

## **EL PERIGLACIARISMO DE LA SIERRA DE CEBOLLERA (SORIA y LA RIOJA)\***

E. SANZ PEREZ (1) & F. PELLICER CORELLANO (2)

(1) Departamento de Ingeniería y Morfología del Terreno. E.T. S. I. de Caminos,  
Canales y Puertos de Madrid / Centro de Estudios Sorianos (C.S.I.C.).

(2) Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza.

**Resumen.** Se describen de forma sistemática las formas periglaciales inéditas de la Sierra de Cebollera (sector noroccidental de la Cordillera Ibérica) haciendo referencia a los factores de su distribución espacial y cronología relativa, así como a los procesos genéticos y condiciones ambientales de su formación. Se pone de manifiesto la variedad y extensión del modelado periglacial en montañas con glaciario embrionario, así como la importancia de la variable litomorfológica como factor de distribución y diversidad de las formas y procesos morfogenéticos.

**Palabras clave:** Geomorfología periglacial. Sierra Cebollera. Cordillera Ibérica.

**Abstract.** The Cebollera Mountains (Northwest sector of the Iberic Chain) periglacial forms are described in an orderly way, with special reference to space distribution and relative chronology, as well as to the genetic processes and environmental conditions during their development. The variety and extension of the periglacial geomorphology in mountains with importance of the litomorphologic variable as a factor of distribution and differentiation of the morphogenetic forms and processes.

**Key words:** Periglacial geomorphology. Cebollera Mountains. Iberian Chain.

### **1. Introducción**

La Sierra de Cebollera se encuentra situada al Norte de la provincia de Soria y al Sur de La Rioja. Este macizo montañoso pertenece a la orla norteña de las Distercias, dentro del Sistema Orográfico Ibérico (Sáenz García, 1951).

La Sierra de Cebollera, como la de Urbión y Neila, hacen de divisoria de aguas entre las cuencas del Duero y del Ebro. Hacia el Ebro bajan los ríos Iregua y Lumbreras. Hacia el Duero el Revinuesa, Razón y Tera. Toda la zona estudiada está por encima de los 1.000 m., e incluye total o parcialmente las hojas topográficas nº 279, 280, 317 y 318.

---

\* Este artículo fue publicado en *Cuaternario y Geomorfología*, 7 (1993). Al detectarse diversos errores, los Editores han considerado oportuno su inclusión de nuevo en el presente número.

La Cebollera se alarga en la dirección Este-Oeste en una longitud de unos 25-30 Kms, entre las sierras de Urbión y Montes Claros (o Sierra de Alba). Esta orientación general presenta suaves variaciones y hasta contrafuertes perpendiculares, a veces de corta distancia, que bajan rápidamente hacia el Ebro o hacia las tierras de Soria. Las cimas sobrepasan los 1.900 m de forma continuada a lo largo de quince kilómetros. El pico de la Mesa, con 2.164 m, es la elevación máxima.

Al contrario de lo que ha acontecido en las vecinas sierras de Urbión, Demanda, Moncayo y Neila, el conocimiento de huellas glaciares en Cebollera no se ha puesto de manifiesto hasta hace relativamente poco tiempo. Sáenz Ridruejo *et al.* (1979) fueron quienes las detectaron y estudiaron inicialmente. Después, han seguido los trabajos de Barbazán *et al.* (1980), Astier & Latorre (1980), Sanz Pérez (1986) y, finalmente, la tesis de licenciatura de Ortigosa (1985 y 1986), quien describe con detalle el modelado glaciar.

El objetivo de este trabajo es describir de forma sistemática las distintas formas periglaciares existentes, contribuyendo al conocimiento que de dicho modelado se tiene en los macizos distércicos, en cuyo contexto general hay que incluir, y que han sido estudiados por Antón Burgos (1985) y Arnáez Vadillo (1985 y 1987) en la Demanda, y por Pellicer Corellano (1980) en el Moncayo.

