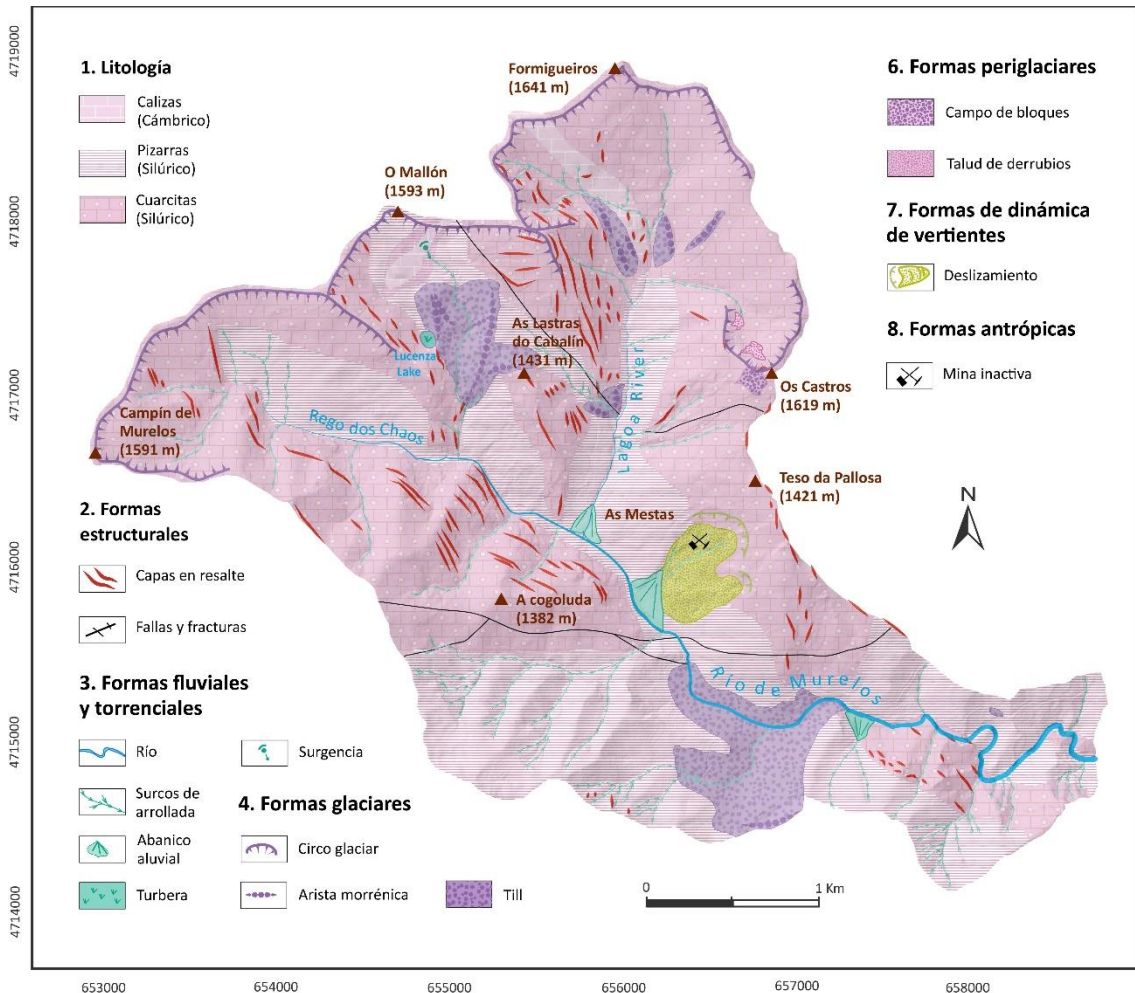
3.1.1. Complejos morrénicos externos

Cabe citar esencialmente una morrena fronto-lateral situada en las inmediaciones del núcleo de A Seara a una altitud de 1.112 m. Cuenta con una longitud de 340 m y una potencia visible de 21 metros (Figura 33C y D; Figura 35). Se trata de una morrena poligénica, con la que el glaciar conectó tanto en la fase de MEH como en la Fase Interna, como demostrarán las dataciones cosmogénicas efectuadas. Por otra parte, la fase de MEH de este glaciar también se ha podido reconstruir a partir de los restos de till localizados en las

Resultados

inmediaciones de la carretera de Vieiros a Ferramulín (Figura 33B) a una altitud de 956 m.

Figura 35. Mapa geomorfológico de la Sierra del Courel y localización de las muestras obtenidas para su datación por el NCT ³⁶Cl.



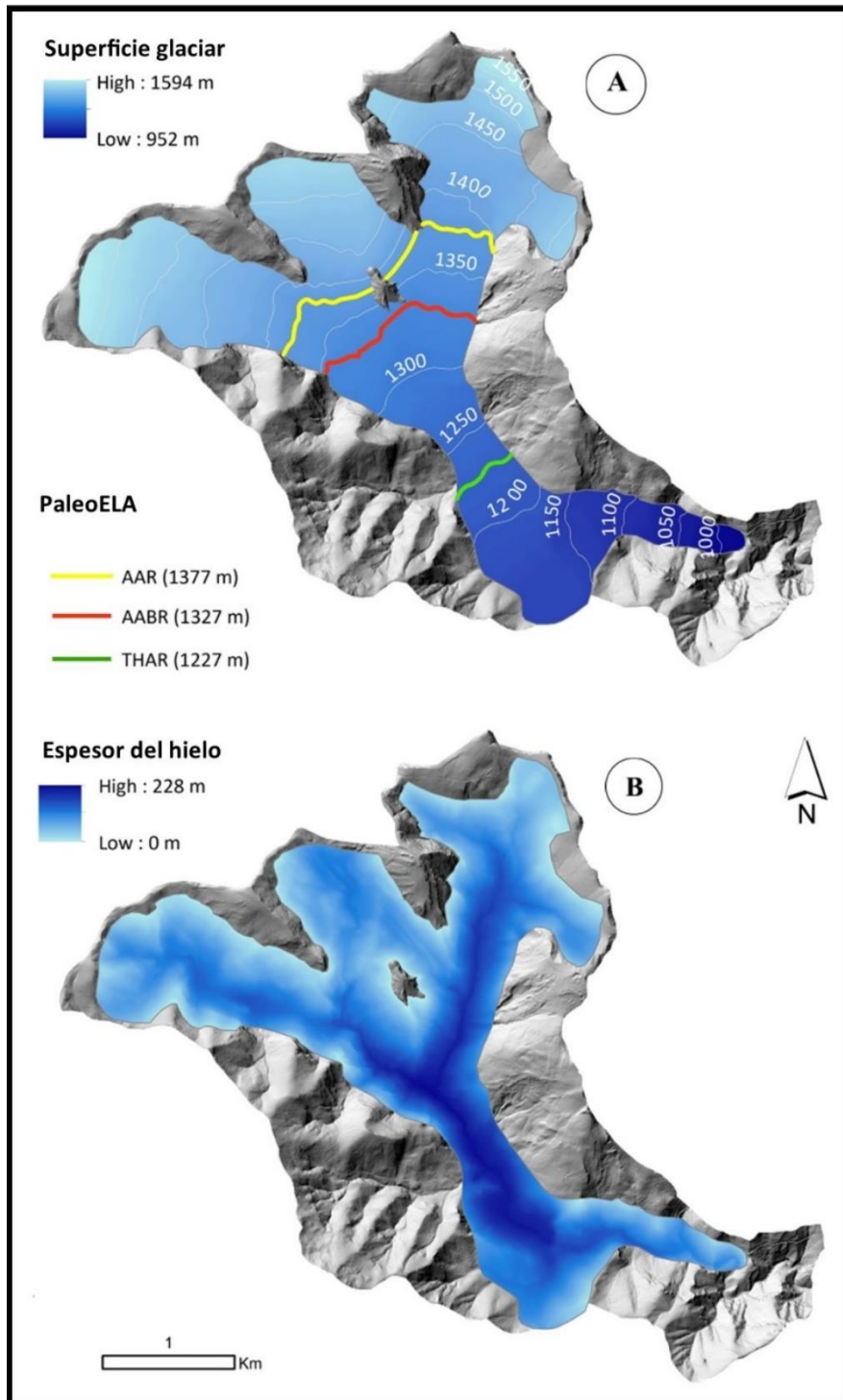
Fuente: elaboración propia.

Durante la MEH, la mayor parte del valle estuvo cubierto por el hielo, como se puede apreciar en la reconstrucción efectuada (Figura 36A). Se trata de un glaciar de tipo alpino con una longitud de 5,4 km, cuya lengua descendió desde la cabecera glaciar, trilobulada y compuesta por cuatro circos desarrollados desde la cumbre de Murelos (1.591 m) hasta la de Os Castros (1.619 m). El espesor máximo del hielo fue de 228 m (Tabla 11; Figura 36B). El frente del glaciar se situó a 952 m, con una superficie de 610 ha y un volumen de 598 hm³. La altitud de la paleoELA durante esta fase con el método AABR fue de 1.327 m.

Resultados

Por su parte, con el método AAR fue de 1.377 m y con el THAR de 1.277 m (Tabla 11; Figura 36).

Figura 36. Reconstrucción de la superficie glaciaria y el espesor de la fase de MEH del glaciar de A Seara.



Fuente: elaboración propia.

Resultados

Tabla 11. Parámetros morfométricos y paleoELAs de los glaciares reconstruidos en el área de estudio de A Seara en cada gran fase glaciár identificada.

Fase glaciár	Nombre del glaciár	Altitud máxima del circo (m. s.n.m.)	Altitud máxima del fondo del circo (m.s.n.m.)	Altitud máxima del frente (m.s.n.m.)	Superficie glaciár (ha)	Volumen glaciár (hm ³)	Espesor máximo del hielo (m)	Longitud máxima (km)	Anchura máxima (Km)	Dirección del glaciár	PaleoELAs (m.s.n.m.)		
											AABR 1,7	AAR 0,65	THAR 0,4
MEH	A Seara	1.594	1.335	956	610	595	228	5,4	1,3	SE	1.327	1.377	1.208
Interna	A Seara	1.577	1.335	985	495	433	160	4,8	1,1	SE	1.360	1.410	1.221
Circos (I)	O Mallón	1.552	1.442	1.289	47,4	35,98	114	1,1	0,6	SE	1.449	1.549	1.394
	Formigueiros	1.554	1.376	1.222	62,3	22,40	83	1,3	0,8	SE	1.405	1.454	1.353
Circos (II)	O Mallón	1.552	1.442	1.374	41,9	23,65	97	0,7	0,7	SE	1.448	1.498	1.444
	Formigueiros	1.554	1.376	1.236	43,8	17,14	82	0,31	0,3	SE	1.503	1.403	1.358

Fuente: elaboración propia

Resultados

3.1.2. Complejos morrénicos internos

Cabe citar la existencia de tres complejos morrénicos internos, integrados por un arco morrénico frontal desventrado por la erosión, por dos morrenas laterales, así como por la morrena fronto-lateral ya descrita en el apartado anterior. El primero se encuentra a una altitud de 1.191 m al Norte del sector de As Mestas. Se trata de un arco morrénico frontal de una lengua que descendía del circo de O Mallón, que se encuentra seccionado por la erosión en dos flancos (Figura 35). Cada flanco tiene una longitud de 126 m y 128 m respectivamente y, conjuntamente, la superficie que ocupa el till es de 2,71 ha. El segundo complejo morrénico se encuentra adosado a los pies de la cresta de As Lastras do Cabalín (1.431 m), y está compuesto por dos morrenas laterales de 146 y 61 m de longitud (Figura 35). El tercer complejo morrénico, como ya se ha indicado, está compuesto por la morrena fronto-lateral ya descrita para la fase de MEH (por tanto, de carácter poligénico), de ahí que no vuelva a ser detallada en ese apartado.

La Fase Interna es una nueva etapa de avance y estabilización del glaciar de A Seara, en la que, no obstante, éste alcanzó una menor longitud y superficie que en la MEH (Figura 37B). Sigue tratándose en cualquier caso de un glaciar de tipo alpino que mantiene la misma área de acumulación. En este caso, la lengua tuvo una longitud de 4,8 km, una anchura máxima de 1,3 km y un espesor máximo del hielo de 160 m (Tabla 11). En este caso el frente quedó delimitado por la morrena fronto-lateral emplazada en las inmediaciones del núcleo de A Seara, y por el estrechamiento generado en el valle inmediatamente aguas abajo de dicha morrena, que la lengua del glaciar no fue capaz de superar (Tabla 11; Figura 37B). La altitud del frente fue de 985 m, la superficie del hielo en esta fase fue de 456 ha y el volumen de 433 hm³, manifestando una pérdida con respecto a la MEH del 25% de la superficie y del 19 % del volumen, respectivamente (Tabla 11). En cuanto al valor de la paleoELA, con el método AABR fue de 1.360 m, con el AAR de 1.410 m; y con el THAR de 1.221 m (Tabla 11).

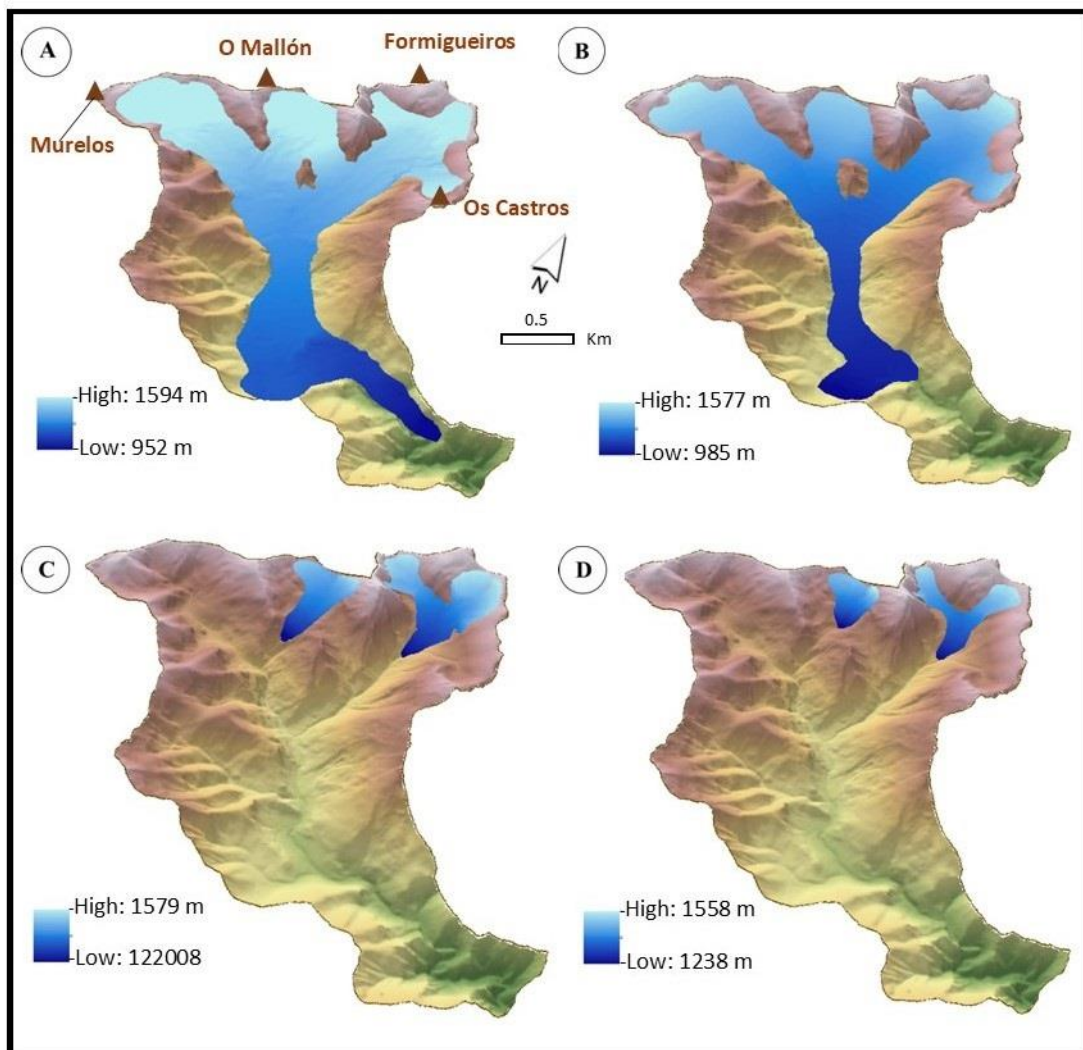
3.1.3. Complejos morrénicos de circo

Cabe citar dos sistemas morrénicos de circo. El primero, situado a los pies del circo de O Mallón, está integrado por cuatro morrenas que tienen longitudes de entre 68 m y de 634 m, estando la mayor de ellas seccionada por procesos

Resultados

erosivos postglaciares. La morrena que se sitúa más al Este se encuentra adosada a la vertiente, lo que tras la retirada del hielo ha dado lugar a la formación en su interior de la Laguna de la Lucenza debido al represeamiento generado. Dicha laguna se sitúa a una altitud de 1.380 m, y cuenta con un área de 0,54 ha, una longitud de 94 m y una anchura de 68 m. En la actualidad está prácticamente colmatada de sedimentos, funcionando como una turbera (Figura 33F). Por último, las dos morrenas centrales del conjunto formaban inicialmente un arco morrénico frontal que actualmente se encuentra seccionado por la erosión en dos flancos, con longitudes de 234 m y 68 m respectivamente. La superficie que ocupa el till en todo este conjunto morrénico es de 24 ha (Tabla 11).

