

ALGUNAS REFLEXIONES SOBRE EL GLACIARISMO EN LAS MONTAÑAS ESPAÑOLAS

Eduardo Martínez de Pisón
Francisco Alonso Otero

Espainiako glaziarismoaren eta baldintzatzen duten faktoreen ikuspegiorokorra ematen da, adierazkorrak diren eredu zenbait bereziki nabarmenduz eta glaziare-bilakaerari buruzko proposamen orokorarekin amaituz.

Se realiza una visión general del glaciario español y de sus factores condicionantes, con especial atención a algunos ejemplos expresivos, concluyendo en una propuesta de evolución glacial de conjunto.

On a fait une vision générale du glaciario espagnol et ses facteurs conditionnantes, avec une speciale attention aux quelques exemples expressives, en concluant avec une proposition globale de l'Evolution glaciaire.

INTRODUCCION

Al cabo de dos decenios de investigaciones sobre la morfología glacial en España, nos ha parecido aconsejable hacer una reconsideración, general y sintética, de los puntos de partida desde los cuales iniciamos estos trabajos y reflexionar, aunque sea brevemente, sobre los datos obtenidos (1). Por un lado, deseamos resaltar el papel de los condicionantes geográficos -morfoestructuras, relieve precedente, clima, etc-; por otra parte, estimamos interesante destacar algunos ejemplos significativos, así como hacer una estimación final de las magnitudes del glaciario español y sus posibles fases.

I.- FACTORES CONDICIONANTES DEL GLACIARISMO

Es frecuente que el modelado glacial en España se localice por encima de los 1.800-2.000 m. de altitud. Los frentes de las lenguas de los aparatos más desarrollados descienden habitualmente a altitudes próximas a los 1.000 m. Existen, no obstante, casos excepcionales en los que las cotas superiores de las formas y las inferiores de los depósitos pueden situarse algo más bajas.

Las formas glaciares se adaptan visiblemente a las morfoestructuras que arman los relieves montañosos. Las cordilleras alpinas (Cordillera Bética y Cordillera Pirenaica) se caracterizan por sus grandes volúmenes, en los que se alcanzan las mayores elevaciones (Mulhacén, 3.481 m.; Aneto, 3.404 m.). Como consecuencia, en ellas se emplazaron en el Pleistoceno agrupaciones de aparatos glaciares, que han ocupado áreas de extensión muy diversa en los ámbitos intramontañosos. Las lenguas pirenaicas, más favorecidas climáticamente, llegaron a superar los 30 km. de longitud (Valle de Benasque, Valle de Tena).

Las montañas con estructuras antiguas de cordillera, fracturadas durante el plegamiento alpino (Macizo Asturiano, en los sectores central y occidental de las montañas cantábricas) también alcanzan notables desniveles, algo inferiores a los de las cordilleras alpinas, con cumbres sensiblemente más bajas, ya que pocas superan los 2.500 m. (Torre Cerredo, Peña Prieta, etc.). No obstante, la proximidad al mar Cantábrico -a 30 km. en las zonas más orientales y a 100 km. en las más occidentales- ha permitido la creación de un modelado glacial de aparatos bien alimentados, en ocasiones particularmente asociados al modelado kárstico, como en Picos de Europa y en el macizo de Saliencia, si bien en los Picos a través del dominio de una formidable fracturación y, en Saliencia, siguiendo fielmente la estructura plegada hercínica.

(1) Durante esos años los autores de este artículo hemos trabajado en conexión con otros investigadores que, aunque no intervienen en la redacción de este texto concreto, tienen ideas sobre glaciario español afines a las aquí expuestas, como puede comprobarse en sus estudios, que se citan en la Bibliografía. Por ello, queremos dejar constancia expresa de la deuda que este trabajo tiene con su constante colaboración.

