



Universidad de Oviedo



Facultad de Geología

TRABAJO FIN DE GRADO

**GEOMORFOLOGÍA GLACIAR Y
RECONSTRUCCIÓN CUANTITATIVA DE
LOS GLACIARES EN EL PARQUE
NATURAL DE SOMIEDO (ASTURIAS,
ESPAÑA)**

IGNACIO DIÉGUEZ FERNÁNDEZ

GRADO EN GEOLOGÍA
JULIO - 2023



Geomorfología glaciar y reconstrucción cuantitativa de los glaciares en el Parque Natural de Somiedo (Asturias, España)

Ignacio Diéguez Fernández

██████████@uniovi.es

Resumen: Este trabajo presenta una revisión de la cartografía geomorfológica del Valle del Lago (Somiedo, Asturias) con el objetivo de desarrollar una reconstrucción topográfica del antiguo glaciar que se desarrolló durante el máximo avance glaciar local pleistoceno. La reconstrucción realizada indica que el glaciar cubrió 25,7 km² durante el máximo local, alcanzando una longitud máxima de 12,2 km y un espesor de hasta 336 m, cubriendo la superficie topográfica situada a elevaciones entre 2191 m y los 800 m. La línea de equilibrio de esta fase se estima en 1635 ± 29 m mediante el método AABR (*area altitude balance ratio*), proporcionando un resultado sensiblemente superior a las estimaciones realizadas por autores previos (1400 y 1500 m).

Abstract: The present work reviews the geomorphological mapping of Valle de Lago (Somiedo, Asturias) with the aim of developing a topographic reconstruction of the ancient paleoglacier that developed during the Pleistocene maximum glacier advance. The reconstruction indicates that the glacier covered 25,7 km² during the local maximum, reaching a length of 12,2 km and a thickness of up to 336 m, covering the topographic surface lying between 2191 m and 800 m. The equilibrium line altitude during this stage is estimated at 1635 ± 29 m through the AABR method (*area altitude balance ratio*), providing a result considerably higher than the estimates made by previous authors (1400 and 1500 m).

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Las variaciones cíclicas del clima lo largo de la historia reciente de la Tierra (últimos ~2.6 Ma) han dado lugar a una sucesión alternante de periodos glaciares e interglaciares que han provocado la expansión-contracción periódica de los grandes casquetes glaciares desarrollados sobre las áreas continentales circumpolares en el hemisferio norte (Zachos et al 2001; Batchelor et al 2019). Durante estas oscilaciones, también se registraron cambios en los glaciares desarrollados en zonas de montaña situadas en latitudes más bajas, dejando una marcada influencia en la configuración del paisaje actual como se observa en las cadenas montañosas de la Península Ibérica, en el sur de Europa (Hughes, 2021; Jiménez-Sánchez et al., 2013; Oliva et al., 2019; Rodríguez-Rodríguez et al., 2015). Estos sistemas son, por su menor tamaño y posición meridional, ideales para estudiar cuándo y a qué velocidad se producen los cambios del clima durante eventos concretos como las terminaciones glaciares o las oscilaciones climáticas de menor duración como, por ejemplo, el *Younger Dryas* (Gillespie y Molnar, 1995). Desde el punto de vista metodológico, la combinación de reconstrucciones cuantitativas de paleo glaciares con la realización de dataciones absolutas es fundamental para poder reconstruir los patrones de circulación atmosférica pasados y sus cambios en respuesta a variaciones del clima (Reixach et al., 2021; Rea et al., 2020). Para poder realizar este tipo de reconstrucciones, es necesario determinar la altitud de la antigua línea de equilibrio del glaciar o ELA (*Equilibrium Line Altitude*).

En el caso de la Península Ibérica se puede confirmar que existieron varios avances glaciares durante el Pleistoceno que han dejado evidencias claras de su existencia en el paisaje. Los mejor conservados corresponden al Último Ciclo Glaciar (últimos ~115 ka), siendo reseñable que la máxima expansión glaciar en varios puntos de la Cordillera Cantábrica se registró antes del Último Máximo Glaciar o *Last Glacial Maximum* (LGM), definido entre 27,5-23,3 ka (Hughes y Gibbard, 2015). Por ejemplo, en el valle del Porma el máximo avance glaciar ocurrió hace ~113.9 ka, registrándose nuevos avances glaciares de extensión ligeramente inferior hace 55,7 ka y durante el LGM (Rodríguez-Rodríguez et al., 2016, 2018). En cambio, en el Parque Natural de Redes, el máximo avance glaciar local (>33 ka), y el avance LGM posterior (~24 ka) fueron muy similares en extensión (Rodríguez-Rodríguez et al., 2017).

A pesar de que en las últimas décadas se han producido notables avances en el estudio de las formas glaciares, algunos macizos montañosos permanecen relativamente poco estudiados y carecen de reconstrucciones cuantitativas de la topografía de los paleo-glaciares. Es el caso de las montañas del Parque Natural de Somiedo, donde se centra este trabajo.

Área de estudio

El área de estudio se encuentra en el Parque Natural de Somiedo, ubicado en el Principado de Asturias cerca del límite con Castilla y León. Esta reserva natural abarca una superficie de 283 km², incluyendo diferentes valles a lo largo de la sierra de Los Búgaros y el Macizo de Los Albos. La zona de estudio se sitúa en la cabecera de Valle del Lago, abarcando un área de 100 km² desde el circo glaciar situado en la cabecera del valle, con una altitud de 2191 m s.n.m, que se corresponde con Peña Ornis, hasta las cercanías de la localidad de Pola de Somiedo, a 950 m s.n.m. (Figura 1).

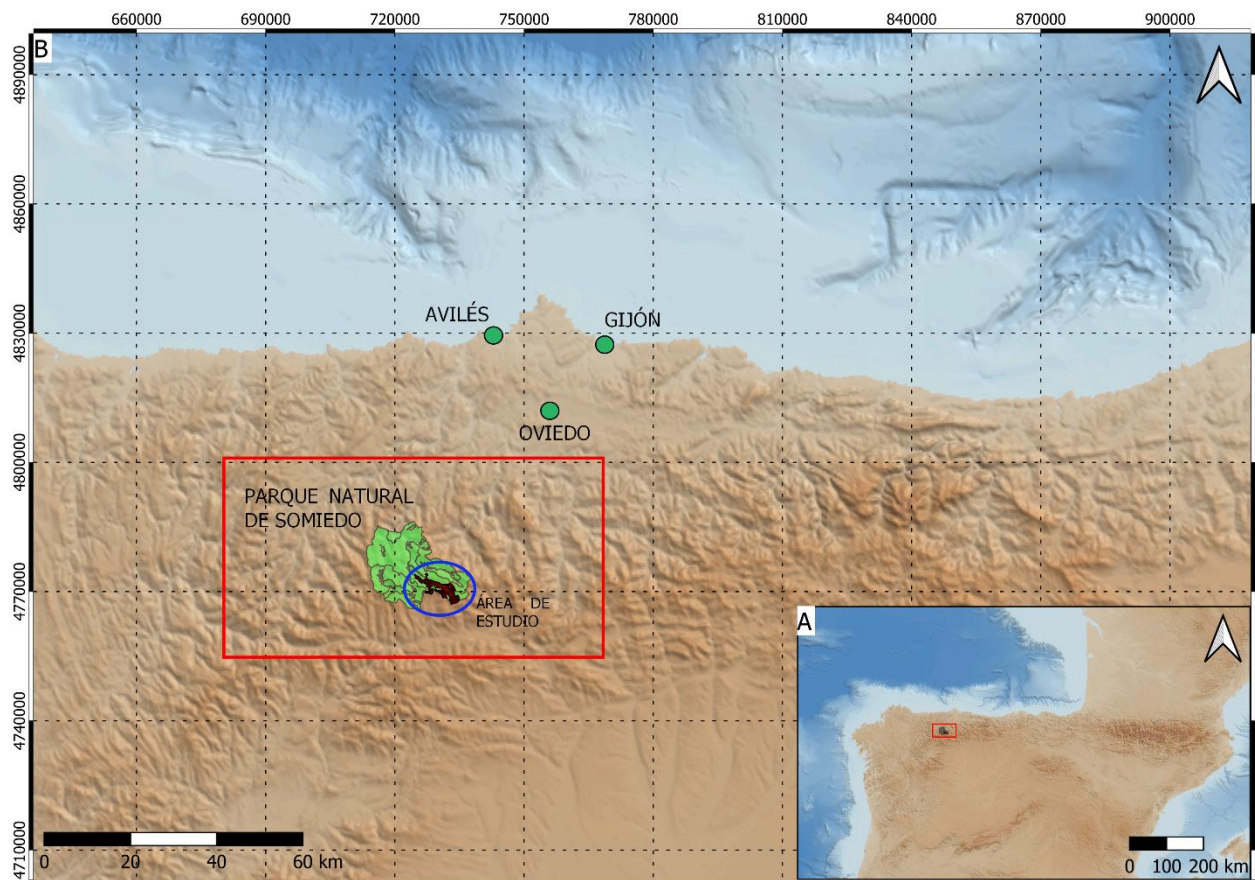


Figura 1: A) Ubicación del área de estudio en el norte de la Península Ibérica. B) Extensión superficial de la zona de estudio en el contexto del Parque Natural de Somiedo.

Geológicamente, la zona de estudio se encuentra en la Zona Cantábrica del Macizo Ibérico, concretamente en la Unidad de Somiedo de la Región de Pliegues y Mantos (Julivert, 1971; Figura 2). La sucesión estratigráfica comprende, de muro a techo, las siguientes formaciones (Figura 3):

- Fm. Láncara: calizas grises, dolomías, margas y calizas nodulosas rojizas. Cámbrico Medio.
- Fm. Oville: pizarras, areniscas glauconíticas y cuarcíticas. Cámbrico Medio.
- Fm. Barrios: cuarzoarenitas, areniscas blancas y pizarras. Ordovícico Medio.
- Fm. Formigoso: pizarras negras ampelíticas, limolitas y areniscas. Silúrico medio.
- Fm. Furada: areniscas ferruginosas, cuarcitas, limolitas y pizarras. Devónico Inferior.
- Gr. Rañeces: dolomías, calizas, lutitas y margas. Devónico Inferior.
- Fm. Naranco: areniscas rojo oscuro y pizarras. Devónico Medio.
- Fm. Piñeres: areniscas ferruginosas y areniscas cuarcíticas blancas. Devónico Superior.