Figura 37. Vista en 3D de las tres fases de avance glaciar identificadas en el Valle de A Seara dentro de la Última Glaciación: A) fase de MEH; B) fase interna; C) fase de circos (I); y D) fase de circos (II).



Fuente: elaboración propia.

Resultados

El segundo complejo morrénico se emplaza en el sector del circo de Formigueiros a altitudes de entre 1.228 y 1.544 m (Figuras 32E y 34). Dicho complejo está compuesto por un total de cinco morrenas laterales con longitudes de entre 96 m y 296 m. Las crestas morrénicas están distribuidas en tres postizos de till, cuya superficie total es de 8 ha. Los otros dos circos que integraban el primitivo glaciar alpino de A Seara carecen de evidencias sedimentarias de origen glaciar en su interior.

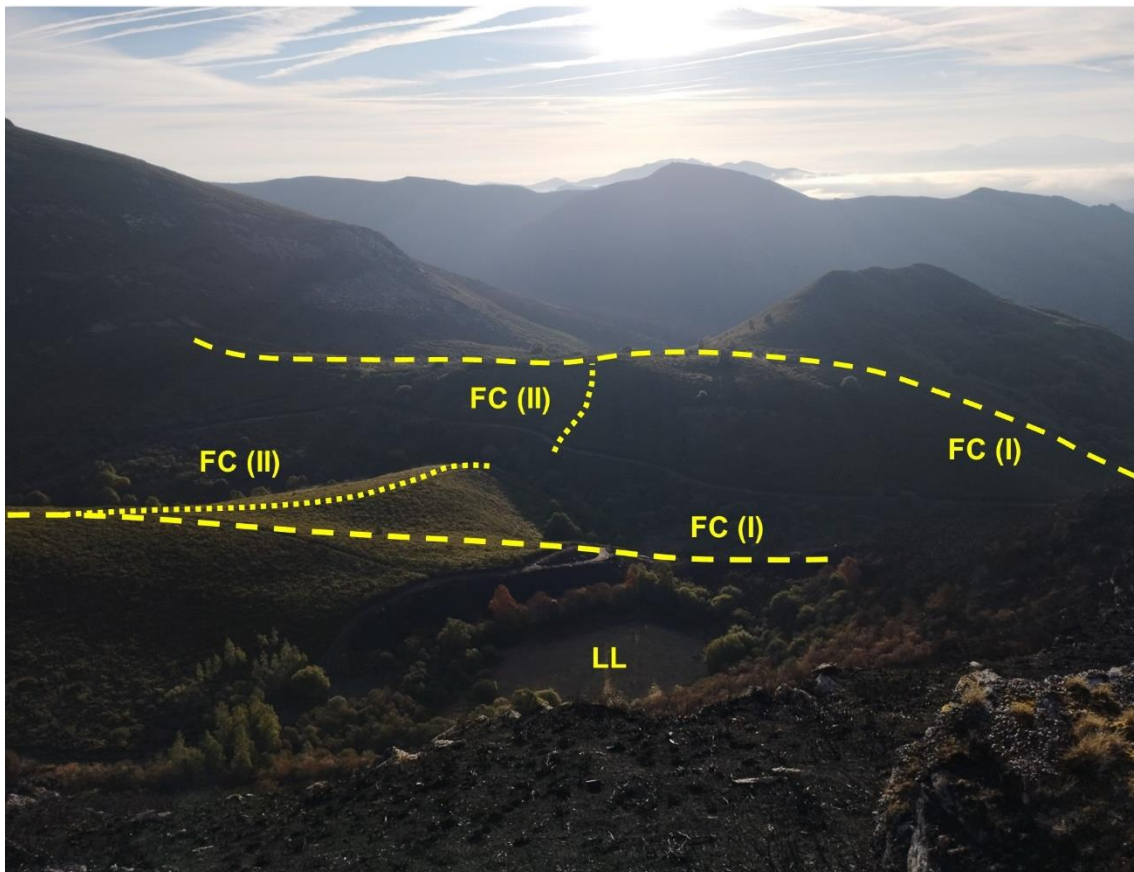
En consecuencia, tanto en el caso del circo de O Mallón como en el de Formigueiros se pueden reconstruir claramente dos etapas diferentes dentro de los complejos morrénicos de circo. La primera de ellas se caracteriza por un retroceso muy pronunciado del glaciar de A Seara con respecto a la fase interna, que quedó escindido en dos pequeños glaciares de circo. El primero de ellos, localizado en la base del circo de O Mallón, presenta una longitud de 1,1 km, una superficie de 47,4 ha y un volumen de 35,98 hm³ (Tabla 11; Figura 37C). El segundo glaciar de circo, que se ubicaba en el interior del circo de Formigueiros, contó con una longitud de 0,8 km, una superficie de 62,3 ha y un volumen de 22,40 hm³ (Tabla 11; Figura 37C). La superficie total que ocupaba el hielo durante esta fase fue de 110 ha, y el volumen total del hielo es de 58,4 hm³ (Tabla 11). En cuanto a la altitud de las paleoELAs, osciló entre 1.405 m y 1.449 m con el método AABR, 1.454 m y 1.549 m con el método AAR y, por último, 1.394 m y 1.353 m con el método THAR (Tabla 11).

Tras un nuevo retroceso, las morrenas más internas de los dos complejos de circo estudiados, adosadas a las formadas previamente y de menor envergadura que ellas (Figura 38), permiten reconstruir una última fase en la que los dos glaciares de circo tenían aún menos desarrollo superficial. El primero de ellos (circo de O Mallón), contó con una longitud de 0,7 km, una superficie de 41,9 ha y un volumen de 23,68 hm³ (Tabla 11; Figura 37D). El segundo glaciar se emplazaba a los pies del circo de Formigueiros, contó con una longitud de 0,31 km, una superficie de 43,8 ha y un volumen de 17,14 hm³ (Tabla 11; Figura 37D). La superficie total que ocupó el hielo durante esta fase fue de 85,7 ha, un 89 % menos que en la fase interna y un 86 % que en la fase de MEH. Por su parte el volumen total del hielo durante esta fase glaciar fue de 40,8 hm³, un 87 % menos que en la fase interna, y un 94 % menos que en la fase de MEH. En cuanto al cálculo de paleoELAs, la altitud osciló entre 1.453 y 1.503 m con el

Resultados

método AABR, 1.403 y 1.503 con el método AAR, y por último 1.358 y 1.418 m con el método THAR.

Figura 38. Vista parcial del complejo morrénico localizado en el interior del circo de O Mallón. Se observan dos generaciones de cordones morrénicos pertenecientes a las Fases de Circos I (FC I), y II (FC II). En la parte inferior de la imagen se sitúa la Laguna da Lucenza (LL) que, como se aprecia claramente, se formó en la parte externa del citado complejo morrénico, al ser represado el espacio existente entre la morrena y la vertiente. Por tanto, la citada laguna fue coetánea a las últimas fases glaciares del Valle de A Seara.



Fuente: elaboración propia.

3.2. Cálculo de edades

Para la datación por ^{36}Cl se ha realizado un estudio de los posibles objetivos de datación en el área de A Seara, que incluyeron tanto depósitos como superficies de erosión glaciár. Los objetivos seleccionados fueron una morrena poligénica situada en el fondo del valle a una altitud de 1.113 m, así como un umbral con evidencias de pulido glaciár emplazado en un sector intermedio del valle a una altitud de 1.243 m (Figura 35). Tras un recorrido exhaustivo del área estudiada, no fue posible encontrar más bloques glaciares ni superficies pulidas por el hielo susceptibles de ser datadas mediante NCT.

En la morrena de A Seara se obtuvieron un total de siete muestras para su datación por ^{36}Cl . Se trata de un grupo de bloques de tamaño métrico, que se encuentran topográficamente más hundidos que la cresta de la morrena, lo que indica que han sido afectados por procesos de exhumación postglaciares. La muestra más antigua es SEA-01 arrojó una edad de $23,73 \pm 2,2$ ka (Figura 39A; Tabla 12). El grupo de muestras (SEA-02, SEA-04, SEA-06 y SEA-07), arrojan edades muy similares que oscilan entre $18,18 \pm 2,4$ ka y $18,87 \pm 2,5$ ka (Figura 39B, C, D y E). Por otro lado, la muestra SEA-03 aportó una edad de $11,08 \pm 1,3$ ka, totalmente al margen del resto de muestras seleccionadas en esta morrena, y sin ninguna consistencia geomorfológica, por lo que se ha considerado como un *outlier* (Tabla 12).

La superficie con evidencias de pulido glaciár seleccionada se ubica en el sector central del área de estudio, más concretamente en la margen izquierda del cauce fluvial de Rego dos Chaos (Figura 35), y presenta una litología de tipo pizarroso. Se trata de un umbral elevado sobre el cauce y situado en un área en la que las lenguas glaciares de las fases de MEH e Interna que descendieron del circo O Mallón y del circo de Murelos estaban conectadas y descendían valle abajo (Figura 39H y 36I). SEA-08 arrojó una edad de $14,48 \pm 2,4$ ka, mientras que SEA-09 reportó una edad de $12,81 \pm 2,3$ ka (Tabla 12). En ambos casos se trata de edades más recientes de lo esperable, como se discutirá posteriormente.

Resultados

Figura 39. Imágenes de los bloques y superficies glaciares datados para la obtención de cronologías absolutas por ^{36}Cl en el valle de A Seara. Obsévese las estrías glaciares en varios de los bloques.



Fuente: elaboración propia.

Resultados

Tabla 12. Resultado de las cronologías del análisis por ^{36}Cl para los bloques de la morrena muestreada y las superficies pulidas por el glaciar; Afe es la longitud de atenuación efectiva para neutrones rápidos.

Muestra ID	Unidad geomorfológica	Latitud (DD)	Longitud (DD)	Elevación	Shielding factor	Afe (g/cm²)	Edad (Ka)	Edad (Ka) con corrección de enterramiento
SEA-01	Morrena	42,5670	-7,0896	1.112	0,9776	160	19,738 ± 2,223	23,773 ± 2,536
SEA-02	Morrena	42,5669	-7,0896	1.113	0,9988	160	16,516 ± 2,034	18,712 ± 2,296
SEA-03	Morrena	42,5669	-7,0895	1.112	0,9930	160	16,380 ± 2,196	18,870 ± 2,528
SEA-04	Morrena	42,5669	-7,0888	1.120	0,9991	160	16,054 ± 2,026	18,842 ± 2,194
SEA-05	Morrena	42,5672	-7,0876	1.129	0,9980	160	11,020 ± 1,298	11,081 ± 1,327
SEA-06	Morrena	42,5675	-7,0886	1.125	0,9984	160	15,860 ± 2,141	18,182 ± 2,457
SEA-07	Morrena	42,5674	-7,0892	1.118	0,9957	160	16,817 ± 2,027	18,782 ± 2,264
SEA-08	Umbral	42,5865	-7,1122	1.243	0,9497	160	14,483 ± 2,795	-----
SEA-09	Umbral	42,5865	-7,1128	1.244	0,9515	160	12,819 ± 2,268	-----

Fuente: Elaboración propia.

3.3. Interpretación

En la fase de MEH el glaciar de A Seara, de tipo alpino, descendió hasta los 956 m ocupando una superficie de 610 ha y un volumen de 598 hm³. La paleoELA de este glaciar se situó a una altitud de 1.327 m con el método AABR, a 1.377 m con el método AAR, y a 1.208 m con el método THAR. A nivel de toda la Sierra del Courel, Pérez Alberti (2021), calculó las paleoELAs de los glaciares que se desarrollaron en dicho ámbito mediante el método THAR, obteniendo resultados en el rango de 1.155 a 1.320 m. Cabe citar que hay cierta diferencia entre los paleoglaciares ubicados en la vertiente Noroeste con respecto a los desarrollados en la falda Sureste de la Sierra, como se ha comprobado en otras áreas de las Montañas Cantábricas, donde las paleoELAs siempre se sitúan a mayor rango en orientaciones de componente Sur (Santos-González *et al.*, 2013; Serrano *et al.*, 2013).

En otros conjuntos montañosos cercanos como la Sierra de Ancares, el Macizo de Manzaneda y el Macizo de Trevinca, Pérez Alberti (2022), aporta paleoELAs mediante el método de elevación máxima de las morrenas laterales en el rango de 986 m a 1.058 m. Por su parte, el trabajo de Santos-González (2010) sobre el glaciario del Alto Sil, sitúa las paleoELAs para la fase de MEH en el rango de 1.456 a 1.594 m. A su vez, el estudio de Santos-González *et al.* (2013) aporta un rango de altitudes de entre 1.033 y 1883 m, para los conjuntos montañosos de Ancares, Alto Sil, Cueto Negro, Curueño, Mongayo, Peña Prieta y Castro Valnera. Recientemente, Pérez Alberti *et al.* (2023) calcularon las paleoELAs de la Sierra de Saojo, localizada en el extremo Suroeste de Galicia, donde con una altitud máxima de 1.250 m para el citado conjunto, la paleoELA calculada con el método AABR (ratio de 1,7) reportó una altitud de 1.057 m.

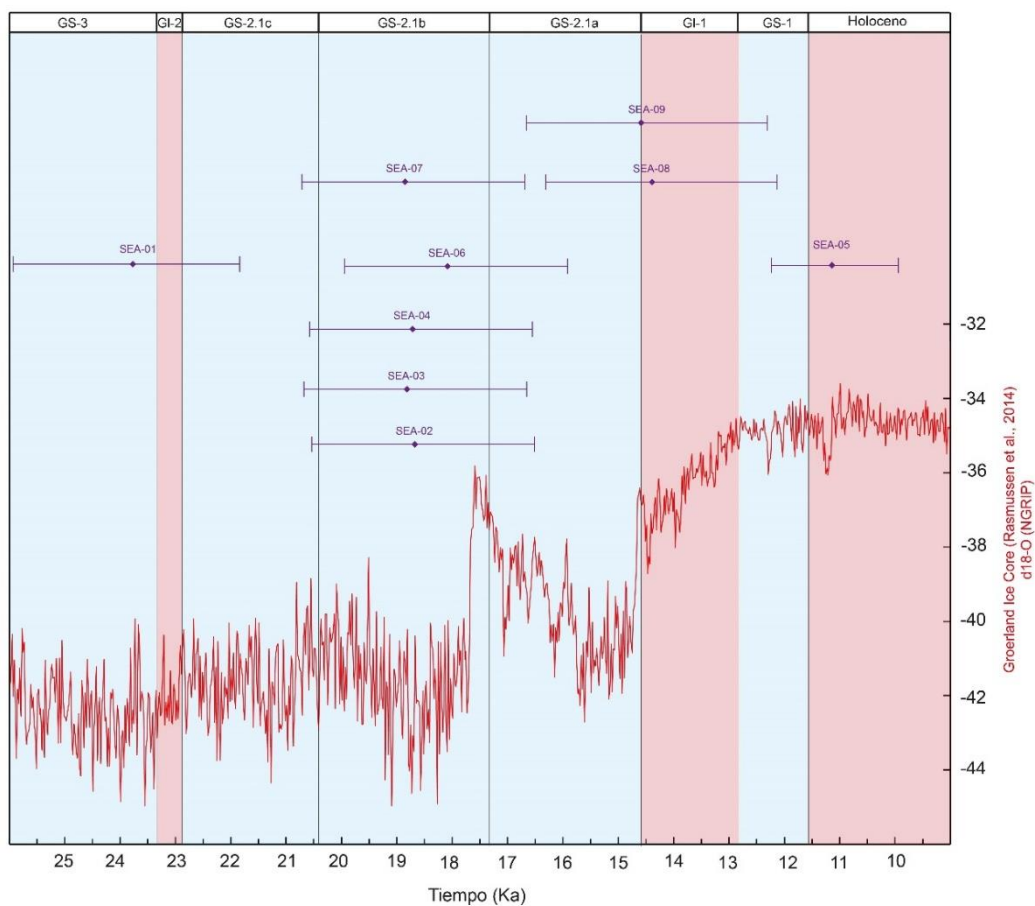
La reconstrucción del frente del glaciar de A Seara durante la MEH se ha realizado a partir de los retazos de till que se conservan en la carretera de Vieiros a Ferramulín (altitud de 956 m), junto al cambio morfológico evidente en el valle, que pasa de tener una morfología abierta, a constituir una garganta fluvial de marcado perfil en “V”. No hay otras evidencias que permitan reconstruir con mayor precisión la máxima extensión del glaciar.

