



Universidad
Zaragoza



Trabajo Fin De Grado

ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO E HIDROQUÍMICO DEL VALLE DE MENER

Autor:

Jorge Yus González

Directores:

Luis Francisco Auqué Sanz

Jesús Guerrero Iturbe

Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza

2022/2023

ÍNDICE

Abstract.....	2
1. Planteamiento y contexto geográfico.....	2
2. Objetivos	4
3. Metodología.....	4
4. Contexto geológico	5
4.1. Contexto geomorfológico y evolución glaciar	7
5. Presentación e interpretación de los resultados.....	8
5.1. Descripción geomorfológica	8
5.1.1. Modelado glaciar.....	9
5.1.2. Modelado periglaciar	11
5.1.3. Formación de movimientos de ladera.....	12
5.2. Descripción y análisis de los manantiales ácidos.....	16
6. Discusión	18
6.1. Variabilidad de pH y sulfatos	18
6.2. Toxicidad de las aguas	18
6.3. Relación entre la geomorfología (movimientos de ladera) y la localización de los manantiales.....	20
7. CONCLUSIONES.....	22
BIBLIOGRAFÍA	23

Abstract

The study area is located in the Mener Glacier Valley, the objectives of this research were to obtain a detailed geomorphological map, to study the chemistry of the waters draining the Paleozoic massif, characterized by low pH and reddish precipitates and determine the possible relationship between geomorphological forms and acid drainage based on cartography. This valley is the result of the combination of glacier, periglacial and fluvial modelling, as well as active slope processes, a large complex of sackungs or DSGSD located on the SW slope of the Pico de La Espada, the highest elevation. The area is formed by two glacial cirques of Ordovician and Siluric quartzite materials and slates. The deposits identified have been rocky glaciers, lateral, central and frontal moraines, canchales, debris flows, landslides and avalanche channels.

From the structural point of view, the riding from NNW-SSE to NW-SE and SW vergency stands out (Figure 3 Geological map of the study area. Taken from Ríos et al., (1982)), riding the Ordovician units on the Ordovician-Silurian unit. That couldn't be considered the generating agent of these acidic drains. The chemical composition of the Siluric and Ordovician slates present in the rocky substrate of the Mener Valley have caused acidic rock drainage (ARD) with pH values up to 3.77 in the southern sector of the Mener stream at altitudes close to 2100 masl (lower elevation in the transverse NW-SE over the location of the 3 acid drains). The waters also show abnormal concentrations of potentially toxic trace metals, Fe.

Measurements in the stream of Mener provide values of neutral pH (pH=6.75 prior to emergence and 6.53 pH=6.75 prior to emergence. The study by (Zarroca et al., 2021) Figura 2 confirms that the importance of periglacial deposits in the Mener Valley has a reduced influence. According to the geomorphological and environmental map obtained Figura 6 and Annex 1.

1. Planteamiento y contexto geográfico

La cuenca del valle del Cinca, situada en el sector central de los Pirineos y en su zona axial, está dominada por rocas metamórficas paleozoicas con un claro predominio de esquistos y cuarcitas frente a pizarras. Esta zona ha sido explotada comercialmente desde la antigüedad por los romanos e íberos debido a la existencia de yacimientos minerales de Hierro, Cobalto y Cromo asociados a filones debidos a la formación de fracturas y a la circulación de agua hidrotermal durante el Mesozoico (Triásico) en las Minas Mener en las cotas de 1800 a 2200m.s.n.m. La cantidad de mineral extraído era de 500 a 600 quintales de cobalto al año. Según algunos estudios basados en las escombreras dejadas, la extracción total de cromo en toda la historia de estas minas alcanzaría más de 3.000 toneladas, según datos del Geoparque Mundial UNESCO Sobrarbe-Pirineos. Gracias a ello, se dispone de cartografías geológicas precisas que quedan recogidas en la hoja MAGNA 147 Liena (Ríos et al., 1982). Por el contrario, a fecha de hoy, no existen cartografías geomorfológicas de este sector, donde las morfologías glaciares y periglaciares son dominantes y condicionan la ubicación de los movimientos de ladera.

De igual manera, la zona de estudio carece de un estudio hidrológico que se evidencia necesario dada la existencia de drenajes ácidos naturales (DAN), asociados a la existencia de las mineralizaciones que fueron explotadas, como se ha comentado en el párrafo anterior. El drenaje ácido ha sido considerado por las Naciones Unidas uno de los problemas ambientales más desafiantes a los que la sociedad se enfrentará en los próximos años, dado que es

responsable de la degradación de las masas de agua y daños a los ecosistemas (Ilyashuk et al., 2018). El drenaje ácido es el resultado de la meteorización de sulfuros contenidos en las rocas en ambientes ricos en oxígeno y catalizada a pH bajos por la acción de arqueas acidófilas y algas fotosintéticas. La interacción de sulfuros como piritita y marcasita (FeS_2), arsenopiritita (FeAsS), calcopiritita (CuFeS_2), esfalerita (ZnS) y pirrotina ($\text{Fe}_{0.8-1}\text{S}$) con oxígeno y agua provoca la oxidación y descomposición de estos minerales, formándose una solución de sulfato ferroso y ácido sulfúrico que ataca las rocas, disolviendo Fe, Al y otros elementos menores que se liberan en el proceso de oxidación (Gilliss et al., 2004). Algunos de estos elementos, en concentraciones no elevadas, se consideran esenciales para la vida como el Co, Cu, Zn y Mn, mientras que otros como el Cd, Hg, Pb o As no tienen ninguna función fisiológica conocida y/o son muy tóxicos, incluso en concentraciones mínimas. Además de la contaminación por metales, la oxidación de sulfuros conlleva la acidificación del agua por la generación de ácido sulfúrico (Reacción R1) (Akcil y Koldas, 2006).



Cuando las aguas salen al exterior, el contacto con la atmósfera provoca la oxidación de hierro ferroso (Fe^{2+}) en disolución a iones férricos (Fe^{3+}) que precipitan en forma de hidróxidos (Ferrihidrita, $\text{Fe}(\text{OH})_3$), hidroxisulfatos (Schwertmannita, $\text{Fe}_8\text{O}_8(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$) y oxihidróxidos (Goetita, $\text{FeO}(\text{OH})$) dando lugar a unos precipitados de color naranja o rojizo. En este proceso de oxidación/precipitación se liberan a su vez una importante cantidad de protones con el consiguiente descenso del pH (Akcil y Koldas, 2006).

El presente Trabajo de Fin de Grado pretende elaborar el primer mapa geomorfológico de la zona del valle de Mener, analizar el origen y quimismo de las aguas ácidas que drenan el macizo paleozoico y establecer la posible relación entre la geomorfología y el DAN. En relación con este último punto, los estudios de Zarroca et al., (2021) apuntan a la estrecha relación existente entre geomorfología y DAN.

La zona de estudio está situada en el sector central de los Pirineos, en la provincia de Huesca, próxima a la localidad de Parzán, perteneciente al término municipal de Bielsa, comarca del Sobrarbe. El valle de Mener es tributario al barranco de Trigoniero, afluente en la margen este del río Barrosa y finalmente del río Cinca en la localidad de Bielsa, próximo a su cabecera (Figura 1). El barranco de Mener nace en el circo de Mener de los ibones del mismo nombre, a una altitud de 2260m. El punto más elevado del circo glaciar de orientación W, siempre por encima de los 2300m, es el pico Mener de 2452m y el pico de la Espada de 2832m, el punto más elevado de la zona, siendo la frontera con Francia y sobre su ladera SW se desarrolla un complejo de Sackungs.



Figura 1 Situación geográfica de la zona de estudio representada en el recuadro azul. A) Tomada de la web tierrasinsólitas/comarca-sobrarbe. B) Tomada del Instituto Geográfico Nacional (IGN). C) Tomada de la web Geoparque Mundial UNESCO Sobrarbe-Pirineos.

La tabla 1 recoge los valores climatológicos del entorno del valle de Mener. Según la clasificación climática de Köppen es un clima Dfc (frío sin estación seca y verano fresco) propia de las zonas de alta montaña de los Pirineos, con una precipitación media anual de 1400 mm, 40 días de innivación media anual y unos 100 días de temperaturas por debajo de los 0°C al año (Chazarra Bernabé et al., 2018). Estas condiciones favorecen los procesos periglaciares y contribuyen a la formación de movimientos de ladera, como detallaré en el apartado de resultados.

Tabla 1. Valores climatológicos medios del Valle de la zona de estudio de entre el 1981 y 2016 (Chazarra Bernabé et al., 2018).

Temperatura media anual	Temperatura media mínima	Temperatura media máxima	Nº medio días temperatura mínima <= 0º C	Precipitación media anual	Nº medio días precipitación > 30mm
5 ºC	2,5 ºc	10 ºc	100 días	1400 mm	20 días
Nº medio días de nieve	Nº medio días de tormenta	Nº medio días con niebla	Número medio anual de horas de sol	Evapotranspiración Potencial de Referencia media anual	
> 40 días	25 días	50 días	2600 horas	600 mm	

2. Objetivos

El presente trabajo presenta tres objetivos principales:

- Elaborar una cartografía geomorfológica de detalle del valle glaciar de Mener a escala 1:10.000 identificando las formas glaciares, periglaciares y fluviales y procesos activos (aludes, deslizamientos y flujos). La cartografía se elaborará mediante fotogrametría, trabajo de campo, y el uso de Sistemas de Información Geográfica (*ArcGis*), lo que nos permitirá reconstruir la historia geomorfológica de este valle ubicado en el Pirineo Axial y establecer correlaciones con estudios previos en los valles del Cinca, Pineta y Tena.
- Estudiar el quimismo de las aguas que drena el macizo paleozoico, caracterizadas por pH bajos y precipitados rojizos. Para ello se realizó un muestreo y análisis de las aguas del barranco de Mener.
- Determinar la posible relación entre las formas geomorfológicas y el drenaje ácido en base a la cartografía realizada.

3. Metodología

La primera fase de la investigación se centró en la elaboración de un mapa geomorfológico del área de estudio que incluyera una descripción detallada de las formas resultantes de los diferentes modelados. Su ejecución requirió de tres fases consecutivas.

