



**EL MACIZO CENTRAL DE LOS PICOS DE EUROPA:  
GEOMORFOLOGÍA Y SUS IMPLICACIONES GEOECOLÓGICAS  
EN LA ALTA MONTAÑA CANTÁBRICA.**

Tesis doctoral presentada por JUAN JOSÉ GONZÁLEZ TRUEBA, bajo la co-  
dirección del Dr. ENRIQUE SERRANO CAÑADAS y el Dr. LUIS VICENTE GARCÍA  
MERINO, para optar al título de DOCTOR EN GEOGRAFÍA

Departamento de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio  
Universidad de Cantabria

El doctorando

JUAN JOSÉ GONZÁLEZ TRUEBA

Los directores de Tesis

ENRIQUE SERRANO CAÑADAS  
Catedrático de Geografía Física  
Universidad de Valladolid

Y

LUIS VICENTE GARCÍA MERINO  
Catedrático de Análisis Geográfico Regional  
Universidad de Cantabria

SANTANDER  
2006

**CAPÍTULO III**  
**EL MODELADO GLACIAR COMO ELEMENTO**  
**SIGNIFICATIVO DEL PAISAJE NATURAL DEL MACIZO**





### **III.1. INTRODUCCIÓN.**

---

Como se ha podido ver en el capítulo anterior, las grandes líneas del relieve están guiadas por las morfoestructuras. Pero en último término, la morfología actual del macizo se debe fundamentalmente al retoque y modelado ejercido por los glaciares pleistocenos. Por este motivo, el estudio del fenómeno glacial y la morfología asociada al mismo, es un objetivo prioritario del presente estudio.

La importancia y magnitud del retoque ejercido por los glaciares cuaternarios domina el paisaje del área de estudio, generando un relieve excepcional, de fuerte energía y formas alpinas, caracterizado por la existencia de grandes desniveles y paredes verticales. Tales condiciones topográficas dificultan la conservación de los testigos morfológicos antiguos, lo que ha provocado el borrado de la mayor parte de las formas y depósitos existentes antes de la última gran glaciación. Por ello, aún son muchos los interrogantes sobre las características y configuración del relieve previo a la glaciación. Como se ha tratado en la síntesis geológica, a finales del Terciario, con motivo del paroxismo alpino se produce el levantamiento del conjunto calcáreo que queda sobreelevado con respecto a las fosas tectónicas intramontanas de Liébana, Valdeón y Sajambre. La erosión diferencial de los materiales contribuyó a acentuar dicho contraste topográfico con desniveles de más de 2.300 m. Según Martínez García

y Rodríguez Fernández (1984), en este momento comenzaría el establecimiento e incisión de la red hidrográfica actual, produciéndose la profundización de las gargantas fluviales, y la separación progresiva de los tres macizos de los Picos de Europa. Este período se caracteriza por un clima cálido y húmedo donde la labor erosiva de la escorrentía superficial debió de poseer una gran importancia morfogénica, produciendo la excavación de los valles hasta niveles próximos a los actuales. Frochoso y Castañón (1986) adscriben a este período unos depósitos de arcillas rojas con nódulos de hierro y cantos rodados que muestran la importancia de la escorrentía y los procesos de alteración química situados en la base de un corte en la ladera en el valle del Duje, a la altura de los invernales del Texu. Estos materiales aparecen bajo varios niveles de depósitos de ladera, entre los cuales destacan unos particulares conglomerados, conocidos con el nombre de *gonfolitas*. El nombre de gonfolitas fue introducido por Hugo Obermaier (1914) en su estudio sobre el glaciario pleistoceno del macizo, y retomado en algunas investigaciones realizadas en la década de los 80 del siglo XX (Frochoso, 1980; Frochoso y Castañón, 1986). A partir del análisis morfosedimentario de estos depósitos, dichos autores deducen la existencia de varias fases morfogénicas anteriores a la última glaciación cuaternaria. Los materiales analizados muestran la alternancia de fases morfogénicas de diferente signo. Las fases de disección positivas las asocian a períodos climáticos húmedos: húmedo-cálido para la fase más antigua reconocida a finales del Terciario, húmedo-templado para varias fases menores intermedias, y húmedo-frío correspondiente ya a la última glaciación cuaternaria. Por el contrario, reconocen dos fases de acumulación y relleno de valle, una de tipo torrencial y la otra asociada a un clima frío y seco. Estos depósitos son visibles en los pies de ladera de varios valles y canales del macizo, como es el caso del valle del Duje, Campodabes, y algunas de las canales de la zona oeste, si bien su papel en la articulación actual del macizo es de escasa importancia.

La karstificación también ha tenido un papel destacado en la construcción del relieve preglaciar, como muestra la antigüedad e intensidad de los fenómenos kársticos anteriores al Último Máximo Glaciar (*Last Glacial Maximum*, L.G.M.). Con anterioridad al L.G.M., Martínez García y Rodríguez Fernández (1984) reconocen la existencia de al menos dos etapas de karstificación de mayor o menor intensidad. La primera de estas etapas tendría una edad prepérmico, deducida a partir de los conglomerados de edad pérmica que se han encontrado rellenando algunas cavidades kársticas en el macizo oriental. Junto a ello, depósitos similares han sido descritos por Burkhardt (1976) en el sector de la Hermida. Por otro lado, estos mismo autores, por correlación con lo registrado a partir de restos fósiles en sectores cercanos, situados al norte del área de estudio como es el caso de Mestas de Con (Fraga, 1955; Crusafont, 1959), reconocen una segunda etapa de karstificación a la que atribuyen una edad Villafranquiense, por tanto desarrollada tras la elevación del macizo a finales de la orogenia Alpina. Esta segunda etapa parece haber tenido una mayor intensidad, lo que habría supuesto un ensanchamiento y profundización de las morfologías previas (prepérmicas). A ésta fase podrían corresponder multitud de formas y restos de antiguos niveles kársticos que son visibles colgados varios cientos de metros, en muchas ocasiones en las propias paredes de algunas crestas del macizo.

En relación con ello, la parte culminante de las sierras exteriores de la zona norte del área de estudio, como es el caso del Murallón de Amuesa y el cordal de la Peña Maín, y que no fueron cubiertas por los glaciares cuaternarios, muestran una morfología que podría servir de modelo para mostrar las características del relieve preglaciar del macizo. En la parte culminante de estas sierras, donde la erosión fluviotorrencial no ha llegado a actuar y acentuar las pendientes, dominan unas formas no tan verticales como en el resto del macizo, pero aún así de topografía accidentada, en la que se suceden las depresiones kársticas más o menos profundizadas. El modelado de estos sectores muestra las características de la topografía base a partir de la cual comenzaron a acumularse y generarse los aparatos

glaciares cuaternarios, acentuando y ensanchando una morfología previa, fundamentalmente kárstica (Figura 11).



Figura 11. Vista de la parte superior del cordal de la Peña de Main (Cabeza de la Mesa 1.605 m).

Así pues, el glaciario Pleistoceno, guiado por la litología y las morfoestructuras, y partir de un modelado preexistente fundamentalmente de tipo fluviotorrencial y kárstico, se presenta como el escultor y responsable principal, y en definitiva, como el articulador de la morfología actual del paisaje natural del macizo.

Los primeros antecedentes que hacen alusión al glaciario del macizo y su impronta morfológica se encuentran ya en los testimonios de algunos de los viajeros, geógrafos y naturalistas decimonónicos que exploran el macizo (Casiano de Prado, 1860; Saint Saud, 1893, 1922; Penck, 1897). En las primeras décadas del s.XX, junto a las aportaciones puntuales de Hernández Pacheco (1914), destacará especialmente el trabajo de Hugo Obermaier (1914) sobre el glaciario pleistoceno del macizo. Este trabajo se fundamentó en la reconstrucción de algunos de los principales flujos y la

determinación de los principales frentes glaciares, considerando la existencia de dos glaciaciones.

A partir de la segunda mitad del s.XX, y especialmente en las tres últimas décadas, se han realizado nuevas aportaciones centradas en el máximo glaciar y su problemática, con importantes aportaciones en lo relativo a la reconstrucción de algunos de los principales flujos y morfologías asociadas (Miotke, 1968; Frochoso, 1980; Alonso et al., 1981; Clark, 1981; Frochoso y Castañón, 1986, 1998; Flor y Bailón-Misioné, 1989; Castañón y Frochoso, 1992a, 1992b, 1994, 1996, Gale y Hoare, 1997; Serrano y González Trueba, 2001, 2002).

En lo que se refiere a la alta montaña, en los años 90 se publicaron varios trabajos sobre el helero del Jou Negro, con diferentes interpretaciones según los autores en relación a la consideración o no de este cuerpo de hielo como glaciar. Además, en estos trabajos se apuntaba la existencia de otros cuerpos de hielo en algunas de las localizaciones más favorables de los Picos de Europa, planteándose ya la posibilidad de que sean herencia de la Pequeña Edad del Hielo (González Suárez y Alonso, 1994, 1996; Frochoso Sánchez y Castañón Álvarez, 1995, 1998; Alonso y González Suárez, 1998; Castañón Álvarez y Frochoso Sánchez, 1998). Sin embargo, los trabajos referidos a las fases recientes desarrolladas en la alta montaña han sido llevadas a cabo, en el marco del presente trabajo, especialmente en lo que se refiere a las fases tardiglaciares y la Pequeña Edad del Hielo (Serrano y González Trueba, 2002; González Trueba et al., 2002; González Trueba, 2005a, 2005b).





## **III.2. LAS FORMAS DE EROSIÓN GLACIAR.**

---

El modelado derivado de la erosión glaciár reúne las formas más representativas de la morfología actual del paisaje del macizo. Estas formas responden en su mayor parte a la labor erosiva ejercida por los glaciares Pleistocenos, de forma que las fases posteriores, más recientes y de una extensión muy inferior, han supuesto ligeros retoques de las zonas más elevadas. En todo caso, la labor erosiva de los glaciares Pleistocenos ha supuesto una intensa transformación del relieve preexistente. La topografía preglaciár articulada en una serie de valles fluviales y una topografía fuertemente karstificada ha sido convertida en un relieve abrupto y vertical, de formas alpinas, todo ello resultado de una dinámica del flujo del hielo glaciár guiada por la naturaleza y estado del sustrato, fundamentalmente calcáreo, y la disposición de las morfoestructuras y la fracturación local.

La acción erosiva de los glaciares Pleistocenos dominan el paisaje de la alta montaña del macizo, así como gran parte de los valles y zonas bajas. Estas formas glaciares heredadas responden a dos procesos fundamentales de desigual competencia pero de cuya combinación resulta una morfología característica: la sobreexcavación y la abrasión glaciár. Como consecuencia de la acción combinada de estos dos procesos, así como de la evacuación del material erosionado, el hielo ha labrado un lecho de topografía compleja, que tiende a resaltar los accidentes previos,

dando lugar a una sucesión de paredes verticales que contrastan con profundas depresiones, separadas entre sí por umbrales, todo ello dominio de un roquedo desnudo, pulido y aborregado, más o menos retocado, como veremos en capítulos posteriores, por los procesos postglaciares. El resultado es un cortejo de formas que caracterizan el paisaje del macizo: crestas, horns, circos, cubetas y umbrales, junto con valles glaciares más o menos marcados constituyen las formas de mayor desarrollo. En detalle, estas macroformas glaciares aparecen retocadas por formas menores derivadas especialmente de la abrasión glacial.

### **III.2.1. Los circos, cubetas y umbrales glaciares.**

El remodelado de los procesos glaciares se llevó a cabo sobre las formas de relieve preexistentes, caracterizadas por una topografía favorable a la acumulación y permanencia de nieve y hielo, en este caso fundamentalmente tres:

- 1) Escarpes morfoestructurales (frente-dorso de las escamas cabalgantes, así como la fracturación local predominantemente E-O, ONO-ESE y algunas secundarias N-S).
- 2) Las cabeceras y valles fluvio-torrenciales preexistentes.
- 3) Las depresiones kársticas elaboradas en fases preglaciares.

Todos ellos posibilitaron y guiaron la dinámica y acumulación del hielo y con ello la labor inicial de esculpido y profundización de los lechos de los glaciares.

- Circos glaciares:

Una de las formas más características del macizo y articuladora de la morfología de las zonas de cabecera son los circos glaciares. Los circos glaciares son formas de erosión glacial que suelen presentar una forma semicircular o semielíptica enmarcada por vertientes vigorosas, en ocasiones paredones verticales, fruto de la sobreexcavación glacial que va profundizando e incidiendo las paredes, labrando crestas y aristas agudas, en ocasiones cumbres afacetadas en varias caras (Ej: Horn del Pico Tesorero).

Durante el máximo glaciar Pleistoceno, el macizo estuvo cubierto por un importante espesor de hielo que ocupaba toda su parte superior, donde tan sólo sobresalían las crestas y cumbres principales a modo de *nunataks*, y que encauzaban las principales corrientes (fundamentalmente 7 grandes lenguas: Dobresengos, Cerredo-Amuesa, Naranjo-Bulnes, Moñetas, Aliva, Fuente De y Liordes-Asotin), que desde la parte central descendían en todas direcciones para ocupar los valles inferiores. La interconexión de todas estas cuencas glaciares, supone un notable espesor del hielo, y una alta capacidad morfogenética, si bien la existencia de numerosas transfluencias y difluencias glaciares, y la complejidad de la topografía previa, poco articulada en su parte central, complica los flujos y dinámica glaciar, así como su respuesta morfogenética.

El grupo de circos más importante, donde se situaba el núcleo de acumulación glaciar principal, se localiza en la parte central conformando una serie de crestas que alinean los circos glaciares. De forma general distinguimos cinco alineaciones de crestas principales interconectadas (Ver figura 12), y muy en relación con la disposición de las morfoestructuras. Se han reconocido un total de 62 circos glaciares. Éstos se sitúan generalmente por encima de los 1.900-2.000 m, con orientaciones muy variadas, si bien se da un predominio de las orientaciones del cuadrante norte (46%), seguido por los circos orientados hacia el sur (38%) (Ver Tabla 1). La distribución y características de estas formas de erosión está muy en relación con la disposición estructural del macizo, pues la mayoría de los circos se desarrollan o bien a favor del escarpe de las escamas de cabalgamiento, dando lugar por lo general a circos muy verticales y poco evolucionados y profundizados (por ejemplo: los circos situados en la zona de Cifuentes-Salinas, circos a favor del frente de cabalgamiento basal en su contacto con los materiales detríticos de Valdeón), o bien a favor de la parte superior de los dorsos de las escamas, sobre zonas que suelen presentar una alta fracturación local que presumiblemente habría favorecido la labor erosiva de los glaciares.

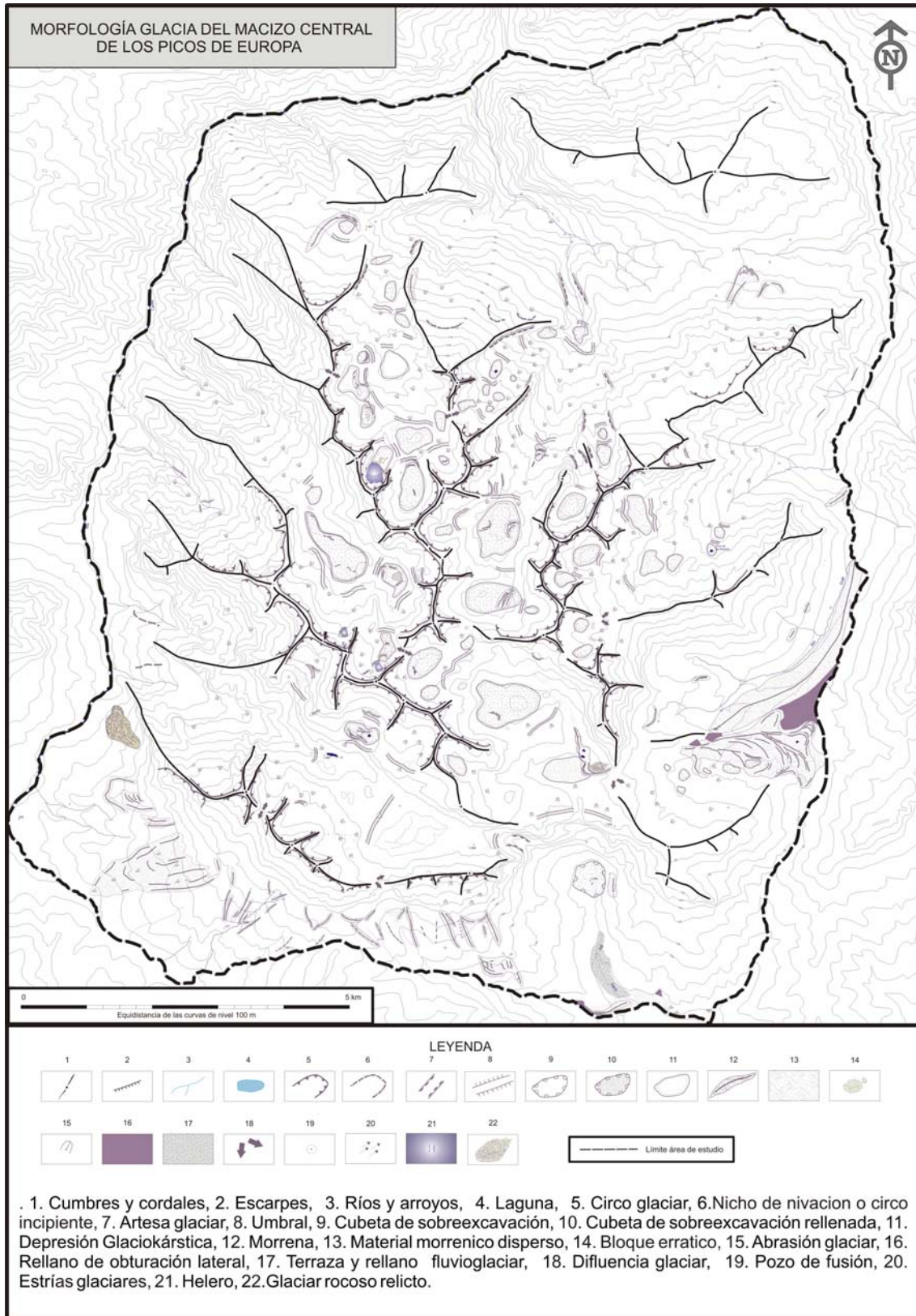


Figura 12. Morfología glaciar del Macizo Central de los Picos de Europa.

Los circos glaciares del macizo se caracterizan por una alta diversidad morfológica derivada de las diferencias y matices que introdujeron las morfoestructuras y la topografía kárstica previa que guiaron la acumulación y el modelado glaciar.

La fuerte relación entre la distribución y cruce de las fracturas con respecto a la distribución de los circos y cubetas glaciares, posiblemente esté en relación también con la distribución de las depresiones kársticas desarrolladas con anterioridad a la glaciación, pues muchas de las depresiones coinciden en el cruce de fracturas de importancia local (Ver figura 12).

Orientaciones	Nº de circos	%
N	7	11,3
NE	15	24,2
NO	7	11,3
E	8	12,9
O	1	1,6
SE	7	11,3
SO	9	14,5
S	8	12,9
Total	62	100

Tabla 1. Orientación de los circos glaciares.



Figura 13. Diagrama de orientación de los circos glaciares.

Las alargadas y agudas cresterías, con paredones frecuentemente con más de 300 m de desarrollo vertical, dan lugar a amplios circos polilobulados que confluyen en una o varias grandes cubetas (en este caso depresiones de origen mixto: glaciokársticas), a partir de las cuales se van articulando los valles glaciares (Figura 12).

En la parte central, la de mayor altitud, y por tanto mayores espesores de hielo y con ello una mayor capacidad morfogenética, se encuentran los circos más profundos donde paredes con desarrollos verticales de más de 300 m, conectan con profundas depresiones glaciokársticas situadas a sus pies, tal es el caso del circo del Jou Negro, C. de Cerredo, C. de los Boches, etc. Las tipologías más frecuentes son los circos en cubeta y en sillón. Por el contrario, a medida que nos alejamos de la zona central, los tramos de crestas más externos, y especialmente los cordales exteriores, con altitudes en torno a 2.000 – 2.200 m, como es el caso del cordal Peña Remoña (2.227 m) – Las Mojosas (1.960 m) en la zona sur, o el de Cabeza de los Tortorios (2.146 m) – Cueto de Colladiello (1.538 m) en la parte norte del macizo, que albergaron glaciares de menor dimensión y aislados con respecto al campo de hielo central, se caracterizaron por un modelado derivado de una menor capacidad morfogenética que generó unas morfologías de paredes cortas, con escaso desarrollo vertical, y con un fondo amplio pero poco excavado, y que suele presentar fuertes pendientes pero no escalonadas (Figura 14).

Siguiendo las pautas metodológicas ya clásicas en los estudios de geomorfología glacial de Embleton & King (1975), se ha analizado la forma de los circos a través de dos índices fundamentales: índice L/A (Longitud/Anchura), que permite observar las características y evolución de los circos, así como el índice L/h (Longitud/desnivel cumbre-fondo), a partir del cual se pueden obtener datos de interés sobre el perfil longitudinal y la profundización del lecho del circo glacial.

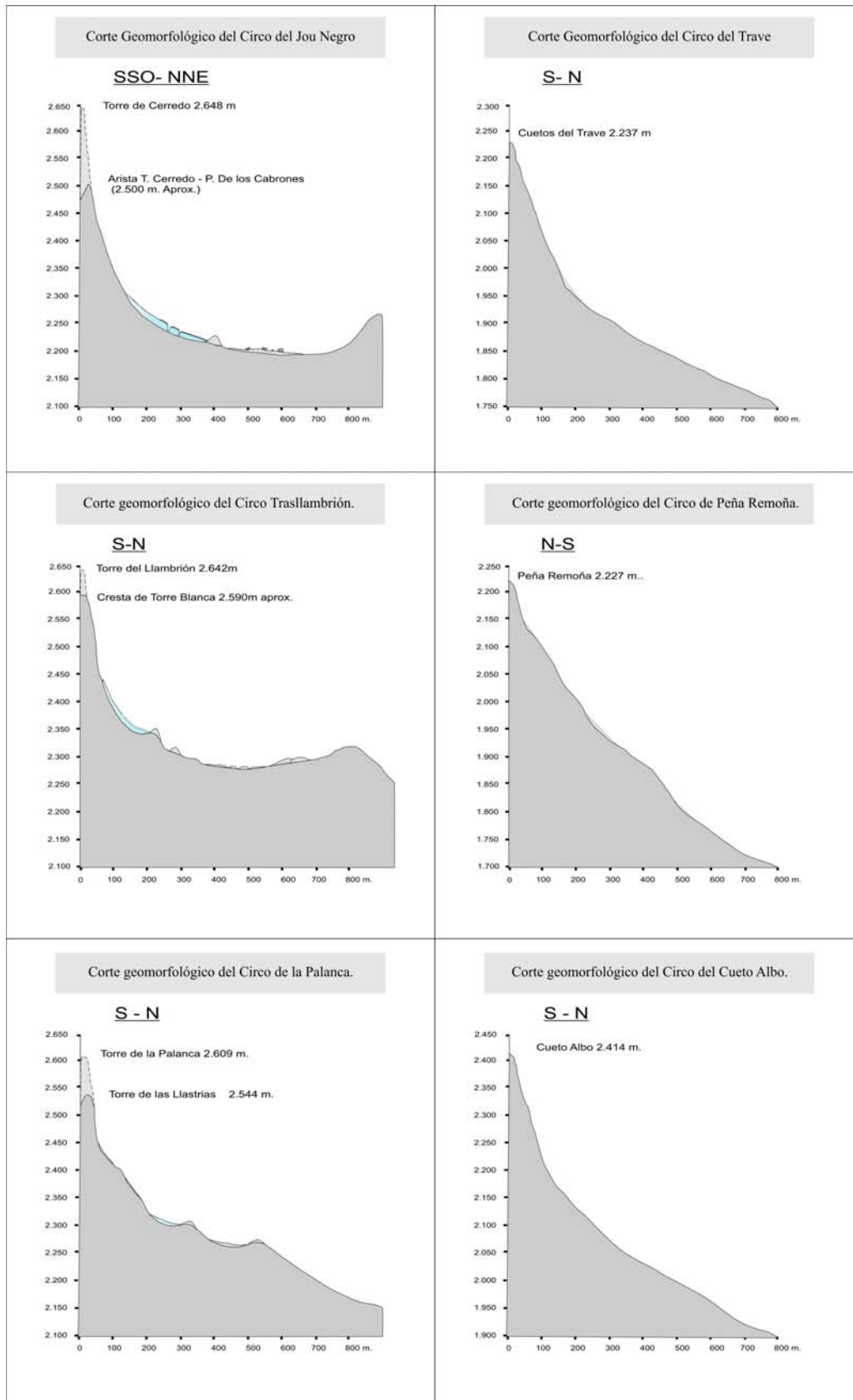


Figura 14. Corte geomorfológico de algunos circos ejemplares en el macizo.



En este sentido de la combinación de ambos índices podemos observar como las formas más evolucionadas se localizan en la parte central del macizo, donde la acción de profundización fue dominante. Pero no sólo sucede esto por corresponderse con la zona de mayor alimentación, sino que deriva de la interacción entre la erosión glaciaria y la karstificación sobre el fondo de las cubetas glaciares, en realidad depresiones de origen glaciokárstico. Por el contrario los circos menos evolucionados y que presentan los índices más bajos, son aquellos localizados en las crestas secundarias de menor altitud, con valores que muestran una escasa evolución de las formas en perfil y planta (Tabla 2 y 3)

<b>Índice L/A</b>	<b>% del total de circos glaciares</b>
1 – 1,5	46,8
1,5 – 2	35,5
2 – 2,5	11,3
2,5 – 3	3,2
3 – 3,5	1,6
3,5 - 4	1,6

Tabla 2. Índice L/A (Longitud/Anchura) de los circos glaciares del macizo.

<b>Índice L/h</b>	<b>% del total de circos glaciares</b>
< 0,5	1,6
0,5 – 1	30,6
1 – 1,5	40,3
1,5 – 2	24,2
> 2	3,3

Tabla 3. Índice L/h (Longitud/desnivel cumbre-fondo) de los circos glaciares del macizo.

Cuando la masa glaciaria posee un espesor y capacidad importante, el flujo del hielo aunque guiado inicialmente por las estructuras y la fracturación local acaba estableciendo una dirección de la erosión de la que derivan las formas actuales. Tal es el caso de las lenguas glaciares que desde el centro del macizo: sector de Cerredo o sector Boches-Naranjo, descendían hacia el norte atravesando perpendicularmente las morfoestructuras.

Por el contrario, en casos como los descritos anteriormente para cordales secundarios a cotas menores, la menor alimentación y la existencia de glaciares de reducida dimensión y una menor capacidad morfogenética implicó una adaptación más evidente a las morfoestructuras y la topografía previa. Un buen ejemplo de tal situación lo encontramos en los glaciares desarrollados en la Cuesta del Trave (Cueto del Trave 2.237 m) o bajo el Cueto Albo (2.414 m) en la parte norte del macizo, y a favor de los dorsos de las escamas cabalgantes. Las morfologías resultantes son circos muy poco evolucionados, con fondos poco profundos, pero de fuerte pendiente. Estos glaciares de reducida dimensión y capacidad morfogenética se adaptaron a la topografía previa, derivada a su vez de las morfoestructuras y la fracturación local, en este caso poco desarrollada. El escaso desarrollo de las zonas de debilidad asociadas a la fracturación local disminuyó la capacidad de excavación de los glaciares. De nuevo la adaptación a las morfoestructuras y topografía previa es evidente en los pequeños circos glaciares del frente meridional, caracterizados por fondos poco profundos en los que domina el retroceso de las paredes sobre la profundización del cauce, lo que se materializa en la formación de alargadas cresterías de paredes de escaso desarrollo vertical (Ver figuras 15, 16, 17, 18).

Por tanto se observa una jerarquización de los circos glaciares: a) Circos mejor alimentados, que presentan las morfologías más evolucionadas, caracterizados por grandes paredes verticales que suelen enlazar con profundas depresiones glaciokársticas que funcionaron como cubetas, cerradas aguas abajo por umbrales más o menos complejos. B) Circos glaciares labrados en las crestas secundarias de menor altitud, desconectadas del sector central y que gozaron de una menor alimentación de nieve y hielo. El resultado son morfologías poco evolucionadas con paredes de escaso desarrollo y fondos de fuerte pendiente pero carentes de umbrales de cierre y cubetas a sus pies, fruto de glaciares de menores dimensiones, fuerte pendiente, pero una excasa capacidad de morfogenética. En ocasiones estas formas están labradas a favor de los dorsos morfoestructurales.



Figura 15. Circos glaciares de Torre Blanca (2.617 m) y del Llambrión (2.642 m).



Figura 16. Circo glaciar encajado del Hoyo de Liordes, visto desde la cumbre de Peña Vieja.



Figura 17. Circos glaciares de la pared E de Peña Vieja (2.615 m) – Peña Olvidada (2.430 m).



Figura 18. Circo glaciar embrionario (C) del Cueto Albo (2.414 m).

- Cubetas/depresiones glaciokarsticas:

Los rebordes de las depresiones glaciokársticas, cuya localización está en estrecha relación con la disposición de la fracturación local, desempeñaron un papel de umbrales, ya que la excavación y profundización de los glaciares produjo una acentuación de dichas formas convirtiéndolas en barreras transversales a los valles. Aunque es un fenómeno escaso en los Picos de Europa dada la naturaleza calcárea del roquedo, en ocasiones en el interior de algunas de dichas depresiones glaciokársticas se encuentran pequeñas lagunas de montaña, de planta ovalada y escasa dimensión, pues no suelen presentar más que varias decenas de metros de diámetro. Se localizan en el fondo de algunas depresiones glaciokársticas cuyo fondo ha sido impermeabilizado por la acumulación de material morrénico glaciar. Si bien los ejemplos más destacados de todos los Picos de Europa se encuentran en el vecino Macizo del Cornión con los Lagos de Covadonga, en el Macizo Central también existen varios ejemplos aunque de dimensiones más reducidas y que en la mayoría de los casos llegan a secarse durante la estación estival, tal es el caso de las Lagunas de Lloroza (1.830 m), localizadas a los pies de la pared SSO del cordal Peña Olvidada (2.406 m) – Peña Vieja (2.615 m), y a favor de la impermeabilización de los materiales depositados en las depresiones intramorrénicas del Tardiglaciar; El Llagu Cimero (2.025 m) y Llagu Bajero (1.920 m), localizados en el circo de los Llagos, orientado al S y con cumbres por encima de los 2.600 m (Torre del Llambrión 2.642 m, Torre Blanca 2.617 m), en el caso del primero de nuevo a favor de la existencia de material morrénico del Tardiglaciar que rellena una pequeña depresión glaciokárstica. Otros ejemplos de dimensiones aún menores son el Pozo de la Moñetas (1.730 m), a los pies del cordal Cueto de la Cuadra (2.231 m) – Paredón del Albo (2.125 m), y el Llagu Rasu (1.865 m), en el sector de los Cuetos del Albo.

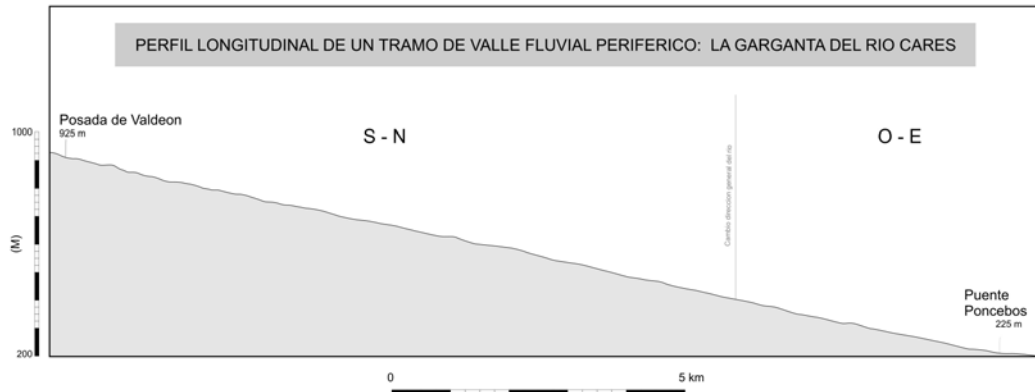
Estos son elementos geomorfológicos escasos y de reducido tamaño de forma que poseen una entidad paisajística reducida. Sin embargo, son característicos y definatorios del paisaje de alta montaña del macizo y como tal son elementos

destacados de su patrimonio natural y que como veremos en capítulos posteriores, elementos a considerar y valorar.

### **III.2.2. Los valles glaciares.**

La topografía preglaciar y la propia dinámica glacial no favorecieron la formación de grandes artesas glaciares, ni una clara jerarquización de los valles. Como se ha visto en el apartado anterior, la particular acumulación y dinámica del hielo en el macizo, ha alterado y complicado la articulación general de los valles, de forma que la zona central presenta una morfología compleja, con cabeceras compuestas en ocasiones por varios circos polilobulados, a cuyos pies se encuentran varias depresiones glaciokársticas, separadas entre sí por amplios umbrales, de complejidad variable en función de la fracturación local y la efectividad de los procesos kársticos. De este modo el macizo se caracteriza por la mala articulación de sus valles y cabeceras, de orografía compleja derivada de la acción combinada glaciokárstica y que contrastan con los valles periféricos mejor articulados, con un claro perfil en V que muestra que no estuvieron glaciados durante el Cuaternario (Figura 19). El área de estudio se caracteriza por la escasez de artesas glaciares bien definidas y de característico corte transversal en U. Por lo general la canalización de los hielos no ha dado lugar a morfologías nítidas, siendo frecuente las formas de transición entre circo y artesa (Ver figura 12). A pesar de todo, la canalización y evacuación de los hielos formó algunos ejemplos expresivos situados en la mayoría de los casos por debajo de los 2.000, es decir, en la parte media-baja de las principales cuencas glaciares que descendían desde el campo de hielo principal, allí donde generalmente las lenguas glaciares poseían una mayor velocidad, mayor carga sólida y por tanto mayor capacidad erosiva.

A



B

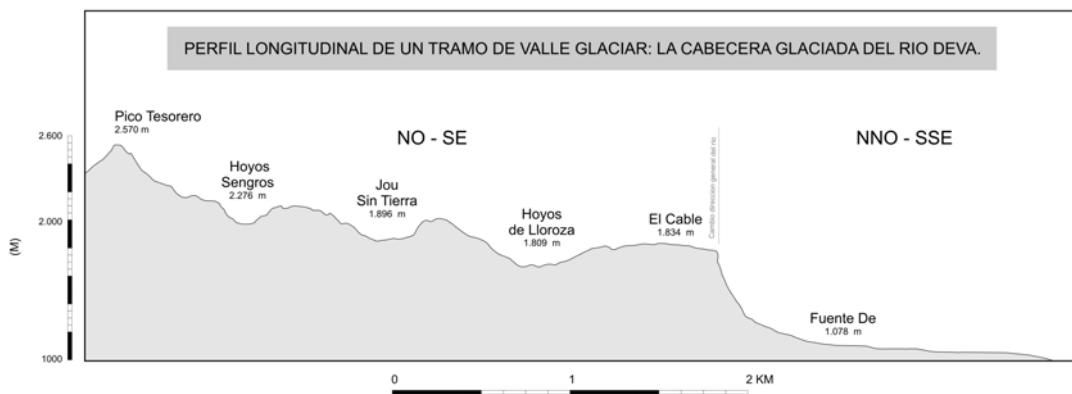


Figura 19. Comparación de los perfiles longitudinales entre un valle fluvial (A) Garganta del río Cares que presenta un perfil de pendiente suave y homogénea y un valle glaciar (B) Cabecera glaciada del Deva) de claro perfil escalonado.

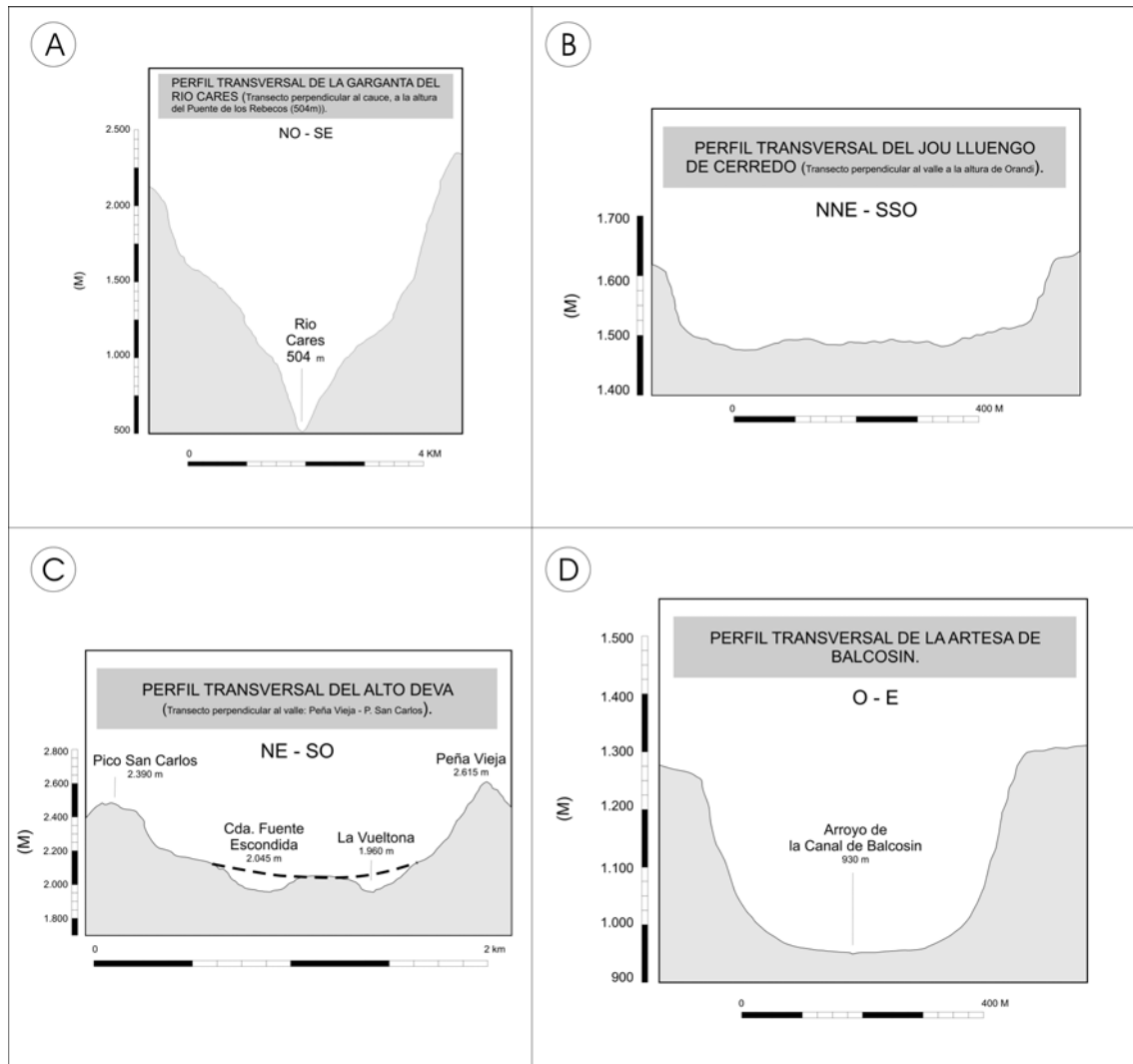


Figura 20. Comparación de varios perfiles transversales de valles existentes en el área de estudio. Se puede observar desde claros perfiles en V, propios de valles fluviales o fluviotorrenciales (Garganta del Cares), hasta artesa con un claro transecto en forma de U.

El caso más ejemplar, y que presenta una morfología de marcado perfil transversal en U es la artesa de la Canal de Balcosin. Este tramo de valle glaciar fue labrado a favor de la confluencia de varias lenguas procedentes de un campo de alimentación directo (sin contar las transfuencias y conexión con el resto de



cabeceras) de 655 Ha. Canalizado a través de una lengua principal que desde el sector de la norte del Pico Tesorero (2.570 m)- Jou de los Boches (2.100 m), descendía por la Vega de Urriellu (1.950 m) y recibía los hielos procedentes de los Cuetos del Albo, para canalizarse en un tramo de valle que ha quedado encajado de forma perpendicular a la disposición morfoestructural. El resultado es un valle de marcado perfil en U, de 950 m de largo por 320 m de ancho, y con un desnivel entre la parte superior y el fondo de 280 m, lo que ha dado lugar a unas laderas de pendientes muy marcadas, y un enlace corto y brusco con el fondo del valle, ligeramente concavo, por donde en la actualidad discurre un arroyo que no ha modificado el modelado glaciar sobre el que se asienta (Ver figura 21).



Figura 21. Vista de la artesa de Balcosín (parte inferior derecha de la imagen) desde la cumbre de Peña Main.

Otro caso ejemplar es la artesa colgada de Liordes. Esta forma esta labrada como consecuencia de una corriente de hielo procedente de la cubeta de la Vega de Liordes y que confluía con la lengua principal del Deva que realizaba un

impresionante salto a favor del umbral tectónico de Fuente De. El resultado ha sido el esculpido de una artesa con claro perfil en U, de 725 x 350 m, y con un desnivel de unos 300 m (Ver figura 22), que ha quedado colgada más de 500 m respecto al fondo de la cubeta colmatada de Fuente De. Su base aparece incidida por una garganta subglaciar.



Figura 22. Vista de la artesa colgada de Liordes. Se puede observar su claro perfil en U.

Un análisis del perfil longitudinal de los valles permite obtener interesantes comparaciones. Los tramos de valle periféricos labrados por una morfogénesis de tipo fluvio-torrencial presentan un perfil tendido y homogéneo característico. Entre los ejemplos más destacados nos encontramos con la garganta fluvio-torrencial del Cares, la garganta fluvio-torrencial del Duje y la Rieja del Tejo, etc. Por el contrario, la mayor parte del macizo, ocupada por los glaciares pleistocenos presentan un perfil longitudinal característico, donde el modelo: circo-cubeta-umbral-, que da lugar a un valle claramente definido y escalonado, se complica a favor de un relieve abrupto

derivado de la karstificación y la acentuación de las formas previas ocasionada por la erosión glacial. En este sentido cabe destacar que la dirección general de las principales lenguas glaciares y su relación con la disposición de las morfoestructuras y la fracturación local introdujo diferencias importantes, así las grandes lenguas con dirección norte suelen presentar un escalonamiento menor ya que suelen desarrollarse a favor de la inclinación general de las escamas, mientras que algunas de las grandes lenguas con dirección sur, como es el caso de la cabecera del Deva o la procedente de Liordes, se veían obligadas a realizar grandes saltos a través de umbrales con desarrollos verticales de 700 m, siendo el caso de Fuente Dé el más espectacular, con un desarrollo vertical de más de 800 m, que separan la base de la cubeta colmatada de Fuente De (1.078 m) de la parte superior del umbral (estación del Teleférico 1.834 m).

### **III.2.3. Las formas de erosión glacial menores (Mesoformas y microformas).**

Como se ha mostrado en los apartados anteriores, los procesos de erosión glacial son unos de los responsables del modelado actual del macizo, marcando las líneas básicas del relieve sobre el que se insertan el resto de elementos del paisaje. En detalle, estas formas mayores (ej: circos, cubetas, umbrales, artesas, etc), han sido retocadas por los procesos postglaciares (periglaciario, dinámica de laderas, karstificación, etc.), lo que ha contribuido al borrado parcial de las microformas de erosión glacial.

Para el conjunto de los Picos de Europa, las microformas de erosión glacial del tipo estrías o acanaladuras, atribuibles al Último Máximo Glaciar, son muy poco comunes y difíciles de observar. Este hecho se debe fundamentalmente a la naturaleza litológica del macizo. La disolución del sustrato calcáreo sobre el que se generaron este tipo de microformas ha provocado generalmente su desaparición. Pero en algunos casos excepcionales es posible observarlas. Es el caso de las estrías

encontradas sobre sustrato *In situ* (roca aborregada) en el umbral de separación entre el Jou de los Boches y el Jou Sin Tierra, o en el Jou Lluengo, en el camino hacia la Vega de Urriellu a 1.750 m aproximadamente (Ver figura 23). La abrasión glacial caracteriza la morfología de este sector, pero, en detalle, sobre la superficie del sustrato calcáreo que no está cubierto por derrubios de ladera, la karstificación ha borrado las formas de erosión glacial menores. Sin embargo, la senda abierta para acceder al refugio de la Vega de Urriellu, al pie del Naranjo de Bulnes, que es uno de los itinerarios de montaña más transitados de todo el macizo, lo que ha ido provocando un ensanchamiento progresivo del mismo, ha facilitado que recientemente, en algunos tramos, quedase al descubierto un lecho calcáreo bien conservado, significativamente pulido, con una superficie lisa y con perfiles suavemente convexos, característicos de la acción erosiva glacial (roca aborregada). En el caso puntual mencionado, sobre la superficie rocosa puesta al descubierto, y por tanto, debido al menor tiempo de exposición a los procesos de karstificación superficial, aún se conservan un buen número de estrias glaciares de anchura milimétrica (Ver figura 23).



Figura 23. 1) Vista de las estrias glaciares sobre sustrato *in situ* en la que se puede observar la dirección del flujo glacial, que con dirección SSO-NNE, discurría desde el sector del Naranjo de Bulnes (cumbre se ve parcialmente al fondo), y descendía a través del Jou Lluengo hacia la Canal de Balcosín para depositar su frente en el sector de Bulnes. 2) Vista detallada de las estrias glaciares. Se puede observar su trazado lineal discontinuo y paralelo, que no sigue la máxima inclinación de la superficie que coincide aproximadamente con la de los dedos.

Además de por sus propias características morfométricas: surcos lineales y paralelos entre sí, de varios milímetros de anchura y hasta 40 cm de largo, en muchas ocasiones no continuos, sino intermitentes, bordes agudos propio de labor incisiva del paso de fragmentos subglaciares particularmente duros, etc.; son varios los argumentos utilizados para atribuir a estas microformas una génesis glaciaria. En primer lugar, estas microformas lineales coinciden y marcan perfectamente la dirección del flujo glaciario, en ese punto SSO-NNE (Ver figura 23).

Este hecho, además sirve para descartar una posible génesis kárstica, ya que la línea trazada por éstas no sigue la máxima pendiente de la superficie rocosa, que por otro lado sería la tendencia normal de la disolución kárstica si no se encuentra con líneas de debilidad que la modifiquen y guíen. Pero, como hemos dicho, éste no es el caso, la superficie rocosa está muy lisa y pulida, no presenta líneas de debilidad aprovechables por la karstificación, y su superficie aborregada, ligeramente convexa, está retocada por estrías en la parte superior y en la lateral, con un trazado incluso perpendicular a la máxima pendiente del sustrato en la parte lateral.

Por último, sobre la superficie de esta roca aborregada, es posible observar varias microformas erosivas menores, especialmente pequeños arrancamientos de fragmentos rocosos ejercido por una masa glaciaria.

Mientras que este tipo de microformas de erosión glaciaria son muy excepcionales para el máximo glaciario, en los sectores glaciados en época histórica (Pequeña Edad del Hielo): Circo glaciario del Jou Negro, circo glaciario del Traslambrión y circo glaciario de la Palanca, y deglaciados recientemente, a principios del s. XX, aún es posible observar superficies pulidas y estriadas perfectamente conservadas, especialmente en las paredes y umbrales rocosos, ya que no ha transcurrido el tiempo suficiente como para que hayan sido borradas por los procesos kársticos (Figura 24).



Figura 24. Resalte rocoso pulido y estriado en el circo glaciar de la Torre de la Palanca, uno de los sectores glaciados durante la Pequeña Edad del Hielo. Sobre el sustrato reposa till glaciar.

Al contrario de este tipo de microformas de erosión glaciar, poco frecuentes y con una escasa entidad y significación paisajística, los terrenos glaciados muestran la presencia inequívoca de la abrasión glaciar, las denominadas *"llambrias"* de los Picos de Europa, como consecuencia de la acción de desgaste o pulido realizado por el paso de los glaciares sobre su lecho rocoso. El resultado final es la elaboración de las características superficies de perfiles suavemente convexos (rocas aborregadas). La distribución e intensidad de las huellas de la abrasión glaciar no es homogénea. De esta forma, las zonas más atacadas son las formas en resalte, umbrales y demás salientes del terreno, por otro lado muy abrupto y favorable a la elaboración de este tipo de formas. Entre los ejemplos más representativos se pueden citar ambos Jous Lluengos, tanto el que proviene del sector de Cerredo, como el de Vega de Urriellu (Fig. 25, 26).



Figura 25. Vista general del moldurado glaciar ejercida sobre el sustrato en el sector del Jou Lluengo – Vega Urriellu.



Figura 26. Vista general del moldurado glaciar ejercida sobre el sustrato en el sector del Jou Lluengo – Cerrredo.

- Gargantas sub y proglaciares:

Junto a la abrasión glaciaria, habría que hacer referencia a la labor erosiva, no del hielo glaciario directamente, pero sí de sus aguas de fusión tanto subglaciares como proglaciares. Aunque siempre insertas en las grandes formas de erosión glaciaria, las gargantas sub y proglaciares poseen una cierta entidad paisajística, especialmente en algunos sectores del área de estudio.

El origen de estas formas erosivas es difícil de discernir, ya que dicho proceso puede darse simultáneamente bajo el glaciar y en su frente, además de continuarse una vez comenzado el retroceso de los hielos. Su distribución y entidad paisajística también es variable. En la parte central del macizo, los procesos glaciokársticos han sido los dominantes, a través de las grandes depresiones glaciokársticas que actúan como auténticos embudos de las aguas de fusión que se infiltran pasando a formar parte del sistema endokárstico, lo que ha complicado e impedido la articulación de los valles en su parte de cabecera. El resultado ha sido la elaboración de un sistema de cavidades subterráneas de extraordinario desarrollo vertical y horizontal, con cavidades de casi 10 km de longitud (Sistema del Trave 9.167 m), y simas de más de 1.500 m de profundidad (Torca del Cerro 1.589 m, Sistema del Trave 1.441 m) (Menéndez de la Hoz, 1999). El análisis de dicho sistema endokárstico desborda las pretensiones del presente estudio, y este podría ser objeto de estudio específico, pues su interés es sobresaliente. En este ámbito las formas de erosión asociadas a las aguas corrientes poseen una importancia escasa. Por el contrario en las zonas medias y bajas de los valles periféricos del macizo, como son los canales del oeste, dichos procesos adquieren una notable entidad paisajística. Estas canales, al igual que las gargantas fluviales periféricas son preglaciares y sirvieron de topografía base al glaciario cuaternario. Las gonfolitas existentes sobre las laderas de la parte inferior de la canal de Dobresengos así lo atestiguan, de forma que la incisión asociada a las aguas de fusión glaciaria vendría a retocar las formas previas, junto al ensanchamiento del valle derivado de la acción de los hielos.