- Fm. Alba: calizas nodulosas y rosadas, margas y cherts rojos. Carbonífero Misisípico Superior.
- Fm. Barcaliente: calizas micríticas y microesparíticas negras y fétidas. Carbonífero Pensilvánico Inferior.
- Fm. Valdeteja: calizas bioclásticas, calizas *boundstone* micríticas y brechas. Carbonífero Pensilvánico Inferior.
- Fm. San Emiliano: lutitas oscuras, areniscas y brechas calcáreas. Carbonífero Pensilvánico Inferior.
- Formaciones superficiales: canchales, derrubios de ladera, morrenas, depósitos glaciares, deslizamientos, depósitos aluviales, entre otros sedimentos y formas de edad cuaternaria.

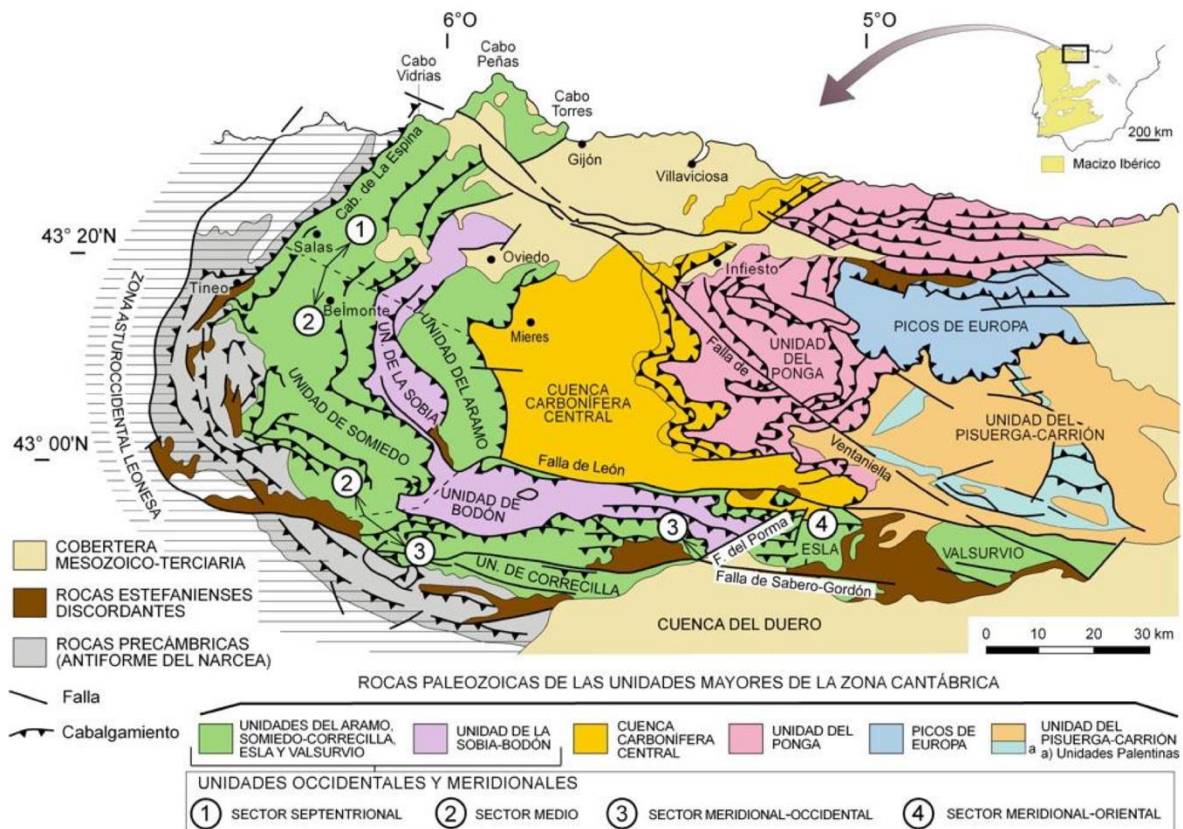


Figura 2: Principales unidades geológicas de la Zona Cantábrica. La zona de estudio se encuentra en la Unidad de Somiedo, dentro de la Región de Pliegues y Mantos (ilustración tomada de Pérez-Estaín y Bea, 2004).

El área de estudio se encuentra en el Sinclinal de Somiedo, de unos 30 km de longitud. La charnela de este gran pliegue se encuentra justo en el frente de lo que era el antiguo glaciar, que se corresponde con un largo y estrecho pliegue de flancos verticales, cuyos depósitos más modernos se encuentran en el núcleo (Cartografía geológica del IGME, GEODE - Cartografía geológica digital continua a escala 1:50.000). Este pliegue está asociado a un conjunto de fallas, cabalgamientos (tanto conocidos como supuestos) y discordancias características de esta zona. Desde el punto de vista estratigráfico, estas formaciones se caracterizan por presentar espesores muy variados. Desde el punto de vista estructural, hay cabalgamientos que superponen unidades estratigráficas. Además, se han desarrollado fallas tardías asociadas a la falla de León (GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España en línea. Disponible en: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Geode.aspx?language=es>).

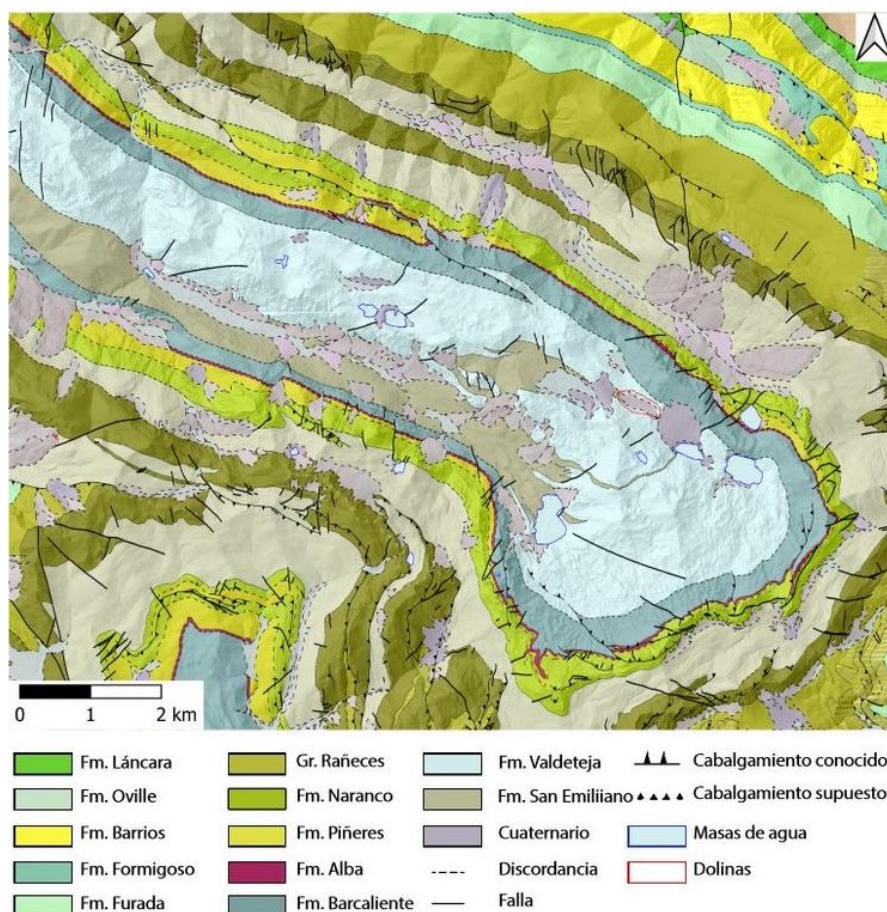


Figura 3: Mapa geológico de la zona de estudio (ofrecida por el GEODE - Cartografía geológica digital continua a escala 1:50.000)).

El clima de la zona se clasifica como cálido y templado. La precipitación es significativa, con precipitaciones incluso durante el mes más seco. De acuerdo con la clasificación Köppen-Geiger, el tipo de clima se clasifica como Cfb; es decir, templado sin estación seca y con verano templado (García-Couto, 2011). La temperatura media anual es 7,8 °C y el promedio anual de precipitaciones es de 1113 mm.

Los trabajos anteriores sobre glaciario en la zona, realizados por Muñoz-Jiménez (1980), Menéndez Duarte y Marquínez (1996) y Ruiz-Fernández et al. (2022), revelan que han existido varias fases glaciares: la de mayor extensión del hielo y dos etapas de estabilización posteriores que vienen refrendadas en las morrenas laterales existentes a unos 1300 m, aunque también se encuentran depósitos de till en altitudes menores de 700 y 850 m. Estos autores sitúan la paleo-ELA a una altitud en torno a los 1500 y 1600 m s.n.m. El nivel de las nieves perpetuas estaría situado en lomo a los 1500 m para este sector de la vertiente norte de la cordillera según Menéndez Duarte y Marquínez (1996).

Objetivos

- Revisar la distribución de las formas de erosión y depósito de origen glaciario en el valle del Lago (Parque Natural de Somiedo), elaborando una base cartográfica digital de la zona de estudio.
- Reconstruir la topografía del paleo-glaciario durante la fase de máxima extensión glaciario local.
- Calcular la paleo-ELA aplicando metodologías basadas en la hipsometría del paleo-glaciario y el balance de masas.

METODOLOGÍA

La metodología de trabajo ha comprendido las siguientes tareas, descritas en detalle a continuación: 1) búsqueda y recopilación de información; 2) revisión de la cartografía geomorfológica; 3) reconstrucción topográfica del paleoglaciario; y 4) cálculo de la paleo-ELA.

