

***Geomorfología del macizo de Eriste:  
cálculo de paleoELAs y  
consideraciones paleoambientales***



**Autora: Ixeia Vidaller Gayán**

**Directores: Ánchel Belmonte Ribas y Jesús Guerrero Iturbe**

# Índice

<b>1. Abstract</b> .....	<b>2</b>
<b>2. Introducción</b> .....	<b>2</b>
<b>3. Objetivos</b> .....	<b>3</b>
<b>4. Metodología</b> .....	<b>3</b>
4.1 Revisión bibliográfica .....	3
4.2 Cartografía geomorfológica.....	3
4.3 Cálculo de paleoELAs .....	4
<b>5. Situación geográfica</b> .....	<b>6</b>
5.1 Localización y delimitación de la zona .....	6
5.2 Relieve e hidrología.....	6
5.3 Caracterización climática .....	7
<b>6. Situación geológica</b> .....	<b>7</b>
<b>7. Descripción geomorfológica</b> .....	<b>9</b>
7.1 Contexto geomorfológico.....	9
7.2 Modelado glaciar .....	12
<b>8. PaleoELAs</b> .....	<b>17</b>
8.1 Caracterización de los glaciares .....	17
8.2 Cálculo de paleoELAs .....	19
8.3 Reconstrucción paleoclimática a partir de paleoELAs .....	20
<b>9. Discusión</b> .....	<b>21</b>
<b>10. Conclusiones</b> .....	<b>22</b>
<b>11. Bibliografía</b> .....	<b>23</b>

## Anexos

- Anexo I: Información sobre las fotografías aéreas del vuelo de 1957 a escala 1:30.000 utilizadas en el trabajo.
- Anexo II: Cartografía geomorfológica del macizo de Eriste 1:25.000.
- Anexo III: Caracterización de morfologías.
- Anexo IV: Reconstrucción de glaciares de la Pequeña Edad de Hielo del macizo de Eriste.
- Anexo V: Ejemplo de cálculo de paleoELAs para el glaciar Sen 1.
- Anexo VI: PaleoELAs de la Pequeña Edad de Hielo del macizo de Eriste.

## 1. Abstract

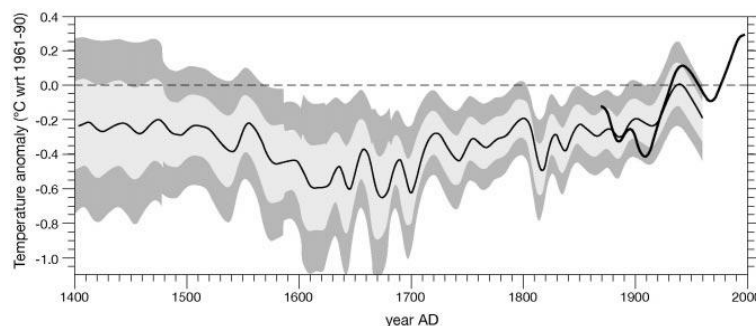
Eriste Massif is located in the Pyrenees, between Plan (Sobrarbe) and Eriste (Ribagorza) villages and Llardana (3.369 m) and Cotiella (2.912 m) peaks.

This massif modelling is conditioned mainly by the lithology. The granites generate rugged reliefs, the slates smooth reliefs and the limestones develop karstic morphologies with little significance in the landscape. After the deglaciation the slope lose confinement, developing landslides, sackungs and debris flows. The climatic conditions favour periglacial modelling, being the screes the most abundant.

During LIA, Eriste Massif had three glaciers with N orientation, six with S orientation, three with W orientation and four with E orientation. The major concentrate of LIA moraines is in the Bagüña cirque. Two glacial phases have been detected, associated with the maximum glacier expansion of LIA (1600-1750) and a phase between 1905 and 1920. PaleoELAs results (with a altitudinal temperature gradient of  $-0,6^{\circ}/100\text{m}$  and ELA of 3.100 m) are 2.685 m and  $2,48^{\circ}\text{C}$  increase of temperature.

## 2. Introducción

El macizo de Eriste es un macizo granítico, en su mayoría, situado en la Zona Axial del Pirineo, dentro del Parque Natural Posets-Maladeta (Huesca). Actualmente se encuentra deglaciado, pero no hace mucho tiempo los glaciares modelaban su superficie, dejando la huella que se pretende estudiar en este trabajo, centrado en la Pequeña Edad del Hielo (PEH o LIA en inglés). El término PEH fue acuñado por *Matthes (1939)* y definido por *Dyurgerov y Meier (2000)* y *Grove (2004)* como un periodo frío entre siglos XIII-XIV y mediados del siglo XIX que supuso un enfriamiento global de  $1-2^{\circ}\text{C}$ . Se caracteriza por bajas temperaturas en verano e importantes precipitaciones en invierno en forma de nieve (*Matthews y Briffa, 2005*). El enfriamiento no fue constante sino que se reconocen varios pulsos interrumpidos por épocas más cálidas (Figura 2.1). Como ejemplo, durante los siglo XIX y XX se han detectado hasta cuatro pulsos (*Porter, 2001*). En los Pirineos, los glaciares de la PEH eran de pequeñas dimensiones y estaban limitados a los fondos del circo (*Gellatly et al., 1992*). En el macizo de Posets, situado al norte de la zona de estudio, *Serrano et al. (2002)*, identifican 6 pulsos fríos durante la PEH.



**Figura 2.1:** Reconstrucción de las temperaturas de verano (de abril a septiembre) del Hemisferio Norte desde el año 1400 hasta el 2000. Las unidades se expresan en diferencia de  $^{\circ}\text{C}$  respecto a los datos de 1961-1990. Las zonas sombreadas muestran los intervalos de confianza de 68% y 95% (*Briffa et al., 2001*).

La ELA (Línea de equilibrio glaciar o Equilibrium Line Altitude en inglés) es una isohipsa que representa la línea de equilibrio de los glaciares. Separa la zona de acumulación (donde dominan los procesos que favorecen el depósito de nieve, influenciada por la distribución regional de las precipitaciones en forma de nieve y la redistribución local de la nieve por el viento) de la zona de ablación (donde el glaciar pierde masa de hielo por procesos como la fusión, evaporación, radiación y

calor intercambiado por el aire). La ELA es sensible a los cambios climáticos, por lo que su estudio permite inferir las variaciones ambientales del pasado (*Sissons y Sutherland, 1976; Sutherland, 1984; Dahl y Nesje, 1992; Úbeda et al., 2018*) y en especial de la distribución regional de la temperatura en la época de ablación y las precipitaciones durante el invierno (*Dahl, et al., 2003*).

### 3. Objetivos

El principal objetivo de este trabajo es el cálculo de PaleoELAs de los glaciares del macizo de Eriste durante la PEH mediante fotogrametría, trabajo de campo y el uso de Sistemas de Información Geográfica. Dicho objetivo general se desglosa en los siguientes objetivos concretos:

- Revisión de bibliografía de las fases glaciares en el Pirineo durante la PEH.
- Cartografía geomorfológica georreferenciada a escala 1:25.000, haciendo especial hincapié en las morfologías glaciares y periglaciares.
- Determinación de las ELAs por medio de distintos métodos (AAR, AABR, AA, THAR y MGE) y comparación de los resultados obtenidos con los distintos métodos.
- Correlación de las PaleoELAs del macizo de Eriste con las calculadas en otros puntos del Pirineo con características similares.

### 4. Metodología

#### 4.1 Revisión bibliográfica

En primer lugar se ha llevado a cabo una labor de revisión bibliográfica. Es una zona que cuenta con muy pocos estudios geológicos de detalle y casi ninguno geomorfológico. Entre los trabajos previos se encuentra la cartografía geológica y la memoria explicativa de la Hoja 179 (Bielsa) a escala 1:50.000 elaborada por el IGME, pero sobre todo destaca la cartografía geomorfológica de la Hoja de Benasque a escala 1:50.000 de García Ruiz (1992) y publicada por Geoforma ediciones, aunque poco detallada.

#### 4.2 Cartografía geomorfológica

El estudio geomorfológico detallado necesitó fotografías aéreas y trabajo de campo. Se emplearon ortofotos y pares estereoscópicos del vuelo PNOA 2012 del Centro de Descargas del IGN a escala 1:18.000 y 1:9.000. Excepcionalmente, se usaron fotografías aéreas a escala 1:30.000 del vuelo de 1957, prestadas por el Instituto de Estudios Altoaragoneses (Anexo I). Para la observación tridimensional del terreno se usó un estereoscopio de espejos TOPCON modelo MS-3.

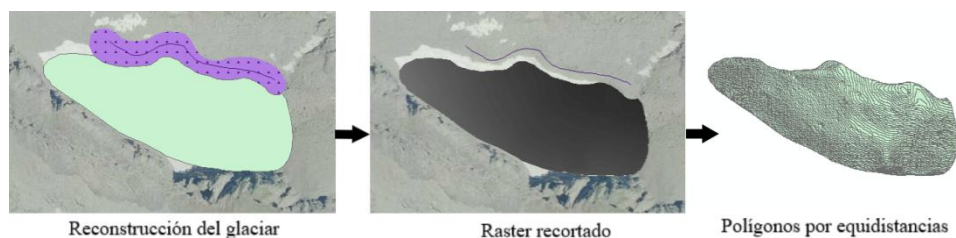
La cartografía se digitalizó sobre la ortofoto del vuelo PNOA 2012 y un modelo digital de elevaciones con resolución de 5 m/pixel (MDT05) con la ayuda de un Sistema de Información Geográfico (ArcGIS 10.1). El mapa fue comprobado y completado mediante trabajo de campo, realizado en siete jornadas. La metodología elegida para la realización del mapa geomorfológico a escala 1:25.000 fue la establecida por el IGME para el mapa geomorfológico nacional escala 1:50.000 (*Martín-Serrano et al., 2004*), con pequeñas modificaciones. El mapa geomorfológico se exportó en formato PDF y se añadieron detalles (como la leyenda, toponimia local...) con el programa Adobe Illustrator CC 2018.

### 4.3 Cálculo de paleoELAs

El cálculo de paleoELAs de los glaciares del macizo de Eriste durante la PEH en cada una de las fases se ha determinado a partir de la topografía y del registro glaciar observado. Existen numerosos métodos para el cálculo de paleoELAs, pero todos ellos parten de la reconstrucción del paleoglaciar. Posiblemente, la delimitación superior del glaciar sea el factor más controvertido y se deja a “criterio de experto”, se ha seguido la metodología empleada por *Belmonte Ribas (2014)*, quien a partir de la morfología de los circos toma como límite superior el comienzo de los procesos glaciares y periglaciares, manteniendo una forma lógica del glaciar, así como la comparación con fotografías de glaciares de circo actuales (como los glaciares del entorno del Mont Blanc). La reconstrucción topográfica se ha llevado a cabo con la ayuda de modelos digitales de elevaciones de alta resolución LIDAR de 0,5m/píxel obtenidos del Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG).

