© Texto: Juan José González Trueba
© Fotos: Juan José González Trueba

Edita: Organismo Autónomo de Parques Nacionales

NIPO: 311-07-033-5
ISBN: 978-84-8014-700-2
Depósito Legal: M-44514-2007
Producción: Azierta Comunicación, S.L.
Imprime: Icono Imagen Gráfica, S.A.

GEOMORFOLOGÍA DEL MACIZO CENTRAL DEL PARQUE NACIONAL PICOS DE EUROPA

Juan José González Trueba

Organismo Autónomo Parques Nacionales
Ministerio de Medio Ambiente
Madrid, 2007

un escarpe continuo por encima de los 2.300 m desde Peña Vieja (2.615 m), Pico de Santa Ana (2.601 m), Horcados Rojos (2.506 m) hasta el Pico Tesorero (2.570 m). Peña Vieja es un edificio en escamas, donde, sobre la estructura descrita se instala un nuevo frente, a modo de pequeña escama cabalgante o "klippe". Lo mismo sucede en los Cuetos de Juan Toribio, su altitud y carácter exento, destacando sobre el entorno de Áliva y los cordales circundantes, y su forma disimétrica, responden una vez más al entramado morfoestructural, conformando una ladera norte suave y unos frentes este, oeste y sur abruptos y verticales. Todo el conjunto se encuentra compartimentado mediante fracturas de dirección ONO-ESE, en bloques elevados hacia occidente, que levanta la unidad de Peña Vieja-Santa Ana sobre el Escambellao, y Horcados Rojos-Tesorero sobre ésta. Así pues, el conjunto forma una sucesión de escamas imbricadas con porciones de escamas cabalgantes aisladas (Peña Vieja y Cuetos de Juan Toribio), compartimentadas en bloques que se elevan hacia el oeste, cuyos escarpes se arman por las compactas calizas de la Formación Picos de Europa. En este sector del macizo las depresiones (jous, canales, etc.), elaboradas en los bloques y modeladas en las formaciones Picos de Europa y Lebeña, suelen presentar un carácter lineal, adaptadas a los frentes de cabalgamiento y las fracturas.

- *Parte sur sobre materiales detríticos*: Por último, la parte sur, labrada sobre los materiales detríticos de Liébana y Valdeón, contrasta bruscamente con el macizo calcáreo, no sólo por el desnivel que los separa, sino también por la topografía que lo caracteriza, con suaves cordales y laderas alomadas labradas a favor de la erosión que las aguas corrientes han ocasionado sobre los materiales más deleznables de esta unidad meridional.

CAPÍTULO IV

LOS HIELOS CUATERNARIOS, ESCULTORES DE LA MONTAÑA: MODELADO Y EVOLUCIÓN GLACIAR

IV.1. Una aproximación al modelado preglaciar.

Acabamos de ver como las grandes líneas del relieve del macizo están guiadas por la disposición de 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 glaciar y la morfología asociada al mismo, es uno de los objetivos centrales del presente trabajo.

La importancia y magnitud del modelado generado por los glaciares cuaternarios domina el paisaje del área de estudio, generando un relieve abrupto, de fuerte energía y formas alpinas, caracterizado por la existencia de grandes desniveles y paredes verticales. Tales condiciones topográficas han dificultado 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 que se iban incrementando. Según Martínez García y Rodríguez Fernández (1984), en este momento comenzaría el establecimiento e incisión de la red hidrográfica con su trazado 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 morfogenética,

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.

Figura 13. Vista de la Garganta del Cares. Se pueden apreciar su claro perfil transversal en V, provocado por la incisión del río Cares, así como varios niveles colgados que nos hablan de varias fases morfogenéticas (niveles de incisión), el último de los cuales podría estar asociado a la incisión derivada de la erosión de las aguas de fusión glaciar.

Estos materiales aparecen bajo varios niveles de depósitos de ladera, entre los cuales destacan unos particulares derrubios cementados, conocidos con el nombre de *gonfolitas*. El nombre de gonfolitas fue introducido por Hugo Obermaier (1914) en su estudio sobre el glaciarismo pleistoceno del macizo, y retomado en algunas investigaciones realizadas en la década de los 80 del siglo XX (Frochso, 1980; Frochoso y Castañón, 1986). A partir del análisis morfosedimentario de estos depósitos, dichos autores deducen la existencia de varias fases morfogenéticas anteriores a la última glaciación cuaternaria. Los materiales analizados muestran la alternancia de fases morfogenéticas 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, en Campodabes, y en algunas de las canales de la zona oeste, si bien su papel en la articulación actual del macizo posee una escasa significación[3].

Figura 14. Formas y depósitos preglaciares (cono de derrubios cementado – deposito de gonfolitas en tono claro en superficie, y por debajo, un depósito de arcillas rojas con nódulos de hierro y cantos rodados) en una ladera del valle del Duje, en el entorno de los invernales del Texu (870 m). En este sector comienza la garganta del Duje, pues, unos pocos metros aguas arriba, se situó el frente del glaciar que favoreció el ensanchamiento del valle en su cabecera.

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

[3] Hay que destacar que no todos los derrubios cementados son anteriores a la última glaciación, sino que también existen algunos ejemplos más recientes, situados en el fondo de algunas de las gargantas fluviokársticas (ej: Riega del Tejo, Cares, etc.). Depositados sobre el lecho mismo del río, o sobre terrazas, muestran como el proceso de cementación de los derrubios de ladera puede ser relativamente rápido.

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 atribuirse 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.

Al hilo de lo comentado, es interesante destacar que la parte culminante de las sierras exteriores de la zona norte del macizo, como es el caso del Murallón de Amuesa y el cordal de la Peña Maín, y que no fueron cubiertas por los glaciares cuaternarios, poseen una morfología que podría servir de modelo para mostrar las características del relieve del macizo previo a la última gran glaciación. 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 de génesis fluviotorrencial y kárstica.

Figura 15. Vista de la morfología kárstica no glaciada en el cordal de Peña Maín (Cabeza de la Mesa 1.605 m).

IV.2. El modelado glaciar.

El modelado derivado de los procesos de erosión, transporte y sedimentación glaciar reúne las formas más representativas de la morfología actual del paisaje del macizo. La labor erosiva de los glaciares cuaternarios supuso una intensa transformación del relieve preexistente. La topografía preglaciar, articulada en una serie de valles fluviales y una topografía fuertemente karstificada, fue convertida en un relieve abrupto y vertical, de formas alpinas, todo ello resultado de una dinámica del flujo del hielo glaciar guiada por la naturaleza y estado del sustrato, fundamentalmente calcáreo, y la disposición de las morfoestructuras y la fracturación local. El resultado es un amplio cortejo de formas que caracterizan el paisaje del macizo: crestas, horns, circos, cubetas de sobreexcavación 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 glaciar.

Además, enmarcadas en las grandes formas de erosión glaciar, se encuentran las formas derivadas de los procesos de acumulación glaciar. Las huellas morfológicas analizadas permiten discernir la existencia de varias lenguas glaciares 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 los glaciares descendían en altitud, el aumento de las temperaturas se traducía en la fusión de los hielos y en la deposición del material transportado, lo que tenía como consecuencia la génesis de formas de acumulación muy características, las morrenas. Generalmente los complejos morrénicos suelen aparecer tapizando y modificando la topografía de detalle de las laderas y fondos de valle, ya sea en los sectores laterales, o bien localizadas en la terminación de las áreas afectadas por la última gran glaciación, cortando perpendicularmente el eje longitudinal de los valles. Junto a estas formas, es posible encontrar depósitos glaciogenéticos, 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 un glaciar, y que por tanto designa un hecho sedimentológico. 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). Sin embargo, 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 Dé y Pido, o el Duje, a la altura de los Invernales del Toro.

Los primeros antecedentes que hacen alusión al glaciarismo 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 glaciarismo pleistoceno del macizo. Este trabajo se fundamentó en la reconstrucción de algunos de los principales flujos y la determinación de los principales frentes glaciares pleistocenos, considerando la existencia de dos glaciaciones, a partir de la observación, en la cabecera del valle del río Duje, de *« un gran trozo de gonfolita in situ sobre una base de caliza pulimentada por el hielo»*. Su trabajo sería el punto de partida y referente de las investigaciones posteriores.

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 revisiones y contribuciones en lo relativo a la reconstrucción 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; González Trueba, 2007).

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 fuesen 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 estudios referidos a las fases glaciares recientes, desarrolladas en la alta montaña, han sido llevadas a cabo recientemente, especialmente en lo que respecta a las fases tardiglaciares y la Pequeña Edad del Hielo (Serrano y González Trueba, 2002; González Trueba et al., 2002; González Trueba y Serrano, 2005; González Trueba, 2005, 2006, 2007a, 2007b).

IV.2.1. El Último Máximo Glaciar Pleistoceno: la construcción de las grandes formas de modelado glaciar.

IV.2.1.1. *Huellas morfológicas heredadas y reconstrucción glaciar.*

Las grandes formas de modelado glaciar se construyen durante el Último Máximo Glaciar Pleistoceno. Durante este momento se registra el mayor desarrollo de los glaciares cuaternarios en el macizo, y con ello, su máxima capacidad morfogenética, a lo que se une además, la más larga duración en el tiempo del fenómeno glaciar. Sobre la base de las grandes formas de erosión de esta fase morfogenética glaciar, se insertan las formas de acumulación glaciar, así como los retoques morfológicos postglaciares, todo lo cual articula el relieve actual del macizo. En este sentido, desde el punto de vista geomorfológico 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 más o menos ensanchados sobre los que se han depositado los complejos morrénicos de mayores dimensiones.

A excepción de las gargantas fluviokársticas 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 diferentes 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 desarrolló 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.

A continuación se incluye un breve análisis de las morfologías heredadas y una reconstrucción de cada uno de los sistemas glaciares adscritos al Último Máximo Glaciar Pleistoceno:

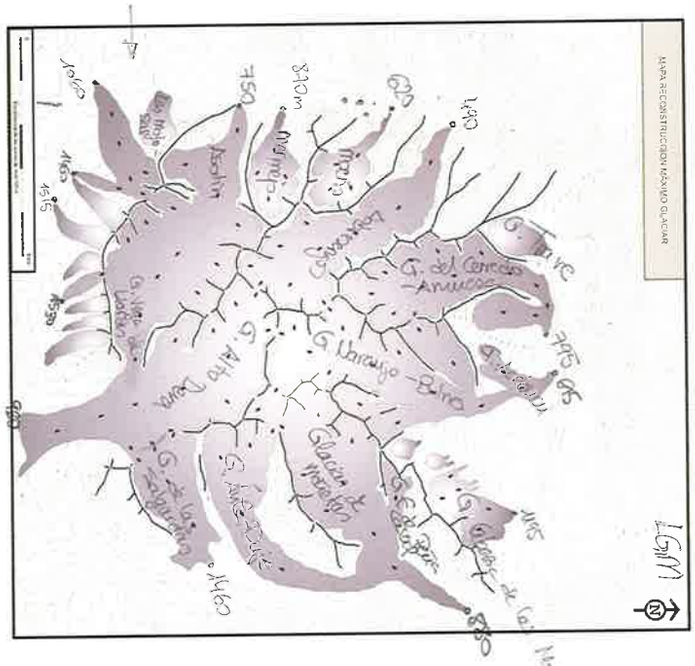


Figura 16. Mapa con la reconstrucción de la extensión de los glaciares durante el Último Máximo Glaciar en el Macizo Central de los Picos de Europa.