Búsqueda y recopilación de la información

En primer lugar, se ha procedido a la búsqueda de bibliografía y de los mapas geomorfológicos ya existentes del área de estudio y, al mismo tiempo, se ha realizado una recopilación bibliográfica de los trabajos sobre glaciario en la Cordillera Cantábrica, especialmente aquellos que estuvieran centrados en el Parque Natural de Somiedo.

En segundo lugar, se ha realizado una recopilación de la información topográfica existente en formato digital, que ha sido utilizada como información base para la revisión de la cartografía geomorfológica de la zona. Para ello, se han descargado diferentes modelos del Centro Nacional de Descargas. Por un lado, se ha utilizado el Modelo Digital del Terreno (MDT)02 (Centro de descargas del IGN. Disponible en: <https://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/index.jsp>), con un tamaño de píxel de 2x2 m. Se ha utilizado el servidor online WMS para consultar las ortofotos de máxima actualidad ofrecido por el Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) (Disponible en: <https://www.ign.es/wms-inspire/pnoa-ma>). Del centro de descargas del Instituto Geográfico Nacional se han descargado por separado las cuatro capas de curvas de nivel (BTN *shapefile*) (Centro de descargas del IGN. Disponible en: <https://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/index.jsp>), que posteriormente han sido unidas mediante el software Quantum GIS o QGIS (v. 3.20) a través de la herramienta “unir capas vectoriales”. Además, se han creado dos modelos de sombreado y de pendientes a partir del Modelo Digital del Terreno inicial, a través de los comandos “Hillshade 3D analyst” y “Slope 3D analyst”.

Por otro lado, se han georreferenciado la cartografía geomorfológica y la reconstrucción glaciario previas realizadas en la zona baja del valle por Menéndez-Duarte y Marquínez (1996). Para ello se utilizó la herramienta “georreferenciador” de QGIS. Al añadir la imagen, el programa permite introducir las coordenadas de puntos discretos de coordenadas conocidas o seleccionar la opción “sobre el lienzo”, en la que se pueden indicar la posición de puntos conocidos utilizando como base una imagen o mapa previo con georreferenciados. En este trabajo se ha utilizado la segunda opción y se ha tomado como imagen de referencia la ortofoto de máxima actualidad para marcar 7 puntos diferentes en cada una de las imágenes. En la georreferenciación se utilizó una transformación HELMERT con un método de remuestreo del vecino más cercano.

Toda la información de la base de datos creada en QGIS se ha proyectado utilizando el sistema de referencia geodésico global ETRS 89, en el huso 29 N. El sistema ETRS89 (*European Terrestrial Reference System* 1989) fue adoptado oficialmente en España mediante el Real Decreto 1071/2007 del 27 de julio, por el que se regula el sistema geodésico de referencia oficial en España (BOE 207 de 29/08/2007).

Revisión de la cartografía geomorfológica de la zona de estudio

Una vez obtenida toda la información de la base topográfica digital, se procedió a realizar la cartografía geomorfológica de la zona a escala 1:25.000. La interpretación de las formas de erosión y depósito asociadas a la dinámica de los distintos procesos externos (glaciares, fluviales, gravitacionales, ...) se ha realizado combinando la fotointerpretación, la interpretación de los modelos digitales de sombreado (o *hillshade*) y pendientes (*slope*) derivados del modelo digital del terreno (MDT02 del IGN) y el trabajo de campo. El hecho de haber empleado este procedimiento permite conocer en detalle el relieve del valle a través de las sombras y de las pendientes y, gracias a ello, poder visualizar y diferenciar las formas del relieve existentes siguiendo criterios morfológicos.

De forma paralela al reconocimiento de formas de erosión y depósito a partir de ortofotografías, se han empleado varios visores para potenciar el análisis cartográfico. El primero de ellos ha sido el visor IBERPIX,

que permite visualizar el mapa y/o las fotografías aéreas en 3D usando gafas de anaglifos. También se ha utilizado Google Earth Pro, ya que permite abatir la vista y observar el terreno en 3D, disponiendo también de un histórico de imágenes satélite.

La cartografía se ha centrado, en primer lugar, en las formas de erosión y depósito relacionadas con la dinámica glaciaria (como por ejemplo los depósitos de till, los circos glaciares, los horns...); en segundo término, las formas asociadas con otros procesos, como los procesos de gravedad o de ladera (canchales, deslizamientos de ladera, cicatrices...), las formas asociadas a los procesos fluviales y torrenciales (ríos, abanicos torrenciales, torrentes...), o las formas asociadas a los procesos kársticos (depresiones kársticas).

Sobre el proyecto cartográfico que se ha llevado a cabo en el QGIS, la información geomorfológica se organizó en capas de tipo polígonos, líneas y puntos. A cada polígono, línea o punto se le asignó un código numérico, en función de la forma geomorfológica correspondiente.

Se realizaron dos visitas a la zona de estudio para confirmar la cartografía y observar las formas erosivas y de depósito *in situ*. La primera visita fue destinada a la observación de la zona de la cabecera y en la segunda se prestó atención a los depósitos relacionados con la dinámica glaciaria a lo largo del valle hasta el frente, haciendo hincapié en las morrenas laterales que marcan los límites laterales de las lenguas glaciares en distintos momentos temporales.

Reconstrucción topográfica del paleoglaciario: criterios y métodos empleados

La reconstrucción del paleo-glaciario objeto de estudio se realizó empleando el software ArcGIS (v. 10.3.1) al que se ha añadido la caja de herramientas *GLacier REconstruction* (GLARE) elaborada por Pellitero et al. (2015), que permite reconstruir la topografía de glaciares antiguos siguiendo la metodología propuesta por Benn y Hulton (2010). Este método presenta una hoja de cálculo programada para la reconstrucción de perfiles teóricos de hielo para paleoglaciares, que está basado en el método de Schilling y Hollin (1981). Combina la localización de evidencias geomorfológicas (morrenas en este caso) para detectar zonas que estuvieron bajo el hielo con la aplicación de modelos numéricos de cálculo y, así, poder reconstruir la topografía de los paleoglaciares. Para su reconstrucción se ha trazado, en primer término, una polilínea por el eje central del valle y los tributarios en sentido ascendente desde el antiguo frente de ablación (Menéndez Duarte y Marquínez, 1996) hasta la pared de los circos glaciares situados en la cabecera de los distintos tributarios (Figura 4).

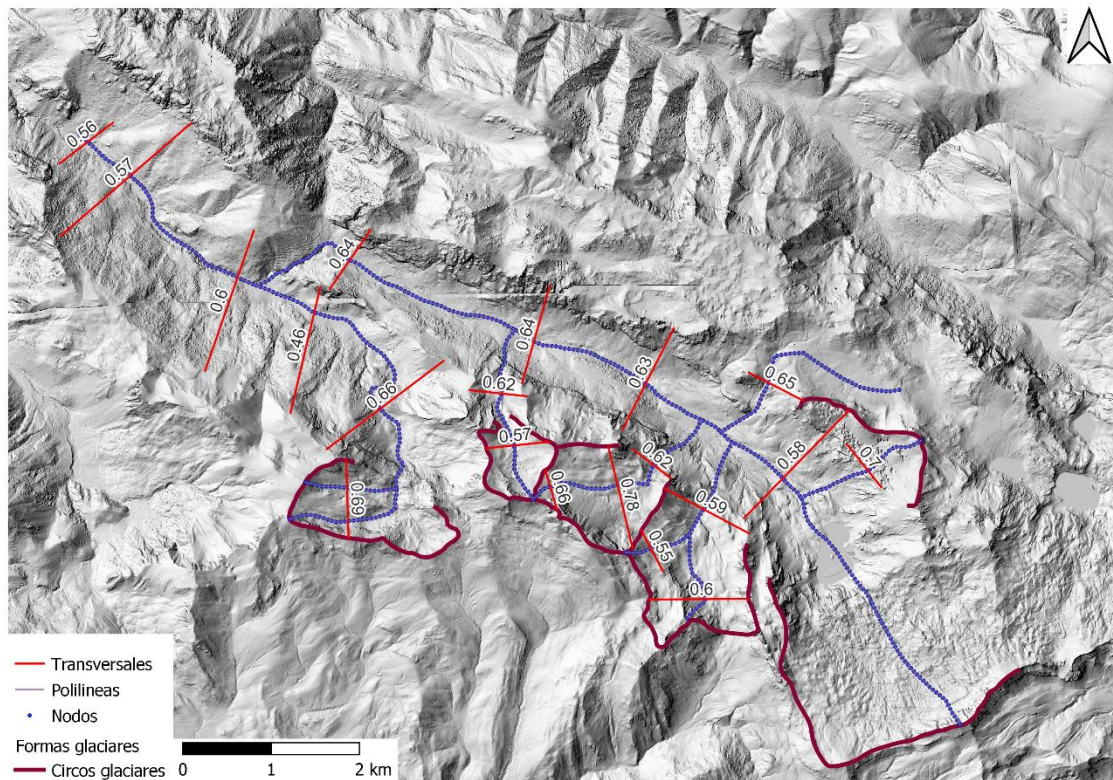


Figura 4: Modelo digital de sombreado elaborado a partir del MNT02 con la situación de la polilínea, los nodos (equiespaciados cada 50 m) y las líneas transversales con el factor de forma F aplicado en la modelización numérica.