A continuación se describen los métodos más frecuentes para el cálculo de paleoELAs. En este trabajo, se ha descartado el método MELM debido a que necesita la presencia y perfecta preservación de morrenas laterales, un condicionante que no se da en la zona de estudio.

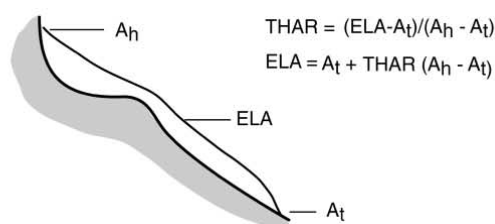
**Obtención de datos a partir de ArcGIS:** Este es el método más laborioso y consiste en usar las fuentes de datos que ofrece el programa (Tabla de Atributos) para hallar el área del glaciar y las áreas de acumulación y ablación. Partiendo de la reconstrucción del glaciar, se recorta el LIDAR con esta forma y se reclasifica por equidistancias de 1 m, de tal forma que se divide la superficie del glaciar en polígonos equidistantes (Figura 4.1). Se puede obtener por lo tanto el área de cada polígono. Para calcular la línea de equilibrio el 35% del área total de la zona situada a mayor altitud corresponde al área de acumulación, mientras que el 65% restante corresponde a la de ablación (*Porter, 2001*).



*Figura 4.1: Pasos simplificados para el cálculo de paleoELAs.*

**Método THAR (Terminous Headwall Altitude Ratio):** Este método tiene en cuenta la altura máxima y mínima del glaciar y asume que la línea de equilibrio se sitúa en la media de las alturas máxima y mínima (Figura 4.2). Para calcular la ELA se ha usado la siguiente fórmula:  
 $ELA = \text{Altura mínima} + THAR * (\text{Altura máxima} - \text{Altura mínima})$ .

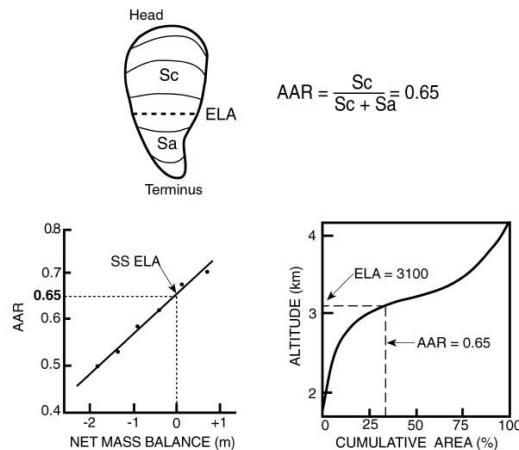
*Porter (2001)* sustituye la variable THAR por el valor de 0,5 mientras que otros autores como *Meierding (1982)* consideran un coeficiente THAR de 0,4, alegando una mayor precisión de los datos.



*Figura 4.2: Esquema del cálculo y presentación de la ELA a partir del método THAR (Porter, 2001).*

**Método AAR (Acumulation-Area Ratio):** Se basa en los trabajos de Brückner (1986) y Richter (1985), recopilados por Porter en 2001 y que consideran la relación entre el área de acumulación y el área total es de  $0,65 \pm 0,05$ . Este método tiene en cuenta que la hipsometría y la forma del glaciar varían en función del balance de masas, por lo que se consideran situaciones en equilibrio (Porter, 2001; Serrano y González, 2004b). Para la realización de este trabajo se ha realizado de dos formas:

Cálculo manual mediante los datos proporcionados por ArcGIS: Consiste en sumar las áreas de los polígonos desde las cotas más bajas hasta alcanzar un 35% del área total (zona de ablación). Esto se realiza con un gráfico que represente la suma de las áreas y la altitud de cada polígono, el punto en el que la curva resultante corte la suma correspondiente al 35% del área (Figura 4.3).



**Figura 4.3:** Esquema del cálculo y presentación de la ELA a partir del método AAR (Porter, 2001).

Cálculo mediante herramienta de ArcGIS “ELA Calculation Tool”: Pellitero et al (2015) desarrollaron una herramienta (basada en python) que calcula los valores de la ELA mediante el método de AAR, AABR, AA y MGE en base al área reconstruida del paleoglaciar y ratio del área de acumulación.

**Método AA (Area x Altitude):** Desarrollado por Kurowski en 1981. La ELA se obtiene a partir de la aplicación de la siguiente fórmula (Osmaston, 2005):

$$ELA = \frac{\sum(\text{altitud media} * \text{área de cada polígono equidistante})}{\text{área total del glaciar}}$$

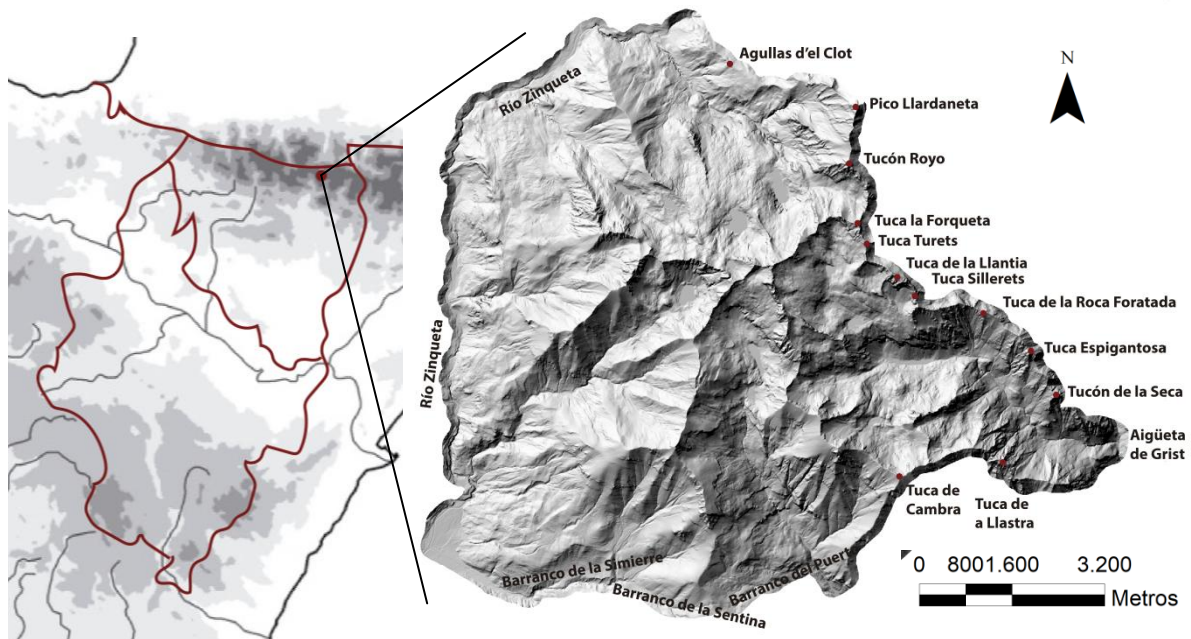
De forma análoga al método anterior, se ha calculado también de forma automática mediante la herramienta de ArcGIS “ELA Calculation Tool”, en la que también recibe el nombre de MGE (Median Glacier Elevation).

**Método AABR (Area x Altitude Balance Ratio):** Osmaton (2005) desarrolló un método complejo de gran precisión mediante el cálculo del Balance Ratio (BR). Este expresa las diferencias entre los gradientes de acumulación y ablación y su contribución respectiva al balance de masas del glaciar. Se puede calcular a partir de la hipsometría del glaciar y la siguiente ecuación:  $BR = \frac{Z_{ac} * A_{ac}}{Z_{ab} * A_{ab}}$  ( $Z_{ac}$ : altitud media del área de acumulación,  $Z_{ab}$ : altitud media del área de ablación,  $A_{ac}$ : área de acumulación,  $A_{ab}$ : área de ablación; Furbish and Andrews, 1984). Dada su complejidad, en este trabajo se ha optado por utilizar la herramienta automática de ArcGIS para simplificar el proceso.

## 5. Situación geográfica

### 5.1 Localización y delimitación de la zona

El macizo de Eriste se encuentra en el Pirineo central, en la provincia de Huesca (Figura 5.1), entre los macizos de Llardana (3.369 m) y de Cotiella (2.912 m) y está caracterizado por un relieve de alta montaña.



*Figura 5.1: Localización del área estudiada en Aragón (izquierda; La clase del PT de Montse, modificado) y límites de la zona de estudio (derecha).*

El área total de la zona de estudio es de 69 km<sup>2</sup> y está englobada dentro del Parque Natural Posets-Maladeta, que cubre parte de las comarcas de Sobrarbe y Ribagorza, incluyendo los términos municipales de Benasque, Gistaín, Montanuy, Sahún y San Juan de Plan.

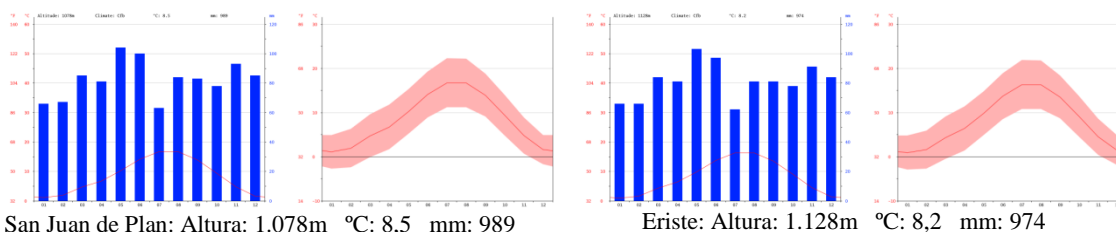
Los límites de la zona (Figura 5.1) por el NE son el pico Llardaneta (3.325 m) y las Agullas d'el Clot (2.464 m y 2.535 m); al N y W el río Zinqueta (Cinqueta); por el S el barranco la Simierre (Semierre), barranco de la Sentina, barranco el Puerto; al SE la tuca de Cambra (2.465 m), tucón de la Llastra (2.363 m) y la desembocadura de la Aigüeta la Ball en la Aigüeta de Grist (Barranco de Eriste); por el E el tucón de la Seca (2.164 m), tuca d'Espigantosa (2.504 m), tuca de Roca Foratada (2.539 m), tuca Sillerets (2.772 m), tuca la Llantia (2.937 m), tuca Turets (2.962 m), tuca la Forqueta (3.011 m), tucón Royo (3.124 m).

### 5.2 Relieve e hidrología

El macizo de Eriste es una zona con relieves abruptos que superan los 3.000 m, como es el caso del pico Llardaneta (3.325 m), Tuca la Forqueta (3.011 m), Tucón Royo (3.124 m) y Tuca del Forau de la Neu (3.049 m), Tuca de Eriste (3.056 m) y Eriste N y S (3.031 y 3.041 m, respectivamente). Los mayores relieves se encuentran en el margen E, en la zona de unión con el Posets, del que se descuelga una arista hacia el S en la que se localizan varios de estos picos. Ésta, al llegar a la Forqueta (3.011 m) se acaba y empiezan otras dos. Una con dirección SE que va perdiendo entidad, y otra con dirección SW que acaba en “los Eristes” (3.041, 3.031 y 3.056 m). El sistema de aristas es ramificado a partir de una arista N-S que atraviesa “los Eristes” y otras secundarias perpendiculares a esta.