Las montañas de zócalo están en buena parte caracterizadas por la presencia de cumbres aplanadas a cotas muy variables, pues oscilan entre los 1.500 y más de 2.000 m. de altitud. Los sectores culminantes están limitados por graderías de fallas, que enlazan con fosas tectónicas y bloques de piedemonte. Sobre las cumbres aplanadas se asentaron en el Pleistoceno domos y casquetes de hielo que, sólo en contados casos, es comprobable que han emitido lenguas glaciares que se aproximan o superan los 10 km. de longitud. Es el glaciario de los montes zamorano-leoneses y de la portuguesa Sierra de la Estrella. El caso de los macizos galaico-portugueses, de altitud inferior y a unos 70 km. de la costa atlántica, es más problemático y menos manifiesto.

En el interior peninsular, las formas glaciares del Sistema Central, que también se adaptan a morfoestructuras de zócalo fallado, presentan modalidades peculiares. En la Sierra de Gredos se relacionan con una mayor altitud del macizo -por encima de los 2.500 m.- y con condiciones climáticas relativamente favorables, lo que da lugar a un modelado alpino con circos y artesas. Más hacia el Este se dispersan las formas glaciares y quedan reducidas a circos.

En las montañas de cobertera deformada el modelado glaciar se acopla a morfoestructuras relativamente sencillas, derivadas de los relieves plegados (como en el pico Tres Mares, en las montañas de Reinosa) o de relieves en estructura monoclinas (macizo de Castro Valnera, sierras de Neila, Urbión y Cebollera). Son relieves moderadamente elevados, que oscilan aproximadamente entre 1.700 y 2.250 m., con formas glaciares acopladas a las morfoestructuras y orientaciones favorables, de desarrollo desigual según la situación del macizo.

Las directrices y dibujos de las formas glaciares aparecen asociadas a las pautas morfoestructurales en todos los casos y, con frecuencia, están vigorosamente condicionados por ellas, especialmente por la fracturación, que, aunque dirige el modelado a diversas escalas y con distintas intensidades y modalidades, siempre interviene en la definición de estos relieves.

Es observable que el flujo de los hielos pleistocenos se adaptó con frecuencia a formas previas de incisión fluvial, remodelándolas en artesas. Estas alcanzan sus mayores dimensiones en los valles pirenaicos, aunque no son menos expresivas otras, como la del alto valle del Carrión en las montañas cantábricas, la del alto valle del Tera en la montaña de Sanabria o las de las gargantas de Gredos.

Entre los factores climáticos son especialmente destacables los efectos combinados, lógicamente, de altitud, latitud, precipitaciones, grado de oceaneidad, vientos dominantes, orientación y efecto de la sombra local. Obviamente, la altitud condiciona la alimentación y el balance glaciar, pero está mediatizada por los restantes factores y ello ocasiona en las montañas españolas conocidos contrastes, como los existentes entre Sierra Nevada y Castro Valnera: en torno a las cumbres de Castro Valnera, entre los 1.500-1.700 m. de altitud y muy próximas al mar Cantábrico, se han desarrollado lenguas glaciares cuyos frentes llegan a alcanzar los 600 m., mientras que en Sierra Nevada, que culmina por encima de los 3.400 m., sus huellas glaciares muestran que los hielos no descendieron por debajo de los 1.800 m.

Por otra parte, el grado de oceaneidad introduce importantes diferencias entre los sectores atlánticos y los interiores de las montañas peninsulares, como es observable en el Sistema Central: es expresivo el contraste entre la Sierra de la Estrella, cuyo nivel de cumbres no sobrepasa los 2.000 m. (a unos 100 km. de la costa occidental) y desde el que, sin embargo, se ha emitido una lengua de 13 km. de longitud, que descendía hasta los 700 m., con formas

muy netas, y la Sierra de Guadarrama, donde, en el macizo de Peñalara, cuyas cumbres rebasan los 2.400 m., se alojaron sólo pequeños circos glaciares con lenguas chatas, de poco más de 1 km. de longitud, cuyos frentes se sitúan en torno a los 1.750 m.

En las montañas septentrionales es observable el intenso contraste existente en el glaciario entre las fachadas atlántica e interior. Pero, igualmente, la continentalidad se deja sentir con el progresivo alejamiento de los macizos respecto al mar: así, es expresivo el contraste entre Picos de Europa, aún próximos a la costa, y el cercano Mampodre, al sur de la divisoria de aguas, con glaciario restringido a altas cotas y caracterizado por una marcada disposición local a sotavento, como es frecuente en los macizos del interior.