En el caso de la artesa colgada de Liordes, o en la parte superior del umbral de Fuente De (La Jenduda), se han desarrollado unas gargantas poco profundas, con una morfología torrencial, pero inserta en un modelado glaciar. Ambas formas parecen ser gargantas subglaciares que con posterioridad a la retirada de los frentes habría continuado durante algún tiempo su incisión, a favor de la incisión de las aguas proglaciares (Figura 27). Por el contrario, en casos como la canal de Asotín y en la canal de Moño, la profundización de la garganta se acentúa claramente aguas abajo del frente glaciar, que muestra la máxima extensión alcanzada por el hielo (reconocible por los restos morrénicos y la modificación y ensanchamiento del perfil transversal del valle), lo que nos hace pensar en una morfogénesis a favor de la incisión de las aguas de fusión proglaciares. Este fenómeno aparece localizado de forma repetida en otros sectores del macizo, así aguas abajo de los invernales del Texu, donde llegaba el frente del glaciar del Duje, el valle cambia nítidamente su perfil transversal que pasa a ser claramente en "V". Lo mismo sucede con la Riega del Tejo, aguas por debajo de los frentes glaciares de Bulnes y Amuesa.



Figura 27. Vista de la artesa glaciar colgada de Liordes. En la base de la artesa podemos observar la garganta subglaciar, de escaso desarrollo y profundización.

Esta fase morfo genética erosiva asociada a las aguas proglaciares cuaternarias, así como del retroceso glaciar posterior, a modo de hipótesis podría ser la responsable de la última etapa de incisión mayor de la garganta del Cares, la cual dado su marcado perfil en V, no presenta huellas de haber sido ocupada por los hielos cuaternarios, pero si se puede observar un último nivel de incisión colgado unos 50 - 75 m sobre el nivel del cauce actual y que podría responder a dicho período erosivo asociado a la fusión de los glaciares pleistocenos.

Estos indicios morfológicos se asemejan a las reconocibles en algunos sectores de la garganta del Duje, la Riega del Tejo, e incluso en las gargantas horadadas aguas abajo en algunas de las canales citadas como Moeño o Asotin (Ver figuras 28 y 29 ).

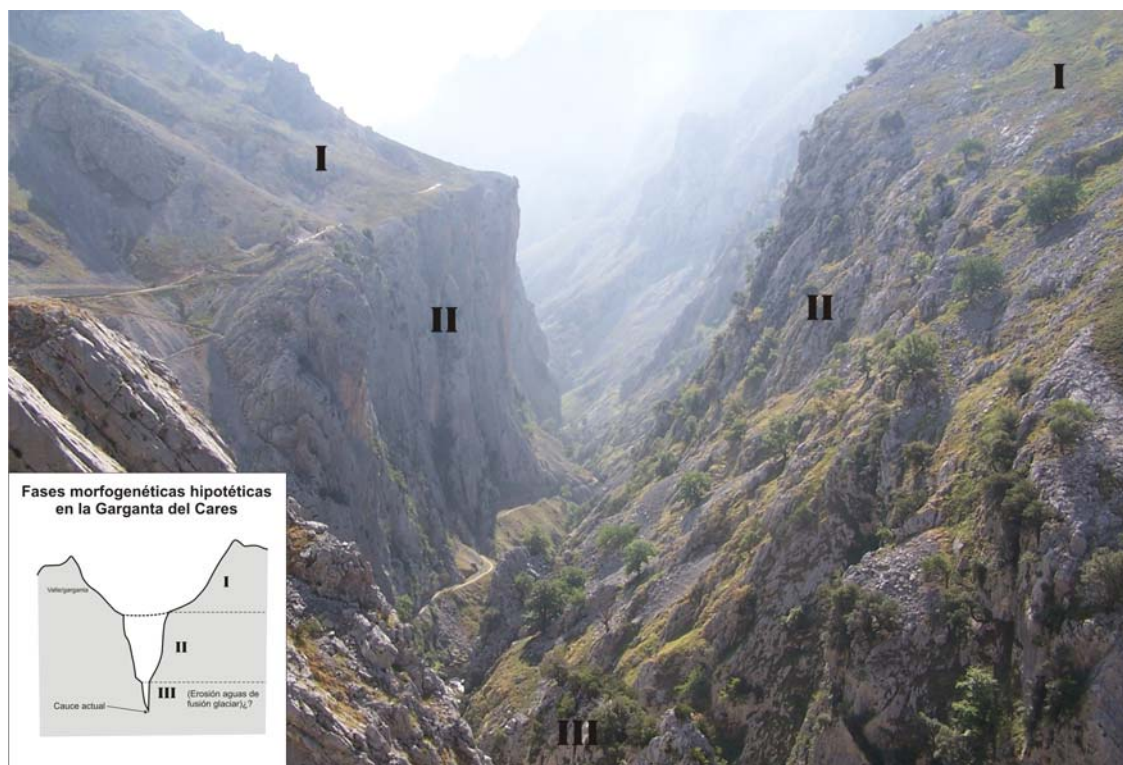


Figura 28. Vista general de la Garganta del Cares. Se pueden observar varias fases morfo genéticas (niveles de incisión), el último de los cuales podría estar asociado a la incisión derivada de la erosión de las aguas de fusión glaciar.

A)



B)



Figura 29. A) Vista de la canal de Moeño. Se puede observar el cambio nitido en el perfil transversal del valle aguas abajo de la zona de máxima extensión ocupado por los glaciares cuaternarios, lo que indica una morfogénesis de la garganta asociada a las aguas proglaciares. B) Nivel de valle colgado 50 m aprox. sobre el cauce actual, en la garganta del Cares, esta incisión podría ser coetanea a la vista en la foto A) en la garganta proglaciar de Moeño.

\* \* \*

Lo expuesto en los apartados anteriores permite afirmar que las formas de erosión glacial, kárstica y fluvial son las dominantes en el paisaje del macizo habiendo sido capaces de modificar profundamente el relieve preexistente.

La labor erosiva de los glaciares pleistocenos, los de mayor capacidad morfológica, dado que las fases glaciares posteriores supusieron un retoque menor de los circos de cabecera, estuvieron guiados por la topografía previa, controlada a su vez por tres factores fundamentales:

- La disposición de las morfoestructuras y la fracturación local.
- La articulación de los valles fluviales preglaciares.
- La karstificación preglaciar.

Todos ello contribuyó a la elaboración de una topografía favorable a la acumulación de nieve y hielo y la génesis y desarrollo de los glaciares.

El volumen y altitud del macizo favoreció la formación de un campo de hielo que ocupó la parte superior central del macizo, donde se sitúan los grupos y crestas de mayor altitud, y que alojaron los mayores espesores de hielo, lo que se tradujo a su vez en una mayor capacidad morfogenética. En este sector el hielo guiado inicialmente por la disposición de las estructuras alcanzó entidad suficiente para desbordarlas, retocándolas profundamente. Es aquí donde encontramos las formas de erosión glaciar más evolucionadas y con mayor entidad paisajística: circos glaciares con paredones verticales de 200 – 300 m de desarrollo vertical, conectan con profundas cubetas, en realidad, depresiones de origen mixto glaciokársticas, profundizadas por la labor de excavación glaciar, separadas por umbrales más o menos marcados. Todo ello da una gran complejidad a la orografía del sector, caracterizado por superficies rugosas y caóticas que complican la articulación general de los valles.

A medida que descendemos en altura, coincidiendo con los cordales y áreas secundarias, nos encontramos con formas menos evolucionadas, como consecuencia de la labor erosiva de unos glaciares de menor dimensión y duración en el tiempo, y por tanto una menor capacidad morfogenética. El resultado es una marcada adaptación de las formas erosivas glaciares a la topografía preexistente.

En definitiva, buena parte de la morfología del paisaje actual del macizo se caracteriza por el predominio de las formas de erosión derivadas del glaciario pleistoceno. La modalidad y extensión de la última glaciación cuaternaria ha sido la responsable de la elaboración del modelado glaciar heredado, y dentro del cual se van a insertar el resto de formas de origen glaciar, así como los posteriores retoques postglaciares.



### **III.3. LAS FORMAS DE ACUMULACIÓN GLACIAR.**

---

Como hemos visto en el apartado anterior, las formas de erosión glaciaria (ej: circos, umbrales, cubetas glaciokársticas, artesas más o menos marcadas) son las responsables del retoque fundamental del relieve preexistente guiado por las morfoestructuras. Pero además enmarcadas en las grandes formas de erosión, se encuentran las formas de acumulación glaciaria, de forma que todas ellas en conjunto vienen a configurar los grandes rasgos del paisaje geomorfológico del macizo. Como hemos visto la morfología del paisaje actual proviene fundamentalmente de la labor de modelado ejercida por los glaciares cuaternarios. Las huellas morfológicas analizadas nos han permitido discernir la existencia de varias lenguas que descendían en diferentes direcciones hasta contactar con el fondo de los valles periféricos, pero sin la entidad suficientes como para emitir largas lenguas alejadas del macizo calcáreo.

A medida que las lenguas glaciares descendían en altitud, el aumento de las temperaturas medias se traducían en la fusión de los hielos y en la deposición del material transportado, lo que tiene como consecuencia la génesis de formas de acumulación muy características. En función de la configuración geomorfológica y sedimentológica de cada caso, es posible establecer con bastante fidelidad la

posición, extensión y dinámica puntual de cada lengua glaciar, así como dilucidar los procesos que las han modelado y el ambiente bajo el que se han generado. Pero además de por su interés en la reconstrucción paleoambiental del macizo, estas morfologías caracterizan el modelado de buena parte de las laderas y fondos de valle de la mitad inferior del área de estudio, allí donde comenzaban de forma general los procesos deposicionales y la construcción de las formas asociadas a los frentes glaciares del último máximo glaciar pleistoceno. En el macizo central de los Picos de Europa son numerosas las formas de acumulación glaciar, tanto complejos morrénicos frontales, laterales o frontolaterales, así como de fondo, siendo estos últimos los peor conservados y de menor relevancia paisajística, ya que debido a su escasa consolidación y resistencia ante la erosión han sido dismantelados por los agentes externos postglaciares. Generalmente las formas de acumulación glaciar suelen aparecer tapizando y modificando la topografía de detalle de las laderas y fondos de valle, ya sea en los sectores laterales o localizadas en la terminación de las áreas afectadas por la última gran glaciación, cortando perpendicularmente la dirección del valle. Junto a estas formas, es posible encontrar depósitos glaciogénicos, que no llegan a construir formas netas. Este tipo de depósito morrénico recibe comúnmente la denominación de till, término tomado de la literatura anglosajona, con el que se hace referencia a un material transportado y depositado por la dinámica glaciar, y que por tanto designa un hecho sedimentológico (Embleton y King, 1977). Junto a ello, además, las márgenes de los terrenos ocupados por los hielos, tanto en su parte lateral, como sobretodo en la frontal, se caracterizan por la presencia de formas asociadas a las aguas de fusión glaciares. Su acción modeladora, en combinación con la presencia del hielo en un primer momento, durante la glaciación, y dominante tras la retirada de los mismos, es la responsable de un ámbito marginal caracterizado por una morfodinámica mixta, que recibe el nombre de morfología proglaciar (Strahler y Strahler, 1989).

En el macizo central de los Picos de Europa, entre los 500 m aproximadamente hasta donde descendían los frentes más bajos y los 2.600 m, de las más altas cumbres se encuentra una amplia gama de formas y depósitos de acumulación glaciaria. Las particularidades del relieve del macizo, caracterizado por una topografía muy abrupta, y fuertes desniveles y pendientes, han condicionado su distribución. Mientras que en la parte inferior del macizo, en el fondo de los principales valles, se han construido y preservado formas de deposición que se levantan en ocasiones más de 100 m sobre los terrenos circundantes, y con varios kilómetros de longitud (ej: Lomba del Toro, en Áliva), en los casos de mayor desarrollo, en la parte superior del macizo, por encima de los 1.800 – 2.000 m, el paisaje está dominado por las formas de erosión glaciaria, mientras que las formas de acumulación existentes, asociadas a avances menores, tan sólo rellenan o tapizan puntualmente, con morfologías de dimensiones más reducidas, los principales circos, cubetas y umbrales glaciares. Por su parte las formas proglaciares son menos representativas, ya que la topografía de los valles, generalmente de fuerte pendiente, ha favorecido su erosión. Tan sólo en algunos de los principales valles, más abiertos y con pendientes más suaves, se conservan este tipo de formas, como es el caso del valle del Deva entre Fuente De y Pido, o el Duje a la altura de los Invernales del Toro.

Las características litológicas del sustrato sobre el que se asientan los complejos morrénicos también introducen una diferencia interesante, pues influyen no sólo en las propias características morfológicas y morfométricas de las morrenas, sino en su posterior conservación y exposición a los agentes de modelado externo, especialmente a las aguas corrientes. De este modo se aprecia una notable diferencia entre los complejos morrénicos desarrollados sobre sustrato calcáreo generalmente bien conservados como consecuencia de la infiltración de las aguas de fusión que pasan a alimentar el sistema endokártico, y por tanto limitan la labor erosiva de las aguas corrientes, y los complejos morrénicos desarrollados sobre los materiales de tipo detrítico, como es el caso de los Puertos de Áliva, el nacimiento del Deva o los



complejos morrénicos de las Peñas Cifuentes. En todos ellos las morrenas suelen estar incididas y cortadas en mayor o menor medida por las aguas corrientes, especialmente en el caso de los arcos morrénicos frontales con una disposición perpendicular a la dirección del flujo de las aguas corrientes.

Por su importancia y significación paisajística, a continuación se realiza un análisis sintético de los principales complejos morrénicos existentes en el macizo, así como de sus formas y depósitos asociados, incluidos los proglaciares. De todos ellos los complejos frontales y laterales son los más representativos.

### **III.3.1. Las formas de acumulación mayores: los complejos morrénicos de media y alta montaña.**

*- El complejo morrénico frontolateral de Pido – Fuente De.*

En la cabecera del río Deva, en el entorno de Fuente De, en la actualidad se encuentra uno de los complejos morrénicos de mayores dimensiones del macizo. Este complejo morrénico frontolateral ya fue citado por Obermaier (1914), y descrito y analizado en trabajos posteriores (Frochoso, 1980; Serrano y González Trueba, 2001; 2002).

Es posible observar una morrena lateral que se extiende desde la pared este de Peña Remoña a unos 1.300 m, y que con dirección O – E, se va desdibujando a consecuencia de un deslizamiento de ladera posterior, que modificó su trazado y forma original. En la margen derecha del valle aguas abajo, también en el sector de la cubeta de sobreexcavación rellenada de Fuente De, se pueden observar retazos de un cordón morrénico alojado a media ladera, y que dibuja la altura alcanzada por el hielo durante su máximo desarrollo. En la parte final destaca especialmente el complejo morrénico frontal situado en el entorno del núcleo de población de Pido. Este complejo morrénico se compone de cuatro arcos mayores, dibujan con claridad

la máxima extensión alcanzada por el hielo. Las morrenas están cortadas por el río Deva y el arroyo Cantiján, a pesar de lo cual aún hoy en día se conservan en buen estado con una longitud cercana a 1,5 km. El conjunto está formado por una sucesión de morrenas laterales que van arqueándose paulatinamente hasta formar el cierre frontal. Es posible diferenciar varias unidades morfológicas, que ya han sido descritas en trabajos previos (Serrano y González Trueba, 2002):

- Bloques erráticos externos: En ambas laderas, tanto en la parte norte como la sur, situados por encima de los arcos morrénicos frontales, se observan grandes bloques de roca caliza, sobre el sustrato detrítico, y que interpretamos como bloques erráticos. Es posible encontrar elementos tanto dispersos como agrupados, si bien no acompañan formas glaciares mayores (ej: morrenas, obturaciones, etc). Por su posición ligeramente por encima de la altitud de las crestas morrénicas principales, serían los testigos morfológicos de una pulsación inicial, la más extensa del sistema glaciar del Deva, y de la que no se han conservado otros restos morfológicos nítidos.
- Arcos morrénicos externos: En la margen derecha del río Deva se localiza un arco morrénico bien conservado, sobre el que se asienta el pueblo de Pido (900 m). La morrena enlaza con los materiales morrénicos más externos del valle del arroyo Cantiján y el Pedroso. El conjunto de morrenas laterales externas ha sido incidido y desmantelado parcialmente por la incisión fluvial, así como el deslizamiento de ladera de la Llama Timbre. En ambos márgenes es posible observar sendos complejos de obturación lateral, en la margen derecha de menores dimensiones, en los vallejos que descienden de los pies del Valdemoro, mientras que en la margen izquierda, es visible una obturación lateral, escalonada por la morfodinámica postglaciar, en la salida del valle del arroyo de las Barcenas, que con dirección S – N, descendía procedente de los Puertos de Salvorón. Un segundo arco morrénico bien conservado, y prácticamente paralelo al anterior, se cierra a unos 960 m.

- Arcos morrénicos internos: Al interior del conjunto, y partiendo de las morrenas laterales mayores, se cierran dos arcos bien conservados, por uno de los cuales discurre la carretera hasta Fuente De (1.078 m). este arco representa la última forma de acumulación depositada por el glaciar Deva antes de su retroceso definitivo del sector. Un corte de la carretera realizado en el primer arco, permite observar parcialmente la estructura interna del depósito (Figura 30).

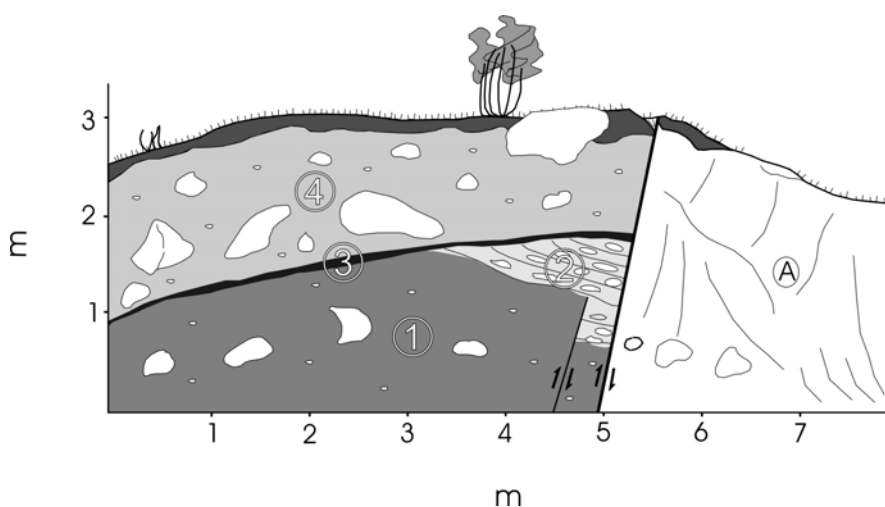


Figura 30. Perfil sedimentario de la morrena central de Pido. Facies 1, Dmm., Dms(r)., 3, Fm.4, Dmm. A, talud derrubiado en el que la estructura no es visible (Serrano y González Trueba, 2002).

- 1) Facies Dmm: Conforman un depósito muy heterométrico y con una estructura caótica, compacto y con matriz fina. La matriz presenta también una importante heterometría y los gruesos no están trabajados.
- 2) Facies Dms (r): Constituye un depósito con estratificación y dominio de cantos y bloques menores. Los estratos son gruesos, y presentan una estructura interna heterométrica y caótica.
- 3) Facies Fm: Delgado estrato en el contacto entre 1 y 4, dominado por los finos en estructura masiva y sin una definición neta entre los depósitos intra y suprayacentes.

- 4) Facies Dmm: Depósito que presenta una estructura caótica con matriz, muy heterométrico con abundancia de grandes bloques. Se aprecia una tendencia planar de los bloques.



Figura 31. Vista general del complejo morrenico frontolateral Pido – Fuente De.

El conjunto está deformado por esfuerzos glaciotectónicos, y se observan dos fallas inversas, una afectando a toda la unidad y otra, menor, sólo a los depósitos 1 y 2. Reflejan una deformación por presión en diferentes momentos de la deposición del sedimento y formación de la morrena.

En conjunto interpretamos la unidad basal (1) como un till subglaciar sobre el que se depositarían materiales supraglaciares (2), trabajados por el agua corriente y resedimentados. En este momento los movimientos del hielo ocasionarían la rotura de este cuerpo, que continuaría con la misma dinámica hasta la deposición de la unidad 4. Esta unidad la interpretamos como un till supraglaciar, también deformado por los esfuerzos glaciotectónicos. El nivel 3, dada la continuidad y escasa diferenciación con las unidades 1 y 4, lo interpretamos como una acumulación de finos postdeposicional en la base de la unidad 4.

El complejo morrénico frontal de Pido constituye uno de los más importantes testigos de la máxima expansión glaciaria en Picos de Europa, y es el producto del crecimiento del glaciar y posterior período de equilibrio. Un frente muy pulsador depositaría la sucesión de morrenas conservadas en la actualidad, hasta iniciar el retroceso definitivo de la cubeta del Alto Deva. Desde el punto de vista morfológico, rellena buena parte del tramo entre el paraje de Fuente De y Pido, dando lugar a un fondo de valle de formas alomadas, retocado por la incisión de las aguas corrientes y la ladera de deslizamiento, todo lo cual ha modificado notablemente el perfil y topografía del valle.

- *Los complejos morrénicos alojados al pie de las Peñas Cifuentes (Borde SO del macizo).*

En el borde SO del macizo nos encontramos con toda una serie de complejos morrénicos que desde el pie de las Peñas Cifuentes descienden hasta cerca de los 1.000 m de altitud. Morfológicamente se caracterizan por la presencia de cordones morrénicos laterales de cierta longitud, que descienden a través de unas laderas de fuerte pendiente, algunos de más 1 km de longitud, aunque con un espesor relativamente modesto en comparación con otros complejos morrénicos mayores. Los cordones van perdiendo en espesor desde la pared hacia los frentes, pasando de varias decenas de metros en la parte superior, la de mayor volumen, hasta prácticamente desaparecer, en el contacto con la caja glaciaria sobre los materiales detríticos del sustrato sobre el que se asienta. Se presentan por tanto como acumulaciones lineales desarrolladas desde la salida del área de alimentación, construido sobre circos como hemos visto poco evolucionados y excavados, hasta el comienzo del arco frontal, con el que enlazan sin solución de continuidad. En este sector no hemos encontrado buenos cortes y afloramientos que permitan un estudio detallado de sus características deposicionales. A pesar de todo, un análisis superficial de los bloques que conforman el depósito, y algunos cortes incompletos, arrojan un

predominio de los cantos y bloques de tamaño y litología variada (55% autóctona, 45% alóctona), empastados en una matriz de tipo arcillo-arenosa.

Las morrenas frontales por su parte, en la mayoría de los casos, han sido desmantelados, tal es el caso de los complejos desarrollados sobre los vallejos de la Riega la Escudiella, Piedras Negras, Urdías, etc. En otras ocasiones, por el contrario, es posible observar complejos frontales bien conservados, como es el caso de la morrena lateral que en la Majada de Pedabejo, acaba enlazando hasta el frente con un arco que cierra el conjunto a 1.530 m. En Campodaves, a los pies de la pared sur de Peña Remoña, también se puede observar unos cordones morrénicos laterales perfectamente conservados, y de notable entidad, sobresaliendo del entorno unos 20-30 m. En su interior son visibles bloques erráticos de notable entidad. El conjunto se completa en la parte inferior, a unos 1.300 m, con un complejo morrénico frontal, compuesto por varios arcos superpuestos, que muestran un glaciar muy pulsador. Parte del conjunto aparece derrubiado, como consecuencia de un deslizamiento de ladera, a favor de la zapa que está realizando el río Cantiján.

Destaca también el complejo morrénico situado a los pies de la canal de la Chavida, con cordones morrénicos laterales desdoblados, que a su interior se caracteriza por la existencia de una cubierta detrítica heterogénea y aparentemente caótica, que conforma unos de los ejemplos de morrenas de ablación mejor conservados de todo el macizo. En este sector el recubrimiento es masivo y llega a tapizar y ocultar totalmente el lecho rocoso sobre el que se asienta. Aún hoy son visibles las estructuras producidas por el flujo de la lengua glaciar, con ondulaciones morrénicas arqueadas que se corresponderían a las ojivas de flujo, así como morrenas medias, que forman cordones longitudinales internos, de menores dimensiones.

En todo el conjunto, por encima de los frentes morrénicos, destaca la existencia a altitudes muy similares en varios de los complejos existentes, de un segundo arco morrénico frontal simple, situado generalmente cercano a la pared, y que como veremos en el apartado siguiente lo asociamos a un período finiglaciar.



Figura 32. Vista general de los cordones morrénicos laterales y frontales entre la Majada de Pedabejo y Campodaves.



Figura 33. Vista de un retazo de morrena lateral bien conservada a media ladera en el sector del Cdo. Peranieva – Loma Arenal. Se puede observar su forma lineal bien conservada, con sus bloques calizos, así como varios cordones menores internos. Hacia dentro el sustrato está profundamente incidido por el río Urdías que no ha encontrado una gran resistencia ante un lecho rocoso detrítico fácilmente deleznable, compuesto por areniscas, lutitas y conglomerados silíceos de la unidad Pisuerga Carrión.



Figura 34. Vista general de las morrenas laterales que enlazan desde la salida de la Canal de la Chavida. Al fondo, se puede observar el circo glaciar poco evolucionado excavado a los pies de la cara sur de la Torre del Frierio (2.445 m).



Figura 35. Vista general de la morrena frontal y de ablación a los pies de la canal de la Piedra -Canal de la Chavida. A diferencia de otros complejos morrénicos próximos, hacia el interior se puede observar la existencia de una cubierta detrítica heterogénea y aparentemente caótica, que conforma unos de los ejemplos de morrenas de ablación mejor conservados de todo el macizo.



- *El escaso desarrollo y conservación de los complejos morrénicos en las canales de la vertiente oeste del macizo: Dobresengos, Moeño, Mermejo y Asotin.*

Debido a las fuertes pendientes que caracterizan su topografía, las canales de la vertiente occidental del macizo no presentan complejos morrénicos bien conservados. En algunos casos como la canal de Dobresengos, no se conservan formas nítidas, sino que la extensión máxima de los hielos cuaternarios ha sido determinada por la distribución de las formas de erosión, principalmente de abrasión, que muestran un claro cambio en el perfil transversal del valle, aguas abajo de la altitud hasta la que descendió el glaciar procedente del área de cabecera T. Oso – P. Tesorero, T. Llambrión – T. de la Celada. En el resto de los casos los restos morrénicos conservados, como en el caso de la canal de Moeño, Asotin y Mermejo, han sufrido una importante alteración, y aunque no han sido borrados totalmente, tan sólo son visibles retazos del arco morrénico frontal de cierre de dichas canales, sobretodo de su parte superior, allí donde las aguas superficiales no han llegado a desmantelarlos.



Figura 36. Vista general del tramo medio e inferior de la canal de Dobresengos. Las fuertes pendientes existentes han favorecido la erosión de los restos morrénicos. La extensión máxima de los glaciares viene determinada por las huellas de erosión bien visibles.

Además, debido a la fuerte pendiente existente en todas las canales las lenguas glaciares canalizadas a través de éstas, alcanzaban rápidamente cotas muy bajas, de forma que los frentes se debieron caracterizar por una fuerte inestabilidad, y asociado a dicha dinámica, una escasa capacidad morfológica, de forma que no dieron lugar a grandes complejos morrénicos.

*- Los complejos morrénicos de Bulnes y Amuesa.*

Hacia el norte del macizo, situado en los alrededores del pueblo de Bulnes, a unos 650 m, se conservan los restos morrénicos terminales de unas masas de hielo procedentes del sector del Naranjo de Bulnes. Esta forma no presenta buenos cortes que permita el estudio detallado de sus características sedimentarias. Externamente, además, ha sido bastante desfigurada, conservándose tan sólo un pequeño retazo, en la parte central del valle, justo entre el núcleo de población y los primeros campos de cultivo y prados de los alrededores. Cercana a ésta, en la salida de la canal de Amuesa, entre 700 y 600 m, se localiza otro arco morrénico frontal que presenta un perfil claramente disimétrico, con una parte interna relativamente escarpada, como se ve en la imagen, con la cresta a unos 790 m, y una parte externa de pendiente más suave y que baja hasta casi los 600 m.

En planta la morrena presenta una forma irregular, tendiendo a empotrarse contra la pared del Murallón de Amuesa. Esto se debe a que precisamente en la parte frontal se producía la confluencia de la lengua glaciar procedente de Torre Cerrado, que en su tramo final adquiriría una dirección O -E, y la pequeña lengua glaciar generada a los pies del P. Albo, de dirección S - N. Esta masa glaciar es la responsable de un cordón morrénico lateral bien conservado en el paraje del Bobiu.



Figura 37. Vista del complejo morrénico frontal de Amuesa (M).

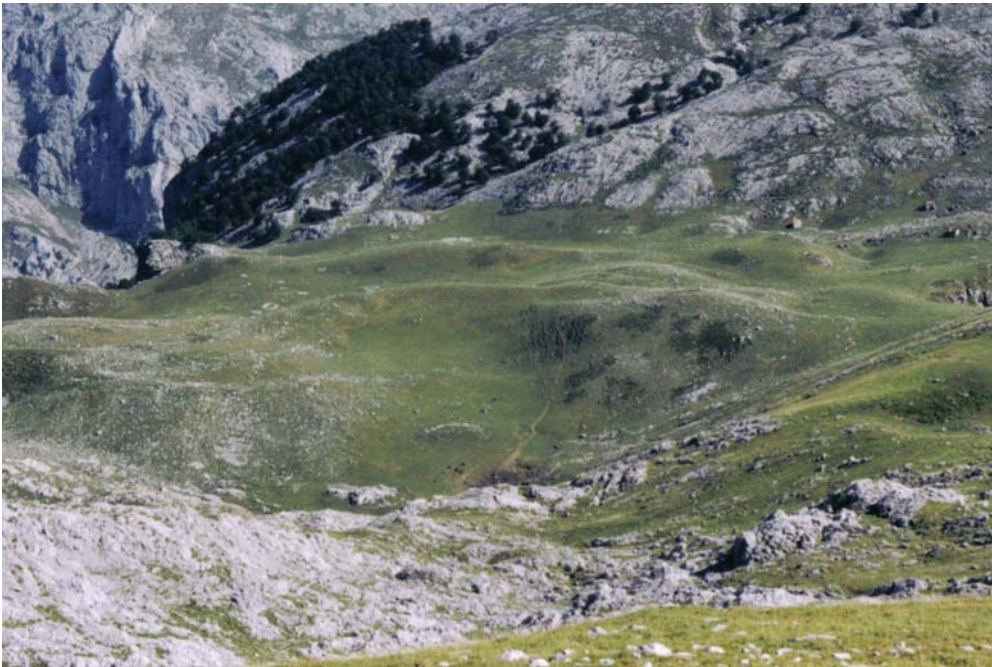


Figura 38. Vista del complejo morrénico frontal de la Cuesta del Trave. Son visibles varios arcos morrénicos de planta semioval. Al interior se encuentra una pequeña cubeta de sobreexcavación rellenada.



Figura 39. Vista desde la cumbre de Peña Maín, del cordal que se extiende entre Peña Castil y las Moñas. Mientras que en la parte occidental las pequeñas lenguas glaciares no han dejado restos morrénicos importantes, en el sector oriental (parte inferior izquierda de la imagen), se pueden observar a los pies de la canal de las Moñas, un complejo morrénico laterofrontal desdoblado en dos cordones yuxtapuestos y bien conservado, con su frente a unos 1.200 m.

*- El complejo morrénico de los Puertos de Áliva – Las Salgardas.*

En los Puertos de Áliva, las características topográficas y morfológicas, así como la propia estructura y litología, facilitaron el desarrollo de dos lenguas glaciares diferenciadas, el denominado glaciar del Duje y el glaciar de las Salgardas, y que han dado lugar a algunos de los complejos morrénicos de mayores dimensiones y mejor conservados de todo el macizo.

· *Las Salgardas*: Su alimentación procedía de las laderas surorientales de Peña Olvidada y la difluencia del sector de Covarrobres, como apuntaron Obermaier (1914) y F. Hernández Pacheco (1956), y vertiría hacia el este, en la salida del río Nevandí, donde depositó un complejo morrénico frontal. En todo el conjunto se aprecian diversas unidades:

- Lóbulos externos: Al exterior, limitando con Campo Menor, se ubican tres lóbulos desdoblados, con hasta tres arcos en el central, que denotan una primera pulsación externa que alcanzó los 1.400 metros en el Nevandi, y 1.430 en Campo Mayor.

- Morrenas mayores: Detrás de las anteriores y con mayor envergadura, hay un arco morrénico continuo, que se eleva 80 metros sobre Campo Menor, abierto en su parte central. Al interior, una sucesión de una decena de arcos de retroceso completan el complejo externo. Este conjunto enlaza con la morrena lateral, en la que se inscriben dos pequeños rellanos de obturación lateral.

- Arco interno, desdoblado en varios arcos, divide la cubeta de excavación de las Salgardas en dos y señala un periodo de equilibrio durante el retroceso, con el frente ubicado a 1.520 metros.

- Arco frontal de Pozo Bajero, nuevo arco que reposa sobre un umbral y apunta una nueva fase de equilibrio, localizada a 1.570 m.

- Complejo interno, de reducidas dimensiones y compuesto de una morrena frontal y un retazo lateral, refleja la existencia de un glaciar de reducidas dimensiones, sin lengua y alimentado por la cara sureste de Peña Olvidada. Su frente se localiza a 1.820 m.

· *El alto Duje*: Desde los tres circos que conformarían la cabecera de alimentación el glaciar descendía aprovechando el valle del Duje, un glaciar de dimensiones comparativamente mayores que el de las Salgardas, que fluía en dirección este, para incurvarse y adquirir una clara dirección norte, aguas abajo del valle fluvial del río Duje. En los puertos de Áliva el glaciar abandonó una gran morrena lateral con espesores que van de los 120 m en las cercanías del Refugio a 10 m en la Vega de Piedra Llé, la denominada Llomba del Toro, de una longitud de casi 4 km. Las morrenas terminales para unos autores, o de una fase de retroceso para otros, se localizan entre 1.440 m y 1.290 m de altitud, pudiendo distinguirse varios arcos de retroceso.



Figura 40. Vista general de los complejos morrénicos de los Puertos de Áliva Las Salgardas.

La extensión del glaciar del Duje, así como la posible conexión entre las lenguas de Áliva y la procedente del valle de las Moñetas no es clara y existen aún controversias interpretativas, de modo que si para unos autores conectaba con el procedente del valle de las Moñetas y alcanzaba los 950- 1.000 metros (Obermaier, 1914, Flor y Baylon-Misioné, 1989; Serrano y González Trueba, 2001, 2002), para otros descendía hasta los 1.290 metros, sin conectar con Las Moñetas en las Vegas de Sotres (Frochoso y Castañón, 1986). A partir de las Vegas de Sotres el valle continúa con una característica forma en artesa, que ha incidido los taludes y conos de derrubios cementados existente en las laderas (gonfolitas), hasta las proximidades de los invernales del Texu, de forma que la extensión máxima del glaciar se ha establecido por el cambio morfológico del valle, a una altitud de 900 metros (Obermaier, 1914; Frochoso y Castañón, 1986). Al igual que sucedía en el caso del tramo Fuente De – Pido, el fondo del valle, por detrás del frente que marca la máxima extensión se observa una terraza fluvio-glaciar, con dos niveles. Esta se sitúa a la altura de las Vegas de Sotres, y morfológicamente se caracteriza por su forma plana y de suave pendiente. La ausencia de cortes nos ha impedido su análisis interno. Al igual que apuntábamos para el caso de la llana proglaciar existente entre Fuente De y Pido, los escasos ejemplos existentes en el macizo de este tipo de formas fluvio-glaciares, siempre se localizan por detrás de los frentes morrénicos del último máximo glaciar. Por su situación con respecto a otras morfologías heredadas, suelen coincidir por delante de la posición de los frentes glaciares en momentos cercanos al finiglaciar. Por el contrario por delante de los frentes del máximo glaciar no se conserva buenos ejemplos de este tipo de morfologías mixtas, de forma que aguas debajo de los principales complejos morrénicos, el perfil transversal del valle cambia bruscamente, estrechándose y adquiriendo una neta forma en V, tal es el caso del mencionado tramo alto del río Deva (en Pido), Duje (invernales del Texu), las canales de la vertiente oeste (ej: Asotín, Moeño, Dobresengos).

### III.3.2. *Las formas de acumulación menores: los complejos morrénicos de alta montaña.*

Si la parte media e inferior de los valles se caracteriza por la presencia de complejos morrénicos de notable entidad paisajística, en la parte superior de la montaña se localizan formas de acumulación y depósitos morrénicos al pie de las principales crestas y circos glaciares, por encima de los 1.800 m aproximadamente. Inscritos en las grandes formas de erosión (ej: circos, cubetas y umbrales) que dan lugar a un relieve de topografía abrupta, encontramos cordones morrénicos bien conservados, debido a la naturaleza calcárea del lecho rocoso, que anula la escorrentía superficial e impide la erosión de las formas. Suelen presentar unas dimensiones muy inferiores a las de los frentes asociados a la extensión máxima glaciar.



Figura 41. Vista del complejo morrénico de Lloroza. Al interior se puede observar una laguna (seca durante el período estival), situada en un vano intramorrénico. Al interior se encuentra el glaciar rocoso relicto de Lloroza.



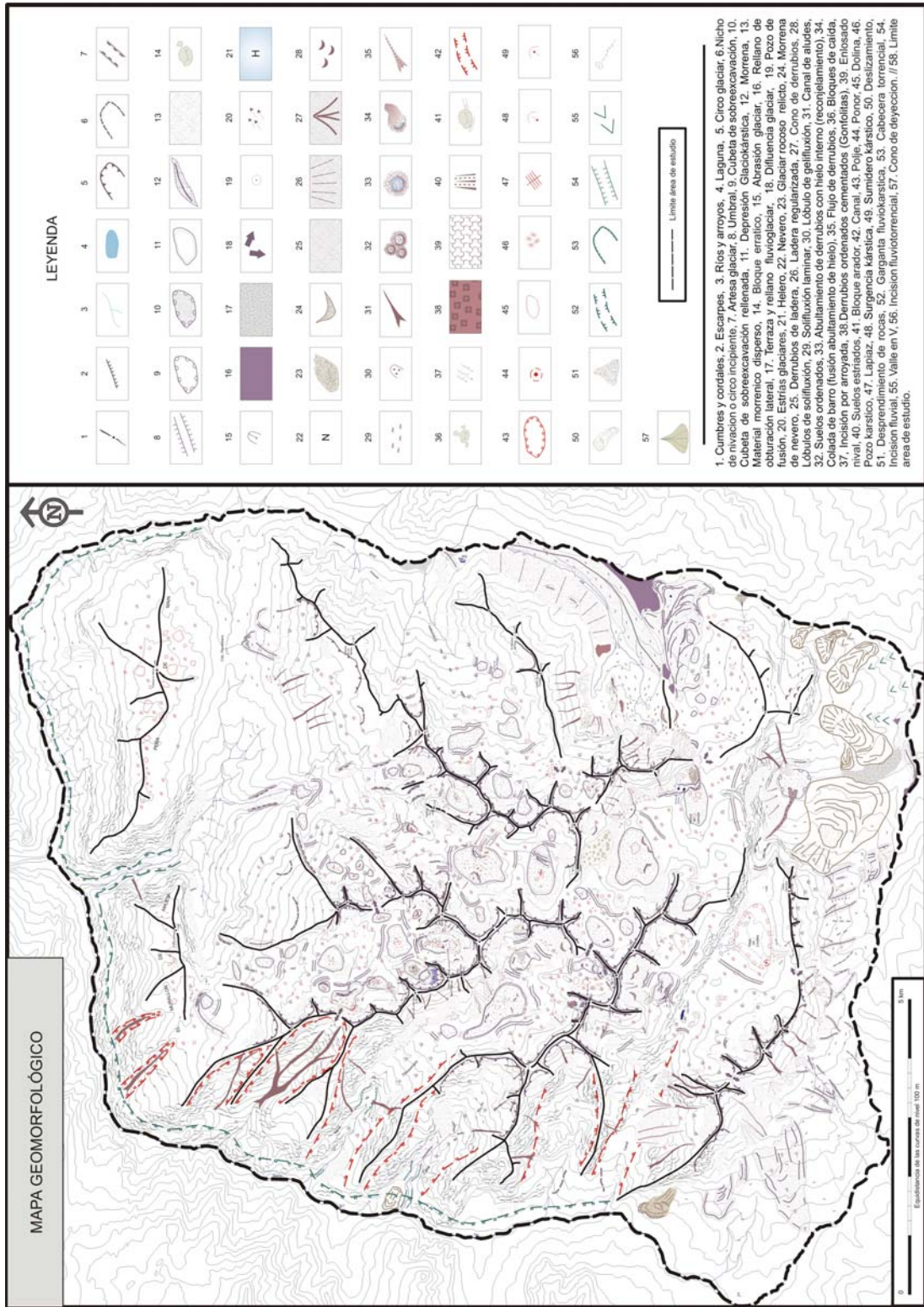


Figura 42. Mapa geomorfológico del Macizo Central de los Picos de Europa (ampliado en Anexo).

Se localizan entre los 1.800 – 2.200 m, al pie de las principales crestas y circos glaciares, tanto de orientación norte, como sur. Suelen aparecer rellenando, en mayor o menor medida, las depresiones glaciokársticas, dando lugar en ocasiones a complejos morrénicos con varios arcos nítidos y bien conservados. Entre los ejemplos más destacados están los complejos morrénicos de Llorza, Hoyo de los Llagos, Jou Sin Tierra, Vega de Urriellu, Hoyo Cimero, Jou del Carnizoso, los Cabrones, etc; por el contrario en otras ocasiones el material morrénico aparece disperso, sin dan formas nítidas como en el caso del circo norte del Neverón de Urriellu, los restos morrénicos depositados a los pies del circo glaciar de la Torre del Hoyo de Liordes, Hoyo del Sedo, Hoyo Oscuro, Jou del Infanzón, Villasobrada, etc. En ocasiones las morrenas se apoyan en los umbrales de salida de algunos circos como es el caso del Jou de Cerredo, Jou Negro, T. Perdida – T. Pomelo, Arenizas, etc.

Debido a la compleja topografía del macizo, con profundas depresiones glaciokársticas separadas por umbrales, más o menos marcados, la dinámica glaciar debió de caracterizarse por un retroceso entrecortado y complejo, con continuos reajuste y estacamientos de la masa de hielo a favor de dicha topografía subglaciar. Esto se ha traducido en la deposición de gran cantidad de depósitos morrénicos más o menos dispersos, que además de rellenar los fondos de buena parte de dichas depresiones de origen mixto glaciokárstico, tapizan un gran número de los umbrales existentes por encima de los 1.900, en ocasiones formando auténticos cordones morrénicos. Estas acumulaciones de material heterométrico, pero con profusión de finos, ha favorecido el desarrollo de intensos procesos y formas postglaciares, fundamentalmente asociadas al frío y la nieve, y que serán analizadas en capítulos posteriores.

Por último, al pie de las paredes norte de algunas de las principales cumbres del macizo: Torre Cerredo, Torre del Llambrión, Torre de la Palanca, se pueden observar unos arcos morrénicos de pequeña entidad, a diferencia de los descritos

anteriormente, carentes de procesos de edafización y colonización vegetal. Muestran por tanto un gran frescura, e incluso algunos de los clastos aparecen pulidos y estriados, como consecuencia de un avance glacial muy reciente.



Figura 43. Vista del arco morrénico frontal del Jou Negro. Como se puede observar en la imagen la morrena se conserva perfectamente de pared a pared, mostrando una gran frescura (octubre 2005).

### **III.4. LA EVOLUCIÓN GLACIAR: EXTENSIÓN, DINÁMICA Y ENSAYO CRONOLÓGICO.**

---

#### **III.4.1. La evolución glaciomorfológica: Estudios previos y estado de la cuestión.**

Como se ha podido observar en los capítulos anteriores, las grandes líneas del modelado actual del macizo provienen de la labor ejercida por los glaciares cuaternarios. La altitud y pendientes propias de este macizo de montaña implican un escalonamiento morfoclimático, y con ello el predominio de unos procesos geomorfológicos y formas asociados a los mismos en función de la altitud.

Las variaciones climáticas registradas a lo largo del tiempo han supuesto cambios en las condiciones morfoclimáticas y el escalonamiento altitudinal del macizo, que como toda montaña, se caracteriza por una mayor sensibilidad ante las variaciones climáticas que los valles y depresiones intramontanas que lo rodean. A partir del análisis morfológico del conjunto, podemos observar como la evolución morfoclimática del Macizo Central de los Picos de Europa se caracteriza por los sucesivos ascensos y descensos de la morfogénesis glaciaria como respuesta a fases frías. La interpretación de la evolución de los procesos y formas asociadas a dichos

cambios altitudinales permite reconstruir una secuencia glaciar ascendente desde el último máximo glaciar o última gran glaciación registrada en el macizo. El conocimiento de dicha secuencia glaciar es fundamental para poder entender y explicar el modelado actual, ya que sobre él se van a llevar a cabo secuencialmente los últimos retoques postglaciares que serán tratados en el próximo capítulo.

Hasta el momento no se ha realizado un análisis de conjunto de la evolución glaciomorfológica completa del macizo, desde el último máximo glaciar (L.G.M.) hasta la actualidad, abarcando así las fases glaciares más recientes.

A falta de dataciones absolutas que contribuyan a establecer una cronología precisa de las formas de modelado glaciar, las hipótesis realizadas por los diferentes autores se basan en la interpretación de dichas morfología, existiendo aún en la actualidad un intenso debate. El trabajo de Hugo Obermaier (1914), sobre el glaciario cuaternario de los Picos de Europa, marcó el inicio de dicho debate, siendo punto de salida y referencia para los trabajos posteriores. El geógrafo alemán planteó la existencia de huellas morfológicas de al menos dos glaciaciones en el macizo, apoyándose para ello en la observación, en la parte baja del valle del río Duje, de « *un gran trozo de gonfolita in situ sobre una base de caliza pulimentada por el hielo*». Con posterioridad señala un último retroceso postglacial a partir de las morrenas de la vertiente oriental de Peña Vieja, en el sector de Áliva.

Según Frochoso y Castañón (Frochoso, 1980; Castañón y Frochoso, 1986; Frochoso y Castañón, 1986, 1996, 1998), del análisis de las formas y los sedimentos, especialmente gonfolitas, formaciones superficiales de laderas y las propias formas de acumulación glaciar, es posible deducir la existencia de una única glaciación reciente, que generó la formación y conservación de restos morrénicos de notables dimensiones, como los de Áliva, Pido o Bulnes. A ésta, - apuntan-, le siguió una fase de retroceso con varios estadios, fruto de los cuales sería la deposición del conjunto de arcos morrénicos menores. Así, apuntan que a los pies de los grupos más favorables, se encuentran restos morrénicos seguramente pertenecientes al Tardiglacial y por

encima, algunos restos morrénicos que podrían ser heredados de la Pequeña Edad del Hielo.

Flor y Baylon-Misioné (1989), siguiendo hipótesis lanzadas para otros conjuntos montañosos de la Cordillera Cantábrica, los cuales hablan de la existencia de dos glaciaciones separadas de un intenso desmantelamiento fluviotorrencial, interpretan la existencia de dos fases glaciares, la más antigua habría provocado el esculpido y abrasión de la parte alta de las laderas de los Puertos de Áliva, y ya en el Würm, según los autores citados, se habría producido una nueva fase glacial, que ha dejado las formas de deposición más evidentes, dividida a su vez en tres fases. Durante la primera se habría producido la reunión del glaciar de Áliva con el de las Moñetas. Dicha secuencia culminaría con la deposición de los arcos morrénicos menores a los pies del grupo de Peña Vieja, correspondiéndose probablemente al Tardiglacial.

Por otro lado, también se ha descrito la existencia de una glaciación antigua, finiterciaria y posiblemente del Pleistoceno antiguo, a partir de la tasa de incisión de la garganta del río Urdón (Macizo Oriental de los Picos de Europa), los rellenos kársticos y las morfologías en artesa perfectamente conservadas e incididas por las aguas corrientes formando gargantas y desfiladeros (Smart, 1984, 1986; Gale y Hoare, 1997).

Marquinez y Adrados (2000), para el conjunto de los Picos de Europa, y siguiendo el modelo de evolución pirenaico, establecen cuatro fases glaciares pleistocenas, la última Tardiglacial y denominada de glaciares rocosos, junto a una postglacial holocena.

Como se puede observar de lo hasta ahora expuesto la evolución glacial para los Picos de Europa en su conjunto no ha sido establecida de modo unitario y, aunque se han ensayado reconstrucciones (Flor y Baylon-Misioné; Castañón y Frochoso, 1996; Frochoso y Castañón, 1998, Marquinez y Adrados, 2000), a menudo apoyadas en la cronología pirenaica, aún son numerosos los interrogantes y muy escasas las dataciones. Se ha establecido una evolución general para el conjunto cantábrico (Martínez de Pisón y Alonso, 1993), que propone tres fases para el último glaciar.

Aunque no se puede negar la existencia de glaciaciones previas, en nuestra opinión las huellas morfológicas analizadas, tan sólo nos permiten señalar la existencia de una única glaciación reciente. Siguiendo la línea de lo apuntado por Serrano y González Trueba (2002), planteamos una síntesis de la evolución glacial proponiendo la existencia de cinco fases morfogénicas glaciares en el macizo central de los Picos de Europa, desde el último máximo glacial hasta el avance glacial más reciente acaecido como consecuencia del recrudescimiento relativo del clima asociado a la Pequeña Edad del Hielo. A continuación mostramos un análisis de cada una de las fases establecidas, así como una reconstrucción general del glaciario, su dinámica, y una aproximación cronológica relativa de cada una de ellas.

#### **III.4.2. El Último Máximo glacial: la construcción de las grandes formas de modelado glacial.**

Como hemos visto en capítulos anteriores, las grandes formas del modelado actual se construyen durante el Pleniglacial. Durante ese momento se registra el mayor desarrollo de los glaciares cuaternarios en el macizo, y con ello su máxima capacidad morfogénica, a lo que se une además la más larga duración en el tiempo del fenómeno glacial. Este hecho favoreció la presencia de hielo y una intensa labor de modelado asociado al mismo de forma continuada durante un largo período de tiempo relacionado con los momentos del máximo glacial Pleistoceno en este macizo de montaña cantábrico. Sobre la base de las grandes formas de erosión de esta fase morfogénica glacial, se insertan las formas de acumulación glacial, así como los retoques morfológicos postglaciares, todo lo cual articula la topografía actual del macizo. En este sentido, desde el punto de vista morfológico y topográfico se pueden distinguir dos sectores: por un lado, una zona superior en la que predomina una topografía derivada de los procesos erosivos (circos, cubetas, umbrales, etc.), que

dan paso a una zona inferior, caracterizada por valles ensanchados sobre los que se han depositado los complejos morrénicos de mayores dimensiones.

A excepción de las gargantas fluviookársticas del Cares y del Duje, que enmarcan el macizo por su parte O, N y NE, las sierras medias del norte (Amuesa y Peña Maín), así como el fondo del valle en la zona SO, el resto del macizo estuvo cubierto por el hielo en buena parte de su superficie. Las formas glaciares heredadas analizadas anteriormente nos ha permitido reconstruir una superficie total glaciada de 6.855 ha.

En la parte central, la más alta, sólo sobresalían a modo de nunataks las crestas y cumbres principales que permanecieron deglaciadas. De la parte central descendían un total de diez lenguas glaciares en todas direcciones, aunque se observa un predominio de la componente norte, favorecido en parte por la propia disposición de las morfoestructuras que guiaron la topografía sobre la que se desarrolla el fenómeno glaciar, condicionando el proceso de acumulación del hielo y la dinámica de flujo glaciar.