Respecto a la cronología de la MEH, solamente ha sido posible obtener una edad relacionada con ella. La escasez de bloques adecuados para su datación mediante NCTs ha sido uno de los principales problemas con que nos hemos encontrado en esta área de estudio. Así, la muestra SEA-01 arrojó una edad de

Resultados

23,77 ka (Figura 40). Este dato ha sido interpretado como una edad mínima para la MEH, ya que el bloque estuvo recubierto por sedimentos hasta su posterior exhumación; y su edad difiere sustancialmente del otro grupo de bloques datados en la misma morrena que, excluyendo un *outlier*, han dado en cambio resultados cronológicos prácticamente idénticos entre ellos.

Figura 40. Correlación de las edades obtenidas por ^{36}Cl en el Valle de A Seara con la evolución de la temperatura desde el UMGg al Holoceno basado en el análisis $\delta^{18}\text{O}$ del *core* y la NGRIP de Groerlandia. Los periodos fríos y cálidos están representados en bandas azules y rojas, respectivamente.



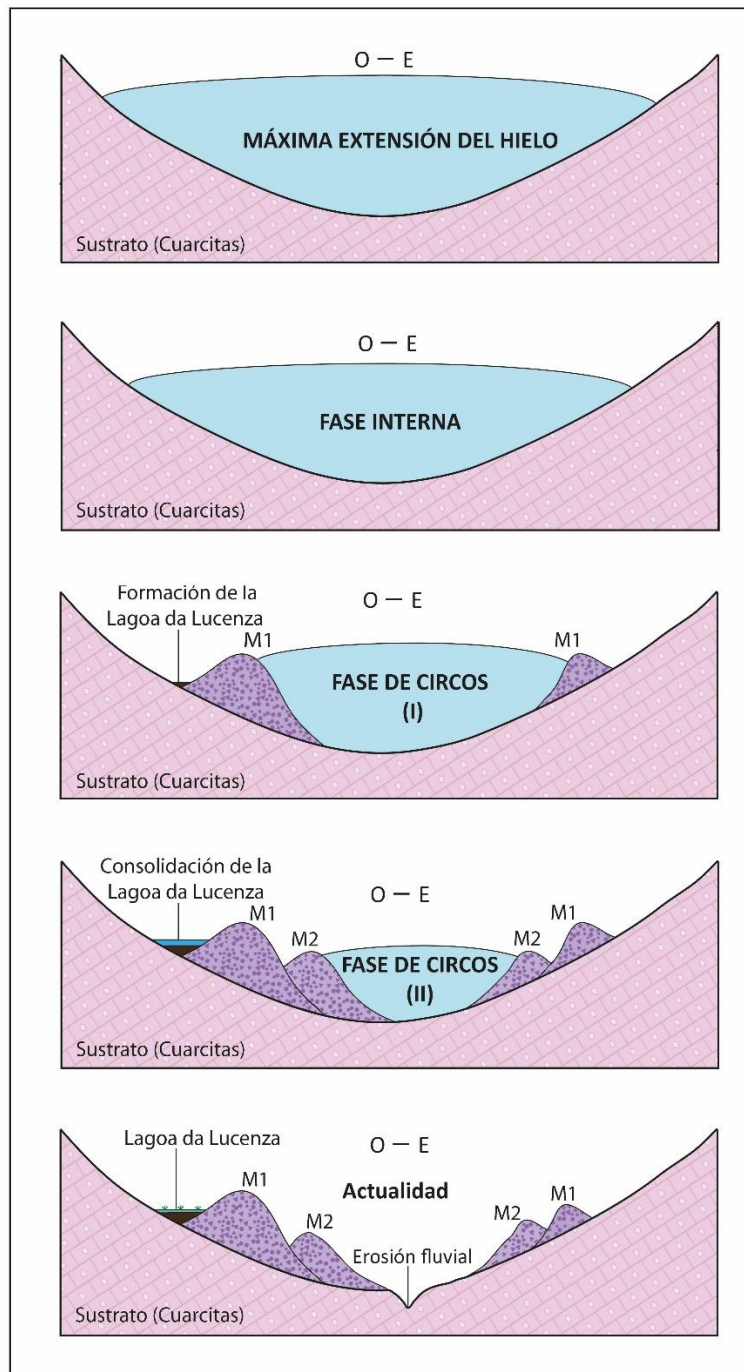
Fuente: elaboración propia.

Sin embargo, como ha sido detectado en las montañas del Noroeste y en diversos conjuntos glaciados próximos de las Montañas Cantábricas, la MEH antecede al UMGg (29-19 ka; Hughes, 2022). En este sentido, en el Macizo de Trevinca, Pérez-Alberti *et al.* (2011) obtuvieron cronologías anteriores a 30 ka a partir de la datación del depósito proglaciar de Pías mediante OSL. Por su parte, en diferentes macizos cantábricos, la MEH oscila entre 45 y 36 ka (MIS 3;

Resultados

Jiménez y Farias, 2002; Pellitero, 2013; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2015; Ruiz-Fernández *et al.*, 2016; Pellitero *et al.*, 2019; Ruiz-Fernández *et al.*, 2022), e incluso se han obtenido cronologías anteriores en la horquilla de 64 a 78 ka MIS 4-5 (Frochoso *et al.*, 2013; resultados obtenidos en esta tesis doctoral para el glaciar que existió en la vertiente Norte del Puerto de Ventana), e incluso más antiguas (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016).

Figura 41. Esquema de deglaciación del Valle de A Seara.



Fuente: elaboración propia.

Resultados

A escala peninsular, muchos otros trabajos han establecido una MEH previa al UMGg, como en los Pirineos en rangos de 55-65 ka (García-Ruiz *et al.*, 2003; 2013), o en Sierra Nevada en rangos de 30-32 ka (Oliva *et al.*, 2009, Gómez-Ortiz *et al.*, 2015; Palacios *et al.*, 2016a). Sin embargo, también hay resultados geocronológicos más cercanos e incluso coincidentes con el UMGg para la MEH en conjuntos montañosos como la Sierra de Gredos (Palacios *et al.*, 2011; Domínguez-Villar *et al.*, 2013). Actualmente hay un debate abierto sobre la influencia de pequeños cambios a escala regional en los patrones de circulación general atmosférica durante la Última Glaciación en la Península Ibérica (Hughes *et al.*, 2016; Rea *et al.*, 2020; Oliva *et al.*, 2022), así como de la repercusión del uso de sistemas de datación diferentes (OSL, ^{14}C , NCTs; García-Ruiz *et al.*, 2010).

La segunda fase en la evolución del glaciar de A Seara se pudo reconstruir a partir del límite marcado por la morrena fronto-lateral situada en el sector distal del valle, junto al estrechamiento existente aguas abajo de la misma, que el glaciar ya no fue capaz de superar (Figuras 35 y 37). Los resultados de las muestras (SEA-02, SEA-04, SEA-06 y SEA-07), muy consistentes entre sí, con edades en la horquilla de 18,87 a 18,18 ka, evidenciando que el glaciar conectó con esta morrena durante el UMGg, ya que, como se ha citado en el apartado referido al Puerto de Ventana, estas edades han de ser interpretadas como mínimas. Como en el caso de la muestra SEA-01, las anteriores también estaban topográficamente más hundidas que la cresta de la morrena, probando su enterramiento y posterior afección por procesos de exhumación postglaciares. Por tanto, para las muestras SEA-01 a SEA-07 se aplicó el protocolo de corrección por enterramiento para rectificar las edades. Queda excluida la muestra SEA-05, que ha reportado un resultado anómalo.

Está perfectamente establecida y documentada en los principales macizos montañosos ibéricos, la existencia de una fase glaciar de avance coincidente con el UMGg (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2015; 2017; Oliva *et al.*, 2019; 2022). Para la segunda fase evolutiva, el glaciar del Valle de A Seara, que seguía siendo de lengua, tenía una superficie de 456 ha, un volumen de 433 hm³, y una paleoELA de 1.360 m de altitud mediante el método AABR.

Por otro lado, con las muestras SEA-08 y SEA-09, se pretendía obtener una edad de referencia para la deglaciación del valle entre su sector interno y el de cabecera. No obstante, las edades obtenidas, demasiado recientes (14,48 ka

Resultados

y 12,80 ka), no son coherentes desde el punto de vista geomorfológico, sugiriendo que el umbral donde se tomaron ambas muestras, situado en una posición cercana al fondo del valle, estuvo cubierto por sedimentos hasta que fue exhumado con posterioridad.

No ha sido posible obtener muestras para su datación mediante NCTs, de las dos últimas fases detectadas en la evolución glaciaria de este valle, ambas acantonadas en el interior de los circos de O Mallón y Formigueiros. Estas últimas han sido establecidas a partir de las evidencias sedimentarias conservadas, mediante las que se han reconstruido dos glaciares, que en la Fase de Circos (I) tuvieron una superficie de 109 ha, un volumen de 58 hm³ y una paleoELA de 1.427 m de altitud. Por su parte, en la Fase de Circos (II), estas masas de hielo presentaron una superficie de 85,7 ha, un volumen de 40,79 hm³ y una paleoELA de 1.450 m de altitud.

Sin embargo, la datación radiocarbónica de 17,93 ka BP existente en la Laguna da Lucenza (Muñoz-Sobrino *et al.*, 2001), calibrada posteriormente en 21 ka cal BP (Iriarte Chiapusso *et al.*, 2016), ofrece un dato cronológico de gran interés que permite inferir una rápida deglaciación del valle desde la fase anterior hasta quedar los hielos acantonados en cabecera. Es interesante remarcar que, la Laguna da Lucenza, está situada fuera de los complejos morrénicos de circo. Concretamente, se formó por el represamiento generado entre un cordón morrénico y la vertiente cuarcítica en la que se apoya; de tal manera que la citada laguna empezó a funcionar como tal de forma sincrónica a la pervivencia de glaciares en la cabecera del valle (Figura 41). Es decir, la edad de ¹⁴C anteriormente señalada, constituye el momento en el que el valle queda deglaciado aguas abajo, y se forman los complejos morrénicos de circo más externos (Figura 41). Desde este punto de vista, la aparente descoordinación temporal entre los datos de NCTs obtenidas en la morrena fronto-lateral de A Seara en un rango de 18,87 a 18,18 ka, y la mencionada datación radiocarbónica, no lo es tal si tenemos en cuenta el alto grado de incertidumbre que existe tanto en las dataciones cosmogénicas (entre 2,5 y 2,2 ka), como en la propia datación de ¹⁴C, que tiene un margen de error de 0,6 ka. Cabe remarcar que otras lagunas situadas en conjuntos próximos a similar altitud han reportado cronologías más recientes. Es el caso del Pozo del Carballal, ubicado en los Montes del Cebreiro, cuya datación de la base del sondeo efectuado arroja una edad de 15 ka cal BP (Iriarte Chiapusso *et al.*, 2016).

Resultados

En las Montañas Cantábricas, donde el marco geocronológico de la Última Glaciación y sus fases de avances y retrocesos asociados está mejor establecido, se han datado morrenas que evidencian fases de retroceso en conjuntos como el Valle del río Monasterio, donde se obtuvo una edad de 14.0 ka en una morrena de circo (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2017). Parte de las últimas fases glaciares en estas montañas se corresponde con periodos fríos como el Oldest Dryas (17.5-14.6 ka; Palacios *et al.*, 2017), y es previsible que en los conjuntos montañosos de mayor altitud (ej: Picos de Europa, Macizos de las Ubiñas, Fuentes Carrionas), las últimas pulsaciones glaciares se correspondan con el Younger Dryas (12.9–11.7 ka; Broecker *et al.*, 2010), salvo en Picos de Europa, en los que se ha documentado un avance glaciar histórico relacionado con la Pequeña Edad del Hielo (González-Trueba, 2005; González-Trueba *et al.*, 2008; Ruiz-Fernández *et al.*, 2022).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La presente tesis doctoral se ha centrado en el estudio de la morfología y la evolución glaciaria de tres conjuntos montañosos situados en el extremo Noroeste de la Península Ibérica, siguiendo un transecto que, de Este a Oeste, comprende las áreas de la vertiente asturiana del Puerto de Ventana (cota máxima de 1.977 m, Pico Ferreirúa), el Valle de Riomolino situado en el área de unión entre las sierras de Caniechas y la Zarza (altitud máxima de 1.909 m, alcanzada en los Altos del Monteiro) y el Valle de A Seara en las Montañas del Courel (Pico de Formigueiros, altitud de 1.648 m). El interés de la elección de estos tres sectores reside en que, en todos los casos, se trata de conjuntos montañosos de altitud moderada que han sido escasamente estudiados hasta el momento (la excepción serían las Montañas del Courel, que cuentan con trabajos específicos, mientras que las otras dos áreas no han sido estudiadas previamente desde el punto de vista de la geomorfología glaciaria). Además, hasta el presente estudio, los tres sectores carecen de datos geocronológicos absolutos referidos directamente a formas glaciares (cabe citar las dataciones radiocarbónicas efectuadas en un sondeo tomado en la Laguna de la Lucenza en A Seara, relacionada morfoestratigráficamente con un complejo morrénico situado en el interior de un circo glaciario; Muñoz-Sobrino *et al.*, 2001). En las tres áreas de estudio el roquedo es similar, estando integrado principalmente por cuarcitas, pizarras y areniscas paleozoicas y precámbricas; si bien existen diferencias en cuanto al tipo de formación y al periodo al que pertenecen entre el Valle de A Seara (integrado por materiales esencialmente silúricos), con respecto a las otras dos áreas de estudio (Crespo Zamorano, 1982; Truyols *et al.*, 1982).

Desde el punto de vista metodológico el tratamiento ha sido el mismo en los tres sectores, consistente en la realización de trabajo de campo con el fin de identificar las formas y procesos presentes, y plasmarlos en las correspondientes minutas cartográficas; así como de la búsqueda y obtención de muestras para su datación mediante NCTs en bloques y superficies rocosas con huellas de

Discusión y conclusiones

erosión glaciar. Complementariamente, también se tomaron muestras en dos glaciares rocosos relacionados morfoestratigráficamente con complejos morrénicos situados en el interior de los circos glaciares. En total se obtuvieron un total de 41 muestras. La estrategia de muestreo consistió en el recorrido sistemático de las áreas de estudio para localizar muestras representativas de todas las fases glaciares identificadas. No obstante, esta labor constituyó uno de los problemas principales de este trabajo, específicamente en el Valle de Riomolino, donde no fue posible localizar muestras para datar adecuadamente la fase de MEH; así como el Valle de A Seara, debido a la manifiesta escasez de bloques de tamaños adecuados sobre la superficie de los complejos morrénicos, así como la casi inexistencia de superficies rocosas con huellas de pulido glaciar, ya que los sectores intermedios y distales del valle están labrados principalmente sobre roquedo deleznable (pizarras).

La información recopilada en el campo se volcó en un SIG (ArcGis 10.5 de Esri), con el fin de realizar una cartografía geomorfológica detallada de cada una de las áreas de estudio (Figuras 17, 26 y 35), así como de efectuar los cálculos espaciales pertinentes. La salida final de los tres mapas geomorfológicos se efectuó siguiendo el sistema cartográfico RCP77 del CNRS francés (Joly, 1997) mediante el programa de diseño gráfico Adobe Illustrator (versión CS6). A partir de los datos volcados en la aplicación Glare para SIG de Pellitero *et al.* (2016), se realizó la reconstrucción de superficies, espesores y volúmenes de los glaciares en cada una de las fases identificadas, así como el cálculo de paleoELAs mediante los métodos AABR (Rea, 2009), AAR (Ritcher y Brückner, 2002) y THAR (Carrivick y Brewer, 2004).

De las 41 muestras obtenidas para su datación mediante NCTs, 32 fueron datadas mediante ^{10}Be y, las 9 restantes, con ^{36}Cl . Es decir, en las áreas de Riomolino y Ventana se pudo aplicar el protocolo de datación del ^{10}Be debido a la abundancia de cuarcitas ricas en SiO_2 . Estas muestras fueron datadas en el *Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques* (LN2C) del *Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement* (CEREGE), en Aix-en-Provence (Francia). En cambio, en el área de A Seara, pese a la existencia de roquedo cuarcítico en cabecera, las escasas muestras adecuadas para su datación presentaron una gran heterogeneidad litológica, careciendo varias de ellas del contenido mínimo en SiO_2 como para poder aplicar el mismo protocolo que en las dos áreas anteriores.