La sobrealimentación nival de las montañas más próximas al océano es, en cambio, manifiesta en Castro Valnera, cuyo escarpado frente Noroeste, en posición muy cercana al litoral, interceptó las masas de aire húmedo del Atlántico, de forma excepcionalmente favorable al desarrollo glaciario. De modo diferente, los vientos del NW, W y SW ocasionaron una sobrealimentación a sotavento en las montañas con mayor grado de continentalidad, provocando una distribución disimétrica de las formas glaciares, con un predominio de las mismas en los arcos orientales de los macizos (Mampodre, Teleno, Serrota, Peñalara, Urbión, Moncayo...).

Aunque existen frecuentemente lógicos contrastes en las exposiciones de umbría y solana, no son sólo estos factores los que influyen en una distribución diferenciada de las formas glaciares al Norte y Sur de los macizos. Como acabamos de ver, hay otros condicionantes. Pero además, como ocurre en el caso de Gredos, la disposición basculada del horst de la Sierra ocasiona un flanco Norte elevado y extenso, frente a una vertiente Sur abrupta y fuertemente desnivelada, que favorece la disimetría glaciaria en esas orientaciones. En Picos de Europa, sus morfoestructuras en frente cabalgante hacia el Sur y dorsos en escamas hacia el Norte, dan lugar igualmente a una disimetría glaciaria muy acusada.

La insolación local también condiciona que una buena parte de los circos glaciares estén abiertos hacia el NE, al ocasionar esta disposición una escasa incidencia de los rayos solares en el interior del cuenco. Además, bajo las cumbres más realzadas se producen sombras puntuales que pueden proteger los nevés de los circos adosados a dichas cimas, como sucede hoy en algunos picos pirenaicos (Perdiguero, Monte Perdido, etc.).

En resumen, el glaciario de las montañas españolas está muy condicionado por los efectos locales del relieve, de la disposición orográfica y de su localización, que perturban la aplicación de un concepto tan generalizador como el de "límite de nieves permanentes", que puede considerarse como una cuestión subordinada, si no irrelevante.

II.- ALGUNOS EJEMPLOS EXPRESIVOS

1.- *Picos de Europa.* El modelado glaciario en el destacado macizo de los Picos de Europa (Torre Cerredo, 2.648 m.) es bastante nítido, con la presencia de circos, en parte sobreexcavados a partir de antiguas dolinas, así como de artesas generadas por lenguas cuyos frentes, en la vertiente Norte, alcanzaron cotas bastante bajas (Bulnes, 650 m.), aunque no tuvieron gran longitud, debido a los fuertes desniveles -la artesa más larga, en el macizo de Andara, llega a medir 9 km.-. Tras la retirada de los hielos se reactivaron los procesos de karstificación de modo generalizado, tanto en umbrales como en cubetas.

Los depósitos morrénicos mejor conservados se relacionan con un máximo avance, que podemos denominar pleniglaciario pleistoceno, como sucede en la artesa del valle del Deva, donde se observa un complejo morrénico a 900 m., con un arco más externo y desdibujado que correspondería a un momento de extensión máxima, un segundo arco de una fase inter-

media y un conjunto de tres arcos de una fase interna, con diversos momentos de estabilización dentro ya de un proceso general de retirada. Aguas arriba, no aparecen cierres morrénicos bien definidos y sólo se observan depósitos discontinuos en torno a los "jous", próximos a los circos. Todo ello indica que existió un retroceso brusco, cobijándose los hielos en los circos en una fase finiglaciár. No se ha observado un reavance tardiglaciár y sólo se constata la presencia reciente y actual de pequeños heleros y neveros al abrigo de las cumbres más elevadas (Torre Cerredo, Peña Vieja). En tiempos históricos sólo son visibles morrenas de nevero débilmente funcionales (Torre Cerredo, Traslambrión). Este esquema se repite en los restantes valles, especialmente en la vertiente septentrional, por la disimetría morfoestructural ya mencionada, aunque quizá con peor conservación de los frentes morrénicos.