A parte de la zona central, algunos cordales secundarios, de menor altitud, alojaron pequeños glaciares que emitían lenguas de unos pocos kilómetros de longitud. Tal es el caso de la zona sur del macizo, en el sector de las Peñas Cifuentes, o el cordal de Las Moñas en su cara norte. Para hacernos una idea de las dimensiones del fenómeno glaciar en el macizo, el glaciar de mayor desarrollo fue el glaciar Deva con 942 ha de superficie y 7,8 km de longitud.



Glaciar	Coord. U.T.M. (Centroide)	Orientación Circo/Glac.	Superficie (Ha)	Perímetro (m)	Longitud (m)	Anchura (m)	L/A	Altitud Frente (m)	Altitud Cumbre (m)	Desnivel Cumbre-Frente (m)	M.E.L.A. Método Kurowski modificado	M.E.L.A. Método A.A.R.
G. Remoña sur	x-351.724 y-4.778.188	S/SSE	51,1	3.600	1.600	390	4,1	1.310	2.247	937	1.778	1.537 ±26/-15
G. Torre Alcaero	x-350.759 y-4.778.899	S/SSE	22,4	2.446	1.080	250	4,3	1.535	2.247	712	1.891	1.825 ± 40
G. Peña del Regaliz	x-350.344 y-4.778.427	S/SSE	25,6	2.529	960	330	2,9	1.605	2.229	624	1.917	1.770 ± 25
G. Pedabejo	x-349.913 y-4.778.345	S/SSE	28,8	2.441	1.080	350	3,1	1.530	2.176	646	1.853	1.652 ± 30
G. Joyas Pedabejo	x-349.439 y-4.778.750	S/SE	28,2	2.421	1.000	360	2,6	1.660	2.446	786	2.053	1.815 ± 15
G. Salinas	x-348.595 y-4.778.346	SO/SO	47,7	3.551	1.540	420	3,7	1.515	2.446	931	1.980	1.815 ± 27
G. Hoyo Liordes sur	x-348.022 y-4.778.768	SO/SO	48,3	3.426	1.500	430	3,5	1.460	2.474	1.014	1.967	1.812 ± 35
G. Chavida	x-346.616 y-4.779.162	SSO/SO	214,6	9.132	2.860	1.120	2,5	1.060	2.445	1.385	1.752	1.535 ±38/-30
G. Las Mojasas	x-346.181 y-4.780.088	SO/O	77,8	3.676	1.430	760	1,9	1.140	2.020	880	1.580	1.374 ± 28
G. Mermejo	x-347.150 y-4.782.745	O/O	150,3	6.414	2.440	1.010	2,4	870	2.598	1728	1.734	1.470 ± 30
G. Moerfo	x-347.297 y-4.788.218	NO/NO	141,1	6.228	2.190	820	2,7	620	2.470	1.850	1.545	1.530 ± 48
G. Dobresengos	x-348.452 y-4.784.329	NO/NO	630,4	16.840	6.200	1.200	5,2	490	2.642	2.152	1.566	1.985 ±20/-14
G. Trave	x-348.917 y-4.786.057	N/NNE	82,3	3.523	1.420	730	1,9	1.350	2.237	867	1783	1.586 ±26/-30
G. Albo	x-350.614 y-4.788.057	N/N	109,6	4.500	1.770	810	2	795	2.414	1.619	1.604	1.482 ±90/-70
G. Cerrado-Amuesa	x-349.972 y-4.786.606	N/ N/E*	540,2	15.670	5.690	940	6	795	2.648	1.853	1.721	2.040 ±80/-74
G. Acebucu	x-351.908 y-4.787.944	NE/NE	65,5	4.250	1.610	430	3,7	740	2.414	1.674	1.577	1.215 ± 25
G. Moñas	x-355.043 y-4.787.108	NNO/NNO	165	8.192	2.000	960	2,1	1.195	2.095	900	1.645	1.617 ± 20
G. Aliva -Duje	x-354.673 y-4.782.365	NNE y SE / E/IN*	483	14.770	5.600	1.030	5,4	1.260	2.615	1.355	1.937	1.595 ±37/-32
G. Salgardas	x-354.820 y-4.780.327	NE/E	314,2	7.889	3.090	1.150	2,7	1.460	2.430	970	1.945	1.635 ± 15
G. Asolin	x-348.100 y-4.780.905	NO/NO	690,6	18.420	5.400	1.200	4,5	750	2.642	1.890	1.695	1.917 ±54/-62
G. Liordes	x-350.534 y-4.780.118	E/E/SE*	336,7	12.480	4.500	900	5	1.090	2.474	1.384	1.782	1.922 ±45/-36
G. Deva	x-352.049 y-4.779.744	E / SE/IE*	941,9	21.350	7.800	1.300	6	905	2.617	1.712	1.761	1.840 ±72/-85
G. Moñetas	x-354.837 y-4.784.892	NE/NE	757,1	21.310	6.600	1.200	5,5	880	2.615	1.735	1.747	1.715 ±45/-32
G. Naranjo-Bulnes	x-351.891 y-4.785.791	N/N	902,5	31.780	6.640	1.100	6	615	2.601	1.986	1.608	2.034 ±32/-75

\*El símbolo "/" Implica un cambio en la dirección de la lengua glaciar, de ahí que se la reconozcan dos direcciones predominantes.

Tabla 4. Datos Topográficos y morfométricos de los glaciares durante el Último Máximo Glaciar en el Macizo central de los Picos de Europa.

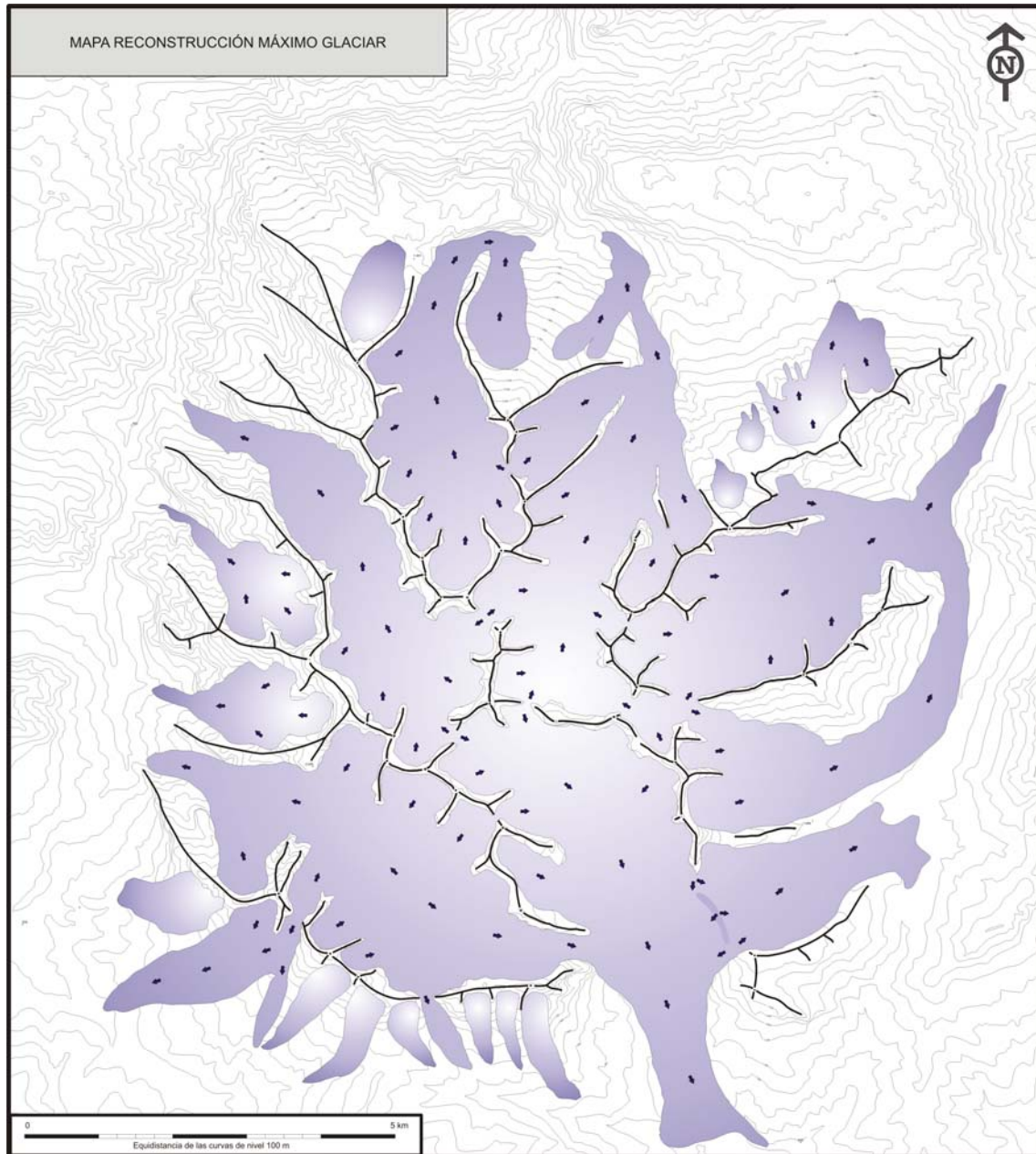


Figura 44. Mapa de la reconstrucción de la extensión de los glaciares durante el Último Máximo Glaciar en el Macizo Central de los Picos de Europa.

III.4.2.1. Reconstrucción de la máxima extensión de los glaciares cuaternarios.

III.4.2.1.1. Glaciares del Alto Deva.

Desde la zona de acumulación situada entre las crestas que van desde Peña Vieja (2.615 m) hasta el Pico Tesorero (2.570 m) y desde la Torre de Altaiz (2.335 m) hasta la Torre del Llambrión (2.642 m) se pueden reconstruir diferentes lenguas que conflúan o difluían en diferentes puntos y que en conjunto formaban una gran lengua glaciar que denominamos el glaciar del Alto Deva. Así desde la zona de acumulación antes mencionada (Hoyos Sengros, Jou Sin Tierra) discurría un gran corriente de hielo con dirección NNO – SSE.

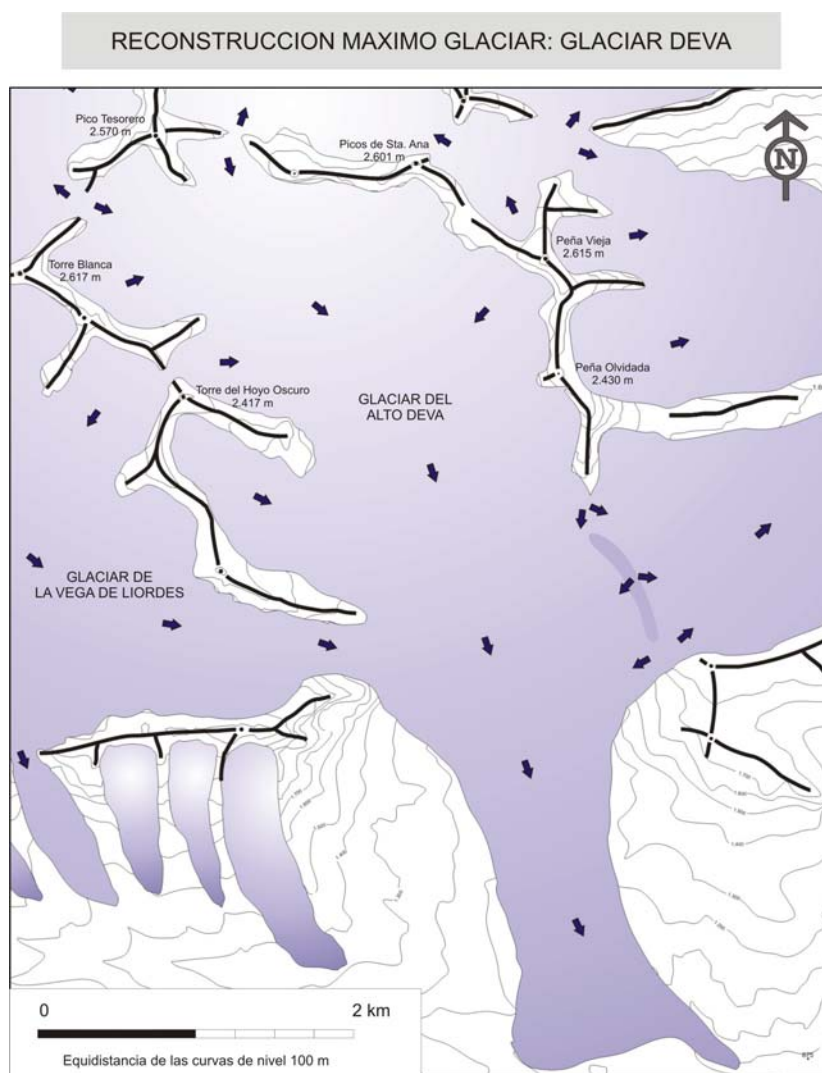


Figura 45. Reconstrucción de la extensión máxima del glaciar del Alto Deva (L.G.M.)

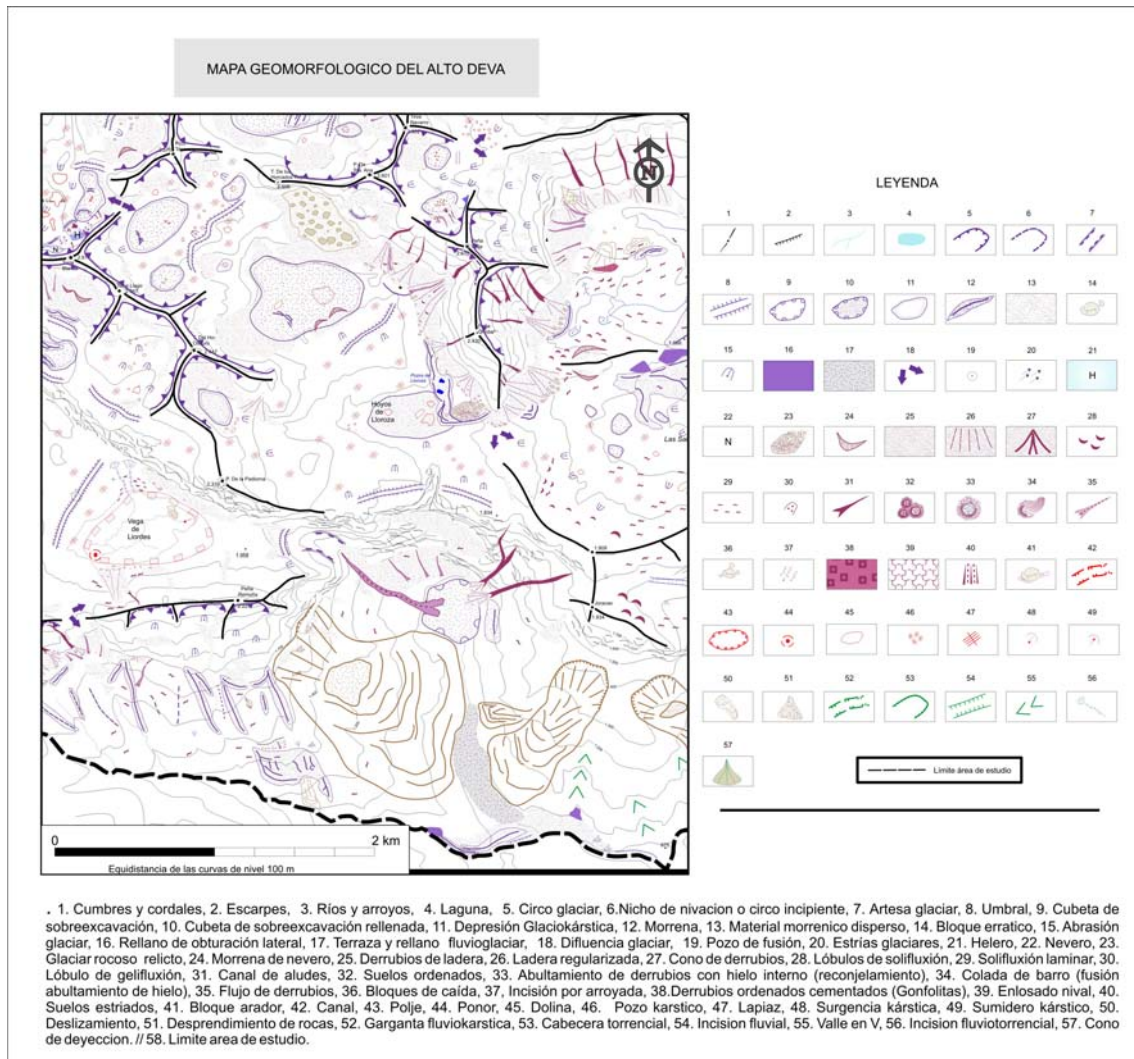


Figura 46. Mapa geomorfológico del nacimiento del río Deva.

El sector de Fuente Dé es un umbral glaciar de origen morfotectónico. El escarpe, formado por las calizas de montaña y de la *Formación Picos de Europa* en una escama imbricada y cabalgante sobre las pizarras y arcillas de la *Formación Remoña*, favoreció una erosión diferencial que generó una profunda cubeta de sobreexcavación, posteriormente rellenada, y un espectacular umbral glaciar con un desnivel de 800 m, entre el sector superior de Lloroza y la parte inferior de Fuente Dé, como su propio nombre indica, nacimiento del río Deva. En este paraje, los hielos procedentes de los circos del Pico Tesorero y Torre Blanca, recibían los aportes de la

Canal de San Luis – Hoyo Oscuro, formando así una lengua de 300 – 350 m de espesor que superaban el umbral del Cable a 1.850 m. Una pequeña parte de los hielos difluían a través de la Horcadita de Covarrobres (1.925 m) hacia el glaciar de las Salgardas.

En Fuente Dé además se unía la lengua glaciar procedente de Liordes, canalizada por la artesa de Liordes, que se elaboró a favor de una línea de debilidad tectónica. Todas estas masas glaciares confluían en Fuente Dé para realizar un espectacular salto de 800 m de desnivel entre la estación superior del teleférico (1.834 m) y Fuente Dé (1.074 m). A partir de ahí se forma una única lengua que cambia su dirección, aprovechando el valle fluvial preexistente, que pasa a ser O – E, labrando una amplia artesa hasta la zona de Pido donde se situaba el frente del glaciar.

En conjunto podemos reconstruir un glaciar con una superficie aproximada de 942 ha, con una longitud de 7,8 km y una anchura máxima de 1,3 km salvando un desnivel de algo más de 1.700 m (Ver Tabla 4).



Figura 47. Vista general de la morfología heredada en la parte inferior del glaciar del Alto Deva. Con la línea de rayas y puntos blancos se delimita la máxima extensión alcanzada por el glaciar, así como los arcos morrénicos frontales fruto del retroceso glaciar. El conjunto en la actualidad aparece deformado por varios deslizamientos de ladera que han modificado la topografía generada durante el máximo glaciar. En el centro en tonos claros la llanura proglaciar generada cuando los hielos estaban ya situados en torno al paraje de Fuente De, cubeta de sobreexcavación rellena y que aparece en primer plano en la parte inferior derecha.

#### *III.4.2.1.2. Glaciares de las Peñas Cifuentes.*

En el sector más meridional del macizo, en torno al paraje conocido con el nombre de *Peñas Cifuentes*, las huellas morfológicas conservadas nos han permitido reconstruir un total de 10 lenguas glaciares de pequeñas dimensiones. Las zonas de cabecera de estos glaciares estaba situada en los circos labrados sobre la cresta que se extiende entre las Mojosas (1.960 m) al oeste y Peña Remoña (2.227) en su extremo este, levantada a favor del frente de cabalgamiento meridional.

En la parte más oriental, en el sector de Campodaves, entre Peña Remoña (2.227m) y la canal de Pedabejo, los restos morrénicos encontrados nos permiten reconstruir tres pequeños glaciares de forma alargada, con una superficie de entre 20 y 50 ha, y una longitud que no superaba los 1,6 km, por 300 – 400 m de anchura. Eran pequeños glaciares bajo cumbres de menos de 2.250 m, y donde a pesar de la escasa dimensión y topografía de sus circos de cabecera, poco evolucionados, las fuertes pendientes favorecieron la generación de unas pequeñas lenguas que descendían rápidamente valle abajo, con dirección N – S/SSE, hasta los 1.310 m en el caso del situado bajo la cumbre de Peña remoña (2.227 m) (Ver Tabla 4).

A continuación los abundantes restos morrénicos existentes en la Majada de Pedabejo permiten reconstruir un glaciar generado en parte como consecuencia de la difluencia de los hielos procedentes del campo de hielo de Liordes, que salvando el Alto de la Canal (2.030 m), descendía rápidamente a través de la Canal de Pedabejo hasta los 1.530 m donde se situaba su frente. El glaciar poseía una superficie de unas 29 ha, con 1.080 m de longitud por 350 m de anchura.

RECONSTRUCCION MAXIMO GLACIAR: GLACIARES DE PEÑAS CIFUENTES

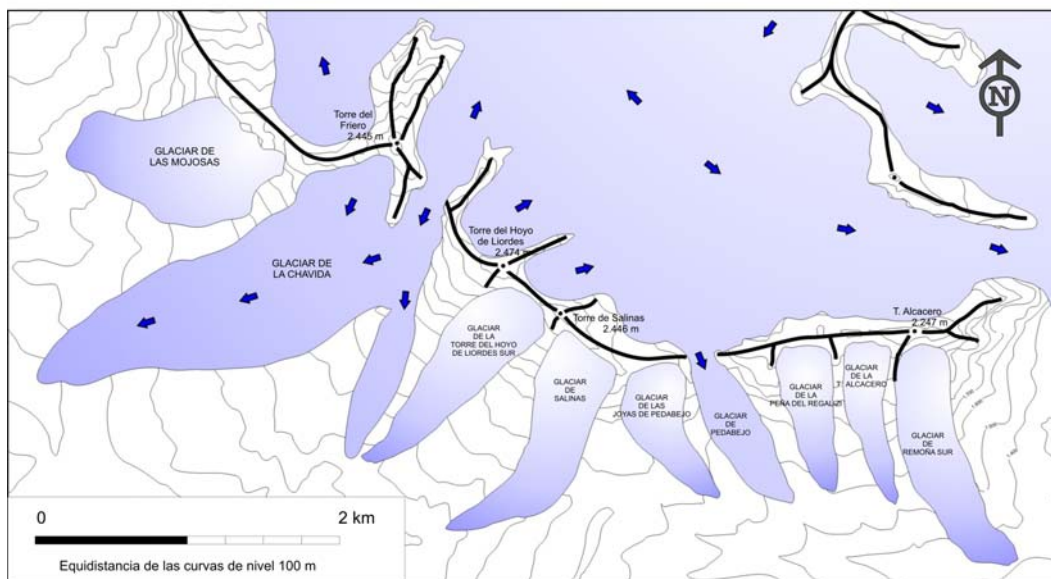


Figura 48. Reconstrucción de la extensión máxima de los glaciares de Peñas Cifuentes (L.G.M.).

Al oeste del glaciar de Pedabejo, se generó otro pequeño glaciar en el sector de la zona de Pedabjeo de dimensiones similares y también con una dirección general S/SE.

Al pie de las Traviesas de Salinas (Torre del Hoyo de Liordes 2.474 m, Torre de Salinas 2.446 m), se desarrollaron otros dos glaciares, que descendían rápidamente con dirección general S/SO. El situado bajo la Torre de salinas poseía una superficie de casi 48 ha, con unas dimensiones de 1.520 m de longitud por 420 de anchura máxima. Su frente lo situamos a unos 1.515 m. A continuación bajo la pared sur de la Torre del Hoyo de Liordes, descendía un glaciar en dirección S/SO con unas dimensiones muy similares al anterior (1.500x430 m) y una superficie de algo más de 48 ha. Su frente descendía hasta los 1.460 m.

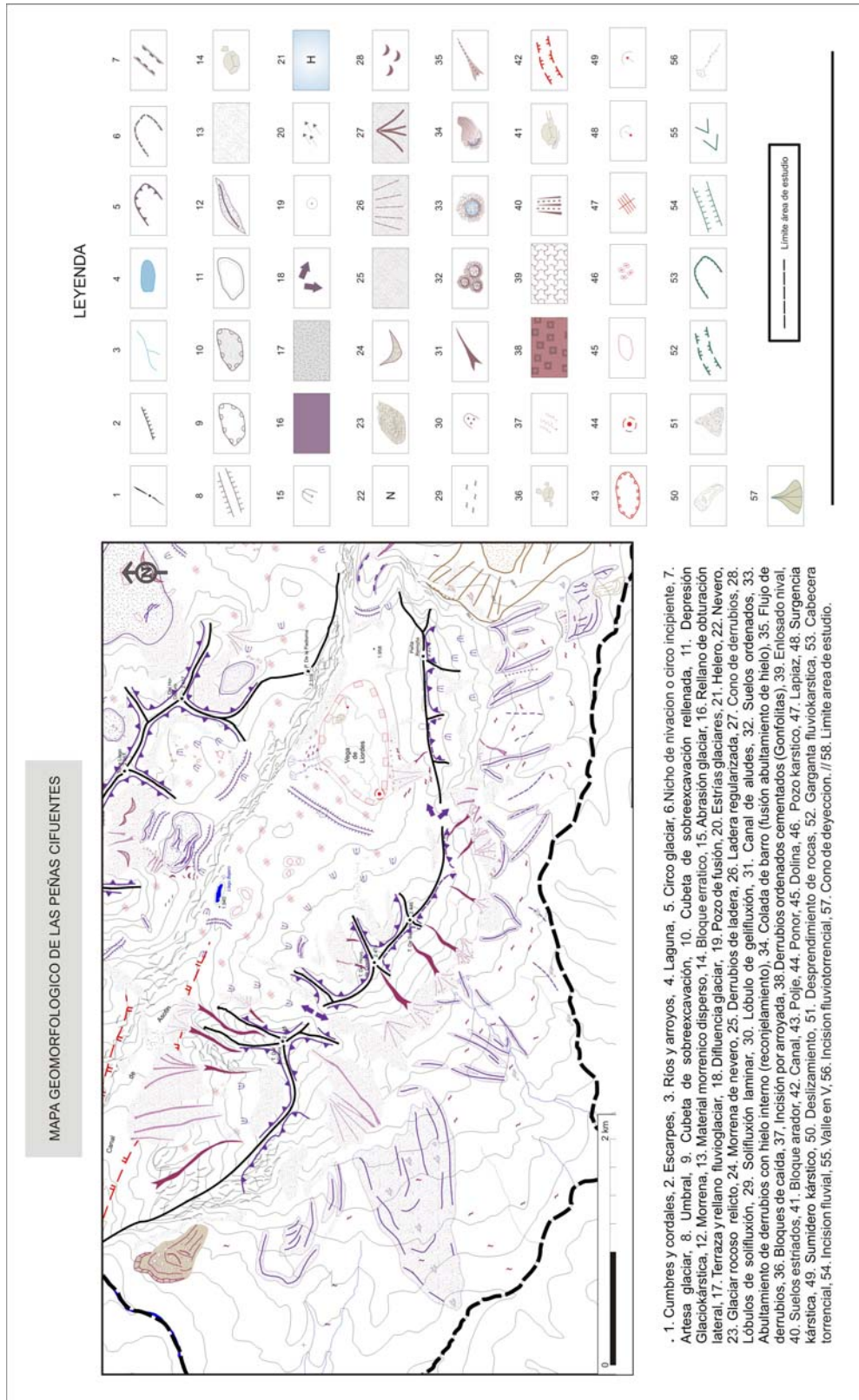


Figura 49. Mapa geomorfológico del sector de las Peñas Cifuentes, borde suroeste del macizo central de los Picos de Europa.





Figura 50. Vista general de la morfología glaciar de la Canal de la Chavida. En detalle se puede ver la disposición de los cordones morrénicos del máximo glaciar.

La confluencia de los hielos acumulados bajo la pared sur de la Torre del Friero (2.445 m) y la difluencia glaciar del Cdo. de la Cabida 2.160 m, generó el glaciar de mayores dimensiones de este sector meridional del macizo, el cual a su vez se dividía en dos lenguas, la principal que descendía con dirección SSO hacia el paraje de los Prados de Zajancas hasta los 1.060 m, y una pequeña lengua menor, que se individualiza a partir del Peñón Chico para descender por debajo de la majada de Urdías hasta los 1.460 m. El conjunto poseía una superficie aproximada de unas 214 ha, con una longitud máxima de 2,8 km.

En la parte más occidental del conjunto, bajo la cumbre de las Mojosas (1.960 m), encontramos unos arcos morrénicos perfectamente conservados que nos permiten reconstruir un glaciar de casi 78 ha. El glaciar desarrollado al pie de la pared, presenta unas dimensiones de 1.430 m de longitud por 760 m de anchura.



Figura 51. Vista del glaciar rocoso relicto de Cordiñanes desde el horcado Pambuches en el Macizo Occidental.

#### *III.4.2.1.3. Glaciares de las Canales del Oeste.*

La parte oeste del Macizo Central de los Picos de Europa se caracteriza por la existencia de profundas canales de dirección E – O, que comunican la parte superior del macizo con el fondo de la garganta fluvio-torrencial del Cares a través de enormes desniveles que pueden superar los 2.000 m.

En este sector los glaciares reconstruidos son cuatro: Canal de Dobresengos, Canal de Moeño, Canal del arroyo Bermejo y Canal de Asotin. En la canal del agua no hemos encontrado huellas morfológicas que nos permitan reconstruir o afirmar la existencia de un glaciar durante el último máximo glaciar, si bien es cierto que la Collada del Agua (2.144 m) presenta una morfología que evidencia una difluencia glaciar. Esta parece haber sido de dimensiones escasas, pues la erosión fluviotorrencial no ha dejado ninguna huella glaciar, y las asociadas a procesos morfológicos de génesis no glaciar son dominantes desde la parte alta de dicha canal.

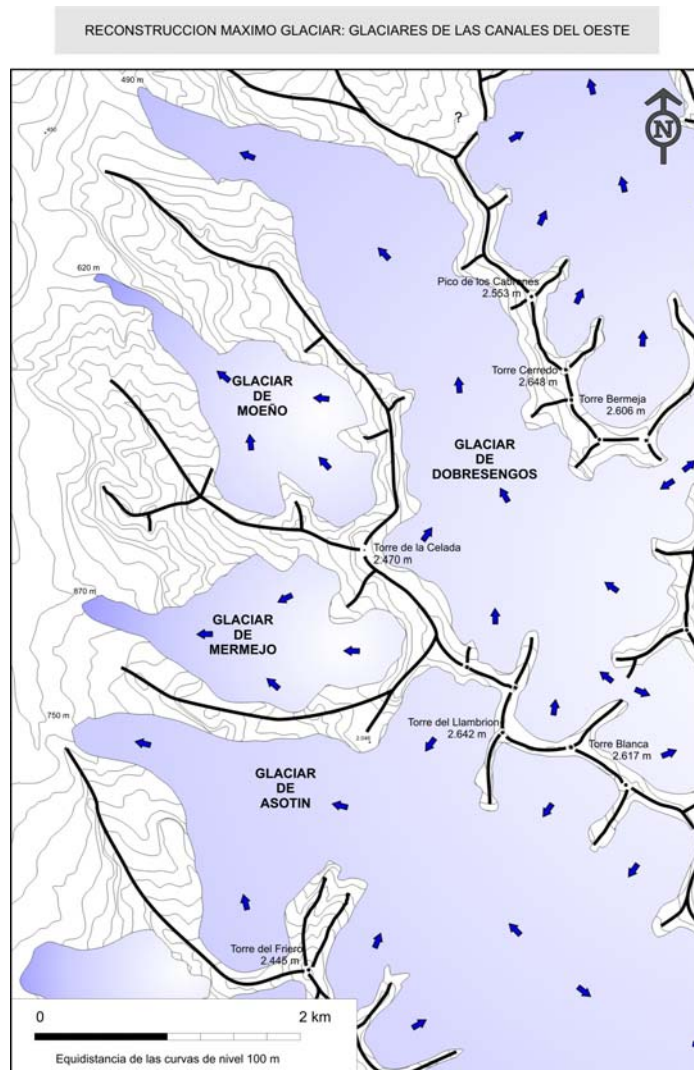


Figura 52. Reconstrucción de la extensión máxima de los glaciares en las canales del oeste del macizo: Canal de Dobresengos, Canal de Moeño, Canal Mermejo y Canal de Asotín (L.G.M.).

- Canal de Dobresengos: Los hielos procedían de un amplio campo de alimentación bajo las más altas cumbres del macizo. Esta área quedaba limitado por la cresta que une las cumbres de Torre de la Celada (2.470 m) – Torre de la Palanca (2.614 m) – Torre del Llambrión (2.642 m) – Torre Blanca (2.617 m) – Pico Tesorero (2.570 m) – Picos de Arenizas (2.520 m) – Torre del Oso (2.576 m) – Torre Coello (2.578 m) – Torre ce Cerrado (2.648 m) – Pico de los Cabrones (2.553 m) hasta el Pico de Drobensengos (2.395 m). Las aportaciones de hielo procentes de los circos de cabecera labrados en dicha cresta, eran además incrementadas con varias difluencias glaciares que ponían en contacto este sector con los limitrofes, como es la cabecera del glaciar del Alto Deva, a través de la difluencia glaciar existente en la Collada Blanca (2.352 m), o la difluencia glaciar

de la Horcada de Caín (2.344 m) que contactaba con el campo de hielo en torno al Jou sin Tierra, perteneciente ya al sistema Urriellu-Bulnes. Por tanto el hielo reunido en torno al Hoyo Cimero – Hoyo Grande – Hoyo Bajero, con un espesor de 400 – 500 m, se canalizaba a través de la Hda. del Hoyo grande para descender a través de la canal de Dobresengos en dirección E - O, superando un desnivel de más de 1.500 m, hasta prácticamente el final de la canal donde se situaba el frente a 490 m, siendo el más bajo de todos los frentes glaciares registrados en el macizo. Como se puede ver en la figura 52 los hielos se canalizaron en una lengua principal de 6,2 km de longitud por 1,2 km en su parte más ancha. La superficie glaciada para esta sistema glaciar es de aproximadamente 630 ha.

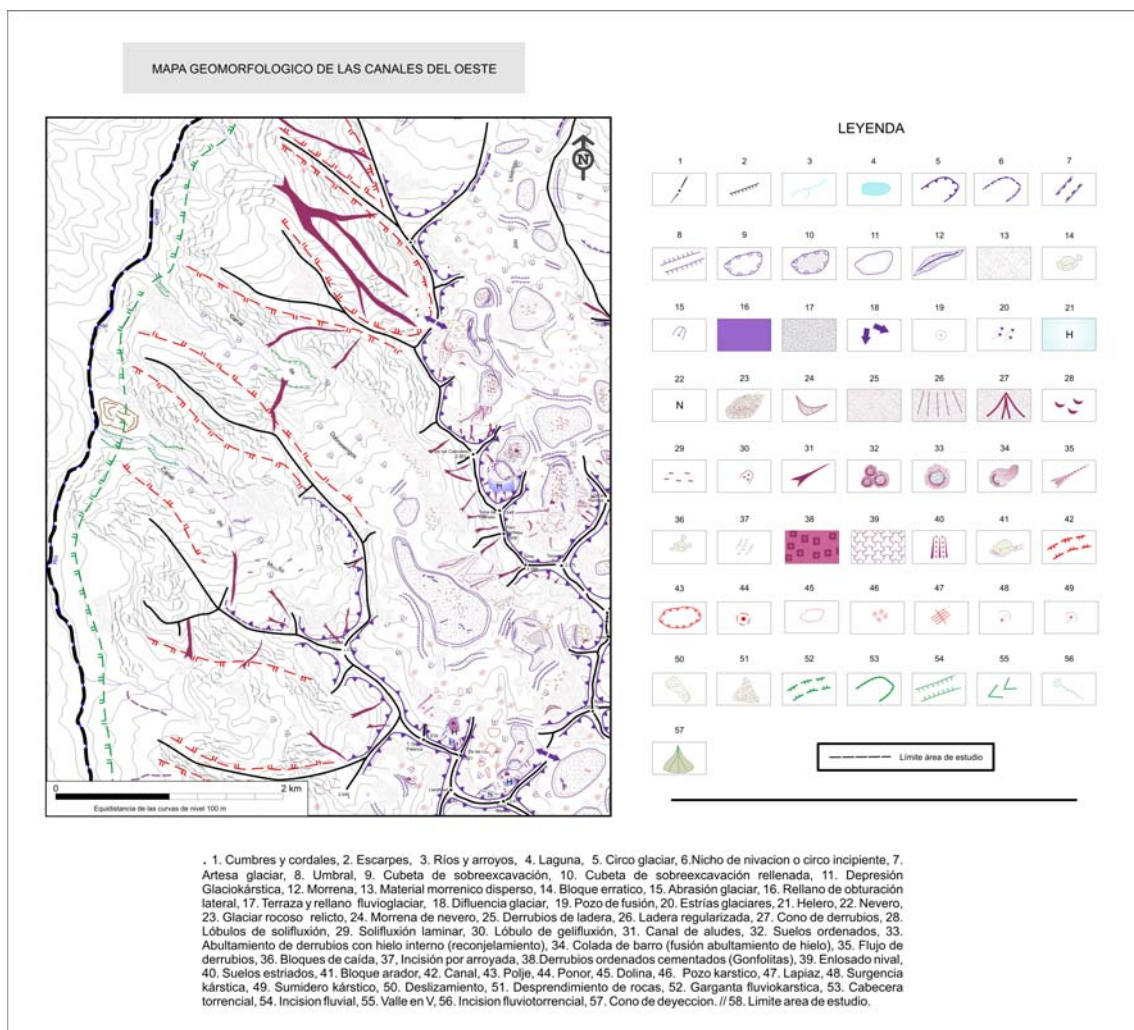


Figura 53. Mapa geomorfológico de las canales del sector oeste del macizo central de los Picos de Europa.



Figura 54. Vista general de la Canal de Moeño. Se puede observar el cambio topográfico entre los sectores ocupados por los glaciares pleistocenos más abiertos, y la parte inferior de la canal en la que se ha excavado una profunda garganta fluvial (proglaciar).

- Canal de Moeño: A continuación hacia el sur, en la Canal de Moeño se desarrolló otro glaciar de dimensiones mucho más reducidas que el anteriormente citado, y que estuvo desconectado y por tanto individualizado con respecto al campo de hielo central. La cabecera del glaciar estaba situada bajo la cresta que se extiende desde la Torre del Medio (2.048 m), la cara NO de la Torre de la Celada (2.470 m), la Torre del Pamparroso (2.214 m), hasta la Bermella (1.877 m). Desde ahí el glaciar descendía en dirección NO salvando unas fuertes pendientes hasta los 620 m donde se localizaba su frente. Por debajo, la morfología cambia completamente y el perfil transversal del valle en U abierto por el glaciar, pasa a ser una marcada garganta fluviotorrencial de claro perfil en V y que funcionaría como proglaciar durante la máxima extensión de los

hielos. Las dimensiones reconstruidas para este glaciar serían de unas 140 ha, con un glaciar que desarrolló una pequeña lengua de 2,2 km de longitud con una anchura en su parte máxima de unos 820 m.

- Canal de Mermejo: Al sur de esta, en la canal del arroyo Mermejo se desarrolló otro pequeño glaciar. El circo de cabecera estaba formado por la abrupta cresta que va desde la Torre de Llaz (2.100 m), la cara NO de la Torre de Peñalba (2.424 m), la Torre de la Palanca (2.614 m), Torre de la Celada (2.410 m), hasta la Torre del Medio (2.048 m). El glaciar al igual que en el caso anterior, desde la zona de alimentación descendía a través de fuertes pendientes lo que facilitaba el rápido descenso de la lengua glaciar hasta una altura de 870 m, sin llegar tampoco hasta el fondo de la canal. Las dimensiones de esta masa eran también modestas, con unos 150 ha de superficie, 2,4 km de longitud y 1 km, aproximadamente en su parte más ancha.

- Canal de Asotín: Por último, desde el sector de la Vega de Liordes, especialmente hacia el oeste del Cdo. de la Padierna, junto con los aportes procedentes de los circos de cabecera del sector: por un lado en la zona sur, la cresta que va desde la Torre de Salinas (2.446 m) hasta la Torre del Frierio (2.445 m), a lo cual se añaden los circos de la cresta norte que va desde la cara NO de la Torre del Hoyo Oscuro (2.417 m) hasta la Torre de Peñalba (2.424 m), descendía una amplia lengua glaciar canalizada a través de la Canal de Asotín. Como hemos visto, parte de los aportes de este campo de hielo situado por encima de los 1.800 m, difluían hacia el E, a través de la artesa de Liordes. Además hacia el sur, también existían varios collados de difluencia glaciar que generaron o ampliaron los glaciares desarrollados en el sector más meridional del macizo en torno a las Peñas Cifuentes. A su vez, la cresta norte, también estuvo abierta por pequeños collados de difluencia glaciar de forma que este sector estaba conectado con el inmediatamente existente al norte el del Alto Deva. La lengua descendía a través de la Canal de Asotín salvando un desnivel de más de 1.000 m. El

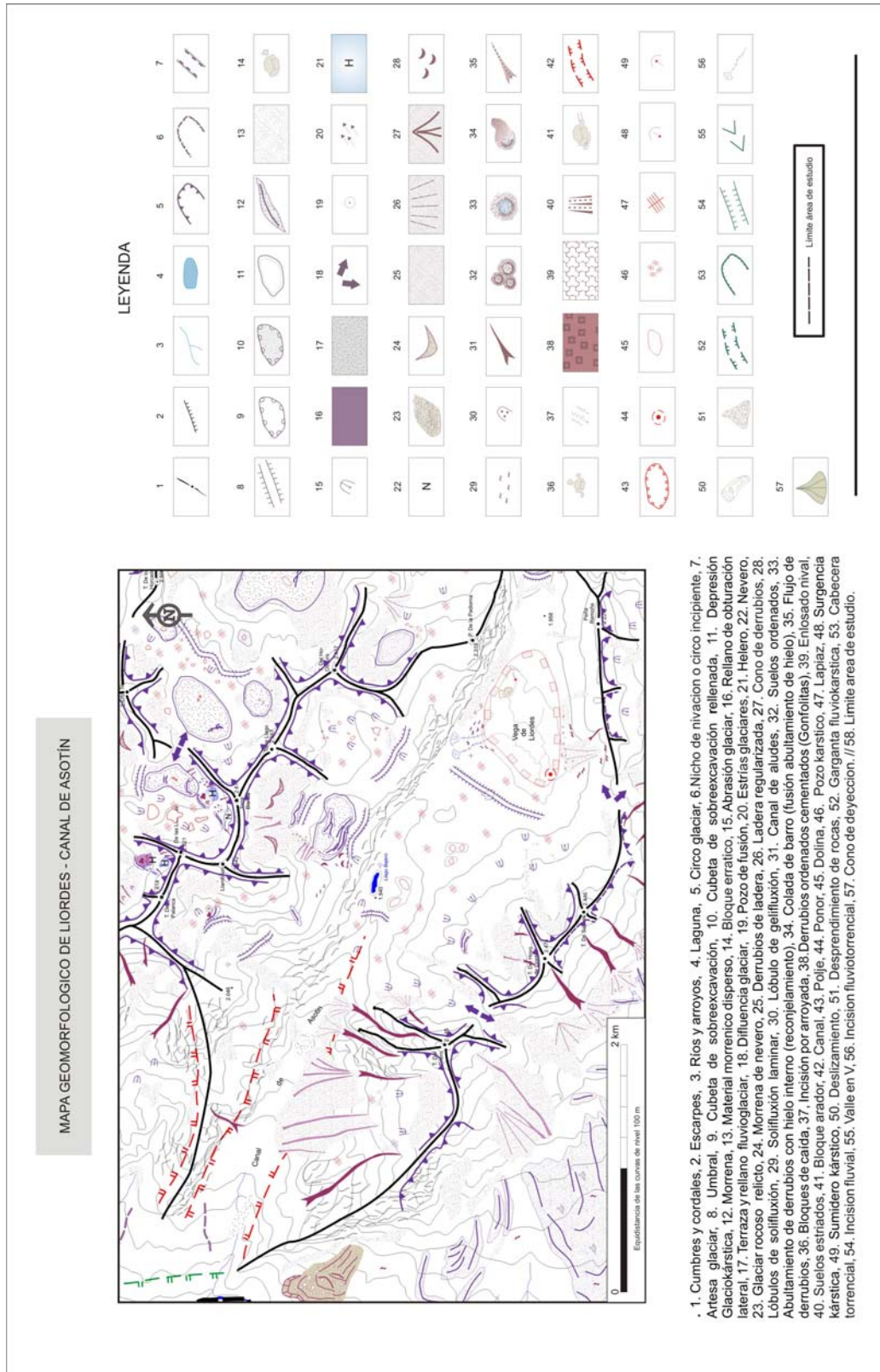


Figura 55. Mapa geomorfológico del sector Vega de Liordes-Canal de Asotín.

frente se situaba a unos 750 m. A partir de ahí la topografía cambia acentuándose las formas asociadas a la erosión de las aguas corrientes. La reconstrucción de sus dimensiones muestran un sistema glaciar complejo, formado por numerosos circos de alimentación en cabecera que se unían para dar una lengua principal. El conjunto tuvo una superficie de unas 690 ha, con un espesor de hielo en torno a 400 m, una longitud de 5,4 km, por 1,2 km de anchura máxima.

#### *III.4.2.1.4. Glaciares del Ceredo - Amuesa.*

La cabecera de este glaciar estaba formada por la conjunción de varios circos bajo algunas de las más altas cumbres del macizo. Formando una enorme cresta en forma de U, aglutinaba los circos labrados desde los Cuetos del Trave (2.237 m), pasando por su vértice sur en la Torre de Coello (2.584 m) hasta el Cueto del Albo (2.414 m). Comprendería los hielos procedentes de los circos de Trave (2.253 m), Dobresengos (2.395 m), Cabrones (2.553 m), Jou Negro (2.648 m), Ceredo (2.606 m), Perdida (2.596 m) y Albo (2.445 m). Por tanto una cabecera formada a base de siete circos cuyos aportes confluían en el Jou Lluengu, para descender con dirección S – N. La lengua progresivamente se va estrechando en dirección a Amuesa. La corriente de hielo al chocar con el paredón de Amuesa, gira bruscamente para adquirir una dirección final O – E. En su tramo final, recibía los aportes de un pequeño glaciar afluente, procedente del Cueto Albo (2.414 m). Por la morfología heredada, deducimos un glaciar de poco espesor, adaptado al dorso de la escama cabalgante que arma el conjunto. Las fuertes pendientes generaron un pequeño glaciar de 109 ha de superficie, con 1,7 km de longitud por 800 m de anchura, que descendía con dirección S – N, para realizar un salto de 450 m y enlazar con la lengua principal procedente de Ceredo, formando así un frente complejo situado a una altitud de 795 m.



H. Obermaier (1914) en su estudio del glaciario cuaternario abogó por la conexión de la lengua de Amuesa con la que a través de la Canal de Balcosín llegaba hasta Bulnes, de forma que ambas se unirían para atravesar la Riega del Tejo y depositar su frente a 220-300 m. El enlace de ambas lenguas, y la ubicación del frente a tan baja cota ha sido desestimada por estudios posteriores, con los que coincidimos, y que se inclinan por la desconexión de ambas lenguas (Frochoso, 1980; Alonso et al., 1982; Frochoso y Castañón, 1998). Por delante de los frentes señalados no hemos encontrado restos morfológicos, ni testigos sedimentarios que confirmen un mayor desarrollo de este glaciar.

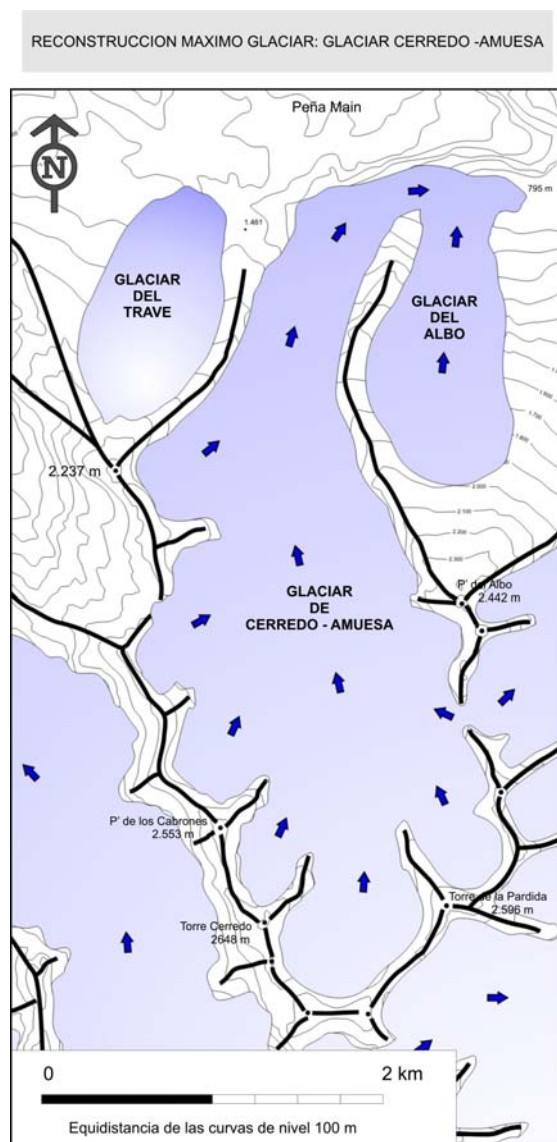


Figura 56 Reconstrucción de la extensión máxima del glaciar de Cerredo – Amuesa, así como su glaciar afluente del Albo y el glaciar del Trave (L.G.M.).