## 2. Geología de la zona de estudio

Prácticamente, toda la Cebollera está constituida por la potente facies wealdica de Cameros, en la que están representados los grupos Tera, Oncala y Urbión, siendo los predominantes éstos dos últimos.

El grupo Oncala, de unos 2.000 m. de espesor, se extiende en la mayor parte de las laderas y está formado fundamentalmente por areniscas arcósicas competentes, con esporádicos niveles intercalados pelíticos. Estos bancos suelen tener un espesor de 0,30-0,60 m (I.G.M.E., 1982, 1988). El grupo Urbión tiene unos 1.000 m de espesor y a él pertenece un nivel duro de conglomerados cuarcíticos, masivo, de unos 80 a 200 m de espesor. Es una capa muy característica pues forma parte de las cornisas y resaltes rocosos cimeros donde se instalan los circos glaciares de Cebollera, La Gamella, Castillo de Vinuesa, laguna Negra de Urbión, glaciares de Urbión y Neila, etc. Por encima, en las partes altas de la Sierra, pueden aparecer niveles de areniscas de espesor variable con intercalaciones pelíticas de escasa potencia.

El rasgo tectónico fundamental es la inclinación suave y generalizada de la serie estratigráfica hacia el sur, localmente interrumpida por algunas fracturas escalonadas de dirección NO-SE y NNO-SSE. Así pues, la Cebollera se puede considerar como un gran "relieve en cuesta", cuyo frente se orienta hacia el norte. La fracturación de los niveles competentes es de mediana intensidad.

## 3. Geomorfología general

Si se miran desde la lejanía los macizos Cameranos y de la Altimeseta Soriana, es fácil observar que las sierras de Cebollera y Alba presentan una línea clara de cumbres, próxima a los 2.000 m y 1.600 m, respectivamente. Esta línea de cumbres se repite igualmente aunque con menos precisión, en las Sierras de Urbión, Neila, Cabrejas, Carcaña, Hayedo y Umbría.

El relieve precuaternario modeló estos macizos con formas suaves y vertientes regularizadas. Posteriormente se instaló un glaciario en las cabeceras de los valles fluviales bajo condiciones de aridez, que dejó su impronta excavadora en ambas vertientes, aunque especialmente en la norte. Durante este período, las áreas cubiertas por los hielos estuvieron afectadas por los fenómenos periglaciares que perduraron y perduran, ya disminuidos hasta nuestros días.

La acción erosiva remontante de los afluentes del Ebro es de mayor ímpetu y energía que los colectores del Duero, que tienen un nivel de base superior. Ello provoca que la vertiente riojana sea más montañosa y hundida que la soriana, donde a las cadenas de serrijones planos se suceden valles paralelos, como "el Valle" del Razón, entre Carcaña y Sierra Tabanera, o del propio Duero, entre Umbría y Urbión.

La masa montañosa de Cebollera, Neila y Urbión creó un microclima más frío que las sierras cercanas más modestas que las circundan. A igualdad de altitudes, los fenómenos periglaciares han sido más intensos en Cebollera. De todas maneras, en la Sierra de Alba, salpicadas entre las dehesas y acebales de Almarza, aparecen mantos de derrubios y coladas de bloques de 20 a 40 cm de tamaño. Se sitúan en el fondo de vaguadas y laderas orientadas al norte por encima de los 1.300 a 1.400 m. En Sierra Carcaña hay derrubios de tamaño grava al pie de las capas calizas de mayor envergadura situadas en la ladera norte, cerca del Tera. También aparece un manto de derrubios de tamaño grava en las laderas septentrionales de la

Sierra de Cabrejas, sobre todo al pie de los acantilados de caliza cretácica, como en Pico de Frentes o en el Peñón de Ocenilla.