Discusión y conclusiones

En este caso, las dataciones con ^{36}Cl se llevaron a cabo en el *Laboratoire de Géographie Physique “Environnements Quaternaires et Actuels”* (LGP) CNRS-INEE / Universités Paris 1 (Francia).

Conjuntamente, los resultados del estudio han permitido reconstruir tres glaciares alpinos durante la fase de MEH (uno en cada área de estudio), que contaron con extensiones de 491 ha en la vertiente asturiana del Puerto de Ventana, 432 en el Valle de Riomolino y 610 en el Valle de A Seara; espesores máximos del hielo de 198, 175 y 228 m; volúmenes de 510, 420 y 598 hm³; y paleoELAs situadas a altitudes de 1.520, 1.544 y 1.327 m respectivamente, calculadas mediante el método AABR. La orientación diferente en A Seara con respecto las otras dos áreas (Figura 9), la hipsometría, y el rango altitudinal de cada uno de los valles estudiados, explican las diferencias existentes, especialmente, entre Ventana y Riomolino con respecto al Valle de A Seara.

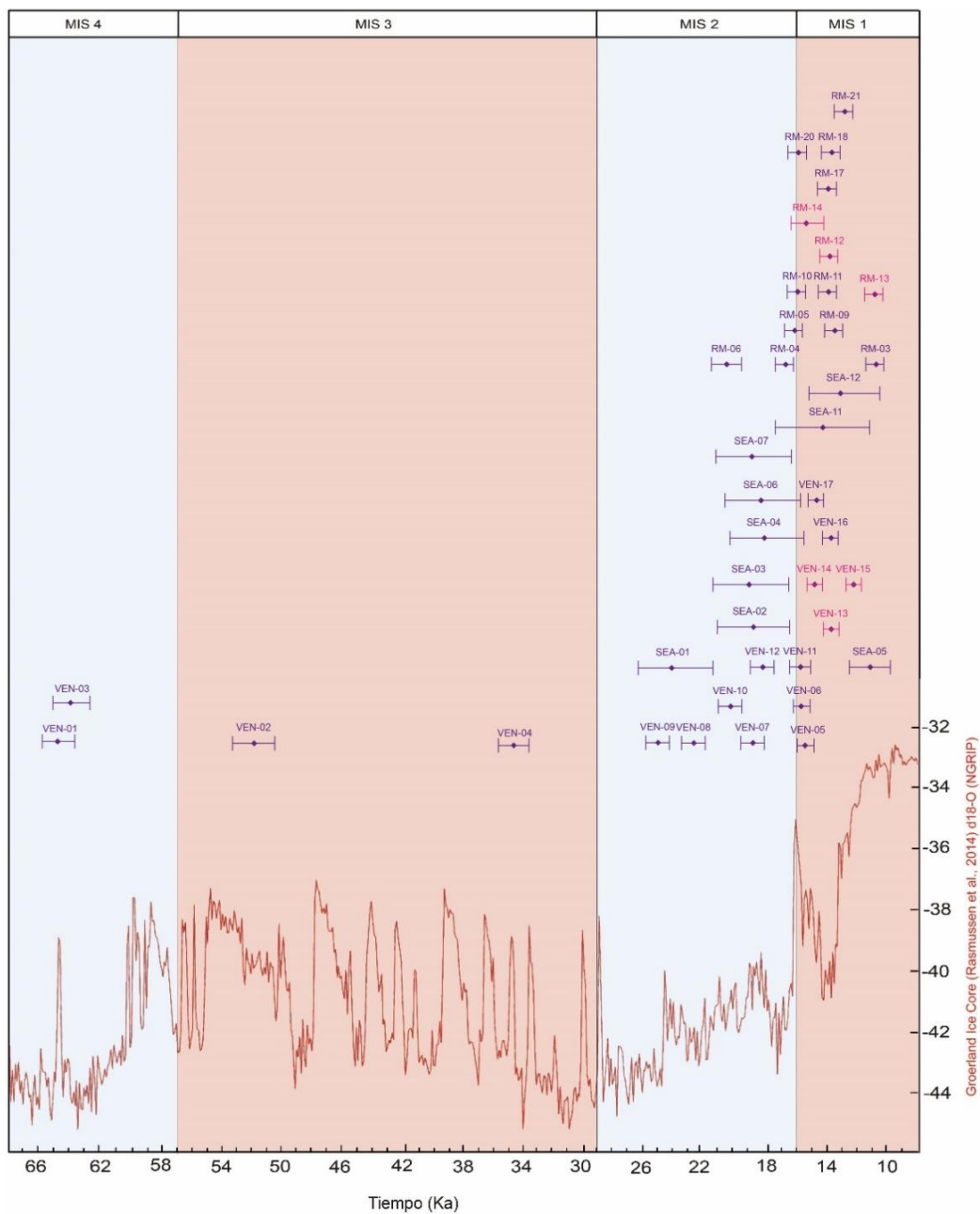
Con respecto a la geocronología de la MEH, ésta solo se ha podido establecer con precisión en el área de Ventana, donde se han obtenido cuatro edades que están en el rango de 65,7-64,0 y 34,8 ka (Figura 42). En el caso de Riomolino, se ha obtenido una edad holocena de 7,0 ka, que constituye claramente un *outlier*, debido posiblemente a procesos postglaciares de exhumación del bloque con respecto a la cubierta sedimentaria donde estaba inserto. La inexistencia de otros bloques adecuados impidió obtener más edades asociadas a la fase de máximo avance glaciar. En el caso de A Seara, la principal morrena de este glaciar, de carácter poligénico, también presentó problemas por recubrimiento sedimentario de los bloques datados hasta su posterior exhumación. De hecho, fue necesario aplicar la corrección por enterramiento (Gosse y Phillips, 2001), debido a que parte de los bloques estuvieron enterrados a profundidades de entre 7 y 9 metros, teniendo en cuenta su posición con respecto al perfil de la cresta de la morrena. Por ello, la cronología más antigua obtenida en esta morrena (23,7 ka), necesariamente debe ser interpretada como una edad mínima.

En definitiva, la MEH, documentada principalmente a partir de las edades obtenidas en el sector de la vertiente asturiana del Puerto de Ventana, antecede al UMGg, tal y como ha sido documentado en otros conjuntos montañosos Cantábricos (ver estudio de revisión de Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2015), de las Montañas del Noroeste (Pérez-Alberti *et al.*, 2011) y, por extensión, de la Península Ibérica, como los Pirineos o Sierra Nevada, entre otros (ver estudio de

Discusión y conclusiones

síntesis de Oliva *et al.*, 2019). Para evitar reiteraciones no se incluye aquí una comparación minuciosa, mostrando los resultados geocronológicos de otros conjuntos montañosos ibéricos, puesto que dicha discusión ya se ha efectuado en detalle en el apartado dedicado a la interpretación de los resultados de cada una de las tres áreas de estudio.

Figura 42. Correlación de las edades obtenidas por ^{36}Cl y ^{10}Be en las tres áreas de estudio de la presente tesis doctoral, con la evolución de las temperaturas. Basado en el análisis $\delta^{18}\text{O}$ del core y la NGRIP de Groenlandia. Los periodos fríos y cálidos están representados en bandas azules y rojas, respectivamente.



Fuente: elaboración propia.

Discusión y conclusiones

Debido a la geometría y características propias de cada uno de los valles estudiados, en la siguiente fase de la evolución glaciaria subsistió un único aparato de tipo alpino en el caso de A Seara, mientras que en Riomolino y Ventana sus primitivos glaciares ya estaban escindidos en 8 y 5 lenguas, respectivamente. En conjunto, la extensión del hielo en las tres áreas de estudio fue de 168 ha en el caso de Ventana, de 398 ha en Riomolino, y de 456 ha en A Seara; los espesores máximos fueron de 51, 102 y 106 m; los volúmenes fueron de 50, 195 y 433 hm³; y las paleoELAs medias mediante el método AABR de 1.595, 1.689 y 1.360 m, respectivamente. Nuevamente cabe mencionar una sensible diferencia de la altitud de la paleoELAs entre A Seara y las otras dos áreas, y siendo reseñable la importante merma en la extensión ocupada por el hielo en Ventana y Riomolino con respecto a la fase de avance glaciaria previa.

En cuanto a la geocronología de esta segunda gran fase glaciaria, ha quedado sólidamente establecida en los tres conjuntos estudiados mediante una datación de 20,2 ka en Riomolino, cuatro dataciones en Ventana en el rango de 25,2 a 18,2 ka excluyendo *outliers*, que se corresponden con dos pulsaciones diferentes representadas por otras tantas generaciones de cordones morrénicos (entre 25 y 22,4 ka la primera, y entre 20,1 y 18,3 ka la segunda), y cinco dataciones en A Seara entre 18,9 y 18,2 ka (Figura 42). Todas estas cronologías quedan enmarcadas dentro del UMGg, teniendo en cuenta el margen de error asociado a cada una de las muestras, así como las características de cada bloque o superficie rocosa datada, cuyas edades finales pueden tener cierta incertidumbre derivada de la erosión superficial (mayor de la considerada), existencia previa de recubrimientos sedimentarios, incidencia de la cubierta nival, movimientos de reajuste post-deposicionales en el caso de los bloques, etc. A su vez, es necesario tener en cuenta el contexto geomorfológico en el que se inscriben las muestras, y que algunas pertenecen a morrenas en las que también se obtuvieron edades previas (de 20,1 ka en el caso de Ventana). Por ello, las cronologías obtenidas han de ser tomadas como mínimas, de ahí que el grupo de edades 18,9 a 18,2 ka hubiera sido considerado como perteneciente al UMGg.

Estas cronologías marcan una segunda fase generalizada de avance glaciaria en estas montañas, muy bien documentada en el resto de los sistemas montañosos ibéricos, incluidas las Montañas Cantábricas (Oliva *et al.*, 2022). Como en el caso previo, la comparación entre los resultados de esta tesis y los

Discusión y conclusiones

obtenidos en otras áreas montañosas, ya ha sido abundantemente debatida en la interpretación de cada una de las tres áreas de estudio.

Tras el UMGg, la Última Deglaciación viene marcada por la generación de morrenas recesionales que se corresponden con episodios cortos de estabilización de los frentes glaciares dentro de un proceso generalizado de retroceso glaciar, así como de nuevas fases de avance y/o estabilizaciones asociadas a periodos estadiales como el Oldest Dryas. En el primer caso, cabe citar las dos dataciones obtenidas en un complejo morrénico situado a una altitud intermedia en el Valle de Riomolino, con edades de 16,8 y 16,2 ka.

A su vez, la rápida deglaciación acontecida tras el UMGg, significó la desaparición de los glaciares de lengua y la pervivencia, únicamente, de pequeños glaciares acantonados en el interior de sus circos. Concretamente, en la vertiente Norte del Puerto de Ventana coexistieron un total de cinco paleoglaciares, 11 en el valle de Riomolino, y dos en el Valle de A Seara. La extensión total ocupada por el hielo en cada uno de estos sectores fue de 57, 123 y 87 ha, los espesores máximos alcanzaron 36, 72 y 114 m, el volumen total de las masas de hielo fue de 19, 35 y 50 hm³ y, por su parte, la altitud media de las paleoELAs mediante la aplicación del método AABR fue de 1.712, 1.732 y 1.428 m, respectivamente. Nuevamente, cabe resaltar el valor notablemente más abajo alcanzado por las paleoELAs en el área de A Seara con respecto a los otros dos sectores, explicado en gran medida por las características altimétricas de la Sierra del Courel.

En el área de Ventana se han obtenido cinco edades relacionadas con los complejos morrénicos de circo, así como con un glaciar rocoso. La última pulsación propiamente glaciar de este sector, de carácter netamente recesional y durante la cual se edificó un arco morrénico frontal, acontece entre 14,7 ka y 13,7 ka; es decir, desde finales del Oldest Dryas (Clark *et al.*, 2009; Palacios *et al.*, 2016) y durante el interestadial Bølling-Allerød (Rasmussen *et al.*, 2014). Por su parte, el glaciar rocoso situado en una posición más interna con respecto al arco morrénico mencionado, arrojó edades que señalan el cese de su movimiento entre 14,7, 13,7 y 12,2 ka; coincidentes también, por tanto, con el interestadial Bølling-Allerød salvo la datación más reciente, que se sitúa desde el punto de vista cronológico en la transición de este interestadial con el Younger Dryas (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2017; Oliva *et al.*, 2022).

Discusión y conclusiones

En el área de Riomolino se obtuvieron 10 dataciones de NCTs en el interior de los circos, de las que tres se correspondieron, como en el caso de Ventana, con los arcos de un glaciar rocoso. De todas ellas, las edades obtenidas en tres superficies rocosas con huellas de pulido glaciar del interior del circo del Monteiro Norte fueron de 16 ka en la muestra más externa, y de 13,9 y 13,7 ka en las otras dos, evidenciando el progresivo retroceso del glaciar en el interior de este circo, que fue más rápido en la parte distal del mismo como evidencia la diferencia en las tres edades, pese a que las respectivas muestras estaban distribuidas a intervalos regulares circo arriba. Por otro lado, en la morrena lateral más externa de las dos que se conservan en la terminación Sureste del mismo circo, se han obtenido dos cronologías de 15,9 y 13 ka. Estos datos se complementan, a su vez, con los aportados por dos bloques erráticos próximos a la citada morrena, que arrojaron edades de entre 14,1 y 13,9 ka. Las últimas pulsaciones glaciares del Valle de Riomolino se corresponden con el paso de las condiciones más frías propias del Oldest Dryas al calentamiento asociado al Bølling/Allerød.

Finalmente, el glaciar rocoso alojado en el interior del circo de Peña Tuerta aportó edades de 15,4 ka en el arco más externo, y de 13,8 y 10,9 ka, para el arco más interno. Por consiguiente, obviando la edad más reciente que puede estar relacionada con movimientos o reajustes posteriores del bloque, el cese del movimiento de este glaciar rocoso también coincide con el tramo final del Oldest Dryas y con el interestadial Bølling/Allerød. Con ligeras variaciones se repite, por tanto, un patrón geocronológico similar al del glaciar rocoso estudiado en el área de Ventana. En otros conjuntos montañosos cantábricos se obtuvieron cronologías similares a las aquí aportadas para el cese de la actividad de varios glaciares rocosos. Concretamente, en el Valle del Porma, Rodríguez-Rodríguez *et al.* (2016) reportan una edad mínima media de 15.7 ka para la estabilización del movimiento de los glaciares rocosos, mientras que en el valle del río Monasterio, otro estudio de los mismos autores aporta una edad mínima de exposición a los rayos cósmicos de 13 ka en el arco más externo de un glaciar rocoso (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2017). Finalmente, en el valle de Lumajo, Santos-González *et al.* (2023) atribuyen la estabilización del movimiento del glaciar rocoso estudiado al intervalo de 14,5 a 13,5 ka.

En estos tres sectores montañosos cantábricos, las últimas fases glaciares, la transición a condiciones periglaciares, y el cese de actividad de los glaciares rocosos se da en una horquilla temporal que transcurre entre 16 y 13 ka. En el

Discusión y conclusiones

área de Riomolino, además, los resultados geocronológicos dejan claro que el glaciar rocoso de Peña Tuerta fue coetáneo a la pervivencia del glaciar existente en el interior del circo de los Altos del Monteiro. Las características topoclimáticas de cada circo explican la coexistencia de glaciares y glaciares rocosos en el mismo intervalo temporal; es decir, el paso progresivo de condiciones glaciares a periglaciares no se produjo de manera simultánea en el interior de todos los circos.

En el sector de estudio de A Seara no fue posible localizar bloques glaciares de tamaños apropiados, ni superficies rocosas adecuadas para su datación mediante NCTs dentro del área de los complejos morrénicos de circo. Por ello, en este último sector solamente se ha podido establecer un modelo evolutivo relativo en el que se diferencian dos subfases dentro de la evolución glaciar en el interior de los circos. No obstante, es necesario tener en cuenta el dato geocronológico aportado mediante ^{14}C para la base de un sondeo obtenido en la Laguna de la Lucenza, que fue concretamente de 17,9 ka BP (Muñoz-Sobrino *et al.*, 2001), calibrado posteriormente en 21 ka cal BP (Iriarte Chiapusso *et al.*, 2016). El reconocimiento de campo deja claro que dicha laguna se formó en una posición externa con respecto al complejo morrénico de circos, al quedar represado ese sector entre la parte externa de una morrena lateral, y la vertiente rocosa contra la que se apoya la anterior. Por tanto, este dato constituye una edad de referencia con respecto a la formación de los complejos morrénicos depositados en el interior del circo glaciar de O Mallón.