En términos generales, J.C. Castañón (1989) señala para la Cordillera Cantábrica la existencia de una fase de máximo avance pleistoceno, con fluctuaciones yuxtapuestas, un estadio interno de disyunción -más característico de la vertiente meridional-, un estadio residual de circos y morrenas recientes de nevero.

2.. *Sanabria*.- Sobre las elevadas plataformas de Sanabria, entre los 1.700 y 2.000 m. de altitud se instaló en el Pleistoceno reciente un icefeld que las remodeló, dando lugar a la presencia actual en ellas de una inequívoca morfología glaciár, con abundante lagunas y pequeñas cubetas, Desde los bordes de dichas plataformas se derramaron los hielos hacia el fondo de los valles preglaciares, modelando artesas muy netas en todas las direcciones: entre ellas sobresale la del valle del Tera, en la vertiente oriental, con una lengua de 18 km. realimentada en su sector más bajo por las de los valles de Cárdena y Segundera, lo que ha favorecido la sobreexcavación de la cubeta que hoy ocupa la laguna de Sanabria, cerrada por un conjunto de 11 arcos morrénicos y algún elemento menor (a unos 1.000 m. de altitud). El más externo de estos arcos corresponde a la fase máxima del pleniglaciár, un segundo arco a una fase intermedia estable y los restantes a un estadio pulsador interno, en un proceso ya de regresión. Aguas arriba se puede observar un episodio de disyunción, Finalmente los hielos se acantonaron en los circos bajo las cumbres más elevadas (Peña Trevinca, Moncalvillo), depositando pequeños arcos locales, y se extinguieron a finales de esta glaciación pleistocena.

En sectores próximos -Montes Aquilianos, Sierra de Teleno- se identifican frentes de artesas con morrenas de una fase máxima a 1.300-1.400 m., un episodio estable interno y arcos finales retranqueados a los circos..

3.- *Peñalara, Gredos y La Serrota*.- En la vertiente oriental del macizo de Peñalara y a favor de un peldaño morfotectónico a 2.000-2.200 m., se labró un conjunto de circos glaciares con lenguas muy cortas, que superan escasamente 1 km. de longitud. Sus morrenas frontales (a unos 1.750 m. de altitud) muestran también un máximo avance de los hielos en el Pleistoceno reciente, con la formación de un doble arco externo pleniglaciár; tras éste se encuentra un arco intermedio más voluminoso que indica una fase estable; se observa también un episodio posterior de retroceso, con disyunción de lenguas; por último, se formó un arco de helero residual bajo los escarpes culminantes, Probablemente en el Tardiglaciár, procesos periglaciares dieron lugar a coladas de bloques localizadas en traseras de circos.

En La Serrota (2.294 m.), en el circo SE de Las Cerradillas se repite una sucesión similar en una extensión también equivalente: un avance máximo, un arco estable y un arco interno de retroceso. En el frente glaciár pleistoceno de la Garganta de Gredos, a 1.400 m. de altitud, se distinguen hasta 7 cordones morrénicos yuxtapuestos, que pueden interpretarse sucesivamente como un máximo, una fase interna estable y varios episodios de fluctuaciones ya dentro de un retroceso; en artesas próximas es visible también una fase de disyunción, a mayor altitud.

4.- *Sierra Nevada*- A favor de los valles que muerden las vertientes de la montaña se labraron diversos circos y artesas glaciares, restringidos a las zonas más elevadas, cuyos aparatos mayores se localizan hacia el NW (Dílar, Monachil y Genil). Sin embargo, los testimonios morrénicos en esta vertiente son parcialmente discontinuos, mientras que se han conservado mejor en las laderas orientadas al S y SW, con lenguas que no superan los 4 km., salvo en el valle de Lanjarón, donde alcanza los 8 km., y a cotas que comúnmente no descienden por debajo de los 2.000 m., aunque también en el caso de Lanjarón llega a los 1.800 m. A. Gómez Ortiz (1991) ha distinguido una serie de fases pleistocenas que se inician en un posible "pre-máximo" y que marcan con nitidez la existencia de un máximo empuje pleniglaciario y episodios de retroceso. Durante el Tardiglaciario constata la presencia de glaciares rocosos que se alojan en los alvéolos más elevados de los circos. L. García Sáinz (1947) indica, además, la presencia de un pequeño helero que se mantuvo hasta comienzos de nuestro siglo, alojado en la vertiente NE y a la sombra de una de las cumbres más elevadas: el Corral del Veleta.