A continuación, se ha calculado una red de nodos equiespaciados para los que se realizan cálculos iterativos del espesor y la cota del hielo aplicando la ecuación de Van der Veen (1999), que asume un comportamiento reológico perfectamente plástico para el hielo del glaciar (Benn y Hulton, 2010). Para su consecución se ha aplicado el esfuerzo cizalla basal (*Shear Stress*) que, gracias al uso de la hoja de cálculo Excel Profiler v.2 (Benn y Hulton, 2010), se han fijado los valores adecuados para ajustar el espesor del hielo en relación con las evidencias geomorfológicas erosivas y deposicionales que aún se conservan de la fase de máximo avance glaciar, lo que ha permitido conocer el espesor que alcanzó el glaciar durante esta etapa (Figura 5). Como las evidencias de espesor de hielo de la fase de máximo son muy limitadas, se ha seguido la recomendación de utilizar el valor de 100 kPa (Pellitero et al., 2016), salvo en los nodos más cercanos a los límites de los circos glaciares, en donde el valor se ha reducido gradualmente (Figura 4). Del mismo modo, se ha utilizado también el factor de forma del valle (F factor), que representa la proporción del esfuerzo conductor del hielo soportado por la superficie topográfica.

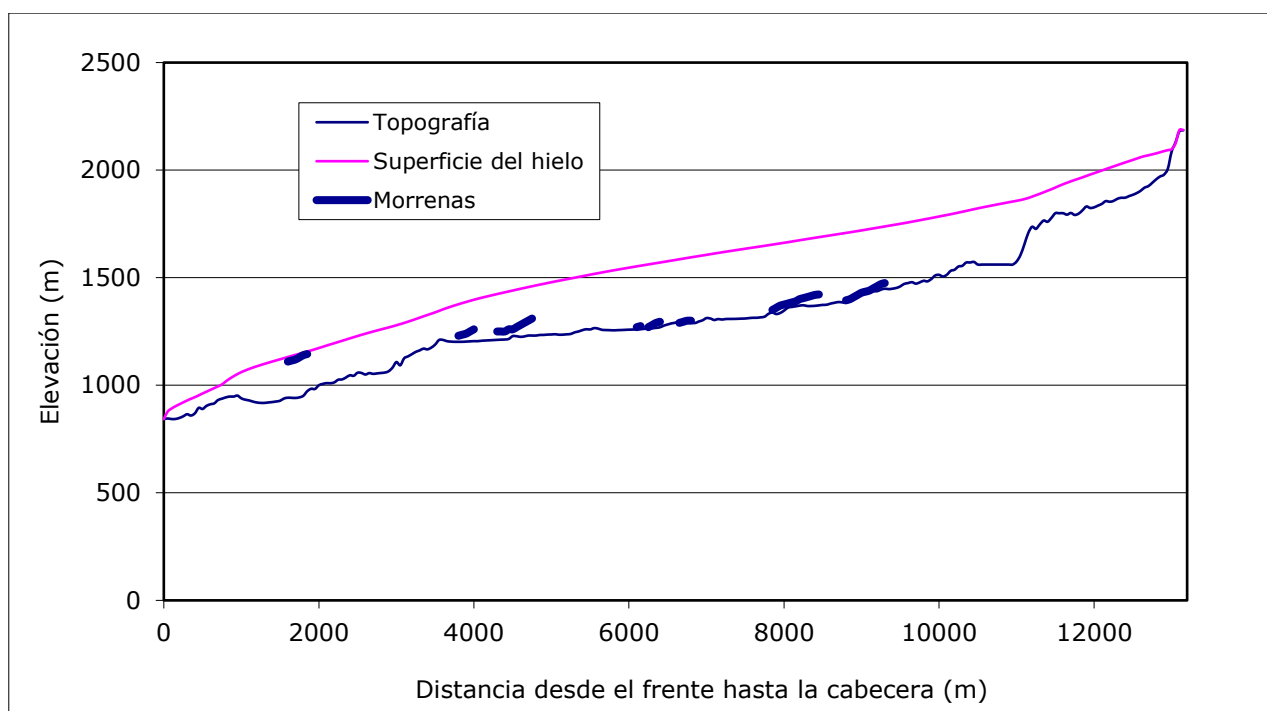


Figura 5: Perfil topográfico del valle principal, desde el antiguo frente glaciar hasta la cabecera, con la superficie del hielo calculada. El máximo avance del hielo se encuentra relacionado por la morrena situada en la menor cota. También se han representado las morrenas asociadas a otras fases posteriores al máximo avance glaciar local.

A partir de los perfiles topográficos teóricos del hielo obtenidos anteriormente, se ha procedido a generar un modelo digital de elevaciones de la superficie del paleoglaciar mediante el comando *Glacier Surface Interpolation*, utilizando como entradas la red de nodos y el contorno aproximado de la zona de estudio. La finalidad de este último es que el modelo se limita a la zona de trabajo, evitando la interpolación en zonas excesivamente alejadas como otros valles fuera de la zona de estudio. A continuación, y con el objeto de obtener una representación gráfica de los espesores del hielo, se utilizó la herramienta *Minus* para restar los modelos digitales de las elevaciones del hielo y del terreno.

Cálculo de la E.L.A.

Obtenida la reconstrucción del modelo digital de elevaciones del paleo-glaciar, se llevó a cabo el cálculo de la ELA. En los glaciares modernos, la ELA es la elevación promedio en el que la acumulación equilibra exactamente la ablación, tomada durante un período de un año (Hoinkes, 1970; Paterson, 1994). En los paleoglaciares representa el límite altitudinal en un glaciar donde el balance entre la acumulación y la pérdida de hielo es estable a largo plazo. Esta línea separa la zona de acumulación, donde el depósito de nieve y hielo es mayor que la pérdida debido al deshielo y la fusión (Benn y Lemhkuhl, 2000) Para su obtención, se ha empleado una combinación de dos métodos: *Accumulation Area Ratio* (AAR) y *Area-Altitude Balance Ratio* (AABR) (Osmaston, 2005).

En el método de AAR se asume una proporción constante entre el área de acumulación y el área de ablación del glaciar cuando este se encuentra en equilibrio. Es decir, considera la relación entre las áreas en donde se produce acumulación y fusión del hielo siempre que existan condiciones estables. En la actualidad, este método es uno de los más utilizados tanto en el estudio de los glaciares actuales como en la reconstrucción de paleoglaciares. En la literatura se recomienda utilizar una ratio de $0,64 \pm 0,04$ cuando se están reconstruyendo paleoglaciares ubicados en zonas de latitudes medias y con una extensión superficial de más de 4 km^2 (Kern y Láslzó et al., 2010). Sin embargo, es más fiable el método AABR ya que tiene en cuenta la hipsometría detallada del glaciar y su balance de masas (Osmaston, 2005). Es decir, asume que los gradientes de acumulación y ablación son aproximadamente lineales y sus proporciones se llegan a mantener constantes. El Balance Ratio (BR) es producto del cociente entre los gradientes de acumulación y ablación. Para los glaciares de latitud media y con influencia marítima, se recomienda utilizar un BR de $1,56 \pm 0,1$ (Oien et al., 2021).

Para realizar estos cálculos se integró en ArcGIS la caja de herramientas de Pellitero et al. (2015) basada en las hojas de cálculo de Osmaston (2005), que ha permitido calcular de forma automatizada las líneas de equilibrio. Para ello, se ha utilizado la herramienta denominada “*AAR and AABR for several ratios*”, lo que permite calcular la paleo-ELA a partir del modelo digital de elevaciones del hielo siguiendo ambos métodos y considerando diferentes valores de ratio y BR.

RESULTADOS

Cartografía geomorfológica

En el área de estudio se han reconocido formas de depósito y erosión asociadas al glaciario y formas de erosión y depósito asociadas a otros procesos de tipo gravitacional, fluvial, torrencial y kárstico, que serán descritas a continuación (Figura 6):

a) Formas glaciares y fluvioglaciares

▪ Circos glaciares, horns y valles glaciares

Se han cartografiado seis circos glaciares resultantes de los procesos erosivos de la actividad glaciario en el área de estudio. El más importante se sitúa en la cabecera del Valle del Lago y se encuentra rodeado por picos de forma piramidal (horns) que sobrepasan los 2000 m s.n.m., llegando hasta los 2191 m s.n.m (Pico Peña Orviz). Todo ellos se encuentran situados en el límite geográfico con Castilla y León. La longitud de este circo glaciario medida desde el Lago de Valle hasta el horn más alejado es de 2,7 km, mientras que la anchura es de unos 2,6 km. El límite noreste del circo glaciario carece de una arista definida, existiendo numerosas cimas redondeadas de entre 2006 y 1991 m, indicando que el circo glaciario estaba unido con el circo glaciario de la cabecera del Lago de Calabazosa. En total tendría unos 4,6 km de anchura y los Picos Albos serían las únicas cimas sobresalientes, puesto que no presentan morfologías redondeadas. Respecto a la profundidad del circo glaciario, dado que la base se encuentra a una altura de 1560 m s.n.m., restando ambas cotas se estima que la profundidad máxima de este circo glaciario es de unos 631 m (Figura 7). En este circo podemos observar que existen dos zonas claramente diferenciadas. La primera de ellas es la zona inferior, conformada por el Lago de Valle, desarrollado a partir de una cubeta de sobreexcavación glaciario. La segunda se encuentra en la zona alta del circo y presenta una morfología irregular debida a la superposición de numerosas depresiones kársticas de pequeño tamaño. Cada una de las zonas se dividen por una fuerte pendiente antes de llegar al lago.

Asimismo, se observan en la zona objeto de estudio otros cinco circos glaciares de menor tamaño, cuatro se sitúan en la ladera oeste (Braña el Gabitón) del valle principal, mientras que el último de ellos, de reducidas dimensiones, se ubica en la ladera este (Braña la Corba). Tienen unas dimensiones muy similares entre sí, con anchuras que varían entre los 0,7 km y los 1,5 km, mientras que la longitud oscila entre los 0,6 km y los 0,9 km. La altitud a la que se sitúan estos circos glaciares en su arista más pronunciada supera los 2000 m, siendo muy similar a la del circo principal. En cambio, la profundidad varía dependiendo de la ladera, ya que los circos que se encuentran situados en la ladera oeste tienen una profundidad que varía entre los 200 y 350 m, mientras que el ubicado en la ladera este tiene únicamente 150 m. Todos ellos son de tamaño mucho menor que el circo glaciario del valle principal, constituyendo la cabecera de los glaciares tributarios.