Inicialmente, se elaboró un mapa preliminar mediante la interpretación con el estereoscopio de fotografías aéreas a color de 1999 impresas a escala de 1:18.000. Posteriormente, se perfeccionó el mapa cubriendo toda el área mediante ortofotografías a color impresas a escala 1:5.000. Los fotogramas y ortofotos fueron descargadas del centro de descargas del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Posteriormente, el 13 de julio de 2021 se realizó un estudio de campo de los materiales presentes y de las morfologías cartografiadas para su comprobación en campo. Por último, los datos geológicos y geomorfológicos se digitalizaron con el sistema de información geográfica (*ArcGIS 10.7*) utilizando ortoimágenes con un tamaño de píxel de 0,5 m y un modelo digital de elevación (DEM) con un tamaño de píxel de 5 m, ambos del IGN. Para facilitar la

delineación y la posterior elaboración de los perfiles longitudinales de los movimientos de ladera cartografiados, se obtuvieron los datos LiDAR del vuelo 2010 a una resolución espacial de 0,5 puntos por m² del centro de descargas del IGN. La nube de puntos fue descomprimida y transformada en un MDE de 1 m de resolución espacial con las herramientas *Lastools* de *ArcGIS*.

El estudio de los drenajes ácidos naturales (DAN) siguió, igualmente, una sucesión de fases. En primer lugar, estos fueron identificados en las fotografías aéreas y ortoimágenes del IGN gracias a los precipitados rojizos que cubren el punto de surgencia. Una vez ubicados, se llevó a cabo un muestreo de aguas en campo. Los parámetros tomados in situ fueron: pH, Tª y conductividad (mS/cm) mediante un pHmetro *Thermo Orion 250A* con un electrodo *ORION 815600 Ross* con un compensador de temperatura y un conductímetro *Jenway 4200* con autocorrección térmica. Las muestras para el análisis de aniones se introdujeron en botes de 500 ml sin ningún tratamiento especial, si bien los medidores se lavaron con agua destilada en cada punto de muestreo para no contaminar las mediciones. Por el contrario, a las muestras para el análisis de cationes, previamente filtradas, se añadieron 1 ml de ácido nítrico en botes de 50 ml para su perfecta conservación. Las muestras fueron analizadas en el laboratorio *Juan Tena del Departamento de Ciencias de la Tierra y en el Servicio de Análisis Químico de los Servicios de Apoyo a la Investigación de la Universidad de Zaragoza*. La alcalinidad total fue determinada mediante valoración con H₂SO₄ 0.02 N hasta pH = 4.5 en un titrómetro *Mettler*; los cloruros fueron determinados mediante un electrodo selectivo, *ORION 94-17B*; y finalmente, Ca, Mg, Na, K, Si, Fe, Mn, Zn y Al fueron analizados mediante Espectrometría de Emisión Atómica con Plasma de Acoplamiento Inductivo (*ICP-OES*) en un equipo *Thermo Elemental IRIS Intrepid*. Finalmente, para determinar el efecto de estos drenajes ácidos en las aguas del arroyo de Mener, se tomaron valores de conductividad antes y después de la descarga de éstos.

4. Contexto geológico

El área de estudio se localiza en la Zona Axial del Pirineo aragonés en el límite con Francia (latitud media 42,4º N) (Figura 2), siendo la línea de crestas divisoria de aguas atlánticas y mediterráneas. Los Pirineos son una cadena montañosa de 500 km de longitud y tendencia W-E.

Se trata de un cinturón

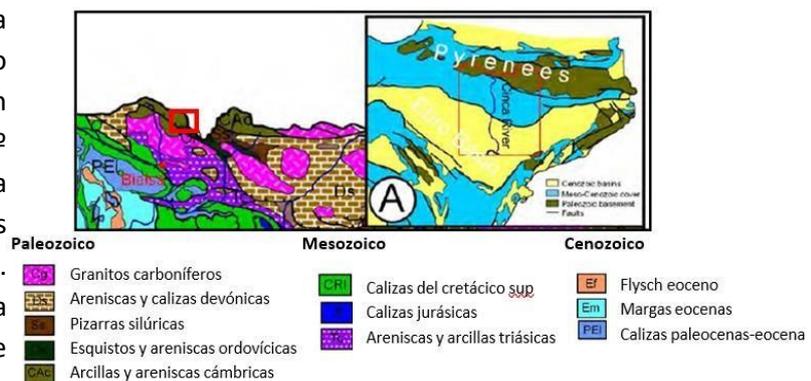


Figura 2. Mapa geológico del sector del Pirineo Axial donde se localiza la zona de estudio. Tomado de Lewis et al., (2009).

asimétrico cabalgante y plegado de doble vergencia, causado por la colisión entre las placas ibérica y euroasiática durante la Orogenia Alpina desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno (Muñoz, 1992). Se diferencian tres dominios estructurales principales (Bárnolas y Pujalte, 2004): (1) la Zona Nor-Pirenaica entre la cuenca de antepaís de Aquitana y la Falla Nor-Pirenaica, dominada por estructuras de cabalgamientos y pliegues de vergencia norte que involucran el basamento varisco; (2) la Zona Axial, constituyendo el núcleo del orógeno, es un extenso afloramiento elevado del basamento varisco formando una pila antiformal de vergencia sur con intrusiones ígneas; y (3) la Zona Sur-Pirenaica, que comprende una serie de láminas de

cabalgamientos de formaciones mesozoicas y paleógenas de vergencia sur que registran una secuencia de propagación tectónica general superpuesta hacia la cuenca de antepaís del Ebro. El lecho rocoso paleozoico de este sector del Pirineo Axial es una estructura compleja relacionada con la superposición de las orogénias varisca y alpina, así como con la presencia de intrusiones de cuerpos ígneos variscos tardíos. Estas rocas fueron intruidas durante las últimas etapas de la orogenia varisca por batolitos dominados por granitoides, que desarrollaron aureolas de metamorfismo térmico.

Atendiendo a la memoria de la hoja MAGNA 147 LIENA (Ríos et al., 1982) (Figura 3), la estratigrafía de la zona de estudio incluye materiales detríticos del Cámbrico-Ordovícico y Silúrico.

A base encontramos una megasecuencia de 1300m de potencia en

bancos centimétricos a métricos de cuarcitas, cuarzo- esquistos y pizarras gris-beige ordovícicas (O) con un progresivo incremento de los niveles pizarrosos hacia techo. Sobre esta secuencia, se disponen las pizarras del Ordovícico-Silúrico (O-S) de unos 300m de potencia que gradan en la vertical a pizarras negras carbonosas del Silúrico finamente fisibles, mucho más tectonizadas y menor resistencia mecánica.

Desde el punto de vista estructural, la serie constituye un monoclinual con buzamiento medio de 47°NE en el cual se observan pliegues de dirección E-W y el cabalgamiento de dirección NNW-SSE y vergencia SW, en el que cabalgan las cuarcitas del Ordovícico sobre las pizarras del Ordovícico-Silúrico y el granito de Bielsa. La esquistosidad de flujo de naturaleza detrítica, presente en las pizarras del Silúrico y en las cuarcitas del Ordovícico, dio lugar a la esquistosidad de crenulación asociada a la tectónica Hercínica. Esta orogenia coincidió con el máximo metamorfismo regional cuyo grado aumentó hacia el Macizo de Bielsa, compuesto de granito con biotita, es decir cuarzo, ortosa, plagioclasa (albita- oligoclasa) y biotita con apatito y circón. La tectónica Alpina originó el cabalgamiento y la verticalización de las estructuras anteriores. La orientación de la serie y el predominio de pizarras débiles son factores importantes en la estabilidad de los taludes y la distribución de los deslizamientos y sus mecanismos de rotura (Ríos et al., 1982).

Los materiales ordovícicos y silúricos se encuentran intruidos por filones, principalmente de plomo con inclusiones de plata de hasta 3 m de potencia, aparentemente relacionados con el granito de Bielsa. Estas mineralizaciones filonianas asociadas a fracturas, de características Pb-Zn-Fe, se sitúan en diferentes lugares del término de Bielsa. Se disponen encajadas entre los materiales del Devónico, dentro de los apilamientos antiformes de la Zona Axial Pirenaica. (Tomado de la web Geoparque Mundial UNESCO Sobrarbe-Pirineos). Estos filones fueron explotados hasta 1901 para la obtención de Fe procedente oligisto, siderita y limonita.

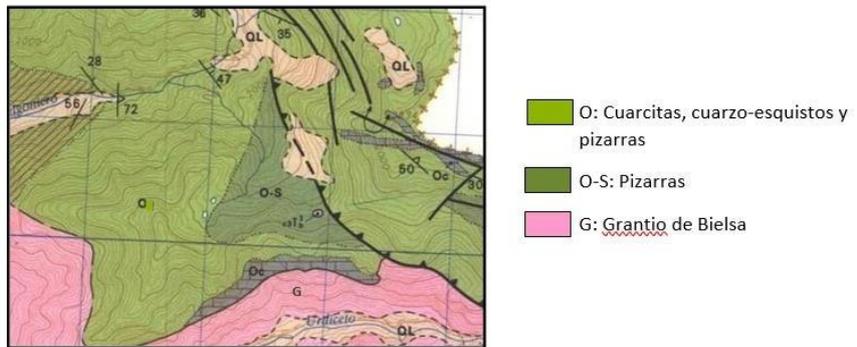


Figura 3. Mapa geológico de la zona de estudio. Tomado de Ríos et al., (1982).

4.1. Contexto geomorfológico y evolución glaciar

El circo glaciar de Mener-Trigoniero formó parte junto con los circos de Urdiceto y Cau-Barleto del sistema glaciar del valle de Barrosa, valle abajo en las proximidades de la localidad de Bielsa confluye con el sistema glaciar de Pineta, formando el valle glaciar del Cinca (Salazar-Rincón et al., 2013), Figura 4.