#### **4. Dinámica periglaciaria cuaternaria**

La dinámica periglaciaria de la Sierra de Cebollera, presente durante todo el Cuaternario, es sincrónica con la única glaciación de edad würmiense que se ha detectado en las Distercias, y constituye el sistema morfogenético sucesor del glaciario en las eminencias de las montañas. Actualmente, los procesos morfogenéticos periglaciares, disminuidos en intensidad, han quedado restringidos a determinados espacios supraforestales.

Aunque el estudio que aquí se realiza es fundamentalmente descriptivo, su tratamiento sigue un orden cronológico, distinguiendo entre formas heredadas y formas actuales. Y de unas y otras se contemplan los procesos morfogenéticos desencadenantes y el significado de las morfologías en el conjunto de las montañas Celtibéricas. Primero nos ocuparemos de las formas heredadas más antiguas, es decir, aquellas que se han originado durante las épocas glaciares, y tardo-glaciares. Estas son más importantes que las de creación reciente, que junto con las formas subactuales, se tratarán posteriormente y de manera conjunta, porque aunque estas últimas son formas también heredadas, resulta conveniente no desligarlas, a efectos de exposición, de la morfogénesis periglaciaria actual.

##### *4.1. Morfogénesis periglaciaria heredada.*

Antes de abordar la dinámica periglaciaria, creemos conveniente resumir las principales características del glaciario cuaternario. Según los estudios de Ortigosa (1985, 1986) y Sanz Pérez (1986), en la Sierra de Cebollera se evidencia un único período de glaciación en el que se distingue una fase de progresión y otra de regresión de los hielos. Durante la progresión glaciaria se desarrollaron quince glaciares, algunos con la iniciación de pequeñas lenguas de hielo que bajaban en ciertos casos hasta los 1.500 m.

Los circos glaciares, situados siempre por encima de los 1.800 m., se instalaron preferentemente en las cabeceras fluviales preexistentes orientadas a las exposiciones más umbrías del Norte y del Este. Aparecen igualmente numerosos circos orientados al SE ya que el efecto de la ventisca producía una sobreacumulación de nieve en esta dirección.

Junto con el glaciario convivió el modelado periglaciario, que afectó a cumbres y vertientes que la gelifración cubrió de bloques. Es de destacar que durante esta misma fase se formó un gran número de nichos de nivación y seis glaciares rocosos (Ortigosa, 1985, 1986).

Cuando las condiciones climáticas cambiaron, iniciándose un ascenso de las temperaturas, se produjo una recesión de los glaciares y un incremento de la gelifración sobre las vertientes de los circos y valles glaciares. Ello originó la formación de depósitos morrénicos de ablación entre los que destacan algunos con su relativa gran potencia.

a) Los glaciares rocosos. Ortigosa (1985) describe en la Sierra de Cebollera seis glaciares bien caracterizados, con un desarrollo longitudinal que oscila entre 100 y 600 m. La raíz de estos glaciares se sitúa entre los 1.740 m y 1.960 m., y el frente entre 1.680 m y 1.950 m. Tienen una pendiente superficial entre 2° y 8°, presentando un predominio de bloques y ausencia casi total de finos. La altura del frente suele estar comprendida entre 20 m y 30 m. La mayor parte de estos glaciares no se consideran como formas de decrepitud glaciaria, sino que son coetáneos con el máximo empuje de los hielos. Otros, por el contrario, tienen su génesis durante la desaparición parcial del "hielo blanco" glaciario.

En este trabajo se describe un séptimo glaciar rocoso cuaternario que se ha localizado en la vertiente Oeste del Castillo de Vinuesa. Las condiciones térmicas de esta exposición durante Würmiense, y la existencia de la pared rocosa del Castillo de Vinuesa, favorecieron una gelifración muy activa, alimentado de bloques el hielo almacenado en el suelo. El conglomerado que forma esta cornisa, ya muy degradada, tiene una porosidad relativamente alta y está bastante fracturado, lo que sin duda ha facilitado la acción destructora del hielo, abriendo fisuras y dando lugar a desprendimientos de grandes bloques (algunos de 10x10x15 m), lo que sin duda ha estado también favorecido por el buzamiento general de los estratos a favor de la ladera, lo que ha permitido sumar un efecto de deslizamiento gravitacional.