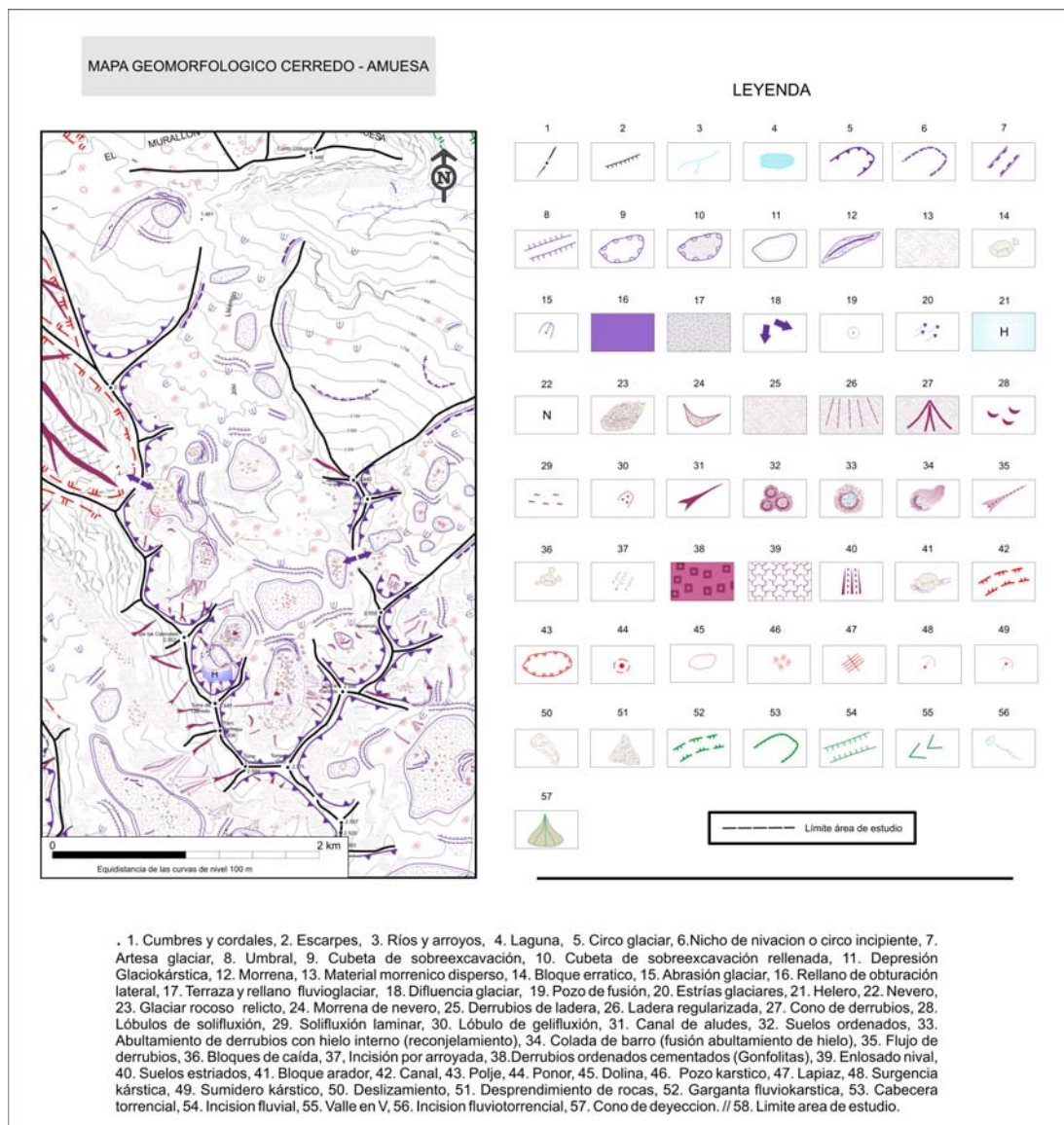


Figura 57. Mapa geomorfológico del sector entre el Jou de Cerredo y la Canal de Amuesa.

La lengua principal que llegaba hasta las cercanías del barrio del Castillo en Bulnes, poseía una dimensión notable con 540 ha de superficie, y una longitud de algo más de 5,5 km y casi 1 km de ancho. El espesor de hielo alcanzado rondó los 300 – 350 m, aunque con notables diferencias dada la compleja topografía subglaciar, y la diferencia de altitud entre el fondo de algunas de las más profundas depresiones glaciokársticas y los umbrales. El sistema de alimentación de nieve se complica por la existencia de collados de difluencia glaciar, entre los más destacados el situado en la

Horcada Arenera (2.283 m), por el que el hielo pasaba a formar parte de una corriente glaciar afluente del sistema Urriellu – Bulnes.

Al oeste del glaciar de Cerredo – Amuesa, un conjunto de morrenas fronto-laterales bien conservadas nos permiten reconstruir un pequeño glaciar individualizado y que tenía su cabecera en el circo glaciar poco marcado bajo la cumbre de la Cuesta del Trave (2.237 m). La disposición del complejo morrenico marca el límite del hielo que no llegaba a descender ni por las canales hacia el Cares, ni por Amuesa para enlazar con la lengua principal procedente de Cerredo. Al igual que en el caso del glaciar del Albo, se trataba de un glaciar de poco espesor generado a favor de una cumbre relativamente modesta, y una topografía a favor del dorso de la escama cabalgante que ofrecía una evacuación rápida de los hielos ladera abajo, y una escasa construcción y profundización del sector de cabecera, que a diferencia de los circos del sector central poseen unas paredes modestas. Las dimensiones de este glaciar eran de 82 ha, con una longitud de 1,4 km por 700 m de ancho.

#### *III.4.2.1.5. Glaciares de Urriellu – Bulnes.*

Este glaciar tenía su área de cabecera en la parte central del macizo. Reunía los hielos procedentes de varios circos glaciares polilobulados, formando un complejo área de alimentación limitado por la cresta que con dirección N – S va desde El Neverón del Albo (2.445 m), pasando por el Neverón de Urriellu (2.548 m), Torre de la Perdida (2.596 m), Torre del Oso (2.576 m), Arenizas (2.520 m), hasta la parte meridional del conjunto cerrada de O a E por Pico Tesorero (2.570 m), Horcados Rojos (2.506 m) y los Picos de Sta. Ana (2.601 m). A partir de ahí la cresta adquiere dirección S – N, enlazando a través de Tiros Navarro (2.602 m), Los Campanarios (2.572 m), La Morra (2.554 m) hasta el Naranjo de Bulnes (2.519 m).

A esta complejidad del área de alimentación, hay que añadir la existencia de numerosas difluencias que abren la cresta principal y ponen en contacto este sector

del campo de hielo con los sistemas vecinos. Tal es el caso de la difluencia en la Horcada de Caín (2.344 m), Horcados Rojos (2.344 m), Collado de Sta. Ana (2.503 m) y la Horcada del Lebaniego (2.458 m).

De este modo los hielos reunidos en el Jou de los Boches (2.099 m) y Jou Sin Tierra (1.982 m) formaban una gran lengua que descendía a través de la Vega de Urriellu (1.953 m) en dirección S -N, para descender a través del Jou Lluengo. En este sector la lengua principal recibía los aportes de dos lenguas secundarias en su margen derecha: por un lado la procedene del Jou tras el Picu, que enlazaba a través de la Canal de la Celada con la lengua principal, justo a los pies de la cara NE del Naranjo de Bulnes (2.519 m), y una segunda lengua que, conectada a su vez con la anterior a través de una difluencia glaciar, descendía desde el circo de la Torre del Carnizoso (2.432 m) y la cara NO de la Peña Castil (2.444 m), conectando con la lengua principal ya en la parte inferior del Jou Lluengo, en el pareja conocido como las Traviesas.

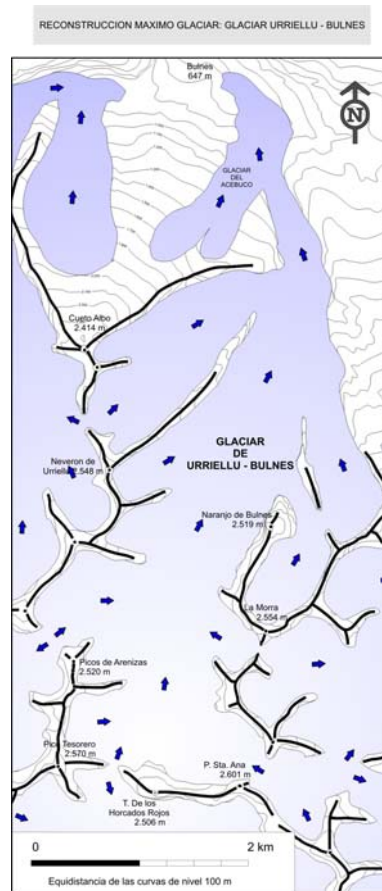


Figura 58. Reconstrucción de la extensión máxima del glaciar de Urriellu – Bulnes (L.G.M.).

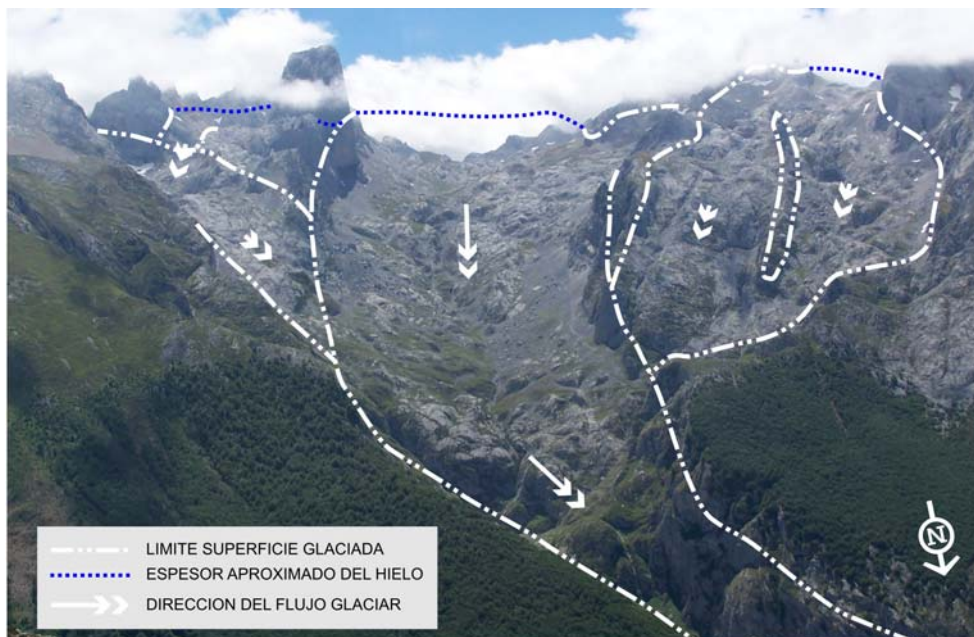


Figura 59. Vista general del tramo medio del glaciar de Urriellu – Bulnes. Se puede observar la superficie glaciada, el espesor aproximado y la dirección del flujo. En este sector el glaciar recibía los aportes por la derecha e izquierda de varios glaciare secundarios.

Por otro lado en la margen izquierda la lengua principal recibía los hielos de otro glaciar afluente procedente del sector de los circos del Diente de Urriellu (2.395 m) y los Cuetos del Albo (Neverón del Albo, 2.445 m). Este glaciar que a su vez recibía aportes a través de la difluencia existente en la Horcada Arenera (2.283 m), descendía con dirección SSO – NNE para enlazar con la lengua principal en el sector de la Canal de Camburero, a unos 1.350 m.

A partir de aquí la lengua principal se estrecha considerablemente, viéndose obligada a pasar a través de la canal de Balcosin, que como vimos en el apartado dedicado a las formas de erosión glaciar, favoreció el esculpido de un tramo de valle con una ejemplar morfología en artesa. Al final de la artesa de Balcosin el glaciar se expandía en su parte final, recibiendo por la parte izquierda un pequeño glaciar afluente procedente del Acebuco. El frente de la lengua estaba a 615 m. El conjunto forma el segundo glaciar en importancia del macizo con unas 900 ha de superficie,

con un perímetro de casi 32 km, unos 6,6 km de longitud y 1,2 km de anchura en su parte máxima.

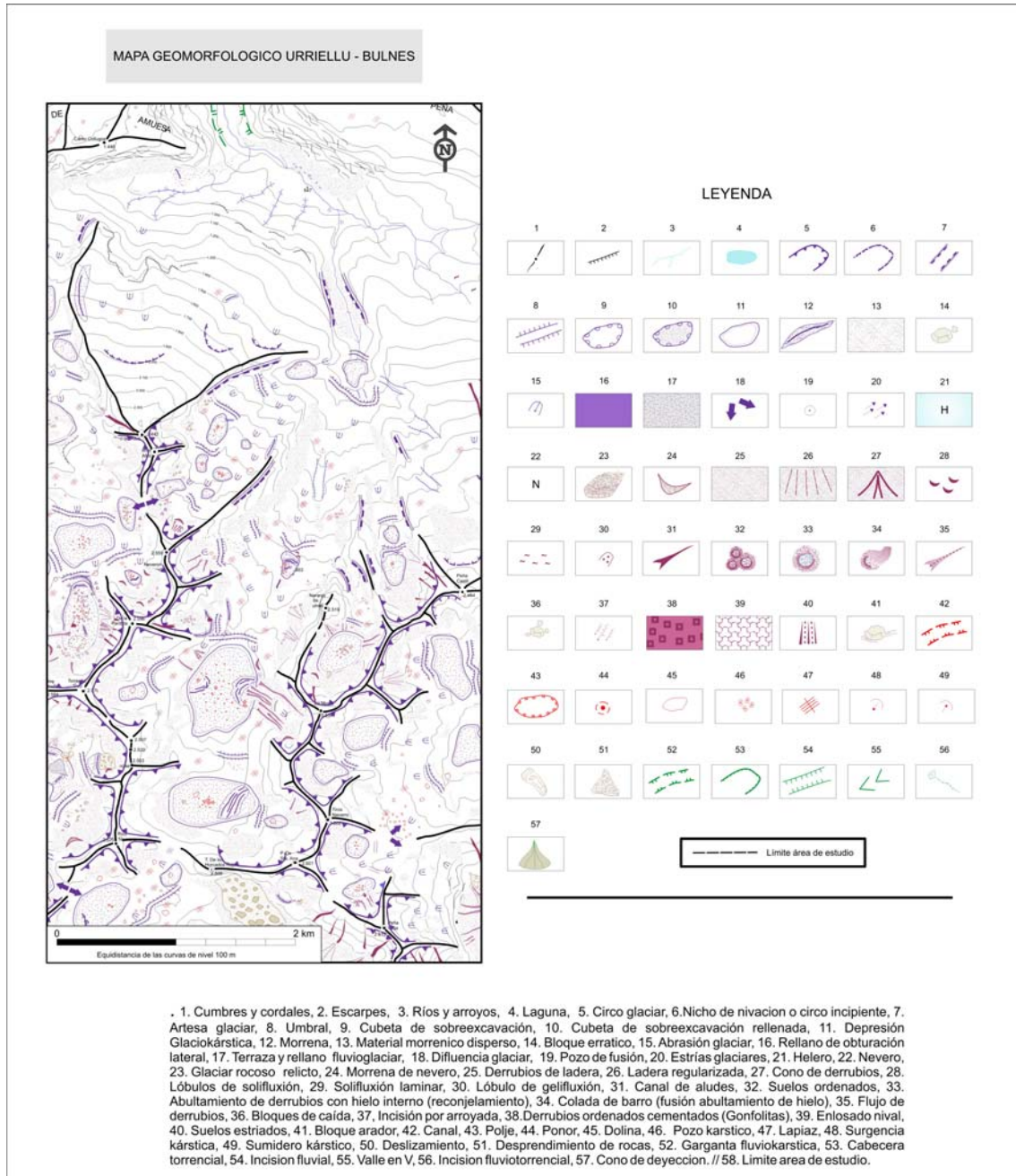


Figura 60. Mapa geomorfológico del sector entre el Jou de los Boches – Bulnes.

*III.4.2.1.6. Glaciares del Cordal de las Moñas norte.*

Si bien es cierto que no se han encontrado huellas morfológicas glaciares en las sierras medias que limitan el macizo por el norte: el Murallón de Amuesa (Peada de Rases, 1.458 m) y Peña Maín (Cabeza de la Mesa, 1.605 m), en el cordal que se extiende desde Peña Castil (2.444 m) hasta Cueto de Colladiello (1.538 m), se generaron unos pequeños glaciares a pesar de la baja cota del cordal que progresivamente va perdiendo altitud hacia el E. Las huellas morfológicas son claras y evidencian un conjunto de pequeños glaciares desarrollados, como en el caso de los glaciares menores antes indicados en el sector del Albo y del Trave, a favor del dorso de una de las escamas cabalgantes, inclinado hacia el norte (Figura 61). La topografía de la zona se caracteriza por la falta de grandes circos y paredes favorables a la acumulación de nieve y hielo, lo cual debió de estar compensado por su posición privilegiada en primera línea en la parte norte del macizo, abierto a los frentes del N y N,O y sin que las sierras medias inmediatamente al norte del sector pudiesen ocasionar una sombra pluviométrica.

Dentro del conjunto destaca el glaciar formado bajo la Cabeza de las Moñas (2.067 m). Este aparato fue el de mayores dimensiones con unas 165 ha de superficie, 2 km de longitud y 960 m de anchura. En el paraje de la Majada de las Moñas (1.909 m) se encontraba un área de alimentación a partir del cual se derramaban varias pequeñas lenguas en dirección norte. La mayor de éstas, descendía por la Canal de las Moñas hasta la Vega de les Cuerres a unos 1.195 m. Hoy en día son visibles varios arcos morrénicos bien conservados (Figura 62).

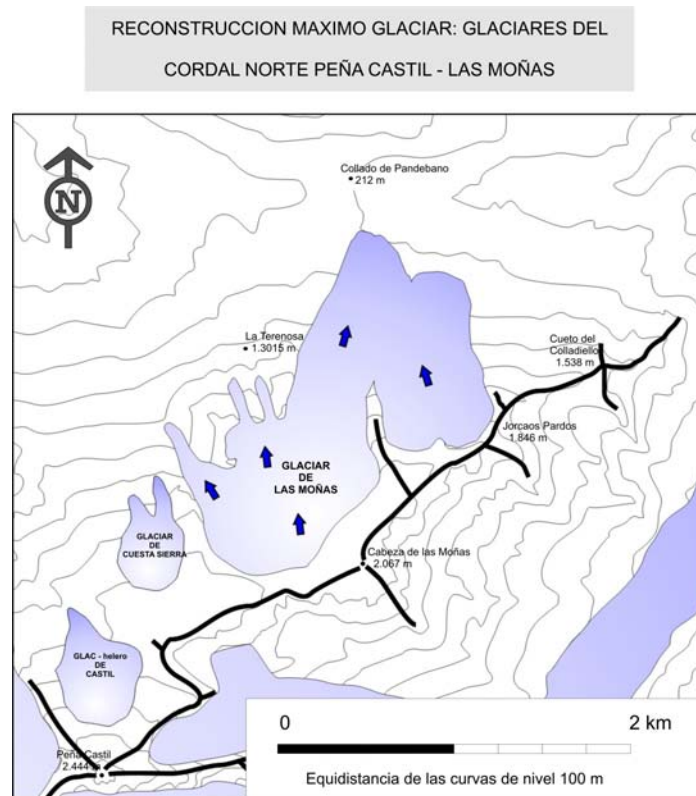


Figura 61. Reconstrucción de la extensión máxima de los glaciares del cordal norte entre Peña Castil y Las Moñas (L.G.M.).



Figura 62. Vista general del cordal entre Peña Castil (2.444 m) y Cabeza de las Moñas (2.067 m). El trazado de las líneas reconstruye aproximadamente la superficie glaciada durante el último máximo glaciario, así como la profundidad aproximada del hielo en la zona de alimentación, en torno al paraje conocido como la Majada de las Moñas (1.909 m).



III.4.2.1.7. Glaciares de Moñetas – Duje.

El área de cabecera de este glaciar se enmarca entre la cresta que desde Peña Castil (2.444 m) , se dirige en dirección NNE-SSO, a través de la Torre del Carnizoso (2.432 m), La Morra (2.554 m), Los Campanarios (2.572 m), y Tiros Navarro (2.602 m), para despues enlazar a través del Collado de las Coteras Rojas (2.369 m) con el Cordal Juan de la Cuadra (La Garmona, 2.286 m; Cueto de la Cuadra, 2.231; El Paredón del Albo, 2.125 m) (Figura 63). Además hay que añadir la importante difluencia glaciar del Collado de las Coteras Rojas, de forma que los hielos acumulados en la cara NO de Peña Vieja (2.615 m) difluían hacia Áliva y otra parte hacia el valle de las Moñetas. El glaciar descendía desde el área de acumulación en dirección SO-NE, para antes de enlazar con el valle del Duje a la altura de las Vegas del Toro (1.067 m), recibir los aportes de un glaciar secundario procedente de la cara E de Peña Castil (2.444 m) y que descendía a través de la Canal del Fresnedal.

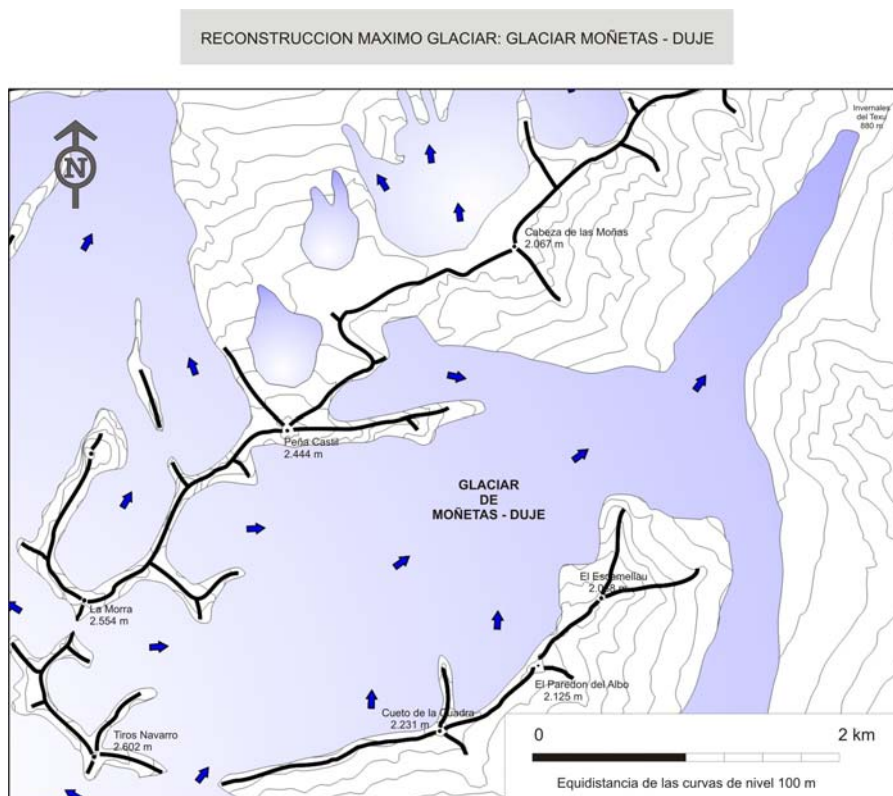


Figura 63. Reconstrucción de la extensión máxima del glaciar de Moñetas – Duje (L.G.M.).

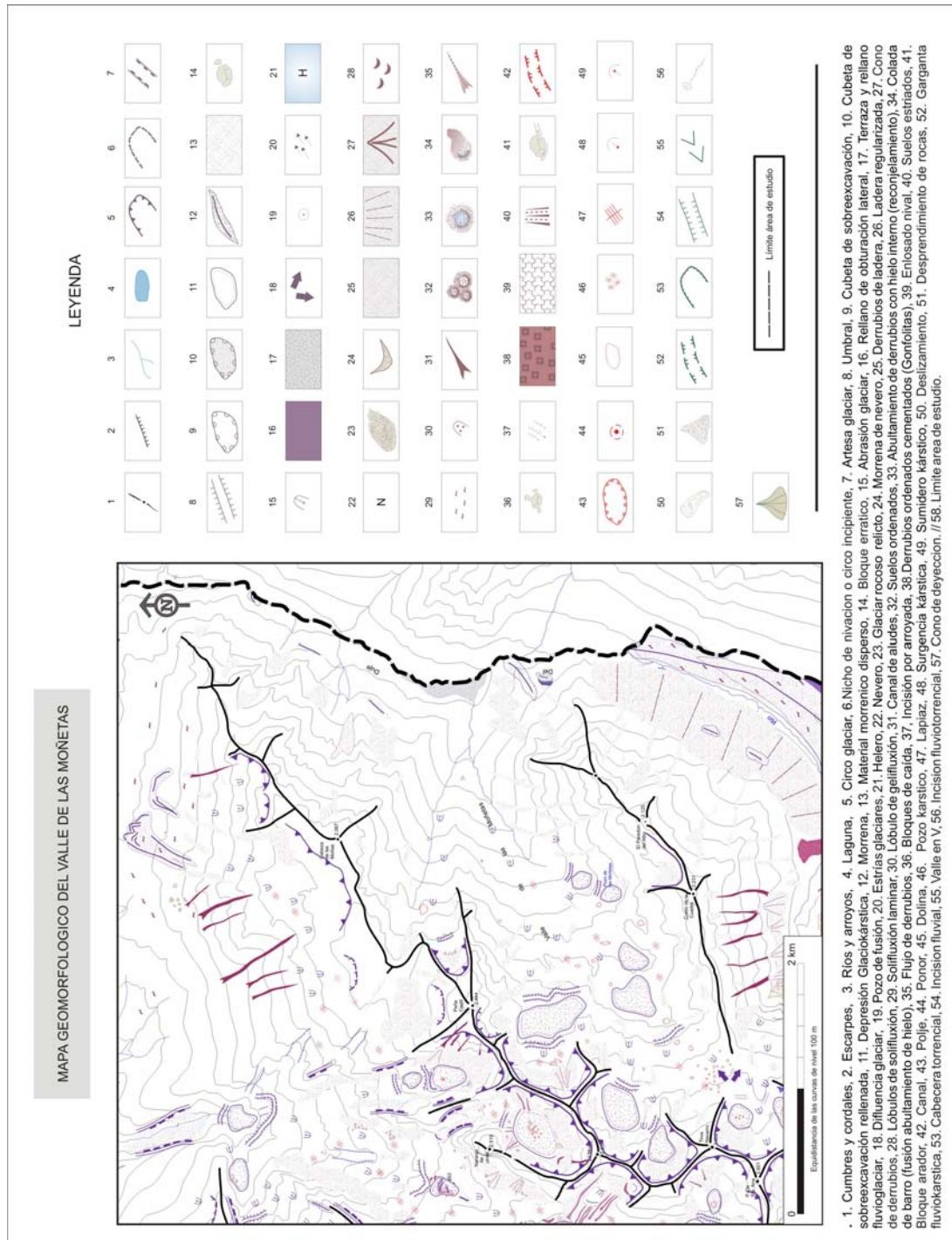


Figura 64. Mapa geomorfológico del valle de las Moñetas y su enlace con el valle del Duje hasta los invernales del Teju.

En los momentos de máxima extensión del hielo la lengua glaciar principal llegó a estar en contacto con la que descendía procedente de Áliva. A partir de aquí la lengua descendía valle abajo, estrechándose progresivamente hasta los invernales del Teju (880 m), donde se situaba su frente. Como han mostrado estudios anteriores, a pesar de que no se ha conservado el frente morrénico, el cambio en la morfología del valle que a partir de ahí pasa a tener un marcado perfil transversal en V, muestra su génesis fluviotorrencial (Frochoso, 1980; Frochoso y Castañón, 1998).

Es interesante destacar que la cresta que se extiende entre Cabeza de las Moñas (2.067 m) hasta el Cueto de Colladiello (1.538 m), orientado hacia el SE, permaneció deglaciado incluso en los momentos del máximo glaciar. Por el contrario, como hemos visto, el mismo cordal en orientación NO favoreció la acumulación de aparatos glaciares relativamente extensos.

Las dimensiones calculadas para este glaciar son de casi 760 ha de superficie, con una longitud máxima de 6,6 km, por 1,2 km de ancho.

#### *III.4.2.1.8. Glaciares de Áliva – Duje.*

En la parte SE del macizo, del imponente anfiteatro construido a los pies de Peña Vieja (2.615 m) y P. Santa Ana (2.601 m), una parte del campo de hielo superior se desparramaba a través de la Canal del Vidrio, para enlazar con los aportes procedentes de los dos circos glaciares labrados sobre la cara E de Peña Vieja (2.615 m) – Peña Olvidada (2.430 m),

El área de alimentación de este sistema es complejo, pues los aportes no se reducen a los sectores mencionados que supondrían una escasa superficie del área de alimentación en relación a la lengua emitida, sino que los aportes procedían además de dos difluencias glaciares de notable entidad. Por un lado la que a través del Collado de Sta. Ana (2.503 m) ponía en contacto con las masas de hielo del Jou de los Boches, y por otro lado, la ya mencionada difluencia de las Coterías Rojas (2.369

m). Dicha configuración implicó una gran complejidad de la dinámica del sistema glaciar de Áliva.

De este modo, las características topográficas y morfológicas, así como la propia estructura litológica, facilitaron el desarrollo de dos lenguas glaciares diferenciadas, por un lado el glaciar de Áliva – Duje y por otro el de las Salgardas, ambas separadas por la afilada cresta que forman los Cuetos de Juan Toribio (1.897 m).

El glaciar de Áliva aprovechó la topografía fluvial preglaciar, así en un primer momento toma una dirección O-E para a la altura de la Cuchilla del Alba girar hacia el norte hasta enlazar con el sistema que provenía del valle de las Moñetas.

La extensión del glaciar de Áliva – Duje, así como la posible conexión entre las lenguas de Áliva y la procedente del valle de las Moñetas ha suscitado importantes controversias interpretativas, de modo que si para unos autores conectaba con el procedente del valle de las Moñetas y alcanzaba los 950-1.000 m (Obermaier, 1914;

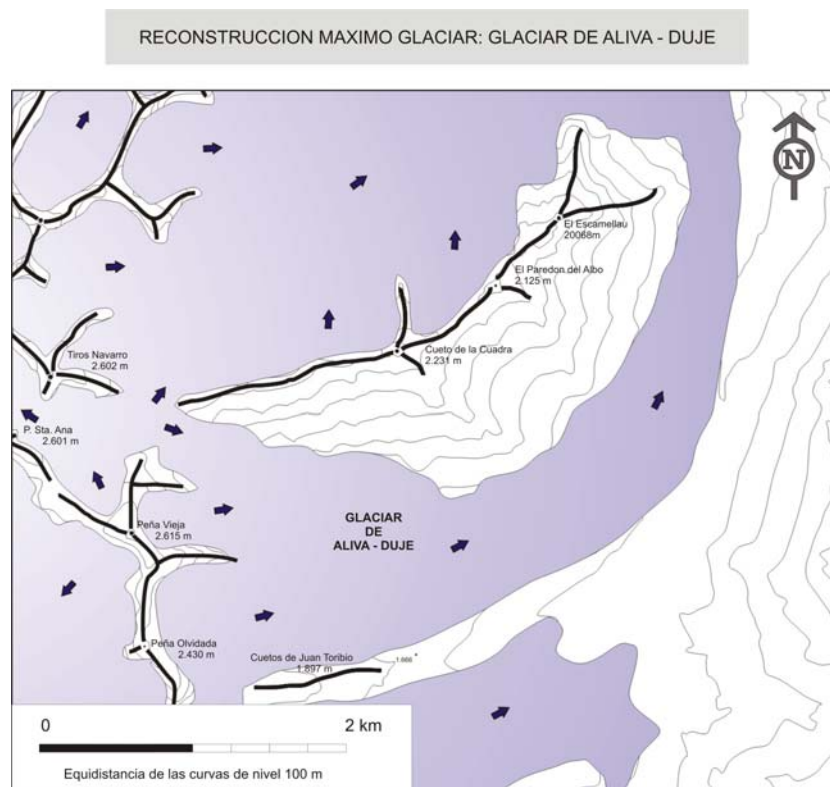


Figura 65. Reconstrucción de la extensión máxima del glaciar de Áliva – Duje (L.G.M.).

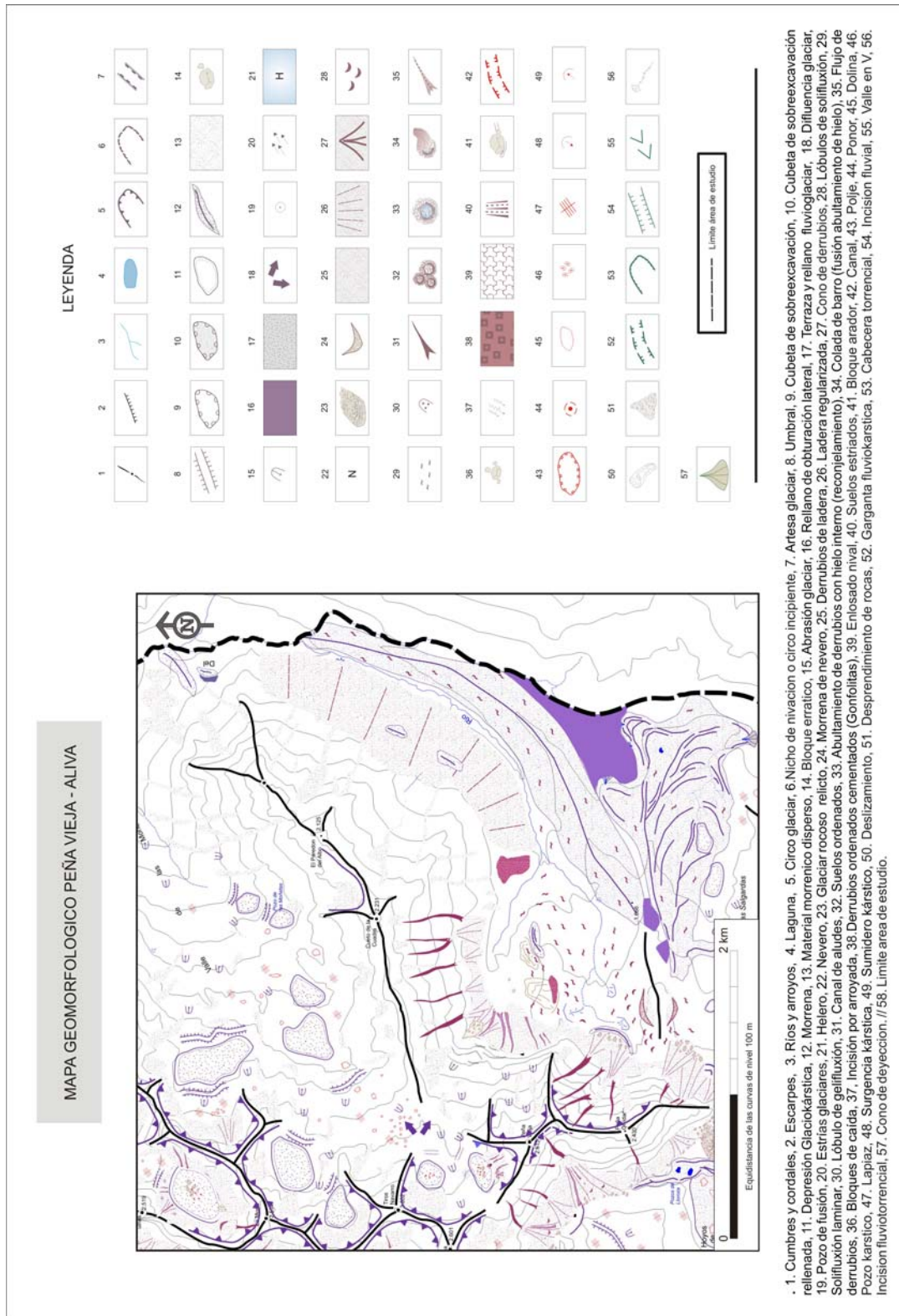


Figura 66. Mapa geomorfológico del Grupo Peña Vieja Áliva.

Flor y Baylon-Misioné, 1989), para otros autores el frente glaciar descendía hasta los 1.290 m, sin conectar con las Moñetas en las Vegas de Sotres (Frochoso y Castañón, 1986).

Por nuestra parte, se han encontrado testigos morfológicos y sedimentarios que atestiguan el contacto entre ambas lenguas durante la máxima extensión glaciar. Poco antes de la morrena que marca la máxima extensión del glaciar de Moñetas (entorno del Vao Jurniello), en la margen izquierda aguas abajo, se encuentra un resto morrénico y rellano de obturación colgado a 1.220-1.210 m. Su altura y génesis muestra el espesor que alcanzó el hielo, que conectaba con el glaciar de las Moñetas.

De nuevo como en el caso del sistema glaciar Moñetas - Duje, el cordal de Juan de la Cuadra, orientado hacia el SE, no presenta huellas de haber estado ocupado por los hielos cuaternarios.

En la tabla 4 se incluyen datos de las dimensiones aproximadas del glaciar de Áliva - Duje, con un forma marcadamente alargada (14,7 km de perímetro), con una superficie aproximada de 483 ha, y una longitud de 5,6 km.



Figura 67. Vista de Áliva desde la parte superior del circo E de Peña Vieja (2.615 m). La morrena lateral de la Lomba del Toro marca la máxima extensión del glaciar. Al exterior se puede observar el rellano de obturación lateral entre ésta y el complejo morrénico de las Salgardas.

III.4.2.1.9. Lengua glaciar de las Salgardas.

Aunque debido a su entidad morfológica se la analiza por separado, en realidad estaríamos ante una lengua secundaria perteneciente al glaciar Deva-Fuente De, generada a favor de la difluencia glaciar existente en la Horcadina de Covarrobres (1.925 m) -La Sierruca (1.964 m). Dicha difluencia ya fue señalada por Obermaier (1914) y Hernández Pacheco (1956). Esta lengua se extendía al sur del glaciar de Áliva, separado de éste por los Cuetos de Juan Toribio (1.897 m), bajo la cumbre de Peña Olvidada y el cordal que se extiende a través de la Sierruca (1.964 m) hasta el Butrón (1.895 m) y Cueto Redondo (1.909 m). El glaciar vertía en dirección E, en la salida del arroyo Nevandi, hasta las majadas de Espinama donde se encontraba su frente a unos 1.460 m. La superficie de esta lengua glaciar fue de unas 314 ha, con un desarrollo longitudinal de 3 km y 1 km de anchura.

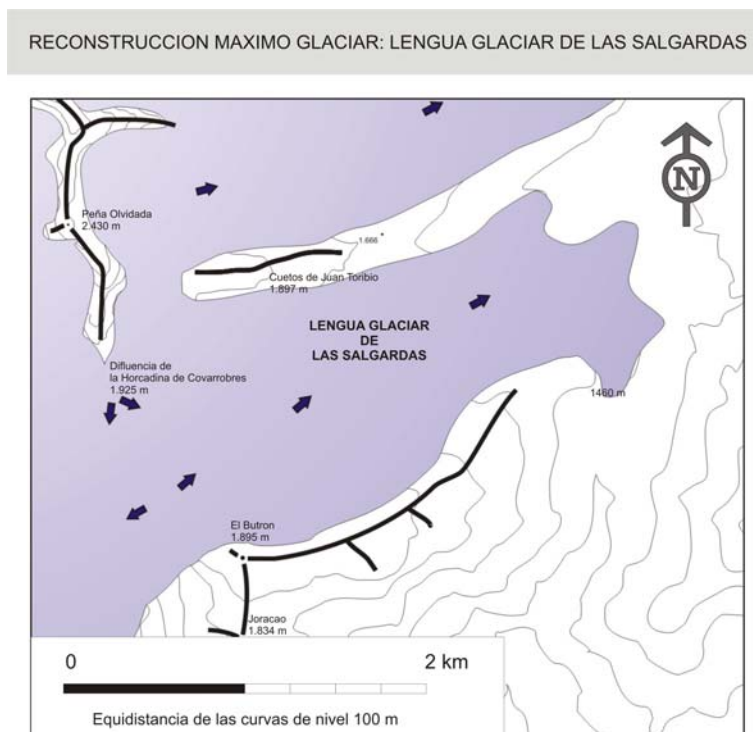


Figura 68. Reconstrucción de la extensión máxima del glaciar de las Salgardas (L.G.M.).

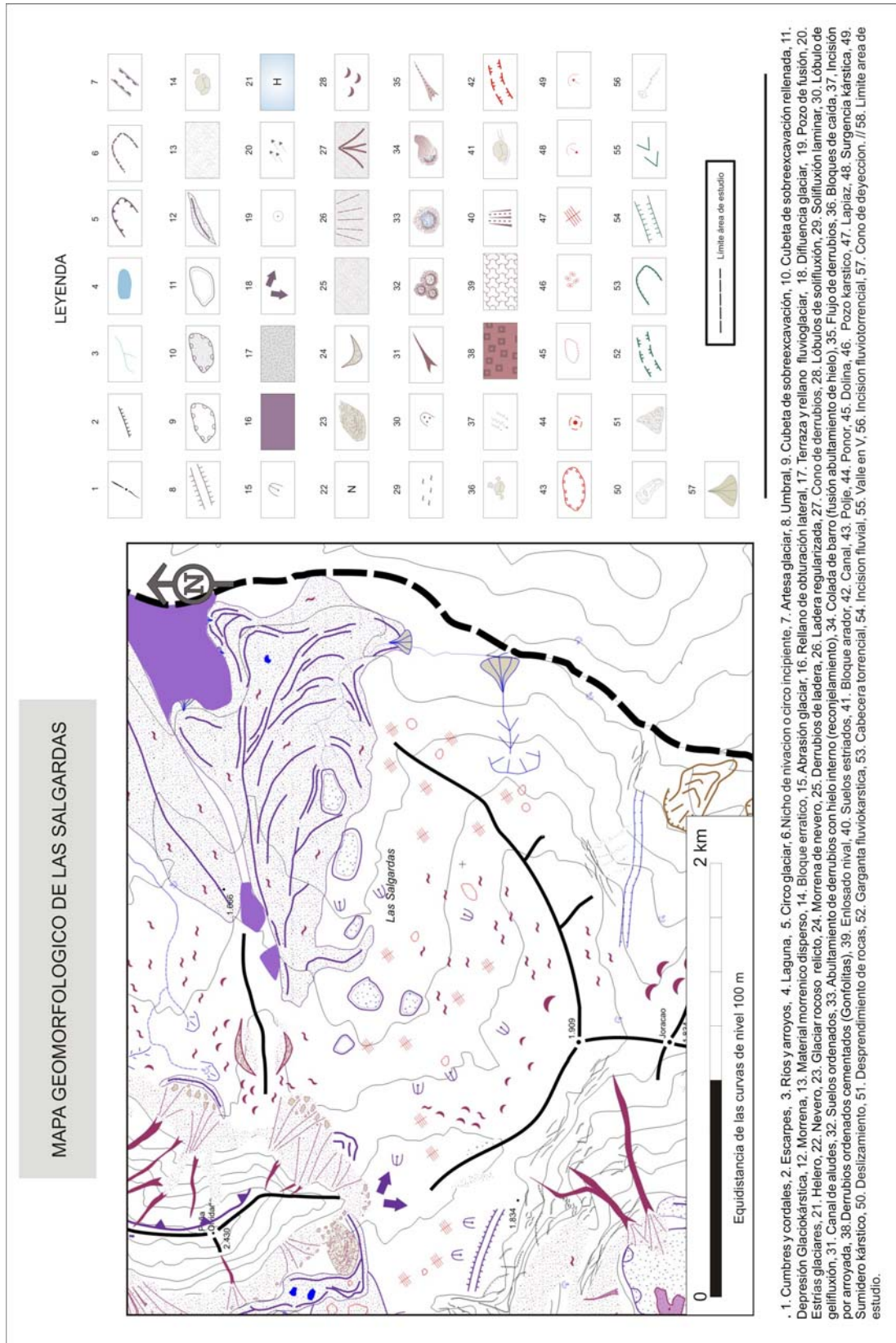


Figura 69. Mapa geomorfológico del sector de las Salgardas.





Figura 70. Vista del complejo morrénico perfectamente conservado que marca la máxima extensión de la lengua glaciar de las Salgardas durante el Último Máximo Glaciar.

#### III.4.2.2. Dinámica glaciar y paleoambiente.

##### III.4.2.2.1. *Introducción*

El pleniglaciar constituye la fase morfogenética más importante en la elaboración del relieve del macizo. Dada la magnitud y duración de la misma, son numerosos y extensos los restos atribuibles a esta fase. Como hemos visto en apartados anteriores, mientras que el predominio de las formas de erosión caracteriza la parte alta del macizo, los grandes complejos morrénicos alfombran el fondo de los valles de la parte baja, articulando así el paisaje natural del conjunto. En ocasiones los complejos frontales han sido desmantelado a favor de las fuertes pendientes y la labor erosiva de las aguas corrientes, especialmente intenso en las canales de la parte oeste del macizo. Por el contrario en los valles más amplios la buena conservación de los conjuntos frontales, su frescura, no nos permite atribuirlo a distintas glaciaciones. En este sentido todos los restos morfológicos encontrados los atribuimos al Último Máximo

Glaciar (L.G.M.), si bien dentro del mismo, por la disposición y localización altitudinal de los distintos restos diferenciamos tres fases. Una síntesis de la evolución glaciar del macizo en función de su dinámica, y a falta de dataciones absolutas que establezcan una cronología precisa, conscientes del valor relativo de nuestras reflexiones, y a modo de hipótesis, diferenciamos tres fases morfogénicas dentro del Último Máximo Glaciar. La denominación de las fases responde a criterios dinámicos, con el fin de evitar mayores confusiones usando denominaciones morfocronológicas basadas en estratotipos establecidos en otros macizos o cordilleras, dadas las notables variaciones individuales que se suelen registrar entre diferentes áreas. Esta denominación sigue la línea de lo expuesto en trabajos previos para el área de estudio (Serrano y González Trueba, 2002), o en otras áreas de montaña próximas como los Pirineos (Vilaplana, 1983; Martínez de Pisón, 1989).

A su vez para cada fase se ha realizado el cálculo de la paleoM.E.L.A.s de cada glaciar. Las características morfológicas, los parámetros morfométricos y la información de las PaleoM.E.L.A.s permiten aproximarnos a las características paleoambientales del macizo y de las distintas fases glaciares que lo han conformado.

#### *III.4.2.2.2. Cálculo de las Paleo-M.E.L.A.s y su problemática en campos de hielo y/o glaciares de geometría compleja.*

Uno de los parámetros más útiles empleados para cuantificar el efecto del clima en los glaciares y para la caracterización ambiental de los ámbitos glaciados, es la "Altitud de la Línea de Equilibrio glaciar (ELA)". Esta se define como la altitud teórica que separa la zona de acumulación y ablación de un glaciar, donde la acumulación anual de nieve es igual a la ablación, de forma que el balance de masa es igual a 0 (Porter, 1975, 1977; Meierding, 1982; Hawkins, 1985; Kuhle, 1988; Dahl y Nesje, 1992; Nesje, 1992). La ELA, calculada con carácter anual, depende de varios factores, entre los cuales, dos se presentan como fundamentales: por un lado la acumulación anual,

expresada básicamente a través de la precipitación del período invernal, y la ablación anual, que viene dada por las temperaturas del período estival. A ellos hay que sumar la importancia de la radiación como factor fundamental (Porter, 1975; Nesje, 1989; Ohmura et al., 1992; Seltzer, 1994). Junto con las características del clima regional, las condiciones geográficas de cada macizo montañoso desempeñan un papel fundamental en el balance de masa de sus glaciares. Así por ejemplo, la diferencia en el régimen térmico y pluviométrico entre un macizo de montaña de carácter continental y otro ubicado en fachada oceánica, como es el caso del Macizo Central de los Picos de Europa, puede ocasionar notables diferencias en el balance de masa de sus glaciares, en la altitud a la que se sitúa la línea de equilibrio glaciar y en el tiempo de respuesta a los cambios climáticos (Ohmura et al., 1992). A su vez, otros factores como la cantidad de radiación incidente sobre la superficie glaciar, su albedo, las precipitaciones del período estival y la existencia de derrubios superficiales, influyen en el balance de acumulación y ablación en un glaciar. La topografía y las diferentes condiciones de orientación, exposición, sobrealimentación (por aludes, nieve venteada, etc), la propia geometría de la masa glaciar o la hipsometría (distribución de la superficie del glaciar en cada banda altitudinal), pueden jugar un papel fundamental en el balance de masa y en la altitud de la línea de equilibrio del glaciar. (Alhmann, 1948; Louis, 1955; Porter, 1975, 1977; Kuhn, 1978, 1980, 1981, 1989; Kuhn et al., 1985; Hawkins, 1985; Kuhle, 1986, 1988; Nesje, 1992; Ohmura et al., 1992; Kaser, 1994; Braithwaite et al., 2002).

Recientemente, se ha utilizado el cálculo de paleo-ELAs para la reconstrucción de ambientes cuaternarios. Para la determinación de paleoELAs, entendiendo este concepto como la altitud a la que se encontraba la línea de equilibrio en glaciares ya desaparecidos, se estima la "Altitud de la Línea de Equilibrio Glaciar Medio" o "MELA", representativa de una fase glaciar considerada estable. Al representar unas condiciones glaciares teóricas de equilibrio, la MELA se presenta como un parámetro de gran interés, pues permite realizar comparaciones de las condiciones glaciológicas

en un macizo o entre diferentes macizos de montaña a escalas locales, regionales o planetarias (Hawkins, 1985; Ohmura et al., 1992; Dahl y Nesje, 1992; Seltzer, 1994; Klein, et al. 1999; Porter, 2001). En el caso de las montañas españolas, en su mayoría deglaciadas, a excepción de varios macizos pirenaicos que albergan glaciares de reducidas dimensiones, la reconstrucción de paleoELAs puede aportar interesantes interpretaciones paleoambientales, como ya ha sido puesto de relieve en diferentes macizos pirenaicos y cantábricos (Serrano, 1992; Serrano y Gutiérrez, 2002, Serrano y González Trueba, 2004, González Trueba, 2005).

*- Métodos de determinación de Paleo-M.E.L.A.s utilizados*

El interés por conocer la ELA ha conducido a establecer diferentes métodos de determinación de la altitud de la línea de equilibrio de glaciares, tanto actuales como desaparecidos. Por la frecuencia de utilización en los estudios de glaciario en áreas de montaña, hay que destacar dos métodos que hemos aplicado en el macizo Central de los Picos de Europa.

*A) Método Kurowski*

El trabajo de L. Kurowski (Kurowski 1891; Fielding 1908) plantea que la ELA es igual a la altitud media del glaciar, y aunque en el texto original utilice el término "Schneegrenze", lo usa en el sentido moderno de ELA. El método supone un cambio lineal de ablación y acumulación con la altitud, desde el frente glaciar hasta su cabecera, que la literatura científica ha asumido como una expresión de la proporción  $Sac/Sab = 1:1$ , o lo que es lo mismo, una relación entre el área de acumulación y el de ablación (AAR) = 0.5 (Louis, 1955; Hoinkes, 1970). Para Gross et al. (1977), esta consideración no se corresponde exactamente con el método original de Kurowski, pues se excluye la "curva hipsográfica", así como la topografía subglaciar,

parámetros que Kurowski utiliza, en su trabajo original, para determinar la altitud media de un glaciar. La modificación propuesta por Louis (1955) sitúa la ELA a media altura entre el punto más alto y más bajo del glaciar. Sin embargo, dada la dificultad para establecer el punto más alto alcanzado por la masa de hielo, posteriormente se ha tomado como referencia la altitud de la cumbre más alta a cuyos pies se desarrolló el glaciar reconstruido, lo que implica la elevación de la altitud media y por consiguiente de la ELA. Por la sencillez del cálculo ( $ELA = (altitud\ cumbre\ más\ alta + altitud\ del\ frente)/2$ ), que tan sólo requiere dos parámetros básicos, esta variante ha sido uno de los métodos más utilizados en los estudios de glaciario en España.

Desde mediados del siglo pasado, la aplicación del método glaciológico directo en glaciares de todo el mundo, especialmente Europa y Norte América, aportó nuevos datos acerca del balance de masa y permitió determinar con más precisión sus ELAs (Ahlmann, 1948; Meir y Post, 1962; Hoinkes, 1970; Meierding, 1982). Con ello se puso de manifiesto que el método de Kurowski tiende a sobreestimar la ELA, pues la ablación disminuye con la altura más rápido de lo que aumenta la acumulación, y por tanto, la ELA, en el caso de glaciares de valle de latitudes medias, se sitúa por debajo de la altitud media del glaciar.