Precisamente, una de las mayores dificultades encontradas a lo largo del proceso de realización de esta tesis doctoral, ya referida previamente, ha sido encontrar bloques y superficies adecuadas para su datación mediante NCTs, especialmente en el área de estudio de A Seara, encuadrada dentro de una sierra que presenta un glaciario marginal, bajo condiciones límite, que ha dejado menos huellas morfológicas y de menor entidad que en otros conjuntos montañosos. A ello hay que sumar la dificultad añadida de muestrear en áreas de montaña de altitud media intensamente recubiertas por formaciones vegetales muy tupidas de porte arbustivo.

Esta dificultad es extensible al área del Riomolino, donde no fue posible obtener un número mínimo de muestras en el sector del frente glaciar como para asegurar su correcta datación. En su frente, este glaciar dejó escasas huellas morfológicas y sedimentarias, a lo que hay que añadir que dicho sector está

Discusión y conclusiones

intensamente transformado por la acción humana; pues sobre él, aprovechando los suelos más profundos asociados al till, están distribuidas las áreas de prados y cultivos de la aldea de Riomolino.

A futuro, sería necesario reforzar la cronología de la MEH en valles próximos y de similares características al de Riomolino, y hacer lo propio con las fases de circo de otros glaciares de las Montañas del Courel. Asimismo, tanto en la culminación de Ventana, como en Riomolino, hay turberas colmatando cubetas de sobreexcavación glacial que serían susceptibles de ser estudiadas desde un punto de vista paleoclimático/paleoambiental a partir de sondeos. Sin duda, estos estudios complementarían notablemente las aportaciones presentadas en esta tesis doctoral.

Agradecimientos

Como autor de esta tesis doctoral deseo expresar mi más sincero agradecimiento a quienes, de una u otra forma, han contribuido a la realización de este trabajo. En primer lugar, a todo el profesorado y personal no docente vinculado al Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo, muy especialmente a mi director de tesis, Jesús Ruiz. También a la Fundación Alvargonzález por la XXV Beca de Investigación Ramón de la Sagra, y al programa de ayudas para la Formación de Profesorado Universitario (FPU) del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte, bajo cuyo auspicio he disfrutado de un contrato predoctoral durante los últimos tres años [MECD- FPU2019-06583]. Por último, hacer una mención especial al Grupo de Desarrollo Rural Ribeira Sacra por la financiación del proyecto “Evolución glacial de las Montañas Do Courel a partir de la aplicación del método de dataciones por isótopos cosmogénicos. Proyecto geoparque mundial de la UNESCO” (Referencia: FOU-19-112).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allen J. R. (1998). Topographic context of glaciers and perennial snowfields, Glacier National Park, Montana. *Geomorphology*, 21(3–4), 207–216. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(97\)00059-7](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(97)00059-7)

Allen, J.R., Huntley, B., y Watts, W. A. (1996). The vegetation and climate of northwest Iberia over the last 14000yr. *Journal Quaternary Science*, XI, 125–147.

Alonso, V. (1989). Glaciares rocosos fósiles en el área Degaña-Leitariegos (Occidente de Asturias, Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, 3, 9–15.

Alonso, V. (1991). *Geomorfología de las cabeceras de los ríos Narcea, Navia y Sil, y del Parque Nacional de la Mntaña de Covadonga (NO de la Península Ibérica)*. Tesis doctoral. Universidad de Oviedo.

Alonso, V. (1994). Análisis de circos glaciares en las cabeceras de los ríos Narcea, Ibias y Sil. Cordillera Cantábrica (NW de la Península Ibérica). *Cuaternario y Geomorfología*, 8, 109–121.

Alonso, V., y Flor, G. (1987). Evolución cuaternaria del Valle de Degaña, SO de Asturias. En: R. Baena, J. J. Fernández, y I. Guerrero (Eds.), *Actas de la VII Reunión sobre el Cuaternario Ibérico* (pp. 159–161). AEQUA.

Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D. L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R. C., Aumaître, G., Gott dang, A., y Klein, M. (2010). The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(11–12), 1954–1959. <https://doi.org/10.1016/J.NIMB.2010.02.107>

Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A., y Dunai, T. J. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology*, 3(3), 174–195. <https://doi.org/10.1016/J.QUAGEO.2007.12.001>

Benn, D. I., y Hulton, N. R. J. (2010). An Excel™ spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers y Geosciences*, 36(5), 605–610. <https://doi.org/10.1016/J.CAGEO.2009.09.016>

Referencias bibliográficas

Benn, D. I., y Lehmkuhl, F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65, 15–29. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00034-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00034-8)

Benn, D. I., Owen, L. A., Osmaston, H. A., Seltzer, G. O., Porter, S. C., y Mark, B. (2005). Reconstruction 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>

Bordonau, J. (1992). La cronología del último ciclo glaciar en los Pirineos. En: *Libro de Actas III* (pp. 48–53). Congreso Geológico de España (Simposio I).

Bordonau, J., Serrat, D., y Villaplana, J. M. (1992). Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos. En: A. Cearreta, M. Ugarte, y F. (Eds.), *The Late Quaternary in The Western Pyrenean Region Servicio E* (pp. 303–312).

Braucher, R., Guillou, V., Boursières, D. L., Arnold, M., Aumaître, G., Keddadouche, K., y Nottoli, E. (2015). Preparation of ASTER in-house $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ standard solutions. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 361, 335–340. <https://doi.org/10.1016/J.NIMB.2015.06.012>

Broecker, W. S., Denton, G. H., Edwards, R. L., Cheng, H., Alley, R. B., y Putnam, A. E. (2010). Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Reviews*, 29(9–10), 1078–1081. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2010.02.019>

Camuera, J., Jiménez-Moreno, G., Ramos-Román, M. J., García-Alix, A., Jiménez-Espejo, F., Toney, J. L., Anderson, R. S., y Webster, C. (2019). Climatic subdivision of Heinrich Stadial 1 based on centennial-scale paleoenvironmental changes observed in the western Mediterranean area. *Climate of the Past Discussions*, 1–22.

Carrasco, R. M., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D., Villa, J., y Willenbring, J. K. (2013). The plateau glacier in the Sierra de Béjar (Iberian Central System) during its maximum extent. Reconstruction and chronology. *Geomorphology*, 196, 83–93. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2012.03.019>

Carrera-Gómez, P., y Valcárcel, M. (2018). The geomorphological role of snow since the Little Ice Age in the Sierra de Ancares (NW Spain). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 44(1), 171–185. <https://doi.org/10.18172/CIG.3379>

Carrivick, J. L., y Brewer, T. R. (2004). Improving local estimations and regional trends of glacier equilibrium line altitudes. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 86(1), 67–79. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2004.00214.x>

Castañón Álvarez, J. C. (1983). El glaciario cuaternario del Macizo de Ubiña (Asturias-León) y su importancia morfológica. *Ería (Revista Cuatrimestral de Geografía)*, 4, 3–49.

Referencias bibliográficas

Castañón Álvarez, J. C. (1989). *Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del Macizo Asturiano*. Tesis Doctoral. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo.

Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., y Jakob, D. (2010). Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(2), 192–199. <https://doi.org/10.1016/J.NIMB.2009.09.012>

Corugedo, E. (1932). La geología de la Cuenca del río Tuiza y sus reservas de energía hidráulica. En: *II Congreso de la Agrupación de Ingenieros de Minas del NO. de España* (pp. 33–47).

Cowton, T., Hughes, P. D., y Gibbard, P. L. (2009a). Palaeoglaciación of Parque Natural Lago de Sanabria, northwest Spain. *Geomorphology*, 108(3–4), 282–291. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2009.02.007>

Cowton, T., Hughes, P. D., y Gibbard, P. L. (2009b). Palaeoglaciación of Parque Natural Lago de Sanabria, northwest Spain. *Geomorphology*, 108(3–4), 282–291. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2009.02.007>

Crespo Zamorano, A. (1982). *Memoria del Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 76 (Pola de Somiedo)*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).

de Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., van Wees, J. D., Casas-Sáinz, A., Sopena, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A., y Fernández-Lozano, J. (2009). Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics*, 470(3–4), 224–242. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2008.11.003>

Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M., y Bourlès, D. (2008). Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, 69(2), 231–241. <https://doi.org/10.1016/J.YQRES.2007.11.004>

Domínguez-Villar, D., Carrasco, R. M., Pedraza, J., Cheng, H., Edwards, R. L., y Willenbring, J. K. (2013). Early maximum extent of paleoglaciación from Mediterranean mountains during the last glaciation. *Scientific Reports 2013* 3:1, 3(1), 1–6. <https://doi.org/10.1038/srep02034>

Felícísimo, A. M., y Alonso, V. (1988). Formas erosivas glaciares y radiación solar: un ensayo de correlación en el valle de Ibias (Degaña, Asturias). *Trabajos de Geología*, 17, 19–31.

Referencias bibliográficas

Figueira, E., Gomes, A., y Pérez-Alberti, A. (2023). Pleistocene Glaciations of the Northwest of Iberia: Glacial Maximum Extent, Ice Thickness, and ELA of the Soajo Mountain. *Land* 2023, 12(6), 1226. <https://doi.org/10.3390/LAND12061226>

Fernandes, M., Oliva, M., Fernández-Fernández, J. M., Vieira, G., Palacios, D., García-Oteyza, J., Ventura, J., y Schimmelpfennig, I. (2024). Geomorphological record of the glacial to periglacial transition from the Bølling–Allerød to the Holocene in the Central Pyrenees: the Lòcampo cirque in the regional context. *Boreas*, 53(1), 71–87. <https://doi.org/10.1111/BOR.12633>

Frochoso, M. (1980). El Macizo Central de los Picos de Europa y sus glaciares. *Ería (Revista Cuatrimestral de Geografía)*, 1, 67–87.

Frochoso, M. (1990). *Geomorfología del valle del Nansa*. Universidad de Cantabria: Santander, 286 pp.

Frochoso, M., y Castañón Álvarez, J. C. (1998). El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En: A. Gómez-Ortiz y A. Pérez-Alberti (Eds.), *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (pp. 65–137).

Frochoso, M., González-Pellejero, R., y 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>

Gale, S. J., y Hoare, P. G. (1997). The glacial history of the northwest Picos de Europa of northern Spain. *Zeitschrift Für Geomorphologie*, 41, 81–96.

Gallinar Cañedo, D. (2022). *Análisis geomorfológico del macizo de las Ubiñas: formas de modelado glaciar y periglaciar, procesos asociados y régimen térmico en la alta montaña cantábrica*. Tesis doctoral. Universidad de Oviedo.

Gallinar, D., Ruiz-Fernández, J., Poblete, M. A., Fernández, A., García, C., Beato, S., y Marino, J. L. (2014). Morfología y evolución glaciar en el sector asturiano del Macizo de las Ubiñas. En: S. Schnabel y A. Gómez (Eds.), *Avances de la Geomorfología en España 2012-2014* (pp. 543–546).

Gallinar Cañedo, D., García-Hernández, C., y Ruiz Fernández, J. (2019). Conocimiento histórico y patrimonialización de un enclave de la montaña cantábrica: Las Ubiñas. *Papeles de Geografía*, 65, 7–29. <https://doi.org/10.6018/geografia.372061>

García de Celis, A. (1997). *El relieve de la Montaña Occidental de León*. Universidad de Valladolid.

Referencias bibliográficas

García de Celis, A., y Martínez Fernández, L. (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). En: J. Redondo, R. B. González-Gutiérrez, y P. Carrera (Eds.), *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas* (pp. 137–196). Universidad de León.

Garía-Ruiz, J. M., Valero-Garcés, B. L., Martí-Bono, C., y González-Sampériz, P. (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18(1), 61–72. <https://doi.org/10.1002/JQS.715>

García-Ruiz, J. M., Palacios, D., de Andrés, N., Valero-Garcés, B. L., López-Moreno, J. I., y Sanjuán, Y. (2014). Holocene and 'Little Ice Age' glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees, 24(11), 1439–1452. <https://doi.org/10.1177/0959683614544053>

García-Ruiz, J. M., López-Moreno, J. I., Lasanta, T., Vicente-Serrano, S. M., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B. L., Sanjuán, Y., Beguería, S., Nadal-Romero, E., Lana-Renault, N., y Gómez-Villar, A. (2015). Geo-ecological effects of global change in the Central Spanish Pyrenees: A review at different spatial and temporal scales. *Pirineos*, 170. <https://doi.org/10.3989/PIRINEOS.2015.170005>

Gil-Peña, I., Barnolas, A., Montes Santiago, M., García Ruiz, J. M., Peña Monné, J. L., Martí Bono, C., y Gómez Villar, A. (2012). *Memoria del Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000, hoja 177, Sabiñánigo*. Instituto Geológico y Minero de España. www.igme.es

Gómez-Ortiz, A., Palacios, D., Palade, B., Vázquez-Selem, L., y Salvador-Franch, F. (2012). The deglaciation of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 159–160, 93–105. <https://doi.org/10.1016/J.159-160>

Gómez-Ortiz, A., Oliva, M., Palacios, D., Salvador-Franch, F., Vázquez-Selem, L., Salvà-Catarineu, M., y de Andrés, N. (2015). The deglaciation of Sierra Nevada (Spain), synthesis of the knowledge and new contributions. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41(2), 409–426. <https://doi.org/10.18172/CIG.2722>

Gómez-Villar, A., González-Gutiérrez, R. B., Redondo-Vega, J. M., y Santos-González, J. (2011). Distribution of relict rock glaciers in the Cantabrian Mountains (León, Spain). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37(2), 49–80. <https://doi.org/10.18172/CIG.1256>

Gómez-Villar, A., Santos-González, J., González-Gutiérrez, R. B., y 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>

Referencias bibliográficas

González-Díaz, B., Ruiz-Fernández, J., García-Hernández, C., Menéndez-Duarte, R., y González-Díaz, J. A. (2021a). Glacial evolution and periglacial morphodynamics in the Asturian area of Puerto de Ventana (Cantabrian Mountains). *Cadernos Do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 43, 101–134. <https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2021.43.0.8841>

González-Díaz, B., Ruiz Fernández, J., y Pérez Alberti, A. (2021b). El glaciario cuaternario de las sierras de Ancares, Courel y Rañadoiro, y de los montes de Oribio y Cebreiro: una revisión bibliográfica. *Libro de Resúmenes de Los Trabajos Del XXVII Congreso de La Asociación Española de Geografía, 2021, ISBN 978-84-123678-7-4, Págs. 87-88, 87–88.*

González Trueba, J. J. (2005). La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). Análisis morfológico y reconstrucción del avance glaciar histórico. *Cuaternario y Geomorfología*, 19(3–4), 79–94.

González-Trueba, J. J. (2007). *Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional Picos de Europa*. OAPN, Ministerio de Medio Ambiente.

González Trueba, J. J., Moreno, R. M., Martínez De Pisón, E., y Serrano, E. (2008). 'Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 18(4), 551–568. <https://doi.org/10.1177/0959683608089209>

Rodríguez Guitián, M. A., y Ramil-Rego, P. (2018). Clasificaciones climáticas aplicadas a Galicia: revisión desde una perspectiva biogeográfica. *Recursos Rurais*, (3), 31–53. <https://doi.org/10.15304/rr.id5318>

Gurtz, J., Baltensweiler, A., y Lang, H. (1999). Spatially distributed hydrotopo-based modelling of evapotranspiration and runoff in mountainous basins. *Hydrological Processes*, 13(17), 2751–2768.

Hannah, D. M., Brown, L. E., Milner, A. M., Gurnell, A. M., Mcgregor, G. R., Petts, G. E., Smith, B. P. G., y Snook, D. L. (2007). Integrating climate–hydrology–ecology for alpine river systems. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 17(6), 636–656. <https://doi.org/10.1002/AQC.800>

Hernández-Pachecho, F. (1929). Datos sobre la geología asturiana (Leitariegos y Somiedo). *Bol. de La Real Sociedad Española de Ha Natural*, 29, 295–296.

Hernández Pacheco, F. (1944). Fisiografía, geología y glaciario cuaternario en las montañas de Reinosa. *Memorias de La Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 190 pp.