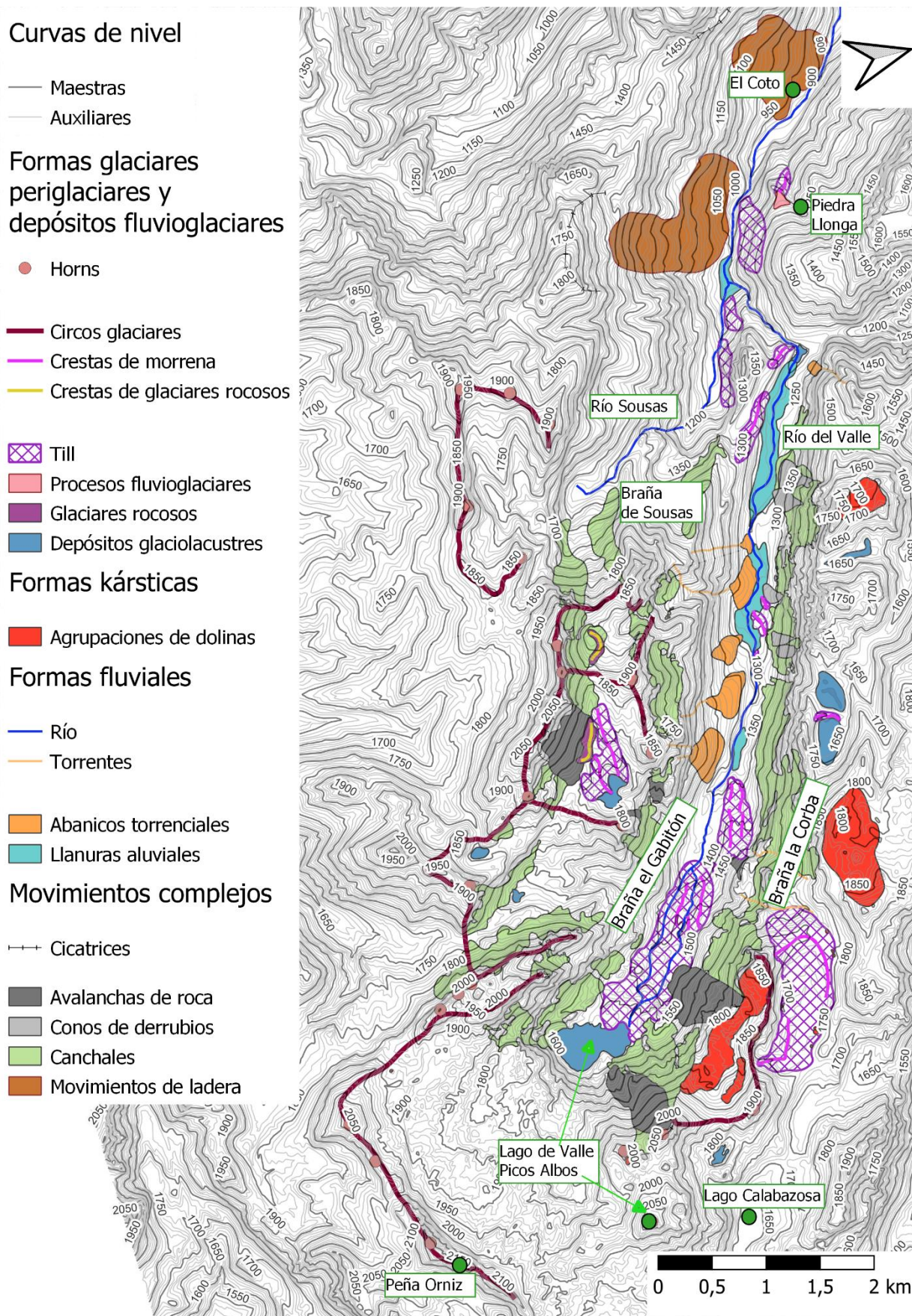


Figura 6: Mapa geomorfológico con las diferentes formas de erosión y depósito identificadas en este trabajo.

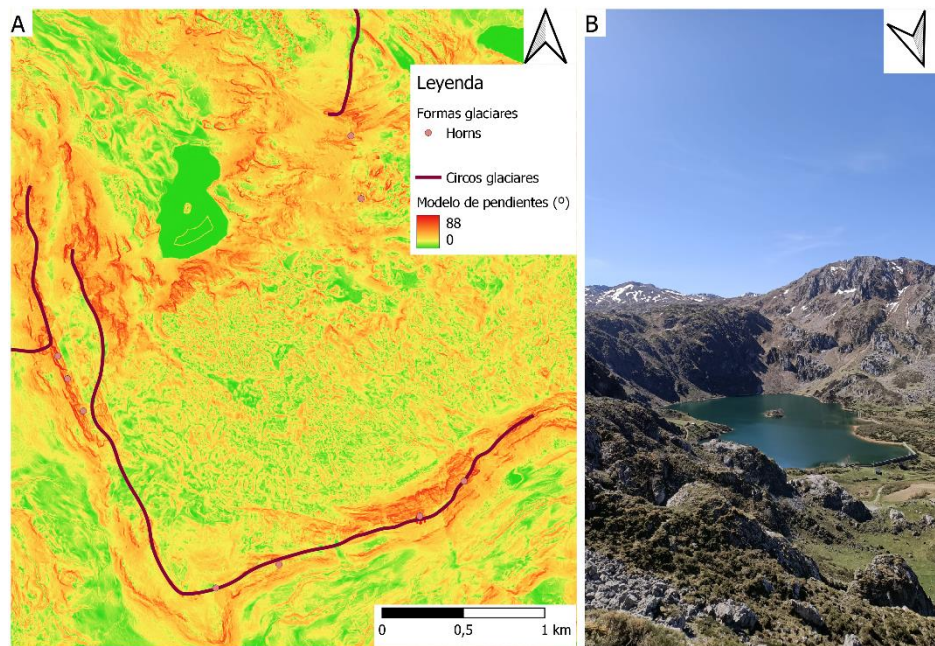


Figura 7: A) Modelo digital de pendientes del circo glaciar principal donde se muestran los fuertes contrastes de pendientes en la pared del circo y en torno a Lago de Valle. B) Vista de la cubeta de sobreexcavación glaciar en la que se sitúa el Lago de valle.

▪ Depósitos de till y morrenas

Se observan depósitos glaciares que salpican diversas zonas del valle objeto de análisis. La superficie total ocupado por las acumulaciones de till es de 2,2 km². Así, se observan depósitos de till desde el frente del glaciar hasta la zona del lago de valle ubicada en las cercanías de la cabecera principal (Figura 8). También se encuentra una gran acumulación de till en el pequeño valle situado en la ladera este, cercano a la cabecera del circo principal y que conduce al Lago de Calabazosa, con una superficie de 68,2 Ha y ubicado a una altitud de entre 1700 y 1750 m.

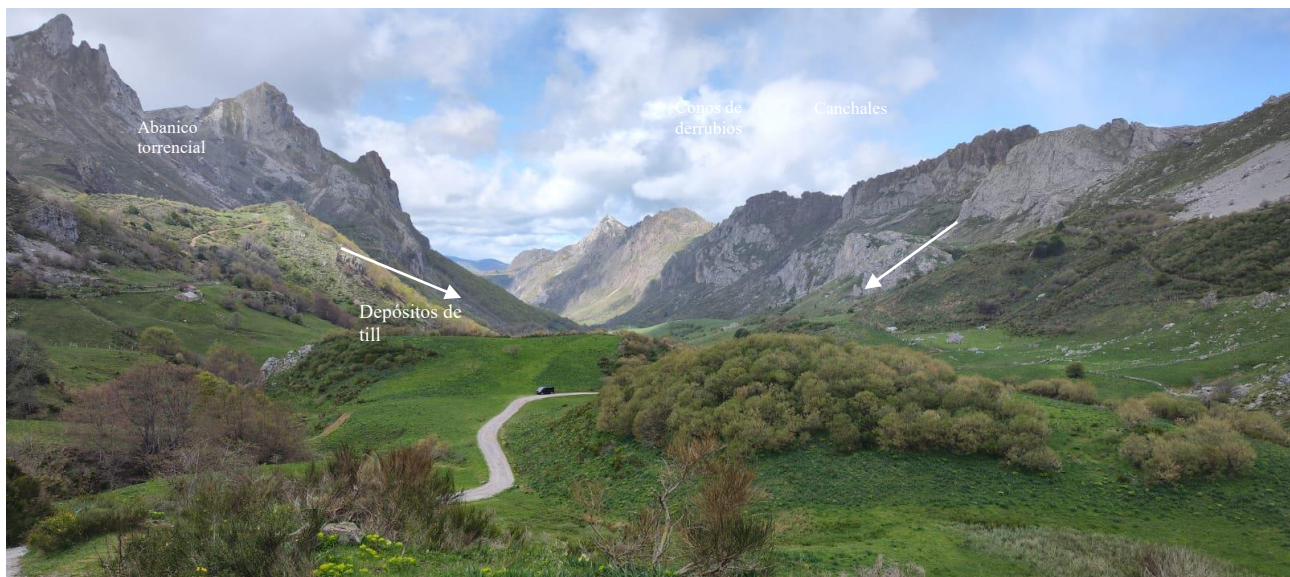


Figura 8: Vista del Valle de Lago hacia el noreste desde el Lago de Valle. Se observan los depósitos de till en el primer plano. En segundo plano se aprecia la sección transversal en forma de U del valle, modificada por procesos de gravedad y torrenciales. La ladera oeste, con una pendiente menor, presenta la actividad torrencial, mientras que la ladera este se visibiliza una mayor pendiente, donde está muy presente la actividad gravitacional.