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 Alcacero	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	380	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	1967	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 Mojosas	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. Moeño	x- 347.297 y- 4.784.329	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- 4.788.218	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- 4.786.057	N/N	109,6	4.500	1.770	810	2	795	2.414	1.619	1.604	1.482 +90/-70
G. Cerredo-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. Acebuco	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- 4.782.385	NNE y SE / E//N*	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. Asotín	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//E*	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 1. Datos Topográficos y morfométricos de los glaciares durante el Último Máximo Glaciar en el Macizo central de los Picos de Europa.

- *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 confluían 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 17. Circos glaciares de Torre Blanca (2.617 m) y del Llambrión (2.642 m).

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, lugar de nacimiento del río Deva. En este paraje, los hielos procedentes de los circos glaciares 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 la Vega 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 formaría 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.

Figura 18. Vista de la artesa glaciar colgada de Liordes. Se puede observan su claro perfil en U.

- *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 permiten 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 (2.227 m) 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).

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

Figura 19. Circo glaciar encajado del Hoyo de Liordes, visto desde la cumbre de Peña Vieja.

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 m 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 (1.500 x 430 m) y una superficie de algo más de 48 ha. Su frente descendía hasta los 1.460 m.

La confluencia de los hielos acumulados bajo la pared sur de la Torre del Friero (2.445 m) y la difluencia glaciar del Collado de la Chabida (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 20. 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.

- *Glaciares de las Canales del Oeste*: La parte oeste del macizo se caracteriza por la existencia de profundas canales de dirección E – O, que comunican la parte superior de la montaña con el fondo de la garganta del Cares, a través de enormes desniveles que pueden superar los 2.000 m. Son cuatro las canales en las que se han encontrado huellas morfológicas glaciares: en la Canal de Dobresengos, Canal de Moeño, Canal del arroyo Mermejo y Canal de Asotín. Por su parte, en la Canal del Agua no se han encontrado huellas morfológicas que permitan reconstruir o afirmar la existencia de una lengua 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.

1) Glaciar de la 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 Cerredo (2.648 m) – Pico de los Cabrones (2.553 m) hasta el Pico de Drobesengos (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 limítrofes, 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 Tierre, 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.

2) 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 sector 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), hata 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, 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.

Figura 21. 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).

3) 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 altitud 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.

4) Canal de Asotín: Por último, desde el sector de la Vega de Liordes, especialmente hacia el oeste del Collado 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 Friero (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, 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 inmeditamente 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 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 muestra un sistema glaciar de geometría compleja, 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.

- *Glaciares del Cerredo – 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), Cerredo (2.606 m), Pardida (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 iba estrechando en dirección a Amuesa. La corriente de hielo al chocar con el paredón de Amuesa, giraba 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 Cerredo, formando así un frente complejo situado a una altitud de 795 m.

H. Obermaier (1914) en su estudio del glaciarismo 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; Frochso 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.

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 nuevo 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 morrénico 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 y 700 m de ancho.

- *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 Pardida (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 Santa 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 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 Tierre (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 procedente 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), enlazando con la lengua principal ya en la parte inferior del Jou Lluengo, en el pareja conocido como las Traviesas.

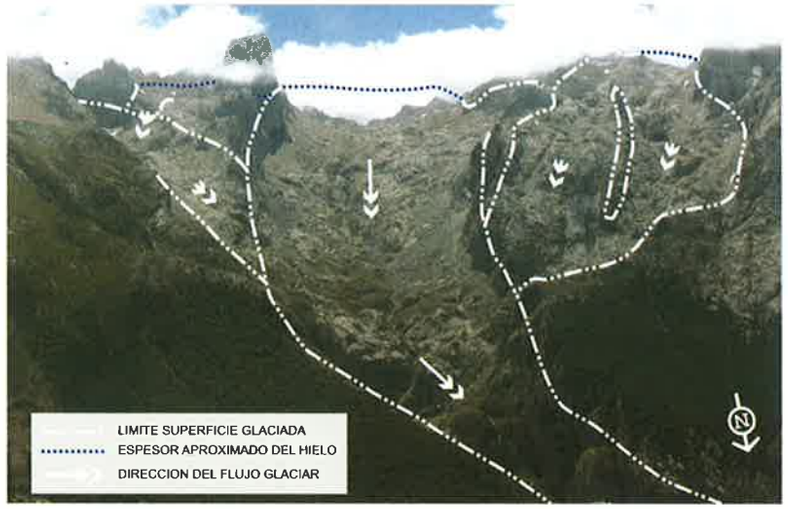


Figura 22. Vista general del tramo medio labrado por el glaciar de Urriellu – Bulnes. Se puede observar la superficie glaciar reconstruida, el espesor aproximado y la dirección del flujo. En este sector el glaciar recibía los aportes por la derecha e izquierda de varios glaciares secundarios.

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 estrechaba considerablemente, viéndose obligada a pasar a través de la canal de Balcosín, lo que favoreció el esculpido de un tramo de valle con una ejemplar morfología en artesa (perfil transversal en U). Atravesada la artesa de Balcosín, el glaciar se expandía en su parte final, recibiendo por la parte izquierda un pequeño glaciar afluente procedente del Acebuco. El frente morrénico depositado por la lengua glaciar se sitúa en las inmediaciones del núcleo de Bulnes a 615 m. Este complejo sistema glaciar se presenta como el segundo 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.

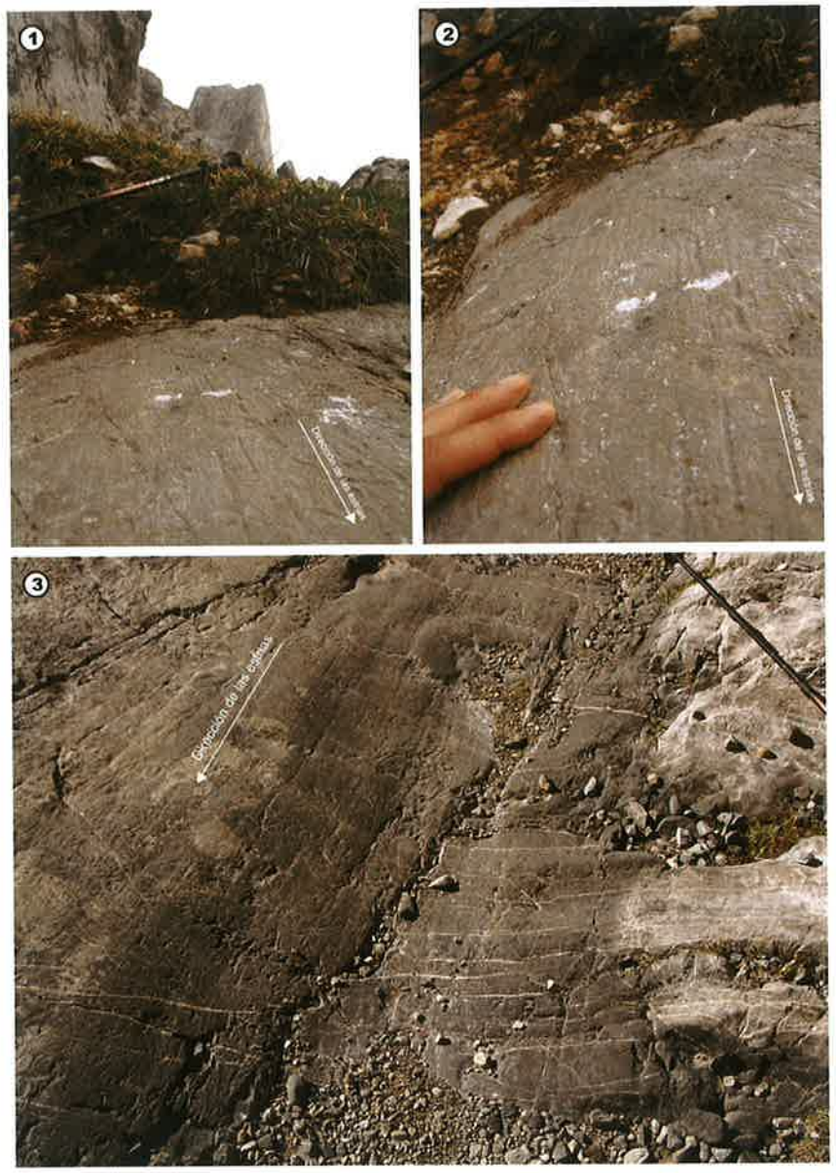


Figura 23. 1) Vista de las estrías glaciares sobre sustrato *in situ* en la que se puede observar la dirección del flujo glaciar, que con dirección SSO-NNE, discurría desde el sector del Naranjo de Bulnes (cumbre se ve parcialmente al fondo), y descendía a través del Jou Lluengo hacia la Canal de Balcosín para depositar su frente en el sector de Bulnes. 2) Detalle de las estrías 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. 3) Acanaladura y estrías glaciares en el umbral de separación entre el Jou de los Boches y el Jou Sin Tierre (Garganta de los Boches 2.150 m).

- *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 el 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. La morfología 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 NO 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 24. 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 glaciar, 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).

- *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 después 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). 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.

En los momentos de máxima extensión del hielo, la lengua glaciar principal llegó a estar en contacto con la que descendía procedente de Áliva, como muestra el depósito de obturación albergado en la ladera por delante de la morrena. 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 deglaciada 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.

- *Glaciar 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), parte de los hielos cuaternarios se desparramaban 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 Santa 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 Coteras 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 preexistentes, así como la propia base litológica y estructural, facilitaron el desarrollo de dos lenguas glaciares diferenciadas, por un lado, el glaciar de Áliva – Duje, y por otro, el de las Salgardas, ambos separados 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; 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.

La reconstrucción de este sistema glaciar muestra una lengua de 5,6 km de longitud, y una superficie aproximada de 483 ha.

Figura 25. Vista del sector 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.

- *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, 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).

Figura 26. Vista del complejo morrénico, perfectamente conservado, que marca la máxima extensión de la lengua glaciar de las Salgardas durante el Último Máximo Glaciar.