#### B) Método Lichtenecker.

El método de Lichtenecker (Lichtenecker, 1938) utiliza la altitud máxima de las morrenas laterales para establecer la ELA. La base teórica de este método, utilizado por Visser en el Karakorum (Visser 1938), se encuentra en las aportaciones de naturalistas como Agassiz (1840 y 1847) y Vogt (1847), y en los trabajos más específicos de Simony (1872: 258-259), Brückner (1886, 1887, 1906) y Penck y Brückner (1909). El método establece que dada la naturaleza del flujo glaciar, donde las líneas de flujo convergen hacia el centro por encima de la ELA y divergen hacia los bordes externos por debajo de la misma, las morrenas laterales, teóricamente, son depositadas sólo en

la zona de ablación, es decir, justo por debajo de la ELA. De esta forma la máxima elevación de las morrenas laterales se correspondería con la ELA de la fase glaciaria a la que se adscribe la morrena utilizada como base del cálculo. Este método ha dado buenos resultados para el caso de la reconstrucción de paleoELAs de glaciares pertenecientes a fases recientes, sobre todo de la Pequeña Edad del Hielo y Holoceno, y con ciertos problemas para el Tardiglaciario (Andrews, 1975; Gross et al., 1977). El problema fundamental de este método deriva de la conservación de las morrenas, de modo que si no se conservan en buen estado, la información básica para el cálculo es falsa, y la altitud de la paleoELA obtenida subestima el valor real (Hawkins, 1985; Kuhle, 1988; Nesje, 1992). Por otro lado, es un postulado teórico que la morrena se forme siempre por debajo de la ELA, y su aceptación puede implicar errores. En relación con ello, hay que tener en cuenta el error derivado de un retroceso glaciario lento y la deposición continuada de la morrena no sólo en el período de equilibrio, sino también en la fase de retroceso subsecuente, lo que sobreestimaría la altitud de la paleoELA (Kuhle, 1988; Nesje, 1992).

### *C) Método Accumulation Area Ratio (A.A.R.)*

El método AAR (Accumulation Area Ratio) tiene su origen en los trabajos de E. Brückner y E. Richter en los glaciares de los Alpes del este a finales del siglo XIX. Brückner (1886, 1987, 1906) asume para los glaciares de valle que el límite entre el "Firnfeld" (área de acumulación) y el "Zunge" (área de ablación) se reparte en una proporción de 3:1, o lo que es lo mismo un  $AAR=0.75$ ; y que la línea resultante de dicho límite se corresponde aproximadamente con la línea de equilibrio glaciario. Brückner utiliza el término "firnlinie" en el sentido moderno de ELA. E. Richter (1885, 61), en un trabajo publicado un año antes, utilizó una proporción de 8:1, para posteriormente, siguiendo a Brückner, aplicar la proporción 3:1 (Areal Ratio 3:1), con la que el mismo Richter admitió obtener mejores resultados (Richter, 1888). El método original asumía

unas condiciones teóricamente estables, debido a que, en ese momento, no se disponía de los datos cuantitativos necesarios para la elaboración de un método de tipo inductivo. El método será criticado, años más tarde y se rechaza la proporción 3:1 considerada inicialmente, al afirmar que ésta subestima el valor real de la altitud a la que se sitúa la ELA. Los nuevos estudios abogan por una proporción entre el área de acumulación y el área de ablación de 2:1 o AAR = 0,67. Esta modificación trata de compensar algunos posibles errores del método original, derivados de la exclusión en el cálculo de la ELA de parámetros tales como son la hipsometría o la propia forma del glaciar (Drygalski y Machatschek, 1942; Klebelsberg, 1947, 1948/49).

La información aportada por la experimentación glaciológica directa, hizo posible, siguiendo el método de Brückner (1886), calcular el área de acumulación de un glaciar respecto a su área total (A.A.R., Accumulation Area Ratio) con mayor precisión, de forma que hoy es posible calcular el límite entre el área de acumulación y el área de ablación, y la altitud a la que se ubica. A partir de la experiencia obtenida en glaciares de Europa y América del norte fundamentalmente, se ha podido observar como el AAR de un glaciar varía en función de su balance de masa. De esta forma, glaciares con un AAR por debajo de 0,5 indican un balance de masa negativo, valores entre 0,5 – 0,8 se corresponden con glaciares en condiciones estables, mientras que valores por encima de 0,8, muestra regímenes con balance de masa positivos (Meier y Post, 1962; Hoinkes, 1970; Andrews, 1975; Kaser, 1994). Hoy en día, se asume que para los glaciares de valle de latitudes medias, y en condiciones de equilibrio, el porcentaje del área de acumulación de un glaciar, con respecto a su área total (AAR), se sitúa en torno al  $0,6 \pm 0,05$  o  $60\% \pm 5\%$  (Meier y Post, 1962; Andrews, 1975, Porter, 1975; Meierding, 1982; Hawkins, 1985).

Las ELAs derivadas de la consideración de un AAR de  $0,6 \pm 0,05$  han aportado los valores más aproximados, siendo éste método uno de los más utilizados en la actualidad tanto para glaciares hoy desaparecidos, como para aquellos aparatos actuales en los que se desconozca su balance de masa específico. A pesar de todo,

los parámetros a considerar y las condiciones específicas de cada caso, topográficas y climáticas, pueden arrojar cifras variables (Nye, 1952; Furbish y Andrews, 1984; Hawkins, 1985; Kuhle, 1988; Dahl y Nesje, 1992; Douglas y Alastair, 1997).

- Consideraciones metodológicas y técnicas del cálculo de Paleo-M.E.L.A.s. (A.A.R.).

La determinación de paleoELAs conlleva la existencia de fuentes potenciales de error propias del método, que deben ser tenidas en cuenta. El establecimiento preciso de la edad o fase glacial de las formas glaciares utilizadas para la estimación de la ELA, que deben basarse en precisos estudios morfoestratigráficos; la reconstrucción paleoglacial; los efectos orográficos; las posibles coberturas de clastos no constatadas; los gradientes de las ELAs, que conducen a confusiones o imprecisiones en el cálculo de MELAs; o los ajustes al descenso del nivel del mar para el último máximo glacial (Porter, 2001), son algunos de ellos. Además, la determinación de las paleo-ELAs mediante el método AAR realizada a mano añadía a los errores propios del método, los derivados de la utilización de herramientas manuales. La utilización de cartografía asistida por ordenador y programas SIG en el proceso de cálculo, además de agilizarlo, reduce al mínimo los errores técnicos.

El problema fundamental del método AAR es la reconstrucción precisa de la superficie ocupada por la masa glacial. Dicha reconstrucción se lleva a cabo con la ayuda de las huellas morfológicas glaciares heredadas. El trabajo de campo, apoyado en la fotografía aérea, ortofotos, imágenes de satélite de alta resolución y MDTs, permite reconstruir, mediante el análisis de las formas de erosión y acumulación, la extensión y la máxima altitud ocupada por el glacial, a través de una estimación aproximada del espesor del hielo en cabecera, lo que suele plantear las mayores dificultades. Esta fase depende de la experiencia del investigador, por lo que se han planteado aproximaciones teóricas, que tratan de ser más "objetivas", sustituyendo la delimitación del contorno a partir de la observación directa, por fórmulas matemáticas



que tratan de calcular el espesor del hielo en el área de cabecera determinando el perfil longitudinal teórico del glaciar (Nye, 1952). Este tipo de cálculo ha sido retomado recientemente por Sailer et al. (1999), asistido por un SIG con base raster, pero los resultados obtenidos son válidos tan sólo para glaciares con una topografía subglaciar y una geometría glaciar simples, en la medida que el cálculo no considera estos parámetros, por otro lado fundamentales en el balance de masa de los glaciares y en la altitud a la que se localiza su línea de equilibrio glaciar.

Para la determinación de paleo-ELAs es necesario elegir una escala de análisis adecuada. Esta ha de ser, al menos, 1/25.000, y para glaciares de reducidas dimensiones (10 Has aprox. o inferior) se requieren escalas de mayor detalle, 1/10.000 o 1/5.000. En este trabajo se ha utilizado una escala de análisis 1/25.000, con una precisión de 10 m en el área de la ELA y 50 m para el resto del glaciar. Con la utilización de herramientas informáticas se agiliza el cálculo de la hipsometría y se reduce el error técnico a un 0,5% de la superficie total del glaciar, lo que supone, en condiciones constantes y homogéneas, un error de 3-5 m en la altitud de la ELA, cifra que se considera aceptable. Por contra el error derivado de la utilización de herramientas manuales ha sido estimado en torno al 2% de la superficie total, con una topografía simple, aumentando para topografías subglaciares complejas (Hawkins, 1985).

La topografía subglaciar, la hipsometría, la propia geometría glaciar o las condiciones orográficas (orientación, exposición, etc...) y climáticas, tanto regionales como locales (tipo precipitación, aludes, viento, radiación, albedo, derrubios en superficie glaciar, etc), son factores que influyen en el balance de masa de los glaciares y, por tanto, en la ELA. La utilización de un *Accumulation Area Ratio* de 0,6 con un margen de error de 0,05, trata de compensar el posible error derivado de la dificultad para incluir algunos de estos factores geoclimáticos en la reconstrucción de la paleo-ELA.

Si desde el punto de vista glaciológico, la topografía subglaciar posee un papel clave en el balance de masa de los glaciares, desde un punto de vista metodológico y técnico, es un elemento fundamental a considerar en la determinación de paleo-ELAs. Los efectos de la topografía subglaciar en el proceso de cálculo de la ELA deben ser cuidadosamente evaluados. En este sentido, y en función del factor tiempo, no sólo las huellas morfológicas glaciares heredadas son susceptibles de ser borradas, sino que la propia topografía subglaciar puede ser modificada más o menos intensamente. De esta forma, la dificultad de reconstrucción del contorno glaciar, así como los errores de cálculo derivados de ello, son directamente proporcionales a la antigüedad de la fase glaciar considerada. Junto al factor tiempo, las condiciones morfoclimáticas postglaciales, o la naturaleza del sustrato, pueden jugar un papel fundamental. Las diferencias altitudinales y morfológicas entre la superficie reconstruida y la topografía subglaciar original, deben ser considerados, en la medida que el cálculo se hace en base a ésta, y no tomando como referencia el glaciar en superficie. En este sentido la utilización de una escala de análisis de alta resolución (de 10x10 m) permite detectar y corregir los errores derivados de las características topográficas subglaciares.

Serrano y González Trueba (2004) muestran como los glaciares con una topografía subglaciar con pendientes homogéneas y escasa inclinación aportan los valores más fiables y menor margen de error. Por el contrario, los glaciares con una topografía subglaciar con fuerte pendiente y morfología cambiante, proporcionan valores altitudinales variables y con mayor margen de error.

La estimación de diferentes métodos ha permitido evaluar la respuesta de los más utilizados y analizados en este trabajo. El método AAR es el más preciso porque tiene en cuenta la topografía, la hipsometría y el espesor del hielo reconstruido, de modo que a pesar de los errores propios del método, en ámbitos con una morfología glaciar bien marcada que posibilita la reconstrucción paleoglaciar, tiene la mayor fiabilidad. El método Kurowski establece la ELA siempre por encima del método AAR, con una sobreestimación de las paleoELAs muy variable.

También se ha realizado un ensayo de cálculo de Paleo-M.E.L.A.s a través del método Lichtenecker, pero las dificultades para la realización del cálculo y los datos obtenidos, le hacen el menos fiable, de difícil aplicación en glaciares simples, con morfologías deposicionales poco definidas o con morrenas muy deterioradas por los procesos postglaciares como ocurre en muchos sectores del área de estudio, que impiden el reconocimiento nítido de las morrenas laterales, y ha resultado muy poco útil en el estudio, de ahí que hayamos optado por desestimar su utilización final.

En el caso del macizo central de los Picos de Europa, hemos observado algunas cuestiones inherentes al cálculo de las Paleo-M.E.L.A.s que conviene resaltar. La aplicación de los diferentes métodos considerados y los datos obtenidos, así como las dificultades con las que nos hemos encontrado a la hora de llevarlo a cabo, están siempre en relación con la modalidad de la glaciación propia del macizo en lo que se refiere al máximo glaciar. La existencia de una zona de acumulación central, compuesta de cabeceras y circos complejos, en muchas ocasiones con frecuentes transfluencias y difluencias, a partir de la cual descendían varias lenguas en diferentes orientaciones, nos ha permitido observar algunas cuestiones importantes a tener en cuenta en el proceso de cálculo. Por un lado, los problemas derivadas del hecho que el método A.A.R. está concebido para el cálculo de la línea de equilibrio glaciar en glaciares de circo y valle, de forma que en el cálculo de cada lengua glaciar hay que delimitar la superficie considerada para cada una de ellas, lo que en ocasiones implica la necesidad de individualizar las lenguas y separarlas de forma arbitraria. Para ello se siguen los cordales de su zona de cabecera principal, se unifican las confluencias glaciares, frecuentes en este tipo de glaciares, sin embargo no se pueden considerar las difluencias glaciares.

Como es habitual los datos arrojados por el método Kurowski modificado, al no considerar la hipsometría, tienden a sobreelevar la paleo-M.E.L.A.. De este modo, en glaciares con topografía subglaciar y geometría sencilla, como son el caso de todas las lenguas glaciares individualizadas de la zona norte y sur del macizo, las altitudes

obtenidas son mayores que con el método A.A.R. (Ver tabla 4). Por el contrario, la altitud de la línea de equilibrio glaciario obtenida para las principales lenguas del macizo procedentes de la parte central: G. Deva, G. Moñetas, G. Naranjo-Bulnes, G. Cerredo-Amuesa, arrojan cifras inferiores con el método Kurowski que con el método A.A.R. (Ver Tabla 4). El cálculo de paleo-M.E.L.A.s sobre glaciares de geometría compleja con el método A.A.R. implica la consideración de unas zonas de cabecera de gran superficie, frecuentemente formadas por circos polilobulados y varias confluencias y difluencias glaciares, de forma que la relación hipsométrica, se ve alterada, y el cálculo arroja cifras excesivamente altas. Por ello y por comparación con los datos arrojados por otros métodos, y la propia información morfológica y morfométrica de los aparatos, proponemos la consideración de un ratio de acumulación superior, que en función de los casos analizados podría ser de 0,7 a 0,8 para glaciares de geometría compleja. Por el contrario, y en comparación con los anteriores, la fiabilidad del método es mucho mayor en el cálculo de paleo-MELAs en glaciares de geometría más sencilla, como es el caso de las pequeñas lenguas glaciares desarrolladas en el reborde sur del macizo, o en la parte norte, en torno a los cordales de Trave, Albo y las Moñas; allí la utilización de un ratio  $0,6 \pm 0,05$  arroja los datos más válidos.

A pesar de todo, el método A.A.R. es el más apropiado para la determinación de paleo-ELAs, en comparación con otros métodos analizados. Tras él, el método kurowski muestra una aplicabilidad útil en sistemas glaciares sencillos y con dimensiones reducidas, tendiendo a sobreestimar la paleo M.E.L.A. En la aplicación del método AAR hay que considerar múltiples factores y la exclusión en el proceso de cálculo de algunos de ellos, obliga a asumir las limitaciones propias del método. La utilización de herramientas informáticas y una escala de análisis adecuada, minimizan los errores técnicos, dejando el margen de error tan sólo para los derivados del método. Los errores técnicos estimados, en torno a los 3-5 metros para la ELA mediante el cálculo AAR, son despreciables para la reconstrucción de condiciones ambientales

frías del pasado, si bien es necesario considerar la topografía subglaciar de cada aparato. La consideración de las causas de ese margen de error puede ayudar al investigador, sin poseer datos cuantitativos, a orientar el resultado final del cálculo hacia valores altitudinales más reales.

Este método se muestra, pues, apropiado para obtener más información de las condiciones y los cambios ambientales sucedidos durante las fases glaciares y la deglaciación en medios de montaña, tanto a escala de macizo como de cordillera o regional.

III.4.2.3. La evolución glaciar durante el Último Máximo Glaciar (L.G.M.). Fases y ensayo cronológico.

III.4.2.3.1. Fase de máximo glaciar (Pleniglaciar máximo).

Esta fase constituye la expansión máxima de los glaciares en el macizo central de los Picos de Europa. Estos dejaron huellas morfológicas o sedimentarias de su expansión por delante los frentes en gran parte de los conjuntos. A esta fase se asocian los restos de bloques alojados en las laderas, al frente de las morrenas bien conservadas del complejo morrénico de Pido, situados varios metros por encima de éstas, que las atribuimos ya a la fase inmediatamente posterior, de estabilización en el avance glaciar. También a este momento asociamos los lóbulos menores y restos morrénicos de las Salgardas, así como el período de conexión entre los glaciares de Áliva y Moñetas. En la parte oeste, también existen huellas atribuibles a este momento de máxima extensión de los glaciares como es el caso de la canal de Moeño, en cuya parte inferior, se observa la erosión del valle y apertura, justo por delante del frente morrénico, provocada por la lengua glaciar en su máxima expansión. En el conjunto del borde sur del macizo, la mayor parte de los glaciares presentan morfologías más o menos conservadas, en forma de cordones morrénicos o a través de bloques erráticos

depositados sobre el interfluvio que forma la caja glaciar; y que se presentan como los testigos del momento de máxima expansión glaciar. Todas estas morfologías señalan un glaciario extenso, que descendía hasta el fondo de los valles, pero con una capacidad morfológica menor, que puede deberse a su corta duración en el tiempo, o bien, al deterioro ocasionado por la fase inmediatamente posterior.

Debido a la propia disposición del relieve previo, muy controlado por las morfoestructuras, se puede observar un ligero predominio de los glaciares con orientaciones de componente O, NO y N, si bien se desarrollaron glaciares en todas las orientaciones, de hecho la mayor lengua de todo el conjunto, el glaciar de Deva posee una orientación general SE (Ver figura 71).

El cálculo de la paleo-M.E.L.A. media del macizo sitúan la misma a unos 1.690 m.s.n.m a partir del método A.A.R. (*Accumulation Area Ratio*), y a 1.770 m.s.n.m, a partir del método Kurowski, con importantes diferencias en función de las orientaciones, alimentación y características geométricas y topográficas de cada glaciar (Ver tabla 4).

La posición geográfica del macizo, de marcada influencia oceánica, a tan sólo 20 km del mar Cantábrico, hace pensar a priori en importantes alimentaciones desde la parte O, NO y N. Sin embargo, como hemos visto la modalidad de la glaciación durante el máximo glaciar se caracteriza por la existencia de lenguas glaciares que descendían en todas direcciones.

Dados los problemas planteados con anterioridad para el cálculo de paleo-M.E.L.A.s en las lenguas de geometría más compleja, los datos más fiables son los obtenidos en los cálculos de los glaciares individualizados. Del análisis de los datos paleoambientales obtenidos en éstos (Tabla 4), se desprende un ligero predominio de los glaciares de componente norte, con una paleo-M.E.L.A. media situada en torno a los 1.560 m. Por el contrario la media de los glaciares orientados al sur, arroja una cifra ligeramente superior, 130 m más alta que los de componente norte, situándose a 1.680

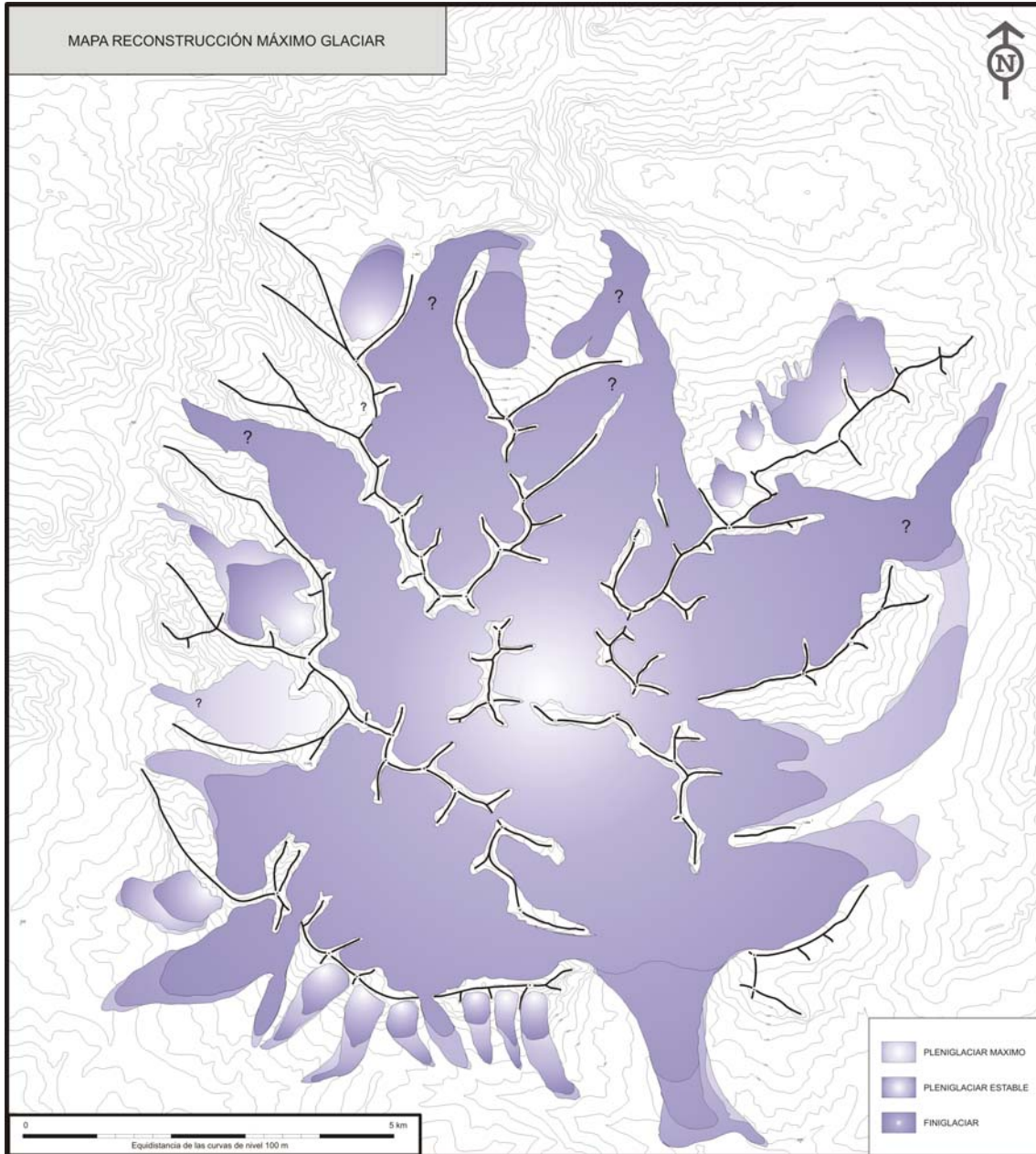


Figura 71. Mapa de la reconstrucción de la extensión de los glaciares durante el Último Máximo Glaciar en el Macizo Central de los Picos de Europa. Se pueden observar las diferentes periodos dentro del máximo glaciar.

m. Tomando a ambos como referencia obtenemos una paleo-M.E.L.A. media para el conjunto del macizo ligeramente inferior en torno a 1.600 m.sn.m.

Todo ello muestra que aunque existentes, las diferencias entre una vertiente y otra no son muy grandes, lo que cabe interpretar como una precipitación directa al sur también importante, o una sobrealimentación de nieve por el viento, que compense la mayor radiación de esta vertiente, todo ello en un ambiente de alta montaña oceánica. Estas observaciones concuerdan con la hipótesis más tradicional (García Sainz, 1947) de la dominante de vientos del NW y sobreacumulaciones en orientaciones orientales (E y SE), o las más recientes, según las cuales el dominio de perturbaciones del oeste y suroeste por descenso de la corriente del Chorro hasta la península Ibérica aportarían la humedad y los vientos que alimentaron de nieve el macizo en ambas vertientes (Florineth y Schlüter, 2000). Esta situación ya ha sido descrita para macizos próximos al área de estudio, como es el caso del macizo de Valdecebollas (Serrano y González Trueba, 2004).

En lo que respecta a la adscripción cronológica de esta fase, la situamos en el Pleistoceno reciente, sobre todo a partir de los datos aportados por Castañón y Frochoso (1996) que lo sitúan en algún momento posterior a los 90.000 B.P. Por correlación con las glaciaciones pirenaicas podríamos situarlas coetáneas del Pleniglacial Pirenaico, perteneciente al Último Máximo Glaciar Pleistoceno, si bien por el momento a falta de dataciones absolutas no nos es posible aportar una mayor precisión.

#### III.4.2.3.2. Fase Pleniglacial (Pleniglacial Estable).

A esta fase pertenecen los complejos morrénicos frontales de mayor desarrollo, como es el caso del complejo frontolateral de Pido (Figura 71), la morrena frontal de Amuesa, Bulnes, Áliva y Las Salgardas, a los cordones morrénicos bien conservados de los glaciares de Peñas Cifuentes. Estas morfologías suelen presentar una sucesión de



arcos próximos entre sí, y a su vez próximos a los restos morfológicos descritos para el Pleniglacial máximo.

La complejidad de los conjuntos morrénicos es variable, siendo mayor en aquellas lenguas mayores procedentes de la parte central y con una geometría compleja, formada por la confluencia de varias cabeceras de alimentación.

La topografía subglaciar también se presenta clave para entender la dinámica de los diferentes glaciares. Por el contrario las lenguas individualizadas desarrolladas a favor de cordales secundarios, de menor altitud, poseen unos conjuntos morrénicos más simples y de menor desarrollo. Los glaciares de orientación sur, como es el caso de los desarrollados sobre el frente meridional del macizo, presentan los frentes a altitudes similares y un comportamiento homogéneo, adaptados a la morfología preglaciar (Ver figura 71).

Como se ha visto en apartados anteriores, en el sector del borde meridional, en torno a las Peñas Cifuentes, los circos, sólo apuntados y de morfologías imprecisas, los generaron glaciares alimentados por nieve venteada, incapaces de elaborar formas netas. Los glaciares emitían lenguas a favor de una topografía previa de fuertes pendientes que hacía descender rápidamente los glaciares a cotas relativamente bajas en relación a la capacidad de acumulación de su área de cabecera.

Además, la construcción de los complejos morrénicos se desarrolló a favor de una más fácil movilidad de la litología existente sobre los materiales detríticos de la formación Lebeña. Todos los grandes complejos morrénicos del macizo coinciden con dichas litologías (Ej: complejo de Pido, Áliva, Salgardas, Peñas Cifuentes, etc.), debido a la menor resistencia de los materiales ante la labor de erosión y transporte del glaciar.



Figura 72. Vista del complejo morrénico frontal sobre la que se asienta en núcleo de Pido.



Figura 73. Vista de La Lomba del Toro, al fondo los circos E del grupo de Peña Vieja (2.615 m). Esta morrena lateral es la de mayores dimensiones de todo el macizo.

En la medida que el retroceso experimentado por los glaciares es mínimo, la altitud de la paleo-M.E.L.A. es muy similar a la fase anterior, ambas adscritas al máximo glaciar. Estas morfologías constituyen los restos mayores de la última glaciación, bien conservados y significativos, derivados de una pulsación del Último Máximo Glaciar (L.G.M.). Por la entidad de los complejos morrénicos depositados se correspondería con un periodo de equilibrio estable y duración en el tiempo. A falta de dataciones absolutas por correlación con lo sucedido en los Pirineos y la Cantábrica podría situarse entre los 40.000 y los 18.000 B.P.

#### III.4.2.3.3. Fase de Retroceso Finiglaciar.

Tras el Pleniglaciar, con su fase de máximo avance y la posterior de estabilización, durante la cual se construyen los grandes complejos morrénicos frontales, se produce un retroceso generalizado de los frentes glaciares en el macizo. Un periodo paulatino y complejo que implica junto a la tendencia general de retirada de los hielos, momentos de estacionamiento e incluso empuje durante los cuales se produce la formación de nuevos cordones morrénicos. A esta fase pertenecen las morrenas internas de los principales complejos frontales, menores que las anteriores, pero bien conservadas. En muchos casos aparecen separadas del conjunto descrito anteriormente, tal es el caso de los restos morrénicos que se encuentran entre Pido y Fuente Dé, o los cordones internos en las Salgardas, Trave y las Moñas . Aún así, dada la complejidad dinámica asociada a la parte central, esta fase no es reconocible en todos los sistemas. Por el contrario, en las lenguas individualizadas suelen ser una fase morfológicamente bien definida, como se puede observar en la canal de Moeño, o en los glaciares de las Peñas Cifuentes. Como se puede observar en la figura 74 en todos ellos es posible distinguir unos conjuntos morrénicos separados del frente principal varios cientos de metros, de menores dimensiones y con altitudes muy similares, al pie del escarpe principal (Ver figura 75).



Figura 74. Vista del entorno de Campodaves. A la izquierda se puede observar la morrena lateral correspondiente a la máxima extensión del glaciar de Peña Remoña. En el centro más arriba a los pies del circo, la morrena finipleistocena, abierta en su parte central.



Figura 75. Vista de la morrena finipleistocena del glaciar desarrollado en la cara sur de la Torre de Salinas (2.446 m).

Todas estas morfologías señalan un período de retroceso finiglaciario, también pulsador. Se adscribiría, como las anteriores, al L.G.M., en este caso como última pulsación, por lo que a modo de ensayo, la ubicaríamos en el Pleistoceno reciente. Por las relaciones con fases pirenaicas, podría adscribirse a algún momento entre el 20.000 y 15.000 B.P., lo que las sitúa muy próximas en el tiempo a las anteriores. Tras esta fase se iniciará la deglaciación casi total de los valles, sin que existan huellas de retroceso hasta el pie de las paredes y circos altos, siempre por encima de los 1.800 m.

Si bien es cierto que en la parte superior del macizo, reposando sobre los umbrales que separan las principales depresiones glaciokársticas por encima de los 2.000 m, es posible observar frecuentemente material morrénico disperso, en ocasiones formando incluso cordones nítidos, su adscripción cronológica es difícil de establecer, pues en la mayoría de los casos suelen responder más a procesos de reajuste y estabilización de la lengua glaciar a favor de la topografía subglaciar que a respuestas derivadas de cambios climáticos. En este sentido la parte superior del macizo, por encima de los 2.000 m, se caracteriza por una topografía muy abrupta, en la que alternan grandes depresiones glaciokársticas separadas entre sí por pronunciados umbrales rocosos, lo que ha debido favorecer un retroceso glaciar complejo y entrecortado en el que las lenguas en su proceso de fusión tendían a estabilizarse a favor de dichas depresiones que funcionaban como trampas de nieve y hielo.

### **III.4.3. Fase de avance glaciar menor (interna) dentro de la última glaciación: el retoque de los circos glaciares más altos (Tardiglaciario).**

#### III.4.3.1. Huellas morfológicas heredadas y reconstrucción glaciar.

Esta fase de avance glaciar menor se caracteriza por el desarrollo de glaciares de reducido tamaño bajo las cumbres de los principales grupos altimontanos del

macizo. Las huellas morfológicas encontradas nos han permitido reconstruir un total de 34 glaciares, con unas dimensiones que por lo general no superaban las 50 ha de superficie y el kilómetro de longitud. Todos ellos eran pequeños glaciares de circo, que en algunos casos llegaban a emitir pequeñas lenguas glaciares incipientes, al abrigo de las crestas principales, con cumbres por encima de los 2.200 m, y que remodelaron en detalle la morfología de los circos más altos, y construyeron complejos morrénicos, en algunos casos de cierta entidad paisajística.

En torno a la abrupta cresta que se extiende desde los Cuertos del Trave (2.224 m), pasando por la Torre Coello (2.584 m) hasta el Neverón de Urriellu (2.548 m), las huellas morfológicas encontradas nos permiten reconstruir un total de 8 pequeños glaciares de circo, con un predominio de la orientación norte y este.

Al pie de la cresta de más de 300 m de desarrollo que se extiende entre el pico de la collada del Agua (2.224 m) y el P. de los Cabrones (2.553 m), se encuentra un resto morrénico complejo formado al menos por dos cordones nítidos y bien conservados que permiten reconstruir dos pequeños glaciares orientados al NE, de 25 ha y 715 m de longitud para el situado a los pies del P. de los Cabrones, y 33 ha y unos 480 m de longitud para el glaciar que con forma alargada ocupaba el pie de la pared hasta el fondo del Jou de los Cabrones, en el sector del refugio J.R. Lueje. El frente de estos glaciares se situaba unos pocos metros por encima de los 2.000 m, rellenando el fondo del Jou de los Cabrones (2.034 m) (Figura 76) (Tabla 5). Inmediatamente al sur, sobre el umbral de cierre del Jou Negro y del Jou de Cerredo, encontramos material morrénico disperso y algunos retazos de morrena aún conservados que muestran que ambos circos estuvieron glaciados en esta fase. El fondo del Jou Negro además aparece rellenado por una gran cantidad de enormes bloques y material disperso, en parte originado por caída de las paredes, aunque en su mayor parte podría corresponderse con la morrena de ablación de la fase terminal del glaciar.



Figura 76. Vista del complejo morrénico tardiglaciario en el Jou de los Cabrones. Al fondo en el entorno del refugio Lueje se puede observar dos morenas bien conservadas. En primer plano se observa perfectamente dibujado el frente del glaciar desarrollado a los pies de la cara norte del Picos de los Cabrones (2.553 m).

Hacia el E, sobre los circos que arman la cresta que se extiende desde la Torre del Oso (2.576 m) hasta el Neverón de Urriellu (2.548 m), encontramos cuatro circos glaciares con huellas morfológicas que nos permiten discernir la existencia de pequeños glaciares retranqueados contra la pared: el glaciar del Neverón de Urriellu, orientado al NE, con una superficie de 17 ha, y 640 m de longitud por 330 m de ancho, y con su frente a unos 2.030 m; el glaciar de la Torre de la Perdida (2.596 m), orientado al NO, con una superficie de 13 ha y una longitud de 450 m; El glaciar de la Torre del Pomelo orientado al SE, con 18 ha y 470 m de longitud (Figura 77); y el glaciar de Boada, bajo la cumbre de la que tomamos su nombre, con orientación SE, de 38 ha de superficie, que emitía una pequeña lengua de 1 km de longitud, hasta el fondo del Jou Sin Tierre, poco por debajo de los 2.000 m.



Figura 77. Vista de los restos morrénicos tardiglaciares alojados al abrigo de la Torre de la Perdida (2.596 m) y la Torre del Pomelo (2.331 m). Al fondo se puede ver el sector de los campanarios también glaciado durante el tardiglaciador como muestran las morrenas que resposan en el fondo del Jou Sin Tierre a 1.985 m.

En la cresta que se extiende desde Peña Castil (2.444 m) al norte, hasta los P. de Santa Ana (2.601 m), se localizaban un total de 9 glaciares, de dimensiones y geometría variables y bajo diferentes orientaciones y condiciones topográficas, tanto de los propios circos, como de la base subglaciador. Los restos morrénicos situados en la cara O, en los que se diferencian dos cordones nitidos, denotan una serie de glaciares de pequeño tamaño desarrollados al pie de la pared. Tal es el caso de los cordones morrénicos depositados en el entorno de la Vega de Urriellu (1.953 m), que conforman el frente de un glaciador que se extendía de forma alargada continuando la pared hasta el umbral de separación con el Jou Sin Tierre. La reconstrucción realizada a partir de las huellas morfológicas heredadas muestran un glaciador de unas 24 ha de superficie, orientado al NO y con un frente que descendía hasta los 1.895 m. En el fondo de esta depresión glaciokárstica encontramos un complejo morrénico con dos arcos bien definidos de un glaciador que descendía salvando unas fuertes pendientes desde el





Figura 78. Vista del complejo morrénico situado a los pies de los Campanarios (2.572 m).



Figura 79. Vista de la morrena frontal tardiglaciár que cierra el Jou del Carnizoso a 1.912 m.

circo de los Campanarios (2.572 m). Al pie del circo armado entre las cumbres de los Picos de Santa Ana (2.601 m) y Tiros Navarro (2.602 m), conectando con el Jou de los Boches a unos 2.140 m, encontramos un complejo morrénico bien conservado, en el que se observan al menos tres arcos morrénicos que conforman una morrena de ablación correspondiente a una fase de retroceso tardiglacial, coincidiendo así nuestra interpretación con lo ya espuesto anteriormente con Miotke (1968). Sin embargo, existen otras interpretaciones. Según Pedraza (1996, pag. 133), el conjunto de arcos descritos lo asocia a crestas debidas al flujo de derrubios, que fueron activados por una masa de neviza funcionando como un glaciar rocoso (Ver figura 80).



Figura 80. Vista de las morrenas de ablación que descienden hasta el fondo del Jou de los Boches.

Por el contrario, en la cara E de dicho alineación encontramos restos morfológicos menos nítidos, y que denotan la existencia de unos glaciares de pequeño desarrollo ubicados al pie del circo sin llegar a sobrepasar los umbrales rocosos labrados en fases previas, dando lugar a aparatos de geometrías regulares, con dimensiones en torno a los 500 x 500 m. Este es el caso del glaciar que rellenaba el

Jou del Infanzón (Tiros Navarro 2.602 m), con orientación NE, 13 ha de superficie, y con el frente un poco por encima de los 2.300 m; o el glaciar del Hoyacón de Villasobrada, a los pies del circo con orientación E, armado entre las cumbres de la Torre de Santiago (2.446 m), Los Campanarios (2.572 m), La Morra (2.554 m) y el Cuchallón de Villasobrada (2.461 m), con una superficie de casi 20 ha, y con el frente a 2.170 m; y el glaciar situado en el circo de la Torre del Carnizoso, de la que toma nombre, y que con orientación N, reunió las condiciones favorables para el desarrollo de un glaciar de unas 18 ha, y unas dimensiones de 630 m de longitud por 370 m de anchura, con su frente reposando sobre el fondo del Jou de los Machos, en torno a los 1.900 m (Ver figura 86).

En el grupo Peña Vieja (2.615 m), también se han registrado varias huellas morfológicas glaciares que adscribimos a esta fase de avance menor tardiglacial. A los pies del circo oriental de Peña Vieja encontramos un arco morrénico simple bien conservado, a unos 1.780 m de altitud, y que ya fue estudiado por Obermaier (1914) y Hernández Pacheco (1956). Aunque algunas interpretaciones iniciales le asociaban a una morfogénesis periglacial, en la línea de las morrenas de nevero ejemplares existentes en los Cuetos de Juan Toribio (Ver figura 81), tanto en su cara norte, como en la sur. Sin embargo, la morfología y morfometría del cordón morrénico del circo oriental de Peña Vieja, con fuertes pendientes tanto al exterior como al interior, y la posición de los bloques nos inclinan a considerarla de origen glaciar, fruto de un avance menor a favor de la sobrealimentación de nieve a los pies del circo oriental de Peña Vieja (Figura 82). Además los cortes de la pista que la cruza permiten analizar el depósito, que por su estructura y textura interpretamos como un till glaciar.

Entre la Horcadina de Covarrobres (1.925 m) y la pared E de Peña Olvidada (2.430 m), encontramos un complejo morrénico, mal conservado y alterado por un posible desprendimiento de rocas posterior, que denota la existencia de un pequeño glaciar que descendía hasta los 1.800 m aproximadamente (Figura 83).



Figura 81. Vista de la morrena de nevero sobre la cara sur de los Cuestos de Juan Toribio (1.897 m)



Figura 82. Morrena glaciar del circo oriental de Peña Vieja (Puertos de Áliva).



Figura 83. Vista del complejo morrénico frontal tardiglaciario a los pies de la cara E de Peña Olvidada (2.430 m) – Horcadina de Covarrobres (1.925 m). Desde la cumbres de Peña Vieja (2.615 m).

Más claros son los restos existentes en el sector de Lloroza, con dos arcos bien definidos y en cuyo interior se conserva un glaciar rocoso relicto (Ver figura 84 y 85). El conjunto permite reconstruir un glaciar con una superficie aproximada de 25 ha, con una longitud de 590 m, situando su frente a unos 1.850 m. En el sector también se conservan buenos ejemplos de otra morfología poco común en el macizo, como son las pequeñas lagunas de origen glaciar que reciben el nombre de los Pozos de Lloroza. Su génesis responde a la impermeabilización del sustrato calcáreo a favor de las arcillas contenidas en el material morrénico. El conjunto se localiza al pie de las paredes suroeste de Peña Olvidada (2.430 m), con una orientación SO-NE.

El glaciar rocoso de Lloroza presenta un cuerpo de 200 m de largo por 150 m de ancho, con textura superficial de bloques y cuatro surcos arqueados conforme a la dirección del flujo. Su posición morfoestratigráfica denota una edad posterior al complejo morrénico, una vez comenzado el proceso de deglaciación, y probablemente como consecuencia de un proceso de derrumbe, de forma que lo ubicamos al final del Pleistoceno, en unas condiciones ambientales de transición entre

un medio glaciar, ya circunscrito a la alta montaña, y uno periglacial (Serrano y González Trueba, 2004) (Ver figura 84 y 85). Los glaciares rocosos son un tipo de morfologías poco frecuentes en el macizo, hasta el punto de que sólo han sido reconocidos dos: el glaciar rocoso de Cordiñanes (Frochoso y Castañón, 1998), en su caso perteneciente a fases más antiguas probablemente al Pleniglacial, y el glaciar rocoso de Lloroza que adscribimos al Tardiglacial.

Siguiendo hacia el NO, al pie de la pared, se observan otros cordones morrénicos discontinuos y más o menos marcados que permiten discernir la existencia de dos pequeños glaciares empotrados al pie de la pared y con orientados al sur, que han construido un arco morrénico simple, mal conservado, alterado por los procesos periglaciares y de laderas postglaciares (Ver figura 85 y 86).

Menos representativas, dada su entidad y morfogénesis, pero adscritas a esta fase, son las morrenas de nevero alojadas a favor de la acumulación de nieve que debió de producirse en el borde interior del umbral rocoso de cierre del Jou Sin Tierra (1.896 m).



Figura 84. Vista del complejo morrénico Tardiglacial de Lloroza. Se pueden observar los arcos morrénicos bien conservados, el glaciar rocoso relicto alojado en su interior, así como la pequeña laguna de origen glaciar.

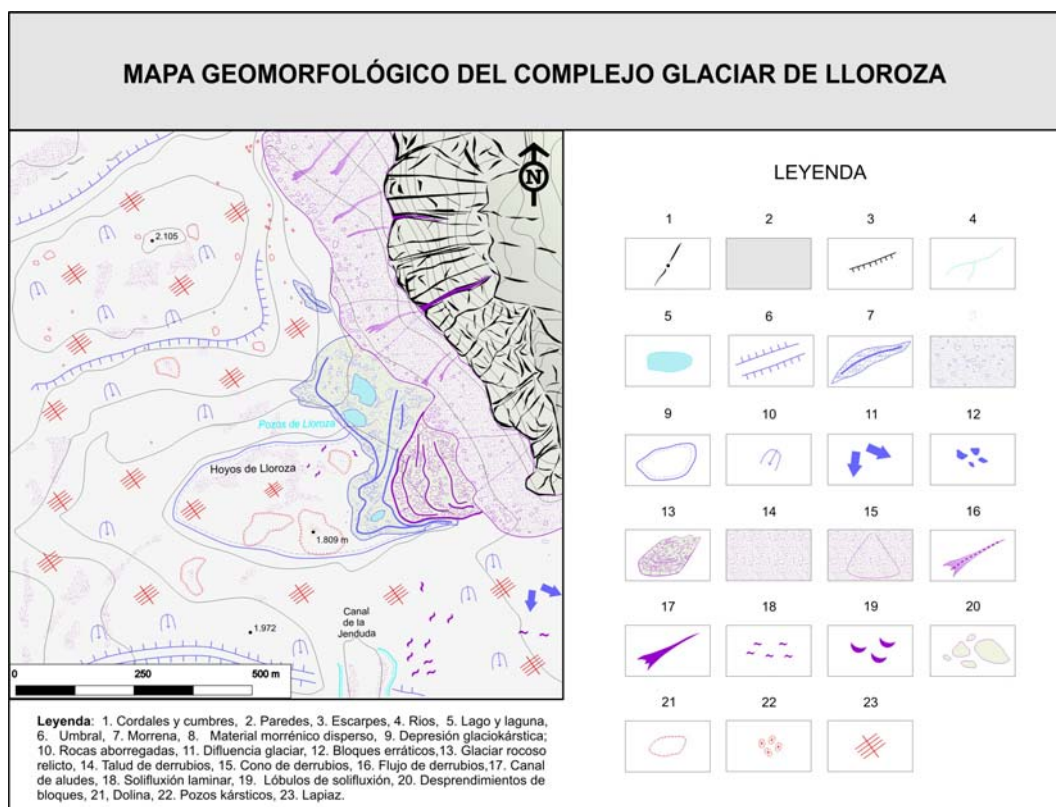


Figura 85. Mapa geomorfológico de detalle del sector de Lloroza.

En la cresta que va desde el Pico Tesorero (2.570 m) hasta los Picos de Arenizas (2.520 m), se localizaban otros dos pequeños glaciares orientados al O, y que con una superficie de 21 ha en el caso del situado a los pies de la cara oeste del P. Tesorero y 25 ha, en el caso del circo de Arenizas, descendía emitiendo una pequeña lengua incipiente hasta reposar sobre el fondo del Hoyo Cimero, situando sus frentes a 2.050 m aproximadamente.

Otro conjunto glaciar importante desarrollado durante este avance glaciar menor, es el reunido en torno a la cresta que discurre desde la Torre de la Celada (2.470 m) al oeste, pasando por los verticales contrafuertes tanto al norte como al sur de cumbres como la Torre de la Palanca (2614 m), la Torre del Llambrión (2.642 m), Torre Blanca (2.617 m), hasta el Pico San Carlos (2.390 m). En este conjunto se han encontrado huellas morfológicas pertenecientes a 10 pequeños glaciares, 6 de ellos con orientación de componente norte, mientras que los otros cuatro se localizaban en la cara sur de la cresta.

Glaciar	Coord. U.T.M. (Centroide)	Orientación Circo/Glac.	Superficie (Ha)	Perímetro (m)	Longitud (m)	Anchura (m)	L/A	Altitud Frente (m)	Altitud Cumbre (m)	Desnivel Cumbre-Frente (m)	M.E.L.A. Método Kurowski modificado	M.E.L.A. Método A.A.R.
G. Hoyo de Llorces	x-348.886 y-4.779.388	ENE/ENE	18,9	1.810	740	300	2,3	1.990	2.474	484	2.232	2.132 ±17/-15
G. Torre del Hoyo Chico	x-348.312 y-4.779.788	NE/NE	16,6	1.540	550	400	1,4	2.070	2.474	404	2.272	2.170 ± 8
G. Torre del Hoyo Oscuro	x-350.802 y-4.780.719	SE/SE	15	1.542	610	370	1,6	2.160	2.417	257	2.288	2.185 ± 10
G. T. Liago S	x-350.285 y-4.781.059	SSO/S	19,9	1.870	660	490	1,3	2.140	2.567	427	2.350	2.225 ± 8
G. Hoyo de Los Liagos	x-349.499 y-4.781.412	S/S	47,2	2.768	780	540	1,4	2.040	2.642	602	2.341	2.190 ± 12
G. Llambrión	x-348.711 y-4.782.248	SSE/SSE	20	1.939	390	630	0,6	2.250	2.642	392	2.446	2.315 ± 10
G. Torre de La Celada	x-348.378 y-4.783.487	NNE/NNE	15,1	1.705	690	220	3,2	1.950	2.470	520	2.210	2.140 ± 20
G. de la Palanca	x-348.883 y-4.782.926	NNE/NNE	47,8	2.944	1.020	680	1,5	2.020	2.621	601	2.320	2.245 ± 10
G. Trasilambrión	x-349.548 y-4.782.258	NIN	33,4	2.238	860	460	1,9	2.288	2.642	354	2.465	2.390 ± 15
G. Torre Blanca	x-349.988 y-4.781.945	NNE/NNE	9,8	1.211	476	265	1,8	2.245	2.617	372	2.431	2.334 ±8/-6
G. T. Liago N	x-350.718 y-4.781.698	NE/NE	23,9	2.460	1.050	210	5	1.970	2.567	597	2.268	2.272 ± 10
G. Hoyo Sin Tierra	x-351.085 y-4.781.226	NE/NE	30,8	2.349	840	440	1,9	1.940	2.417	477	2.178	2.100 ± 12
G. Llorza	x-352.976 y-4.780.809	SO/SO	25,2	1.945	590	650	0,9	1.850	2.430	580	2.140	1.900 ± 8
G. Peña Vieja E	x-353.538 y-4.781.622	ESE/ESE	24,6	1.820	640	460	1,4	1.780	2.615	835	2.197	1.925 ±20/-12
G. Vueltona	x-352.806 y-4.781.619	SSO/SO	16,7	1.580	590	320	1,8	1.950	2.615	665	2.282	2.100 ± 25
G. Santa Ana Sur	x-352.193 y-4.782.329	S/S	8,5	1.128	350	330	1,1	2.250	2.601	351	2.425	2.342 ±15/-18
G. de los Boches	x-351.922 y-4.782.901	NO/NO	44,4	2.608	800	600	1,3	2.140	2.602	462	2.371	2.272 ±8/-12
G. Tesorero	x-350.164 y-4.783.027	O/O	21,9	1.860	660	510	1,3	2.046	2.570	524	2.308	2.232 ± 10
G. Arenizas	x-350.172 y-4.783.594	O/O	25,1	2.109	800	400	2	2.050	2.520	470	2.285	2.210 ± 15
G. Campanarios	x-351.975 y-4.783.947	NO/NO	23,5	1.990	780	350	2,2	1.985	2.572	587	2.278	2.205 ± 20
G. Jou del Infanzón	x-352.438 y-4.783.366	NE/NE	13,1	1.370	440	410	1,1	2.310	2.602	292	2.456	2.342 ±15/-8
G. Villasobrada	x-352.728 y-4.783.841	SE/SE	19,3	1.740	440	530	0,8	2.167	2.554	387	2.360	2.237 ± 12
G. Torre del Oso	x-353.190 y-4.784.349	E/E	17,6	1.580	470	550	0,8	2.086	2.461	375	2.273	2.212 ±5/-12
G. Carnizoso	x-353.201 y-4.785.136	NIN	18,3	1.765	630	370	1,7	1.912	2.432	520	2.172	2.005 ± 15
G. Vega de Urriellu	x-352.126 y-4.784.850	NO/NO	23,9	2.290	880	410	2,1	1.895	2.519	624	2.207	2.037 ± 15
G. Neveión de Urriellu	x-351.377 y-4.785.374	NE/NE	17,1	1.670	640	330	1,9	2.030	2.559	529	2.294	2.174 ± 10
G. Torre de La Paridida	x-350.736 y-4.785.101	NO/NO	13,2	1.320	450	350	1,3	2.326	2.596	270	2.461	2.380 ±10/-5
G. Torre del Pomo	x-351.476 y-4.784.280	SE/SE	18,2	1.667	470	570	0,8	2.108	2.596	488	2.352	2.225 ± 23
G. Boada	x-350.860 y-4.784.975	SE/SE	38,2	2.810	1000	730	1,4	2.004	2.596	592	2.300	2.225 ± 23
G. Carredo	x-350.075 y-4.784.726	NIN	40,9	2.460	960	470	2	2.240	2.648	408	2.444	2.320 ± 15
G. Jou Negro	x-349.707 y-4.785.130	NNE/NNE	24,4	1.960	710	360	1,9	2.220	2.648	428	2.434	2.305 ± 40
G. de los Cabrones	x-349.707 y-4.785.130	NNE/NNE	25,1	1.960	715	410	1,7	2.017	2.553	536	2.285	2.126 ±15/-8
G. Lueje	x-349.163 y-4.788.437	E/E	33,3	2.555	480	910	0,5	2.005	2.395	390	2.200	2.085 ± 17

Tabla 5. Datos Topográficos y morfométricos de los glaciares durante el Tardiglacial en el Macizo central de los Picos de Europa.