Referencias bibliográficas

Hughes, P. (2014). Little Ice Age glaciers in the Mediterranean mountains. *Revue Géographique Des Pays Méditerranéens/Journal of Mediterranean Geography*, 122, 63–79. <https://doi.org/10.4000/MEDITERRANEE.7146>

Hughes, P. (2018). Little Ice Age glaciers and climate in the Mediterranean mountains: a new analysis. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 44(1), 15–45. <https://doi.org/10.18172/CIG.3362>

Hughes, P. (2022). Concept and global context of the glacial landforms from the Last Glacial Maximum. *European Glacial Landscapes: Maximum Extent of Glaciations*, 355–358. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00039-X>

Hughes, P., Woodward, J. C., y Gibbard, P. L. (2006). Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains, 30(3), 334–364. <https://doi.org/10.1191/0309133306PP481RA>

Hughes, P., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J., y Svendsen, J. I. (2016a). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45(1), 1–45. <https://doi.org/10.1111/BOR.12142>

Hughes, P., Woodward, J. C., y Gibbard, P. L. (2016b). Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 30(3), 334–364. <https://doi.org/10.1191/0309133306pp481ra>

Hughes, P., y Woodward, J. C. (2017). Quaternary glaciation in the Mediterranean mountains: A new synthesis. *Geological Society Special Publication*, 433(1), 1–23. <https://doi.org/10.1144/SP433.14>

Huss, M., Juvet, G., Farinotti, D., y Bauder, A. (2010). Future high-mountain hydrology: A new parameterization of glacier retreat. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(5), 815–829. <https://doi.org/10.5194/HESS-14-815-2010>

Iriarte-Chiapusso, M. J., Muñoz-Sobrino, C., Gómez-Orellana, L., Hernández-Beloqui, B., García-Moreiras, I., Fernández Rodríguez, C., Heiri, O., Lotter, A. F., y Ramil-Rego, P. (2016a). Reviewing the Lateglacial–Holocene transition in NW Iberia: a palaeoecological approach based on the comparison between dissimilar regions. *Quaternary International, CDIII*, 211–236.

Ivy-Ochs, S., Synal, H. A., Roth, C., y Schaller, M. (2004). Initial results from isotope dilution for Cl and ³⁶Cl measurements at the PSI/ETH Zurich AMS facility. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 223–224(SPEC. ISS.), 623–627. <https://doi.org/10.1016/J.NIMB.2004.04.115>

Referencias bibliográficas

Jalut, G., Turu i Michels, V., Dedoubat, J. J., Otto, T., Ezquerro, J., Fontugne, M., Belet, J. M., Bonnet, L., de Celis, A. G., Redondo-Vega, J. M., Vidal-Romaní, J. R., y 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>

Jambrina-Enrriquez, M., Rico, M., Moreno, A., Leira, M., Bernárdez, P., Prego, R., Recio, C., y Valero-Garcés, B. L. (2014). Timing of deglaciation and postglacial environmental dynamics in NW Iberia: the Sanabria Lake record. *Quaternary Science Reviews*, 94, 136–158. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.04.018>

Jiménez-Sánchez, M. (1996). El glaciario en la cuenca alta del río Nalón: una propuesta de evolución de los sistemas glaciares cuaternarios en la Cordillera Cantábrica. *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 9, 157–168.

Jiménez-Sánchez, M., y 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/10.1080/09853111.2002.10510741>

Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J. M., Domínguez-Cuesta, M. J., Farias, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Rico, M., y Valcárcel, M. (2013). A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: Timing and regional variability during the last glacial cycle. *Geomorphology*, 196, 50–64. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2012.06.009>

Joly, F. (1997). Glossaire de géomorphologie. Base de données sémiologiques pour la cartographie. En *Géographie physique et Quaternaire* (Issue 3). Les Presses de l'Université de Montréal. <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/033144ar>

Kamp, U., Ganyushkin, D., Kozhikodan Veetil, B., Martínez-Frías, J., Cancero-Pomar, L., Fernández-Jarne, G., Cuchí, J. A., y Del Valle-Melendo, J. (2023). The Infierno Glacier (Pyrenees, Aragon, Spain): Evolution 2016–2022. *Geosciences* 2023, Vol. 13, Page 40, 13(2), 40. <https://doi.org/10.3390/GEOSCIENCES13020040>

Kossel, U. (1996). Problemas geomorfológicos acerca de la determinación del máximo avance glacial en la Sierra de Ancares (León-Lugo-Asturias). En: *Dinámica y evolución de medios cuaternarios* (Xunta de Galicia, pp. 131–142).

Referencias bibliográficas

- Lal, D. (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2–4), 424–439. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90220-C](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90220-C)
- Li, Y. kui. (2013). Determining topographic shielding from digital elevation models for cosmogenic nuclide analysis: A GIS approach and field validation. *Journal of Mountain Science*, 10(3), 355–362. <https://doi.org/10.1007/S11629-013-2564-1>
- Llopis Lladó, N. (1954). Sobre la morfología de los picos Ancares y Miravalles. En *Anales de la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias (Revista Las Ciencias)*, Sección Cuarta, Ciencias Naturales (pp. 627–643).
- Llopis Llado, N., y Jordá Cerdá, F. (1957). Mapa del Cuaternario en Asturias. En: *V Congreso Internacion de la INQUA (International Union for Quaternary Research* (pp. 34–43).
- Lozte, F. (1956). *El precámbrico en España*. IGME.
- Maldonado, J. (1994). *Evolución Tardiglacial y Holocena de la vegetación en los macizos del Noroeste Peninsular*. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Madrid.
- Marcos, A. (1973). Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW. de España). *Trabajos de Geología*, 6, 3–113.
- Marcos, A., Pérez-Estaun, A., Pulgar, J. A., Bastida, F., y Ruiz, F. (1980). Memoria del mapa Geológico no99: Becerreá. En: I. Martínez Cortizas (Eds.), *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses. Monografías GEP: Vol. I* (pp. 77–88).
- Meierding, T. C. (1982). Late Pleistocene Glacial Equilibrium-Line Altitudes in the Colorado Front Range: A Comparison of Methods. *Quaternary Research*, 18(3), 289–310. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(82\)90076-X](https://doi.org/10.1016/0033-5894(82)90076-X)
- Menéndez Duarte, R. (1995). *Geomorfología del área de Somiedo (Cordillera Cantábrica, N de España): aplicaciones de los sistemas de información geográfica al estudio del relieve*. Tesis doctoral. Universidad de Oviedo.
- Menéndez Duarte, R., y Marquínez, J. (1996). Glaciarismo y evolución tardiglacial de las vertientes en el Valle de Somiedo. Cordillera Cantábrica. *Cuaternario y Geomorfología*, 10, 21–31.
- Milner, A. M., Brown, L. E., y Hannah, D. M. (2009). Hydroecological response of river systems to shrinking glaciers. *Hydrological Processes*, 23(1), 62–77. <https://doi.org/10.1002/HYP.7197>

Referencias bibliográficas

- 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., y 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>
- Muñoz Jiménez, J. (1980). Morfología estructural y Glaciarismo Cuaternario en la Cordillera Cantábrica: el relieve del Sinclinal de Saliencia (Asturias-León). *Ería (Revista Cuatrimestral de Geografía)*, 1, 35–66.
- Muñoz Jiménez, J. (1982). Geografía Física. El relieve, el clima y las aguas. En F. Q. Linares (Ed.), *Geografía de Asturias* (Vol. 1, pp. 1–271). Ayalga Ediciones.
- Muñoz-Sobrino, C., Ramil-Rego, P., y Rodríguez, M. A. (2001). Vegetation in the mountains of northwest Iberia during the last glacial–interglacial transition. *Vegetation History and Archaeobotany*, XX, 7–21.
- Muñoz-Sobrino, C., Ramil-Rego, P., y Gómez-Orellana, L. (2004). Vegetation of the Lago de Sanabria area (NW Iberia) since the end of the Pleistocene: A palaeoecological reconstruction on the basis of two new pollen sequences. *Vegetation History and Archaeobotany*, 13(1), 1–22. <https://doi.org/10.1007/S00334-003-0028-1>
- Naughton, F., Sanchez Goñi, M. F., Rodrigues, T., Salgueiro, E., Costas, S., Desprat, S., Duprat, J., Michel, E., Rossignol, L., Zaragosi, S., Voelker, A. H. L., y Abrantes, F. (2016). Climate variability across the last deglaciation in NW Iberia and its margin. *Quaternary International*, 414, 9–22. <https://doi.org/10.1016/J.QUAIN.2015.08.073>
- Nussbaum, F., y Gygax, F. (1952). La glaciation quaternaire dans la Cordillère Cantabrique (Espagne du Nord). *Revue Géographique Des Pyrénées et Du Sud-Ouest*, 23(1), 36–48. <https://doi.org/10.3406/rgpso.1952.1334>
- Nussbaum, F., y Gigax, F. (1953). La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geográficos*, 14(51), 261–267.
- Oliva, M., Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Salvador-Franch, F., y Salvà-Catarineu, M. (2014). Environmental evolution in Sierra Nevada (South Spain) since the Last Glaciation, based on multi-proxy records. *Quaternary International*, 353, 195–209. <https://doi.org/10.1016/J.QUAIN.2014.02.009>
- 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, M., y Hughes, P. (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>

Referencias bibliográficas

Oliva, M., Fernandes, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J. M., Schimmelpfennig, I., Antoniadou, D., Aumaître, G., Bourlès, D., y Keddadouche, K. (2021). Rapid deglaciation during the Bølling-Allerød Interstadial in the Central Pyrenees and associated glacial and periglacial landforms. *Geomorphology*, 385, 107735. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2021.107735>

Oliva, M., Palacios, D., & Fernández-Fernández, J. M. (2021). *Iberia, Land of Glaciers: How The Mountains Were Shaped By Glaciers* (pp. 1–597). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.01001-X>

Osmaston, H. (2005). Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area×Altitude, the Area×Altitude Balance Ratio and the Area×Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138–139, 22–31. <https://doi.org/10.1016/J.QUAINT.2005.02.004>

Palacios, D., Andrés, N., Marcos, J., y Vázquez-Selem, L. (2012a). Maximum glacial advance and deglaciation of the Pinar Valley (Sierra de Gredos, Central Spain) and its significance in the Mediterranean context. *Geomorphology*, 177–178, 51–61. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2012.07.013>

Palacios, D., de Andrés, N., de Marcos, J., y Vázquez-Selem, L. (2012b). Glacial landforms and their paleoclimatic significance in Sierra de Guadarrama, Central Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 139–140, 67–78. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2011.10.003>

Palacios, D., Gómez-Ortiz, A., Andrés, N., Vázquez-Selem, L., Salvador-Franch, F., y Oliva, M. (2015a). Maximum extent of Late Pleistocene glaciers and last deglaciation of La Cerdanya mountains, Southeastern Pyrenees. *Geomorphology*, 231, 116–129. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2014.10.037>

Palacios, D., de Andrés, N., López-Moreno, J. I., y García-Ruiz, J. M. (2015b). Late Pleistocene deglaciation in the upper Gállego Valley, central Pyrenees. *Quaternary Research*, 83(3), 397–414. <https://doi.org/10.1016/J.YQRES.2015.01.010>

Palacios, D., Gómez-Ortiz, A., Andrés, N., Salvador, F., y Oliva, M. (2016). Timing and new geomorphologic evidence of the last deglaciation stages in Sierra Nevada (southern Spain). *Quaternary Science Reviews*, 150, 110–129. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2016.08.012>

Palacios, D., de Andrés, N., Gómez-Ortiz, A., y García-Ruiz, J. M. (2017a). Evidence of glacial activity during the Oldest Dryas in the mountains of Spain. *Geological Society Special Publication*, 433(1), 87–110. <https://doi.org/10.1144/SP433.10>

Referencias bibliográficas

Palacios, D., García-Ruiz, J. M., Andrés, N., Schimmelpfennig, I., Campos, N., Léanni, L., Aumaître, G., Bourlès, D. L., y Keddadouche, K. (2017b). Deglaciation in the central Pyrenees during the Pleistocene–Holocene transition: Timing and geomorphological significance. *Quaternary Science Reviews*, *162*, 111–127. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2017.03.007>

Palacios, D., Hughes, P., García-Ruiz, J. M., y Andrés, N. (2022). European Glacial Landscapes: The Last Deglaciation. *European Glacial Landscapes: The Last Deglaciation*, 1–623. <https://doi.org/10.1016/C2021-0-00331-X>

Pallàs, R., Rodés, Á., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J. M., Masana, E., y Santanach, P. (2006). Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ¹⁰Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, *25*(21–22), 2937–2963. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2006.04.004>

Pallàs, R., Rodés, Á., Braucher, R., Bourlès, D., Delmas, M., Calvet, M., y Gunnell, Y. (2010). Small, isolated glacial catchments as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology*, *38*(10), 891–894. <https://doi.org/10.1130/G31164.1>

Parga Peinador. J.R. (1969). Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Cadernos Do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, *37*, 3–15.

Pellitero, R. (2009). Application of an alpine geomorphological mapping system to an atlantic mountain environment: The Curavacas Massif (Cantabrian Range, Northwest Spain). *Journal of Maps*, 194–205. <https://doi.org/10.4113/jom.2009.1065>

Pellitero, R. (2013). Evolución finicuaternaria del glaciario en el macizo de Fuentes Carrionas (Cordillera Cantábrica), propuesta cronológica y paleoambiental. *Cuaternario y Geomorfología*, *1–2*, 71–90.

Pellitero, R., Serrano, E., y González Trueba, J. J. (2011). Glaciares rocosos del sector central de la Montaña Cantábrica: indicadores paleoambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, *37*(2), 119–144. <https://doi.org/10.18172/cig.1259>

Pellitero, R., Rea, B. R., Spagnolo, M., Bakke, J., Ivy-Ochs, S., Frew, C. R., Hughes, P., Ribolini, A., Lukas, S., y Renssen, H. (2016). GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciars. *Computers y Geosciences*, *94*, 77–85. <https://doi.org/10.1016/J.CAGEO.2016.06.008>

Pellitero, R., Fernández-Fernández, J. M., Campos, N., Serrano, E., y Pisabarro, A. (2019). Late Pleistocene climate of the northern Iberian Peninsula: New insights from palaeoglaciars at Fuentes Carrionas (Cantabrian Mountains). *Journal of Quaternary Science*, *34*(4–5), 342–354. <https://doi.org/10.1002/jqs.3106>

Referencias bibliográficas

Pérez-Alberti, A. (1982). *Xeomorfoloxía. Xeografía de Galicia*. Diputación Provincial de Santiago.

Pérez-Alberti, A. (2006). *Una historia xeolóxica de 500 millóns de anos*. Asociación Río Lor.

Pérez-Alberti, A. (2010). Nuevas observaciones sobre glaciario y periglaciario en el NW de la Península Ibérica: la Galicia sudoriental. *Acta Geológica Hispánica*, 14, 441–444.

Pérez-Alberti, A. (2018). *Xeomorfoloxía das Montañas do Courel e Mapa Xeomorfolóxico do Courel*. Grupo de Desenvolvemento Rural Ribeira Sacra-Courel.

Pérez-Alberti, A. (2021). El patrimonio glaciar y periglaciario del Geoparque Mundial UNESCO Montañas do Courel (Galicia). *Cuaternario y Geomorfología*. <https://doi.org/10.17735/cyg.v35i1-2.89295>

Pérez-Alberti, A., Rodríguez-Gutián, M. A., y Valcárcel, M. (1992a). Procesos glaciares en la Sierra de Ancares. In *valles de Piornedo y Suarbol (NO Ibérico)*. En: *Estudios de geomorfología en España: Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología* (pp. 403–412).

Pérez-Alberti, A., Rodríguez-Gutián, M. A., y Valcárcel, M. (1992b). El modelado glaciar en la vertiente oriental de la Sierra de Ancares (Noroeste de la Península Ibérica). *Papeles de Geografía*, 18, 39–51.

Pérez-Alberti, A., Rodríguez-Gutián, M. A., y Valcárcel, M. (1993). Las formas y depósitos glaciares en las Sierras Orientales y Septentrionales de Galicia (NW Península Ibérica). En A. Pérez Alberti, P. Ramil-Rego, y L. Guitán (Eds.), *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos* (pp. 23–35). Xunta de Galicia.

Pérez-Alberti A, y Valcárcel M. (1998). Caracterización y distribución espacial del glaciario en el Noroeste de la Península Ibérica. En A. Gómez-Ortiz y A. Pérez-Alberti (Eds.), *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. (pp. 17–62). Universidad de Santiago de Compostela.

Pérez-Alberti, A., Valcárcel, M., Peter Martini, I., Pascucci, V., y Andreucci, S. (2011). Upper Pleistocene glacial valley-junction sediments at Pias, Trevinca Mountains, NW Spain. *Geological Society, London, Special Publications*, 354(1), 93–110. <https://doi.org/10.1144/SP354.6>

Person, M., McIntosh, J., Bense, V., y Remenda, V. H. (2007). Pleistocene hydrology of North America: The role of ice sheets in reorganizing groundwater flow systems. *Reviews of Geophysics*, 45(3), 3007. <https://doi.org/10.1029/2006RG000206>

Referencias bibliográficas

Pisón, E., y Arenillas, M. (1979). Algunos problemas de morfología glaciar en la España Atlántica. *Acta Geológica Hispánica*, 14, 445–450.