El glaciar vertía en dirección E, en la salida del arroyo Nevandí, hasta las majadas de Espinama, donde se encontraba su frente a unos 1.460 m. El complejo morrénico depositado presenta varios arcos e incluso unos lóbulos que marcan un episodio de máximo avance. La superficie de esta lengua glaciar fue de unas 314 ha, con un desarrollo longitudinal de 3 km y 1 km de anchura.

IV.2.1.2. Dinámica glaciar y aproximación paleoambiental

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 se ha visto en el apartado anterior, 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 morrénicos frontales han sido desmantelados 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 frentes, su frescura, no nos permite atribuirlo a distintas glaciaciones. En este sentido, todos los restos morfológicos encontrados los atribuimos al Último Máximo Glaciar (U.M.G.), 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 morfogenéticas dentro del Ultimo 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 de montaña. Esta denominación sigue la línea de lo expuesto en trabajos previos para el área de estudio (Serrano y González Trueba, 2002, González Trueba, 2007a).

A su vez, para cada fase, se ha realizado el cálculo de las paleoMELAs de cada glaciar. Las características morfológicas, los parámetros morfométricos y la

información de las PaleoMELAs permiten aproximarnos a las características paleoambientales del macizo y de las distintas fases glaciares registradas:

- *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 de 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 glaciarismo 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.

El cálculo de la paleo-MELA 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.

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.

La problemática y limitaciones asociadas al cálculo de las paleo-MELAs en las lenguas de geometría más compleja, hacen que los datos más fiables sean los obtenidos en los glaciares individualizados. Del análisis de los datos paleoambientales obtenidos en éstos, se desprende un ligero predominio de los glaciares de componente norte, con una paleo-MELA 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 m. De este modo, tomando a ambos como referencia obtenemos una paleo-MELA media para el conjunto del macizo ligeramente inferior en torno a 1.600 m.

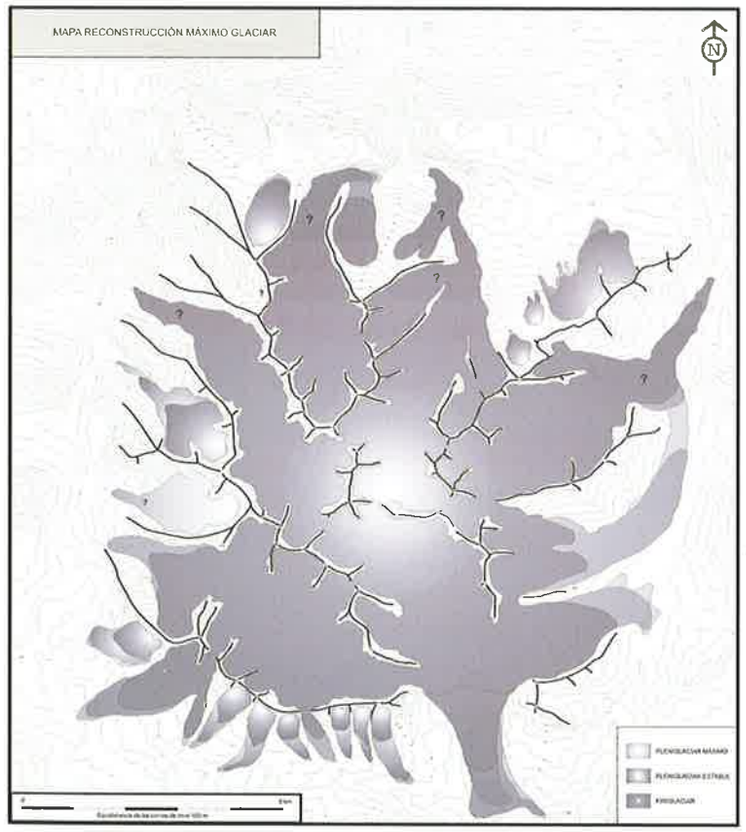


Figura 27. Mapa con la reconstrucción de la extensión de los glaciares durante el Último Máximo Glaciar en el Macizo Central de los Picos de Europa. Se pueden observar los diferentes períodos dentro del máximo glaciar.

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 Pleniglaciar Pirenaico, perteneciente al Último Máximo Glaciar Pleistoceno, si bien por el momento a falta de dataciones absolutas no es posible aportar una mayor precisión.

- *Fase Pleniglaciar (Pleniglaciar Estable)*: A esta fase pertenecen los complejos morrénicos frontales de mayor desarrollo, como es el caso del complejo frontolateral de Pido, 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 Pleniglaciar 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.

Como se ha visto en el apartado anterior, 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.

Figura 28. Vista del complejo morrénico frontal sobre la que se asienta en núcleo de Pido (920 m).

Figura 29. Vista del complejo morrénico frontal de Amuesa (M), en el fondo del valle se encuentra Bulnes.

Figura 30. 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 sobreexcavión rellenada.

Figura 31. Vista general de los cordones morrénicos laterales y frontales entre la Majada de Pedabejo y Campodaves, zona meridional del macizo.

Figura 32. Vista general de los complejos morrénicos de los Puertos de Áliva - Las Salgardas desde la cumbre de Peña Vieja (2.615 m).

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 de los glaciares.

En la medida que el retroceso experimentado por los glaciares es mínimo, la altitud de la paleo-MELA 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 período de equilibrio estable y duración en el tiempo. A falta de dataciones absolutas por correlación con lo sucedido en los Pirineos y otros macizos de la Cordillera Cantábrica podría situarse entre los 40.000 y los 18.000 B.P.

- *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 período 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, donde 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.

Figura 33. 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 34. 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 finiglaciar, 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 sitúan 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.

IV.2.2. El Tardiglaciar, una fase de avance glaciar menor: el retoque de los circos glaciares más altos.

IV.2.2.1. 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 permiten 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, construyendo complejos morrénicos, en algunos casos de cierta entidad paisajística.

En torno a la abrupta cresta que se extiende desde los Cuetos 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). 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 35. Vista del complejo morrénico tardiglaciar 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 Pardida (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; 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 36. Vista del complejo morrénico situado a los pies de los Campanarios (2.572 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 han reconstruido 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 topográfica subglaciar. Los restos morrénicos situados en la cara O, en los que se diferencian dos cordones nítidos, 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 glaciar 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 glaciar 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 glaciar que descendía salvando unas fuertes pendientes desde el 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 tardiglaciar, coincidiendo así nuestra interpretación con lo ya expuesto anteriormente por Miotke (1968).

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.

En el grupo Peña Vieja (2.615 m), también se han registrado varias huellas morfológicas glaciares que adscribimos a esta fase de avance menor tardiglaciar. A los pies del circo oriental de Peña Vieja encontramos una 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 periglaciar, en la línea de las morrenas de nevero ejemplares existentes en los Cuetos de Juan Toribio, 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. 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 37. Morrena glaciar del circo oriental de Peña Vieja (Puertos de Áliva).

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 Liordes	x- 348.886 y-4.779.386	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-4.779.768	NE/NE	16,6	1.540	550	400	1,4	2.070	2.474	404	2.272	2.170 ± 8
G. Torre del Hoyo Grande	x- 350.802 y-4.780.779	SE/SE	15	1.542	610	370	1,6	2.160	2.417	257	2.288	2.185 ± 10
G. T. Llago 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 Llagos	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 Cotera	x- 348.370 y-4.783.447	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- 348.863 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. Trasllambrión	x- 349.548 y-4.782.258	N/N	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 +6/-6
G. T. Llago N	x- 350.731 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- 351.065 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. Lloroza	x- 352.976 y-4.780.809	SO/SO	25,2	1.845	590	650	0,9	1.650	2.430	580	2.140	1.900 ± 8
G. Peña Vieja E	x- 353.539 y-4.781.442	ESE/ESE	24,6	1.820	640	460	1,4	1.780	2.615	835	2.197	1.925 +20/-12
G. Vuellona	x- 352.808 y-4.781.619	SSO/SSO	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 Bochas	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 +6/-12
G. Tesorero	x- 350.054 y-4.783.027	O/NO	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 Infierno	x- 352.438 y-4.783.386	NE/NE	13,1	1.370	440	410	1,1	2.310	2.602	292	2.456	2.342 +15/-8
G. Villasotrada	x- 352.720 y-4.783.541	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	1.590	470	550	0,8	2.086	2.461	375	2.273	2.212 +5/-12
G. Carnicoso	x- 353.201 y-4.785.136	N/N	18,3	1.765	630	370	1,7	1.912	2.432	520	2.172	2.005 ± 15
G. Vega de Urriellu	x- 352.125 y-4.784.650	NO/NO	23,9	2.290	880	410	2,1	1.895	2.519	624	2.207	2.037 ± 15
G. Neveros de Urriellu	x- 351.977 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 Pardida	x- 350.738 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 Pomelo	x- 351.247 y-4.784.805	SE/SE	18,2	1.667	470	570	0,8	2.108	2.596	488	2.352	2.212 ± 12
G. Boaña	x- 350.860 y-4.784.280	SE/SE	39,2	2.810	1000	730	1,4	2.004	2.596	592	2.300	2.225± 23
G. Cerrado	x- 350.075 y-4.784.726	N/N	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	2.128 +15/-8
G. Luaña	x- 348.143 y-4.785.437	E/E	33,3	2.555	480	910	0,5	2.005	2.395	390	2.200	2.065 ± 17

Tabla 2. Datos Topográficos y morfométricos de los glaciares durante el Tardiglaciar en el Macizo central de los Picos de Europa.