5.- *Valle de Benasque*.- En todo el alto Pirineo español se observan testimonios claros de una glaciación pleistocena reciente. En el área central, donde sus huellas están más marcadas, los frentes descienden hasta los 800 m. de altitud y sus lenguas, en algún caso, rebasan los 35 km. de longitud. Algunos autores indican la posibilidad de existencia de una fase anterior menos evidente, poco definida aún, a partir de testimonios no siempre directos y todavía en proceso de análisis. Realmente, ya L. Mallada observó depósitos de posible aspecto morrénico en el área del Esera que, por su situación, podrían atribuirse a una hipotética fase glaciaria anterior a la rotundamente marcada en el valle de Benasque. Sin embargo, los postulados poliglaciarios tradicionales no se refieren a estos casos, sino a un intento de periodización de lo que hoy se considera como fases de un pleniglaciario del Pleistoceno reciente y de sus retrocesos. Aquellas observaciones sobre una posible glaciación aún más antigua se han llevado a cabo, por ejemplo en los valles del Gállego y Noguera Ribagorzana y, más lateralmente, en el del Aragón.

Escogemos en el ámbito pirenaico el Valle de Benasque como ejemplo expresivo por tres razones fundamentales: en primer lugar, por arrancar del macizo más elevado del Pirineo (Aneto, 3.404 m.); en segundo lugar, por mostrar una amplia gama de episodios glaciares hasta la actualidad; por último, por haberlo investigado directamente.

Se pueden reconocer en el Valle varios sectores bien definidos: área de circos, área de artesas afluentes, lengua axial del Esera y sector frontal de la misma; también existe un glaciario marginal en las zonas más meridionales, así como sectores no glaciados.

Se observan en el Valle largas morrenas laterales del Pleistoceno reciente, pertenecientes a tres fases de una misma glaciación. Estos cordones están colgados en las laderas, indicando un espesor de unos 500 m. en el área central de la lengua. Tras 36 km. de recorrido, dicho aparato situaba su frente a 900 m. de altitud. Estas fases del pleniglaciario indican una etapa de máximo, otra estable intermedia y otra interna. Sigue a éstas un episodio de disyunción, tras un marcado retroceso (¿22.000 BP?), con los frentes de las lenguas situados en los distintos valles afluentes del Esera. Posteriormente se observa una etapa finiglaciaria, con los hielos ya cobijados en los circos, emitiendo, en los casos más favorables, lenguas cortas que no descendían de los 2.000 m.

Más recientemente tuvo lugar, al menos, un episodio tardiglaciario (¿12.000-11.000 BP?), tanto con glaciares blancos como con glaciares rocosos. Tras el Tardiglaciario el retroceso es definitivo, salvo en los macizos más elevados, en los que se observa un corto reavance de muy breve duración, con dos pulsaciones en tiempos históricos: la Pequeña Edad del Hielo. En la actualidad la tendencia general de los glaciares que aún existen es al retraimiento: salvo al NE del macizo del Aneto, sólo quedan manchas de hielo de tipo residual.

Más al Oeste, en el Valle de Tena, E. Serrano (1991) distingue una fase pre-máximo, un pleniglaciario con tres episodios, una fase finiglaciario con tres etapas, dos pulsaciones tardiglaciarias y la Pequeña Edad del Hielo. Sería de gran interés esclarecer la periodización de los complejos morrénicos terminales de dos lugares claves en el Pirineo español, el valle del Aragón y el de Querol, por su proliferación en arcos y sus enlaces con terrazas. De cualquier modo, provisionalmente, ambas secuencias de arcos indican, en nuestra opinión, diversas fases frontales de una sola glaciación del Pleistoceno reciente, en líneas generales coincidentes con las que hemos venido señalando.