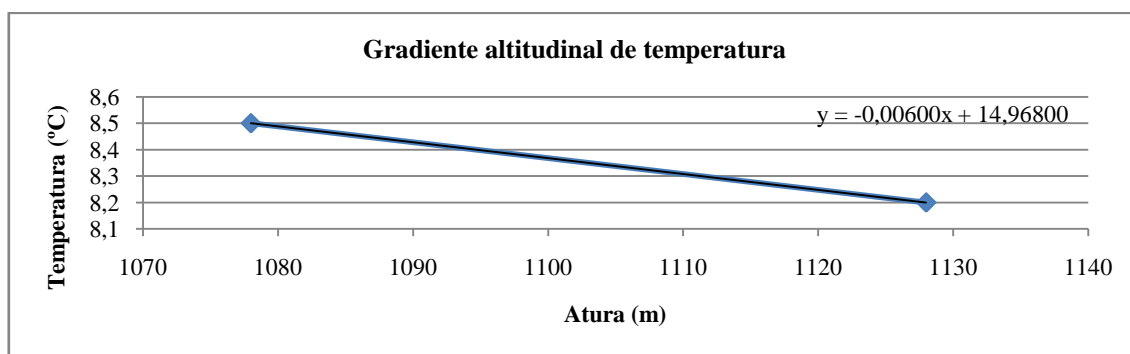
### 5.3 Caracterización climática

La temperatura y precipitación media de las estaciones meteorológica de Eriste y San Juan de Plan son de 8,35°C y 981,5 mm/año. *Lampre (2001)*, basado en *Albentosa (1973)*, diferencia dos zonas climáticas. La primera, hasta 2.800 m, de clima alpino, presenta medias anuales inferiores a 0°C y precipitaciones superiores a 2.000 mm (9 meses son en forma de nieve). La segunda, inferior a 2.800 m, con un clima de alta montaña, presenta temperaturas inferiores a 5°C y precipitaciones superiores a 1.000 mm anuales (6 meses de innivación; Figura 5.2).



**Figura 5.2:** Climograma y diagrama de temperaturas de Eriste y San Juan de Plan/San Chuan de Plan. Las precipitaciones se concentran en abril y mayo y adoptan los valores mínimos en los meses enero, febrero y julio y las mayores temperaturas se alcanzan en verano (*Climate-Data.org(1)* y *Climate-Data.org(2)*).

Los datos climáticos de las localidades de Eriste y San Juan de Plan evidencian un gradiente altitudinal de temperatura para el Macizo de Eriste de -0,6°C/100m (Figura 5.3).



**Figura 5.3:** Diagrama altitud temperatura en el que se representan los datos de las dos poblaciones y del que se ha extraído la línea de tendencia para obtener el gradiente altitudinal.

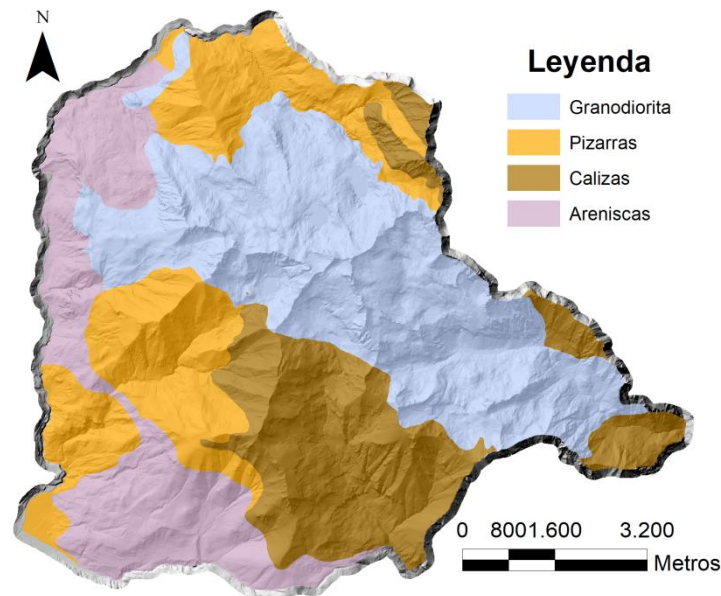
## 6. Situación geológica

El macizo de Eriste se sitúa en la Zona Axial de los Pirineos. Esta unidad constituye la parte más antigua y central de los Pirineos y en la que se encuentran los mayores relieves.

La estratigrafía de la zona de estudio es bastante homogénea. En el S y E, se observan cambios litológicos, siempre con contactos mecánicos. *Ríos et al. (1982)* hacen una descripción exhaustiva de la estratigrafía de la Hoja 179 (Bielsa), en la que se sitúa la zona objeto (Figura 6.1). Estos autores diferencian una secuencia estratigráfica paleozoica de entre 700 a más de 1200 m constituida por 300 a 600 m pizarras ordovícicas gris oscuro, 100 m de pizarras ampelíticas silúricas pobres en sílice y ricas en carbono, alúmina, hierro y potasio, una serie de entre 250 a 400 m de calizas y pizarras devónicas de colores beige a gris oscuro; y una secuencia triásica de 200 m de calizas y areniscas rojas con estratificación cruzada. La secuencia paleozoica se vio afectada por el emplazamiento de los batolitos



granodioríticos con horblenda de Posets y Millares bajo un régimen transpresional durante la orogenia Hercínica (Román-Berdiel *et al.*, 2006).



**Figura 6.1:** Mapa geológico simplificado de la hoja 179 (Bielsa) del Magna 50.

La estructura de la zona de estudio está marcada por la superposición de las orogenias Hercínica y Alpina. La primera se caracteriza por una esquistosidad en las pizarras y formación de grandes pliegues vergentes al S con planos axiales de dirección N100-120E, muy tendidos en la parte meridional de Millares (Ríos *et al.*, 1982). La intrusión del batolito enmascaró las formas tectónicas generadas durante la orogenia Hercínica. Además el contacto entre las rocas ígneas y el resto de litologías es mediante un contacto mecánico (Figura 6.2).



**Figura 6.2:** La imagen de la izquierda hace referencia al contacto mecánico entre granodiorita y pizarras en la zona de desembocadura del barranco de las Tuertas en el barranco de la Ribereta. La imagen de la derecha corresponde también a un contacto mecánico, en este caso entre caliza y granodiorita bajo el pico Mondarruego.

Durante la Orogenia Alpina, se inicia un proceso de subducción de la placa Ibérica bajo la Euroasiática, lo que genera una serie de plegamientos y fallas que dan lugar a los Pirineos. Se producen fallas de compresión en el manto de Gavarnie, que en esta zona son muy verticales. La serie en el ciclo alpino se desliza sobre el Triásico, quedando solidarios al Paleozoico. Durante el Luteciense los mantos de Cotiella y Monte Perdido se deslizan y se superponen al manto de Gavarnie.

## 7. Descripción geomorfológica

### 7.1 Contexto geomorfológico

El modelado de la zona de estudio está condicionado por la litología. Los granitoides, en las zonas más altas, dan relieves escarpados, mientras que la serie paleozoica muestra relieves más tendidos y redondeados en altitudes medias y bajas. Allí donde afloran las calizas, se desarrolla un modelado kárstico caracterizado por un exokarst con lapiazes (rilenkarren) de una profundidad de unos 20 cm y una longitud de entre 5 y 7 m al W del ibón de Barbarisa, y pequeños campos (de menos de 200 m) de dolinas, a ambos lados del collado de la Ribereta. En el primer caso describen formas más irregulares y alargadas, con profundidades que no superan los 4 m. El otro campo, más pequeño, concentra un mayor número de dolinas circulares con diámetros inferiores a los 5 m. En el endokarst, el ensanchamiento por disolución de las fracturas ha favorecido la formación de conductos de escasa longitud limitados por las pizarras. Estos se manifiestan a modo de sumideros y surgencias como en el barranco de Surn, donde las aguas de desagüe del Ibón de Barbarisa se infiltran por un conducto subterráneo y surgen nuevamente 50 m más abajo.

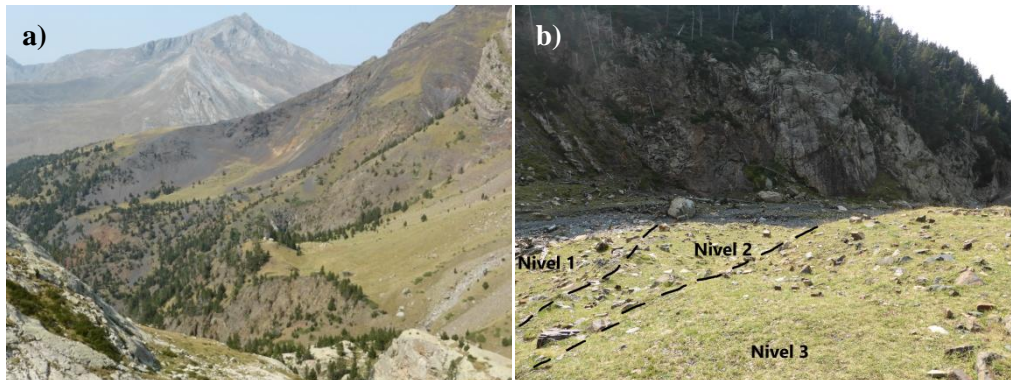
El relieve está igualmente condicionado por la estructura del macizo. En la leyenda de la cartografía se ha descrito una morfología como fracturas, incluyendo las fallas y el diaclasado granítico. En el primer caso, se ha analizado la inferencia que estas podrían tener sobre la modelación del terreno, siendo un caso importante la falla de la tuca de Roca Foratada, responsable de un giro de 90° de la Aigüeta de la Vall. Las diaclasas de los granitos son destacables entre los ibones de Millás, Lenés y Solana con direcciones N170 y N45 como planos preferentes.

Es necesario aclarar que en la cartografía se ha diferenciado entre ríos y canal de aludes, pero estos últimos en las estaciones más cálidas pueden actuar como zona de arroyada concentrada por lo que en el texto se tiende a hablar de barrancos para incluirlos. Se ha decidido además, cartografiar como ríos los barrancos principales, ya que aunque en la toponimia se les denomine barrancos, son cauces de gran tamaño. Añadir que no se ha encontrado la toponimia de algunos de los valles de la zona, por lo que a la hora de nombrarlos en las sucesivas descripciones se ha optado por denominarlos con el nombre de los principales ibones que albergan.