Podríamos clasificar este glaciar rocoso de vertiente, muy cargado en gelifración, de perfil transversal ligeramente convexo. Tiene una pendiente superficial de 13°. La raíz de la cabecera se sitúa a los 2.040

m, y el frente a unos 1.750 m. Su desarrollo longitudinal es de 1.200 m, y su anchura máxima es de 1.000 m.

Presenta un microrelieve muy característico, arrugado, con cordones y surcos transversales cóncavos hacia arriba, y algunos hoyos cónicos y depresiones sin forma definida. En algunos de estos surcos se desarrollan actualmente paulares y charcas, y en uno situado en la parte inferior-media se ubica la Laguna Verde. En la parte superior se elevan unas morrenas de nevé de traza recta (Figura 1).

El material en superficie es muy grosero y con escasa matriz. Esta constituido por bloques métricos de gran tamaño y decimétricos, muy abundantes, de tal manera que en superficie se asemeja a un mar de gelifractos. Los bloques tienen aristas vivas y con escasa proporción de finos, aunque esto depende del lugar y de la profundidad. Así, en las partes media bajas, y de cabecera, los bloques son grandes y muchos de ellos (de >10m ) se hallan transportados 400 m del área fuente. En estos sectores hay matriz arenosa, escaseando mucho los limos y las arcillas, debido a que han emigrado fácilmente a través de los intersticios por efecto de las aguas de fusión de la nieve. La vegetación ha crecido con cierta dificultad, aunque ha arraigado un pinar bastante clareado.

En el frente se aprecian al menos dos escalones abruptos algo degradados de unos 30m. de altura conjunta. Aquí y en sus proximidades son mucho más abundantes los finos, dando lugar a la formación de suelo y al arraigo de pinares. La pendiente actual de este frente varía entre 30° y 40°.

Este glaciar rocoso es una clara manifestación de las condiciones periglaciares y ha de considerarse como coetáneo con el máximo empuje de los hielos. En la fase de recesión, este glaciar desapareció y, se instalaron neveros a pie de la cornisa rocosa lo que dió lugar a la formación de los *protalus rampant* antes citados.