6.- *Casos excepcionales*- Algunos macizos de no muy elevada altitud presentan anomalías en su modelado glaciar respecto a la tónica de las restantes montañas peninsulares. Es el caso de Castro Valnera, ya mencionado, a escasa distancia de la costa cantábrica y con cumbres sólo entre los 1.500 y 1.700 m. de altitud. Sin embargo, las vertientes N y NE han sido modeladas por los hielos pleistocenos, dando lugar a la artesa glaciar del valle del Miera, de 4 km. de longitud, cuyo frente desciende hacia los 600 m. de altitud, o a un glaciar de piedemonte hacia el valle del Gándara, con dos arcos morrénicos bien marcados de una única glaciación, a similar cota. Como ya hemos indicado, este glaciario de montaña media se debe al especial efecto de pantalla orográfica que ejerce el macizo respecto a los vientos oceánicos del Oeste, sin otros relieves interpuestos, por su avanzada posición hacia un sector del litoral que se interna en el Océano.

También se ha citado un posible glaciario de baja altitud en otros lugares de las montañas cantábricas, como en la Sierra de Aralar (1.427 m.) y en Peña Gorbea (1.475 m.). Sin embargo, sus huellas no siempre son claras y, probablemente, son asimilables a fenómenos nivo-periglaciarios y kársticos.

En la montaña galaico-portuguesa de Jurés-Gerês se ha argumentado la existencia de glaciarios pleistocenos que, desde las zonas culminantes, a unos 1.500-1.550 m. de altitud, originarían lenguas que descenderían a cotas muy bajas, incluso hasta los 450 m., pero cuyas formas no son en absoluto claras, en contraste con lo que es común en el resto de la Península Ibérica. En torno a los 1.000-1.200 m. se localizan arcos morrénicos cercanos a las cumbres más elevadas que, en cambio, son fidedignos de una actividad glaciar, aunque posteriormente han sido remodelados por procesos periglaciarios, de vertiente y torrenciales. Aunque diversos autores han abogado a favor de una glaciación extensa de baja altitud en estas montañas, los datos y argumentos aducidos hasta el momento no son aún convincentes.

III.- LA EVOLUCION DEL GLACIARISMO

Como consecuencia de lo hasta ahora expuesto, se puede extraer una secuencia evolutiva a la que se acoplan la mayor parte de las montañas glaciadas de la península Ibérica:

1.- *Macizos con evolución glaciar sencilla*.- Hay abundantes macizos en los que no se aprecia más que una glaciación principal del Pleistoceno reciente (pleniglaciario würmense, en la terminología tradicional), representada por uno o dos cierres frontales morrénicos bien desarrollados; se observa también en algunos casos episodios menores de retroceso y un acantonamiento de los hielos en los circos, con la presencia de pequeños arcos de cierre. Es lo que sucede en algunas de las montañas cantábricas, zamorano-leonesas y de los Sistemas Central e Ibérico.

2.- *Macizos con evolución glaciar compleja*.- En otros lugares la evolución glaciar se caracteriza por un mayor número de fases y por la presencia de subfases a veces con proliferación de arcos, tanto durante el pleniglaciario como en los sucesivos estadios de "parada" en el

retroceso y de reavance. Es lo observable en Sierra Nevada, en buena parte de las montañas cantábricas, de los valles pirenaicos y en el valle de Sanabria. Algunos autores han venido atribuyendo los arcos externos a glaciares prewürmenses como, por ejemplo, en el valle del Querol en Puigcerdá, en el valle del Aragón en Castiello de Jaca o en el valle de Sanabria, aunque, como ya se ha indicado, nuestras observaciones nos llevan a pensar que todo el conjunto pertenece a la última glaciación pleistocena. Como ya se ha dicho, recientes investigadores han señalado también en algunos puntos del Pirineo y Sierra Nevada la posibilidad de una glaciación previa a lo que se ha venido llamando Pleniglaciación.