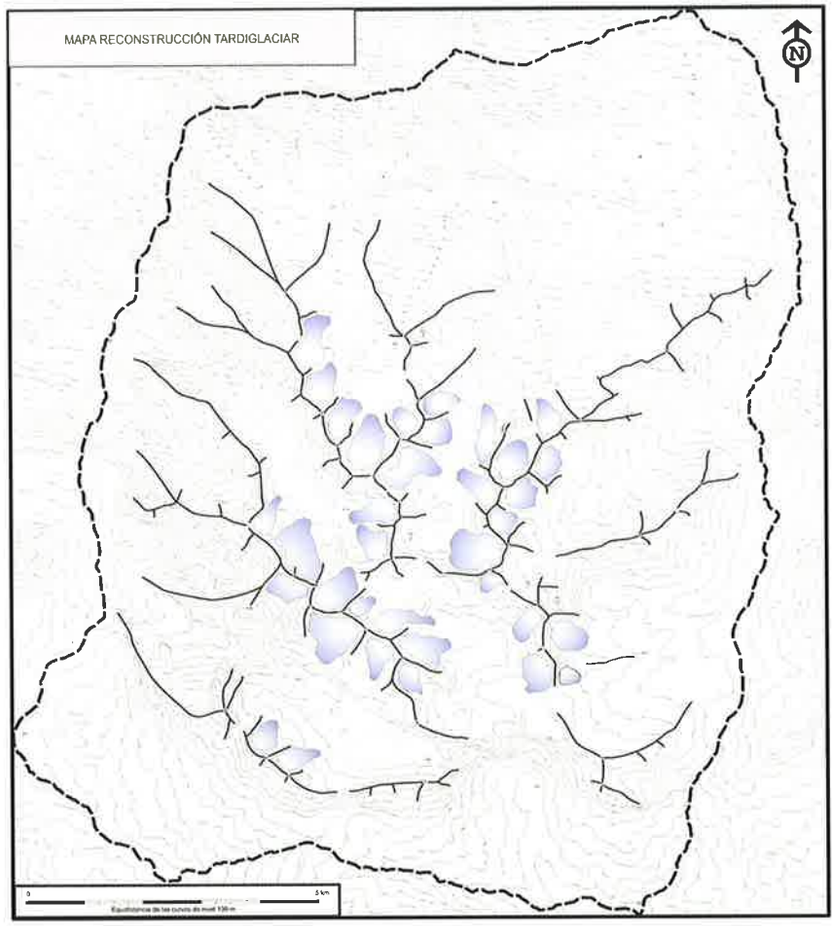


Figura 38. Mapa de la reconstrucción de la extensión de los glaciares durante el Tardiglaciar en el Macizo Central de los Picos de Europa.

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. 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 la pared del circo glaciar, de forma que se ubicaría al final del Pleistoceno, en unas condiciones ambientales de transición entre un medio glaciar, ya circunscrito a la alta montaña, y uno periglaciar (Serrano y González Trueba, 2002).

Figura 39. Vista del complejo morrénico Tardiglaciar 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.

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.

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).

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. 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 Trasllambrión 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 reposando 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 30 ha 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. 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 Llago 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.

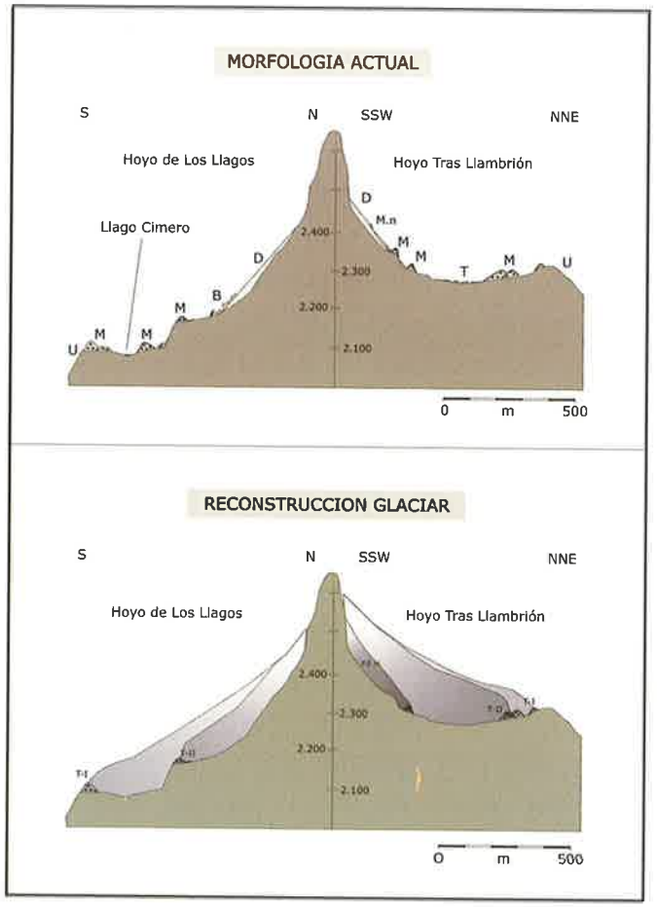


Figura 40. Reconstrucción y evolución glaciar hasta la actualidad en dos circos glaciares, uno de orientación norte, el circo Trasllambrión, y el otro de orientación sur, el circo del Hoyo de los Llagos.

Figura 41. Vista del complejo morrénico frontal tardiglaciar del Hoyo de los Llagos. En el fondo de la depresión se ubica una pequeña laguna intramorrénica, conocida como el *Llagu Cimero* (agosto de 1997).

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 Friero (2.445 m) y la Torre de Salinas, se han encontrado restos morfológicos atribuibles a una fase glaciar de avance menor, relegada al pie de dos de sus principales circos, ambos con orientación norte. En el caso del glaciar de la Torre del Hoyo de Liordes, a pesar de la escasa entidad y grado de conservación de los restos morrénicos, se puede discernir un glaciar de pequeño tamaño, con su frente situado a unos 1.990 m. Con una orientación ENE, el glaciar 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 glaciar de aproximadamente 16,5 ha, con una geometría bastante regular de 550 m de longitud por 400 m de anchura.

Es necesario destacar que, 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 glaciadas durante el Tardiglaciar. 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 paraglaciares y postglaciares han retocado profundamente y la interpretación es muy equívoca.

IV.2.2.2. Dinámica glaciar y aproximación paleoambiental

La interpretación de las huellas morfológicas heredadas muestra como las dimensiones y modalidad de este avance glaciar menor, no tienen ya nada que ver con las registradas durante el Pleniglaciar. La superficie glaciada calculada para esta fase es en torno a las 750 ha, lo que supone un retroceso del 89 % con respecto a la extensión alcanzada durante el último máximo glaciar pleistoceno. 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-MELA media de unos 590 m, pasando de los 1.600 m durante el Pleniglaciar, a los 2.190 m durante el máximo avance de los glaciares en el Tardiglaciar. El cálculo del ascenso de las paleo-MELAs permite realizar una aproximación a los cambios térmicos y ambientales acaecidos entre ambas fases. Si aplicamos un gradiente de 0,6ºC/100 m, admitido como estándar para las montañas templadas, y teniendo en cuenta un ascenso de la altitud de la línea de equilibrio glaciar

de 590 m, se calcula un ascenso de las temperaturas medias con respecto al Pleniglaciar estable de unos 3,5ºC 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 el contrario, se observan dos arcos morrénicos bien definidos, que podrían corresponder a la máxima expansión y posterior equilibrio en el retroceso tardiglaciar, 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 Tardiglaciar. 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 Pardida, 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 descender 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 Tardiglaciar. El borrado de las huellas erosivas menores en 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 Último Máximo Glaciar, con un reavance o estabilización de unos glaciares recluidos ya en los circos de altura, o si por el contrario supuso la reaparición del fenómeno glaciar tras la previa deglaciación total del macizo.

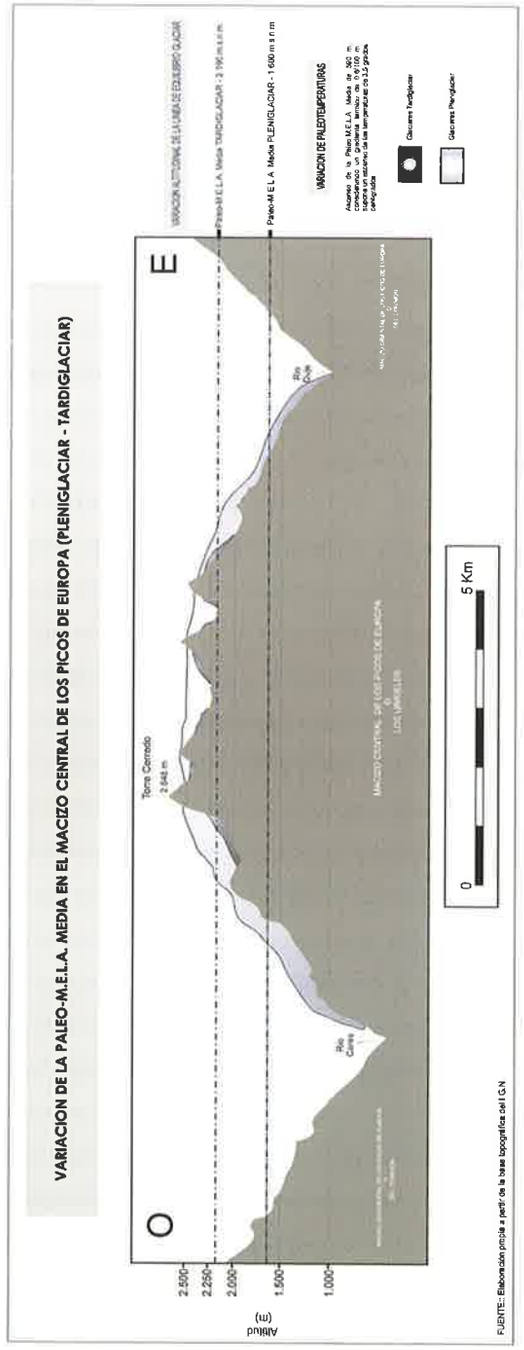


Figura 42. Variación de la Paleo-M.E.L.A. media en el Macizo Central de los Picos de Europa (Pleniglaciar Tardiglaciar). Se representa el ascenso de la línea de equilibrio glaciar, la variación de las paleotemperaturas inducida, así como el cambio en la modalidad y extensión de la glaciación.

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, son correlacionables 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, 1992,1996, 1998; Serrano et al., 2002).

En el caso de la Cordillera Cantábrica las menciones a esta fase glaciar 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 ± 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 tardiglaciar a cifras en torno al 80%, como consecuencia de un 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 Tardiglaciar 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 recrudecimiento 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 nuestro caso, este avance glaciar 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 -1ºC/-2ºC, 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).

Debido a su localización geográfica el macizo central de los Picos de Europa se caracteriza por un ambiente de alta montaña con una marcada influencia oceánica. 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 -1ºC/-2ºC 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 Tardiglaciar, de forma que no es del todo factible la relación con las paleo-MELAs 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 -1ºC/-2ºC y la paleo-MELA del glaciar de Lloroza.

En resumen, las características morfológicas y dinámicas de la glaciación, así como la información procedente de la reconstrucción de las paleo-MELAs, nos permite dilucidar un avance glaciar menor caracterizado por un ascenso de las temperaturas medias anuales en torno a 3,5ºC con respecto al Último Máximo Glaciar. Aún así, los datos térmicos deducidos del cálculo de las paleo-MELAs, muestran que el Tardiglaciar presentaría unas temperaturas medias anuales en torno a 3,4ºC más bajas que las

actuales. Junto a ello, la variabilidad en el régimen de precipitaciones y los factores topoclimáticos locales comienzan a adquirir cada vez mayor importancia en el desarrollo de cada glaciar. Con una paleo-MELA 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 glaciar 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.