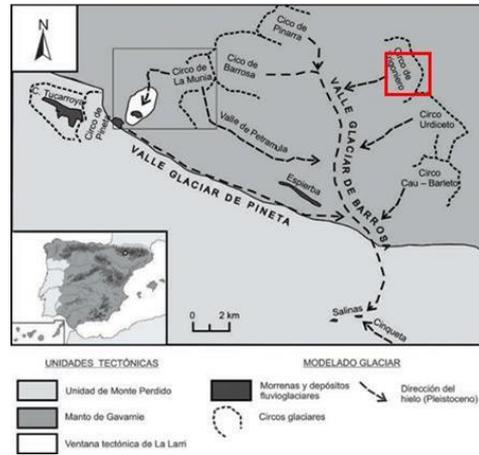


Figura 4. Situación geográfica y contexto geológico-geomorfológico de la zona estudiada. Tomado de Salazar-Rincón et al., (2013).

El Último Máximo Glaciar en el Pirineo fue durante el Pleistoceno-Holoceno. La dinámica de los sistemas glaciares en el centro-sur de los Pirineos durante el último ciclo glaciar fue hace 130 ka a 14 ka. Se han diferenciado varias etapas glaciares durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno, (Figura 5). La extensión máxima del hielo (MIE) fue hace 60 ka en el Pirineo. El último máximo glacial global (LGM, volumen de hielo máximo global registrado) fue hace 23 y 19 ka. Esta perspectiva sobre la glaciación pirenaica abogó por una extensión máxima de hielo del Würm entre 70 y 38 ka. Por ello, se postuló el carácter asincrónico de la MIE respecto al LGM (Lewis et al., 2009).

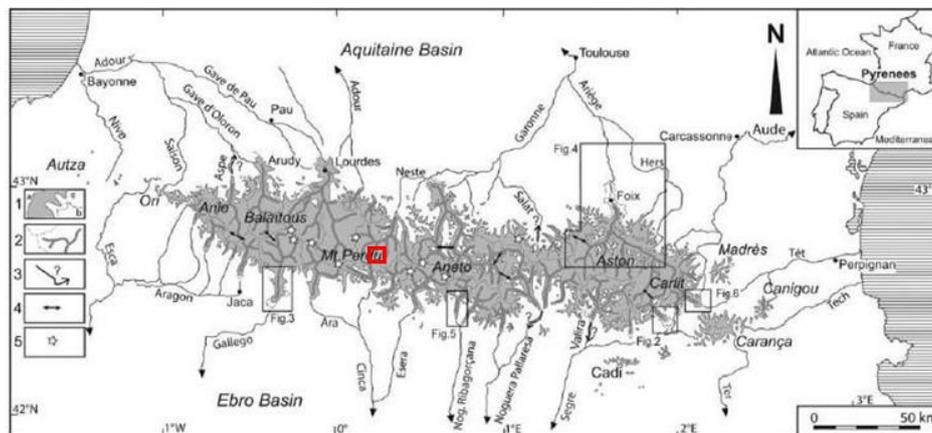


Figura 5. Síntesis cartográfica de la glaciación pleistocena de los Pirineos: 1) Áreas glacializadas a: durante el Würm; b: durante el Pleistoceno medio. 2) Principales cadenas montañosas supraglaciales y límites de captación de hielo: principales rutas de hielo. 3) Posible extensión de valles glaciares pleistocenos. 4) Principales columnas de transfluencia. 5: Macizos actualmente glacializados que contienen pequeños glaciares residuales de circo. Mapa modificado de Calvet et al., (2011).

En el Valle del Cinca, (Lewis et al., 2009) dataron arenas fluvio-glaciares de la morrena terminal de Salinas de Sin, registrando la MIE hace $62,7 \pm 3,9$ ka, y la terraza relacionada del río Cinca con una edad promedio de $64,4 \pm 4$ ka (Sancho et al., 2018). En el valle del Cinca, hasta Salinas de Sin hay depósitos glaciofluviales con edades OSL (Optically Stimulated Luminescence) de 46 ± 4 , 63 ± 6 y 71 ± 15 ka. Estos datos confirman claramente que la extensión máxima de hielo del Würm sucedió mucho antes que el LGM global.

Destaca la buena correlación cronoestratigráfica y relación morfológica entre los depósitos glaciares de la *MIE* (morrenas de fondo y laterales) y las terrazas fluvio-glaciares y fluviales a lo largo del valle del Cinca y Gállego, pertenecientes al *MIS 4* y *MIS 3* (hace 61 ± 4 ka), permitiendo precisar la edad de las glaciaciones que afectaron a los valles surpirenaicos durante el Pleistoceno. Esta relación ya fue establecida en el valle del Cinca (*Sancho et al., 2003*), indicando que las fases de agradación fluvial formaron las terrazas de los ríos pirenaicos en momentos de fuertes descargas de caudal y arrastre de sedimentos, asociadas a etapas de fusión de los glaciares durante el Pleistoceno medio-tardío (*Lewis et al., 2009*).

Posteriormente, los glaciares se estancaron valle arriba de su *MIE*, antes de retirarse a las cotas más altas hace 29-25 ka (*MIS 2*). Gran parte del Pirineo español estuvo desprovisto de hielo en torno al 20ka BP (*Montserrat, 1992*). También en estudios de *García-Ruiz et al., (2003)*, se señalan otras evidencias de ausencia de hielo en esas fechas a alturas superiores a 2000 m. Hace 18 ka había desaparecido más del 80% del volumen de hielo de los glaciares de los valles alpinos. La deglaciación alpina se aceleró entre 14,7 y 12,9 ka (*Hippe et al., 2014*). *Palacios et al., (2017)* estudiaron la última deglaciación, por cambios climáticos repentinos, en los Pirineos centrales entre el *LGM* y el comienzo del Holoceno (transición Pleistoceno-Holoceno, 11,7 ka). Durante el Younger Dryas, estadio *GS1* (12.9- 11,7 ka), los glaciares pirenaicos se expandieron dentro de los límites de los circos glaciares, permaneciendo activos muchos glaciares rocosos y formándose nuevos. (*Calvet et al., 2011; Palacios et al., 2017*)

Tras el Younger Dryas el retroceso glacial fue relativamente rápido, los glaciares desaparecieron por completo de los circos, o quedaron reducidos a parches de hielo residual. Es posible que la mayoría de los glaciares pirenaicos desaparecieran durante la primera mitad del Holoceno, entre los 7 y los 5,5 ka (*Óptimo Térmico del Holoceno*), hasta la pequeña edad del hielo (S. XIV-S. XIX).

Con la retirada del hielo, ocurrieron procesos periglaciares y movimientos de ladera, siendo especialmente relevantes sobre sustratos pizarrosos donde este tipo de material experimenta una reducción brusca de su resistencia mecánica tras la deglaciación dando lugar a flujos de tipo earthflow. Algunos de estos grandes deslizamientos alcanzan el fondo del valle bloqueando el drenaje principal y formando lagos de represamiento (*Guerrero et al., 2018*).

5. Presentación e interpretación de los resultados

5.1. Descripción geomorfológica

Las formas presentes en la zona estudiada se deben a la combinación en el tiempo de los modelados glacial, periglacial, fluvial y procesos de la ladera, si bien el modelo glacial es el dominante (ANEXO 1).

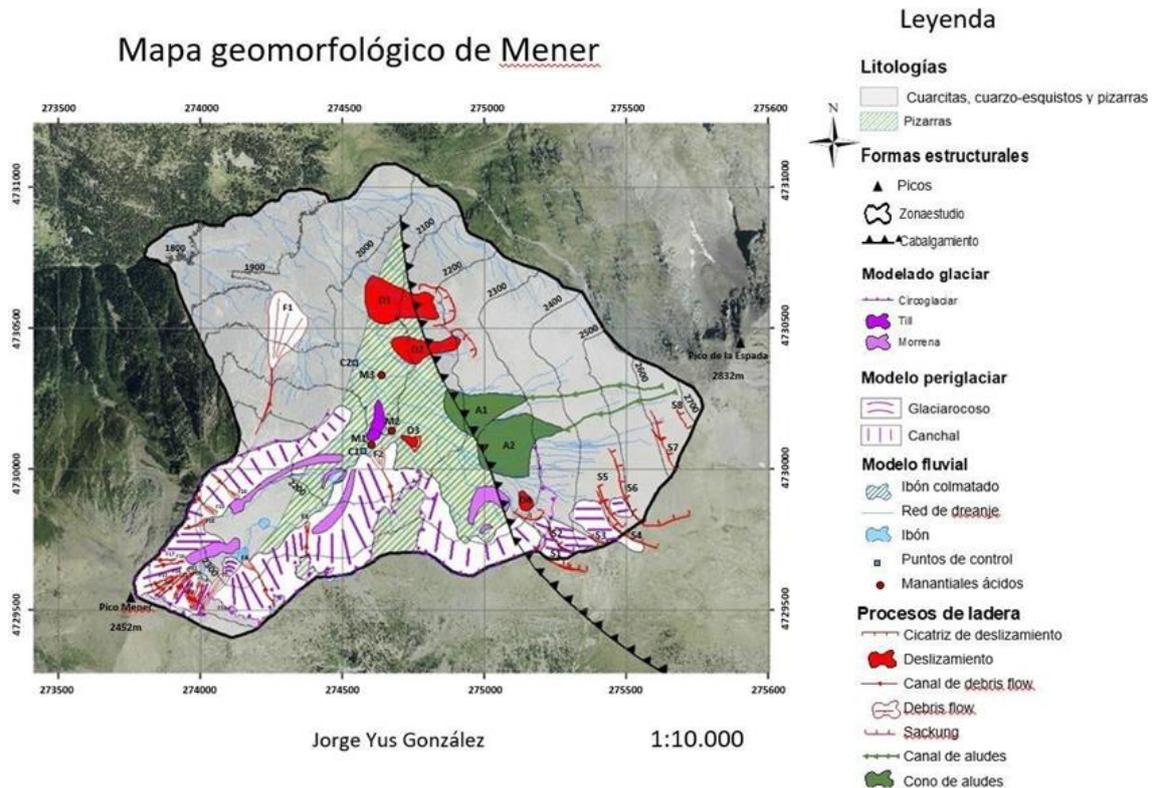


Figura 6. Mapa geomorfológico de la cuenca de Mener. En él se muestran los depósitos periglaciales, glaciales y de ladera desarrollados. Los procesos periglaciales y la deformación de la pendiente gravitacional dominan en la zona de cabecera. Mapa elaborado mediante ArcGIS v.10.7. (ANEXO 2).