Los testimonios que habitualmente se encuentran indican la existencia de un pleniglaciación con tres fases y una etapa de retroceso finipleniglaciación, con varios estadios. Así, por ejemplo, en Sanabria, en Benasque y en Picos de Europa se observan de un modo homologable tres fases del Pleniglaciación (máximo, estable e interna). En los dos primeros macizos hay también dos fases de retroceso (disyunción y circos). Sin embargo, en los altos conjuntos pirenaicos ha existido una mayor perduración del hielo, con episodios posteriores, finiglaciares, tardiglaciares y de la Pequeña Edad del Hielo. En Sierra Nevada, aunque se han establecido los episodios como un máximo externo y cuatro de retroceso internos, podrían quizá reagruparse también estas fases, en función de sus respectivas distancias, en estadios similares a los que se acaban de mencionar (tres fases de la máxima extensión y dos de retracción). Además, aquí, por su altitud, también aparece una fase tardiglaciación y una presencia testimonial de la Pequeña Edad del Hielo.

EVOLUCION GLACIAR SEGUN FASES Y TIPOS DE MACIZOS
EN LAS MONTAÑAS ESPAÑOLAS.

MACIZOS	Macizos de Evolución Simple	Macizos de Evolución Compleja	Fases Comunes
FASES			
Pequeña Edad del Hielo	—	*	
Tardiglaciación	—	*	
Finiglaciación (Circos)	**	**	**
Disyunción	*	**	*
Pleniglaciación interno	—	**	
Pleniglaciación estable	**	**	**
Pleniglaciación máximo	**	**	**
Pre-Pleniglaciación	—	o	