IV.2.3. El avance glaciar histórico: un glaciarismo marginal asociado a la Pequeña Edad del Hielo.

IV.2.3.1. Huellas morfológicas y restos de hielo heredados del glaciarismo histórico.

Una localización geográfica en fachada oceánica, a tan sólo 20 km de la costa cantábrica, una altitud suficiente, cercana a las 2.700 m, así como las singulares características topoclimáticas del macizo, permiten la existencia de numerosos enclaves favorables a la conservación de neveros permanentes, siendo numerosos los existentes por encima de los 2.200 m. Este fenómeno ya fue apuntado en estudios anteriores para indicar el hecho de que el macizo debía estar cercano al umbral límite de glaciación (Miotke, 1968; Clark, 1981). En relación con ello, el reconocimiento de campo llevado a cabo durante las campañas de 1999 al 2006 permitió 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 recrudecimiento climático de la *Pequeña Edad del Hielo*[4].

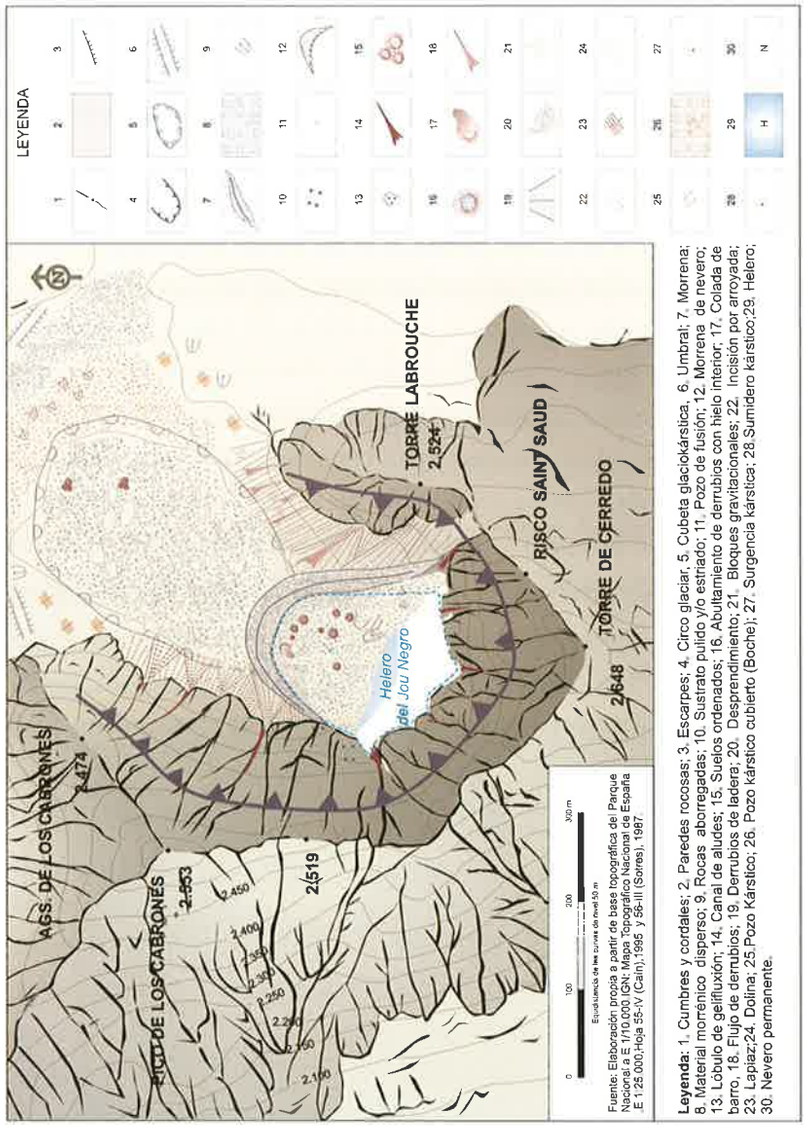
[4] Con el término *Pequeña Edad del Hielo* se hace referencia a un período de tiempo, enmarcado entre los s. XIV y mediados del s. XIX, caracterizado por un recrudecimiento climático con variaciones de alta frecuencia y de relativa baja magnitud, que produjo cambios ambientales con repercusiones a escala global. 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 térmico que en los momentos más fríos llegó en algunas áreas a ser de 2ºC (Lamb, 1982). En todas las áreas glaciadas del planeta supuso un avance y pulsación de los glaciares enmarcado entre los s.XVI y XIX (Matthes, 1939, 1950; Le Roy Ladurie, 1967, 2004; Grove, 1979, 1988, 2004; Zumbühl y Holzhauser, 1988).

Los sectores estudiados han sido tres: el circo glaciar del Jou Negro, el circo glaciar del Trasllambrión y el circo glaciar de la Palanca:

- *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. 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. 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 relicto, muestran un avance glaciar muy reciente, desarrollado en época histórica.

Figura 43. Vista general del helero del Jou Negro (septiembre de 2003).

Un estudio detallado del glaciarismo histórico en los Picos de Europa se encuentra en: González Trueba, J.J. (2007). *La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa. Análisis y reconstrucción del avance glaciar histórico (s. XIX).* Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria, Fundación Marcelino Botín, Santander.



Leyenda: 1. Cumbres y cordales; 2. Paredes rocosas; 3. Escarpes; 4. Circo glaciar, 5. Cubeta glaciokárstica, 6. Umbral; 7. Morrena; 8. Material morrénico disperso; 9. Rocas aborregadas; 10. Sustrato pulido y/o estriado; 11. Pozo de fusión; 12. Morrena de nevero; 13. Lóbulo de gelifluxión; 14. Canal de aludes; 15. Suelos ordenados; 16. Abultamiento de derrubios con hielo interior; 17. Colada de barro, 18. Flujo de derrubios; 19. Derrubios de ladera; 20. Desprendimiento; 21. Bloques gravitacionales; 22. Incisión por arroyada; 23. Lapiaz;24. Dolina; 25.Pozo Kárstico; 26. Pozo kárstico cubierto (Boche); 27. Surgencia kárstica; 28.Sumidero kárstico;29. Helero; 30. Nevero permanente.

Figura 44. Mapa gemorfológico del circo del Jou Negro.

- *Circo glaciar del Trasllambrión*: 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 Trasllambrión, se localizan habitualmente varios neveros permanentes enmarcados por un cordón morrénico. 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 43º y 37º la exterior. Algunos de los bloques que forman parte de la morrena están pulidos y estriados. En los años en los que la cubierta de nieve llega a fundirse totalmente es posible observar 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. En superficie se observan tres molinos que canalizan las aguas de fusión supraglaciares que se sumergen en un sumidero subglaciar. Sobre 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.

Figura 45. Restos morfológicos de la PEH al abrigo de la pared del circo Trasllambrión (agosto de 2005).

Figura 46. Vista de los circos glaciares del Trasllambrión y la Palanca desde el norte a finales del s. XIX (Foto Saint Saud, 1893).

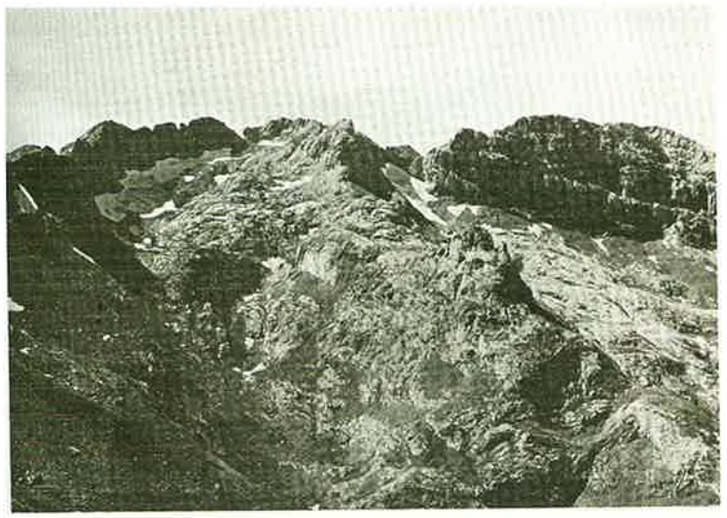
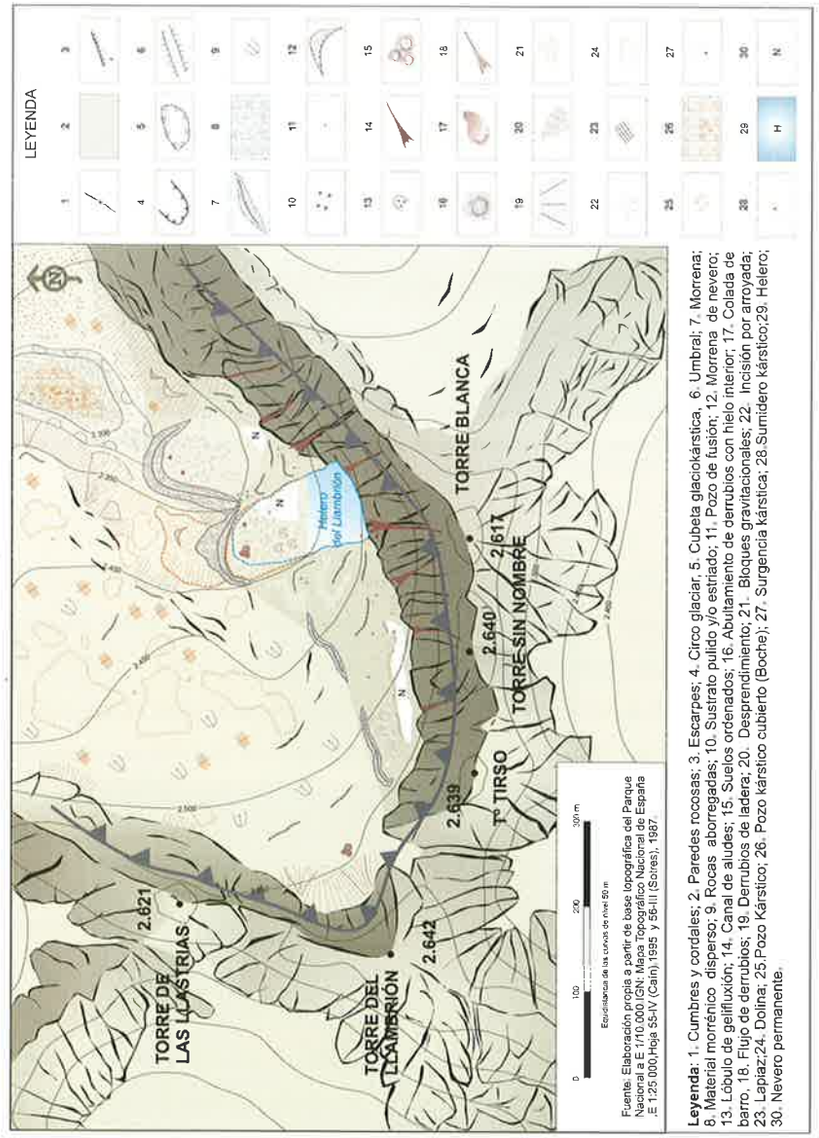


Figura 47. Vista de los circos glaciares del Trasllambrión y la Palanca desde el norte, en 1932. En la foto se llega a apreciar los cuerpos de hielos residuales en ambas localizaciones. (Foto de W. Rickmers titulada: The Llambrion Group as seen from the Oriellos". En: Rickmers, W. (1932). The highlands of Cantabria. *The Alpine Journal,* vol. 44, nº 244-245, pp. 216-236.