Porter, S. C. (1975). Glaciation Limit in New Zealand's Southern Alps. *Arctic and Alpine Research*, 7(1), 33–37. <https://doi.org/10.1080/00040851.1975.12003807>

Rasmussen, S. O., Bigler, M., Blockley, S. P., Blunier, T., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W. Z., Lowe, J. J., Pedro, J. B., Popp, T., Seierstad, I. K., Steffensen, J. P., Svensson, A. M., ... Winstrup, M. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106, 14–28. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2014.09.007>

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, B. R., Pellitero, R., Spagnolo, M., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Renssen, H., Ribolini, A., Bakke, J., Lukas, S., y Braithwaite, R. J. (2020). Atmospheric circulation over Europe during the Younger Dryas. *Science Advances*, 6(50). https://doi.org/10.1126/SCIADV.ABA4844/SUPPL_FILE/ABA4844_SM.PDF

Regato, Pedro., Salman, Rami., IUCN--The World Conservation Union., y IUCN Centre for Mediterranean Cooperation. (2008). *Mediterranean mountains in a changing world: guidelines for developing actions plans*. 88. https://books.google.com/books/about/Mediterranean_Mountains_in_a_Changing_Wo.html?hl=es&id=zrg85a0Un0cC

Rodríguez Guitán, M. A., Valcárcel, M., y Pérez-Alberti, A. (1996a). Morfogénesis glaciar en la vertiente meridional de la Serra do Courel (NW Ibérico): el valle de A Seara. En: A. Pérez-Alberti y A. Martínez (Eds.), *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucense* (pp. 23–34). Diputación Provincial de Lugo.

Rodríguez Guitián, M. A., Valcárcel, M., y Pérez-Alberti, A. (1996b). El último ciclo glaciar en el valle de Piornedo (Serra dos Ancares, Lugo): hipótesis sobre la deglaciación basada en la cartografía de formas y depósitos glaciares y periglaciares. En: A. Pérez-Alberti y A. Martínez (Eds.), *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucense* (pp. 43–52). Diputación Provincial de Lugo.

Rodríguez-Pérez, C. (1995). Estudio geomorfológico del Puerto de San Isidro. *Ería (Revista Cuatrimestral de Geografía)*, 36, 63–87.

Referencias bibliográficas

Rodríguez Pérez, C. (2015). *El relieve de la Montaña Central Asturiana: La Sierra de Sobia y el Macizo de Somiedo*. Tesis doctoral. Universidad de Oviedo.

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M. J., Rico, M. T., y Valero-Garcés, B. (2011). Last deglaciation in northwestern Spain: New chronological and geomorphologic evidence from the Sanabria region. *Geomorphology*, 135(1–2), 48–65. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2011.07.025>

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M. J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., Bourlès, D., y 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>

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M. J., y 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., y Bourlès, D. (2016). Chronology of glaciations in the Cantabrian Mountains (NW Iberia) during the Last Glacial Cycle based on in situ-produced ¹⁰Be. *Quaternary Science Reviews*, 138, 31–48. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.027>

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M. J., Rinterknecht, V., y Pallàs, R. (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>

Ruiz-Fernández, J. (2011). Geomorphological map of an atlantic mid-height mountain area: The Juan Robre and Jana Ridge (Cantabrian Range, Northwest Spain). *Journal of Maps*, 7(1), 260–272. <https://doi.org/10.4113/JOM.2011.1173>

Ruiz-Fernández, J. (2013). *Las formas de modelado glaciar, periglaciar y fluviotorrencial del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica)*. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo.

Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., Cruces, A., Lopes, V., Freitas, M. da C., Andrade, C., García-Hernández, C., López-Sáez, J. A., y Gerales, M. (2016). Environmental evolution in the Picos de Europa (Cantabrian Mountains, SW Europe) since the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 138, 87–104. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2016.03.002>

Referencias bibliográficas

Ruiz-Fernández, J., Poblete, M. A., Serrano-Muela, P., Martí-Bono, C., y García-Ruiz, J. M. (2009). Morphometry of glacial cirques in the Cantabrian range (Northwest Spain). *Zeitschrift Für Geomorphologie*, 53, 47–68

Ruiz-Fernández, J., y García-Hernández, C. (2018). Morfología y evolución glaciaria en el Macizo del Cornión (Picos de Europa, Montañas Cantábricas) Glacial morphology and evolution in the Cornión Massif (Picos de Europa, Cantabrian Mountains). *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, 40, 29–68. <https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2018.40.0.4912>

Ruiz-Fernández, J., García-Hernández, C., y Fernández, S. (2019). Holocene stratified scree of praón (Picos de Europa, cantabrian mountains). *Cadernos Do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 41, 23–46. <https://doi.org/10.17979/CADLAXE.2019.41.1.5811>

Ruiz-Fernández, J., García-Hernández, C., y Gallinar Cañedo, D. (2022a). The glaciers of the Picos de Europa. En: *Iberia, Land of Glaciers: How The Mountains Were Shaped By Glaciers* (pp. 237–263). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00012-8>

Ruiz-Fernández, J., García-Hernández, C., y Gallinar Cañedo, D. (2022b). The glaciers of the Picos de Europa. En: *Iberia, Land of Glaciers: How The Mountains Were Shaped By Glaciers*, 237–263. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00012-8>

Santos González, J. (2010). *Glaciarismo y periglaciarismo en el Alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica)*. Tesis doctoral. Universidad de León. <https://doi.org/10.18002/10612/1006>

Santos-González, J. (2023). Los límites de la glaciación en el extremo oriental de la Cordillera Cantábrica: Montes del Somo (Burgos-Cantabria, N de España). *Cuaternario y Geomorfología*, 37(1–2), 113–138. <https://doi.org/10.17735/CYG.V3711-2.96902>

Santos-González, J., Redondo-Vega, M., Blanca González-Gutiérrez, R., y Gómez-Villar, A. (2013). *Applying the AABR method to reconstruct equilibrium-line altitudes from the last glacial maximum in the Cantabrian Mountains (SW Europe)*. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.07.025>

Santos-González, J., González-Gutiérrez, R. B., Redondo-Vega, J. M., Gómez-Villar, A., Jomelli, V., Fernández-Fernández, J. M., Andrés, N., García-Ruiz, J. M., Peña-Pérez, S. A., Melón-Nava, A., Oliva, M., Álvarez-Martínez, J., Charton, J., y Palacios, D. (2022). The origin and collapse of rock glaciers during the Bølling-Allerød interstadial: A new study case from the Cantabrian Mountains (Spain). *Geomorphology*, 401, 108112. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2022.108112>

Referencias bibliográficas

Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P. H., Bourlès, D., Burnard, P., y Williams, A. (2009). Sources of in-situ ^{36}Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. *Quaternary Geochronology*, 4(6), 441–461. <https://doi.org/10.1016/J.QUAGEO.2009.06.003>

Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Garreta, V., Pik, R., Blard, P. H., Burnard, P., Bourlès, D., Finkel, R., Ammon, K., y Dunai, T. (2011). Calibration of cosmogenic ^{36}Cl production rates from Ca and K spallation in lava flows from Mt. Etna (38°N, Italy) and Payun Matru (36°S, Argentina). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(10), 2611–2632. <https://doi.org/10.1016/J.GCA.2011.02.013>

Schmidt-Thomé, P. (1978). Nuevos testigos de una glaciación würmiense extensa y de altura muy baja en el Noroeste de la Península Ibérica (Orense, España y Minho/Tras-os-Montes, Portugal). *Cuadernos Do Seminario de Estudos Cerámicos de Sargadelos*, 27, 219–243.

Schmitz, H. (1969). *Glacial morphologische untersuchungen im bergland Nordwest-spaniens (Galicien, Leon)*. Geographisches Institut der Universität zu Köln .

Serrano, E., y González-Trueba, J. (2004a). The AAR method (Accumulation Area Ratio) for palaeo-ELAs reconstruction: methodological analysis and application in the Valdecebollas Massif (Cantabrian Mountains). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30(0), 7–34. <https://doi.org/10.18172/CIG.1133>

Serrano, E., y González-Trueba, J. J. (2004b). Morfodinámica periglacial en el Grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa - Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, 2004, 18(3-4), 73-88.

Serrano, E., González-Trueba, J. J., y 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>

Serrano, E., González-Trueba, J. J., Pellitero, R., González-García, M., y Gómez-Lende, M. (2013). Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology*, 196, 65–82. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.001>

Stickel, R. (1929). Observaciones de morfología glaciar en el NO de España. *Boletín de La Real Sociedad Española de Historia Natural*, 29, 297 – 318.

Referencias bibliográficas

Stone, J. O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(10B), 23753–23759. <https://doi.org/10.1029/2000JB900181>

Truyols, J., Arbizu, M., García Alcalde, J. L., García López, S., Martínez Chacón, M. L., Méndez Bedia, I., Méndez Fernández, C., Menéndez, J. R., Posada, L. C., Soto, F., Truyols Massoni, M., Villa, E., Marcos, A., Pérez Estaún, A., Pulgar, J. A., Bastida, F., Aller, J., Lorenzo, P., y Rodríguez Fernández, L. R. (1982). Memoria del Mapa Geológico de España. *La Plaza Teverga. Hoja*, 77(12–6), 64.

Tzedakis, P. C., Frogley, M. R., Lawson, I. T., Preece, R. C., Cacho, I., y de Abreu, L. (2004). Ecological thresholds and patterns of millennial-scale climate variability: The response of vegetation in Greece during the last glacial period. *Geology*, 32(2), 109–112. <https://doi.org/10.1130/G20118.1>

Valcárcel, M. (1995). Aportaciones al estudio de los procesos glaciares y periglaciares en Galicia (NW Península Ibérica): estado de la cuestión. En: A. Perez y A. Martinez (Eds.), *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucense* (pp. 11–23). Diputación Provincial de Lugo.

Valcárcel, M., Rodríguez Guitián, M. A., y Pérez-Alberti, A. (1996). Dinámica glacial pleistocena del complejo Porcarizas-Valongo (Serra dos Ancares, N.W. Ibérico). En: A. Perez y A. Martinez (Eds.), *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucense* (pp. 42–53). Diputación Provincial de Lugo.

Valcárcel, M., y Pérez-Alberti, A. (2002a). La glaciación finipleistocena en el sector noroccidental de las montañas leonesas: la Sierra de Ancares. En: J. M. Redondo-Vega, A. Gómez-Villar, R. B. González-Gutiérrez, y P. Carrera-Gómez (Eds.), *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas* (pp. 67–102). Universidad de León.

Valcárcel, M., y Pérez-Alberti, A. (2002b). Un ejemplo de glaciario de baja cota en el NW de la Península Ibérica: el valle de Queixadoiro. *Estudios Recientes En Geomorfología. Patrimonio, Montaña y Dinámica Territorial*, 205 – 215.

Valcárcel Díaz, M., y Carrera Gómez, P. (2010). Geomorphological action of the seasonal snow cover on Sierra de Ancares: Northeastern slope of Pico Cuiña (Leon). *Cuadernos de Investigación Geografica*, 36(2), 85–98. <https://doi.org/10.18172/CIG.1239>

Van Weert, F. H. A., Van Gijssel, K., Leijnse, A., y Boulton, G. S. (1997). The effects of Pleistocene glaciations on the geohydrological system of Northwest Europe. *Journal of Hydrology*, 195(1–4), 137–159. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03248-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03248-9)

Referencias bibliográficas

Verbunt, M., Gurtz, J., Jasper, K., Lang, H., Warmerdam, P., y Zappa, M. (2003). The hydrological role of snow and glaciers in alpine river basins and their distributed modeling. *Journal of Hydrology*, 282(1–4), 36–55. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00251-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00251-8)

Vidal Romaní, J. R., y Santos, L. (1994). La deglaciación finicuaternaria en el noroeste peninsular (Serra de Queixa-Invernadoiro, Ourense, Galicia): Datos geomorfológicos y paleobotánicos. *Cuaternario Y Geomorfología*, 8(1–2), 33–44.

Vidal Romaní, J. R., Yepes Temino, J., y Rodriguez Martinez Conde, R. (1998). Geomorphic evolution of the Peninsular Hesperian Massif. Study of a sector situated between Lugo and Ourense provinces (Galicia, NW Spain) | Evolucion geomorfológica del macizo hesperico peninsular. Estudio de un sector comprendido entre las provincias de. *Cadernos Do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 23, 165–199.

Vidal-Romaní, J. R., Fernández Mosquera, D., Martí, K., y Ferreira, A. B. (1999). Nuevos datos para la cronología glacial pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cadernos de Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 24, 7–29.

Vieira, G. (2008). Combined numerical and geomorphological reconstruction of the Serra da Estrela plateau icefield, Portugal. *Geomorphology*, 97(1–2), 190–207. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2007.02.042>

Vieira, G., y Palacios, D. (2010). New cosmogenic exposure dates for the Serra da Estrela glaciation. Preliminary results. *V Congresso Nacional de Geomorfologia*, 14–25.

Von Grafenstein, U., Belmecheri, S., Eicher, U., van Raden, U. J., Erlenkeuser, H., Andersen, N., y Ammann, B. (2013). The oxygen and carbon isotopic signatures of biogenic carbonates in Gerzensee, Switzerland, during the rapid warming around 14,685 years BP and the following interstadial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 391, 25–32. <https://doi.org/10.1016/J.PALAEO.2013.08.018>

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Cabecera glaciar del Pico de Carbajosa (1.862 m de altitud), en el área de Pajares	27
Figura 2. Laguna de origen glaciar en el Cueto Arbás a 1755 m.....	27
Figura 3. «Morrena de Peña Ubiña»	28
Figura 4. Sector centro-occidental del Mapa del Cuaternario de Asturias elaborado con motivo del V Congreso Internacional de la INQUA de 1957, celebrado en España	29
Figura 5. Cortes geológicos elaborados por J. Muñoz Jiménez en el área de SoMEHdo, en los que se observa la adaptación de las lenguas glaciares a la estructura.....	30
Figura 6. Mapa de localización de la fase de Máxima Extensión de los Hielos del sector centro-occidental del Macizo Asturiano	32
Figura 7. Ejemplos de geoformas de origen glaciar en la Sierra de Ancares. A) Complejo morrénico en el Valle de Piornedo. B) Estrías glaciares en el Valle de Piornedo. C) Circo glaciar de Cuiña.....	36
Figura 8. Reconstrucción de los glaciares durante la fase de MEH en las sierras del Courel, Ancares y Rañadoiro, y en los Montes de Oribio. A) Extensión general; B) detalle del área glaciada en los Ancares, C) el Courel, D) y en Rañadoiro y Oribio	37
Figura 9. Mapa de localización de las tres áreas de estudio seleccionadas, dentro del contexto de las Montañas Cantábricas y del Noroeste.....	40
Figura 10. Mapa de localización de la vertiente asturiana del Puerto de Ventana (A, B y C). Se representa también la extensión máxima de los glaciares del sector centro-occidental de Asturias durante la Última Glaciación (C)	44

Índice de figuras

Figura 11. Vista de las capas cuarcíticas ordivícicas que arman la divisoria hidrográfica cantábrica en el sector del Puerto de Ventana, a favor de las cuales se instaló la cabecera del glaciar homónimo en la vertiente norte, labrando varios circos sucesivos que se intruyen en la imagemn. Al fondo se observa el Pico de Ferreirúa, que constituye la culminación altimétrica de este sector	45
Figura 12. Localización del Valle de Riomolino (A y B). Se representa también la extensión máxima de los glaciares del sector centro-occidental de Asturias durante la Última Glaciación (A)	47
Figura 13. Crestón integrado por materiales carbonatados de edad cámbrica situados en el sector intermedio del Valle de Riomolino.	48
Figura 14. Mapa de localización Localización del Valle de A Seara. Se representa también la extensión máxima de los glaciares de la Sierra del Courel (C)	51
Figura 15. Crestas de cuarcita en la cabecera del glaciar del Valle de A Seara	52
Figura 16. Formas erosivas de origen glaciar: A) Circos glaciares (CG) al este del Pico Ferreirúa, B) Cubeta de sobreexcavación glaciar (CS) que se corresponde con un collado de difluencia señalado por las flechas amarillas, y umbrales (UM) situados en el área del Collado de Ferreirúa.....	69
Figura 17. Mapa geomorfológico de la vertiente asturiana del Puerto de Ventana con la localización de las muestras obtenidas para su datación por el NCT ^{10}Be	71
Figura 18. Morrenas laterales (ML) pertenecientes a los complejos morrénicos externos: A) morrena lateral derecha en el sector del frente glaciar, B) bloques cuarcíticos de dimensiones métricas situados en la cresta de la morrena de la fotografía anterior, C) morrenas laterales en las inmediaciones de la Braña de las Cadenas y D) morrena lateral ligeramente incurvada a favor del eje del valle axial	72
Figura 19. Reconstrucción del paleoglaciar de Ventana durante la fase de MEH. A) Desarrollo altimétrico del glaciar con indicación de las paleoELAs calculadas mediante los métodos AABR, AAR y THAR. B) Espesor del hielo.....	74
Figura 20. Vista en 3D de las tres fases de avance glaciar identificadas en el Puerto de Ventana dentro de la Última Glaciación: A) fase de MEH; B) fase interna; y C) fase de circos	76