La sucesión de etapas glaciares durante el Cuaternario y el periglaciario han sido determinantes dejando una impronta marcada en el relieve del macizo de Eriste. Durante el MIS4 (65 Ka), la zona de estudio estaba ocupada por grandes masas de hielo (*Sancho et al., 2008; Lewis et al., 2009*). El posterior retroceso de los glaciares hasta las cabeceras de los circos, según *Palacios et al. (2017)* fue de forma constantemente salvo avances como hace 20 Ka (LGM) y entre los 14-18 Ka (Oldest Dryas). Hoy en día, el macizo de Eriste carece de glaciares. Tras la deglaciación, los procesos periglaciares cobraron protagonismo dado que la mayoría de la zona de estudio se encuentra por encima de los 2.000 m, hasta convertirse en los procesos dominantes en la actualidad.

El desconfinamiento lateral de las laderas por la pérdida de presión asociada a la deglaciación ha favorecido el desarrollo de movimientos de ladera. Las caídas de bloques son frecuentes en las cabeceras de los circos y en el contacto entre pizarras y calizas devónicas. Por el contrario, los deslizamientos se forman en los márgenes de las artesas glaciares afectando a las pizarras y areniscas paleozoicas. Se han reconocido 7 deslizamientos (superficie total de 77 ha) entre los que destacan los deslizamientos rotacionales de la Ribereta y Basas de l'Abet. El primero (Figura 7.1), sobre pizarras, de 11 ha generó un lago de obturación, en la actualidad colmatado y disectado en tres niveles de terraza situados a 1, 1,5 y 2 m de altura con respecto al fondo del valle. El deslizamiento de las Basas

de l'Abet, generado en el contacto entre las areniscas devónicas y las granodioritas es el más grande de la zona de estudio con una superficie de 55 ha. Tanto la cicatriz como la masa deslizada están disectada por numerosos barrancos de incisión lineal.



**Figura 7.1:** a) Deslizamiento rotacional sobre pizarras que represa el barranco de la Ribereta. b) Tres niveles de terrazas generadas sobre la masa deslizada.

Cabe mencionar la presencia de cuatro sackungs de unos 300 metros de longitud al W del ibón de Barbarisa sobre pizarras. Se dan a contrapendiente generando surcos con una profundidad inferior a 50 m. Además se localizan otros de menor entidad en los alrededores de las Basas de L'Abet (Tabla 1 del Anexo III). *Gutiérrez-Santolalla et al. (2005)* los caracterizan como formas lineares causadas por deslizamientos gravitacionales en las laderas.

Los debris flows son especialmente frecuentes en la cabecera del deslizamiento de Basas de l'Abet, en los circos de los ibones del Sen, Paso les Baques, Negro y Barbarisa y en el circo E de la Tuca Llantia donde dan lugar a lóbulos bien desarrollados de escasa extensión con levees.

La predominancia de litologías poco permeables (pizarras, areniscas y granodioritas) favorece la escorrentía superficial y forma barrancos de incisión lineal. No obstante, en la zona E, en la que dominan los granitos, se desarrollan barrancos de poco recorrido y poco incididos mientras que en la cara W dentro de la serie paleozoica se ha formado una densa red de drenaje, muy incidida.

La intensa fracturación del sustrato permite el desarrollo de acuíferos en las areniscas y pizarras cuyas aguas manan a través de diversos manantiales de pequeño caudal. Debido a las características composicionales de estas litologías las aguas se enriquecen de sulfuros y hierro adoptando un color rojizo, como en el puntal de Barrau (Figura 7.2).



**Figura 7.2:** Fuente de agua mineralizada sobre un depósito de minerales de Fe.

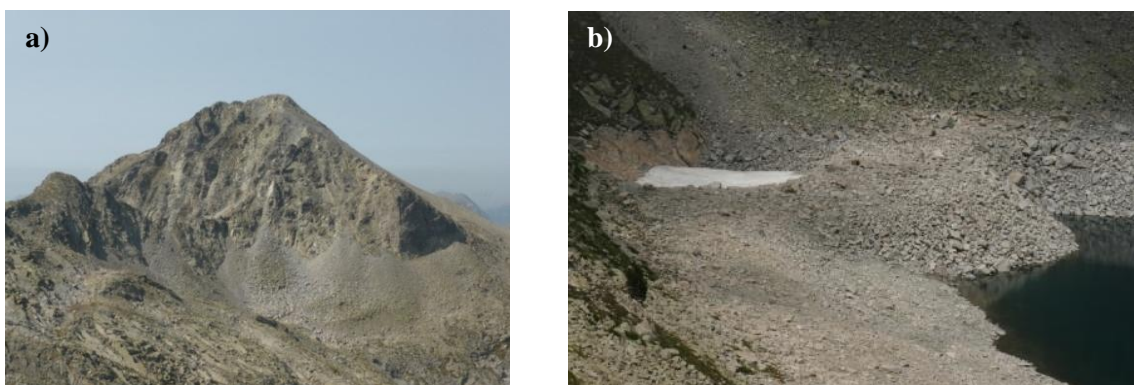
Dadas las elevadas pendientes, en el macizo domina la erosión, siendo las formas sedimentarias fluviales muy escasas. Entre estas destacan pequeños abanicos aluviales en la desembocadura de los barrancos en el río Zinqueta y en la Aigüeta de la Vall, que cubren un área total de 53 ha. Estos se han formado por el desconfinamiento del agua en la desembocadura de los barrancos. El río Zinqueta deja ciertos depósitos sedimentarios en forma de llanuras aluviales que describen antiguos depósitos de terraza de poco más de 100 m de anchura, situados a 5-15 m de la altura del cauce actual.

Los canchales y conos cubren una superficie de 11,9 km<sup>2</sup>, especialmente en la cara S del macizo y son la morfología periglaciaria más frecuente. Cuando estos se ven afectados por flujos de agua se deslizan generando los derrubios afectados por flujo, sin una clara sucesión de arcos, pero sí ciertas irregularidades. En el macizo de Eriste se encuentran cuatro depósitos de este tipo, tres de ellos bajo morrenas frontales (ibón del Sen, Paso les Baques y circo E de la tuca Llantia; Figura 7.3). El cuarto depósito se localiza bajo la tuca Barbarisa, fruto del desmantelamiento del frente de un glaciar rocoso.



**Figura 7.3:** Morrena del circo E de la tuca Llantia. Bajo la cresta de la morrena frontal se aprecian los derrubios afectados por flujo, que se deslizan ladera abajo, durante una longitud de 400 m. Las características de estos depósitos son pequeños arcos muy mal definidos y sin ningún tipo de orden, que le confieren un aspecto ondulado al depósito.

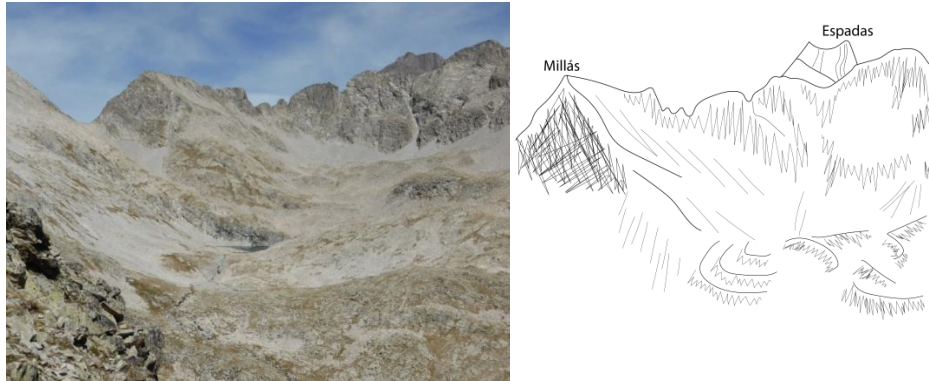
La acumulación de gelifractos al pie de los canchales situados por encima de los 2.600 m forma morrenas de nevero bajo los grandes picos del centro y E del macizo, como son las del pico de la Solana o punta Millás. Presentan morfología arqueada con un gran radio y muy próximas a los límites del circo. En la actualidad, ninguna de ellas conservan neveros permanentes (Figura 7.4).



**Figura 7.4:** a) Morrena de nevero bajo el Pico del Turmo. Se puede deducir que se trata de una morrena fósil debido a la coloración más verdosa del depósito (colonizado por líquenes). b) Morrenas de nevero con neveros alrededor del ibón del Sen. La morfología de estas morrenas tiende a ser asimétrica, siendo la parte que esta lindando con el hielo más escarpada.

Los 13 glaciares rocosos cartografiados suman una superficie de 1 km<sup>2</sup> (Tabla 2 del Anexo III). Muestran morfologías lobuladas y márgenes y frentes abruptos (Figura 7.5). Cuando se trata de formas activas (aunque este no sea el caso ya que todos son fósiles; Serrano y Agudo, 2004a) se desplazan

valle abajo por procesos de gelifluxion y creep (Corte, 1987), con una velocidad inferior a 1m/año (Whalley y Martin, 1992), por lo que se suelen localizar a una altitud entre los 2.100 y 2.700 m. Existe una clara diferencia en cuanto al tamaño entre los orientales y occidentales, siendo estos últimos los que alcanzan mayores dimensiones, que surgen del final de los circos y se deslizan valle abajo. Los más pequeños tienen un origen muy variado, tanto en la cabecera de los circos como bajo morrenas terminales por su desmantelación (Weideck, 1968).



*Figura 7.5: Complejo morrénico alimentado por un glaciar rocoso bajo la tuca la Forqueta y la punta Millás. La imagen de la derecha hace referencia a un dibujo interpretativo de la fotografía.*

Las terracitas (terrazas de solifluxión) se forman en procesos de creep, dando escalones de escasos centímetros (no llegan a los 10 cm). Estas morfologías se concentran en los circos de Bagüeña y en la Agüeta de la Vall, donde la litología subyacente es siempre granito.

## 7.2 Modelado glaciar

Durante el máximo glaciar, el macizo de Eriste albergaba, al menos, 6 grandes masas glaciares que fueron: (1) los glaciares de la Solana, Ribereta y Bagüeña (tributario de la Aigüeta de la Vall) en la cara norte, (2) el glaciar de Barbarisa en la cara sur, (4) el glaciar del Sen en la cara suroeste y (3) el glaciar de la Aigüeta de la Vall en la cara este. Los sucesivos periodos de avance y retroceso de estos glaciares han modelado el relieve del macizo en forma de un conjunto de morfologías erosivas y acumulativas.

Los collados de difluencia se localizan en todo el macizo y apuntan a un momento en el que las masas de hielo eran de tal espesor que comunicaban varios circos. Destacan los collados de la Ribereta que separa los ibones de Barbarisa y Paso les Baques y el collado de la Forqueta, límite E de la zona de estudio, que separa los ibones de Millás y Llardaneta (fuera del área estudiada).