Leyenda: 1. Cumbres y cordales; 2. Paredes rocosas; 3. Escarpes; 4. Circo glaciar, 5. Cubeta glaciokárstica, 6. Umbral; 7. Morrena; 8. Material morrénico disperso; 9. Rocas aborregadas; 10. Sustrato pulido y/o estriado; 11. Pozo de fusión; 12. Morrena de nevero; 13. Lóbulo de gelifluxión; 14. Canal de aludes; 15. Suelos ordenados; 16. Abultamiento de derrubios con hielo interior; 17. Colada de barro. 18. Flujo de derrubios; 19. Derrubios de ladera; 20. Desprendimiento; 21. Bloques gravitacionales; 22. Incisión por arroyada; 23. Lapiaz;24. Dolina; 25.Pozo Kárstico; 26. Pozo kárstico cubierto (Boche); 27. Surgencia kárstica; 28.Sumidero kárstico;29. Helero; 30. Nevero permanente.

Figura 48. Mapa geomorfológico del circo glaciar del Trasllambrión.

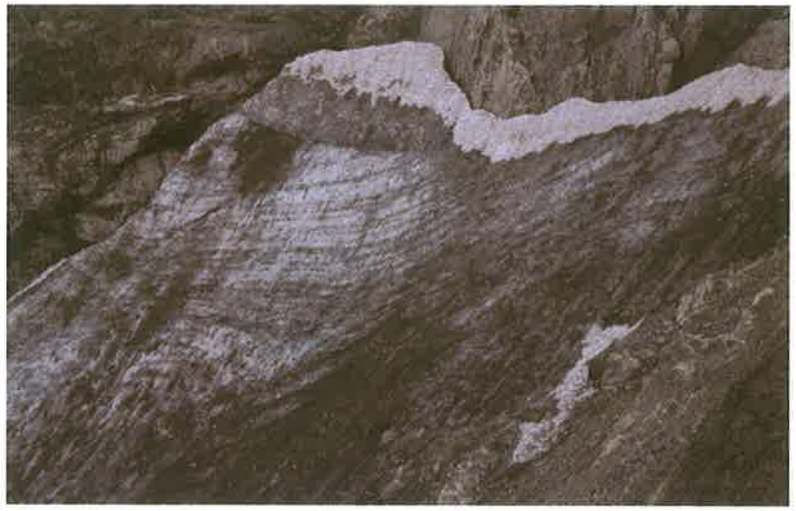


Figura 49. Vista de detalle del helero del Trasllambrión. Se puede observar el color azulado y la estratificación del hielo en contraste con la nieve (septiembre de 2003).

- *Circo glaciar de la Palanca*: Entre la pared norte de la Torre de las Llastrías (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. 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 40º de pendiente en su parte interior y 38º 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 50. Vista de la morrena y el helero enterrado de la Palanca (septiembre de 2003).

Figura 51. Detalle del hielo estratificado bajo un potente manto de derrubios (septiembre de 2003).

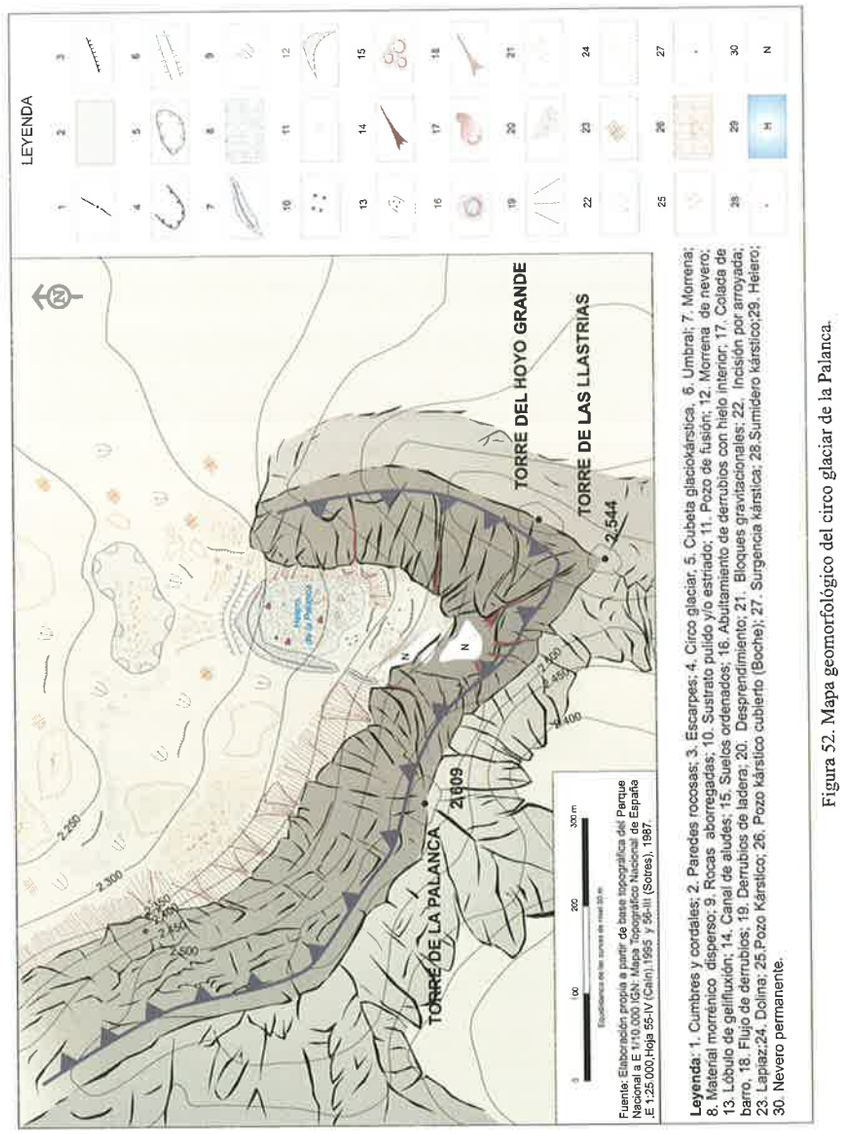


Figura 52. Mapa geomorfológico del circo glaciar de la Palanca.

IV.2.3.2. Reconstrucción de la evolución glaciar y aproximación paleoambiental.

La respuesta morfodinámica de la alta montaña de los Picos de Europa al recrudecimiento del clima en época histórica, durante la denominada *Pequeña Edad del Hielo* (s. XVI – XIX), fue el desarrollo de un glaciarismo 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. Todos ellos eran glaciares de muy reducido tamaño, con superficies que oscilaban entre las 6,1 ha del Glaciar del Trasllambrión, 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 estrecha 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.

La *altitud de la línea de equilibrio glaciar* o ELA (*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.

En nuestro caso, dado que el establecimiento de la ELA de cada uno de los glaciares reconstruidos 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-ELA media o paleo-MELA 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-MELAs 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-MELA 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 MELA media de los glaciares desarrollados durante la Pequeña Edad del Hielo se situaría 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 MELAs 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 (González Trueba, 2007b).

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. 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 MELA 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 MELAs 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 53. Vista de la parte superior de la morrena del Trasllambrión. 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).

Glaciar	Coord.. U.T.M. (Centroide)	Orientación Circo/glaciar.	Superficie (Ha)	Perím. (m)	Longitud (m)	Anchura (m)	L/A	Altitud frente	Altitud cumbre	Desnivel Cumber-frente	M.E.L.A. Kurowski	M.E.L.A. A.A.R.
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 3. Datos Topográficos y morfométricos de los glaciares durante la Pequeña Edad del Hielo en el Macizo central de los Picos de Europa.

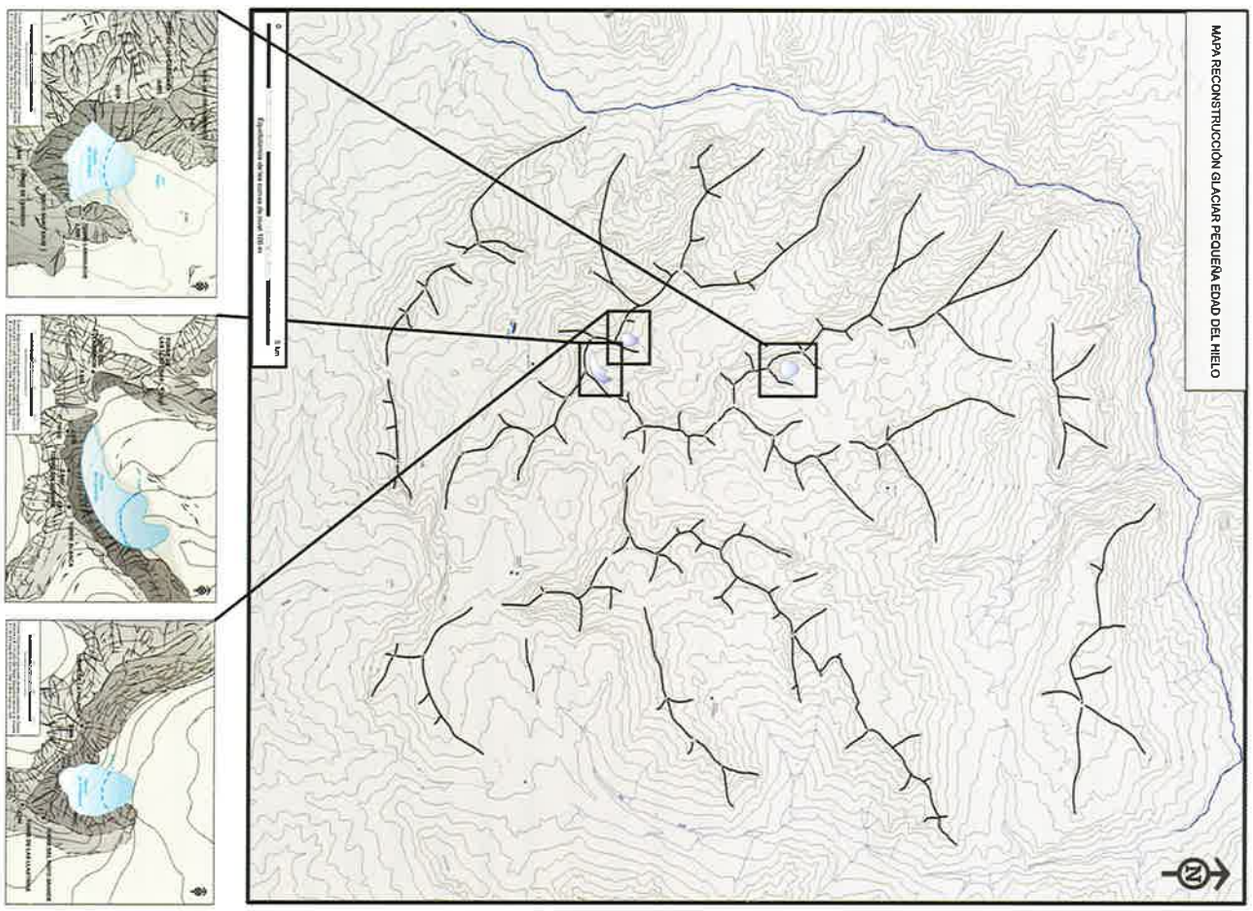


Figura 54. Mapa con la localización y reconstrucción de la extensión de los glaciares durante la Pequeña Edad del Hielo en el Macizo Central de los Picos de Europa.