5.1.1. Modelado glaciar

El valle de Mener es un valle profundo, de paredes escarpadas y un marcado perfil transversal en "U" propio del flujo del hielo canalizado pendiente abajo, acumulado inicialmente en los circos glaciares ubicados en las cumbres. Su perfil longitudinal no es homogéneo debido a las características litológicas, estructurales y geométricas del sustrato rocoso que afectan a los procesos de erosión glaciar. Así encontramos una sucesión de umbrales y surcos, los primeros en cuarcitas de mayor dureza y los últimos excavados en los materiales pizarrosos mucho más fítiles.

A parte de la propia artesa glaciar, los circos glaciares constituyen la forma glaciar erosiva más representativa. Se han identificado dos circos glaciares localizados en la zona S, el situado al SW tiene una forma ovalada, con una longitud de 1062 m, anchura máxima de 540 m y 420 m en la zona distal. Presenta una geometría cóncava en la cabecera con laderas abruptas, y convexa en la zona distal. Esta variación se debe a la presencia de cubetas de sobreexcación y dos ibones, Mener inferior y superior. La geometría transversal es cóncava, si bien la ladera S es unos 100 m más elevada. El circo glaciar situado en el SE tiene forma semicircular, con una longitud de 427 m y una anchura de 436 m. Presenta una geometría plana, sin apenas cambios de pendiente. Su origen se debe a una primera acumulación nival en una depresión preexistente en la cual se produjeron procesos de gelifracción y de elevación de partículas formando un nicho de nivación y posteriormente un circo embrionario.

Las formas glaciares de depósito identificadas son morrenas centrales, laterales y frontales, además de till glaciar indiferenciado.

Destaca la presencia de morrenas en el circo glaciar SW, donde se han identificado una morrena central y cuatro laterales. A su vez, aparece una morrena terminal de recesión que tiene asociada un depósito de lago de obturación colmatado. La morrena central, tapizada por vegetación, se localiza sobre las cubetas de sobreexcavación con una longitud de 246 m y una anchura de 52 m; y está constituida por cuarcitas y esquistos de tamaños decimétricos a métricos en la zona distal. Hay dos familias de morrenas laterales, las ubicadas en la zona intermedia adosadas a los márgenes del valle, y las situadas en la zona central más próximas a la cabecera del circo que reflejan las sucesivas etapas regresivas del glaciar de Mener. Las morrenas situadas al margen tienen una longitud de 384 m y una anchura de 24 m en el talud N y 214 m de longitud y 26 m de anchura en el talud S. Ambas morrenas poseen una morfología en planta ligeramente cóncava definida por el valle glaciar ovalado. Están formadas por cuarcitas y esquistos de granulometría decimétrica en el talud N y pizarras decimétricas en el talud S. Esta variación se debe a la diferente composición de los taludes. Las morrenas más proximales tienen unas dimensiones menores de 73 m de longitud y 12 m de anchura la morrena N, y 49 m de longitud y 10 m de anchura la morrena S. Ambas presentan una morfología en planta cóncava que dibujan un arco actualmente seccionado, por el arroyo de Mener. A su espalda encontramos un depósito de lago de obturación colmatado (Figura 7).

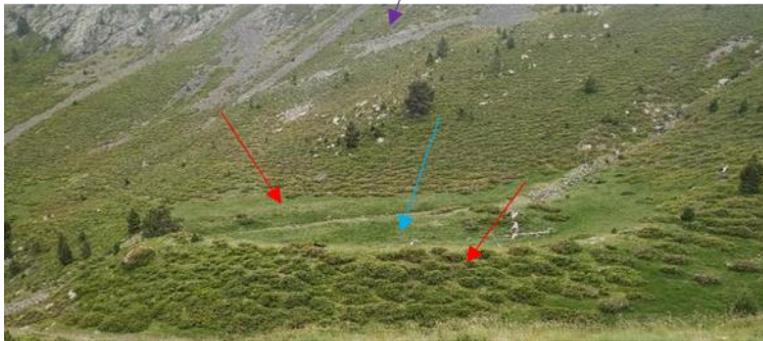


Figura 7. Arco morrénico (flechas rojas) formando un depósito de lago de obturación colmatado (flecha azul). Además, también se observa la morrena lateral S (flecha morada).

En el circo glaciar SE (Figura 8), se han identificado dos morrenas terminales, una inferior con forma de arco (con una longitud de 141 m y una anchura de 25 m que lateralmente pasa a 43 m), y una a mayor altitud, de morfología ligeramente arqueada (con una longitud de 37 m y una anchura de 16 m). Las componen pizarras grises decimétricas y geometría tabular.



Figura 8. Circo glaciar SE, señalado con flechas rojas las morrenas terminales.

Finalmente, cabe mencionar, que el fondo del valle se encuentra cubierto por un potente till glaciar no estratificado. Este se caracteriza por estar pobremente clasificado y estar constituido por una gran variedad de tamaños de clasto, con fragmentos de dimensión de bloque de cuarcíticas y pizarras empastadas en una matriz de grano fino. Debido a su baja consistencia, está recubierto por vegetación arbolado.

5.1.2. Modelado periglacial

La clasificación geomorfológica para el modelado periglacial establece las siguientes formas de laderapresentes en el valle de Mener: glaciar rocoso, canchales y morrenas de nevero.

El glaciar rocoso ubicado en el circo glaciar SW y en contacto con el ibón superior de Mener, tiene unas dimensiones de 52 m de longitud y 49 m de anchura. Fue alimentado por el canchal que parte de la cabecera del glaciar y presenta cordones, surcos y lóbulos sobre su superficie y un frente escarpado con ángulo de reposo (Figura 9). Se trata de un depósito de bloques de escala métrica en el cual se ha producido el lavado de finos. Tiene morfología en lengua y los bloques están recubiertos de vegetación o líquenes lo que nos indica la estabilidad del depósito, lo cual hace pensar que es un glaciar rocoso fósil, sin hielo en su interior.



Figura 9. Circo glaciar, ibón de Mener y frente del glaciar rocoso.

Los canchales o mantos de derrubios los conforman bloques y cantos formando un tapiz continuo en las laderas. Están constituidos por cuarcitas y esquistos en los taludes N con altitudes máxima y mínima de 2386 m y 2314 m respectivamente y una pendiente media del 34%, en el talud W con altitud máxima de 2312 m y mínima de 2138 m, y una pendiente media del 42%; y pizarras en la ladera S con altitudes máxima y mínima de 2270 m y 2246 m respectivamente y una pendiente media del 25%. La diferente composición de los canchales se debe a la diferente litología de las paredes del circo glaciar SW. El canchal ubicado en el circo glaciar SE lo constituyen pizarras con altitudes, máxima y mínima de 2335 m y 2194 m respectivamente y una pendiente media del 32%. Estos ocupan una superficie total de 0,344 km², lo cual supone un 18,3% de la zona de estudio.

Los fragmentos rocosos resultantes de la gelifracción pueden canalizarse a favor de hendiduras en el substrato y/o canales de avalanchas. El material movilizado se deposita al pie de estos corredores formando conos de derrubios y taludes en acumulaciones continuas al pie de paredes escarpadas. Los canchales situados a cotas más bajas aparecen parcialmente cubiertos por vegetación indicando la estabilización de las laderas en estas zonas como consecuencia del aumento de las temperaturas y la disminución de los ciclos hielo y deshielo. En cambio, los situados a cotas más altas carecen de vegetación.

Las morrenas de nevero (*névé*) se asocian a nieve concentrada en pequeñas cuencas, nichos de nivación o neveros, al pie de escarpes rocosos con materiales susceptibles a la gelifracción. En la zona de estudio, no tienen una gran representación y sólo se localizan en la zona distal del circo glaciar del Pico Mener, a una cota ligeramente superior a los dos ibones de Mener, como arcos de pequeñas dimensiones.

Finalmente, los flujos asociados a soliflucción son un proceso omnipresente en las laderas formadas por pizarras ordovícicas y silúricas dando lugar a bancos de soliflucción. Son

espacialmente numerosos en las laderas orientadas al N y S, así como en canchales. Este proceso se asocia a la fusión estacional del hielo y movimiento del material superficial, dando lugar a una secuencia de bancos de dimensiones métricas y césped almohadillado que le dan a la ladera o canchal una geometría escalonada.

A causa del retroceso del hielo y el desconfinamiento y colapso de las paredes del valle, se modificó la morfología original en forma de “U” de las depresiones glaciares. Como *McCalpin (1984)* indica, muchos resultados de datación derivados de deslizamientos de tierra y depósitos asociados restringen la edad del evento de reactivación más reciente, en lugar del inicio del movimiento de ladera.

5.1.3. Formación de movimientos de ladera

Atendiendo a la clasificación de *Cruden & Varnes (1996)* (ANEXO 3), en el Área de estudio se han identificado caídas de roca, debris flows, depósitos de aludes, deslizamientos y soliflucción. También se indican en el ANEXO 4, las tasas de movimiento promedio de los movimientos de ladera principales (*Bryant, 1991*).

Las caídas de roca se producen en áreas abruptas donde el agua penetra en las fracturas de las rocas y al expandirse como consecuencia de la helada, pueden producirse desprendimientos de rocas esporádicos. El resultado es la formación de canchales tapizando las laderas.

Se han reconocido 4 deslizamientos que aparecen numerados en el mapa geomorfológico (Figura 6) como D1 a D4. Todos ellos están constituidos por una mezcla caótica de bloques y pequeños fragmentos de pizarras, cuarcitas y esquistos. A continuación, se detalla una descripción de cada uno de ellos indicando su posible actividad en base a criterios meramente geomorfológicos tales como la presencia arbórea en la cicatriz y cabecera, inclinación de ésta en la masa deslizada y la jerarquía de la red de drenaje.

Tabla 2. Tipología, dimensiones y características de los deslizamientos estudiados.