La diferente resistencia del sustrato hace que se generen umbrales y cubetas de sobreexcavación. Los umbrales pueden servir como obstáculo para el avance del hielo, lo que favorece su acumulación. Los umbrales en esta zona son muy poco abundantes y no generan resaltes de más de 30 m. Se concentran sobre todo cerca de los lagos de origen glaciar (de aquí en adelante ibones), en contraposición a la cubetas de sobreexcavación que albergan a estos ibones, más concretamente en los ibones de Millás, Sierco y Pardines. Estas mismas masas glaciares, al discurrir por el valle generaron artesas. En el punto en el que la pendiente de estos valles cambia, indica la cota más alta a la que llegó el hielo. Estas morfologías se aprecian en el Valle de Gistaín y en la Aigüeta de la Vall.

Se han reconocido un total de 37 circos (Tabla 3 del Anexo III). La morfología, disposición y tamaño de estos está controlada por la litología, orientación y altitud. Los mayores circos se localizan en las cotas más altas, bajo “los Eristes”, las Agullas y tuca del Sen, La Forqueta o la tuca Bagüeña a alturas entre 2.800-3.000 m, están formados por paredes escarpadas generando una morfología de cubeta.

Otros de menores dimensiones son los circos situados bajo el tusal de Bocs o el pico de la Solana (por debajo de los 2.500 m) presentan grandes paredes con gran desnivel.

58 ha de la superficie están cubiertos por ibones con una morfología muy diversa y en muchos casos presenta salientes y entrantes de tamaño variado, dándoles aspectos dentados, debido al diaclasado (ibones de Solana y Lenés). Por otra parte no todos los ibones se encuentran encajados en cubetas de sobreexcavación, de hecho solo los de Millás, Sierco y Pardines lo están (Figura 7.6).



**Figura 7.6:** Imagen del ibón de Millás, en la que se puede apreciar la cubeta de sobreexcavación que lo contiene, cuyas paredes alcanzan los 150 m. Además esta imagen describe muy bien el diaclasado nombrado anteriormente.

Atendiendo a su morfología se pueden clasificar los ibones en dos grupos, los de forma circular y los alargados, siendo los primeros los del Sen, Lenés, Basas de Barbarisa, ibón Chico de Barbarisa, Pardines, Llantia, Bagüeña, ibón alto de Bagüeña, Chuncos, ibón Chelau y Sierco (dejando cierta libertad a la imaginación...). Entre los de morfología alargada se encuentran el ibón de Pixón, Millás (Figura 7.6), Solana, ibón Gran de Barbarisa, Negro, ibón del Paso les Baques y ibón Chelau de Lenés. La morfología de estos está condicionada por la fracturación del granito, en patrones más ortogonales se generan ibones más circulares.

El avance del hielo erosiona todo lo que encuentran a su paso, dando rocas pulidas con cierta forma dómica, que son las rocas aborregadas. Estas formas se encuentran dispersas bajo el ibón Chelau, en los alrededores del ibón Alto de Bagüeña y Llantia o el ibón de Lenés (Figura 7.7) y Millás.



**Figura 7.7:** Superficie de rocas aborregada en los alrededores del ibón de Lenés. En estos casos los granitos suelen presentar fracturas de gran extensión.

Cuando el hielo comienza a fundir se produce la sedimentación glacial, en forma de till glacial, que en muchos los casos presenta morfología de cordón morrénico. Estas formas son muy útiles para el

cálculo de PaleoELAs, aportan información sobre el espesor mínimo del glaciar, por lo que se tratarán con mayor detalle.

En primer lugar, se encuentran depósitos de till en la desembocadura del barranco de La Ribereta en el río Zinqueta, se trata de bloques heterométricos y angulosos (en las siguientes descripciones, en el caso de que sean depósitos de estas características, se les denominará como “depósitos de till” sin añadir detalles) de granito, dispersos y tapizados por la vegetación. Aguas arriba de este barranco, a 2.200 m, se encuentran los primeros cordones morrénicos de unos 400 m de longitud, camuflados entre la vegetación. En la confluencia del barranco de las Tuertas con el barranco de la Ribereta, colgada de un escarpe, a 2.200 m, se observa otra morrena de dimensiones reducidas y con cierta sinuosidad. Siguiendo este mismo barranco y ya dentro del circo (a 2.500 m), al E del ibón de Millás se detecta una nueva morfología de características similares. La morfología en arco que describe esta morrena puede deberse a que en el Younger Dryas (YD), posiblemente, el hielo deslizará tanto hacia la parte baja del valle como hacia el ibón de Millás. Además en esta zona, al margen E del barranco y mezclados con los canchales (de generación posterior) se conservan depósitos de till provenientes del glaciar que descendía desde La Forqueta.

La cara N de las Agullas del Sen está formada por tres circos glaciares, dos de ellos con registros de morrenas de la PEH. La más occidental, con una morfología ondulada, alcanza una longitud de 200 m, y se extiende casi hasta el inicio del circo. La más oriental está peor conservada, de que lo se intuye que el registro era mayor, pero esta ha sido desmantelada parcialmente.

Sobre el valle en artesa del río Zinqueta, en su margen E, se encuentran depósitos de till correlacionables a lo largo de todo su recorrido. La mayoría se encuentran tapizados por la vegetación (Figura 7.8). En este caso los depósitos no alcanzan cotas superiores a los 2.000 m, por lo que se atribuye este depósito al Último Máximo Glaciar Pireniaco (hace 60.000 años; *Belmonte Ribas, 2014*).



**Figura 7.8:** En la imagen se muestra una zona muy vegetada en la que a priori no se observan bloques de granito esparcidos por el terreno, pero el vuelco de un árbol desvela los depósitos que han quedado tapizados.

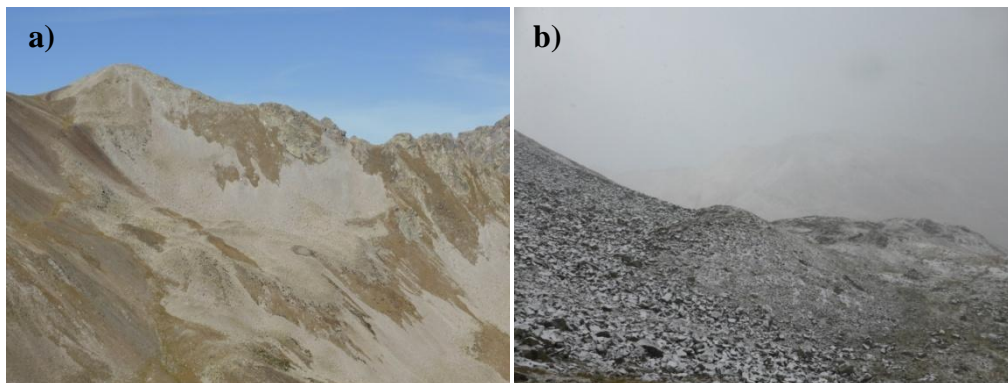
El valle del Sen, cuenta con los depósitos nombrados anteriormente, que “escalán” valle arriba, primero por la margen N del río y una vez el barranco de las Pardas desemboca en el barranco del Sen, por la margen S. Esto puede deberse a que en estos periodos en los que la masa glaciara era elevada, la desembocadura de este barranco secundario, prácticamente perpendicular al del Sen empujara el glaciar hacia este otro lado del valle, y por consiguiente se produjeran allí los mayores depósitos. Solo aparecen morrenas dentro del circo del ibón del Sen, siendo la más importante la que da cierre al ibón. Ésta presenta unas dimensiones aproximadas de 200 m de longitud y unos 50 m de anchura, se sitúa a una cota de 2.300 m y está formada por bloques muy angulosos y de orden métrico (Figura 7.9).



**Figura 7.9:** *Visión de la morrena frontal que cierra el ibón del Sen. La imagen hace referencia al interior de la morrena, cuyo acceso fue facilitado por la construcción de una tubería.*

Existe un pequeño circo al lado de este, al W, con dos morrenas frontales, de la PEH (dada su altura, ambas rondan los 2.550 m). Presentan una morfología en arco, cuyos extremos llegan prácticamente al límite del circo, por lo que se podría decir que se trata del registro completo del complejo morrénico.

El valle de Barbarisa está limitado por un gran circo glaciar con escasos depósitos morrénicos. A 2.100 m se encuentran depósitos de till dispersos y una pequeña morrena lateral. En cotas más altas una morrena frontal disectada en tres (por el curso de barrancos) cierra el ibón Chico de Barbarisa. Se diferencian tres pulsos distintos dentro de la misma fase glaciar. Al NW del ibón Grande de Barbarisa existe una pequeña morrena de unos 300 m de longitud y 50 m de anchura. Ya en cotas más altas y sirviendo como represamiento de las Basas de Barbarisa, se conserva otro depósito con forma de arco. Las siguientes tres morrenas han sido asignadas al periodo del YD, dada la altura a la que se encuentran. Dos de ellas se sitúan bajo la Tuca Barbarisa y describen un arco muy cerrado, mientras que la otra, próxima al collado de la Ribereta tiene una morfología más laxa (Figura 7.10). El ibón Chelau está represado por una morrena frontal de 400 m de longitud de la PEH.



**Figura 7.10:** *a) En la imagen se muestra la vertiente E del collado de Barbarisa. De izquierda a derecha aparece un glaciar rocoso que se degrada a derrubios afectados por flujo en las cotas más bajas, y las dos morrenas frontales nombradas en el texto. Además entre los canchales que se observan al fondo se pueden distinguir dos morrenas de nevero. b) En este caso se trata del otro depósito de YD, de morfología más laxa y tamaño más reducido, pero su cresta alcanza mayor espesor.*

La mayor concentración de morrenas se encuentra en los circos de Bagüeña. El circo bajo la Punta Millás presenta un complejo sistema morrénico con seis morrenas de la PEH. Las de la primera fase se disponen de paralelas a los límites del circo, mientras que las de la segunda aparecen ligeramente oblicuas a estos. El circo situado al W contiene otra morrena muy arqueada de la PEH. Las morrenas bajo Eriste Central son algo distintas. En fases anteriores a la PEH, la extensión del hielo estaba limitada al S por un escarpe pero con la deglaciación, el glaciar se alejó de este generando una



morrena lateral que se unía a la frontal inicial. En la segunda fase el glaciar retrocedió más, conservando como límite S la morrena lateral pero depositando una nueva morrena frontal. La morfología de todas las morrenas es muy sinusoidal. Al S de este circo aparece otro mucho más grande y abierto en el que se encuentran tres morrenas frontales con trazado sinuso. Bajo la tuca Llantia se localizan dos circos glaciares cerrados por morrenas frontales de la PEH. La morrena del circo al W es más pequeña (no alcanza los 200 m), mientras que la del oriental es similar a las localizadas bajo “los Eristes”, presenta una morrena frontal de la PEH y otra lateral del YD.