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 MELA 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 austríaco (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 Tardiglaciar, 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 glaciar 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 subglaciar asociado a esa removilización de los conos de derrubios. Esto nos lleva a considerar que entre el Tardiglaciar 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 y permanencia de glaciares, ni siquiera en las localizaciones más favorables. En este sentido, con tan sólo unas temperaturas medias 1ºC más altas que las registradas durante el máximo glaciar histórico, se habría producido un ascenso de la MELA 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.

IV.2.4. El proceso de deglaciación desde la Pequeña Edad del Hielo hasta la actualidad: un macizo de alta montaña deglaciado.

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 hacía 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 perdidas 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 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 MELA climática regional habría experimentado un ascenso de 150 m, pasando de 2.600 m durante el máximo glaciar histórico a 2.750 m aproximadamente en la actualidad (González Trueba, 2005, 2007b). 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. Por su parte, Clark (1981), atendiendo a los mismos indicadores que Manley (1951), en especial a la existencia de numerosos neveros refugiados en altura, estima la MELA 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 MELA climática regional se deduce un ascenso de las temperaturas medias en torno a 1°C. Estos datos se asemejan a los valores obtenidos por diversos autores 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 topoclimáticas 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 perdidas de superficie en torno al 65%, y sobre todo una drástica reducción de su volumen. 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 Trasllambrión. Aún más acusado es el caso del helero enterrado de la Palanca, que se conserva 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 lo 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%), transformándose en un helero. El glaciar del Trasllambrión ha sufrido una perdida 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 55. Vista aérea del helero del Jou Negro a la sombra de la pared N de la Torre de Cerredo (agosto de 2007). Por delante la morrena construida durante la Pequeña Edad del Hielo dibuja perfectamente la extensión alcanzada por el glaciar en época histórica. Son visibles también las huellas asociadas a los distintos momentos de estabilización en el retroceso.

Denominación Masa de hielo	P.E.H		Actualidad		Reducción superficie (PEH-Actualidad)		Reducción Longitud (PEH-Actualidad)		% Superficie ocupada del total del Circo Glac. (durante el máximo histórico)	%Superficie ocupada del total del Circo Glac. (actualidad)
	Calificación	Superficie (m²)	calificación	Superficie (m²)	m²	%	m	%		
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 4. 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.

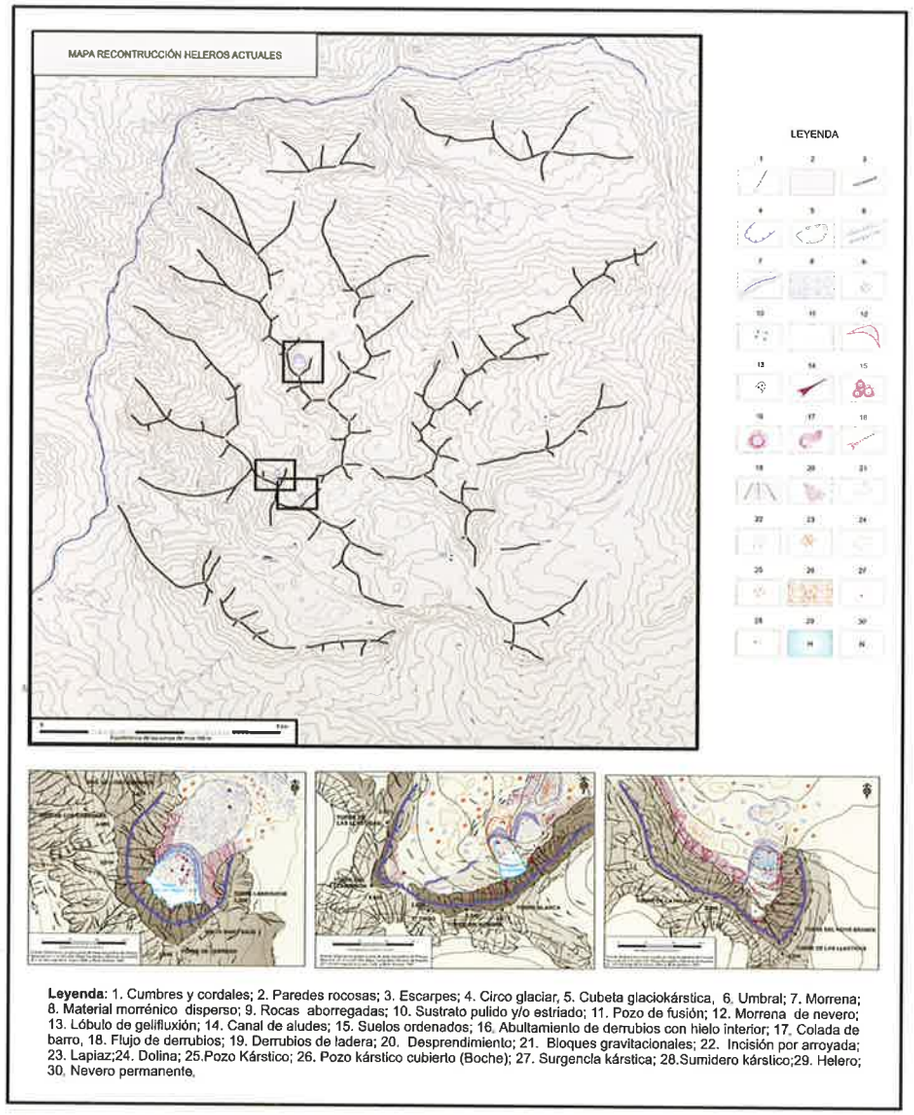


Figura 56. Mapa con la localización de los heleros (restos de hielo glaciar) existentes en la actualidad en el Macizo Central de los Picos de Europa.

El glaciar de la Palanca ha 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. 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.

Figura 57. 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.

Los cuatro heleros que han perdurado hasta la actualidad tienen una superficie muy reducida, sin embargo, el tamaño no es el factor definitorio clave para considerar una masa de hielo como un glaciar. Hace ya más de una década se discutió sobre la consideración o no del helero del Jou Negro como un glaciar actual (González Suárez y Alonso, 1994,1996; Frochoso y Castañón, 1995; Castañón y Frochoso, 1998; Alonso y

González Suárez, 1998). El prestigioso investigador austriaco M. Kuhn (1995) refiriéndose a este caso concreto, 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 el movimiento del hielo, el cual deriva, entre otros factores, de la relación entra la geometría del cuerpo de hielo y la pendiente de la ladera sobre la que se asienta, su elemento definitorio fundamental, el que le diferencia con respecto a otros cuerpos de hielo (heleros) o nieve (neveros), carentes de flujo.

Tomando como válido el criterio utilizado por Martínez de Pisón y Arenillas Parra (1988), en su ya clásico 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.

***

En definitiva, de lo visto hasta ahora podemos concluir que la evolución glaciomorfológica del macizo 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. Las huellas morfológicas glaciares heredadas permiten reconstruir una evolución glaciar larga y compleja, que abarca desde el Pleistoceno superior, al que se adscribe el Último Máximo Glaciar, hasta época reciente, primeras décadas del s. XX, momento en el que desaparecieron los últimos glaciares del macizo. El análisis de las formas y depósitos glaciares, así como su distribución espacial, ha permitido establecer las características morfogenéticas y las relaciones cronoestratigráficas entre las mismas, aunque algunos sectores presentan dificultades interpretativas y por el momento, la falta de dataciones absolutas impide ser más concluyentes. En todo caso, hay que destacar que no se han encontrado huellas morfológicas que atestigüen la existencia de glaciaciones previas.

Durante el Pleistoceno superior, buena parte del macizo estuvo cubierta bajo los hielos cuaternarios, salvando la excepción de las gargantas del Cares y el Duje, que delimitan el macizo por su parte O, N y NE, las sierras medias de la parte norte (Amuesa y Peña Maín), el fondo del valle de Valdeón en la zona SO, así como las principales crestas y cumbres cimeras. Las formas glaciares heredadas han permitido reconstruir una superficie total glaciada de algo más de 6.800 ha.

Se diferencian cinco fases morfogenéticas en el macizo central de los Picos de Europa. Las tres primeras, por correlación con las glaciaciones pirenaicas, estarían adscritas cronológicamente al Último Máximo Glaciar (U.M.G.):

- *Pleniglaciar Máximo* (menos de 90.000 años B.P.): representa la máxima extensión de los glaciares en el macizo, pero la mala conservación de sus huellas morfológicas parece denotar la escasa duración de esta fase de avance máximo.
- *Pleniglaciar estable* (entre 40.000-18.000 años B.P.): marcaría una fase de retroceso y posterior estabilización, de larga duración en el tiempo, y dentro de la cual se observa la existencia de pulsaciones menores. Tanto las formas de erosión como las de acumulación evidencian una fase morfogenética muy capaz, responsable de la elaboración de las principales formas del modelado del macizo. El análisis morfológico, así como la reconstrucción morfométrica y los cálculos paleoambientales derivados de

la misma (cálculo de la paleo línea de equilibrio glaciar o Paleo-M.E.L.A.), muestran un recrudecimiento climático caracterizado por unas temperaturas medias anuales 7ºC más bajas que las existentes en la actualidad. La altitud de la línea de equilibrio glaciar para el conjunto del macizo se ha calculado en torno a 1.600 m.s.n.m.