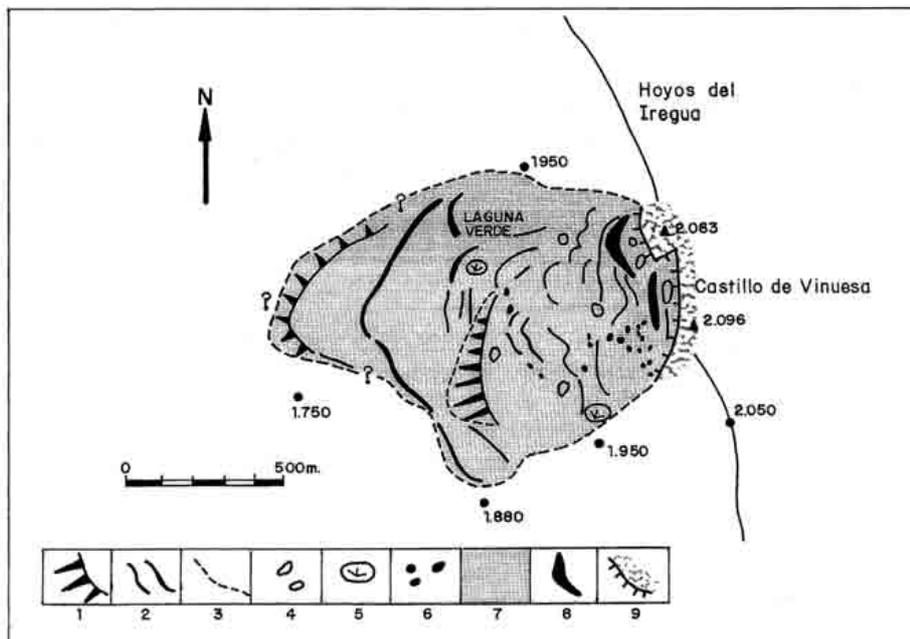


Figura 1. Esquema geomorfológico del glaciar rocoso cuaternario de la cara Oeste del Castillo de Vinuesa (Soria). 1. Frente glaciar. 2. Arcos de flujo transversales 3. Límite externo probable del glaciar rocoso 4. Depresiones cerradas o cuasicerradas 5. Lagunas o terrenos anegadizos 6. Bloques de 10 m. 7. Glaciar rocoso 8. Morrenas de nevé 9. Cornisa rocosa.

*Geomorphological scheme of the Castillo de Vinuesa rock glacier (W, slope). 1. Rock glacier front 2. Ridges 3. Rock glacier external limit 4. Hollows 5. Lakes 6. Block 10m. 7. Rock glacier 8. Protalus ramparts 9. Rock scarp.*

b) Las figuras geométricas de La Mesa. La dinámica morfogenética generada por el hielo en los recuencos glaciares y en algunas vertientes que da lugar a la formación de glaciares rocosos es sincrónica con una actividad periglaciario intensa sobre la única plataforma cenital de cierta extensión que existe en la Sierra, como es la de La Mesa, situada a 2.100 m. de altitud.

Ello dará lugar en algunos sectores reducidos de esta altiplanicie a *suelos poligonales* que actualmente no son funcionales, pero que nos delatan de las severas condiciones climáticas propias para su formación. En La Mesa, estas figuras están formadas por células geométricas de 2 a 3 m. de diámetro, delimitadas por un borde de piedras de 30 cm., con un corazón de finos poco abombado, cubierto de vegetación. Son más abundantes sin embargo los esbozos de suelos poligonales, o *suelos reticulados* formados por una red geométrica de piedras insertas entre materiales más finos colonizados por plantas, que parecen derivarse de la destrucción de antiguos macrocírculos de piedras. Son coetáneas estas formas con un empedrado de piedras y losas que se halla más generalizado, y parcialmente cubierto de césped compacto.

Hay también en La Mesa, en el mismo nivel donde se sitúan estas figuras geométricas, unos *conos de piedras* de 3 a 4 m. de diámetro, formados por bloques de 0'5 a 1m. que se encuentran hundidos en el substrato limoso, formando pequeños hoyos de 1 a 1'5 m. de profundidad. La existencia de tales depresiones la atribuimos a la mayor conductividad térmica de las rocas, lo que hace derretir el suelo helado sobre el que se apoyaron y en el que al mismo tiempo se hundían. Aunque parecen formas heredadas o subactuales, no se descarta que sigan siendo funcionales durante cierto período de tiempo, ya que presentan un aspecto muy fresco y los hoyos no se hallan rellenos.

c) Resaltes rocosos o Tors. Los procesos de crioclastia tienen su máxima intensidad durante el glaciario e inmediatamente después. La gelifracción profunda actúa sobre el substrato, sobre las cornisas rocosas y sobre las culminaciones pétreas. Su presencia es heredada, la colonización de líquenes demuestra que carecen de movimiento significativo. La acción actual, reducida y de retoque, los mantiene con aspecto también fresco.