Nº de deslizamiento	Longitud (m)	Anchura (m)	Área (m ²)	Altura máxima (m)	Altura mínima (m)	Actividad	Altura cicatriz (m)
D1	251	160	28519,12	2170	2042	Si	2234
D2	232	112	14222,2468	2207	2080	Si	2230
D3	66	27	1499,32824	2158	2120	No	2177
D4	36	49	2708,69768	2302	2267	No	2314

En el escarpe final del deslizamiento 1 afloran cuarcitas pizarrosas negras y rojizas, los planos de foliación definen láminas, las cuales no se pueden fracturar. Se diferencian varios planos de estratificación de orientación 062,76 NW.

El deslizamiento 1 presenta un escarpe inferior, en el cual afloran cuarcitas pizarrosas negras a rojizas con planos de foliación, se disponen sobre cuarcitas grises masivas.

El deslizamiento 2 presenta un escarpe inferior cubierto por vegetación arbustiva y pino negro, sin embargo, en la cabecera del deslizamiento afloran cuarcitas grises con foliación centimétrica.

El deslizamiento 3 presenta una cicatriz que se localiza a 2177 m de altitud, este presenta una longitud de 66 m y una anchura de 27 m, tratándose de un deslizamiento rotacional (Figura 10).

El deslizamiento 4 posee una cicatriz que se localiza a 2314 m de altitud, éste presenta una longitud de 36 m y una anchura de 49 m, tratándose de un deslizamiento traslacional planar.

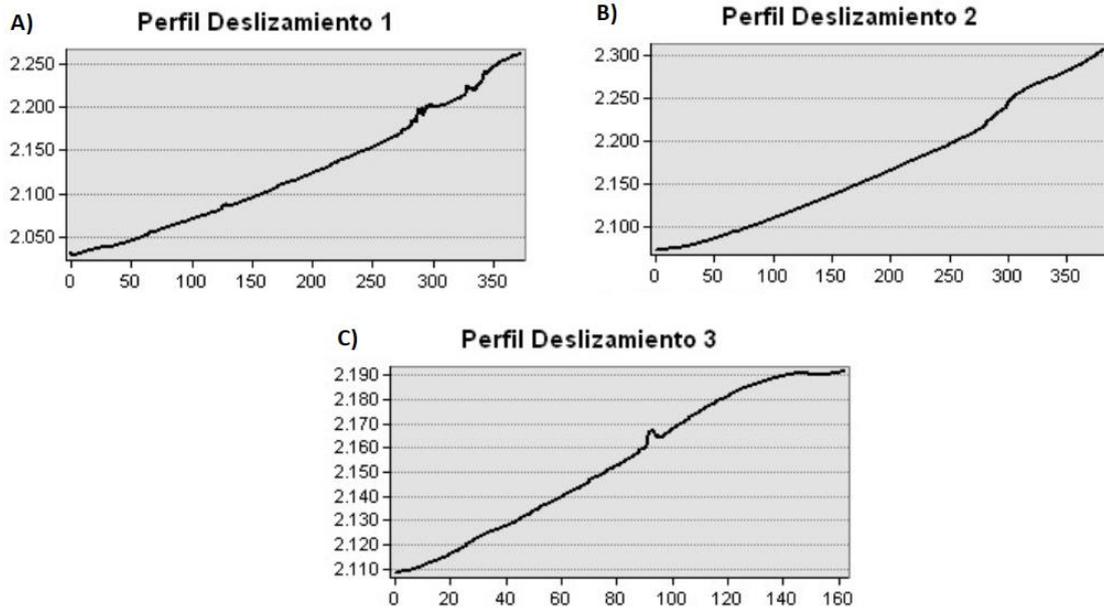


Figura 10. **A)** Perfil longitudinal del deslizamiento 1. La cicatriz se localiza a 2234 m de altitud, este presenta una longitud de 251 m y una anchura de 160m. Se trata de un deslizamiento rotacional; **B)** Perfil longitudinal del deslizamiento 2. La cicatriz del deslizamiento 2 se localiza a 2230 m de altitud, presentando una longitud de 232 m y una anchura de 112 m. Se trata de un deslizamiento rotacional; **C)** Perfil longitudinal del deslizamiento 3. La cicatriz del deslizamiento 3 se localiza a 2177 m de altitud, este presenta una longitud de 66 m y una anchura de 27 m, tratándose de un deslizamiento rotacional. (ANEXO 5).

Los debris flows son el movimiento de ladera más representativo de la zona de estudio. Han sido identificados un total de 20 debris flows de los cuales, la Tabla 3 muestra las dimensiones de los 8 con mayores dimensiones. Todos ellos muestran una cicatriz en cabecera, un canal bien definido en su parte central y depósitos de derrubios en abanico en su parte distal. Los depósitos poseen un predominio de la fracción gruesa con cantos y bloques de cuarcita y esquisto y su formación está relacionada con lluvias extremadamente fuertes. Se distinguen dos tipos en función de su punto de origen: canchales o sustrato rocoso. Sólo el F1 (Tabla 3) nace en sustrato rocoso y los demás están asociados a los canchales del circo glaciar del Pico Mener.

Tabla 3. Dimensiones de los debris flow estudiados. En el ANEXO 6 aparece representado el debris flow F4.

Nº de debris flow	Longitud (m)	Altura máxima (m)	Altura mínima (m)	Área del cono (m ²)
F1	247	2246	2036	24686,5623
F2	128	2214	2148	2312,6250
F3	74	2300	2252	533,9393
F4	145	2365	2287	1089,5532
F5	53	2392	2354	3273,9049
F18	41,8	2325	2297	552,6261
F19	44,2	2334	2300	128,946694
F20	86	2342	2280	477,246996

Los sackungs o DSGSD (*Deep seated gravitational slope deformation*), entendidos como movimientos lentos que desplazan varios hm^3 y plano de rotura muy profundo, (Gutiérrez et al., 2005), son escasos en la zona de estudio, pero ocupan una gran superficie. Concretamente el área total de la ladera afectada por los sackungs es de $0,30 \text{ km}^2$ lo que supone un 16% de la zona de estudio. Se han reconocido un total de 8 sackungs (Figura 11 y 12 y ANEXO 7) que han sido nombrados con la letra "S" en el mapa geomorfológico (Figura 6), estos se han desarrollado en la megasecuencia cuarcítica ordovícica. En la zona intermedia del complejo de sackungs afloran cuarcitas y pizarras grises y ocres con dirección $062,09 \text{ N}$ con abundante foliación definiendo bancos de 20 a 40 cm de espesor. Todos ellos forman parte de un gran movimiento lento que se extiende fuera de los límites de la zona de estudio incluyendo parte de la ladera del valle contiguo. Este gran movimiento está constituido por una secuencia escalonada de escarpes a contrapendiente de entre 1 a 5 m de altura y longitudes que oscilan entre los 53 y 663 m, estos definen depresiones asimétricas ladera arriba de los escarpes parcialmente colmatadas y sin lámina de agua (Tabla 4). Los sackungs situados ladera abajo (S_3) desplazan un canchal varias decenas de metros, lo que evidencia su actividad reciente. A su vez, ninguno de los escarpes está seccionado por la red de drenaje lo que confirma su movimiento actual.

Tabla 4. Recoge las dimensiones de los sackungs estudiados

Nº de sackung	Longitud (m)	Altitud del escarpe (m)
S1	214	2364
S2	142	2385
S3	53	2428
S4	663	2484
S5	176	2489
S6	496	2547
S7	268	2653
S8	78	2696



Figura 11. Visión fronto-lateral del complejo de Sackungs, las flechas negras indican los escarpes (siendo S1 el primero a la derecha).



Figura 12. Perfil topográfico del complejo de Sackungs, presenta una pendiente media del 40,2%.

Los aludes de nieve se producen durante o poco después de las nevadas. Los canales de aludes presentan trayectorias rectilíneas (Figura 13). La fusión de la nieve se produce en la primavera muy rápidamente, en dos o tres semanas, dando lugar a crecidas o inundaciones modificando la distribución de granulometrías y generando morfologías canaliformes.



Figura 13. Izquierda. Canal de aludes. Derecha. Talud sur conformado por bloques de hasta 30 cm y cantos centimétricos angulosos y de geometría tabular, definidos por los planos de foliación y los planos de estratificación de las cuarcitas pizarrosas, presentan tonos negros, grises y rojizos, algunos presentan precipitaciones de cuarzo.

La morfología fluvial está principalmente representada en la evolución y actividad del arroyo de Mener que ha excavado un pequeño cañón con una geometría en “V” sobre los sedimentos glaciares y sustrato rocoso. Aguas abajo en la parte inferior del valle, conforme aumenta su caudal y entra en la megasecuencia cuarcítica, se suceden saltos de agua coincidiendo con bancos de cuarcitas.

5.2. Descripción y análisis de los manantiales ácidos

Las características glaciares y periglaciares predominan por encima de los 2000 m. El desgaste masivo bajo condiciones periglaciares (grietas de gelifracción y retracción) ha producido numerosos depósitos compuestos por fragmentos angulares de roca (taludes y conos de talud, glaciares rocosos). De importancia para el presente estudio son también las deformaciones de taludes gravitacionales profundas desarrolladas en taludes muy empinados excavados por los glaciares y reforzados durante la desglaciación. Estos depósitos también han sido citados en otros sectores del Pirineo Axial (Guerrero et al., 2013; McCalpin et al., 2019). Algunos de estos escarpes en cabecera afectan a taludes, lo que sugiere que pueden estar actualmente activos. Tanto la fracturación tectónica como los recientes deslizamientos gravitacionales tienen claras implicaciones en la hidrología y, por tanto, en el DAN, ya que controlan la disposición de la red de drenaje y contribuyen a aumentar la permeabilidad del macizo rocoso.

Los drenajes ácidos normalmente están vinculados a la industria minera (drenaje ácido de mina, DAM). Sin embargo, también pueden ocurrir en cuencas no explotadas ricas en sulfuros bajo condiciones naturales específicas (drenaje ácido de rocas, DAR).