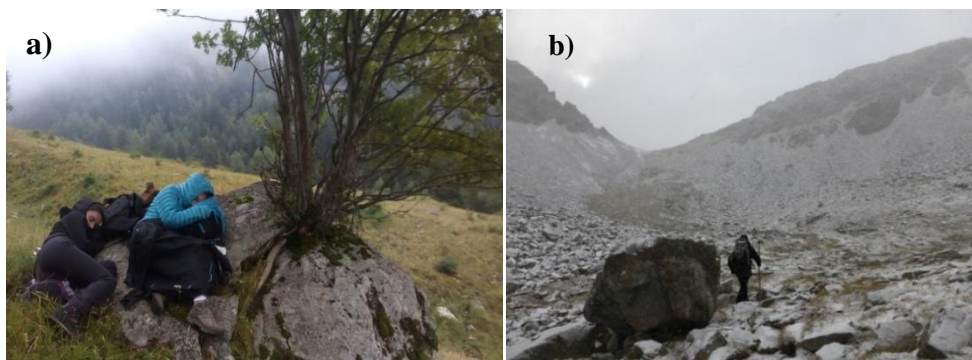
Bajo el tozal de las Lleras de Cecilia se localizan dos circos de orientación NE. En el que se sitúa más al N, la morrena se encuentra degradada por el glaciar rocoso 10 (GR 10 en el anexo II, Figura 7.11). En la misma cota (2.550 m), el circo más oriental conserva un arco morrénico completo.



**Figura 7.11:** Circos glaciares bajo el Tusal de las Lleras de Cecilia. A la izquierda se puede observar la morrena completa (flecha blanca), mientras que a la derecha la morrena queda arrasada por la presencia de un glaciar rocoso (flecha negra).

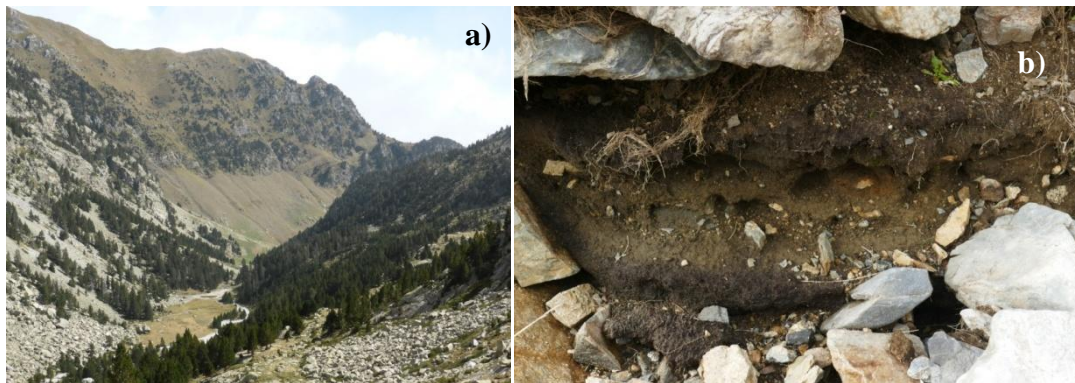
Por último nombrar que en la Aigüeta de la Vall se conservan depósitos de till extendidos durante todo el valle, siendo de especial singularidad el situado bajo la Tuca de la Roca Foratada. Este es una morrena lateral que en vez de seguir la traza del valle en las cotas más altas, llega un punto en el que comienza a ascender. Este además coincide con el punto en el que el valle realiza un giro brusco de 90°, por lo que dadas las características reológicas de la masa de hielo, el glaciar era incapaz de realizar ese giro sin elevarse por la ladera exterior.

Los bloques erráticos, de granito en su mayoría, se encuentran generalmente abandonados sobre superficies de granito pulido, sobre todo en los alrededores de los ibones de Lenés, Millás y Solana. Alcanzan tamaños de hasta 5 m de eje mayor, localizados sobre todo en zonas muy diaclasadas, donde la fracturación debilita mucho la roca, facilitando su arranque y transporte. (Figura 7.12).



**Figura 7.12:** a) Bloque errático aislado y fijado por la vegetación entre el tozal El Castellazo y el ibón de Pixón (Fotografía: Rafa Vidaller). b) Bloque errático aislado cerca del collado de la Ribereta, en este caso el bloque es de caliza.

En algunos casos las morrenas llegan a cerrar los valles, generando lagos de represamiento. En la zona estudiada se distinguen dos (Figura 7.13). El primero se sitúa en la Aigüeta de la Vall, donde el valle traza un giro de 90° al S. En este caso la evidencia es un relieve aplanado, donde el río actual traza una serie de meandros excavados en sedimento fino. El segundo ejemplo se encuentra aguas abajo del ibón del Sen, a una cota de 2.150 m. Este está represado por bloques de gran tamaño de granito de una morrena frontal actualmente dismantelada. El barranco actual ha erosionado parte de este lago, permitiendo ver una sección del perfil vertical del relleno. Lo que llama la atención de este depósito es la alternancia de niveles más claros y oscuros, que reflejan las variaciones estacionales.



**Figura 7.13:** a) Lago colmatado originado por el represamiento por morrenas en la Aigüeta de la Vall. b) Perfil vertical del relleno del lago colmatado. Los niveles oscuros hacen referencia a estaciones cálidas, con mayor desarrollo de actividad orgánica, mientras que los claros pertenecen a estaciones frías con producción de materia orgánica limitada.

## 8. PaleoELAs de la Pequeña Edad de Hielo

La cartografía geomorfológica de detalle ha permitido reconocer evidencias geomorfológicas del avance de los hielos durante la PEH en 10 circos de los 37 totales presentes en el Macizo de Eriste. Además, en estos aparecen depósitos morrénicos de una o dos fases glaciares, frente a las 6 descritas por *Serrano et al. (2002)* en los Pirineos. Cabe mencionar que algunas de las morrenas presentan varios pulsos dentro de una misma fase. La segunda fase solo se registra en los circos de Bagüeña, Eriste y Forqueta (ver Anexo IV). En el caso que los glaciares descritos a continuación solo desarrollen una sola fase, esta se ha atribuido al máximo glaciar de la PEH.

### 8.1 Caracterización de los glaciares

Bagüeña 1a y 1b: Estos hacen referencia a un glaciar de orientación NNE con dos fases. Se localizan bajo el Pico Bagüeña (2.943 m), en un circo muy abierto que no sirve de límite al glaciar. La morfología del glaciar de la fase 1 está limitada en el frente por una morrena terminal de forma ondulada a 2.762 m, que por el SE llega hasta los límites superiores del circo. Por otro lado, el glaciar de la fase 2, es menos extenso (0,6 ha frente a 2,1 ha del de la primera fase, Tabla 6 del Anexo III) y está limitado por una pequeña morrena muy arqueada, situada a una cota de 2.774 m.

Bagüeña 2: Al E, en el mismo circo, se desarrolló otro glaciar con orientación NE, de extensión ligeramente superior (2,5 ha). En la parte frontal, está limitado por una morrena ondulada que cubre todo el frente, pero no se expande lateralmente, situada a 2.617 m (Tabla 6 del Anexo III).

Bagüeña 3: Se trata de un glaciar de orientación SSE, situado en un circo alargado y muy estrecho bajo el collado de Millares (2.826 m). Este glaciar se desarrolló en unas condiciones muy protegidas

por las paredes del circo, esto hizo posible la acumulación de una de las mayores extensiones (3751,38 m<sup>2</sup>) en el macizo de Eriste (Tabla 6 del Anexo III). Está limitado en la cota más baja (2.688 m) por una morrena terminal.

Barbarisa: Bajo Eriste S y Peña Solana se desarrolló un glaciar de 3.9 ha (Tabla 6 del Anexo III) en un circo cuya pared W, prácticamente vertical, presenta un desnivel de 200 m y la E, más tendida de 250 m. Por el S está limitado por una morrena frontal recta, que no llega a cerrar todo el circo.

Eriste a y b: Este glaciar con orientación NW-SE y dos fases se sitúa en un circo muy abierto bajo el pico Eriste Central. El desnivel de las paredes N y W es de 150 m, mientras que en la sur es de tan solo 60 m. En el caso de la fase 1 (3,8 ha), el glaciar está limitado por una morrena frontal ondulada y otra lateral. El glaciar de la segunda fase (2,3 ha) está restringido por una pequeña morrena frontal arqueada y parte de la morrena lateral anterior (Tabla 6 del Anexo III).

Forqueta a, b1 y b2: Se trata del sistema glaciar más complejo y extenso de toda el área estudiada, formado por un glaciar de 12,9 ha de la primera fase y otros dos de 2,7 ha y 1,1 ha (Tabla 6 del Anexo III) de la segunda. Están enmarcados en un circo de orientación SW bajo la tuca La Forqueta (3.011 m) y tuca Turets (2.958 m). La disposición de las morrenas es un poco atípica, ya que todas ellas son frontales, pero para la fase 1 no se sitúan alineadas. Las dos localizadas más al N se disponen de forma oblicua, siendo la más occidental muy arqueada lo que indicaría una dirección de flujo N-S, por el contrario la oriental que es oblicua a esta y de morfología recta, indica un flujo NE-SW. Estas diferencias están marcadas por la morfología del circo, la primera morrena es el resultado de una masa helada que descendía de la pared NW y la segunda la de la NE. El resto de las morrenas de esta fase presentan una morfología recta y se encuentran a la misma cota. En la segunda fase el glaciar retrocede mucho, dividiéndose en dos masas, ambas limitadas por morrenas frontales.

Llantia 1: Igual que Llantia 2, son circos pequeños de orientación S, bajo la tuca Llantia con paredes muy verticales de 230 m de desnivel, lo que le confiere unas características excepcionales para el desarrollo glaciar, ya que en circos de esta orientación no sería esperable una extensión glaciar tan grande (8,6 ha; Figura 8.1 Tabla 6 del Anexo III). El frente del glaciar está marcado por una pequeña morrena de morfología rectilínea.

Llantia 2: Este glaciar tiene un desarrollo ligeramente mayor que el anterior (13,8 ha; Tabla 6 del Anexo III) dadas las dimensiones del circo.

Sen 1: Se desarrolla en un circo amplio con orientación SSW bajo la Collada del Sen (2.616 m) y el Pico del Turmo (2.753 m) cuyas paredes más al W son más escarpadas (220 m de desnivel). Esto hace que esté mucho más protegido por el W que por el E. Dato contradictorio, ya que tanto este glaciar como el siguiente se registran adosados a la pared ya que la ladera W es tan vertical que la nieve no se puede acumular. El frente glaciar está limitado por una morrena frontal muy arqueada (Tabla 6 del Anexo III).

Sen 2: Este glaciar se encuentra en el mismo circo que el anterior y presenta un área de 0,5 ha (Tabla 6 del Anexo III). En este caso está situado más al E, siendo limítrofe con las paredes del circo y encajado al S por un pequeño umbral y una morrena menor a la del caso anterior.

Solana 1: Glaciar de 0,7 ha (Tabla 6 del Anexo III) con orientación N en un circo de paredes escarpadas de 100 m de altura que lo protegen por la cara W y un relieve más tendido en el N y E. El frente glaciar queda marcado por un cordón morrénico frontal ondulado.