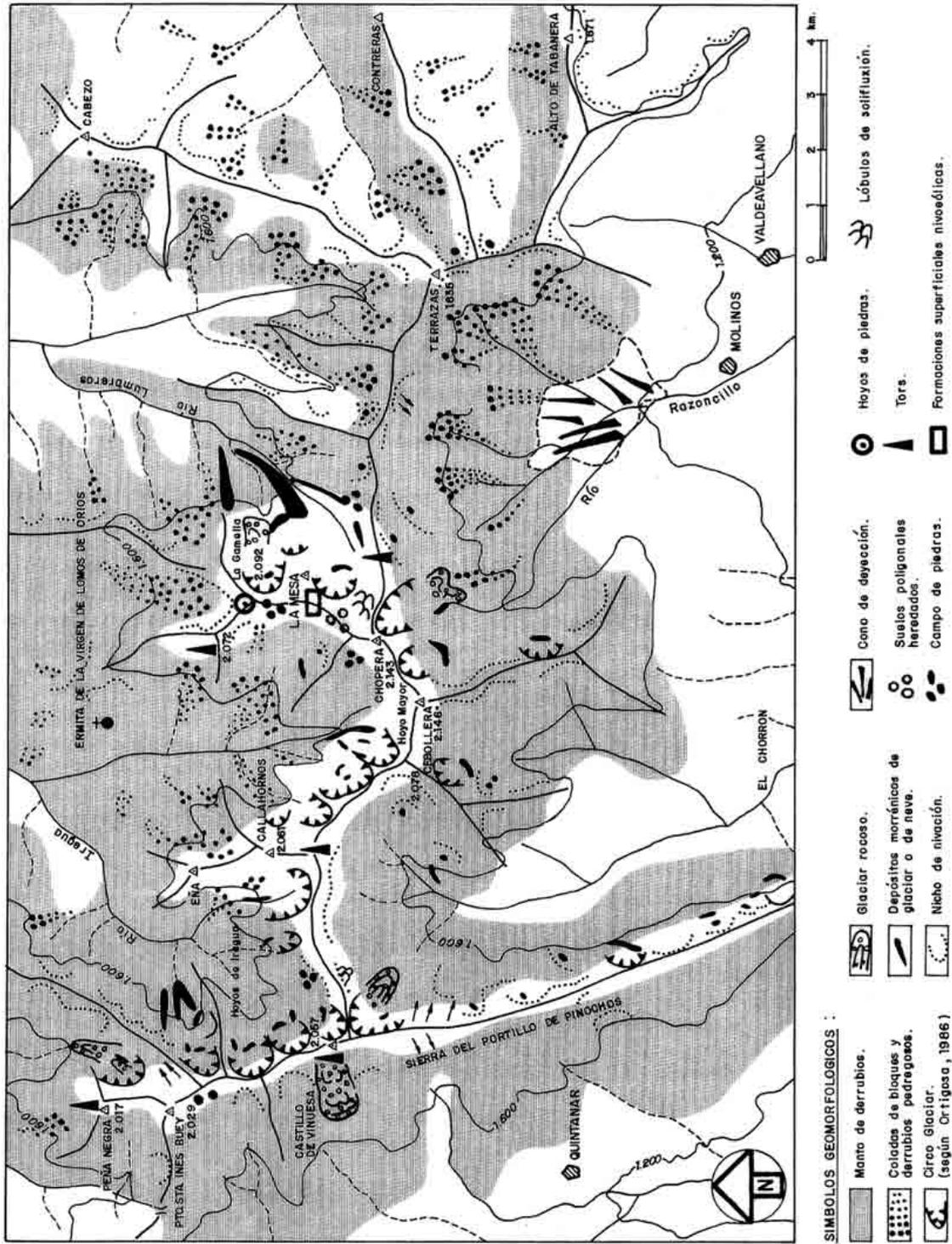
Aparecen en Cebollera algunos tors que coronan las cumbres o que sobresalen de las vertientes. Nos referimos a los de Peña Negra, La Gamella, etc. y que están casi siempre asociados a la capa de conglomerados del grupo Urbión. Producen un amontonamiento caótico de macrogelifracos paralelepípedicos y esquinados, a veces de grandes dimensiones, y que el hielo ha separado y desplazado en ocasiones hacia ladera abajo.