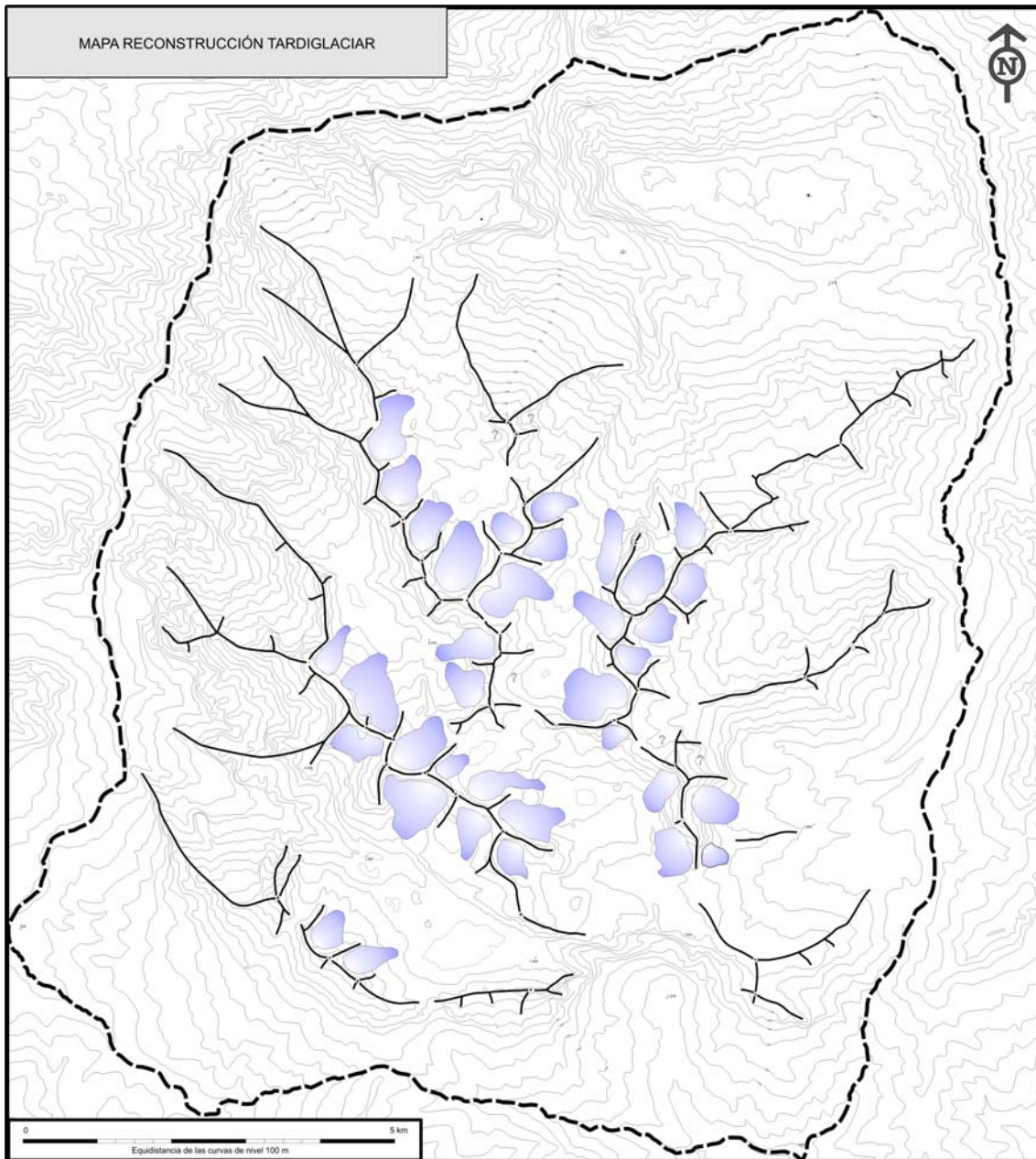


Figura 86. Mapa de la reconstrucción de la extensión de los glaciares durante el Tardiglaciario en el Macizo Central de los Picos de Europa.

En la parte noroeste de la cresta, destaca el glaciar de la Palanca, el de mayores dimensiones de todo el macizo durante esta fase, construido a favor de la enorme pared que caracteriza el circo de la Palanca, y que favoreció el desarrollo de un glaciar con una superficie de casi 50 ha, una longitud de 1.020 m y una anchura de casi 700 m, con su frente a 2.020 m. También orientado al NO, el glaciar del

Traslambrión poseía una superficie de algo más de 33 ha, y una longitud de 860 m, situando su frente a 2.288 m. A continuación hacia el este, nos encontramos con otros tres pequeños glaciares, el primero de ellos de escasa dimensión, y que se alojaba en la pared NE de Torre Blanca, situando su frente en el borde de Hoyos Sengros, a unos 2.245 m. Los otros, de mayor tamaño que el anterior, emitían una pequeña lengua que acababa reponiendo en el borde próximo del Jou Sin Tierra a una altitud de 1.970 m, para el caso del glaciar procedente de la pared norte de Tiro Llago (2.567 m)), con una superficie de 24 ha, y con una lengua de 1.050 m, y por otro lado el glaciar procedente del circo de la cara norte de la Torre del Hoyo Oscuro (2.417 m), que con unas 30ha de superficie descendía hasta los 1.940, donde depositó su frente morrénico, hoy notablemente alterado por los procesos periglaciares y kársticos posteriores.

En la cara sur de la cresta, nos encontramos cuatro circos glaciares con restos morfológicos atribuibles a esta fase, son los circos glaciares del Llambrión, circo glaciar del Hoyo de los Llagos, el circo glaciar de la cara sur de Tiro Llago y el circo glaciar de la Torre del Hoyo Oscuro. Los frentes de nuevo presentan altitudes bastantes similares a las constatadas en otros grupos altimontanos, oscilando entre los 2.040 m del frente morrénico del Hoyo de los Llagos, y los 2.250 m del frente morrénico simple que se aloja en el borde del umbral glaciar en el circo del Llambrión (Ver tabla 5 y figura 86, 87). Es precisamente en el circo glaciar del Hoyo de los Llagos en el que se conserva un complejo morrénico con varios arcos yuxtapuestos de cierta entidad y entre los cuales se conserva una pequeña laguna intramorrénica, conocida con el nombre de Lago Cimero, este conjunto representa el de mayor complejidad del grupo, construido por un glaciar con una superficie aproximada de 47 ha, y una longitud de 780 m (Ver figura 87).

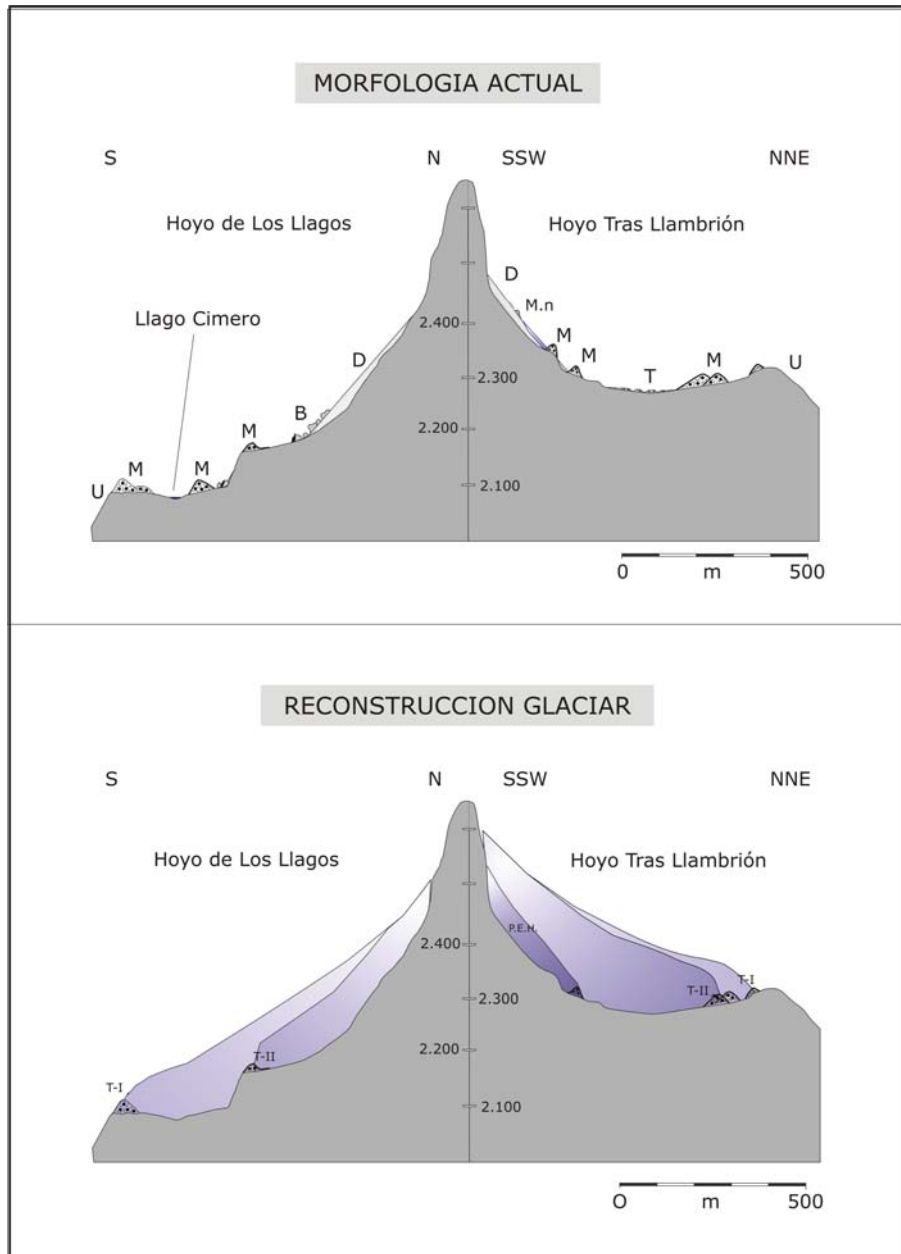


Figura 87. Reconstrucción y evolución glaciaria hasta la actualidad en dos circos glaciares, uno de orientación norte, el circo Tras Llambrión, y el otro de orientación sur, el circo del Hoyo de los Llagos.



Figura 88. Vista del complejo morrénico frontal tardiglaciario del Hoyo de los Llagos, desde la cumbre de Torre Blanca (2.617 m). Se pueden distinguir varios arcos morrénicos superpuestos, así como la laguna intramorrénica.

Por último en el grupo más meridional del macizo, en la cresta que con dirección O - E, se arma entre las cumbre de la Torre del Frierio (2.445 m) y la Torre de Salinas, se han encontrado restos morfológicos atribuibles a una fase glaciario de avance menor, relegada al pie de dos de sus principales circos, ambos con orientación norte. En el caso del glaciario de la Torer del Hoyo de Liordes, a pesar de la escasa entidad y grado de conservación de los restos morrénicos, se puede discernir un glaciario de pequeño tamaño, con su frente situado a unos 1.990 m. Con una orientación ENE, el glaciario tuvo una superficie de unas 19 ha, y una longitud de 740 m.

En el umbral de cierre del circo del Hoyo Chico, se puede observar un arco morrénico simple a unos 2.070 m, bien conservado, y que nos ha permitido reconstruir un glaciario de aproximadamente 16,5 ha, con una geometría bastante regular de 550 m de longitud por 400 m de anchura.

Junto a las localizaciones estudiadas existen otras en las que no nos ha sido posible encontrar huellas morfológicas que evidencien la existencia de glaciares

durante esta fase, si bien por su altitud, orientación y características topográficas es posible que también estuviesen glaciados durante el Tardiglacial. Tal es el caso de los pequeños circos glaciares situados en la cara oeste del P. Albo, en el sector del Friero, en la cara este del Pico Tesorero, Santa Ana E, o en el grupo Peña Vieja, en su circo O. Son todas ellas localizaciones que por comparación con algunas de las descritas anteriormente podrían haber albergado pequeños glaciares, pero que los procesos glaciares y postglaciares han retocado profundamente y la interpretación es muy equívoca.

#### III.4.3.2. Dinámica, Paleoambiente y ensayo cronológico.

En el área de estudio, las huellas morfológicas heredadas y la interpretación de las mismas permiten ver como las dimensiones y modalidad de este avance glaciar menor, no tienen ya nada que ver con las registradas durante el Pleniglacial. La superficie glaciada calculada para esta fase es de casi 750 ha, lo que supone un retroceso del 89 % con respecto a la extensión alcanzada durante el Último Máximo Glaciar. Los glaciares en su mayoría eran glaciares de circo, pequeños e individualizados, y sólo en algunos casos eran capaces de generar a favor de la altitud y las topografías más favorables lenguas incipientes de poco más de 1 km de longitud. Por tanto estamos ya ante un tipo de glaciación en altura, y con unas implicaciones dinámicas y una respuesta morfológica de escasa entidad, capaces de remodelar en detalle tan sólo los circos glaciares más altos.

Las características y comportamiento diferenciado de los glaciares según las orientaciones indican un cambio en las condiciones ambientales del macizo respecto a la fase anterior. Junto a la altitud que es el factor que marca la existencia de los glaciares, la orientación comienza a marcar una cierta disimetría. Del total de los glaciares reconstruidos, el 60 % de los mismos presentaban una orientación de componente norte, por un 30% los de orientación sur. Es en las caras norte donde se

desarrollaron los mayores glaciares. Estos glaciares se habrían generado a favor de los frentes procedentes del NO y N, y una mejor alimentación de nieve, así como tasas de radiación solar más bajas. Los factores topoclimáticos comienzan a marcar pautas de comportamiento diferencial entre ambas vertientes.

Se ha calculado un ascenso de la paleo M.E.L.A. media de unos 590 m, pasando de los 1.600 m durante el Pleniglacial, a los 2.190 m (Método A.A.R), 2.300 m, (si se considera el método Kurowski), durante el máximo avance de los glaciares durante el Tardiglacial.

A partir de la reconstrucción de las paleo-M.E.L.A.s se pueden inferir paleotemperaturas que muestran un importante ascenso térmico entre ambas fases y deducir algunas características ambientales. Para ello se debe aplicar un gradiente térmico y mediante la diferencia de cota estimar el descenso de temperatura en la altitud de la paleo-M.E.L.A. más antigua. Es una estimación térmica que sólo tiene en cuenta la temperatura, despreciando los cambios de humedad y radiación. Sin embargo, son necesarios cambios importantes en las precipitaciones para que induzcan variaciones de la M.E.L.A. (Seltzer, 1994; Porter, 2001), permitiendo así, por tanto, una estimación de los cambios térmicos en el macizo. Aplicando un gradiente de  $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , admitido como estándar para las montañas templadas, se registra un aumento de la línea de equilibrio glaciar de 590 m, lo que supone un aumento de temperatura con respecto al Pleniglacial estable de unos  $3,5^{\circ}\text{C}$  aproximadamente.

Como hemos visto, mientras que algunos de los complejos morrénicos se caracterizan por la existencia de un solo arco morrénico, especialmente en aquellos circos glaciares con las condiciones topoclimáticas menos favorables, en otros por contra se observan dos arcos morrénicos bien definidos, que podrían corresponder a la máxima expansión y posterior equilibrio en el retroceso tardiglacial, y que suelen presentar un desarrollo menor. La proximidad entre las morrenas, en muchas ocasiones prácticamente pegadas, como es el caso de los conjuntos morrénicos de Lueje, los Cabrones, la Vega de Urriellu, Campanarios, los Boches, Hoyo de los Llagos, etc., no

aportan variaciones apreciables en los parámetros morfométricos y paleoambientales analizados, de forma que podrían hacer pensar en una glaciación muy pulsadora, con construcción de varios arcos morrénicos en cortos laxos de tiempo, o bien confirmar la existencia de dos episodios diferenciados, aunque próximos en el tiempo y con condiciones climáticas semejantes, dentro de la fase correspondiente al Tardiglaciario. En este sentido existen algunos casos en los que los arcos morrénicos conservados distan entre sí, mayores distancias y desniveles que la mayoría, tal es el caso de los restos morrénicos existentes sobre el fondo del Jou del Ama y el material morrénico disperso que reposa sobre el umbral del Jou Negro, o el arco morrénico externo en la cara E de la Torre de la Perdida, situado a unos 2.100 m y el que se sitúa ya empotrado contra la pared, conectando con la base de la Torre del Pomelo, de forma arqueada y perfectamente conservado de pared a pared, a unos 2.260 m. Un caso similar ocurre en el circo de Arenizas, entre los restos morrénicos que el glaciar depositó al descendér hasta el fondo del Hoyo Cimero (2.050 m), y los que reposan sobre el umbral superior, ya a unos 2.300 m. Todos ellos podrían corresponderse con la existencia de dos episodios dentro de la fase de avance glaciar del Tardiglaciario. El borrado de las huellas erosivas menores sobre el sustrato calcáreo, dificulta la lectura de las características y significado de este avance en el macizo, de forma que no es posible dilucidar si este fue un estadio final dentro del retroceso desde el L.G.M., con un reavance o estabilización de unos glaciares recluidos ya en los circos de altura, o si por el contrario supuso un nuevo avance glaciar tras la previa deglaciación total del macizo.

La falta de dataciones absolutas nos impiden enmarcar con precisión estas morfologías, si bien por su localización en altura, sus características morfológicas y el tipo de glaciación que muestran, es correlacionable con la fase de avance glaciar registrada en los principales macizos de alta montaña peninsulares, especialmente los pirenaicos, donde se ha constatado un período pulsador a finales del Pleistoceno, acaecido entre 14.000 y 10.000 B.P. (Serrat, 1979; Martí y Serrat, 1990; Serrano,

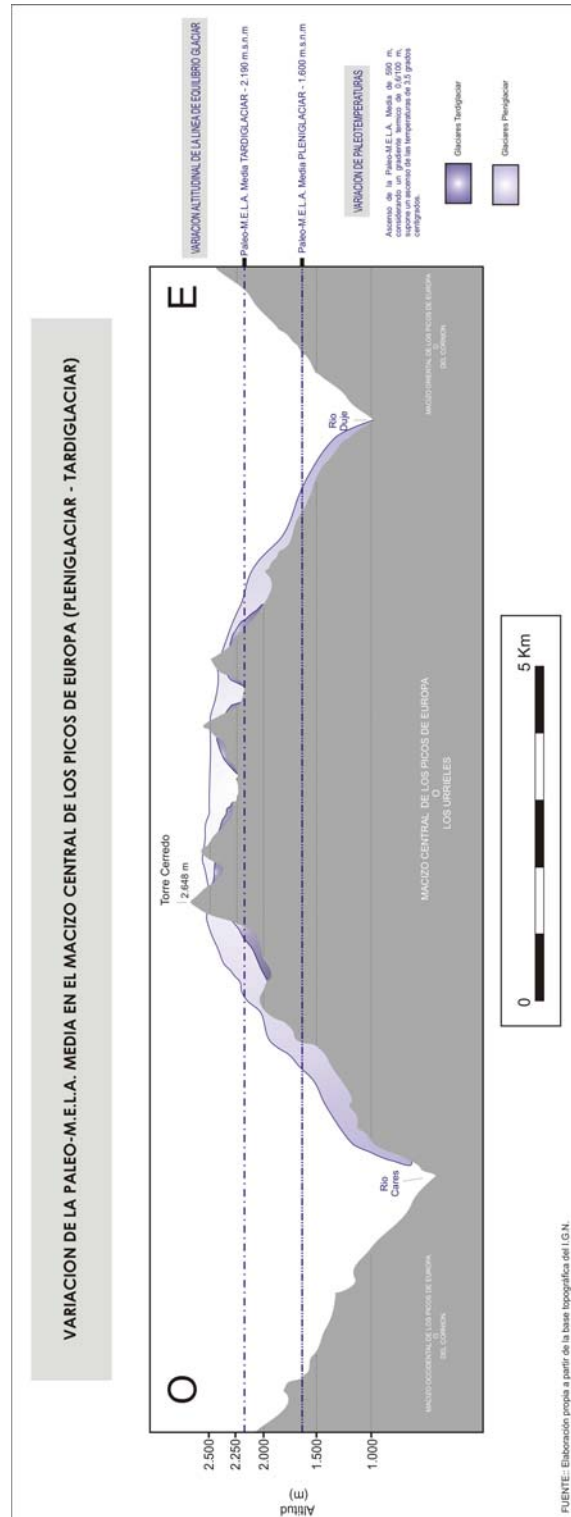


Figura 89. Variación de la Paleo-M.E.L.A. media en el Macizo Central de los Picos de Europa (Pleniglaciario Tardiglaciario). Se representa el ascenso de la línea de equilibrio glaciario, la variación de las paleotemperaturas inducida, así como el cambio en la modalidad y extensión de la glaciación.



1992,1996, 1998; Serrano et al., 2002). En el caso de la Cordillera Cantábrica las menciones a esta fase glacial menor son escasas. Restos morfológicos atribuibles a esta fase han sido analizados en el vecino Macizo de Alto Campoo, a pesar de poseer altitudes más modestas y una localización geográfica menos favorable, en posiciones más meridionales, han sido estudiadas huellas morfológicas de varios glaciares blancos y un glaciar rocoso (Serrano y Gutiérrez, 2000; Serrano, 2001, 2002). La cronología relativa en la que nos apoyamos a modo de hipótesis, parece concordar con la información aportada por los análisis palinológicos realizados en áreas próximas a los Picos de Europa, como en el caso de las turberas de Riofrío (Vega de Liébana) (Florschütz y Menéndez, 1962, Menéndez y Florschütz, 1963), donde se ha constatado en torno a  $10.210 \pm 155$  años B.P. -GrN-3018-, una rápida extensión de la vegetación arbórea (*Quercetum mixtum*) que pasa de valores próximos al 20%, todavía durante el tardiglacial a cifras en torno al 80%, como consecuencia del ascenso de temperaturas a comienzos del Holoceno.

Los glaciares rocosos son elementos asociados comúnmente a macizos en regiones de montaña seca, y en el Pirineo en muchas ocasiones se ha deducido un clima frío y seco para el Tardiglacial precisamente derivado de la abundancia de los mismos para ese período (Taillefer, 1957; Vilaplana, 1983; Cazenave-Piarrot y Tihay, 1983; Bru et al., 1985). Otros autores por su parte, a partir de análisis geomorfológicos (Serrano, 1991, 1996, 1998; Serrano et al., 2002) y climáticos (Rognon, 1984), abogan por unas condiciones paleoambientales en las que si es cierto que se registró un recrudescimiento térmico, aunque atenuado en comparación con el Último Máximo Glaciar pleistoceno, éste habría sido acompañado de unas precipitaciones nivales ciertamente importantes como muestra la alimentación de algunos glaciares, así como otros parámetros paleoclimáticos globales.

En el macizo central de los Picos de Europa este avance glacial menor se caracteriza por la presencia de más de una treintena de glaciares blancos, mientras que los glaciares rocosos son una morfología poco representativa, con tan sólo un

glaciar rocoso atribuible al retroceso final de dicha fase, el glaciar rocoso de Lloroza (1.850 m). Si bien es cierto que, aunque menos representativas, son abundantes las morfologías de tipo crionival asociadas a esta fase. Un ejemplo de ello son las morrenas de nevero localizadas en los Cuetos de Juan Toribio, en la cara N del Diente de Urriellu, o las existentes en el Jou de los Cabrones y el Jou Sin Tierra, al pie de los umbrales rocosos de las depresiones glaciokársticas.

Los estudios llevados a cabo fundamentalmente en macizos alpinos desde hace ya más de dos décadas (Barsch, 1977, Haeberli, 1985), admiten para macizos de montaña de latitudes medias que el frente de los glaciares rocosos vendría a coincidir aproximadamente con la isoterma anual  $-1^{\circ}\text{C}/-2^{\circ}\text{C}$ , con ligeras variaciones en función del grado de continentalidad. Éste límite térmico altitudinal a su vez ha sido relacionado con el límite inferior del permafrost de montaña (Barsch, 1978, 1987, 1988; Haeberli, 1985; King, 1986; Evin y Fabre, 1990; King et al., 1992; King y Akerman, 1995).

Por su localización geográfica el macizo central de los Picos de Europa presenta un ambiente marcado por la oceanidad. Además, la ausencia de un número mayor de glaciares rocosos a partir de los cuales realizar una media fiable, y la toma en consideración de tan solo un glaciar rocoso para todo el conjunto, hace arriesgada su utilización como indicador paleoambiental en la línea antes expuesta. La relación entre la altitud del frente del glaciar rocoso de Lloroza situado a 1.850 m y la isoterma anual  $-1^{\circ}\text{C}/-2^{\circ}\text{C}$  puede llevar a errores de cálculo derivados de las propias condiciones morfogenéticas locales y puntuales del aparato. Por otro lado, como hemos visto, morfoestratigráficamente el glaciar rocoso de Lloroza es posterior al máximo avance del glaciar durante el Tardiglacial, de forma que no es del todo factible la relación con las paleo-M.E.L.A.s calculadas para la máxima extensión del glaciar de Lloroza. Siendo conscientes de su limitación, por otro lado llama la atención la proximidad entre ambos parámetros, la hipotética isoterma  $-1^{\circ}\text{C}/-2^{\circ}\text{C}$  y la paleo-M.E.L.A. del glaciar de Lloroza (Ver tabla 5).

En definitiva, las características morfológicas y dinámicas de la glaciación, así como la información procedente de la reconstrucción de las paleo-M.E.L.A.s, nos permite dilucidar un avance glacial menor caracterizado por un ascenso de las temperaturas medias anuales en torno a 3,5°C con respecto al L.G.M.. Aún así, los datos térmicos deducidos del cálculo de las paleo-M.E.L.A.s, muestran que el tardiglacial presentaría unas temperaturas medias anuales en torno a 3,4°C más bajas que las actuales. Junto a ello, las precipitaciones y los factores topoclimáticos comienzan a adquirir cada vez mayor importancia en el desarrollo de cada glaciar. Con una paleo-M.E.L.A. media para el conjunto del macizo situada a 2.190 m, la respuesta sería la glaciación de los principales circos de altura situados por encima de los 1.800 – 1.900, precisamente altitud a la que se localiza en la actualidad el límite inferior de la alta montaña. Es reseñable el hecho que dentro de este avance glacial menor, existen restos morfológicos que podrían indicar la existencia de dos periodos dentro de dicha fase, uno de máximo y otro de estabilización en el retroceso. A partir de ese momento comenzaría un proceso de deglaciación continuado que llevaría, durante los momentos más cálidos del Holoceno, a la completa deglaciación del macizo.

#### **III.4.4. El avance glacial histórico: un glacialismo marginal asociado a la Pequeña Edad del Hielo.**

III.4.4.1. Introducción: La Pequeña Edad del Hielo, un fenómeno climático a escala global.

El clima de la tierra se ha caracterizado por sus constantes cambios, con fluctuaciones de escala temporal variable, desde la anual o de décadas, a la secular y milenaria, lo que siempre ha traído consigo profundas repercusiones en el medio natural, y con ello, en la vida del ser humano.

El último de estos periodos climáticos con repercusión a escala planetaria, y que antecede al calentamiento global que estamos viviendo en la actualidad, fue la denominada Pequeña Edad del Hielo. En su origen, el término *Little Ice-Age*, - Pequeña Edad del Hielo-, fue introducido en la literatura científica por F.E. Matthes (1939, 1950), aunque con un significado más amplio, al hacer referencia a «*un periodo de moderada glaciación que siguió a los momentos más templados del Holoceno*». Sin embargo, en la literatura internacional reciente, este periodo de mayor amplitud, es frecuentemente denominado con el término *Neoglacial*, haciendo alusión a un periodo que abarcaría aproximadamente los últimos 4.000 años A.D., caracterizado por unas inclemencias climáticas fluctuantes, de forma que el momento actual no sería más que una nueva variación, tras un periodo de recrudescimiento climático histórico, que duró unos pocos siglos (Martínez de Pisón, 2002). Hoy en día, y a pesar de todo, para hacer referencia a esta última oscilación climática histórica, se ha impuesto el término inglés *Little ice-age*, siendo frecuentes, entre los autores de las últimas décadas, las traducciones directas al francés, *Petit Age Glaciaire*, al alemán *Kleine Eiszeit*, y en castellano, *Pequeña Edad del Hielo*; si bien es cierto, que algunos autores han utilizado otras denominaciones alternativas como *Estadio de Fernau* (Kinzl, 1932), *fase multiseccular histórica o fase multiseccular última de crecimiento de los glaciares* (Le Roy Ladurie, 1967, 2006).

El término Pequeña Edad del Hielo es utilizado para describir un periodo de tiempo, entre el S. XIII y mediados del S.XIX, caracterizado por un recrudescimiento climático de alta frecuencia y de relativa baja magnitud, pero de cambios ambientales ampliamente extendidos, con repercusión a escala global, y que supuso, en todos las áreas glaciadas del planeta, un avance y pulsación de los glaciares enmarcado entre los s. XVI y XIX (Matthes, 1939, 1950; Le Roy Ladurie, 1967; Grove, 1979, 1988; Zümbul y Holzhauser, 1988).

Este empeoramiento relativo del clima con carácter secular, se caracterizó de forma general por un aumento de las nevadas invernales y de las precipitaciones

estivales, así como un descenso de térmico que en los momentos más fríos llegó en algunas áreas a ser de 2°C (Lamb, 1995).

Es en el ámbito alpino, dada su larga tradición cultural y científica en relación con las montañas, donde más ha sido documentado este avance glaciar histórico. El análisis de los testimonios históricos y los datos procedentes de las mediciones científicas con un siglo y medio de antigüedad, han servido de base o complemento a las investigaciones más recientes realizadas a lo largo de la segunda mitad del S. XX. De forma general se ha observado la existencia de un período de avance y pulsación de los glaciares alpinos, con sus primeros signos durante los S. XIV y XV, con un crecimiento generalizado durante el S. XVI, que alcanza su máximo durante el S. XVII, continuando hasta mediados del S. XIX, momento a partir del cual comienza un retroceso generalizado de los glaciares alpinos, que con oscilaciones menores intercaladas, ha continuado hasta la actualidad (Le Roy Ladurie, 1967; Messerli et al. 1975, Kuhn et al. 1997; Zümbul y Holzhauser, 1988).

Como ha expresado recientemente Martínez de Pisón (2002), la primera mención a la existencia de fluctuaciones climáticas históricas en España, fue realizada por Ignacio Olagüe, quien en 1951 destacó la existencia de varios períodos de recrudescimiento climático, entre los cuales destacaron dos momentos: el primero se remonta al S. XVI, detectado a través del efecto que las inclemencias del clima produjeron en la producción agropecuaria, y un segundo período, desde principios del S. XX, constatado a través del retroceso generalizado de los glaciares pirenaicos, y de forma especial el de Monte Perdido, que por aquel entonces estaba siendo estudiado en detalle por autores tales como Gómez de Llarena, Hernández Pacheco o Vidal Box. Estudios recientes sobre climatología histórica en España (Martín Vide, 1997; Barriendos y Martín Vide, 1998), hacen especial hincapié en el carácter esencialmente variable del clima desde el S. XVI hasta la actualidad. Así por ejemplo, para la costa mediterránea, se han detectado tres episodios de recrudescimiento en las condiciones climáticas, manifestados especialmente, a través de un incremento de la actividad

tormentosa: el primero entre finales del S. XVI y mediados del S. XVII (1570-1630), el segundo a finales del S. XVIII (1760-1800) y un tercero a mediados del S. XIX (1830-1870). Según Martínez de Pisón (2002), estos fenómenos concuerdan con las crónicas de nevadas intensas y aumento del frío registrado en muchas ciudades españolas entre los siglos XV y XVII y XVIII y XIX, y que como muestra López Gómez (1998), supusieron, entre otros fenómenos excepcionales, la congelación varias veces del Ebro a su paso por Tortosa.

En España las áreas de montaña en las que se ha constatado un avance glaciario histórico son Pirineos, Sierra Nevada y Picos de Europa. El mayor foco glaciario desarrollado durante la Pequeña Edad del Hielo se localizó en los Pirineos. Lejos de alcanzar la extensión de la que hicieron gala durante el máximo glaciario pleistoceno, los glaciares actuales del Pirineo español, menos ya de una veintena, y que en conjunto suman unas 495 ha, se caracterizan por su reducido tamaño, acantonados en altura, y en las orientaciones más favorables, al abrigo de las más altas cumbres de la cordillera. Testigos heredados del último avance glaciario histórico, los glaciares pirenaicos presentan actualmente, unas morfologías que denotan un fuerte retroceso, con notables pérdidas de superficie, longitud y volumen, desconexión de las masas de hielo con respecto a sus frentes morrénicos, formas a bisel, enterramiento e incluso desaparición de algunos aparatos. En la vertiente meridional de los Pirineos son nueve los macizos de montaña glaciados en los que se han encontrado huellas morfológicas glaciares, fundamentalmente restos morrénicos, atribuibles a la Pequeña Edad del Hielo. Se localizan entre la cabecera del río Gállego al oeste y la Noguera Ribagorzana al este, y son: Balaitus – Punta Zarra, Pico del Infierno – Las Argualas, Viñemal, Taillon, Monte Perdido, La Munia, Posets, Perdiguero y Aneto Maladeta (Martínez de Pisón y Arenillas Parra, 1988). Junto a éstos, situados en la parte occidental y central de la cordillera, hay que añadir el único caso constatado para el Pirineo oriental andorrano, en el valle del Mandriu (Mateo y Gómez Ortiz, 1998, 2000). En Martínez de Pisón y Arenillas Parra (1988) y Martínez de Pisón (2003), se recogen los relatos de los viajeros,

naturalistas y científicos, en su mayor parte pirineístas franceses, que desde finales del S.XVIII, exploran los Pirineos en su vertiente meridional. Los relatos de figuras como Ramond de Carbonnières, Wallon, Russell, Schrader, Mallada, Parrot o Trutat, entre otros muchos, acompañados de valiosas pinturas, grabados y fotografías, aportan una valiosa información sobre la dimensión, estado y evolución de los glaciares pirenaicos desde su máximo histórico. Menos conocida es la aportación de la escuela germana alpina al conocimiento de los Pirineos, sin embargo, realizó aportaciones de interés, un ejemplo de ello son los trabajos de figuras tales como A. Penck (1884, 1885), C. Diener (1887) o C. Täuber (1910). En el caso de A. Penck, las montañas españolas, y en especial los Pirineos, suscitaron un gran interés en este brillante geógrafo alemán. En estas montañas, afirma poder estudiar unas formas de relieve propias de un ambiente de alta montaña deglaciada, como son los Pirineos, que le sirve para entender mejor algunas cuestiones sin resolver en los Alpes, donde los circos y valles de altura estaban aún cubiertos de glaciares (Penck, 1884). En sus trabajos aborda las características generales del conjunto pirenaico, comparándolo con los Alpes. Analiza su orografía y geología, mostrando en varias ocasiones su desacuerdo a considerar los Pirineos y las Montañas Cantábricas como una sólo unidad, postura que en su tiempo era la defendida por la mayor parte de los autores españoles y franceses de la época, quienes denominan a las montañas cantábricas con el nombre de *Pirineos Cantábricos*. El estudio del glaciario ocupa un lugar destacado en sus trabajos, especialmente en lo que se refiere a la reconstrucción del máximo glaciar, la altitud de sus frentes, su evolución, así como los factores que la han condicionado. Pero en sus trabajos también son frecuentes las alusiones al estado de los glaciares "actuales". De esta forma, para finales del S. XIX, sus cálculos situaban la altitud de la línea de equilibrio (a pesar de utilizar el término *Schneelinie* – línea de las nieves –, lo hace en el sentido moderno de E.L.A.), a 2.900 m para el caso de los Pirineos Orientales, a 2.800 m para los Pirineos Centrales (tomando como buenos los cálculos de Ramond de Carbonnières), y a 2.600 m para los Pirineos Occidentales. El descenso progresivo hacia

el oeste en la ELA de los glaciares pirenaicos, observado en sus estudios, lo atribuía a la influencia que sobre el clima produce la cercanía al océano.

A pesar de que el estudio del glaciario pirenaico cuenta con una larga tradición, ha sido a partir de la segunda mitad del s. XX, cuando se comenzaron a realizar las aportaciones más detalladas en lo que al glaciario histórico de la cadena se refiere (Plandé, 1947; Barrere, 1952, 1953; Brunet, 1956; Galibert, 1965; Taillefer, 1964, 1968; Angely, 1967; Viers, 1973; Martí Bono et al., 1978; Martínez de Pisón y Arenillas Parra, 1988; Serrano y Agudo, 1988; Serrano, 1991, 1996, 1998a, 1998b; Martínez de Pisón et al., 1992, 1995, 1998; García Ruíz et al., 1992; Bordonau et al., 1992; Copons y Bordonau, 1994; Lampre, 1994; Serrano y Martínez de Pisón, 1994; Chueca Cía y Julián Andrés, 1996; Chueca Cía et al., 1998a, 1998b, 2003; Mateo y Gómez Ortiz, 1998, 2000, Serrano et al., 2001, 2002a, González Trueba, *et al.*, 2006; Martín Moreno, R., 2006).

En lo que se refiere al establecimiento de la cronología precisa del avance histórico de los glaciares pirenaicos, no se dispone del volumen de información y documentos históricos existentes en otros ámbitos como el alpino, y las dataciones absolutas son aún escasas. Aún así, los datos aportados por las fuentes históricas, o a través de técnicas de datación liquenométrica y dendrocronológica, han permitido constatar a diferentes autores, la existencia de varios episodios enmarcados en la Pequeña Edad del Hielo, en ocasiones comparables al modelo alpino, y en muchos casos, muy relacionables con los datos climáticos históricos.

Los macizos en los que se localizan los glaciares de mayor entidad han sido los más estudiados, pues en ellos se ha registrado una secuencia cronológica más compleja que otras zonas más marginales, donde los glaciares tan sólo han tenido capacidad para generar un solo arco morrénico, construido y retrabajado por las diferentes pulsaciones menores.

Así Martínez de Pisón y Arenillas Parra (1988), distinguen tres episodios fundamentales para el conjunto de la vertiente meridional pirenaica: el primero entre



finales del S. XVIII y principios del S. XIX, un segundo episodio entre finales del S. XIX y mediados del S. XX y un tercero, desde mediados del S. XX, y que llega hasta la actualidad, caracterizado por el retroceso generalizado de los glaciares pirenaicos.

Para el Valle de Tena se ha señalado un máximo a mediados del S. XIX, seguido de un retroceso entrecortado que se inicia a partir del decenio de 1880 y finaliza a principios del S. XX, momento a partir del cual comienza un retroceso glaciar generalizado hasta las posiciones actuales (Martínez de Pisón y Arenillas Parra, 1988; Serrano y Agudo, 1988; Serrano, 1991, 1996, 1998; Serrano y Martínez de Pisón, 1994).

Para el Macizo de la Maladeta ha sido estudiado por diferentes autores. Copons y Bordonau (1994), distinguen dos episodios: un episodio de máxima extensión, situado a principios del S. XVIII, dentro del cual se distinguen tres pulsaciones menores, y que coincidiría con el mínimo de Maunder registrado en el ámbito alpino, y un segundo episodio, en torno a 1820, después del cual, comienza una fase de retroceso, interrumpida con períodos de estabilización y reavances menores, pero constante hasta la actualidad.

Para el mismo sector, Chueca Cía y Julián Andrés (1996), reconocen cuatro unidades de deposición, dos adscritas a pulsaciones enmarcadas dentro de la Pequeña Edad del Hielo: la primera a principios del S. XVII (1600-1620), la segunda en el primer tercio del S. XIX, en torno a 1820-1830, y después, una más reciente ya en el S. XX, de estabilización en el retroceso (1915-1925) y la última subactual, e incluso en algunos casos funcional, desde 1985-1995.

En el Pirineo oriental andorrano, Mateo y Gómez Ortiz (1998, 2000), para el valle del Mandriu distinguen cinco episodios de máxima intensidad: entre 1490-1508, 1542-1558, en torno a 1643, entre 1805-1820, y el último entre 1890-1905.

Para el Macizo del Posets, Serrano et al. (2002), diferenciamos tres episodios principales dentro de este último período de avance glaciar histórico holoceno: 1600-1750, 1820-1830 y 1905-1920. La complejidad de la secuencia cronológica de este macizo, responde al modelo pirenaico. A partir de las fuentes históricas y los numerosos

registros morfológicos, a modo de síntesis, proponemos un modelo de evolución glaciar desde la Pequeña Edad del Hielo hasta la actualidad, para el conjunto de la vertiente meridional de los Pirineos, en el que se diferencian seis fases: una primera de "máxima extensión", entre 1600-1750, responsable de la construcción de los complejos morrénicos externos, una segunda fase de "retroceso inicial y equilibrio", entre 1750 y 1820-30, a la que pertenecen las pulsaciones internas de los complejos externos, una tercera fase de "retroceso generalizado", entre 1820-30 y 1905, una cuarta fase supone una "pulsación menor", entre 1905 y 1920, de la que forman parte los arcos internos simples y depósitos deformados. Después vendría una quinta fase de "retroceso generalizado", de 1920 a 1980, con recubrimientos supraglaciares y mantos morrénicos, y una última fase que llega hasta la actualidad de "retroceso drástico", a partir de 1980, con franca regresión de los glaciares e incluso desaparición de algunos aparatos.

#### III.4.4.2. Alusiones a la Pequeña Edad del Hielo en Picos de Europa en trabajos previos.

Los primeros antecedentes con alusiones al glaciario histórico de los Picos de Europa se encuentran en los valiosos testimonios de algunos de los viajeros, geógrafos y naturalistas decimonónicos que exploran el macizo (Casiano de Prado, 1860; Saint Saud, 1893, 1922; Penck, 1897), y se prolongan en las primeras décadas del s.XX, con el estudio pionero sobre el glaciario cuaternario de Obermaier (1914) y la aportaciones puntuales de algunos autores nacionales (Pidal y Zabala, 1918; Delgado Úbeda *et al.*, 1932).

En las últimas décadas del s. XX han predominado los estudios referidos al máximo glaciar y su problemática, mientras que las primeras alusiones a la posible existencia de huellas morfológicas asociadas a un avance glaciar histórico fueron sugeridas por Miotke (1968) y Clark (1981). Estos autores, apoyándose en la presencia de numerosos neveros permanentes por encima de los 2.300 m, deducen que en la

actualidad el macizo se encuentra cercano al límite de glaciación, y que probablemente estuvo glaciado durante la Pequeña Edad del Hielo. En los años 90 se publicaron varios trabajos sobre el helero del Jou Negro, con diferentes interpretaciones según los autores en relación a la consideración o no de este cuerpo de hielo como glaciar. Además, en estos trabajos se apuntaba la existencia de otros cuerpos de hielo en algunas de las localizaciones más favorables de los Picos de Europa, planteándose ya la posibilidad de que sean herencia de la Pequeña Edad del Hielo (González Suárez y Alonso, 1994,1996; Frochoso Sánchez y Castañón Álvarez, 1995, 1998; Alonso y González Suárez, 1998; Castañón Álvarez y Frochoso Sánchez, 1998). De esta forma en el marco del presente trabajo se ha llevado a cabo el primer estudio de detalle del último avance glaciar registrado en este macizo de alta montaña oceánico, ejemplar de la Montaña Atlántica del SW de Europa.

III.4.4.3. El último avance glaciar en las fuentes históricas: El testimonio de viajeros, naturalistas y montañeros de mediados del s. XIX y principios del s. XX.

A diferencia de Pirineos o Sierra Nevada que cuentan con una abundante documentación, en el caso de Picos de Europa, la alusión a la existencia de glaciares, aunque no está ausente de las narraciones de los pioneros decimonónicos, es escasa y ocasional, dado que el objetivo principal de estos viajes es la exploración de unas montañas cuya orografía aún se desconoce. A su vez, el carácter marginal de la glaciación histórica en el macizo, con pequeños aparatos reclusos en las elevaciones y orientaciones más favorables, y por tanto poco visibles y en sectores de difícil acceso, explica las pocas alusiones hechas a la existencia de unos glaciares que no son objeto de análisis específico, sino que forman parte de la descripción de sectores o itinerarios de ascensión. A pesar de todo, los testimonios históricos existentes conforman un legado excepcional, que constata y confirma la existencia de pequeños glaciares en Picos de Europa a mediados del s. XIX.

La primera alusión a la existencia de glaciares en Picos de Europa la realizó Casiano de Prado a mediados del s. XIX (Prado, 1860). En su exploración del macizo, y con motivo de su ascensión a la Torre del Llambrión en el verano de 1856, observó la existencia de una masa de hielo en su circo norte. A pesar de que Prado no utiliza el término glaciar, y utiliza incorrectamente el de nevero, su descripción es muy expresiva, haciendo referencia a la estratificación de la masa de hielo, así como al cambio en las características líneas de flujo del glaciar, en función de la pendiente, y que se tornan convexas en su parte inferior. Prado asemeja este cuerpo de hielo a los glaciares estudiados en los Alpes, aboga por su carácter perpetuo e intuye su antigüedad. Junto al glaciar del Traslambrión, en su narración, menciona la existencia de otros cuerpos de hielo, acertada en el caso de los de la cara norte de la Torre de Cerredo y de la cara norte de Peña Santa, errónea en el caso de Peña Vieja, donde no se han encontrado huellas morfológicas que prueben la existencia de un glaciar en época histórica.

A finales del s. XIX, conocedor del relato de Prado, el Conde de Saint Saud comienza sus reconocimientos topográficos y actividad montañera en el macizo. En sus primeras publicaciones de 1893, 1894 y 1895 (Saint Saud, 1922), aunque no los estudia en detalle, en la descripción de los itinerarios de ascensión a las principales cumbres, observa y constata la existencia de pequeños glaciares bajo la pared norte de la Torre de Cerredo y de la Torre del Llambrión, en el Macizo Central, y de Peña Santa de Castilla y la Torre de Santa María, en el Macizo Occidental. En este último, además, menciona la existencia de grietas sobre la superficie del entonces glaciar de la Cemba Vieja. Los testimonios más fiables coinciden con aquellos aparatos que son recorridos en los itinerarios de ascensión, como en el caso del glaciar Traslambrión, o reconocidos de cerca como en los casos de los glaciares de la Cemba Vieja y del Jou Negro. Por el contrario, los glaciares de la Forcadona y de la Palanca, alejados del itinerario seguido por Saint Saud en sus reconocimientos, carecen de alusiones directas. Al igual que hiciera Prado en el caso de Peña Vieja, cuando los testimonios se

hacen en base a observaciones realizadas desde lejos, Saint Saud incurre en errores, confundiendo algunos neveros y heleros con glaciares. Tal es el caso del *petit glacier* que dibuja en un croquis sobre el terreno en 1892, bajo la cara norte de Torre Blanca, o la forma ovalada y estratificada que dibuja en un esquema de cordales del macizo occidental, bajo la cumbre de Cebolleda, aunque ambas alusiones fueron omitidas en sus escritos posteriores.

A finales del s. XIX, el geógrafo alemán Albrecht Penck recorre y estudia los principales macizos de alta montaña del norte peninsular. En su trabajo titulado *Die Picos de Europa und das Kantabrische Gebirge* (Penck, 1897), se trata un tema de notable interés para el autor al reconocer la existencia, a pesar de su altitud moderada en comparación con otras áreas de montaña españolas y europeas, de pequeños glaciares en las topografías más favorables, y bajo las paredes norte de algunas de las principales cumbres: Torre de Cerredo, Torre del Llambrión, Torre de la Palanca, Torre de Santa María y Peña Santa de Castilla. La ausencia del glaciar de la Forcadona en su alusión, al igual que en el resto de los testimonios históricos, puede deberse a que dadas sus particulares condiciones topográficas, pudo estar cubierto de nieve, y por tanto oculto a la vista. El resto de las alusiones confirman y coinciden con el análisis morfológico llevado a cabo en este trabajo. Penck cuestiona la autenticidad de la cita de Saint Saud para la cara norte de Torre Blanca, si bien constata la existencia de un pequeño glaciar al pie de la cara norte del circo de la Palanca, y que no había sido aludido con anterioridad.

El descenso progresivo hacia el oeste en la E.L.A. (Equilibrium Line Altitude) de los glaciares pirenaicos, observado en sus estudios, lo atribuye a la influencia que sobre el clima produce la cercanía al océano. Siguiendo el mismo razonamiento que ya adelanta Casiano de Prado en su trabajo de 1860, quien utiliza en aquella ocasión los datos de Humboldt, que situaban el límite de las nieves perpetuas para el conjunto de los Pirineos a 2.780 m, Penck aboga por situar la E.L.A. climática regional de Picos de Europa por debajo de la de Pirineos, en torno a 2.600 m e incluso menos. El glaciario

marginal de Picos de Europa representaba un caso de estudio excepcional para Penck, quien compara estos glaciares con los estudiados por él en algunos grupos de los Dolomitas Sudtiroleses.

Casi dos décadas después del trabajo de Penck (1897), un alumno suyo en la Universidad de Viena, Hugo Obermaier, realiza el primer estudio sobre el glaciario cuaternario de los Picos de Europa (Obermaier, 1914). En un apartado inicial, que titula *notas preliminares*, niega explícitamente el testimonio histórico de Casiano de Prado y Saint Saud sobre la existencia de glaciares *modernos* en el macizo, y sorprendentemente, pasa por alto el trabajo de su maestro. Obermaier podría estar en lo cierto, y que estos pequeños glaciares hubieran tenido una rápida respuesta ante los cambios climáticos ocurridos desde finales del s. XIX, tras el final de la Pequeña Edad del Hielo, de forma que para principios del s. XX, cuando realiza su estudio, algunos de estos glaciares podrían ya haber desaparecido o quedar reducidos simplemente a neveros y heleros carentes de dinámica. Por el contrario, también es cierto que su estudio se centra en el glaciario cuaternario y, a pesar de la calidad y mérito de la investigación, que serviría de punto de partida a los estudios de glaciario posteriores, no trata las fases glaciares más recientes restringidas a la alta montaña. No hay constancia de que Obermaier realizara un recorrido exhaustivo de la zona de cumbres y de todos los sectores en los que los testimonios históricos constataron la existencia de glaciares. Obermaier podría haber generalizado, erróneamente, a partir de la observación desde lejos de neveros, que podían ocultar bajo la nieve los aparatos glaciares, o bien a partir de otras muchas manchas de nieve distribuidas en topografías favorables, que él observó y que en efecto, eran simples neveros. A todo ello hay que añadir que la negación de Obermaier sobre la existencia de glaciares a principios del s. XX, no tiene por qué implicar el rechazo del testimonio de los autores decimonónicos, pues entre el viaje de Casiano de Prado en 1856 y el trabajo de Obermaier pasa más de medio siglo, tiempo suficiente para que el estado y dinámica de estos pequeños glaciares hubiera podido sufrir importantes variaciones.



Figura 90. Vista de los circos del Traslambrión y la Palanca desde el norte, en 1892 (Foto Saint Saud, 1893).



Figura 91. Vista de los circos del Traslambrión y la Palanca desde el norte, en 1932. En la foto se llega a apreciar los cuerpos de hielos residuales en ambas localizaciones. (Foto de W. Rickmers titulada: The Llambrion Group as seen from the Oriellos". En: Rickmers, W. (1932). The highlands of Cantabria. *The Alpine Journal*, vol. 44, nº 244-245, pp. 216-236.