Hay presencia de numerosas acumulaciones de till, tanto en el valle principal como en los tributarios, y en algunas de esas zonas se conserva la morfología de cresta (morrenas). Se llegan a observar hasta quince morrenas de estas características. Se pueden dividir en 4 zonas: 1) la formación situada a la cota más baja, situada a elevaciones de entre 1055 y 1150 m, representa una morrena lateral que pertenece al máximo avance glaciar (2,9 Ha); 2) cinco morrenas recesionales ubicadas a cotas de entre 1180 y 1310 m (entre 6500 m² y 8,5 Ha); 3) un conjunto de cinco morrenas recesionales ubicadas entre 1340 y 1490 m y próximas a la cabecera del valle principal, estando algunas cortadas erosivamente por el río y los torrentes; y 4) el conjunto de morrenas ubicadas en los valles tributarios. En la ladera este se observan dos que se ubican en el pequeño valle que accede a La Calabazosa y que cuentan con una superficie de till de 68,2 Ha. En el valle situado en la ladera oeste, a una altitud entre 1730 y 1815 m, se observan dos crestas de morrenas ubicadas bajo el glaciar rocoso.

Una de las características de todo este conjunto es que todas las morrenas son de tipo lateral; si bien aquellas que pertenecen al valle principal tienen una dirección de SE a NO, mientras que en los tributarios siguen una dirección opuesta.

No están conservadas las morrenas frontales terminales, que marcarían la posición del frente glaciar durante su fase de máximo avance, ya que, al estar localizadas en profundos valles, las acciones torrenciales y fluviales posteriores han erosionado estas evidencias (Ruiz-Fernández et al., 2022).

▪ **Formas fluvioglaciares**

En Piedra Llonga, a unos 975 m de distancia al E de la localidad de Coto, se ha observado mediante fotointerpretación una pequeña zona plana situada a unos 1156 m de altitud y justo por detrás de una morrena lateral retrabajada por los procesos de arroyada post-glaciares. Este depósito, que tiene una superficie de 1,35 Ha, se encuentra colgado a unos 130 m respecto al fondo de valle, y se interpreta que podría corresponder a una pequeña llanura de represamiento lateral o terraza kame, formada cuando la morrena lateral bloqueó las aguas de escorrentía superficial procedentes de la ladera oriental del valle.

b) Formas de ladera

En todo el valle se observan cuatro tipos diferentes de procesos de ladera: canchales y conos de derrubios, avalanchas de roca y movimientos complejos. Ocupan una extensión de 50,5 Ha. Se aprecia una gran cantidad de zonas afectadas por la habitual caída y acumulación de fragmentos de roca con una pendiente de depósito entre los 20° y 40°, formando canchales que en la actualidad se encuentran en actividad. Además, en la ladera este del valle principal se observan hasta siete acumulaciones de fragmentos rocosos con forma de abanico, ubicadas en laderas escarpadas (cono de derrubios) y en zonas de elevada pendiente. Estas formas pueden verse modificadas por aludes de nieve y por la arroyada. Su tamaño varía, desde apenas decenas de metros hasta tener una anchura de casi 300 m. Por otro lado, se reconocen seis avalanchas de rocas con sus respectivas cicatrices que indican que una porción de la ladera se ha venido abajo, dejando fragmentos de roca mucho mayores que los observados en los canchales. La pendiente de depósito para este tipo de formaciones es mayor, con un rango variable entre los 40° y 60°. Por último, también se observan dos grandes movimientos de ladera complejos ubicados en las cercanías del frente glaciar (Menéndez-Duarte y Marquínez, 1996), cubiertos por una vegetación muy frondosa.

c) Formas fluviales

Están representados por el Río del Valle y sus depósitos de llanura de inundación, que ocupan un área de 4,4 Ha. Se han identificado formas asociadas a procesos torrenciales, concretamente ocho torrentes con sus correspondientes abanicos torrenciales, teniendo estos últimos unas dimensiones bastante dispares, ya que oscilan entre los 7 Ha hasta apenas los 470 m². Estas amplias variaciones de área están influenciadas por el relieve, la morfología y la pendiente en donde se sitúa el cono de deyección, en donde la pendiente no supera los 25° de desnivel.

Se ha observado también que algunos torrentes actuales afectan directamente a las morrenas, propiciando que éstas pierdan su forma original debido a que el abanico torrencial se desarrolla cubriendo las morrenas.

El río que discurre a lo largo del valle muestra un grado variable de encajamiento en el fondo del valle en U de origen glaciar. Cuando se une con el procedente de Braña de Sousas, este fenómeno se acusa más, dando lugar a una sección transversal con forma en V.

d) Formas kársticas

Gran parte del área de estudio presenta litologías karstificables, como calizas y dolomías, que se concentran sobre todo en las zonas más elevadas del valle. Si nos situamos geográficamente en el circo glaciar y continuamos a lo largo de la ladera este del valle, se observa un número importante de dolinas originadas por procesos de disolución y/o colapso. En general las dolinas son de pequeñas dimensiones y a menudo están agrupadas formando campos de dolinas. (Figura 9).

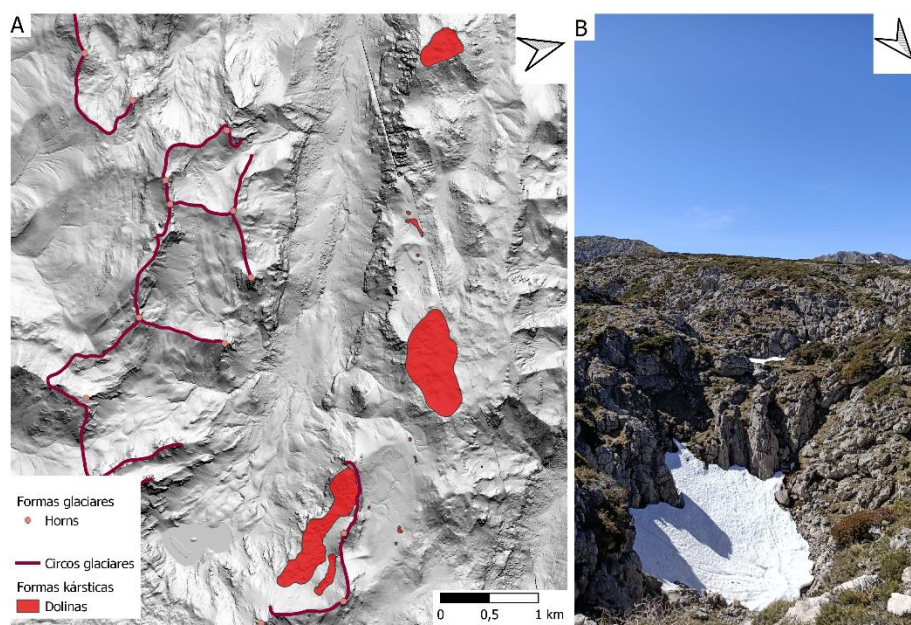


Figura 9: A) Agrupamiento de dolinas situadas en Braña la Corba (ladera este). B) Detalle de una dolina.

e) Formas periglaciares

Se han observado dos formas características de los procesos periglaciares. Se trata de glaciares rocosos, ubicados en las cabeceras de dos glaciares tributarios en la ladera oeste y con unas dimensiones de 28 Ha y 40 Ha, respectivamente. Presentan una única cresta al pie, situadas entre los 1810 m y los 1765 m, por lo que se trata de glaciares rocosos de tipo lobulado. Ambos están desarrollados en las calizas carboníferas. Cabe destacar que la mayoría de los glaciares rocosos descritos en la Cordillera Cantábrica se desarrollan sobre cuarcitas, aunque no es la única litología adecuada para la formación de estas formas periglaciares, ya que Alonso (1990) ha descrito un glaciar rocoso existente en pizarras y areniscas carboníferas.

Reconstrucción de la máxima extensión del hielo.

La masa de hielo ocupó una extensión de 25,7 km², alcanzando una cota mínima de 800 m en el frente de ablación del glaciar (Figura 10), que, de acuerdo con Menéndez-Duarte y Marquínez (1996), se localizaba muy cerca de la población de Urría. La zona de acumulación del glaciar se situaba en los cinco circos glaciares que localizados a altitudes entre los 2191 m (Peña Orniz) y los 1560 m. El hielo acumulado en las zonas altas fluía a través de los valles glaciares hacia el Noroeste hasta confluir en una única lengua de hielo de más de 12 km de longitud y 2,2 km de anchura máxima, con una dirección NO-SE.

Todas las cabeceras del área de estudio se encuentran bien conservadas y con espesores de hielo homogéneos; si bien, en algunas zonas de difluencia y de unión con los valles tributarios el espesor puede

encontrarse ligeramente distorsionado. En la zona cercana a la cabecera del valle principal, donde se ubican las morrenas mejor conservadas y donde mucha superficie del terreno está cubierta por till, es donde se obtienen los valores de mayor espesor del hielo, llegando a alcanzar 336 m de potencia, mientras que valle abajo el espesor decrece rápidamente (Figura 11).

En general, en los circos glaciares, el espesor suele ser bastante parecido, ya que no supera los 134 m (el máximo espesor es de 336 m). En cambio, en el circo glaciar principal y el más próximo a él en la ladera oeste, los espesores del modelo son mucho mayores, llegando hasta los 200-220 m.

Cálculo de la ELA.

La *Tabla 1* muestra los resultados obtenidos para la estimación de la paleo-ELA asociada al máximo avance glaciar aplicando los métodos AAR y AABR. La paleo-ELA durante la fase de máximo avance glaciar estimada mediante el método AAR proporciona un valor medio de 1707 ± 33 m (rangos entre 0,6 y 0,68 con intervalos de 0,01). Mediante el método AABR se obtiene una paleo-ELA de 1635 ± 29 m (rangos de 1,50 a 1,62 e intervalos de 0,1; Figura 12).

| Método | Ratio (AAR) o BR (AABR) | Altitud (m) |
|--------|-------------------------|-------------|
| AAR | 0,6 | 1769 |
| | 0,61 | 1719 |
| | 0,62 | 1719 |
| | 0,63 | 1719 |
| | 0,64 | 1719 |
| | 0,65 | 1719 |
| | 0,66 | 1669 |
| | 0,67 | 1669 |
| | 0,68 | 1669 |
| AABR | 1,5 | 1669 |
| | 1,6 | 1619 |
| | 1,7 | 1619 |

Tabla 1: Altitud de la paleo-ELA utilizando los métodos de AAR y AABR con diferentes ratios e intervalos.