Solana 2: El glaciar queda enmarcado en un circo más pequeño y cerrado, de paredes verticalizadas de 80 m. Estas condiciones más protegidas permiten que el glaciar desarrolle un área mayor (1 ha) con orientación NNW (Tabla 6 del Anexo III).

## 8.2 Cálculo de paleoELAs

En el apartado “4.2 Cálculo de paleoELAs” se explica de manera detallada el procedimiento para calcular la ELA y en el Anexo V se expone, a modo de ejemplo, el procedimiento para calcular las paleoELAs del glaciar Sen 1. A continuación, se muestran los resultados obtenidos (Figura 8.1).

Glaciar	ArcGIS ±1m	THAR (0,5) ±150m	THAR (0,4) ±150m	AAR ±1m	AAR (GIS) ±0,55m	AA ±1m	AA (GIS) ±0,55m	AABR (GIS) ±0,55m	MGE (GIS) ±0,55m
<b>Bagüeña 1a</b>	2782,00	2802,24	2794,19	2782,00	2760,50	2791,05	2791,00	2787,50	2788,50
<b>Bagüeña 1b</b>	2787,00	2804,48	2798,47	2787,00	2773,50	2795,16	2795,00	2792,50	2794,50
<b>Bagüeña 2</b>	2647,00	2673,86	2662,61	2647,00	2616,50	2660,20	2660,00	2655,50	2659,50
<b>Bagüeña 3</b>	2726,00	2739,55	2729,26	2726,00	2687,50	2738,55	2739,00	2733,50	2741,50
<b>Barbarisa</b>	2800,00	2832,53	2824,90	2800,00	2793,50	2814,30	2815,00	2810,50	2812,50
<b>Eriste a</b>	2879,00	2916,58	2905,62	2879,00	2846,50	2904,40	2905,00	2894,50	2909,50
<b>Eriste b</b>	2918,00	2916,58	2905,62	2918,00	2860,50	2927,06	2926,00	2919,50	2932,50
<b>Forqueta a</b>	2746,00	2765,24	2755,38	2746,00	2714,50	2754,58	2755,00	2749,50	2756,50
<b>Forqueta b1</b>	2758,00	2778,54	2771,63	2758,00	2742,50	2764,71	2765,00	2762,50	2764,50
<b>Forqueta b2</b>	2766,00	2772,99	2765,59	2766,00	2734,50	2772,94	2772,00	2768,50	2775,50
<b>Llantía 1</b>	2657,00	2685,96	2676,21	2656,00	2636,50	2674,00	2675,00	2668,50	2672,50
<b>Llantía 2</b>	2579,00	2624,77	2609,14	2579,00	2545,50	2603,77	2605,00	2594,50	2603,50
<b>Sen 1</b>	2555,00	2562,80	2558,37	2555,00	2539,50	2561,03	2561,00	2558,50	2562,50
<b>Sen 2</b>	2543,00	2555,75	2550,18	2543,00	2526,50	2550,70	2550,00	2547,50	2551,50
<b>Solana 1</b>	2576,00	2587,48	2582,42	2576,00	2561,50	2582,14	2582,00	2579,50	2583,50
<b>Solana 2</b>	2647,00	2656,44	2649,67	2647,00	2621,50	2655,29	2655,00	2651,50	2657,50

*Figura 8.1: Tabla resumen de las paleoELAs resultantes calculadas con los distintos métodos para cada glaciar.*

En el Anexo VI se muestra un mapa en el que están representadas las reconstrucciones de los glaciares e indicada la paleoELA estimada para cada uno de ellos.

Analizando estos valores se aprecian ligeras diferencias dependiendo del método usado. Los estudios actuales aseguran obtener mejores resultados con el método AABR (*Pellitero et al., 2015*), por lo que en la actualidad es el más usado. No obstante se procede a analizar los valores obtenidos con los otros métodos. Los datos obtenidos con el método THAR tienen un margen de error muy elevado, por lo que se descartan por la poca precisión. Por otro lado, el método AAR fue uno de los más fiables, sobre todo los obtenidos de forma manual. Por último, los métodos AA, AA (GIS) y MGE son los mismos, que equivalen al método de Kurowski simplificado.

Una vez determinados los valores más significativos se procede al análisis en sí de los resultados, teniendo en cuenta las descripciones de los glaciares y sus respectivos circos del apartado “8.1 Caracterización de los glaciares”. Los glaciares con orientación N deberían de presentar una paleoELA más baja (lo que indica un área mayor de acumulación), por tener unas condiciones más favorables, pero estas no se cumplen. Los glaciares más occidentales (Sen 1 y 2 y Solana 1 y 2) presentan las paleoELAs más bajas (2.558, 2.547, 2.579 y 2.651 m respectivamente). En Solana 1 y 2 estos datos son muy lógicos ya que se trata de circos cerrados que protegen la masa de hielo, que además

presentan una buena orientación. En el caso del Sen 1 y 2, la orientación (SSW), contraria a los anteriores, ya no garantiza el desarrollo y preservación del glaciar, pero en este caso se encuentran muy resguardados por el E y W, lo que le confiere las condiciones frías necesarias para el desarrollo. Los glaciares más orientales (Llantia 1 y 2) presentan los siguientes valores más bajos y unas de las mayores extensiones. La orientación (SSW) no favorece la glaciación, pero si lo hacen las características del circo. En el caso del conjunto de glaciares de Bagüeña 1a y 1b, es comprensible que la segunda fase tenga una línea de equilibrio mayor, ya que se trata de una fase posterior en la que el clima era más cálido. En este caso la orientación favorece el desarrollo glaciar, por lo que los valores obtenidos responden a lo que se consideraría una dinámica “normal”. Lo mismo sucede con Bagüeña 2. En el caso de Bagüeña 3, aunque se trate de un circo muy resguardado y eso permita una gran extensión glaciar, la orientación no es la indicada, por lo que se trataría de un glaciar de gran extensión pero poco espesor, de allí que el valor de la paleoELA también sea ligeramente elevado (aunque muy de acuerdo con las características que presenta). En el sistema de glaciares Forqueta a, b1 y b2, los dos últimos, que pertenecen a la segunda fase, presentan valores superiores. Respecto a los valores obtenidos, la situación es similar a la de Bagüeña 3. El glaciar de Barbarisa tiene una orientación S. Por último, en el sistema de Eriste a y b la segunda fase, más cálida, se registra más alta. Estos son los valores más altos de todo el Macizo, lo que indica que en este punto se dieron las condiciones más cálidas. Aunque la orientación no es excesivamente buena, no acaba de explicar estos datos tan elevados en comparación con otros de peor orientación y valores más atípicos como son Llantia 1 y 2. El registro morrénico de este glaciar es muy completo, presentando morrenas frontales y laterales muy bien conservadas. Esto lleva a pensar que se ha podido sobreestimar la extensión glaciar en alguno de los otros casos.

### 8.3 Reconstrucción paleoclimática a partir de las paleoELAs

En el apartado “5.3 Caracterización climática”, se ha calculado el gradiente térmico altitudinal para el Macizo de Eriste. Con este dato y los obtenidos en el cálculo de paleoELAs (“8.2 Cálculo de paleoELAs”) se puede estimar de la variación de la temperatura. Según *Serrano y González (2004b)*, la posición de la isoterma 0°C actual (ELA actual) es 3.100 m. Se ha considerado que la fase 1 se corresponde con el máximo glaciar de la PEH, datado entre 1600-1750, mientras que la segunda fase se asocia a un avance menor entre 1905 y 1920 (*Serrano et al., 2002*). Comparando los valores de la ELA con los del máximo de la PEH, se estima un ascenso de temperatura medio de 2,48°C (Figura 8.2) entre estos dos periodos.

Glaciar	Fase	AABR (GIS) $\pm 0,55m$	$\Delta$ cota (m)	$\Delta$ temperatura (°C)
Bagüeña 1a	1	2787,50	312,50	1,875
Bagüeña 2	1	2655,50	444,50	2,667
Bagüeña 3	1	2733,50	366,50	2,199
Barbarisa	1	2810,50	289,50	1,737
Eriste a	1	2894,50	205,50	1,233
Forqueta a	1	2749,50	350,50	2,103
Llantia 1	1	2668,50	431,50	2,589
Llantia 2	1	2594,50	505,50	3,033
Sen 1	1	2558,50	541,50	3,249
Sen 2	1	2547,50	552,50	3,315
Solana 1	1	2579,50	520,50	3,123
Solana 2	1	2651,50	448,50	2,691

Figura 8.2: Tabla resumen de las variaciones de cota de las ELAs con respecto a la actual (3.100 m) y la correspondiente variación de temperatura desde la PEH hasta la actualidad.

Analizando la variación de la línea de equilibrio en los glaciares que presentan dos fases y teniendo en cuenta el gradiente altitudinal de temperatura, se deduce que el aumento medio de temperatura del macizo de Eriste entre la fase 1 y 2 es de 0,093°C (Figura 8.3).

Glaciar	Fase	AABR (GIS) ±0,55m	Diferencia cota (m)	Diferencia de temperatura (°C)
Bagüeña 1b	2	2792,50	5,00	0,03
Eriste b	2	2919,50	25,00	0,15
Forqueta b1	2	2762,50	13,00	0,078
Forqueta b2	2	2768,50	19,00	0,114

Figura 8.3: Tabla que analiza la variación de cota de las paleoELAs entre la fase 1 y 2, y la consiguiente variación de temperatura para cada caso.

Otro análisis posible es determinar el aumento de temperatura desde el máximo glaciar de la PEH hasta la actualidad en función de la orientación de los glaciares (Figura 8.4). En este caso los mayores incrementos de temperatura (entre 1,72 y 2,90°C) se producen en las orientaciones N, NW y SSW.

Orientación	Glaciares	Diferencia de temperatura (°C)
NE	Bagüeña 1a	1,88
N	Bagüeña 2 y Solana 1	2,90
NNW	Solana 2	2,69
SE	Bagüeña 3 y Eriste a	1,72
S	Barbarisa	1,74
SSW	Forqueta a, Llantia 1 y 2 y Sen 1 y 2	2,86

Figura 8.4: Tabla resumen de las variaciones de temperatura desde el máximo glaciar de la PEH hasta la actualidad en función de las orientaciones de los glaciares.

## 9. Discusión

La litología es un factor importante que controla el modelado, dado que la dureza de la roca permitirá una mayor o menor sobreexcavación del terreno. En este sentido es importante destacar el escaso desarrollo que tienen los glaciares orientados al N, en comparación con los de otras orientaciones. Esto puede deberse a que se trata de circos con paredes de menor entidad y por lo tanto menos protegidos y expuestos a factores como la insolación o el viento. Además los circos con orientaciones S tienen paredes muy escarpadas, por lo que gran cantidad de la nieve acumulada se debe a avalanchas.