Pidal y Zabala (1918), en su monografía sobre los Picos de Europa, hablan de amplios neveros y *ventisqueros* bajo la pared norte de la Torre de Cerredo y la Torre del Llambrión. En un capítulo dedicado a la descripción de excursiones por el sector de las *Peñas Santas*, en el macizo del Cornión, se incluyen dos fotografías que muestran el estado a principios del s. XX, de dos de los circos glaciados en época histórica, como son los de la cara norte de la Torre Santa María y la cara norte de Peña Santa de Castilla, bajo cuyas paredes se alojan amplios *neveros* y *cembas* (topónimo que en Asturias hace referencia a manchas de nieve o hielo) que, probablemente, ocultaban o sustituían ya en la segunda década del s. XX los pequeños glaciares citados como activos por los exploradores decimonónicos. Estos mismos neveros y cembas son mencionados por Delgado Úbeda en su *Guía del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga* (Delgado Úbeda *et al.*, 1932), quien destaca la existencia de amplios neveros al pie de la pared norte de la Torre Santa María y la norte de Peña Santa de Castilla. Este conjunto de alusiones, realizadas en las primeras décadas del s. XX, a pesar de ser ocasionales, más o menos directas, contradictorias en algunos casos y que hay que tomar con reserva siempre, no obstante, tienen un gran interés, pues son el único medio de comparación con la situación expresada por los testimonios decimonónicos, lo que sirve como un elemento de apoyo más en la aproximación y conocimiento de la evolución reciente de los glaciares desarrollados en época histórica, en el tránsito del s. XIX al XX.

#### III.4.4.4. Huellas morfológicas y restos de hielo heredados del avance glaciar histórico.

El reconocimiento de campo llevado a cabo durante las campañas de 2001, 2002 y 2003 ha permitido constatar la existencia de restos de hielo y huellas morfológicas de origen glaciar, tanto formas de acumulación (material morrénico), como de erosión (excavación y abrasión glaciar), asociadas a un período de avance muy reciente, acaecido en época histórica, y por tanto atribuible al recrudescimiento



climático de la Pequeña Edad del Hielo. La complicada y abrupta orografía de estas montañas permite la existencia de numerosos enclaves favorables a la conservación de neveros permanentes (Miotke, 1968; Clark, 1981; Castañón y Frochoso, 1994, 1998; González Suárez y Alonso, 1994,1996; Frochoso y Castañón, 1995, 1998; Alonso y González Suárez, 1998; Serrano y González Trueba, 2002; González Trueba et al., 2002; González Trueba, 2005, 2006). Son numerosos los existentes por encima de los 2.300 m, si bien tan sólo se han reconocido huellas morfológicas de génesis glaciar reciente en 3 sectores para el caso del Macizo Central de los Picos de Europa:

#### *III.4.4.4.1. Circo glaciar del Jou Negro*

Bajo la pared norte de la Torre de Cerredo (2.648 m), se encuentra un cuerpo de hielo, conocido con el nombre de Helero del Jou Negro (Castañón y Frochoso, 1994, 1998; González Suárez y Alonso, 1994,1996; Frochoso y Castañón, 1995, 1998; Alonso y González Suárez, 1998; Serrano y González Trueba, 2002; González Trueba et al., 2002; González Trueba, 2005, 2006) (Figura 92, 93, 94). El helero presenta una morfología típica de retroceso, con notable pérdida de superficie y volumen. Hay que destacar que no se han reconocido grietas de tracción sobre la superficie del hielo, que denoten su movimiento actual. Todo ello nos lleva a considerarlo, siguiendo la terminología utilizada por Martínez de Pisón y Arenillas Parra (1988) en su estudio de los glaciares del Pirineo español, como un helero formado por un cuerpo de hielo estratificado relicto y, por tanto, sin dinámica actual, resto del glaciar desarrollado como consecuencia de un avance glaciar histórico. El hielo está delimitado por un cordón morrénico continuo, perfectamente conservado. La morrena describe un arco neto, aumentando su volumen hacia la parte frontal, situada a 2.235 m, con 12 m de desnivel con respecto a la superficie actual del helero, y 23 m en su parte externa, que reposa sobre el fondo de la depresión glaciokárstica. El helero está parcialmente cubierto de derrubios. Sobre su superficie se pueden observar varios pozos verticales y

canales, por donde circulan las aguas de fusión, que en la parte inferior, en el contacto con el sustrato y a través de un sumidero, pasan a formar parte del sistema endokárstico, lo que ha favorecido la conservación del arco morrénico. Las características morfo-sedimentológicas de la morrena y su frescura, desprovista de vegetación y procesos de edafización, así como la conservación de superficies pulidas y estriadas en la pared del circo, y la presencia de un cuerpo de hielo estratificado relictos, muestran un avance glacial muy reciente, desarrollado en época histórica (Figura 95).



Figura 92. Vista general del helero del Jou Negro (septiembre de 2003).



Figura 93. Detalle de la superficie del helero en su parte final parcialmente cubierto de derrubios. Al fondo se puede ver el contacto con la morrena frontal (septiembre de 2003).



Figura 94. Vista de detalle del frente morrénico. Al interior, cubierto bajo un manto de derrubios el helero aún permanece en contacto con la morrena. En primer plano se puede observar una morfología que la morrena ha sido retrabajada como consecuencia de un aumento en volumen del glaciar, que no llegó a desbordar la morrena (septiembre 2003).

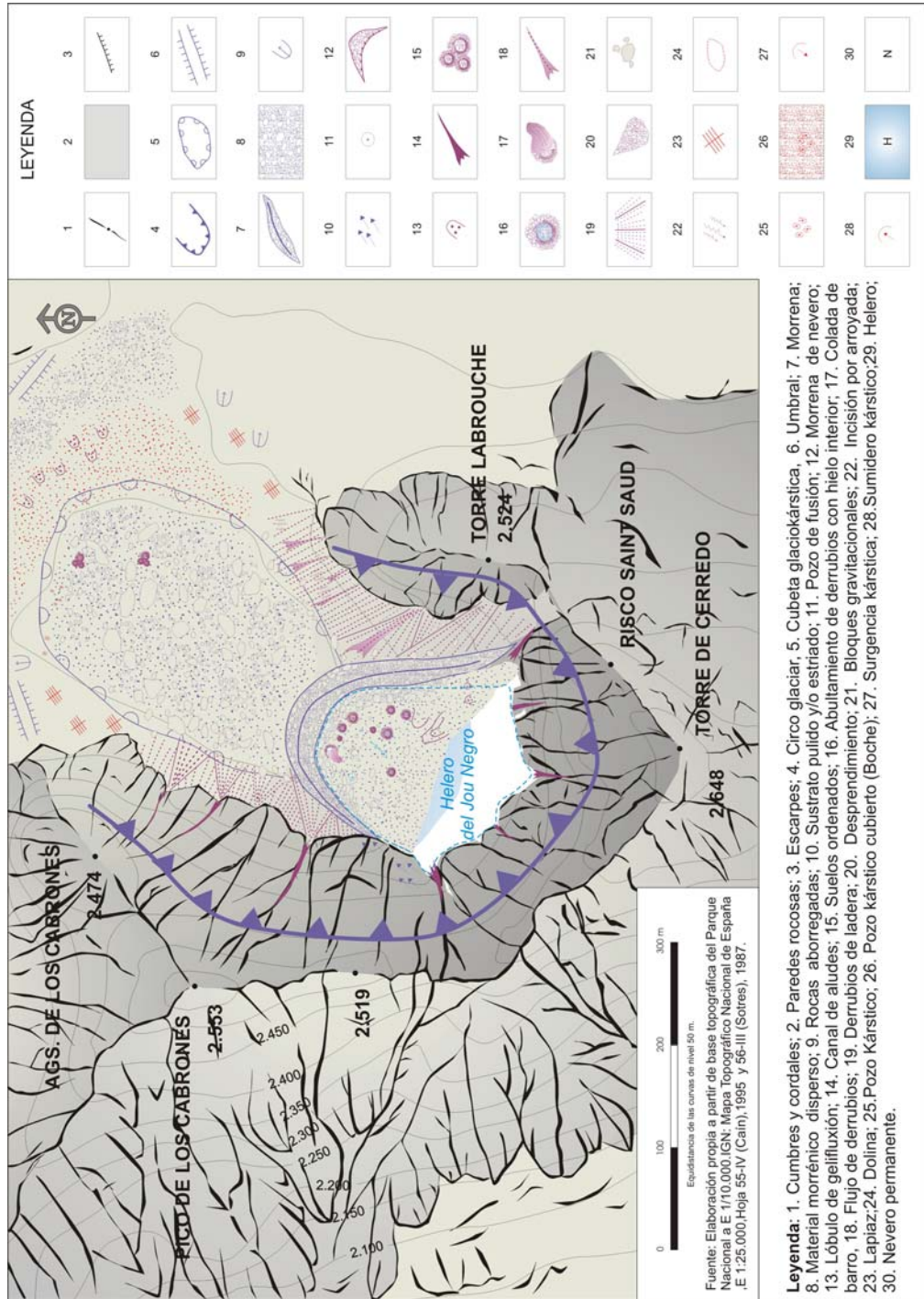


Figura 95. Mapa geomorfológico del circo del Jou Negro.



Figura 96. Vista de la morrena lateral derecha del Jou Negro. Al interior el helero cubierto bajo un manto de derrubios en parte aportados por el propio derrubiamiento de la morrena como consecuencia de la pérdida de volumen de la masa de hielo (septiembre 2003).

#### III.4.4.4.2 Circo glaciar del Traslambrión

Al norte de la Torre del Llambrión (2.642 m), bajo la cresta Torre Blanca (2.617 m) - Collada Blanca, en la cubeta glaciokárstica del Jou Traslambrión, se localizan habitualmente varios neveros permanentes enmarcados por un cordón morrénico (Figura 4). La morrena se caracteriza por su frescura y buen grado de conservación, situándose entre 2.320 – 2.350 m, y su morfología pone de manifiesto su génesis glaciar. La cresta se levanta 12 m en su parte frontal, respecto al fondo de la depresión glaciokárstica, y 7 m hacia el interior. Su parte interior presenta una pendiente de 43° y 37° la exterior. Algunos de los bloques que forman parte de la morrena están pulidos y estriados. Durante la campaña del 2003, la ausencia de nieve ha permitido constatar la existencia de un cuerpo de hielo estratificado entre 2.350 y 2.450 m. La masa de hielo presenta una superficie cóncava, muy biselada, que muestra su estado de franca regresión (Figura 97 y 98). En superficie se observan tres molinos que canalizan las aguas de fusión supraglaciares que se sumergen en un sumidero subglaciar. Sobre



Figura 97. Restos morfológicos de la PEH al abrigo de la pared del circo Trasllambrión (agosto de 2005).

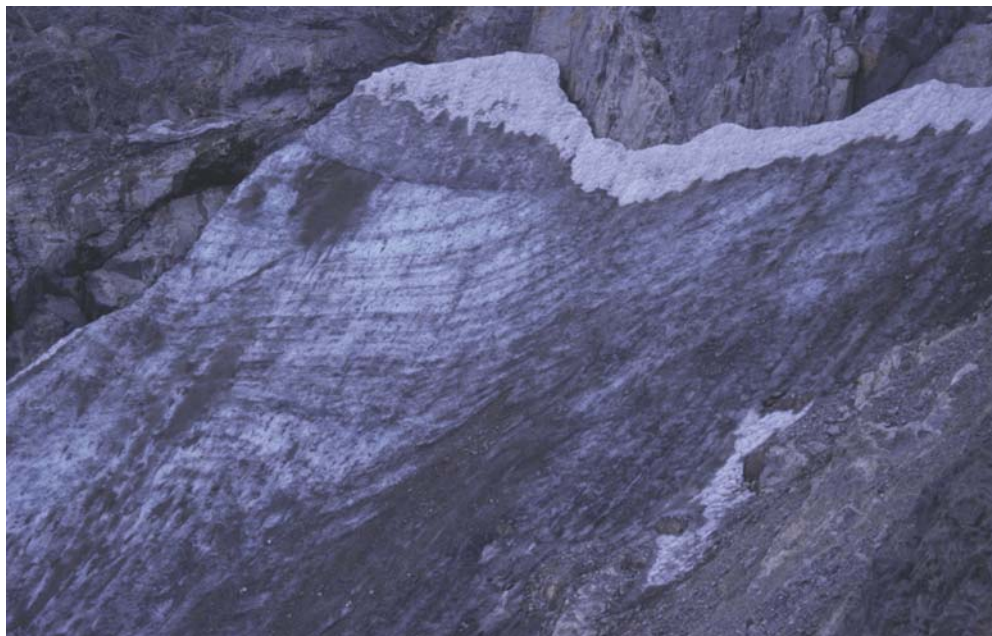


Figura 98. Vista de detalle del helero del Trasllambrión. Se puede observar el color azulado y el la estratificación del hielo en contraste con la nieve (septiembre de 2003).

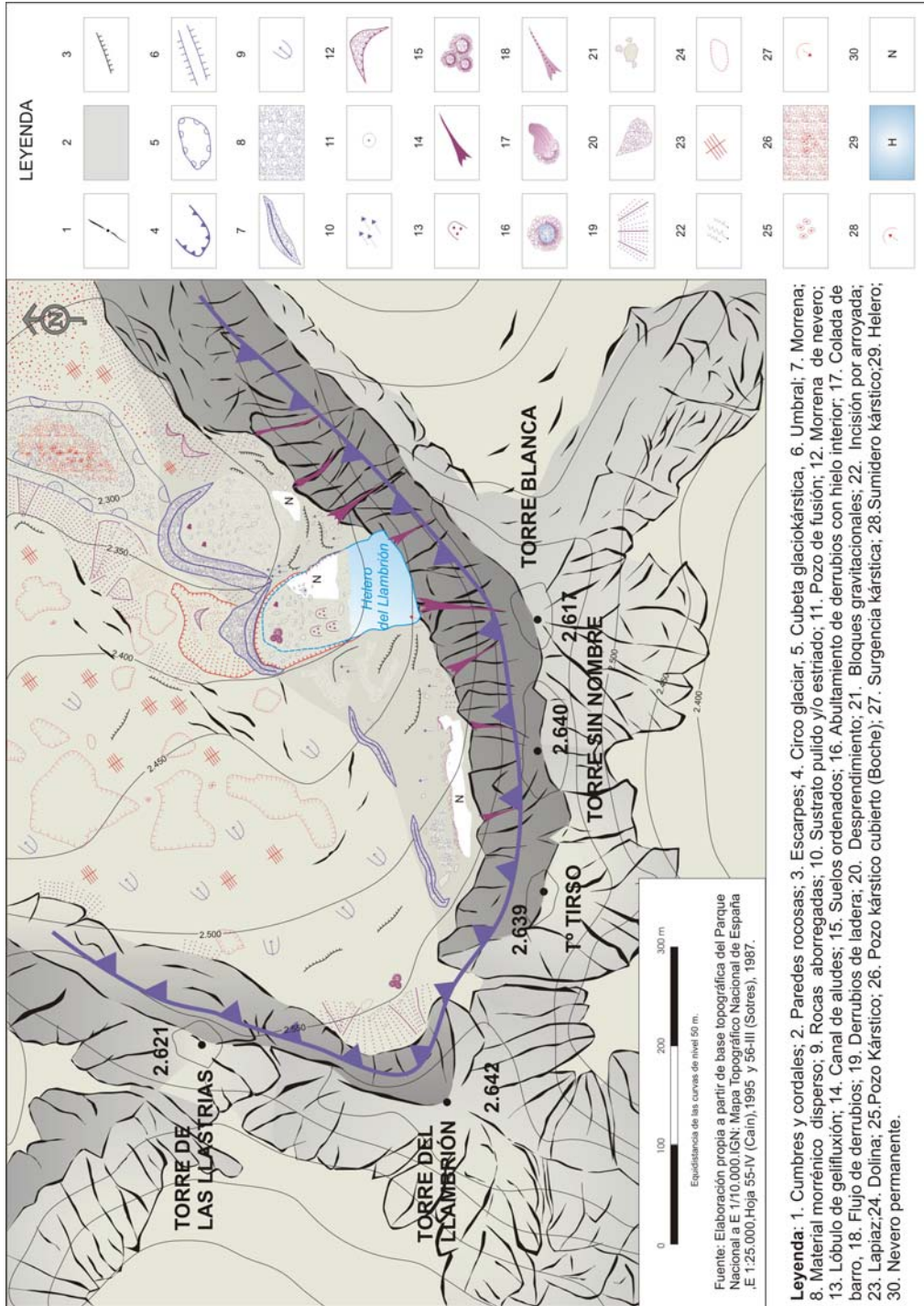


Figura 99. Mapa geomorfológico del circo glaciar del Trasilambrón.

su superficie no se han encontrado grietas de tracción, y la extrusión de finos responde en todos los casos a la fusión del hielo, no a su movimiento. El retroceso del frente ha dejado al descubierto un lecho subglaciar escasamente excavado, con huellas de abrasión glaciar, y un sustrato pulido y estriado especialmente visible en las paredes y resaltes rocosos (Ver figura 99).

#### III.4.4.4.3 Circo glaciar de la Palanca

Entre la pared norte de la Torre de las Llastrias (2.544 m) y la Torre de la Palanca (2.609 m), se ha constatado la existencia de dos cuerpos de hielo. El primero de ellos está adosado a la pared entre las cotas 2.410 – 2.480 m. En el verano del 2001 esta masa de hielo, de forma triangular, tenía unas dimensiones de 80×50 m si bien, en los últimos años, se ha fragmentado en dos neveros menores de escasa dimensión, lo que muestra el importante retroceso experimentado por estas masas de hielo desde las mediciones efectuadas por Alonso y González Suárez (1998). Por debajo, separado del anterior, existe un segundo cuerpo de hielo glaciar relicto, enterrado bajo un potente recubrimiento de derrubios (figuras 100 y 101). Sobre la superficie del helero es visible un molino de fusión, que muestra la estructura estratificada del hielo.

Este helero se encuentra enmarcado por un arco morrénico simple, con un espesor que supera los 12 m en el lateral, siendo menor en la parte frontal y con una neta morfología glaciar. La morrena presenta 40° de pendiente en su parte interior y 38° al exterior, lo cual, unido a la pérdida progresiva de volumen de la masa de hielo, ha supuesto el derrubiamiento por gravedad de la misma. En la morrena se observan bloques pulidos y estriados. También las paredes y el lecho glaciar, especialmente los umbrales rocosos muestran huellas de abrasión glaciar reciente (Figura 102).





Figura 100. Vista de la morrena y el helero cubierto de la Palanca (septiembre de 2003).

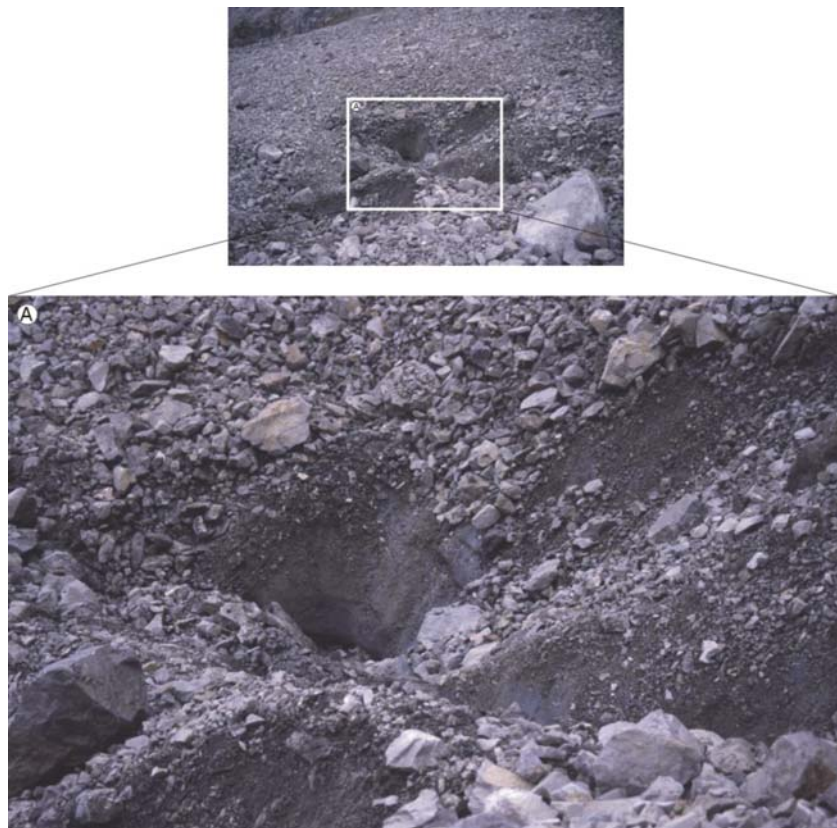


Figura 101. Detalle del hielo estratificado bajo un potente manto de derrubios (septiembre de 2003).

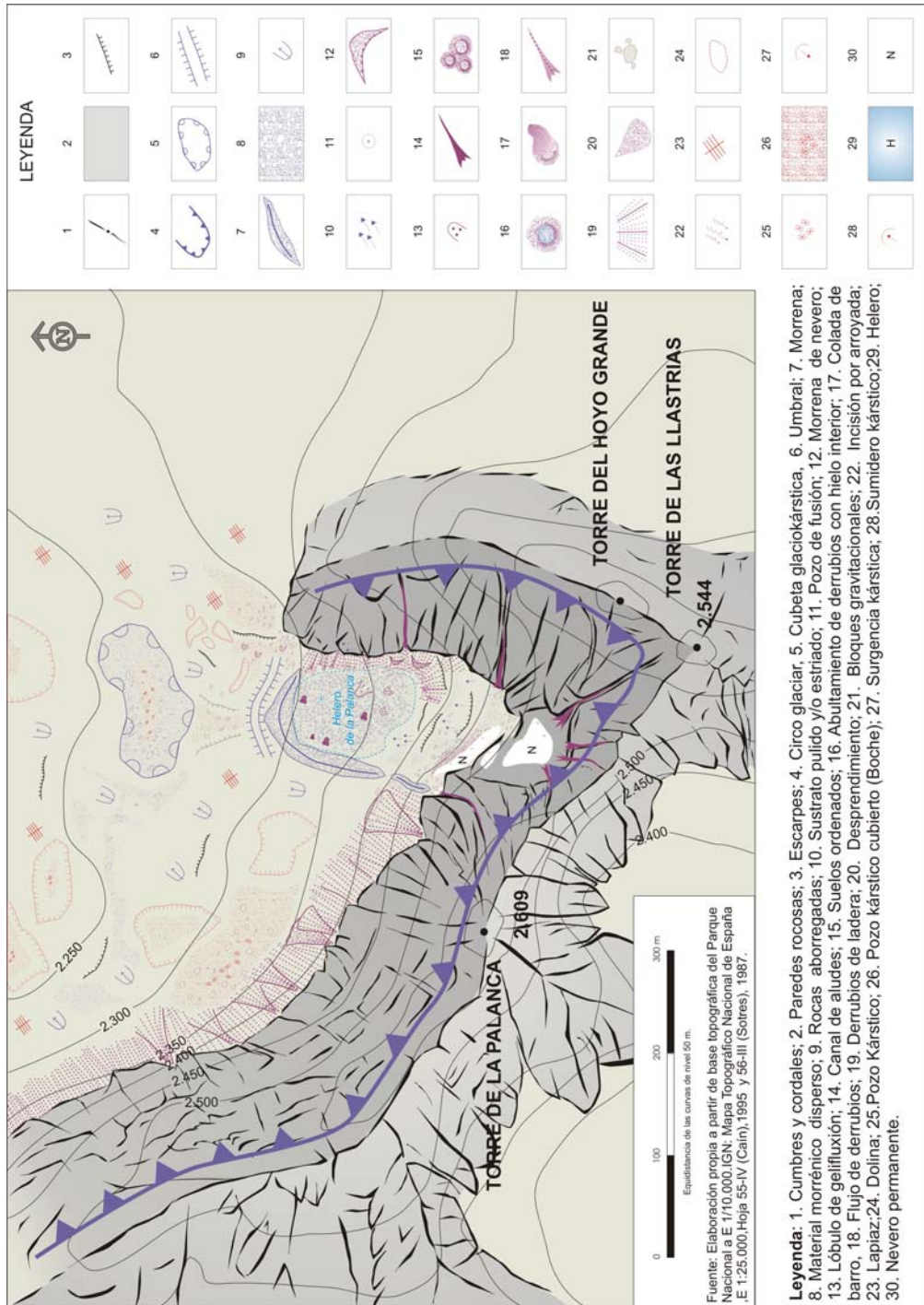


Figura 102. Mapa geomorfológico del circo glaciar de la Palanca.

#### III.4.4.5. Reconstrucción de los caracteres generales del glaciario histórico.

Durante la Pequeña Edad del Hielo, la respuesta morfológica de la alta montaña de los Picos de Europa al enfriamiento relativo del clima fue el desarrollo de un glaciario de carácter marginal, localizado en las topografías más favorables, bajo la protección que ofrece ante la radiación la sombra de las paredes norte de las principales cumbres.

La superficie glaciada para el conjunto del macizo fue de 15,4 ha aproximadamente, repartidas en 3 pequeños glaciares (Tabla 6). Todos ellos eran glaciares de circo de muy reducido tamaño, con superficies que oscilaban entre las 6,1 ha del Glaciar del Traslambrión, el de mayor desarrollo, y 4,1 ha para el más pequeño, el Glaciar de la Palanca. Del análisis morfológico se desprende una escasa capacidad modeladora y una marcada adaptación a la topografía previa, lo cual se debe por un lado a la corta duración del fenómeno glaciar y, por otro lado, a la intensidad del proceso, muy reducida dadas las condiciones en el umbral límite de glaciación en las que se desarrollaron estos muy pequeños glaciares (Tabla 6).

La Línea de Equilibrio glaciar o E.L.A. (*Equilibrium Line Altitude*), es un parámetro glaciológico de gran interés. Dicha línea determina la separación entre el área de acumulación y ablación de un glaciar, aportando así información sobre el balance de masa de un glaciar. En la medida que el balance de masa de un glaciar está estrechamente relacionado con las condiciones topoclimáticas y sus variaciones (entre otros factores condicionantes pueden citarse: el régimen térmico y de precipitaciones, albedo, influencia de la topografía: orientación, exposición, tasa de radiación; sobrealimentación por avalanchas, viento, sobreprotección por cubierta de derrubios, etc...), el balance de masa de un glaciar puede estar sujeto a variaciones estacionales, de ahí que su medición en glaciares actuales se realice con carácter anual e incluso estacional. Dado que el establecimiento de la E.L.A. de cada uno de los glaciares reconstruidos en Picos de Europa durante la Pequeña Edad del Hielo se

ha realizado en base a la extensión máxima alcanzada por el hielo durante el avance glaciar histórico, y que por tanto se considera un estadio de equilibrio pasado, el cálculo arroja un valor medio, es decir, se calcula la paleo-E.L.A. media o paleo-M.E.L.A. de cada uno de los glaciares reconstruidos. Como ya ha mostrado Gross et al. (1977) para los Alpes, estos glaciares de reducido tamaño y geometría regular, suelen tender a presentar ratios menores (con A.A.R. entre 0,5 y 0,6), si bien es cierto que la sobrealimentación por aludes podría haber jugado un papel compensatorio, haciendo descender la línea de equilibrio glaciar. A su vez, a partir de la media de las paleo-M.E.L.A.s calculadas para cada glaciar reconstruido, obtenemos una cifra media por macizo. En este sentido, y dado el reducido número de valores utilizados para obtener la media aritmética, el valor medio de la paleo-M.E.L.A. de cada macizo debe ser utilizado tan sólo como un valor aproximado y orientativo. Sin embargo, dichas cifras arrojan datos comparativos interesantes. En el caso del Macizo Central la M.E.L.A. media de los glaciares desarrollados durante la Pequeña Edad del Hielo se sitúa a unos 2.340 m, cifra excepcionalmente bajas en comparación con otras montañas españolas, y que muestran la marcada influencia oceánica del macizo. A pesar de la menor altitud del macizo occidental, con cumbres que no llegan a los 2.600 m, los resultados obtenidos muestran un descenso de las M.E.L.A.s hacia el oeste, en relación a la posición preferencial del macizo del Cornión con respecto a la llegada de los frentes dominantes procedentes del O y NO.

No obstante, la utilización de las cifras expuestas anteriormente como indicadores de la relación entre clima y glaciares, o como parámetros comparativos con otros macizos montañosos, debe ser tomada con reserva, dada la influencia de los factores topoclimáticos en la génesis y balance de masa de estos pequeños glaciares y su respuesta dinámica a los cambios climáticos globales (Kuhn, 1978, 1989, 1995; Kuhle, 1986, 1988). Prueba de ello, es el hecho de que, fuera de estas localizaciones topográficas excepcionales en las que se desarrollaron los glaciares, a la misma altura, por encima de los 2.200 m, pero con unas condiciones topoclimáticas

menos favorables, existen otros terrenos aptos para la acumulación de nieve, pero que no estuvieron glaciados en época histórica. Tal es el caso de las caras norte de Peña Vieja, Torre Blanca, los Campanarios u otros sectores en el circo norte de Peña Santa de Castilla donde, ya sea por su orientación menos favorable, el menor desarrollo de las paredes y por tanto menor protección ante la insolación, la existencia de una topografía menos propicia o los efectos del viento en la acumulación y redistribución de la nieve, no se dieron las condiciones necesarias para la génesis de glaciares. Estos enclaves tan sólo permitieron la acumulación de neveros, término que utilizamos para referirnos a masas de nieve más o menos permanentes. Como afirma Kuhn (1995) en su estudio sobre glaciares de reducidas dimensiones en los Alpes austriacos, no es el tamaño del aparato, sino el movimiento del hielo, el cual deriva, entre otros factores, de la relación entre la geometría del cuerpo de hielo y la pendiente de la ladera sobre la que se asienta, la característica fundamental que diferencia un glaciar con respecto a otros cuerpos de hielo (heleros) o nieve (neveros).

Uno de los ejemplos más indicativos es el caso del circo norte del Trasllambrión. La ausencia de huellas morfológicas glaciares recientes y el testimonio histórico de Casiano de Prado en 1856, indican que el glaciar no ocupaba la parte superior del circo, hasta el contacto con la pared, sino que su extensión se restringía a la protección que ofrece la sombra de la cresta que se extiende desde Torre Blanca hacia la Collada Blanca. A pesar de estar a una cota superior, entre 2.550 y 2.580 m, y poseer unas pendientes moderadas, aptas para la acumulación de nieve, este terreno permaneció deglaciado. Este hecho muestra que la M.E.L.A. climática regional debía de situarse ligeramente por encima de esa cota, en torno a 2.600 m aproximadamente, a la altura ya tan sólo de las cumbres y crestas principales. Esta estimación parece bastante probable teniendo en cuenta la influencia oceánica del macizo, dada su cercanía al mar, y si se compara con las M.E.L.A.s calculadas para los glaciares más occidentales de la vertiente meridional pirenaica, los de mayor

influencia oceánica, que durante la Pequeña Edad del Hielo se situaban a unos 2.650 – 2.700 m (Serrano, 1996).



Figura 103. Vista de la parte superior de la morrena del Traslambrión. Como se puede ver al interior de la morrena se conservan pequeños neveros permanentes. Inmediatamente por encima, a pesar de la mayor altitud, su menor protección ante la insolación provocó que el sector culminante se mantuviese deglaciado. El sustrato como podemos ver aparece muy alterado y tapizado de derrubios fruto de una intensa gelivación (septiembre de 2003).

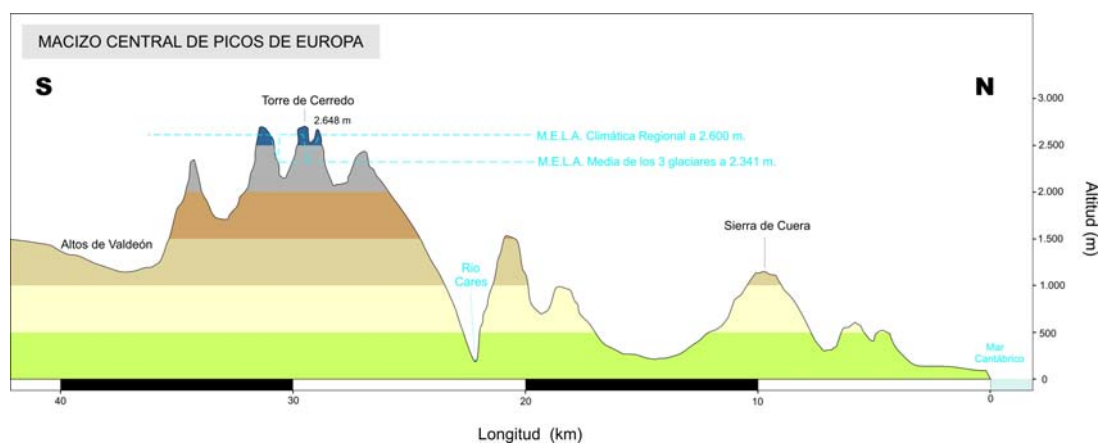


Figura 104. Perfil topográfico costa cantábrica – Macizo Central de los Picos de Europa y altitud de la M.E.L.A. durante la Pequeña Edad del Hielo.

Glaciar	Coord. U.T.M. (Centroide)		Orientación Circo/glaciar.	Superficie (Ha)	Perim. (m)	Longitud (m)	Anchura (m)	L/A	Altitud frente	Altitud cumbre	Desnivel Cumber- frente	M.E.L.A. Kurowsk I	M.E.L.A. A.A.R.
	x	y											
G. del Jou Negro	x- 349.449	y- 4.785.256	NNE/NNE	5,2	914	280	210	1,3	2.235	2.648	413	2.441	2.287 ±15
G. Llambrión	x- 349.583	y- 4.782.107	NNE/NNO	6,1	1.311	470	200	2,4	2.320	2.642	322	2.481	2.381 +18/-19
G. de la Palanca	x- 349.164	y- 4.782.507	N/N	4,1	780	289	184	1,6	2.300	2.609	309	2.454	2.356 +8/-7

Tabla 6. Datos Topográficos y morfométricos de los glaciares durante la Pequeña Edad del Hielo en el Macizo central de los Picos de Europa.

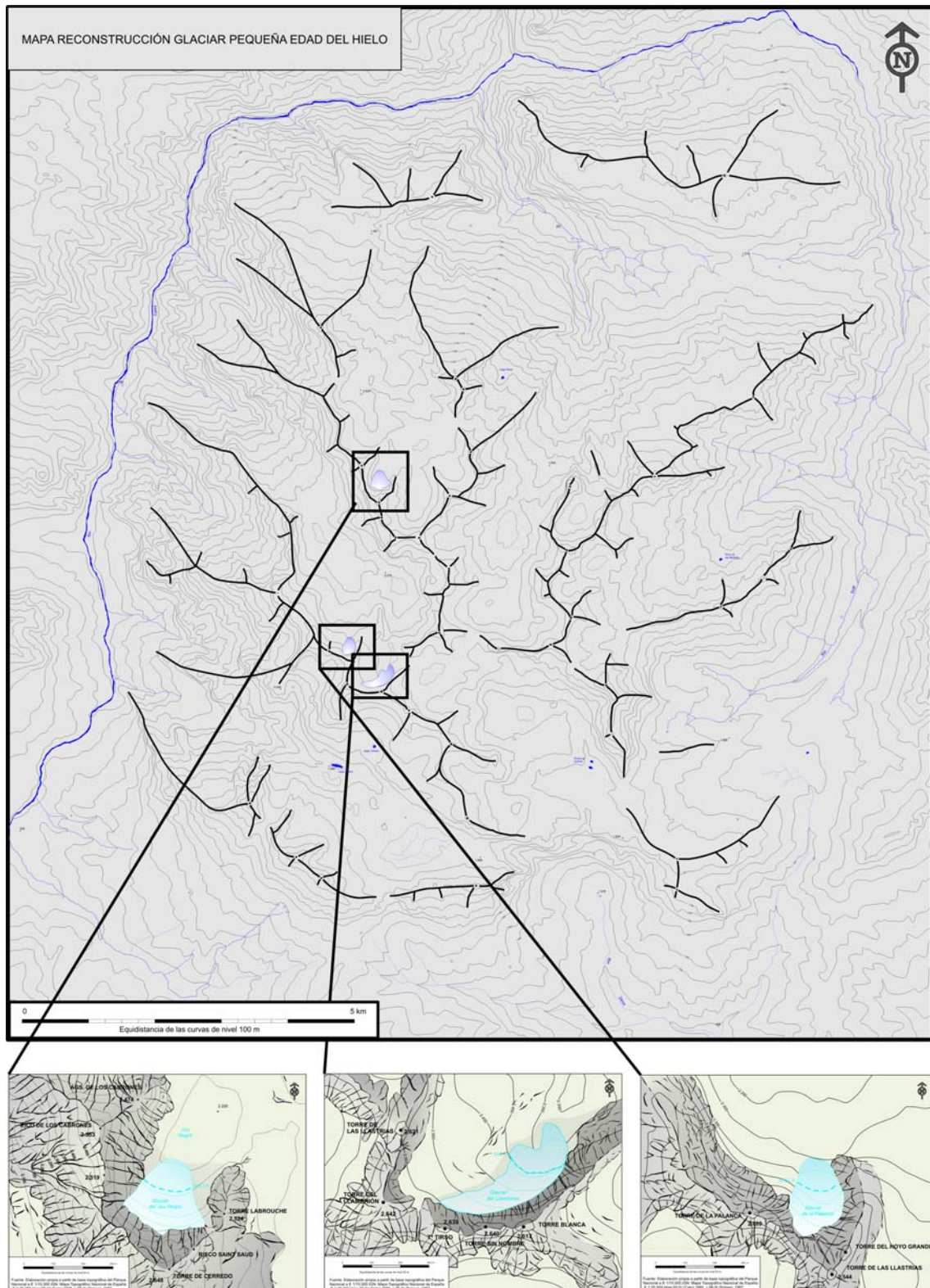


Figura 105. Mapa de la reconstrucción de la extensión de los glaciares durante la Pequeña Edad del Hielo en el Macizo Central de los Picos de Europa.



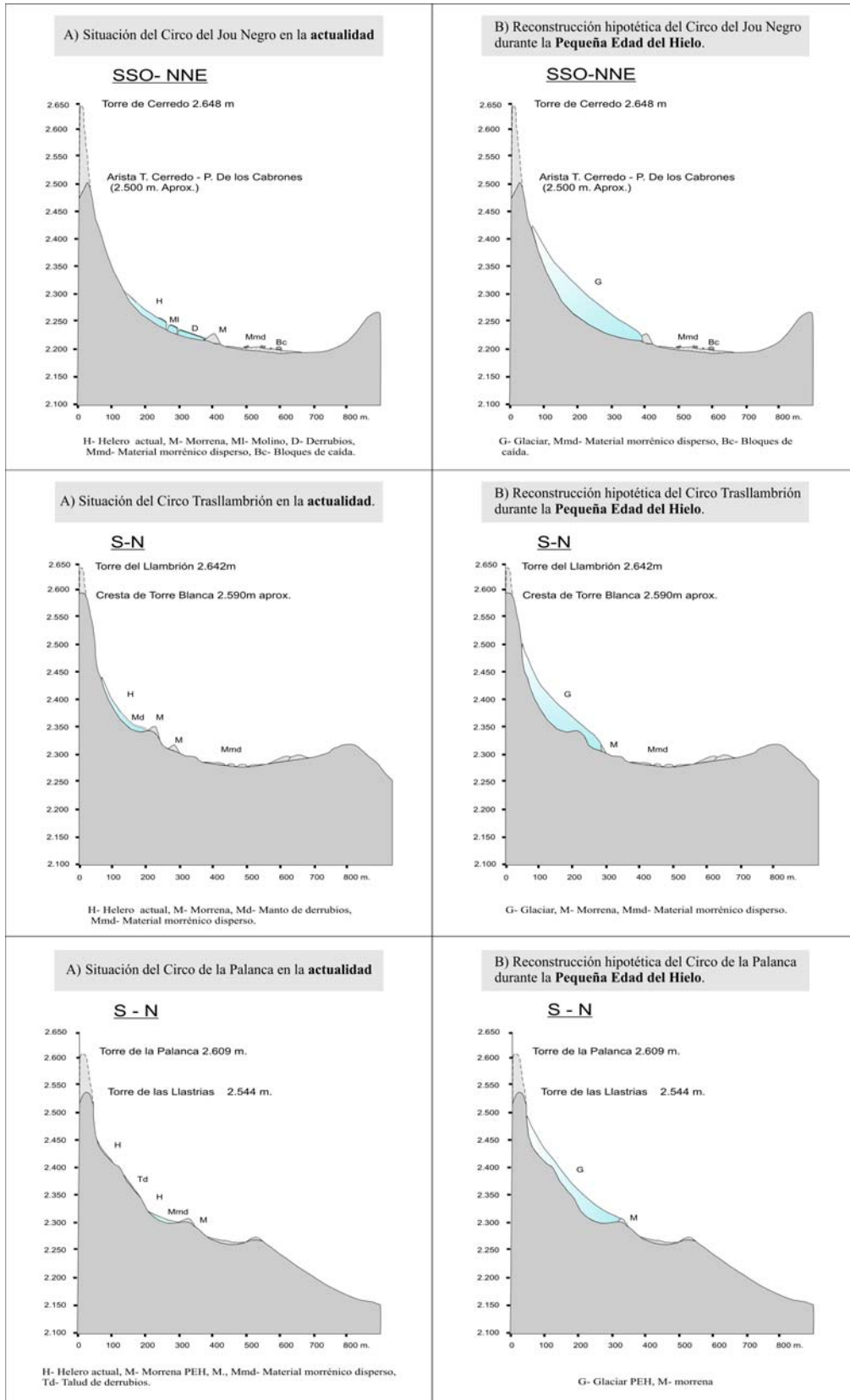


Figura 106. Corte geomorfológicos y reconstrucción hipotética del glacialismo histórico en el Macizo Central de los Picos de Europa.

Durante la Pequeña Edad del Hielo, la alta montaña de los Picos de Europa reunió unas condiciones suficientes para generar unos pocos pequeños glaciares, 300 m por debajo de la M.E.L.A. climática regional, y a favor de unas condiciones topoclimáticas excepcionales, pero no para responder, dada su situación en el umbral límite de glaciación, a las fluctuaciones climáticas menores acaecidas en época histórica. En todos los sectores analizados sólo llegó a formarse un único arco morrénico, probablemente construido durante los momentos más fríos de la Pequeña Edad del Hielo. El reducido tamaño de los glaciares, su corta duración en el tiempo, y una escasa capacidad de respuesta morfodinámica a las fluctuaciones climáticas menores, no favoreció el desarrollo de una secuencia morrénica compleja. Pero en algunos de los casos analizados, las morrenas presentan signos de haber sido retrabajadas, como consecuencia de pulsaciones menores, que habrían supuesto un ligero aumento del volumen, más que de la superficie de estos pequeños glaciares.

En el caso de Picos de Europa, al igual que se ha planteado para muchos de los glaciares pirenaicos y algunos alpinos en situación marginal, como por ejemplo en cotas bajas del Kalkalpen austriaco (Kuhn, 1995), existen evidencias morfológicas de que dichos glaciares fueron generados durante la Pequeña Edad del Hielo y no con anterioridad, de forma que tras el último avance Tardiglaciario, durante buena parte del Holoceno dichos sectores permanecieron deglaciados. La frescura y conservación de las formas, tanto de erosión como de acumulación, muestran una génesis glaciaria muy reciente.

Además, en algunos sectores, como es el caso del Jou Negro, se puede observar como algunos conos de derrubios que ocupaban los pies de las paredes de los circos fueron removilizados por estos pequeños glaciares, conservándose en la actualidad tan sólo la parte superior de los mismos. La presencia de clastos y bloques afacetados evidencian el transporte subglaciario asociado a esa removilización de los conos de derrubios. Esto nos lleva a considerar que entre el Tardiglaciario y la Pequeña Edad del Hielo, a lo largo del Holoceno, hubo un período de tiempo durante el cual los

circos permanecieron deglaciados, lo suficientemente largo como para permitir la construcción de dichos conos de derrubios. Además, partiendo de la reconstrucción de los glaciares históricos y el cálculo de sus paleo-MELAs, las cifras obtenidas muestran que si durante el enfriamiento asociado al máximo de la Pequeña Edad del Hielo el macizo se encontraba en el umbral límite de glaciación, la existencia de un período con condiciones climáticas menos severas (Ej: durante el Optimo Climático Atlántico), no posibilitaría la existencia de unas condiciones suficientes y adecuadas para la génesis de glaciares, ni siquiera en las localizaciones más favorables. En este sentido, con tan sólo unas temperaturas medias 1°C más altas que las registradas durante el máximo glaciar histórico, se habría producido un ascenso de la M.E.L.A. climática regional del macizo hasta los 2.700-2.750 m aproximadamente, bastante por encima de las cumbres más altas, e incluso en esos circos con condiciones topoclimáticas excepcionales, glaciados durante la Pequeña Edad del Hielo, rondaría los 2.450-2.500 m, altura a la cual ya no hay superficies susceptibles de acoger glaciares, sino solo grandes paredones verticales.

#### III.4.4.6. Aproximación a la morfodinámica glaciar histórica.

El análisis de las morfologías heredadas, muestra un glacialismo con una escasa extensión, una corta duración en el tiempo, así como también, una reducida dinámica y una muy baja capacidad modeladora, adaptándose por completo a las topografías previas. En el caso del glaciar del Jou Negro y la Palanca ocupando y rellenando pequeñas depresiones glaciokársticas situadas al pie de las paredes del circo, pero sin sobrepasarlas. En lo que respecta al glaciar de Traslambrión, se disponía al pie de la pared del circo, sobre rampas más o menos abruptas y con fuerte pendiente. En todos los casos, la labor erosiva de estos pequeños glaciares se caracteriza por una escasa excavación, tanto del lecho, como de las paredes circundantes, limitándose a la abrasión de los salientes en detalle, suavizando sus ángulos. Los terrenos glaciados durante la Pequeña Edad del Hielo, han sido escasamente retocados, pero la abrasión

ha sido suficiente como para borrar las formas kársticas menores. Ésto permite observar una diferencia morfológica entre los terrenos glaciados recientemente y los que han permanecido libres de hielo, de forma que en estos últimos las formas kársticas menores, como los laplaces, presentan un desarrollo mayor.

En lo que se refiere a su capacidad de transporte y sedimentación, y especialmente, de deposición y construcción de los cordones morrénicos, el análisis morfológico y sedimentológico de cada uno de los complejos morrénicos apunta hacia la existencia de una dinámica deposicional mixta, de tipo glacionival, que muestra el carácter marginal y la escasa dinámica de estos pequeños glaciares. La reducida presencia de bloques pulidos y/o estriados, y la modificación de los perfiles morfológicos de algunos de los complejos morrénicos analizados, es indicadora del papel marginal de los procesos glaciares en la construcción de algunos de los frentes morrénicos, y de la importancia de los procesos nivales en la deposición de los mismos, tanto por caída y deslizamiento sobre la nieve o el propio hielo, hasta su deposición en la parte frontal, como por los aportes efectuados por aludes.

La combinación e importancia de los diferentes mecanismos de deposición, glaciar o nival, y su variación desde la Pequeña Edad del Hielo hasta la actualidad, van a guiar las particularidades morfológicas y sedimentológicas de cada uno de los casos analizados. En este sentido la participación de los procesos nivales en el proceso de construcción de las morrenas, es variable según los casos, dependiendo de la magnitud y duración del fenómeno glaciar, pudiendo ejercer un retoque menor, posterior a la morfología original glaciar, como es el caso de los arcos morrénicos del Traslambrión o la Palanca, con un proceso de construcción morrénica, en el que ambos mecanismos de deposición han participado coetáneamente, y el resultado ha sido una forma mixta compleja. En todos los casos, la combinación de ambos procesos de deposición, es indicadora de la escasa dinámica de estos pequeños glaciares (Figuras 107, 108 y 109).

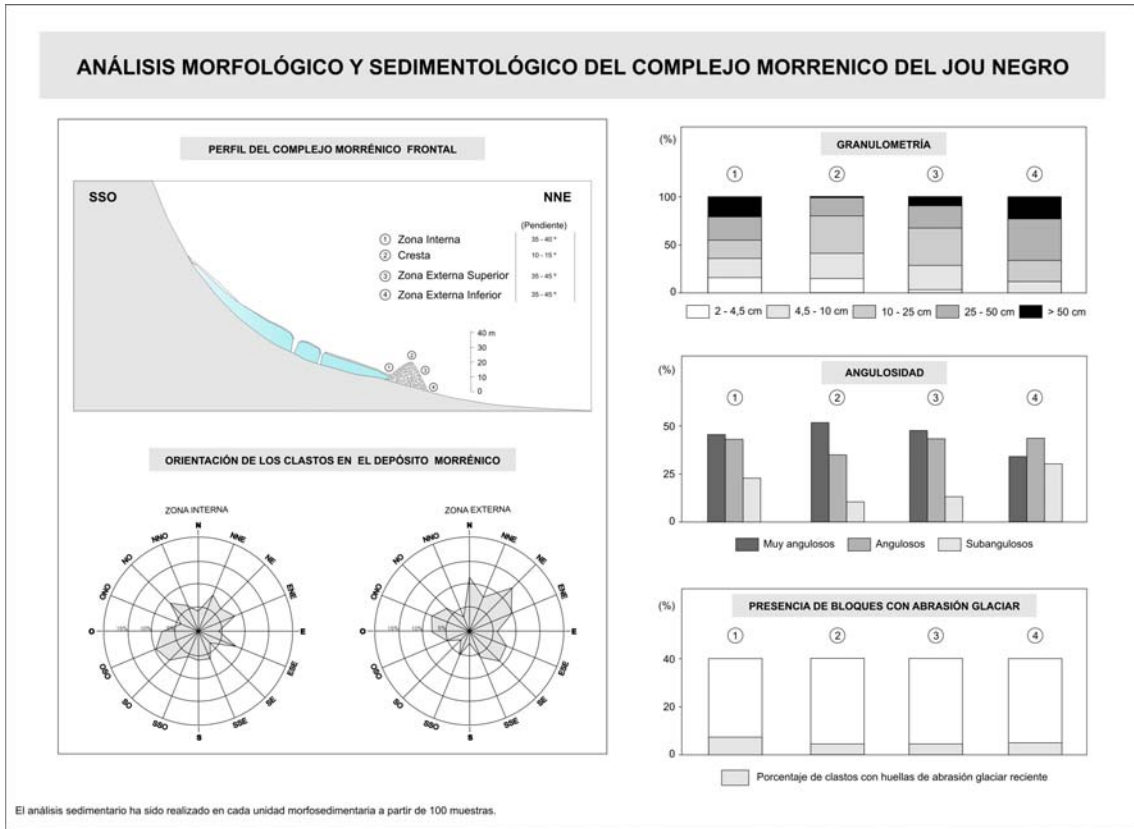


Figura 107. Análisis morfológico y sedimentológico del complejo morrenico del Jou Negro.