Los valores que se han obtenido mediante los métodos AAR y AABR indican una paleo-ELA situada a una cota más alta a la sugerida por investigaciones previas (Nussbaum y Gigax, 1953; Pérez-Alberti et al., 2004; Santos-González et al., 2013). Los trabajos de Nussbaum y Gigax (1953) y Pérez-Alberti et al. (2004) estiman que la altura de la paleo-ELA durante el máximo avance glaciar pleistoceno estaría a una cota de 1500 m o entre 1400 y 1500 m, respectivamente. Estos autores se basan en la altitud de la cota de base de los circos glaciares. En cambio, en el trabajo publicado por Santos-González et al. (2013), donde se enfoca y utiliza reconstrucciones en once zonas diferentes de la Cordillera Cantábrica, estima que la paleo-ELA se habría situado entre 1500 y 1600 m en el área de estudio del presente trabajo. Estas diferencias observables en la paleo-ELA se podrían deber a los diferentes métodos de estimación de ELA utilizados y a diferencias en el valor de BR utilizado.

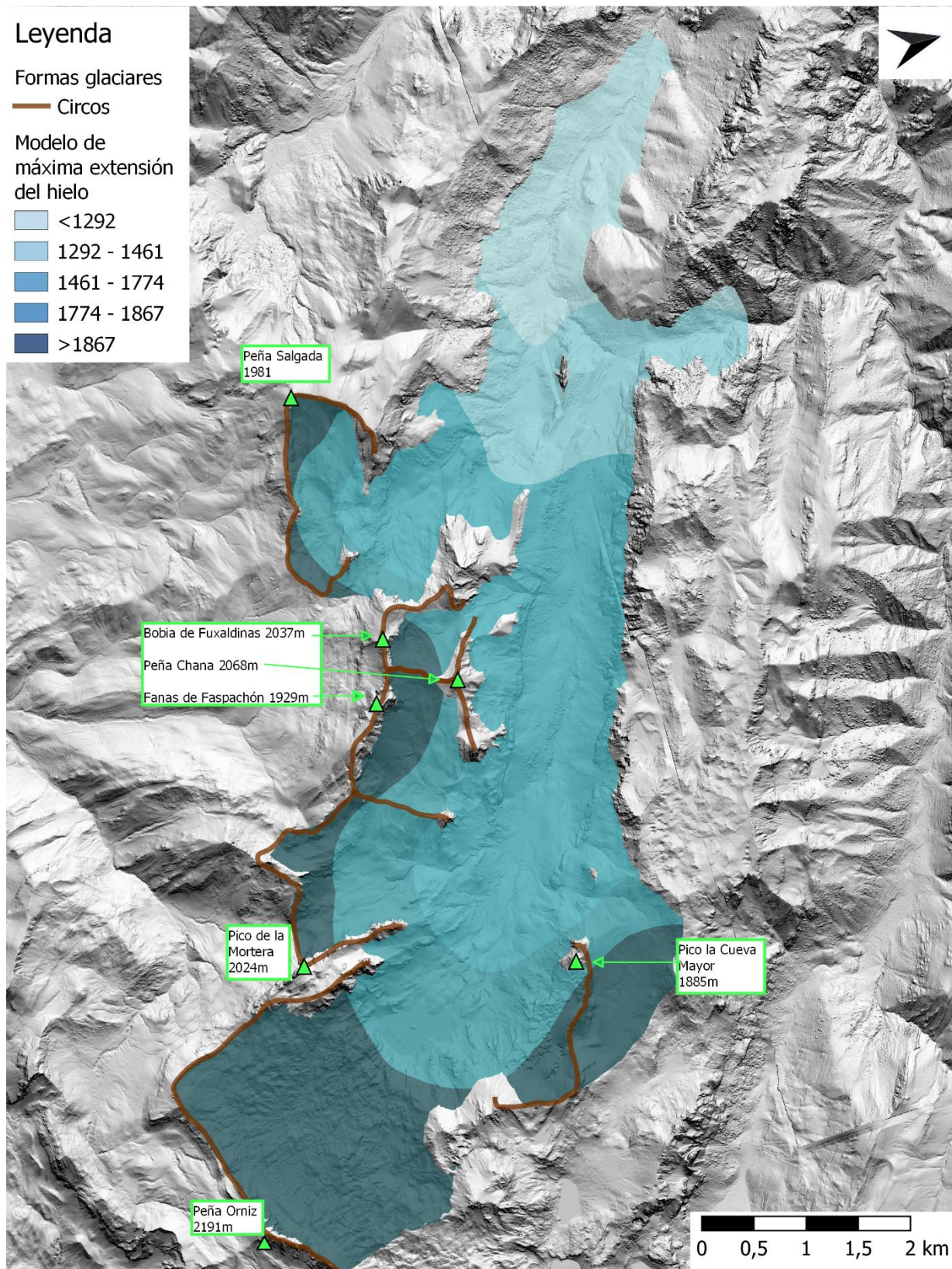


Figura 10: Modelo digital de elevaciones de la superficie del paleoglacial. La reconstrucción corresponde a la fase de máxima extensión de hielo.

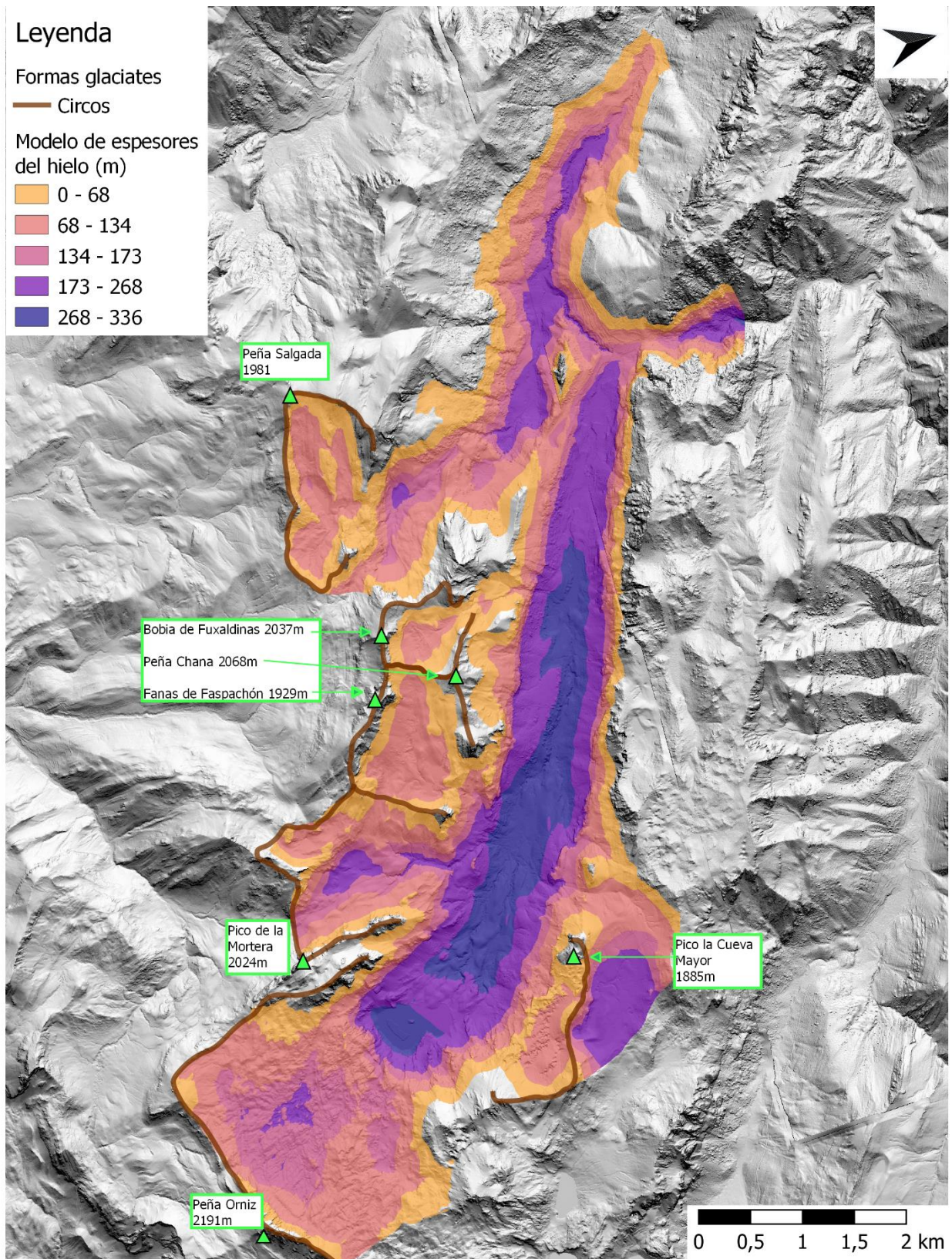


Figura 11: Modelo digital de espesores del paleoglacial. La reconstrucción corresponde a la fase de máxima extensión de hielo.