Si se considera la diferencia de temperatura entre los dos pulsos diferenciados en la PEH, esta es muy pequeña (0,9°C) en comparación con la variación entre el máximo glaciar de la PEH y la actualidad (2,48°C). Además, considerando el incremento desde el máximo glaciar de la PEH, este no ha sido homogéneo en todo el macizo. Los glaciares con orientación N, NNW y SSW indican un calentamiento mayor (hasta un grado más que los glaciares con otras orientaciones). Estas diferencias tan notables sugieren la existencia de orientaciones menos favorables, ya sea por las direcciones de vientos dominantes de E a W o por las propias características de los circos.

Hay numerosos estudios recientes que se han basado en esta temática abarcando muchas áreas del Pirineo y la mayoría obtienen resultados muy semejantes. *Serrano y Martín Moreno (2018)* estiman las paleoELAs de la PEH en el Pirineo entre 2.620 y 2.945 m, siendo los macizos situados más al W los que presentan las paleoELAs más bajas, al estar influenciados por climas más oceánicos. Mientras

que macizos como Posets o Maladeta, con climas continentales ofrecen valores más altos. Por otra parte estiman variaciones de temperatura entre 0,7 y 0,9°C de ascenso desde la PEH. *Serrano et al., 2002* analizan los depósitos glaciares del macizo de Posets, situado al NE del macizo de Eriste, obteniendo unas paleoELAs entorno a los 2.900 m para glaciares con orientación N preferentemente. Estos valores son más elevados que los del macizo de Eriste. Se trata de glaciares con orientación N y situados en cotas más altas, por lo que la diferencia de altitud de las paleoELAs puede deberse a la mayor altura de estos circos. *López Moreno (2000)* estudia las líneas de equilibrio glaciar de la PEH de las sierras de Tendeñera y Sabocos (valle de Tena), obteniendo resultados muy semejantes a los de este trabajo (paleoELAs entorno a 2.400 m y un aumento de 2°C), validando los resultados obtenidos en este trabajo. El Alto Valle del Gállego se sitúa al W del macizo de Eriste, por lo que las precipitaciones nivales son mayores favoreciendo el desarrollo de masas glaciares (y por lo tanto paleoELAs en cotas más bajas).

## 10. Conclusions

After analyzing in detail the Eriste Massif geomorphological map (Annex II), the following conclusions can be stated:

- Lithology is a crucial factor in the development of morphologies. The granites shows steep reliefs with angulated crest with high slope, while the limestone and slate outcrop generate smoother relieves. On the other hand the majority of the fractures affect the granite and the strata are only distinguished in limestone and slate (as it is logical).
- The plutonic areas covered with debris are characterized by the presence of debris flows and the metamorphic areas by slides.
- Sheep-rock and erratic blocks dominate from “Eristes” to the N; and especially in the W, rock glaciers have great development. However, towards the S the slopes are covered with screes, suggesting that frost/thaw cycles are more intense in the S face.
- The West-trending moraines display a linear morphology while the ones oriented to the E show an arched geometry. The arched moraines are located in glaciers fronts of small dimensions, with N or S orientation.

After the calculations and studies of the paleoELAs the following conclusions are reached:

- Great glacial masses in cirque which do not have an ideal orientation are found in an atypical way in this massif, in comparison with the Pyrenees, although their characteristics ease the situation.
- The average of paleoELAs (2.685 m) and the increase of temperature (2,48°C) from the glacial maximum of LIA to present coincide with the values from other authors in other areas of the Pyrenees and certify the cooling estimated by *Groove (2004)*.
- Not all glaciers present two phases, but it does not mean that in the second phase the glaciers with only one phase did not exist, it is probably due to intense erosion.
- As glaciers retreat to cirques backgrounds, the orientation is no longer an important factor, are more important the cirque’s characteristic, wind dominance or corridors of avalanche.

## 11. Bibliografía

- Belmonte Ribas, Á (2014): *Geomorfología del Macizo de Cotiella (Pirineo oscense): cartografía, evolución paleoambiental y dinámica actual*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 582pp.
- Briffa, K. R., Jones, P. D., Osbon, T. J., Schweingruber, F. H., Harris, I. C., Jones, P. D, Shiyatov, G. G. y Vaganov, F. A. (2001): Low-frequency temperature variations from a northern tree-ring density network. *Journal of geophysical Research*, 106: 2929-2941.
- Corte, A. (1987): Rock glacier taxonomy. In: *Rock glaciers*. J. R. Giardino, J. F. Scroder y J. D. Vitek Eds.: 27-39. Allen y Unwin, London.
- Dahl, S.O. y Nesje, A. (1992): Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 94: 87-97.
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A. (2003): Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes base don proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Review*, 22: 275-287.
- Dyurgerov, M.B., and Meier, M.F. (2000): Twentieth century climate change: evidence from small glaciers. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, 97: 1406-1411.
- Furbish, D. J., Andrews, T. (1984): The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer. *Journal of Glaciology*, 30: 199-211.
- Gellatly, A. F., Grove, J. M., y Switsur, V. R. (1992), Mid- Holocene glacier activity in the Pyrenees. *The Holocene*, 2: 266-70.
- Grove, J.M. (2004): *Little Ice Ages: Ancient and Modern*. Routledge. London. 718 p.
- Gutiérrez- Santolalla, F., Acosta, E., Ríos, S., Guerrero, J. y Lucha, P. (2005): Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 69: 298-314.
- Lampre Vitaller, F. (2001): Clima de alta montaña y sistemas morfoclimáticos fríos en el macizo de la Maladeta (Pirineo aragonés). *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*, 52: 195-231.
- 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*, 67:141–152.
- López Moreno, J. I. (2000): *Los glaciares del alto Valle del Gállego (Pirineo Central) desde la Pequeña Edad de Hielo: Implicaciones en la evolución de la temperatura*. Proyecto de Fin de Carrera, Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio de la Universidad de Zaragoza. Geoforrma Ediciones, 77pp.
- Marín-Serrano, Á., Salazar, Á., Nozal, F., Suárez, Á. (2004): *Mapa geomorfológico de España a escala 1:50.000. Guía para su elaboración*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 128 pp.



- Matthes, F.E. (1939): Report of the Committee on Glaciers, April 1939. *Transactions of the American Geophysical Union*, 20: 518-523.
- Matthews, J.A. y Briffa, K.R. (2005): The 'Little Ice Age': reevaluation of an evolving concept. *Geogr. Ann.*, 87 A (1): 17-36.
- Meierding, T.C. (1982). Late Pleistocene equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: a comparison of methods. *Quaternary Research* 18: 289-310.
- Osmaston, H. (2005): Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138-139: 22-31.
- Palacios D., García-Ruiz J.M., Andrés N., Schimmelpfennig I., Campos N., Léanni L., ASTER Team (2017): Deglaciation in the central Pyrenees during the Pleistocene-Holocen transition: Timing and geomorphological significance. *Quaternary Science Reviews*, 162:11-127.
- Pellitero, R., Rea, B. R., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S. y Ribolini, A. (2015): A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers & Geosciences*, 82: 55-62.
- Porter, S.C. (2001): Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20:1067-1091.
- Román-Berdiel, T., Casas, A. M., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E. L., Liesa, C. y Soto, R. (2006): The Variscan Millares granite (central Pyrenees): Pluton emplacement in a T fracture of a dextral shear zone. *Geodinamica Acta*, 19:3-4, 197-211.
- Sancho C, Peña JL, Lewis C, McDonald E, Rhodes E (2008): Actividad glaciaria y desarrollo de terrazas durante el Pleistoceno Superior en Pirineos, Cuenca del Ebro. *Geo-Temas* 10:763-766.
- Serrano Cañadas, E. y González Trueba, J. J. (2002): La deglaciación de la alta montaña. Morfología, evolución y fases morfogénicas glaciares en el macizo del Posets (Pirineo Aragonés). *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 16: 111-26.
- Serrano, E. y Agudo, C. (2004a): Glaciares rocosos y deglaciación en la alta montaña de los Pirineos aragoneses (España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, 99 (1-4): 159-172.
- Serrano Cañadas, E. y González Trueba, J. J. (2004b): El método AAR para la determinación de paleo-ELAs: análisis metodológico y aplicación en el macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30: 7-34.
- Serrano, E y Martín-Moreno, R. (2018): Surge glaciers during the little ice age in the pyrenees. *Cuadernos de Investigación Geográfica: Geographical Research Letters*, 44 (1): 213-244.
- Sissons, J.B. y Sutherland, D.G. (1976): Climatic inferences from former glaciers in the south-east Grampian Highlands, Scotland. *Journal of Glaciology*, 17: 325-46.
- Sutherland, D.G. (1984): Modern glacier characteristics as a basis for inferring former climates with particular reference to the Loch Lomond stadial. *Quaternary Science Reviews*, 3: 291-309.

Úbeda Palenque, J., Niño de Guzman, R. C., Vásquez Choque, P., Msías Álvarez, P., Iparraguirre Ayala, J. (2018): Prospección de edades  $^{36}\text{Cl}$  de la última máxima expansión de los glaciares y el comienzo de la deglaciación al noreste del complejo volcánico Nevado Coropuna (Región Arequipa). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 8: 97-123.

Weideck, A. (1968): Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland. *Meddelelser om Grönland*, 165: 1-202.

Whalley, W. B. y Martin, H. E. (1992): Rock glaciers: II models and mechanisms. *Progress in Physical Geography* 16, 2: 127-186.

Ríos Aragüés, L. M., Lanaja del Busto, J. M., Ríos Mitchell, J. M. y Marín Blanco, F. J. (1982): *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja nº179 (Bielsa) y memoria*. IGME, Madrid. 48pp.

La clase de PT de Montse (en línea): tp\_mapa2010. Fecha de consulta 11/06/2018. Disponible en: <[https://laclasedeptdemontse.wordpress.com/2014/01/12/mapas-de-espana-para-imprimir/tp\\_mapa2010-2/](https://laclasedeptdemontse.wordpress.com/2014/01/12/mapas-de-espana-para-imprimir/tp_mapa2010-2/)>

Climate-Data.org (1) (en línea): Clima: Benasque. Fecha de consulta: 29/03/2018. Disponible en: <<https://es.climate-data.org/location/729631/>>

Climate-Data.org (2) (en línea): Clima: San Juan de Plan. Fecha de consulta: 29/03/2018. Disponible en: <<https://es.climate-data.org/location/224852/>>

## Agradecimientos

Me gustaría agradecer en primer lugar a mis padres por apoyarme en todo momento. A Jesús por darme la oportunidad de hacer este proyecto. A Rafa y Alodia por ayudarme y acompañarme en el trabajo de campo buscando “rubias” y aguantando niebla, granizo, lluvia, nieve, sol y mucho sueño. A Domin e Iván por ayudarme con ArcGIS y hacer que no tirara el ordenador por la ventana. A Carles Pons, José Úbeda y Joshua Iparraguirre por su ayuda con las paleELAs. Y por último y más importante a Ánchel, apoyo incondicional desde el primer día, siempre dispuesto ayudar aun con su caos de agenda, la lista de favores que te debo sigue creciendo (espero poder compensarte algún día...).