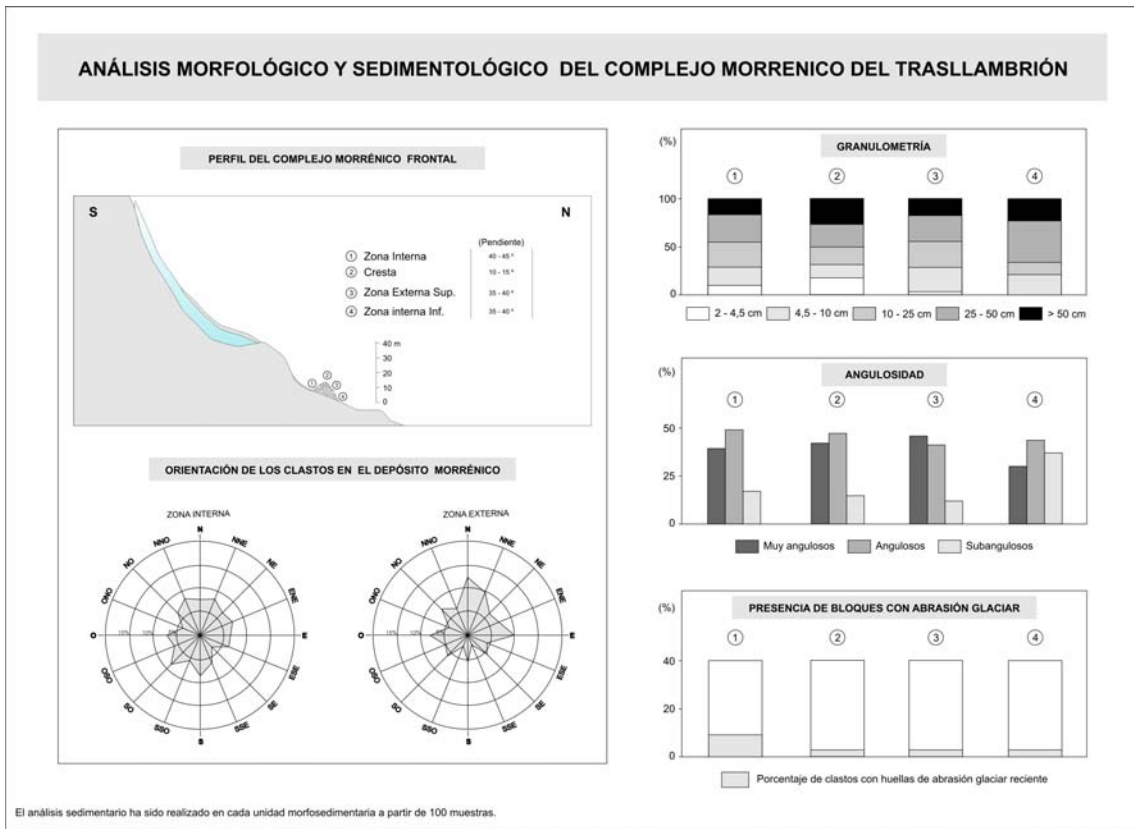


Figura 108. Análisis morfológico y sedimentológico del complejo morrenico del Trasllambrión.

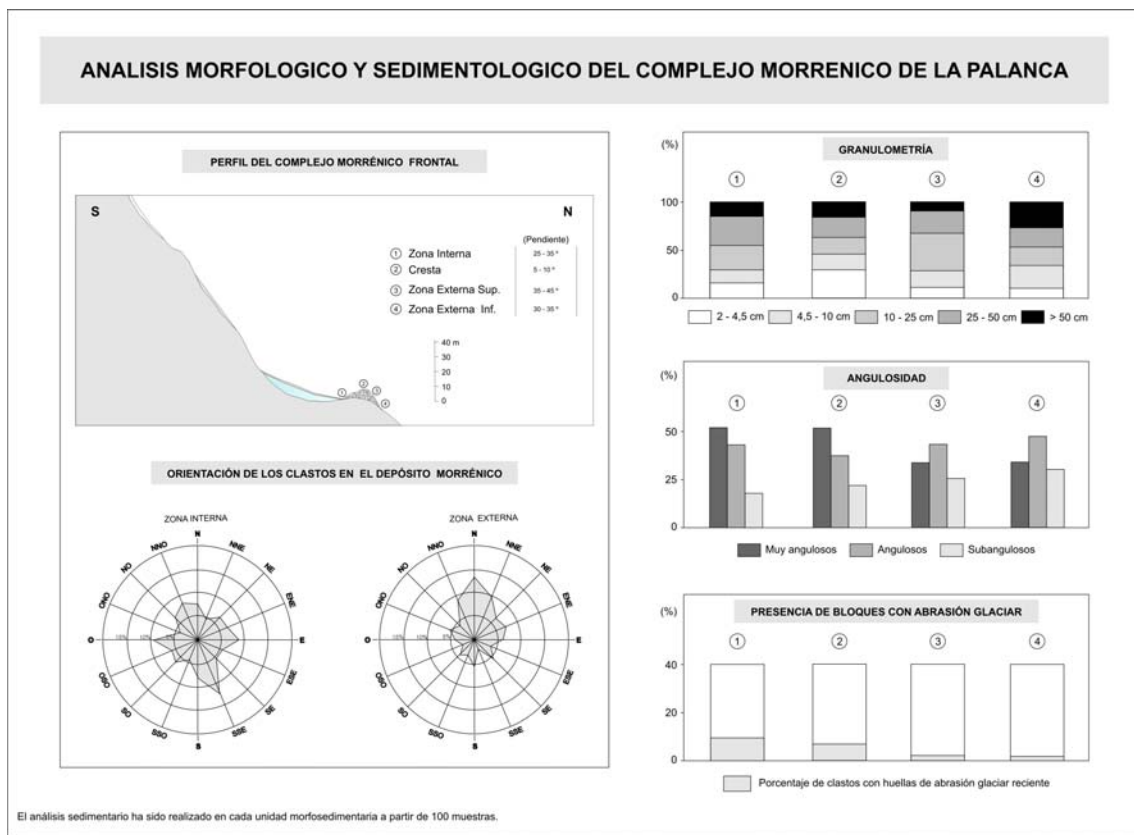


Figura 109. Análisis morfológico y sedimentológico del complejo morrénico de la Palanca.

En el caso del glaciar del Jou Negro y del Traslambrión especialmente, y de la Palanca en menor medida, el análisis morfológico y sedimentológico de sus complejos morrénicos, a pesar de la escasa presencia de bloques pulidos y/o estriados, muestra una notable importancia de los mecanismos de deposición glaciár, fundamentalmente supraglaciár y subglaciár, por remoción del material preexistente, y con menor importancia de los materiales de origen englaciár. La deposición nival lógicamente también está presente pero posee un papel secundario en la construcción de los arcos morrénicos. Presumiblemente su importancia ha ido creciendo con el inicio de la deglaciación y el cese del dominio de los mecanismos de origen glaciár.

En ambos casos se observa una morfología muy poco marcada y una escasa entidad. La construcción de estas morrenas se ha llevado a cabo a partir de los mínimos aportes procedentes de la excavación del lecho, la removilización de los

escasos derrubios sueltos preexistentes, debido a la existencia de un lecho muy verticalizado, poco favorable a la acumulación de derrubios, y el material aportado por caída desde las paredes. En este sentido, la cantidad de material suelto preexistente en las zonas ocupadas por estos pequeños glaciares, podría contribuir a explicar el volumen de los arcos morrénicos generados, en comparación con el reducido tamaño de los glaciares. Uno de los ejemplos más destacados es el caso de la morrena del Jou Negro.



Figura 110. Vista general del arco morrénico frontal perfectamente conservado al pie de la pared NE de la Torre de Cerredo. En su interior parcialmente cubierto por la nieve, y un manto de derrubios en la parte media e inferior se encuentra el helero del Jou Negro.

Estos caracteres morfológicos y sedimentológicos ponen de manifiesto la importancia de los mecanismos de deposición supraglacial y subglacial, en combinación con la nivación, para explicar el proceso de construcción de las morrenas. Con el retroceso glaciar e incluso la desaparición de algunos de los aparatos, y su reemplazo por simples neveros, los mecanismos de deposición glaciar han sido sustituidos por procesos exclusivamente nivales. A partir de ese momento, la deposición en una u otra parte de la morrena, tendría un carácter estacional, en

primavera cuando el manto de nieve enlaza con la cresta, los derrubios se depositan sobre ésta, a medida que avanza la estación estival, el manto de nieve se funde y va perdiendo espesor, de forma que la deposición pasa a hacerse en la zona interior.

En todos los casos analizados, en mayor o menor medida, los caracteres morfológicos y sedimentológicos expuestos, apoyan la hipótesis sobre la existencia de un proceso de construcción mixto glacionival. La combinación de ambos mecanismos de deposición durante la existencia del glaciar, y el predominio de los procesos nivales, tras la rápida fusión y desaparición de los aparatos glaciares, van a favorecer la formación de acumulaciones morrénicas más o menos complejas. Este tipo de dinámicas mixtas han sido citadas anteriormente por diversos autores, en estudios referentes a la dinámica deposicional de pequeños glaciares de circo en medios de montaña alpinos (Kuhn, 1984; Ballantyne, 1986, 1987; Harris, 1986).

Como se ha apuntado anteriormente, los glaciares históricos del macizo se generaron en el umbral límite de glaciación, 300 m por debajo de la M.E.L.A. regional. Estas condiciones ambientales límite no favorecieron la construcción de una secuencia morrénica mayor, sino que los tres sectores analizados presentan un arco morrénico frontal simple, aunque con signos de haber sido retocado como consecuencia de reavances menores.

Este fenómeno es visible en el arco morrénico de la Palanca. El arco morrénico que limita al helero actual del Jou Negro, representa un caso especial. En un proceso similar al descrito por Kuhn (1994, 1995), para muy pequeños glaciares de los Alpes austríacos, el importante volumen de derrubios acumulados al pie del glaciar del Jou Negro, podría haber funcionado como una barrera al movimiento menor del hielo, produciendo una considerable tensión longitudinal en el glaciar. El hecho de estar en un ámbito kárstico, con un sumidero en la parte frontal, que capta las aguas de fusión, anulando la labor erosiva de las aguas proglaciares, ha favorecido la buena conservación de la morrena, lo que podría haber contribuido a hacer más efectivo este fenómeno.



De esta forma, las fluctuaciones climáticas menores, tendrían como respuesta, cambios en el volumen de hielo, más que en superficie. Los cambios superficiales sólo podrían haberse dado en el momento que las fluctuaciones climáticas hubiesen sido lo bastante intensas como para generar una pulsación mayor, que llegase a rebosar la morrena y traspasarla. La situación del glaciar, en el umbral límite de glaciación, no facilitó una capacidad de respuesta morfodinámica lo suficientemente sensible como para responder a las fluctuaciones climáticas menores de la Pequeña Edad del Hielo. Esto explica la existencia de un solo arco morrénico, construido durante el máximo, y re TRABAJADO en sucesivas pulsaciones menores, como se puede observar al interior de la morrena lateral derecha, y en la parte izquierda, en el contacto con la pared.

Los factores topoclimáticos anteriormente descritos, han supuesto importantes modificaciones en el balance de masa de los glaciares históricos de Picos de Europa, y en la respuesta directa de los mismos a los cambios climáticos. Por ello, al considerar la evolución seguida por estos pequeños glaciares durante los últimos siglos, como indicador de cambio climático, debe de ser muy tenida en cuenta la influencia que han podido ejercer este tipo de procesos.

#### III.4.4.7. Los factores condicionantes del glaciario histórico.

La escasa cota alcanzada por los glaciares en el área de estudio durante la Pequeña Edad del Hielo, en comparación con la altitud de los desarrollados en Pirineos y Sierra Nevada, tiene su clave explicativa en toda una serie de factores que la han condicionado, entre los cuales su posición geográfica, en fachada oceánica, y los factores topoclimáticos, se presentan como fundamentales.

##### *III.4.4.7.1. Los factores de localización geográfica: un macizo de alta montaña oceánica.*

La falta de registros térmicos y pluviométricos para la parte superior de la montaña, impiden una caracterización climática detallada del macizo. Las

aproximaciones existentes han sido realizadas a partir de la extrapolación de las observaciones y datos provenientes de ámbitos próximos (Muñoz Jiménez, 1982).

La localización geográfica de los Picos de Europa a 15 km del mar cantábrico, y los efectos de su abrupto relieve, con desniveles de 2.600 m, le convierten en la primera gran barrera orográfica ante los vientos cargados de humedad procedentes del océano. Su desarrollo longitudinal, paralelo a la costa cantábrica, favorece una marcada disimetría norte-sur. Al igual que ocurre hoy en día, durante la Pequeña Edad del Hielo también debieron de existir diferencias de O a E, sobre todo en las precipitaciones, como consecuencia de una dinámica atmosférica regional caracterizada por el predominio de la llegada de frentes del O, NO y N, lo que produjo un descenso de la línea de equilibrio glaciar hacia occidente.

La complejidad orográfica del macizo favorece la existencia de condiciones locales muy contrastadas según la orientación. El desarrollo vertical del macizo implica un escalonamiento de las condiciones climáticas, con importantes diferencias entre el fondo de los valles, con precipitaciones anuales de 1000 mm y temperaturas medias anuales de 14°C y la zona de cumbres, para la que se estiman precipitaciones por encima de los 2.500 mm/año y temperaturas medias de 0°C en la zona de cumbres, a 2.500 m (Muñoz Jiménez, 1982). Las características climáticas actuales vienen definidas por las abundantes precipitaciones a lo largo de todo el año, así como la presencia frecuente de nubes bajas y nieblas. La nieve cubre gran parte del macizo de diciembre a mayo, con implicaciones geoecológicas importantes. La lenta fusión del manto nival y su desigual duración en función de las condiciones de abrigo que ofrece el relieve, provocan la permanencia hasta pleno verano de numerosos neveros, situados en altitud y siempre resguardados en las localizaciones más favorables: umbrías, pies de pared, salidas de canales de aludes, fondos de jous y depresiones menores (dolinias), etc.

En su estudio sobre la relación entre clima y la altitud de la línea de equilibrio de los glaciares, como parámetro indicador de su balance de masa, Ohmura *et al.*

(1992), tomando como referencia glaciares de todo el mundo, realizan una correspondencia en la que un descenso térmico de 1°C, como el acaecido durante la Pequeña Edad del Hielo, se correspondería con un aumento de las precipitaciones del orden de 300-400 mm/año, cifra que para las montañas oceánicas como el caso de Picos de Europa podría haber sido incluso mayor.

Según Lamb (1977), la disminución de las temperaturas asociada a la Pequeña Edad del Hielo, provocó un desplazamiento hacia el sur de la zona de bajas presiones subpolares. Este fenómeno produjo un aumento de la llegada de los frentes fríos y las borrascas procedentes del Océano Atlántico, especialmente intenso en el extremo SO de Europa (Kington, 1992), donde se localizan los Picos de Europa. Así, H. Lautensach (1951) tomando como referencia datos del período 1906-1925 estima para la zona de cumbres del macizo de los Picos de Europa unas precipitaciones anuales por encima de los 3.200 mm/año. De este modo, junto al descenso térmico, el aumento de las precipitaciones en forma de nieve se presenta como uno de los factores explicativos fundamentales para entender el desarrollo de estos pequeños glaciares en época histórica. Por todo ello, la localización en fachada oceánica del macizo constituye un factor condicionante fundamental del avance glaciar histórico, así como una de las claves explicativas de su posterior proceso de deglaciación.

#### *III.4.4.7.2. Los factores topoclimáticos y su influencia en el desarrollo y morfología glaciar.*

El desarrollo de cada caso en particular y su evolución posterior, como respuesta a los cambios climáticos, estuvo controlado por los factores topoclimáticos.

##### *La orientación y exposición*

Todos los glaciares se localizaban en orientaciones de componente norte, las más favorables a la alimentación nival, en relación a la procedencia de los frentes cargados de humedad, de dominante O, NO y N, y especialmente, a la protección ante la insolación directa, lo que influiría en la existencia de unos enclaves con tasas de radiación solar muy bajas. En este sentido, la importancia de la radiación solar

como factor condicionante en el desarrollo y dinámica glaciaria ha sido puesta de manifiesto recientemente en diferentes áreas de montaña (Kruss y Hastenrath, 1987; Humlum, 1997; Hock *et al.*, 2002; Chueca y Julián, 2004a, 2004b).

El glaciar del Jou Negro descendía hasta 2.230 m con una orientación NNE a favor de una insolación matinal en atmósfera fresca y bajo la sombra que ofrece las paredes de más de 400 m del circo norte de la Torre de Cerredo. Aunque el circo del Llambrión está orientado hacia el norte, el glaciar quedaba refugiado a la sombra de la pared que arma su flanco este, y por tanto con una orientación NNO, expuesto a una insolación de tarde en atmósfera templada. El glaciar de la Palanca poseía una orientación N empotrado contra la pared del circo que se levanta 300 m en la vertical, y de la cual no se separaba, permaneciendo al abrigo de su sombra con el frente a 2.300 m.

#### *Una altitud escasa pero suficiente*

La altitud del macizo aunque modesta, con cumbres en torno a 2.600 m, posibilitó un descenso térmico suficiente para generar un régimen glaciario. El abrupto y vertical relieve del macizo, sus formas alpinas, con crestas y circos de grandes paredes, con desarrollos verticales de 300 – 400 m, dio lugar a unos pocos enclaves que reunían las condiciones topoclimáticas favorables para la génesis de unos pequeños glaciares. La altura mínima alcanzada por estas masas glaciares fue de 2.220 m, correspondiente al glaciar situado bajo la pared norte de la Torre de Cerredo, hasta los 2.560 m, de altura máxima alcanzada por el hielo, en el caso del glaciar del Trasllambrión.

#### *Morfología de los circos, sobrealimentación por caída de aludes de nieve*

Mientras que la diferencia en la tasa de ablación entre un glaciar expuesto a una elevada insolación, lo que trae consigo una mayor cantidad de radiación incidente, y un glaciar protegido de la misma, al abrigo de la sombra de las paredes del circo, puede llegar a ser del doble; la sobrealimentación por aludes, que movilizan

buena parte de la nieve de las paredes del circo, puede llegar a multiplicar hasta valores cuatro veces superiores las precipitaciones invernales, y con ello, la tasa de acumulación, a la vez que reducir la ablación, pues la capa de nieve protege al glaciar de la insolación directa y aumenta su albedo (Kuhn, 1993a, 1993b, 1995). Estas tasas de acumulación han sido estimadas en los Alpes, para glaciares muy pequeños, de tamaño similar a los desarrollados en Picos de Europa, durante la Pequeña Edad del Hielo, y localizados en áreas de montañas de morfologías parecidas. Tal es el caso del glaciar Eiskarlferner, bajo la pared del pico Eiskarl de 2.613 m, con una extensión de 4 ha., situado a una altitud entre 2.190-2.340 m, en las montañas de Karwendel, o el Miemingerschneeferner (3 ha., entre 2.320-2.500 m), ambos localizados en el Kalkalpen austriaco, el glaciar Mathaisenkar, de 2 ha., entre los 1.880 y 2.020 m, en la Wettersteingebirge, o el Vorderseeferner (6 ha., entre 2.630-2.780), en el Lechtaler Alpen. Todos ellos son glaciares situados unos 500 m por debajo de la M.E.L.A. climática regional, que se sitúa en torno a los 2.900 (Kuhn, 1993a, 1993b, 1995). Recordemos que este fenómeno, ya fue aludido hace más de un siglo por A. Penck, al comparar los pequeños glaciares de Picos de Europa, con algunos pequeños glaciares de circo, localizados en los Dolomitas Sudtiroleses (Penck, 1897).

En el caso de Picos de Europa, la morfología de los circos se caracteriza por su complejidad, con abundancia de pequeños canales de aludes que aprovechan las fracturas locales para evacuar parte de la nieve acumulada en las paredes. La ubicación de los glaciares desarrollados en época histórica coincide en todos los casos con la salida de evacuación de canales de aludes, en el cruce de varios, como es el caso del glaciar del Jou Negro y Traslambrión, o en la salida de un gran canal central, como son las brechas abiertas en la pared del circo de la Palanca, y que alimentaban de nieve a estos pequeños glaciares, favoreciendo su conservación a pesar de la baja cota.

En el caso del arco morrénico del Jou Negro, perfectamente conservado, en aquellos momentos en los que el hielo se situaba por debajo de la altura de la cresta

de la morrena, ésta ha pasado a funcionar estacionalmente como una trampa que retiene la nieve y derrubios aportados por los aludes, aumentando la efectividad e importancia de este tipo de mecanismo de sobrealimentación. Pero este proceso tiene un límite, y una vez superado el umbral máximo de recepción, es decir, la altura de la morrena, parte de los aportes, ya sean por precipitaciones directas o procedentes de las paredes, se pierden, al depositarse por delante. Probablemente, este fenómeno ha debido de producir un aumento de la tasa de acumulación, a la vez que un descenso de la ablación, dado que la capa de nieve protege de la insolación directa y aumenta el albedo del aparato glaciar. Este tipo de proceso de sobrealimentación ha sido descrito con anterioridad para pequeños glaciares de los Alpes austriacos (kuhn, 1993a, 1993b, 1995).

La combinación de los diferentes factores topoclimáticos mencionados, ha debido de influir decisivamente en el balance de masa de los glaciares, tanto por favorecer una sobrealimentación, al incrementar los aportes directos de nieve de las precipitaciones invernales, lo que suponía un aumento de la tasa de acumulación global, como en lo que respecta a la reducción de la tasa de ablación, al aumentar el espesor de la cubierta nival y propiciar la conservación de nieve y hielo durante más tiempo.

#### **III.4.5. La deglaciación del macizo desde la Pequeña Edad del Hielo hasta la actualidad.**

El análisis de las huellas morfológicas glaciares heredadas y los testimonios históricos permiten realizar una reconstrucción aproximada de la evolución glaciar histórica del macizo. El testimonio de Casiano de Prado en 1856, podría coincidir o aproximarse, con el momento de máxima extensión de los glaciares de Picos de Europa, ya que alude al contacto del hielo con las morrenas frontales. Los relatos de Saint Saud (1893) y Penck (1897) se realizaron sobre unos glaciares que probablemente

habían comenzado a retroceder hacia varias décadas, desde mediados del S. XIX, y que como indican los testimonios posteriores, para el primer tercio del S. XX (Obermaier, 1914; Pidal y Zabala, 1918; Delgado Úbeda *et al.*, 1932), la mayor parte de ellos, si no todos, habrían cesado su actividad, experimentando drásticas pérdidas de superficie, longitud y volumen, convirtiéndose en heleros, con enterramiento de alguno de ellos, e incluso, en algunos casos, desapareciendo totalmente, de forma que el espacio dejado por éstos, ha sido ocupado por neveros más o menos permanentes. Estos datos pueden correlacionarse con lo acaecido en los Pirineos, donde el último máximo avance glaciar histórico se sitúa a mediados del S. XIX.

Kuhn (1978, 1981, 1994, 1995) y Grudd (1989) señalan la alta sensibilidad de los glaciares de muy reducido tamaño como indicadores de las fluctuaciones climáticas, advirtiendo por otro lado que la influencia de los factores topoclimáticos pueden ocasionar importantes diferencias en la dinámica evolutiva de los glaciares, según las condiciones regionales de cada macizo y locales de cada a circo glaciar en particular. Las variaciones climáticas de los últimos 150 años provocaron el inicio del proceso de deglaciación del macizo. La situación marginal de estos glaciares, en el umbral límite de glaciación, 300 m por debajo de la ELA climática regional, y generados tan sólo a favor de las orientaciones y topografías más favorables, supuso una rápida respuesta morfodinámica, iniciando así, un proceso de deglaciación progresivo, hasta la inactividad o desaparición de cada uno de los aparatos glaciares, aunque con importantes diferencias en el ritmo de fusión según las localizaciones.

Desde el máximo de la Pequeña Edad del Hielo hasta la actualidad, la M.E.L.A. climática regional habría experimentado un ascenso de 150 m, pasando de 2.600 m durante el máximo glaciar histórico a 2.750 m aprox. en la actualidad (González Trueba, 2005). Esta cifra concuerda con los cálculos realizados por Manley (1951), quien sitúa la línea de las nieves permanentes actual *por encima* de los 2.700 m. Clark (1981), atendiendo a los mismos indicadores que Manley (1951), en especial a la

existencia de numerosos neveros refugiados en altura, estima la M.E.L.A. climática regional actual en torno a 2.800 – 2.900 m.

Muñoz Jiménez (1982) ha establecido para este sector de las montañas cantábricas, un gradiente térmico vertical, por encima de los 700 m, de 0,67° C/100m de media anual. Considerando un ascenso de la M.E.L.A. climática regional se deduce un ascenso de las temperaturas medias en torno a 1°C. Estos datos se asemejan a los valores obtenidos para los Pirineos (Martínez de Pisón, 1988, Serrano 1991, 1996; Lampre, 1994; Serrano y Martínez de Pisón, 1994; Chueca y Julián, 1996; Chueca et al., 1998a, 1998b, 2003; Serrano et al., 2002a; Lugon *et al.*, 2004).

De lo expuesto se puede observar como los condicionantes topoclimáticos pueden llegar a ser un factor compensatorio de la altitud y el régimen térmico vertical, con compensaciones máximas, para nuestro caso, en torno a -2°C. Las condiciones topoclimáticas de cada circo condicionaron la génesis y evolución posterior de cada uno de los glaciares. Los cambios en el balance de masa glaciar, tuvieron una rápida respuesta morfodinámica de estos pequeños glaciares desarrollados en unas condiciones límite, de forma que, probablemente, en el primer tercio del S. XX, como apuntan los testimonios históricos, algunos de ellos, si no todos, cesaron su dinámica como glaciares.

Los heleros de Picos de Europa se encuentran en un estadio de franca regresión, con pérdidas de superficie en torno al 65%, y sobre todo una drástica reducción de su volumen (Tabla 7). Todos ellos muestran una morfología muy biselada, con un marcado perfil longitudinal concavo, como es el caso del helero del Jou Negro y el de Traslambrión. Aún más acusado es el caso del helero enterrado de la Palanca, que se conservan gracias a la existencia de una topografía que favorece la acumulación de nieve, y la protección que ejerce, ante la radiación solar, el denso manto de derrubios superficiales que los cubre. Desde su máximo histórico hasta la actualidad el retroceso experimentado ha sido drástico. El glaciar del Jou Negro ha sufrido una pérdida de superficie del 51%, de 5,2 a 2,1 ha., y una reducción de su



longitud de 90 m (32%), pasando a ser considerado un helero. El glaciar del Traslambrión ha sufrido una pérdida de superficie del 75%, de 6,1 a 1,4 ha., y una reducción de su longitud de 315 m (67%), del que tan sólo se conserva un helero residual (Figura 111).

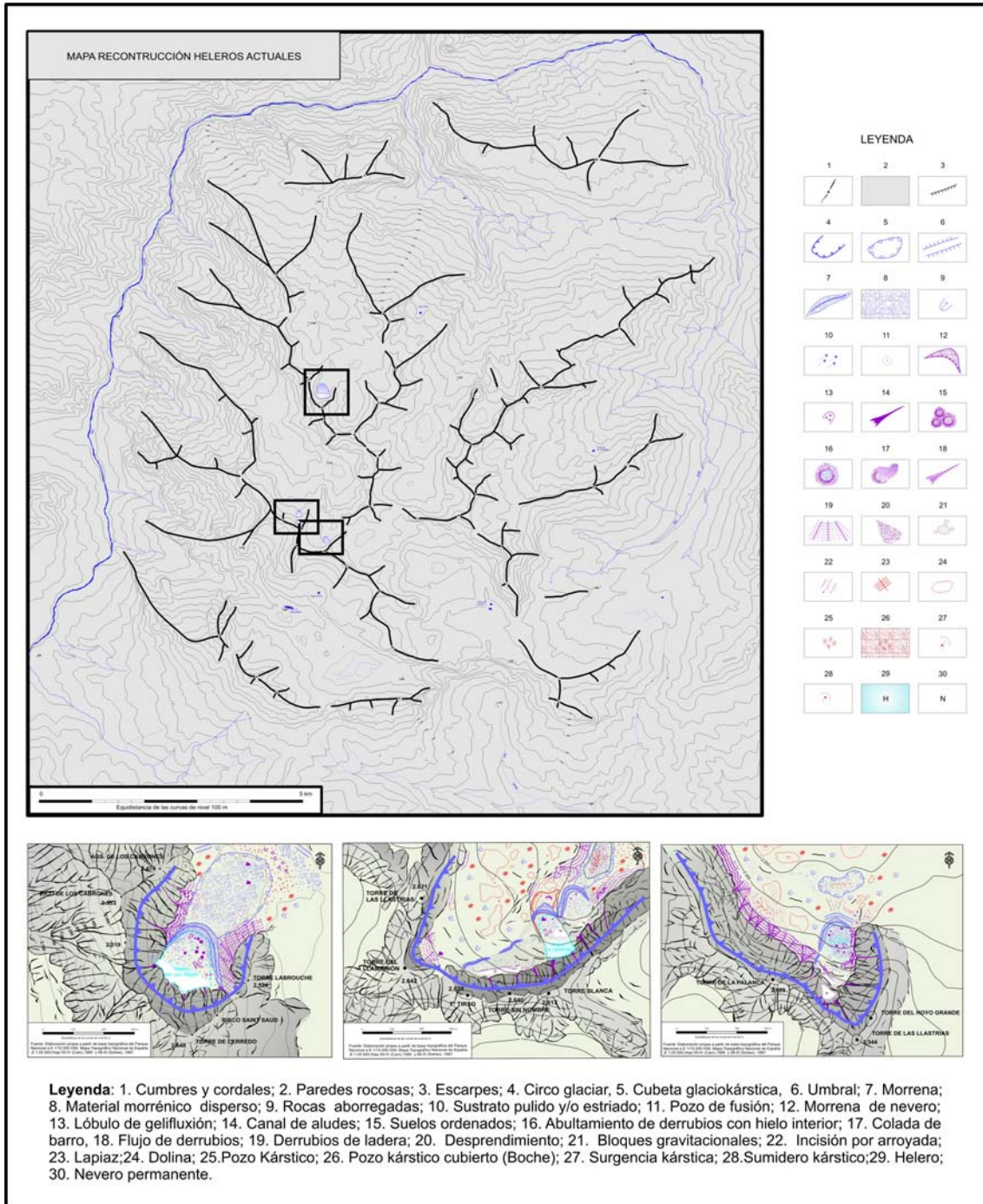


Figura 111. Mapa con la localización de los heleros (restos de hielo glaciar) existentes en la actualidad en el Macizo Central de los Picos de Europa.

Denominación Masa de hielo	P.E.H		Actualidad		Reducción superficie (PEH-Actualidad)		Reducción Longitud (PEH-Actualidad)		% Superficie ocupada del total del Circo Glac.	
	Calificación	Superficie (m <sup>2</sup> )	calificación	Superficie (m <sup>2</sup> )	m <sup>2</sup>	%	m	%	(durante el máximo histórico)	(actualidad)
G. Jou Negro	Glaciar	52.270	Helero	21.220	27.050	51,7	90	32	18,9	7,7
G. Llambrión	Glaciar	61.160	Helero	14.840	46.320	75,7	315	67	17,5	4,2
G. Palanca	Glaciar	41.540	Helero (enterrado)	13.210	28.330	68,2	157	52,3	10,2	3,2

\* P.E.H. – Pequeña Edad del Hielo

Tabla 7. Datos Topográficos y morfométricos del proceso de deglaciación entre la Pequeña Edad del Hielo y la actualidad, en el Macizo central de los Picos de Europa.

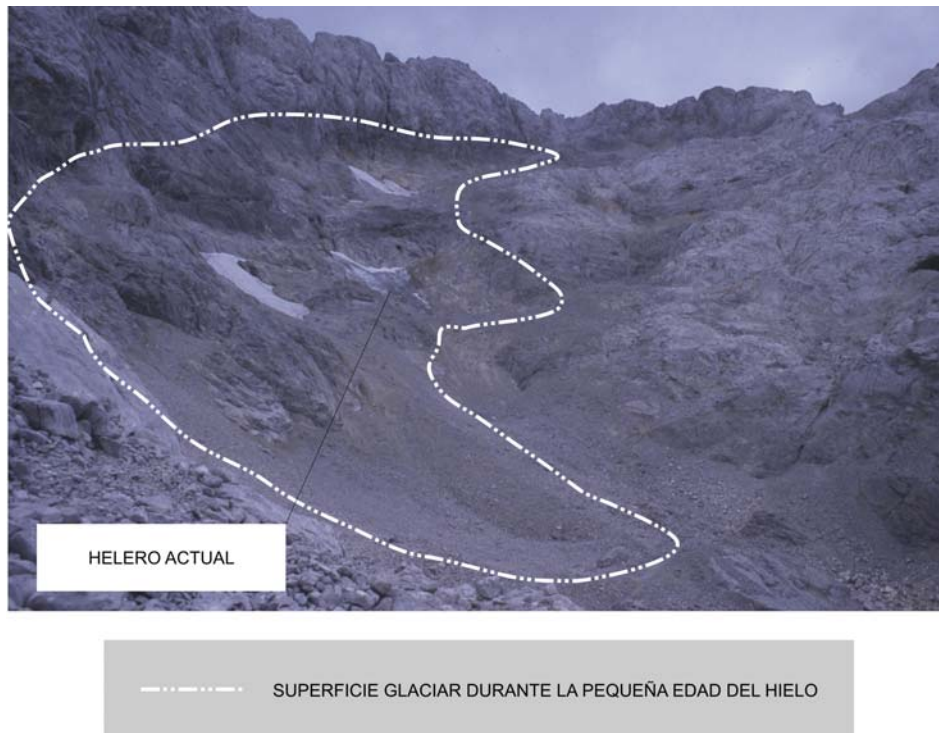


Figura 112. Vista general del circo de Trasllambrión (septiembre 2003). Con la línea blanca se representa la extensión aproximada del glaciar durante la Pequeña Edad del Hielo. Se puede observar la importancia del proceso de deglaciación en relación a las dimensiones del helero actual.

El G. de la Palanca a perdido un 68% de su superficie, de 4,1 a 1,3 ha. aproximadamente, así como un retroceso de casi 160 m de longitud (52%), del que hoy en día se conserva un pequeño lentejón de hielo enterrado (Figura 112).

La regresión superficial en algunos casos ha sido irregular, dando lugar a la fragmentación en cuerpos menores como es el caso del helero de Trasllambrión, refugiado en un pequeño recuenco a media pared. El avanzado retroceso de estas masas de hielo es visible en la ampliación de sus rimayas de fusión, en la extrusión por fusión del material contenido en los estratos, con salideros de clastos por toda su superficie e incluso en su cabecera, así como un marcado arroyamiento superficial. El caso más destacado es el helero del Jou Negro, con varios pozos y canales de fusión,

cuyo ensanchamiento progresivo llega a seccionar la masa de hielo hasta su base, en el contacto con el sustrato, donde las aguas de fusión superficiales pasan a alimentar, a través de un sumidero, el sistema endokárstico. De continuar con este ritmo de fusión, podría fragmentarse en varios lentejones menores individualizados.

Los cuatro heleros que han perdurado hasta la actualidad tienen una superficie muy reducida. Recientemente se ha discutido sobre la consideración o no del helero del Jou Negro como un glaciar actual (González Suárez & Alonso, 1994,1996; Frochoso & Castañón, 1995; Castañón & Frochoso, 1998; Alonso & González Suárez, 1998). M. Kuhn (1995) refiriéndose a este caso, expone que el criterio superficial es utilizado para clasificar o escalar los aparatos glaciares, más que para definirlos como tales. Hay varias formas propias de los glaciares: rimaya de contacto, estratificación del hielo, pozos y canales de fusión supraglaciar, etc; sin embargo, es su movimiento, el elemento definitorio fundamental.

Tomando como válido el criterio utilizado por Martínez de Pisón y Arenillas Parra (1988), en su trabajo sobre los glaciares del Pirineo español, el parámetro fundamental para calificar a un cuerpo de hielo como glaciar, es la existencia de huellas visibles de dinámica del hielo, es decir, grietas de tracción producidas por la masa en su flujo ladera abajo. Si bien es cierto que el helero del Jou Negro, y los demás heleros encontrados en Picos de Europa, presentan varios elementos propios de los glaciares, como estratificación del hielo, pozos y canales de fusión, no se han observado en ninguno de ellos huellas que denoten el movimiento actual del hielo, lo que nos lleva a considerarlos como heleros, cuerpos de hielo estratificado relicto, y por tanto, elementos residuales heredados de los glaciares que existieron durante la Pequeña Edad del Hielo.



Figura 113. Vista del helero del Jou Negro a la sombra de la pared N de la Torre de Cerredo. Por delante la morrena construida durante la Pequeña Edad del Hielo dibuja perfectamente la extensión alcanzada por el glaciar en época histórica (octubre de 2005).

\*\*\*

De lo visto hasta ahora podemos concluir que la evolución glaciomorfológica del macizo entre el Pleistoceno superior y el Holoceno ha sido la responsable de la configuración básica del modelado del paisaje geomorfológico del área de estudio. El modelado que caracteriza al macizo responde pues a las fluctuaciones climáticas cuaternarias y la respuesta morfogenética de la montaña a las mismas. El análisis de las huellas morfológicas heredadas nos ha permitido reconstruir las características y dinámica morfogenética del macizo desde el Último Máximo Glaciar. No se han encontrado en la zona estudiada huellas morfológicas que atestigüen la existencia de glaciaciones previas.

Del análisis de cada caso, la interpretación de su morfología y dinámica, así como la interrelación entre los mismos, permite definir tres fases glaciomorfológicas principales en el macizo:

- Último Máximo Glaciar (L.G.M.):

Dentro de esta fase se diferencian a su vez tres periodos:

1º) *Pleniglaciar Máximo* (menos de 90.000 años B.P.), supuso la máxima extensión de los glaciares del macizo, pero con huellas morfológicas mal conservadas, que podrían denotar la escasa duración de dicha fase.

2º) el *Pleniglaciar Estable* (entre 40.000 y 18.000 años B.P.), marcaría una fase de retroceso y posterior estabilización, de larga duración en el tiempo, y caracterizada por la existencia de pulsaciones menores. Tanto las formas de erosión, como las de acumulación, evidencian un período morfogenético muy capaz, responsable de las principales señas de indentidad del modelado actual del macizo. El análisis morfológico, así como la reconstrucción morfométrica y los cálculos paleoambientales derivados de la misma muestran un recrudescimiento climático que trajo consigo un importante descenso de las temperaturas, con una disminución en torno a 7°C con respecto a las temperaturas medias anuales actuales. El hielo ocupaba buena parte

del macizo, con varias lenguas que descendían en todas direcciones, con la línea de equilibrio glaciar en torno a los 1.600 m.s.n.m.

3º) *Fase de Retroceso Finiglaciar* (entre 20.000 y 15.000 años B.P), estaría representada por las morrenas internas de los principales complejos morrénicos frontales. Su presencia marca el último equilibrio antes de la deglaciación generalizada de los valles hasta el pie de las principales crestas y circos. En esta fase especialmente se puede observar una notable diferencia entre la dinámica de las lenguas procedentes del sector central, más compleja e irregular según los casos, y la de las lenguas individualizadas, tanto de orientaciones norte como sur, donde la fase aparece morfológicamente bien representada, mostrando una dinámica más regular.

- El Tardiglaciar:

Es una *fase de avance glaciar menor*, que por correlación con lo acaecido en otros sistemas montañosos peninsulares puede asociarse al enfriamiento Tardiglaciar (posiblemente, entre 14.000 y 10.000 años B.P.). Las huellas morfológicas analizadas, muestran un período pulsador de finales del Pleistoceno que presenta ya unos caracteres propios, muy distintos de los del máximo glaciar. La glaciación se restringe a los circos más altos, de forma que su capacidad modeladora supone un retoque de los mismos, pero adaptándose a las grandes morfologías derivadas de la última gran glaciación. En algunos casos se han encontrado varios arcos morrénicos bien conservados que podrían mostrar la existencia de dos períodos dentro del avance tardiglaciar, uno de máxima extensión y otro de estabilización en el retroceso, ya recluido al pie de los principales circos glaciares. La línea de equilibrio glaciar para esta fase asciende unos 590 m, para situarse a unos 2.190 m.s.n.m., lo que implica un ascenso de las temperaturas medias con respecto al pleniglaciar de unos 3,5°C.

- La Pequeña Edad del Hielo:

En tres de los principales circos glaciares del macizo, se han encontrado huellas morfológicas atribuibles a un avance glaciar muy reciente, acaecido en época histórica y que relacionamos con el recrudescimiento climático asociado a la Pequeña

Edad del Hielo. A falta de dataciones absolutas, las fuentes históricas y el análisis morfológico muestran unos muy pequeños glaciares, en contacto

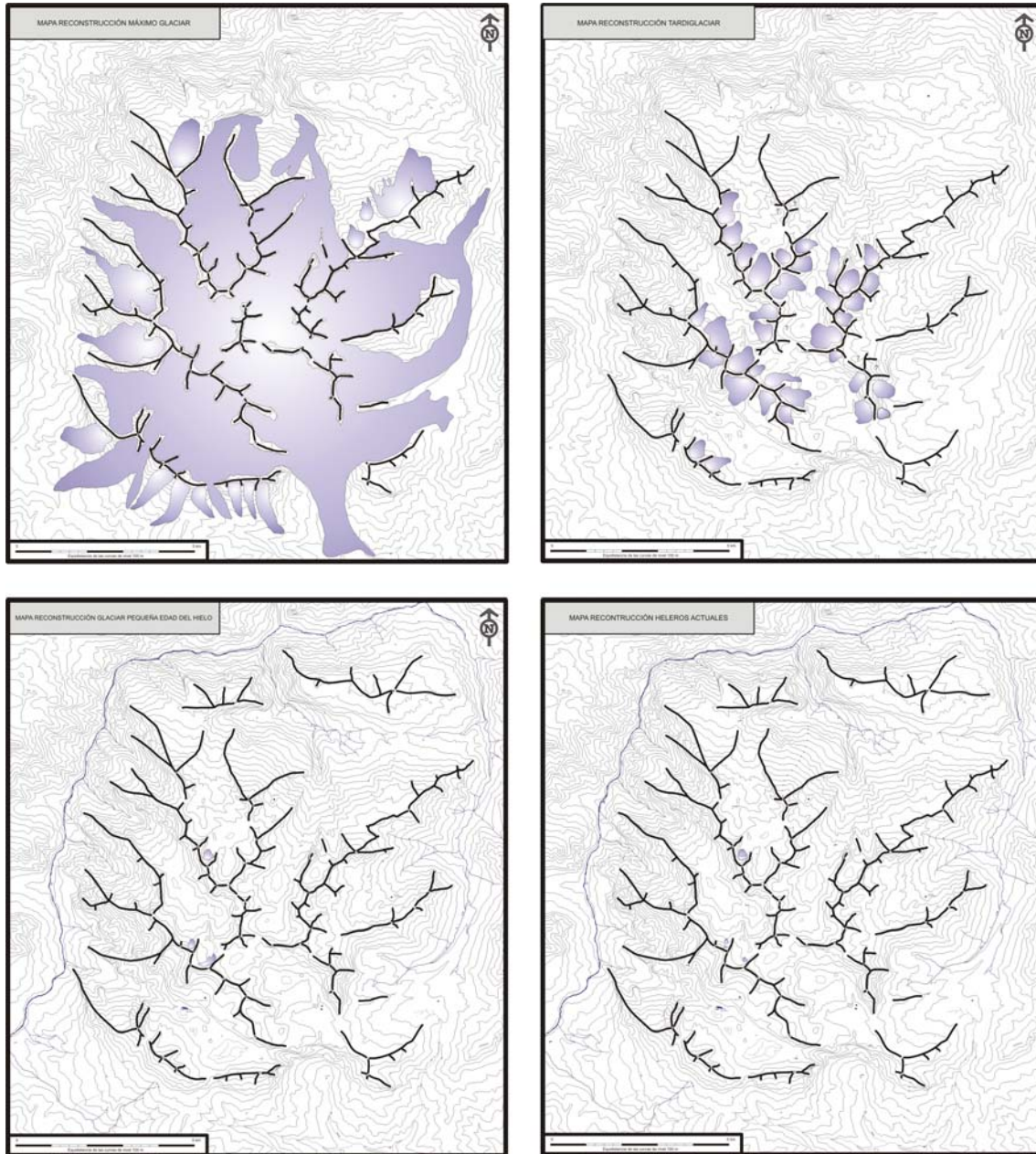


Figura 114. Reconstrucción de la evolución glaciar desde el Último máximo Glaciar hasta la actualidad.



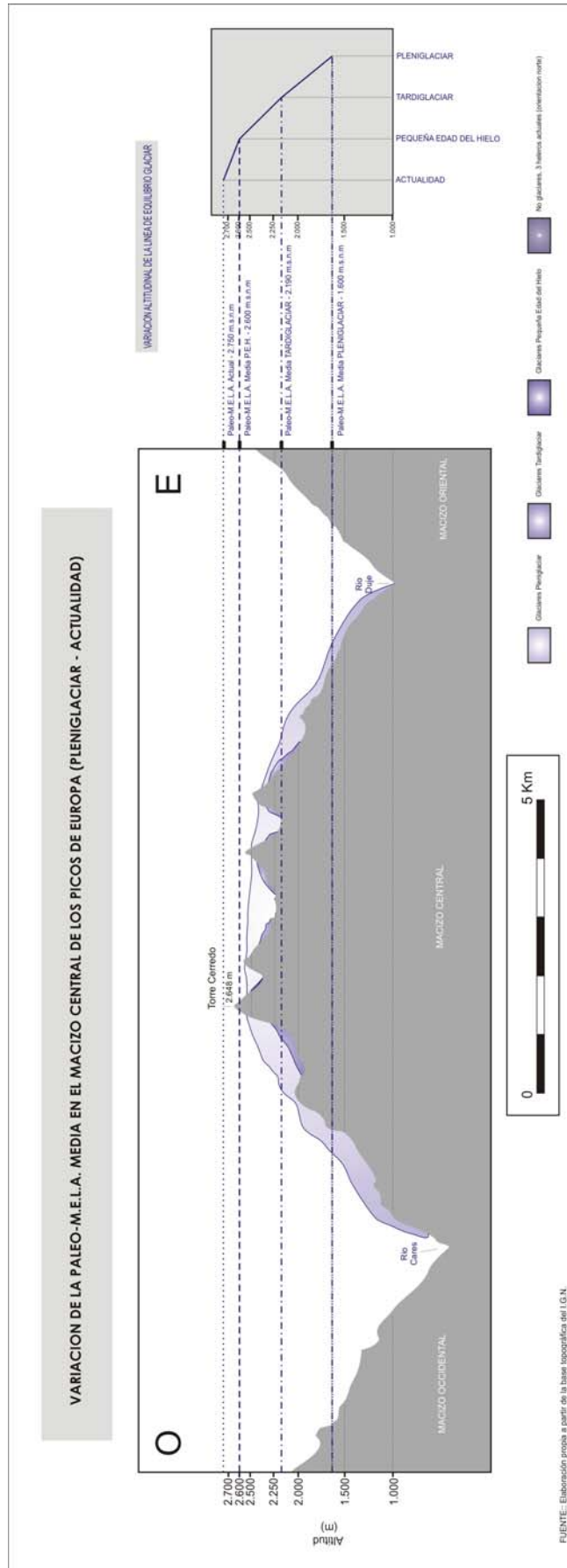


Figura 115. Reconstrucción de la variación de la Paleo-M.E.L.A. media del macizo Central de los Picos de Europa desde el Último Máximo Glaciar hasta la actualidad.

con sus frentes aún hacia mediados del s. XIX, lo que podría corresponder con el máximo secundario registrado en los Pirineos, entre mediados y finales del s. XIX. Estos muy pequeños glaciares se desarrollaron en el umbral límite de glaciación, 300 m por debajo de la M.E.L.A. regional calculada en torno a los 2.600 m. A partir de la altitud de las paleo-M.E.L.A.s se ha podido inferir un descenso de las temperaturas medias con respecto a la actualidad en torno a 1°C.

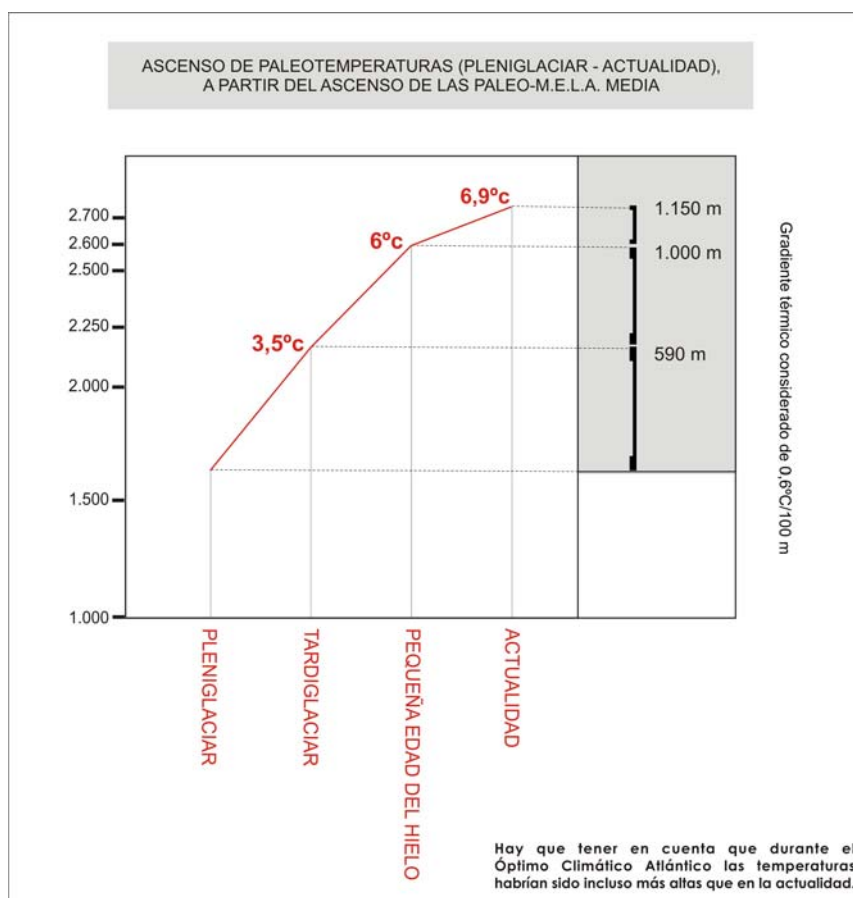


Figura 116. Gráfica del ascenso de paleotemperaturas desde el Último Máximo Glaciar hasta la actualidad, a partir del ascenso de la paleo-M.E.L.A. media.

Por la escasa dimensión y duración en el tiempo de este fenómeno glaciar histórico, lo consideramos una fase glaciar menor de tipo interna, y con una escasa relevancia morfológica y paisajística, que supuso la glaciación de tan sólo tres circos

glaciares, todos ellos, junto con el resto del macizo, deglaciados durante los momentos más cálidos del óptimo climático holoceno, lo que supuso por tanto una reaparición del fenómeno glaciar en el macizo, en el que dominan ya desde entonces los procesos de tipo periglaciar.

En la actualidad no existen glaciares en el macizo central de los Picos de Europa, el proceso de deglaciación activado desde finales del s.XIX, habría supuesto que ya a principios del s. XX buena parte, si no todos los cuerpos de hielo registrados habrían cesado su actividad glaciar, convirtiéndose en heleros, cuerpos de hielo estratificado relicto, que se han conservado hasta la actualidad en pequeños lentejones bajo la protección de un espeso manto de derrubios y al abrigo de enclaves topográficos con tasas de radiación solar muy bajas, lo que ha ralentizado su ritmo de fusión. Por tanto en la actualidad el macizo central de los Picos de Europa, es un macizo de alta montaña deglaciada, con la M.E.L.A. regional ya bastante por encima de las principales cumbres, en torno a los 2.750 m, de forma que la alta montaña del macizo se caracteriza en la actualidad por el predominio de los procesos de tipo nivoperiglaciar.