Comun: **
Ocasional*

Excepcional: o
Ausente:-

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, F. (1982): «Observaciones sobre la morfología glaciar de la Sierra del Teleno». *Anales de Geografía de la Univ. Complutense*, 2, pp. 85-98.
- ALONSO, F.; ARENILLAS, M. y SAENZ, C., (1981): «La morfología glaciar en las montañas de Castilla la Vieja y León», en *El espacio geográfico de Castilla la Vieja y León*, I Congreso de Geografía de Castilla la Vieja y León, pp. 23-43.
- ARENILLAS, M.; MARTINEZ DE PISON, F. (1976): «La morfología glaciar de La Serrota». *Bol. R. Soc. Geogr.*, CXII, pp. 21-36.
- ARENILLAS, M.; MARTINEZ DE PISON, F. (1977): «Las gargantas meridionales del Alto Gredos». *V Coloquio de Geografía*, Granada, pp. 29-33.
- ARENILLAS, M.; ALONSO, F. (1981): «La morfología glaciar del Mapodre». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 79, pp. 53-62.
- BULLON, T. (1988): «*El sector occidental de la Sierra de Guadarrama*», Madrid, Consejería de Política Territorial, 283 pgs.
- CASTAÑÓN, J.C. (1989): «*Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del Macizo Asturiano*». Tesis Doctoral, 2 vol., 787 fols. (inédita).
- CASTAÑÓN, J.C.; FROCHOSO, M. (1990): «La glaciación würmiense en las montañas cantábricas», en *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*, Vitoria, pp. 1-32.
- FROCHOSO, M. (1980): «El macizo central de los Picos de Europa y sus glaciares». *ERIA*, 1, pp. 67-87.
- FROCHOSO, M. (1990): «*Geomorfología del Valle del Nansa*». Univ. Cantabria, 286 pgs.
- FROCHOS, M.; CASTAÑÓN, J.C. (1986): «La evolución morfológica del alto valle del Duje durante el Cuaternario». *ERIA*, 11, pp. 193, 209.
- GARCIA SAINZ, L. (1947): «*El clima de la España cuaternaria y los factores de su formación*». Valencia, Imp. Diana, 179 pgs.
- GOMEZ ORTIZ, A.; SALVADOR, F. (1991): «Factores determinantes y relieves asociados a la dinámica glaciar en la fachada mediterránea de Sierra Nevada». *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*, 30, pp. 87-108.
- LATASA, I; UGARTE, F.M. (1990): «Las formaciones coluviales de litología caliza en el piedemonte N. de la Sierra de Aizkorri». *Lurralde*, 13, pp. 149-156.
- MARTINEZ DE PISON, E. (1989): «Morfología glaciar del valle de Benasque (Pirineo Aragonés)». *ERIA*, 18, pp. 51-64.
- MARTINEZ DE PISON, E.; ANTON, J. (1981): «Repertorio bibliográfico sobre la morfología glaciar de la Península Ibérica». *Cuadernos de Invest. Geogr.*, VII, 1-2, pp. 3-49.
- MARTINEZ DE PISON, E.; ARENILLAS, M. (1977): «La morfología glaciar del Moncayo». *Tecniterrae*, 18, pp. 28-34.
- MARTINEZ DE PISON, E.; ARENILLAS, M. (1981): «Algunos problemas de morfología glaciar en la España Atlántica». *Homenatge a L. Solé. Acta Geol. Hispánica*, pp. 445-450.
- MARTINEZ DE PISON, E.; ARENILLAS, M. (1984): «Nuevos problemas de morfología glaciar en la España Atlántica». *Estudios Geográficos*, 175, pp. 159-174.
- MARTINEZ DE PISON, E.; ARENILLAS, M. (1988): «Los glaciares actuales del Pirineo español». En *La Nieve del Pirineo Español*, Madrid, MOPU, pp. 29-98.
- MARTINEZ DE PISON, E.; LOPEZ, J. (1986): «Las fluctuaciones glaciares pleistocenas en Guadarrama y Gredos», en *Libro-guía sobre la excursión del simposio sobre fluctuaciones climáticas durante el Cuaternario en las regiones del Mediterráneo occidental*, Madrid, 127 pgs.
- MARTINEZ DE PISON, E.; MUÑOZ, J. (1973): «*Observaciones sobre la morfología del alto Gredos*». Madrid, Inst. J; Sebast. Elcano, 103. pgs.
- MUNOZ, J. (1980): «Morfología estructural y glaciario en la Cordillera Cantábrica. El relieve del Sinclinal de Salencia». *ERIA*, 1, pp. 35-65.
- SANZ HERRAIZ, C. (1988): «*El relieve del Guadarrama oriental*». Madrid, Consejería de Política Territorial, 547 pgs.
- SEMINARIO DE GEOGRAFIA FISICA DE LA U.A.M. (1989): «Observaciones sobre la morfología glaciar de Sanabria». XI *Congreso Nacional de Geografía*, Madrid, pp. 156-165.

- SERRANO, E. (1989): «Las aportaciones más recientes sobre las glaciaciones cuaternarias de los Pirineos». *ERIA*, 18, pp. 74-77.
- SERRANO, E. (1991): «Glacial evolution of the Upper Gallego valley». *Pirineos*, 138, pp. 83-104.
- SERRAT, D. (1980): «Estudio geomorfológico del Pirineo Oriental». *Notes de Geografia Física*, 2, pp. 39-55.
- SUAREZ, F. (1987): «Morfología glaciar de los Montes Aquilianos». *ERIA*, 13, pp. 149-155.
- UGARTE, F.M. (1985): «*Recherches géomorphologiques dans le karst de la Sierra de Aralar*». Thèse 3ème Cycle. Institut de Géographie. Univ. d'Aix-Marseille II, 2 vol., 422 pgs.
- VIDAL, M.; SANCHEZ, I. (1990): «Análisis e interpretación de algunas cuestiones que plantea el complejo de morrenas y terrazas del río Aragón». *Cuatern. y Geomorf.*, 4, pp. 107-118.
- VIDAL, J.R., et al. (1990): «Los tills de la Serra de Geres-Xures y la glaciación pleistocena». *Cuatern. y Geomorf.*, 4, pp. 13-25.
- VILAPLANA, J.M. (1983): «Quaternary glacial geology of Alta Ribagorzana Basin (Central Southern Pyrenees)». *Acta Geológica Hispánica*, 18, 3-4, pp. 217. 233.