- *Fase de Retroceso Finiglaciar* (entre 20.000-15.000 años B.P.), esta representada por las morrenas internas de los principales complejos morrénicos frontales. Su presencia marca el último momento de equilibrio antes de la deglaciación generalizada de los valles hasta el pie de las principales crestas y circos. Dentro de esta fase se puede observar una notable diferencia entre la dinámica de las lenguas procedentes de la parte central, irregular y variable según los casos, debido a una mayor complejidad del área de alimentación (circos conectados, frecuentes difluencias, confluencias, etc.), y el comportamiento de las lenguas glaciares individualizadas, tanto de orientaciones norte como sur, donde la fase aparece morfológicamente bien representada, mostrando una dinámica más regular.

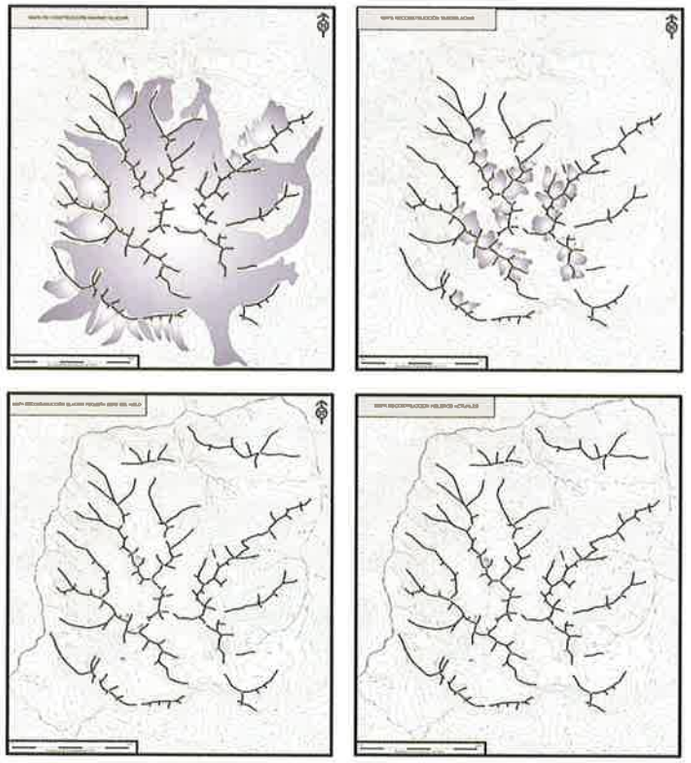


Figura 58. Reconstrucción de la evolución glaciar desde el Último máximo Glaciar hasta la actualidad.

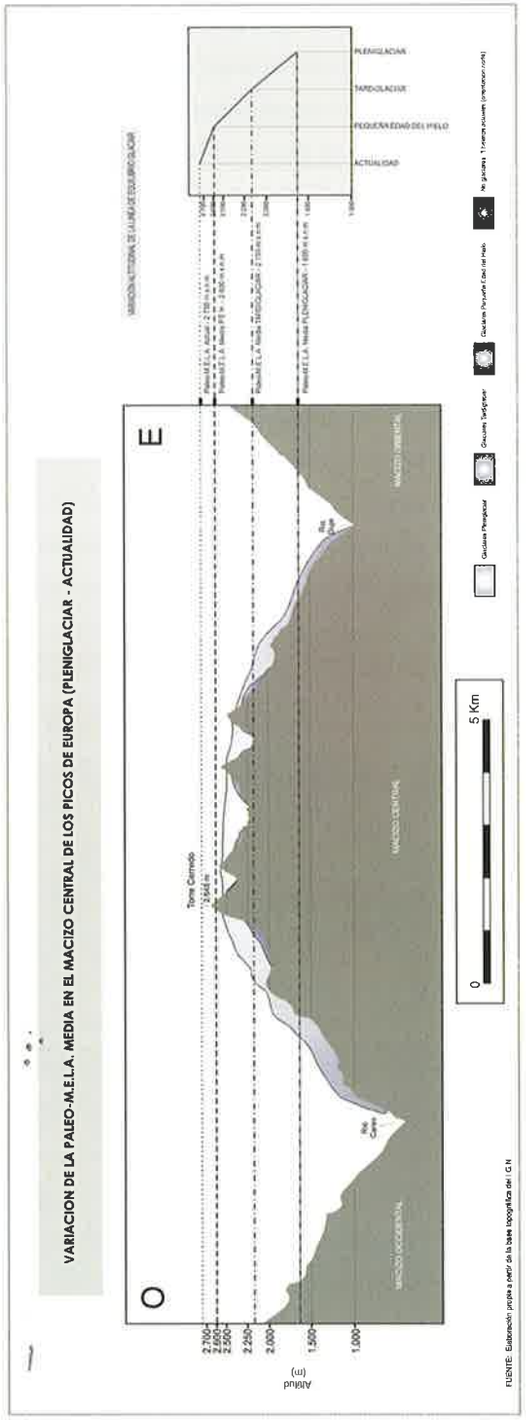


Figura 59. Reconstrucción de la variación de la Paleo-M.E.L.A. media del macizo Central de los Picos de Europa desde el Último Máximo Glaciar hasta la actualidad.

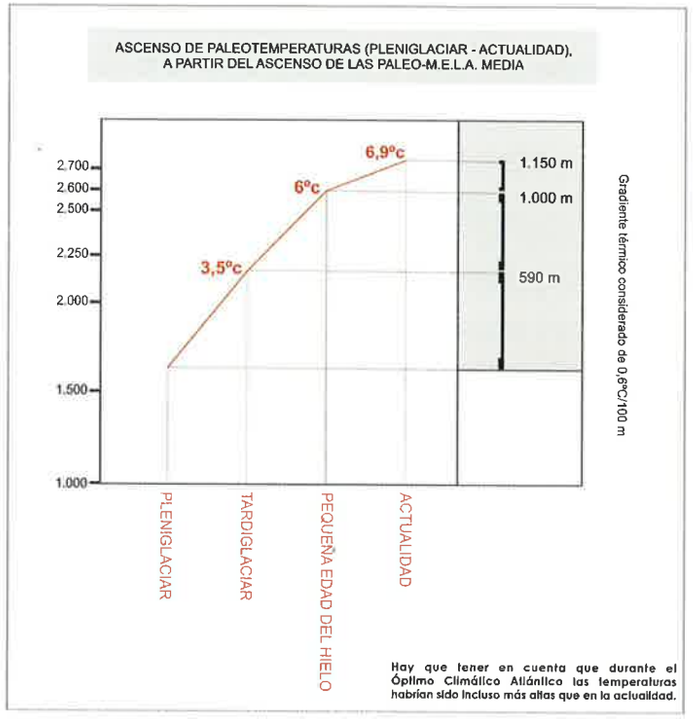


Figura 60. Gráfica del ascenso de paleotemperaturas desde el Último Máximo Glaciar hasta la actualidad, calculado a partir del ascenso de la paleo-M.E.L.A. media.

▪ *Fase Tardiglaciar o fase de avance glaciar menor* (entre 14.000 y 10.000 años B.P.): 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. 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 590 m, para situarse a 2.190 m.s.n.m., lo que implica un ascenso de las temperaturas medias con respecto al pleniglaciar de 3,5ºC.

▪ *Fase marginal y reciente asociada a la Pequeña Edad del Hielo* (s. XVI- finales del s. XIX): Por último, en tres de los circos glaciares más altos del macizo, hay huellas morfológicas atribuibles a un avance glaciar muy reciente, acaecido en época histórica y que relacionamos con el recrudecimiento climático asociado a la Pequeña Edad del

Hielo. A falta de dataciones absolutas, son las fuentes históricas las que han constatado la existencia de pequeños glaciares en estas localizaciones preferenciales, aún en contacto con sus frentes morrénicos a mediados 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 inferido un descenso de las temperaturas medias con respecto a la actualidad en torno a 1ºC. Por la escasa dimensión y duración en el tiempo de este fenómeno glaciar histórico, la consideramos una fase glaciar menor, 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 nivoperiglaciar.

En la actualidad no existen glaciares en el Macizo Central de los Picos de Europa. El proceso de deglaciación iniciado a finales del s. XIX supuso que, ya a principios del s. XX, buena parte de los glaciares se convirtieron en heleros o desaparecieron totalmente. En la actualidad se conservan pequeños lentejones de hielo (cuerpos de hielo estratificado relicto), cubiertos bajo 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, estamos ante un macizo de alta montaña deglaciado, situado por debajo del límite de glaciación, con la M.E.L.A. regional ya bastante por encima de las principales cumbres, en torno a los 2.700 - 2.750 m, constituyendo así un ambiente en el que dominan los procesos de tipo nivoperiglaciar.

CAPÍTULO V

LA MONTAÑA CONTINÚA FORMÁNDOSE: DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA ACTUAL

El inicio del proceso de deglaciación del macizo vendría acompañado de la activación de la secuencia paraglaciar, y con ello del inicio de unas condiciones morfogenéticas y morfodinámicas diferenciadas entre la alta montaña, aún glaciada y los fondos de los valles y laderas medias que comienzan a quedar libres del hielo. De forma paralela al proceso de deglaciación del macizo, se inició una secuencia morfogenética compleja y heterogénea. En función de las condiciones morfoclimáticas de cada banda altitudinal, y su evolución hasta la actualidad, se ha producido el desencadenamiento de una gran diversidad de procesos de remodelación, transporte y resedimentación de materiales de diverso origen, lo que ha ocasionado un retoque en detalle del modelado general derivado de la última glaciación.

Como respuesta a los cambios climáticos acaecidos, que en la montaña se tradujo en un ascenso progresivo de los pisos morfoclimáticos fríos, cada vez más relegados a las partes altas de la montaña, la cubierta vegetal experimentó un notable desarrollo y expansión. En este sentido, se puede decir que la secuencia morfogenética postglaciar del macizo fue acompañada de una sucesión del paisaje vegetal. La bonanza de las condiciones climáticas a lo largo del Holoceno favoreció la expansión de las masas forestales en la parte baja y media de la montaña, y la incursión de los taxones de medios fríos en la parte media y superior. El ascenso de los pisos morfoclimáticos fríos, hizo que los procesos asociados al hielo y la nieve fueran perdiendo progresivamente funcionalidad en los fondos de valle y laderas medias. Este hecho facilitó la colonización vegetal de los mismos, lo cual contribuyó a su vez a realimentar el proceso de estabilización de las laderas; una interacción geomorfología-cubierta vegetal que posteriormente se vería alterada, cada vez en mayor medida, como consecuencia de las intervenciones humanas sobre el medio montano.