El objetivo principal de este estudio es identificar el alcance de los procesos de DAN en 3 manantiales y su afectación al arroyo de Mener. Las manifestaciones de

DAN habían sido reportadas previamente en los Pirineos, pero solo tenían un desarrollo estacional y sus efectos se limitaban a algunas áreas restringidas y Zarroca et al., 2021 (Figura 14). El DAN se está volviendo más generalizado en varias cuencas hidrográficas y muestra manifestaciones notables independientemente de la temporada. La Figura 15 indica la localización de los diferentes puntos de muestreo y la Figura 16 los manantiales analizados.

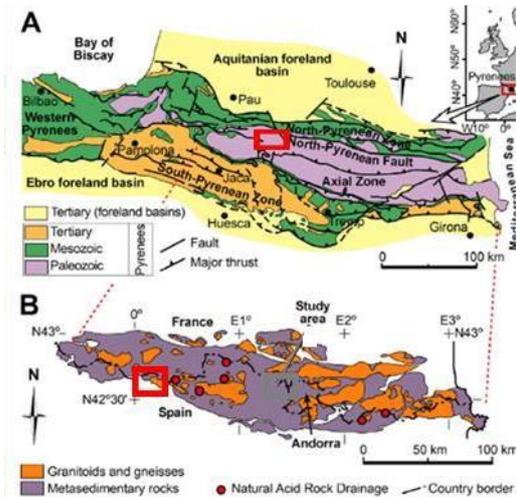


Figura 14. Marco geológico de la zona de estudio. **A)** Esquema geológico de los Pirineos mostrando las principales unidades estructurales. **B)** Distribución de las áreas con evidencias de drenaje ácido natural de roca (DAN) en la Zona AxialPirenaica, modificado de Rosell et al., (2001).

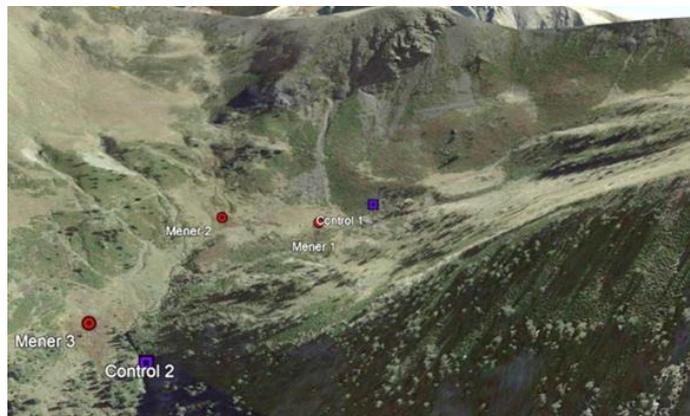


Figura 15. Localización en vista de Google Earth de los puntos de muestreo de drenajes ácidos (puntos rojos) y del arroyo de Mener (cuadrados azules).



Figura 16. Manantiales ácidos en el valle de Mener. De izquierda a derecha Mener 1, Mener 2 y Mener 3.

Tabla 5. Representa los valores de Tª, pH y conductividad de los 5 puntos de muestro.

	Temp. (°C)	pH	Conduct. (µS/cm)
	Campo	Campo	Campo
Control 1	11,2	6,75	50
Mener 1	6,6	3,77	40
Mener 2	7,5	5,1	20
Mener 3	14,8	5,16	30
Control 2	9,6	6,53	30

Los 3 manantiales tienen pH bajos con Mener 1 como fuertemente ácido y pH de campo de 3.77 y Mener 2 y 3 como ácidos y pH de campo de en torno a 5.1. En cuanto a la conductividad de campo, es muy baja en todas las aguas oscilando entre 20 y 40 µS/cm. Estos valores tan bajos de conductividad evidencian que el tiempo de residencia de las aguas en el macizo rocoso es muy corto y que la naturaleza cuarcítica del sustrato no favorece los procesos de disolución. En lo referente a sus componentes mayoritarios (Tabla 6), el anión sulfato, procedente de la oxidación de sulfuros, es claramente predominante y se sitúa por encima de los carbonatos y muy por encima de los cloruros debido a la naturaleza siliciclástica del sustrato. Como era de esperar, Mener 1 contiene la mayor concentración de sulfatos evidenciando que ha sido capaz de oxidar una mayor proporción de sulfuros. En cuanto a los cationes, las aguas muestran valores relativamente bajos de Ca, Mg, Na y K dada la naturaleza del macizo rocoso y muy bajos de Fe, Al, Mn y Zn. Los bajos contenidos en hierro con respecto a los sulfatos, podría deberse a la precipitación de óxido y oxihidróxidos en el lecho de los manantiales que eliminarían el Fe en disolución tal y como evidencian la importante presencia de precipitados rojos.

Los puntos de control 1 y 2 tomados en el arroyo de Mener antes y después de la descarga de aguas ácidas en su cauce muestran una variación en el pH de solo 0,23 entre ambos puntos lo que demuestra que la aportación de estas aguas es prácticamente despreciable con respecto al caudal total del arroyo. A su vez la alcalinidad y concentración de sulfatos es prácticamente equitativa en el arroyo corroborando la baja incidencia del drenaje ácido en el quimismo del arroyo de Mener.

Tabla 6. Alcalinidad, aniones y cationes expresados en mg/L con su desviación estándar (columnas en verde). La alcalinidad medida en laboratorio en la muestra Mener 1 al no ser representativa de las condiciones (pH) medidas en campo dado que pH inferiores a 4 no hay alcalinidad

	Alc. (mg/L, HCO ₃)	Cl (mg/L)	SO ₄ (mg/L)	Ca (mg/L)	Ca (mg/L) Desv. Std.	Mg (mg/L)	Mg (mg/L) Desv. Std.	Na (mg/L)	Na (mg/L) Desv. Std.
Mener 1	0	0,519	11,378	2,821	0,003	2,191	0,003	0,974	0,003
Mener 2	3,15	0,571	7,064	2,698	0,022	1,173	0,003	0,73	0,015
Mener 3	5,36	0,633	9,11	3,681	0,006	1,512	0,002	0,969	0,001
Mener 4 Río	12,87	0,526	12,406	7,537	0,045	2,03	0,007	1,831	0,007

	K (mg/L)	K (mg/L) Desv. Std.	Si (mg/L)	Si (mg/L) Desv. Std.	Fe (mg/L)	Fe (mg/L) Desv. Std.
Mener 1	0,724	0,056	1,559	0,021	0,0131	0,0006
Mener 2	< 0,537		0,976	0,003	0,0099	0,0002
Mener 3	< 0,537		1,173	0,007	0,2485	0,0006
Mener 4 Río	< 0,537		0,985	0,004	0,0155	0,0009

	Mn (mg/L)	Mn (mg/L) Desv. Std.	Zn (mg/L)	Zn (mg/L) Desv. Std.	Al (mg/L)	Al (mg/L) Desv. Std.
Mener 1	0,0284	0,0001	0,0714	0,0001	0,04056	0,0018
Mener 2	0,0033	0,0001	0,0155	0,0003	0,0265	0,0014
Mener 3	0,0128	0,0001	0,0245	0,0003	0,0625	0,0001
Mener 4 Río	0,0038	0,0001	0,0389	0,0004	0,043	0,0007

6. Discusión

6.1. Variabilidad de pH y sulfatos

A pesar de que el gráfico pH-Sulfatos (Figura 17), no muestra ninguna tendencia clara los valores de pH y la presencia de SO₄ como anión dominante indican que el proceso más destacado es la oxidación de sulfuros. La diferencia de pH entre las tres surgencias puede deberse a que atraviesen zonas con mayor o menor presencia de sulfuros, o bien que las aguas tengan mayor o menor tiempo de residencia en el sustrato. A mayor tiempo, más capacidad de disolución y por tanto aguas más ácidas.

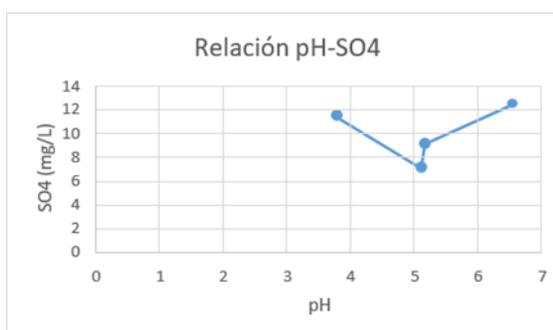


Figura 17. Gráfico pH-Sulfatos que relaciona los valores obtenidos de los drenajes ácidos analizados. De izquierda a derecha. Mener 1, Mener 2, Mener 3 y control 2.

6.2. Toxicidad de las aguas

La toxicidad de las surgencias como del arroyo es otro factor para tener en cuenta. El análisis químico de las aguas indica concentraciones de metales traza potencialmente tóxicos de Fe y que superan en gran medida los estándares de calidad para los ecosistemas acuáticos y leyes sobre agua potable (Organización Mundial de la Salud (OMS). El **Real Decreto 140/2003, de 7 de febrero, por el que se establecen los criterios sanitarios de la calidad del agua de consumo humano Anexo 1 Parámetros y valores paramétrico**. Referencia **BOE-A-2003-3596** recoge la normativa española sobre la calidad de las aguas de consumo humano.

Sí que cumple los parámetros indicadores excepto en la surgencia Mener 3 debido al Fe, excediendo el valor umbral por 0,048 mg/l. El RD 140/2003 no indica parámetros indicadores para el Zinc.

Tabla 7. Parámetros indicadores recogidos en el Anexo 1 del RD 140/2003. Referencia BOE-A-2003-3596

Anión	Valor permitido	Toxicidad	Anión	Valor permitido	Toxicidad
Al	200 µg/l	APTO	Cl	1mg/l	APTO
S04	250 mg/l	APTO	Na	200 mg/l	APTO
Fe	200 µg/l	NO APTO	Mn	50 µg/l	APTO

1 microgramo/litro [µg/L] = 0,001 miligramo/litro [mg/L]

Los resultados también indican que la acidificación y el enriquecimiento de metales de las aguas analizadas son causados esencialmente por procesos naturales de DAN. El DAM (Drenaje Ácido de Minas) no parece ser un origen probable porque, aunque en el pasado se han llevado a cabo actividades mineras en el área de Parzán hasta 1901, en elevaciones superiores a los 2400-2500 m, no afectan al arroyo principal que nace bajo el pico Mener. No se puede descartar alguna contribución atmosférica de metales en el aire, ya sea antropogénica o natural (Corella et al., 2018). La entrada atmosférica potencial es muy limitada en comparación con la contribución geogénica.