Índice de figuras

- Figura 21. Morrenas laterales (ML) pertenecientes a los complejos morrénicos internos. A) Corte en el que se aprecia la estructura característica del till, situado en el sector distal del complejo morrénico que desciende desde el circo emplazado inmediatamente al Este del Pico Ferreirúa; B) vista de una morrena lateral desde la cima del Pico del Cuervo, C) bloque cuarcítico de dimensiones métricas situado en la cresta de la morrena de la fotografía anterior, y D) arco morrénico frontal (MF) de la lengua que descendía del circo situado al Noroeste del Pico del Cuervo78
- Figura 22. Arcos morrénicos frontales (MF) situados en los dos circos labrados al Este del Pico Ferreirúa, pertenecientes a los complejos morrénicos de pie de circo: A) vista del arco morrénico más occidental, B) y del más oriental, que cuenta con un glaciar rocoso ubicado en una posición más interna (GR)80
- Figura 23. Selección de bloques glaciares datados por el NCT ^{10}Be84
- Figura 24. Correlación de las edades obtenidas por ^{10}Be en el valle de Ventana con la evolución de la temperatura derivada del análisis $\delta^{18}\text{O}$ del core de hielo del NGRIP de Groenlandia (Rasmussen et al., 2014). Los periodos fríos y cálidos están representados en bandas azules y rojas, respectivamente.....86
- Figura 25. Formas erosivas glaciares: A) circo glaciar (CG) de Peña Redonda y Cuetu del Fraile, B) circo glaciar del Rogueiro Este, C) circo glaciar y glaciar rocoso (RG) de Peña Tuerta, y D) cubeta de sobreexcavación glaciar (CSG) de Laguna Reconco. 91
- Figura 26. Mapa geomorfológico del área de estudio de Riomolino, y localización de las muestras datadas por el NCT ^{10}Be92
- Figura 27. Reconstrucción topográfica de la superficie glaciar (A) y el espesor (B) del paleoglaciar del Valle de Riomolino durante la fase MEH94
- Figura 28. Formas sedimentarias glaciares del Valle de Riomolino: A) till (T) en las cercanías de la aldea de Riomolino; B) morrenas laterales (M) en el ámbito del circo glaciar de Peña Tuerta; C) crestas morrénicas y cubeta de sobreexcavación glaciar (CSG) de la Laguna Changreiro; y D) morrenas (M) en el ámbito del circo glaciar Calvón Sur y morrena de nevero (MN).....95
- Figura 29. Vista en 3D de las tres fases principales de avance glaciar identificadas del Valle de Riomolino dentro de la Última Glaciación: A) Fase de MEH; B) Fase Interna; y C) Fase de Circos99

Índice de figuras

Figura 30. Bloques glaciares y superficies pulidas por el hielo datadas con el isótopo ^{10}Be en el Valle de Riomolino.....	103
Figura 31. Curvas de probabilidad acumulativa detalladas para las muestras de origen glaciar y las muestras obtenidas del glaciar rocoso en el Valle de Riomolino mediante la aplicación del NCT ^{10}Be	107
Figura 32. Correlación de las edades obtenidas por ^{10}Be en el Valle de Riomolino con la evolución de la temperatura desde el UMGg al Holoceno basado en el análisis $\delta^{18}\text{O}$ del core de hielo del NGRIP de Groenlandia (Rasmussen et al., 2014). Los periodos fríos y cálidos están representados en bandas azules y rojas, respectivamente	112
Figura 33. Formas erosivas y depósitos, de origen glaciar: A) circo glaciar (GC) de Os Castros; B) till (T) de la fase de MEH en la margen izquierda del Río Murelos; C) morrena lateral (LM) en las inmediaciones del núcleo de A Seara; D) corte de la morrena anterior en el que identifica el till (T); E) morrenas laterales (LM) localizadas en el circo de Formigueiros; F) laguna da Lucenza (LL) y morrenas laterales (LM) en el interior del circo de O Mallón.....	114
Figura 34. Canto de pizarra con estrías glaciares localizado en el corte de una pista forestal del circo de O Mallón a una altitud de 1.371 m s.n.m.	115
Figura 35. Mapa geomorfológico de la Sierra del Courel y localización de las muestras obtenidas para su datación por el NCT ^{36}C	116
Figura 36. Reconstrucción de la superficie glaciar y el espesor de la fase de MEH del glaciar de A Seara.....	117
Figura 37. Vista en 3D de las tres fases de avance glaciar identificadas en el Valle de A Seara dentro de la Última Glaciación: A) fase de MEH; B) fase interna; C) fase de circos (I); y D) fase de circos (II)	120
Figura 38. Vista parcial del complejo morrénico localizado en el interior del circo de O Mallón. Se observan dos generaciones de cordones morrénicos pertenecientes a las Fases de Circos I (FC I), y II (FC II). En la parte inferior de la imagen se sitúa la Laguna da Lucenza (LL) que, como se aprecia claramente, se formó en la parte externa del citado complejo morrénico, al ser represado el espacio existente entre la morrena y la vertiente. Por tanto, la citada laguna fue coetánea a las últimas fases glaciares del Valle de A Seara.....	122

Índice de figuras

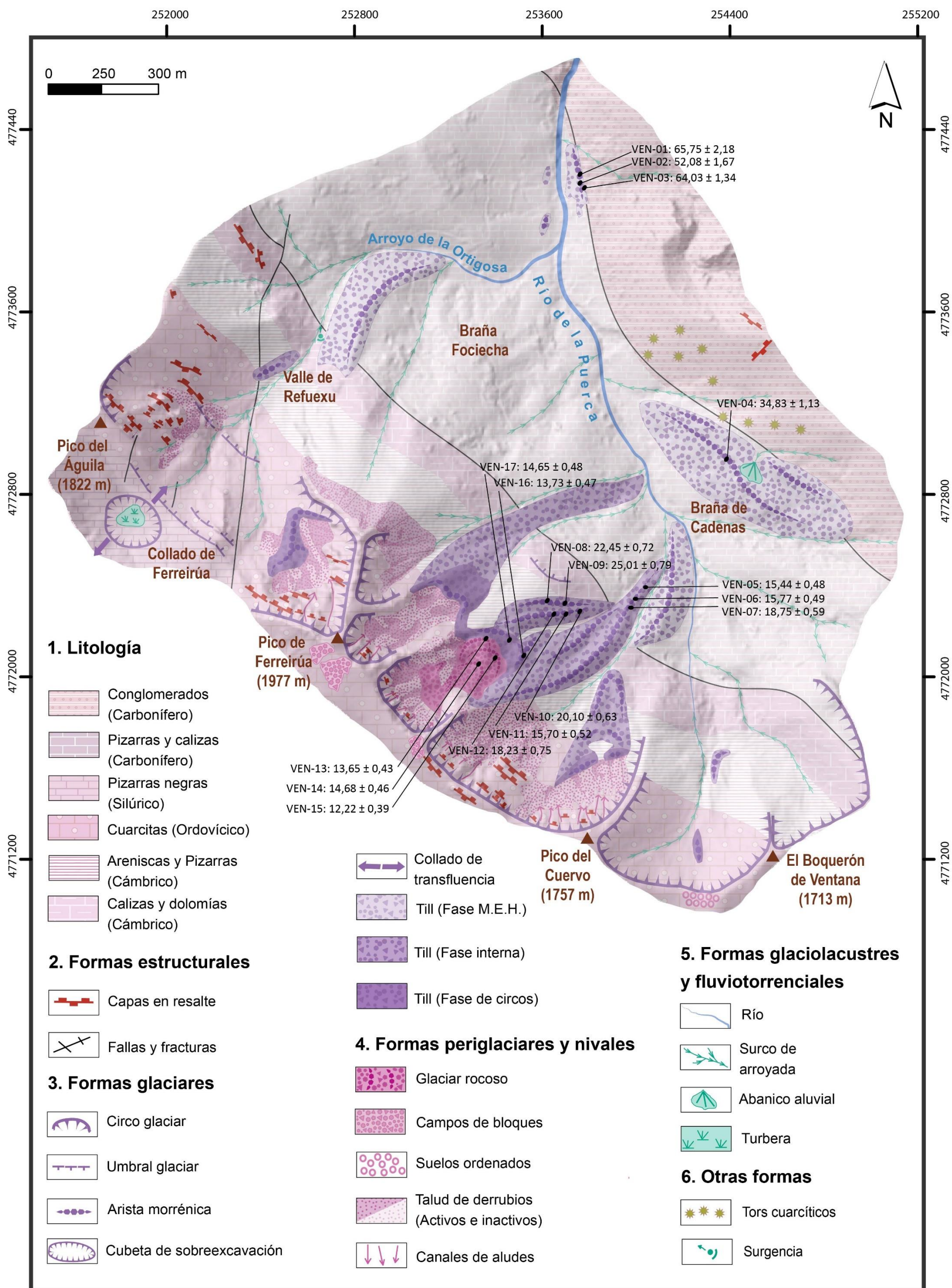
Figura 39. Imágenes de los bloques y superficies glaciares datados para la obtención de cronologías absolutas por ^{36}Cl en el valle de A Seara. Obsérvese las estrías glaciares en varios de los bloques	124
Figura 40. Correlación de las edades obtenidas por ^{36}Cl en el Valle de A Seara con la evolución de la temperatura desde el UMGg al Holoceno basado en el análisis $\delta^{18}\text{O}$ del core y la NGRIP de Groerlandia. Los periodos fríos y cálidos están representados en bandas azules y rojas, respectivamente	126
Figura 41. Esquema de deglaciación del Valle de A Seara.....	128
Figura 42. Correlación de las edades obtenidas por ^{36}Cl y ^{10}Be en las tres áreas de estudio de la tesis, con la evolución de las temperaturas basado en el análisis $\delta^{18}\text{O}$ del core y la NGRIP de Groerlandia. Los periodos fríos y cálidos están representados en bandas azules y rojas, respectivamente.	136

INDICE DE TABLAS

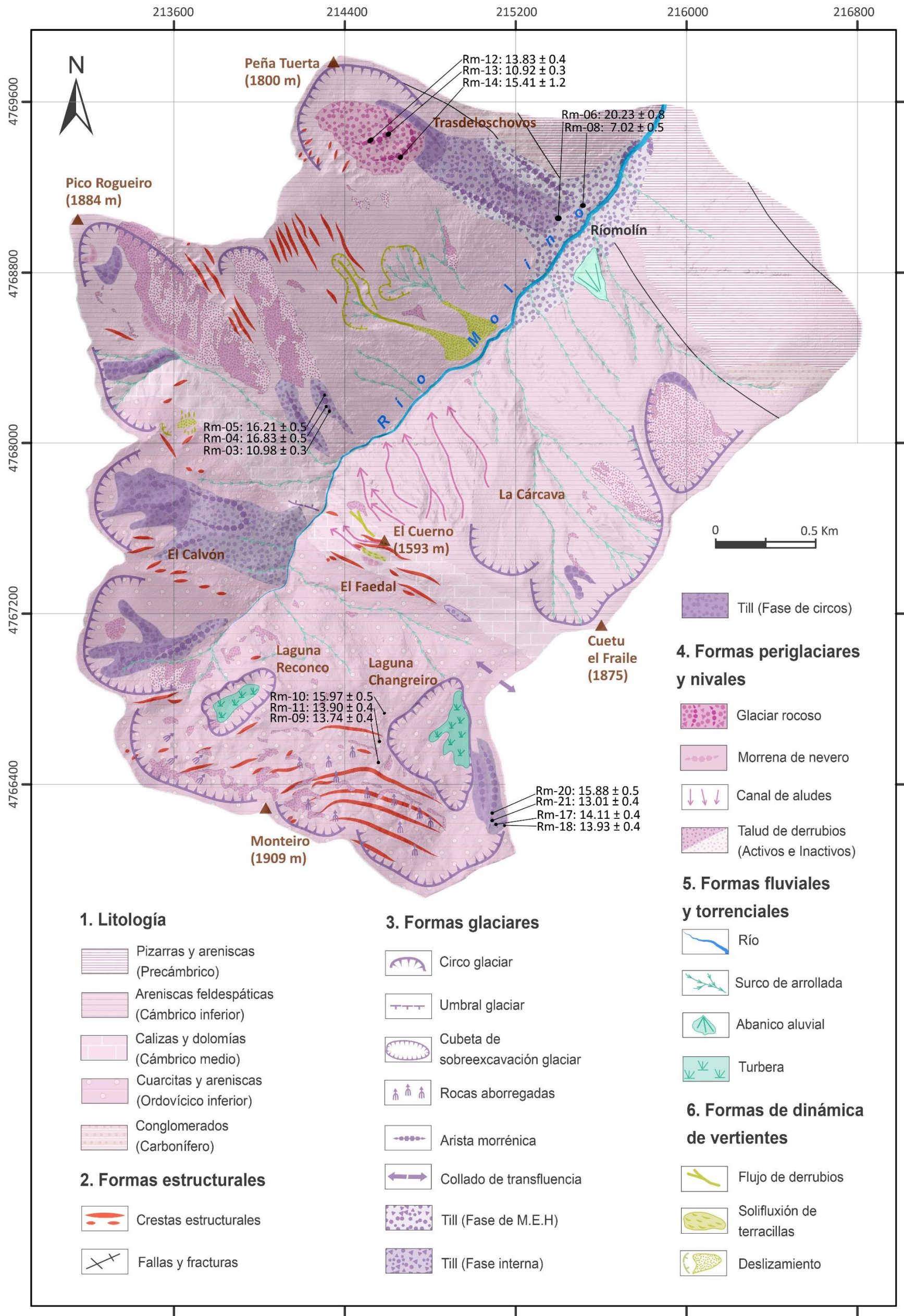
Tabla 1. Datos analíticos de las mediciones del AMS para las muestras de ^{10}Be del Puerto de Ventana (Macizo Asturiano)	64
Tabla 2. Datos analíticos de las mediciones del AMS para las muestras de ^{10}Be del Valle de Riomolino (Macizo Asturiano).....	65
Tabla 3. Relación de datos químicos para el análisis de las muestras por ^{36}Cl del Valle de A Seara	66
Tabla 4. Datos analíticos de las mediciones del AMS para las muestras de ^{36}Cl del Valle de A Seara (Sierra del Courel).....	67
Tabla 5. Parámetros morfométricos y paleoELAs de los glaciares identificados en el área de estudio de Ventana en cada fase	75
Tabla 6. Datos analíticos de las mediciones del AMS para las muestras de ^{10}Be del Puerto de Ventana	83
Tabla 7. Parámetros morfométricos de los circos glaciares del área de estudio de Riomolino.....	93
Tabla 8. Parámetros morfométricos y paleoELAs de los glaciares identificados en el área de Riomolino en cada fase.	97
Tabla 9. Datos analíticos y de campo para muestras de ^{10}Be del Valle de Riomolino: edades de exposición, tipo de muestra y ubicación de la muestra. Las incertidumbres de edad incluyen incertidumbres analíticas y errores en la tasa de producción (una desviación estándar).....	104
Tabla 10. . Parámetros morfométricos de los circos glaciares del área de estudio de A Seara.....	113
Tabla 11. Parámetros morfométricos y paleoELAs de los glaciares reconstruidos en el área de estudio de A Seara en cada gran fase glacial identificada.....	118

Tabla 12. Resultado de las cronologías del análisis por ^{36}Cl para los bloques de la morrena muestreada y las superficies pulidas por el glaciar; Afe es la longitud de atenuación efectiva para neutrones rápidos..... 125

Anexo 1. Mapa geomorfológico del Puerto de Ventana, y localización de las muestras datadas por el NCT ^{10}Be .



Anexo 2. Mapa geomorfológico del Valle de Riomolino, y localización de las muestras datadas por el NCT ^{10}Be .



Anexo 3. Mapa geomorfológico del Valle A Seara, y localización de las muestras datadas por el NCT ³⁶Cl.