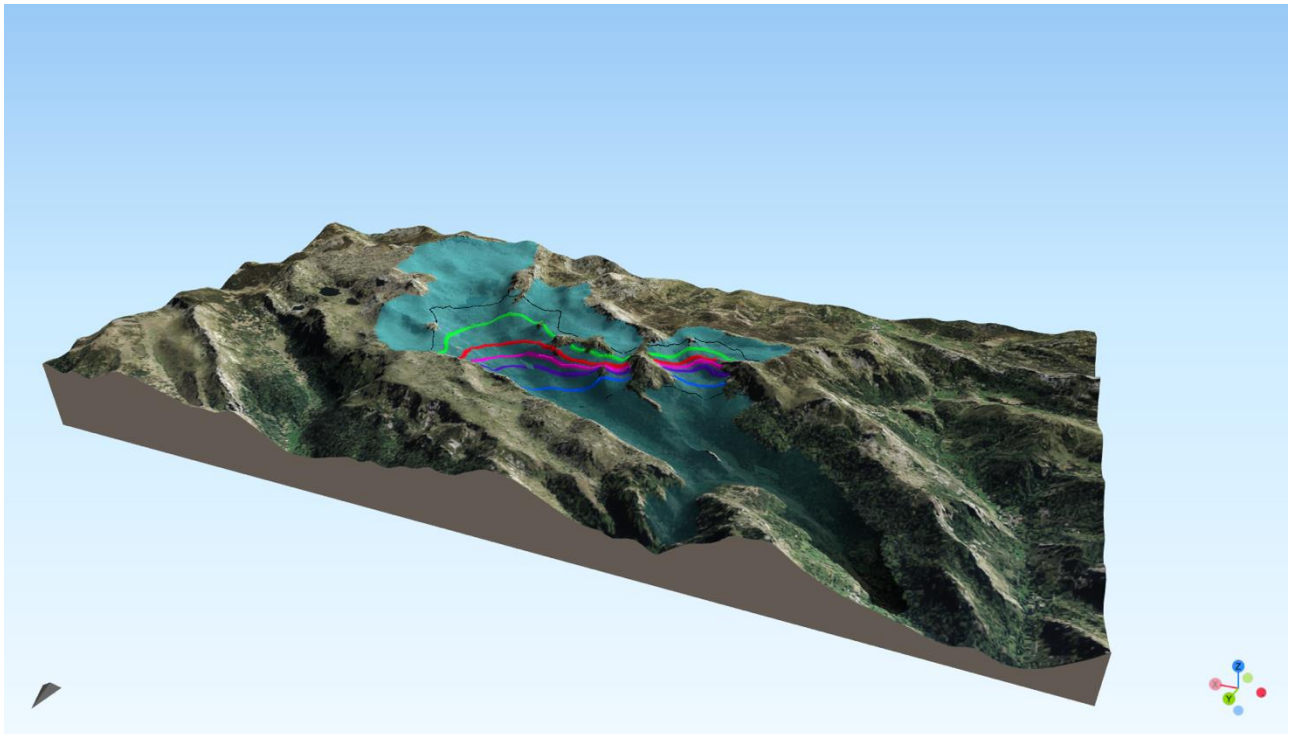


Figura 12: Modelo 3D del terreno mostrando la zona ocupada por el hielo durante la fase de máximo avance glaciar y la posición de las diferentes paleo-ELAs calculadas (Tabla 1).

CONCLUSIONES

Las principales conclusiones que se obtienen del estudio son las siguientes:

- Gracias a la presencia de morrenas bien conservadas se ha determinado que este glaciar ha tenido varios periodos de desarrollo. La primera fase, en donde la extensión de la lengua de hielo alcanzó los 12 km de longitud, se deduce gracias a la morrena lateral ubicada entre 1055 y 1150 m, que informa del máximo espesor alcanzado por el glaciar. Posteriormente, se produjo el retroceso del glaciar y la formación de morrenas, igualmente bien conservadas, en el lateral este del valle. No obstante, en esta fase de retroceso se puede determinar que han existido dos periodos bien diferenciados: en el primero de ellos, el glaciar presentaría una longitud de unos 8 km, mientras que en el segundo tendría una longitud de 3,5 km. Por último, la etapa evolutiva final de este glaciar correspondería con la presencia aislada de hielo en las cabeceras de algunos circos, evidenciada por las morrenas existentes en uno de los valles tributarios.
- Gracias a la utilización de la herramienta GLARE se ha podido reconstruir la topografía del glaciar durante su fase de máximo avance, cuando el hielo cubría una extensión de 25,7 km². En lo relativo al espesor, la capa de hielo habría alcanzado 336 m de potencia máxima a unos 4 km valle abajo de la cabecera. Se estima que la paleo-ELA se habría localizado a cotas de 1635-1707 m, ligeramente más elevadas que las aportadas por autores previos.
- Respecto a cartografías previas, se incluyen nuevas formas previamente no descritas. Destacan, en este caso, la morrena lateral situada a una cota entre 1055 y 1150 m (asociada a una terraza kame), siendo así la única forma preservada que pertenece al máximo avance del glaciar, ya que las demás huellas han sido borradas. Destaca también la presencia de dos glaciares rocosos de tipo lobulado situados en la cabecera de dos de los valles tributarios que no habían sido descritos con anterioridad.

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, V. (1990). Glaciares rocosos fósiles en el área Degaña-Leitariegos (Occidente de Asturias, Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y geomorfología*, 3, 9-15.
- Batchelor, C.L., Margold, M., Krapp, M., Murton, D.K., Dalton, A.S., Gibbard, P.L., Stokes, C.R., Murton, J.B., Manica, A. (2019). The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary. *Nature Communications*, 10, 3713.
- Benn, D., Hulton N. (2010). An Excel™ spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers & Geosciences*, 36, 605–610.
- Benn, D., Lehmkuhl F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International* 65/66, 15-29.
- García-Couto, M.A. (2011). Atlas Climático Ibérico. Agencia Estatal de Meteorología (España) e Instituto de Meteorología (Portugal). 79 pp.
- Gillespie, A., Molnar, P. (1995). Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. *Reviews of Geophysics*, 33 (3), 311-364.
- Hoinkes, H. (1970). Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 6-2, 37-90, Innsbruck
- Hollin, John T. and Schilling, David H. (1981). Late Wisconsin-Weichselian Mountain Glaciers and Small Ice Caps.
- Hughes, P. (2021). The glacial landscapes of the Iberian Peninsula within the Mediterranean region. En: Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.M. (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers*, pp. 37-54.
- Hughes, P., Gibbard, P. (2015) A stratigraphical basis for the Last Glacial Maximum (LGM) *Quaternary International*, 383, 174-185.
- Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Domínguez-Cuesta, M.J., Farias, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Rico, M., 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.
- Julivert, M. (1971). Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwestern Spain. *American Journal of Science*, 270, 1-29.
- Kern, Z., László, P. (2010). Size specific steady-state accumulation-area ratio: an improvement for equilibrium-line estimation of small palaeoglaciers. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2781-2787.
- Menéndez Duarte, R., Marquínez, J. (1996). Glaciarismo y evolución tardiglacial de las vertientes en el valle de Somiedo, Cordillera Cantábrica. *Cuaternario y Geomorfología*, 10 (3-4), 21-31.
- Nussbaum, F., Gigax, F. (1953). La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica. *Estudios geográficos* 14 (51), 261-270.
- Oien, R.P., Rea, B., Spagnolo, M., Barr, I. D., Bingham R.G. (2021). Testing the area–altitude balance ratio (AABR) and accumulation–area ratio (AAR) methods of calculating glacier equilibrium-line altitudes.
- 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., Hughes, P.D. (2019). Late Quaternary glacial phases in the Iberian Peninsula. *Earth-Science Reviews*, 192, 564–600.
- 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.
- Paterson, W. S. B. (1994). *The physics of glaciers*. 3rd edition. Oxford
- Pellitero, R., Rea, B., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S., Ribolini, A. (2015). A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers & Geosciences*, 82, 55-62.
- Pellitero, R., Rea, B., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S., Ribolini, A., Frew, C., Renssen, H. (2016). GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciers. *Computers & Geosciences*, 94, 77-85.
- Pérez Alberti, A., Valcárcel Díaz, M., Blanco Chao, R. (2004). Pleistocene glaciation in Spain. En: Ehlers, J., y Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology*.
- Pérez-Estaún, A. y Bea, F. (2004). Macizo Ibérico, in *Geología de España*. Soc. Geol. de España, Madrid. 21-230.

- Rea, B., Pellitero, R., Spagnolo, M., Hughes, P., Hans Renssen, S., Ribolini, A., Sven Lukas, J., Braithwaite, A. (2020). Atmospheric circulation over Europe during the Younger Dryas. *Science Advances*, 6 (50), eaba4844.
- Reixach, T., Delmas, M., Braucher, R., Gunnell, Y., Mahé, C., Calvet, M. (2021). Climatic conditions between 19 and 12 ka in the eastern Pyrenees, and wider implications for atmospheric circulation patterns in Europe. *Quaternary Science Reviews*, 260, 106923.
- Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Aranburu, A. (2015). Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43-42°N/7-2°W). *Quaternary International*, 364, 6-21.
- Rodríguez-Rodríguez, L., M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Jiménez-Sánchez, M., González-Lemos S., Léanni L., Sanjurjo J., Ballesteros, D., Valenzuela, P., Llana-Fúnez S., ASTER Team (2018). Constraining the age of superimposed glacial records in mountain environments with multiple dating methods (Cantabrian Mountains, Iberian Peninsula). *Quaternary Science Reviews* 195, 215-231.
- Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., Aster Team (2017). Timing of last deglaciation in the Cantabrian Mountains (Iberian Peninsula; North Atlantic Region) based on in situ-produced ^{10}Be . *Quaternary Science Reviews* 171, 166-181.
- Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., Bourlès, D. (2016). Chronology of glaciations in the Cantabrian Mountains (NW Iberia) during the Last Glacial Cycle based on in situ-produced ^{10}Be . *Quaternary Science Reviews* 138, 31-48.
- Ruiz-Fernández, J., González-Díaz, B., Gallinar-Cañedo, D., García-Hernández, C (2021). The glaciers of the Central-Western Asturian Mountains. En: Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.M. (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers*, 265-288.
- Santos-González J., Redondo-Vega J.M., González-Gutiérrez R.B., Gómez-Villar A. (2013). Applying the AABR method to reconstruct equilibrium-line altitudes from the last glacial maximum in the Cantabrian Mountains (SW Europe). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 387, 185–199.
- Van der Veen, C.J., (1999). *Fundamentals of Glacier Dynamics*. Balkema, Rotterdam 462 pp
- Zachos, J, Pagani, M, Sloan, L, Thomas, E, Billips, K (2001). Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292 (5517), 686-693.