Las previsiones según el cambio climático indican un rango mayor de DAN y de la altitud a la cual se produce. La región pirenaica alberga los glaciares más meridionales de Europa y el calentamiento ya ha provocado una reducción del 50% del total de glaciares reportados en 1984 (OPCC-CTP, 2018). Los depósitos periglaciales, como los glaciares rocosos, son climáticamente más resistentes que los glaciares al deshielo, aunque también están experimentando una rápida degradación (Ilyashuk et al., 2018). Los depósitos periglaciales pueden constituir acuíferos de alta permeabilidad, y su descongelación causa DAN en muchas montañas frías con mineralizaciones de sulfuro. El DAN podría ser habitual y grave en muchas regiones montañosas del mundo y las consecuencias sobre la calidad de los recursos hídricos y ecosistemas siguen siendo inciertas. En general, donde la temperatura media anual del aire (MAAT) permanece por debajo de +3 °C, se espera que el hielo y el permafrost persistan durante algunos períodos a lo largo del año (ambiente periglacial). En áreas donde MAAT permanece por debajo de -2 °C, el agua subterránea persiste como hielo, la oxidación bioquímica se ralentiza y el oxígeno disponible disminuye severamente. Sin embargo, en los cinturones periglaciales donde MAAT oscila entre -2 °C y +3 °C, las condiciones de humedad y oxigenación del macizo rocoso varían a lo largo del año, permitiendo la oxidación de sulfuros (Ilyashuk et al., 2018).

Las variaciones en la precipitación y temperatura tienen varios efectos sobre el DAN. Por un lado, una disminución en la precipitación puede causar una menor dilución de los flujos ricos en solutos que alimentan los arroyos y lagos; y aumento de la superficie de roca fresca expuesta a la oxidación a causa de la disminución del nivel freático. Por otro lado, un aumento en la temperatura del aire provoca una reducción en las capas de nieve y hielo y el deshielo del suelo del permafrost, incluidos los depósitos detríticos glaciales y periglaciales relacionados con DAN. También una aceleración de la oxidación bioquímica del sulfuro debido a su correlación positiva con la temperatura, ya que es probablemente el principal catalizador del fenómeno (Schoonen et al., 2000). Además, una vez desencadenada, la oxidación de sulfuros es una reacción extremadamente exotérmica que puede elevar suficientemente la temperatura en la interfase de oxidación del agua subterránea-mineral incluso a bajas temperaturas, haciendo los procesos de oxidación aún más eficientes.

Algunas observaciones en las últimas décadas sugieren que el cambio climático está promoviendo un aumento de algunos solutos en agua en áreas montañosas con mineralización de sulfuros metálicos (Manning *et al.*, 2013), donde ARD es el principal mecanismo natural de enriquecimiento de metales en las aguas. Este resultado está respaldado por una buena correlación entre la tasa ascendente regional de límites periglaciales y permafrost (aprox. 46 m de altura/década) y la tasa creciente de cotas máximas en las que se produce el ARD (aprox. 45 a 55 m de altura/década) (Zarroca *et al.*, 2021).

Las proyecciones climáticas prevén un aumento de temperatura de 10 a 25% respecto a los valores actuales en la región pirenaica para las próximas 3 décadas (Barrera-Escoda *et al.*, 2014), y tendencias similares para otras regiones montañosas del mundo.

6.3. Relación entre la geomorfología (movimientos de ladera) y la localización de los manantiales

En la Sierra Pelada en el margen W del río Barrosa hay evidencias de pirita, calcopirita, pirrotina, mispíquel y bornita, debido a su pasado minero del S. XX (web Geoparque Mundial UNESCO Sobrarbe- Pirineos) (Figura 18). La existencia de estos minerales explica la presencia de manantiales ácidos en el Valle de Mener. La disponibilidad de rocas que contienen sulfuro es un requisito previo para el desarrollo de DAN, pero no la única condición. El control geomorfológico, es decir, la naturaleza, geometría y disposición de los depósitos periglaciales (glaciares rocosos, terraplenes prolatos, conos y taludes), y la estructura DSGSD que afecta a la zona este provocará parcialmente las grandes variaciones en la acidez de las aguas, tanto en las cabeceras como en las partes bajas de la cuenca.



Figura 18. Evidencias de áreas fuente de DAN, en este afloramiento se observa mediante la lupa minerales milimétricos con apariencia característica de piritas.

El drenaje de Mener 1 se sitúa a 475 m de la divisoria de aguas, procedente de un circo glaciar, canchal y debris flow. El drenaje de Mener 2 se sitúa a 532 m de la divisoria de aguas, procedente de un circo glaciar y canchal. El drenaje de Mener 3 se sitúa a 664 m de la divisoria de aguas, procedente de un circo glaciar y canchal diferentes.

Un modelo ARD que se invoca con frecuencia en las cuencas mineralizadas es que los flujos subterráneos someros derivados del derretimiento del hielo del suelo de los depósitos periglaciales rocosos provocan la acidificación de las aguas de gran altura (Ilyashuk *et al.*, 2018). Esto se debe a que su estructura calada, que puede contener aguas subterráneas, hielo intersticial e incluso lentes de hielo sólido, favorece la interacción agua-roca y controla los flujos de agua subterránea y oxígeno en áreas dominadas por lechos rocosos de baja permeabilidad. Todas las aguas ácidas drenan de áreas con extensos depósitos rocosos periglaciales. Aquí, las

filtraciones ácidas y enriquecidas con metales drenan solo desde los extensos circos glaciares, canchales y debris flow ubicados a lo largo de las laderas orientadas al norte. Esto podría justificar que, a pesar de no ser tan ácidas, sus aguas muestren una importante concentración de metales traza como el níquel. Este modelo que relaciona los depósitos detríticos rocosos con ARD se ajusta bien a las cabeceras. La zona este está afectada por una estructura DSGSD de tipo sackung (McCalpin e Irvine, 1995). Estas deformaciones gravitatorias a gran escala provocan la fractura de macizos rocosos y la circulación profunda de fluidos (Gutiérrez et al., 2005). Sin embargo, el drenaje de este sector vierte al Arroyo de Mener, fuera del área analizada en el presente estudio.

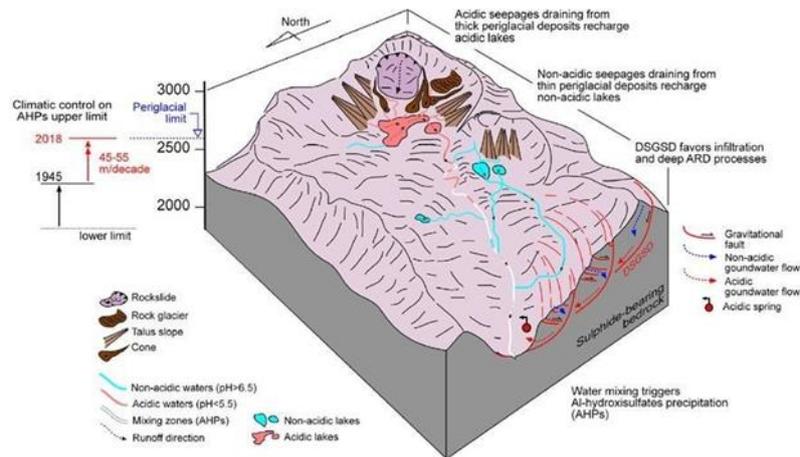


Figura 19. Cuenca de Noguera de Vallferrera ubicada a 90 km al Este y con altitudes muy similares a la Cuenca de Mener. Modelo conceptual para los diferentes drenajes ácidos naturales de roca (DAN) y controlados por factores climáticos y geomorfológicos. Los depósitos periglaciares y los deslizamientos de rocas favorecen el desarrollo de DAN a partir de flujos de agua subterránea poco profundos, mientras que las deformaciones gravitatorias de taludes profundos (DSGSD o sackungs) facilitan una interacción agua-roca más profunda. El calentamiento climático y las sequías potencian el fenómeno y la elevación a la que se inicia, que ha escalado cientos de metros en los últimos tiempos. Tomado de Zarroca et al. (2021).

Zarroca et al. (2021) propusieron que los siguientes factores favorecen los procesos de DAN:

- (1) Las depresiones cerradas y escarpes contribuyen a mejorar la infiltración de agua superficial;
- (2) Las fracturas que experimentan una dilatación significativa debido a la dispersión gravitatoria (separación horizontal) aumentando la permeabilidad del macizo rocoso y la superficie de interacción lecho rocoso-agua subterránea;
- (3) La facilidad de circulación más profunda y rápida de agua y aire rico en oxígeno. Los principales puntos de aporte de aguas subterráneas en el sector de Mener, se encuentran en el circo glaciar que parte del Pico Mener, con una clara dirección de la red de drenaje NE, el DSGSD o complejo de Sackungs ubicado en la ladera Oeste del Pico de la Espada con una marcada dirección de la red de drenaje W y un circo glaciar de menores dimensiones con dirección de aporte N. Estas dos últimas áreas fuente realizan sus aportes aguas debajo de las mediciones realizadas en el arroyo de Mener. En dicho contexto hidrogeomorfológico, varias filtraciones y manantiales, ubicados en la ladera Sur del Circo Glaciar del Pico Mener, vierten aguas moderadamente ácidas a ácidas (pH =5,1 y 3,7), en elevaciones de en torno a 2100 m de altitud.

7. CONCLUSIONES

El área de estudio perteneciente al Valle glacial de Mener carecía de un mapa geomorfológico detallado que reflejara los modelados glaciares, periglaciares y fluviales, así como los procesos activos de ladera, siendo el de mayor extensión el complejo de sackungs o DSGSD ubicado en la ladera SW del pico de La Espada, precisamente la cota más elevada. La zona la conforman dos circos glaciares en la cabecera de materiales ordovícicos y silúricos cuarcíticos y pizarras. Los depósitos identificados han sido glaciares rocosos, morrenas laterales, centrales y frontales, canchales, debris flows, deslizamientos y canales de aludes.

El cabalgamiento de dirección NNW-SSE a NW-SE y vergencia SW, (Figura 3), cabalgando las unidades Ordovícicas sobre la unidad Ordovícica-Silúrica no podría ser considerado como el agente generador de estos drenajes ácidos, debido a la baja conductividad de las aguas analizadas indicando un periodo de residencia reducido. La composición química de las pizarras silúricas y ordovícicas presentes en el sustrato rocoso del Valle de Mener han originado drenajes ácidos de roca (DAN) con valores de pH hasta 3,77 en el sector sur del arroyo de Mener a cotas próximas a 2100 msnm (cota más baja en la transversal NW-SE sobre la ubicación de los 3 drenajes ácidos. Las aguas presentan concentraciones anómalas de hierro como metal traza potencialmente tóxico, el cual supera el parámetro indicador recogido en el RD 140/2003 (texto refundido).

El análisis geomorfológico revela que los depósitos rocosos periglaciares son ricos en pirita y otros minerales, teniendo influencia en los valores geoquímicos obtenidos. Las mediciones en el arroyo de Mener aportan valores de pH neutro (pH=6,75 previo a las surgencias y 6,53 pH posterior a las surgencias. El estudio elaborado por (Zarroca et al., 2021) Figura 18 confirma que la importancia de los depósitos periglaciares en el Valle de Mener tiene una influencia reducida en la acidificación de las surgencias.

En el margen norte donde estos depósitos periglaciares presentan dimensiones similares, pero de materiales de alternancias milimétricas pizarra-cuarcita, y cuarzosquitos, el fenómeno es menos grave o no se manifiesta. De acuerdo, al mapa geomorfológico y ambiental obtenido (Figura 6 y ANEXO 4), las surgencias están alejadas del cabalgamiento, sin condicionar el flujo de agua. Los Sackung tampoco podrían influir en la fracturación del sustrato.

Estos drenajes ácidos no modifican el pH del arroyo de Mener al presentar valores de pH 6,53. Esto se puede confirmar, con la ausencia de drenajes ácidos en el arroyo que parte del complejo de Sackungs. Por todo ello, comprender el contexto geomorfológico e hidroquímico de cuencas alpinas es una tarea fundamental para conocer los posibles riesgos tanto desde el punto de vista de movimientos de ladera como de contaminación natural de aguas.

BIBLIOGRAFÍA

- Akcil, A. & Koldas, S. (2006): Acid Mine Drainage (AMD): causes, treatment and case studies In Journal of Cleaner Production. 2006 14(12):1139-1145
- Bárnolas, A. & Pujalte, V. (2004): *La Cordillera Pirenaica. Definición, límites y división*. Capítulo 3. En: *Geología de España* (Vera, J. A., editor). SGE-IGME, Madrid, p. 233-241.
- Barrera-Escoda, A., Gonçalves, M., Guerreiro, D., Cunillera, J., & Baldasano, J. M. (2014). Projections of temperature and precipitation extremes in the North Western Mediterranean Basin by dynamical downscaling of climate scenarios at high resolution (1971–2050). *Climatic Change*, 122, 567-582.
- BOE» núm. 45, de 21/02/2003. Real Decreto 140/2003, de 7 de febrero, por el que se establecen los criterios sanitarios de la calidad del agua de consumo humano. Ministerio de la Presidencia.
- Bryant, E.A. (1991). *Natural Hazards*, Cambridge University Press, Cambridge, 294 p.
- Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., & Bourlès, D. (2011). Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees. *Developments in Quaternary Sciences*, 15, 127-139.
- Chazarra-Bernabé, A., Flórez, E., Peraza, B., Tohá, T., Lorenzo, B., Criado, E., Moreno, J. V., Romero, R., & Botey, M. R. (2018). Mapas climáticos de España (1981-2010) y ETo (1996-2016).
- Corella, J. P., Sáiz-López, A., Sierra, M. J., Mata, M. P., Millán, R., Morellón, M., Cuevas, C. A., Moreno, A., & Valero-Garcés, B. L. (2018). Trace metal enrichment during the Industrial Period recorded across an altitudinal transect in the Southern Central Pyrenees. *Science of the Total Environment*, 645, 761-772.
- Cruden, D.M. & Varnes, D.J. (1996): Landslide types and processes. *Transportation Research Board - Special Report*, 247. 36-75pp.
- García-Ruiz, J. M., Valero-Garcés, B. L., Martí-Bono, C., & González-Sampériz, P. (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 18(1), 61-72.
- Gilliss, M. L., Al, T. A., Blowes, D. W., Hall, G. E. M., & MacLean, B. (2004). Geochemical dispersion in groundwater from a weathered Cu–Zn deposit in glaciated terrain. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 4(4), 291-305.
- Guerrero, J., Gutiérrez, F., & Galve, J. P. (2013). Large depressions, thickened terraces, and gravitational deformation in the Ebro River valley (Zaragoza area, NE Spain): Evidence of glauberite and halite interstratal karstification. *Geomorphology*, 196, 162-176.
- Guerrero, J., Gutiérrez, F., García-Ruiz, J. M., Carbonel, D., Lucha, P., & Arnold, L. J. (2018). Landslide-dam paleolakes in the Central Pyrenees, Upper Gállego River Valley, NE Spain: timing and relationship with deglaciation. *Landslides*, 15, 1975-1989.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Acosta, E., Ríos, S., Guerrero, J., & Lucha, P. (2005). Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 69(1-4), 298-314.

- Hippe, K., Ivy-Ochs, S., Kober, F., Zasadni, J., Wieler, R., Wacker, L., Kubik, P. W., & Schlüchter, C. (2014). Chronology of Lateglacial ice flow reorganization and deglaciation in the Gotthard Pass area, Central Swiss Alps, based on cosmogenic ^{10}Be and in situ ^{14}C . *Quaternary Geochronology*, 19, 14-26.
- Ilyashuk, B. P., Ilyashuk, E. A., Psenner, R., Tessadri, R., & Koinig, K. A. (2018). Rock glaciers in crystalline catchments: Hidden permafrost-related threats to alpine headwater lakes. *Global change biology*, 24(4), 1548-1562.
- Lewis, C. J., McDonald, E. V., Sancho, C., Peña, J. L., & Rhodes, E. J. (2009). Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change*, 67(3-4), 141-152.
- Manning, A. H., Verplanck, P. L., Caine, J. S., & Todd, A. S. (2013). Links between climate change, water-table depth, and water chemistry in a mineralized mountain watershed. *Applied geochemistry*, 37, 64-78.
- McCalpin, J. (1984). Preliminary age classification of landslides for inventory mapping. In *Proceedings of the Annual Symposium on Engineering Geology and Soil Engineering*, 21, 99-120.
- McCalpin, J. P., & Irvine, J. R. (1995). Sackungen at the Aspen Highlands ski area, Pitkin County, Colorado. *Environmental & Engineering Geoscience*, 1(3), 277-290.
- McCalpin, J. P., & Corominas, J. (2019). Postglacial deformation history of sackungen on the northern slope of Pic d'Encampadana, Andorra. *Geomorphology*, 337, 134-150.
- Montserrat Martí, J. M. (1992). *Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas (España).
- Muñoz, J.A., 1992. Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu Oriental. *Servei Geològic de Catalunya, Monografies* núm. 1, 227 p.
- Palacios, D., García-Ruiz, J. M., Andrés, N., Schimmelpfennig, I., Campos, N., Leanni, L., Aumaître, G., Bourlès, D., & Keddadouche, K. (2017). Deglaciation in the central Pyrenees during the Pleistocene–Holocene transition: Timing and geomorphological significance. *Quaternary Science Reviews*, 162, 111-127.
- Ríos, L. M., Lanaja, J. M., Beltrán, F. J., & Ríos, J. M. (1982): Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 147 (Liena). Mapa Geológico de España E.1:50.000, Segunda Serie (MAGNA), Primera Edición, IGME, Madrid, 3-13 p.
- Rosell, J., & Linares, R. (2001). Grandes deslizamientos en el frente de la lámina cabalgante del Montsec:(Sierra del Montsec, Prepirineo Central). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14(3), 255-268.
- Salazar-Rincón, A., Mata-Campo, M. P., Rico-Herrero, M. T., Valero-Garcés, B. L., Oliva-Urcia, B., Ibarra, P., Rubio, F. M., & Horda, G. (2013). El paleolago de La Larri (Valle de Pineta, Pirineos): significado en el contexto del último máximo glacial en el Pirineo. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 39(1), 97-116.

Schoonen, M., Elsetinow, A., Borda, M., & Strongin, D. (2000). Effect of temperature and illumination on pyrite oxidation between pH 2 and 6. *Geochemical Transactions*, 1(4), 23-33.

Sancho, C., Peña, J. L., Lewis, C., McDonald, E., & Rhodes, E. (2003). Preliminary dating of glacial and fluvial deposits in the Cinca River Valley (NE Spain): chronological evidences for the Glacial Maximum in the Pyrenees. *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean region*, 169-173.

Sancho, C., Arenas, C., Pardo, G., Peña-Monné, J. L., Rhodes, E. J., Bartolomé, M., García-Ruiz, J. M & Martí-Bono, C. (2018). Glaciolacustrine deposits formed in an ice-dammed tributary valley in the south-central Pyrenees: New evidence for late Pleistocene climate. *Sedimentary Geology*, Geo-Temas, 10, 763-766.

Zarroca Bonet, M., Roqué Pau, C., Linares, R., Salminci, J. G., & Gutiérrez, F. (2021). Natural acid rock drainage in alpine catchments: a side effect of climate warming. Ed. Elsevier, 1-18.

OPCC-CTP. (2023). Recuperado de [Inicio | Observatorio Pirenaico del Cambio Climático \(opcc-ctp.org\)](https://opcc-ctp.org)

Tierras insolitas. (2023). En *tierrasinsolitas*. Recuperado de <https://www.tierrasinsolitas.com/que-ver-comarca-sobrarbe-huesca/>

Geoparque Sobrarbe-Pirineos. (2022). Recuperado de [Geoparque Sobrarbe-Pirineos / Parque Geológico de los Pirineos \(geoparquepirineos.com\)](https://geoparquepirineos.com)