En otras ocasiones, estos relieves residuales, pulidos por la acción del viento, dan lugar en aquella capa de conglomerados a arcos, torres, setas naturales y otros microrelieves muy característicos. Se pueden citar, en el área próxima de Urbión, la Peña del Vaso de Quintanar, Castroviejo en Duruelo, los Picos de Urbión, etc. Se han formado también sobrepelomos y abrigos como Covagrande (Duruelo) y el Covarnante Regumiel, utilizados como castillos y guaridas por los guerrilleros del Cura Merino durante la Guerra de la Independencia y de las Guerras Carlistas.

d) Manto de derrubios. Los derrubios que cubren la mayor parte de las laderas de Cebollera son sin duda la manifestación periglaciario heredada más frecuente. Se trata de un tapiz continuo que tiene un extraordinario desarrollo en la vertiente riojana y en amplios sectores de la soriana (Figura 2). Este manto llega a alcanzar las áreas cimaras donde disminuye de espesor.

Su localización está ligada a las vertientes comprendidas entre 1.000 y 2.100 m., es decir, a casi todas las laderas de la Sierra. Los derrubios no son exclusivos de las vertientes, también aparecen en el interior de los circos glaciares, aunque estos se encuentran más limpios, y los depósitos tienen carácter discontinuo y con espesores más pequeños, lo que indica que estas áreas, protegidas por los hielos glaciares, no sufrieron la intensa actividad de gelifracción que actuaba en el resto de las laderas, suministrando una abundante fracción mineral. No hay que minusvalorar, por lo tanto, la acción periglaciario durante el glaciario; de los datos se deduce más bien que los procesos de crioclastia fueron más intensos durante el glaciario que con posterioridad.

Actualmente, la mayor parte de estos derrubios, que de forma genérica podríamos clasificarlos como *derrubios asistidos por gravedad*, están colonizados por vegetación (pinares, robledales, hayedos, acebales...). Su funcionalidad es muy pequeña o inexistente, aunque en determinados espacios supraforestales de alta inclinación de vertientes, o asociados a cornisas rocosas de envergadura, se aprecia una cierta movilidad de la fracción mineral.



La distribución y características de estos derrubios varían de una vertiente a otra, tal como puntualizamos a continuación:

- Los mantos de derrubios son más importantes y de mayor espesor en la vertiente riojana que en la soriana. Ello parece lógico, ya que en este lado, a parte de haber sido mayor la intensidad y persistencia de las condiciones climáticas periglaciares, corresponde al "frente de cuesta" donde las capas han quedado más expuestas a la gelifracción.

- En la vertiente soriana, se puede ver como los derrubios están más desarrollados en las laderas umbrías; los derrubios de cierta importancia pueden bajar hasta los 1.300 - 1.400 m. En la riojana están menos desarrollados en las solanas; aquí se pueden observar derrubios incluso por debajo de los 1.000 y 1.100 m. Por ejemplo, al pie de las areniscas de Pajares, formado grandes bloques que se han empleado como escollera en la construcción de la presa de materiales sueltos del río Lumbreras.

- En la vertiente soriana, el espesor del manto oscila entre 0 y 1 m en Sotillo del Rincón, en la cabecera del Razón, donde abundan los finos. A 1.400 m, más hacia el Oeste, hay más de 3 y 4 m, con un 30% de gelifractos. Entre el Castillo de Vinuesa y el Chorrón, entre 0 y 3 m. En la cuenca del Razoncillo (1.500 - 1.700, término de Molinos de Razón), varía entre 0'5 y 3 m. Aquí los gelifractos tienen un tamaño entre 20 y 40 cm. Localmente se encuentran lavados, dando lugar a campos de piedras de 5 a 30 m de longitud. En la cordada del Castillo y Puerto de Santa Inés, los derrubios se concentran en laderas y vaguadas orientadas al norte; están bien desarrollados a partir de los 1.500m. Los cantos tienen un tamaño de 30-40 cm, dentro de una masa de arenas y limos. Localmente hay espesores de hasta 5 m, lo que provoca algún deslizamiento en los taludes de las curvas de la carretera del Puerto. En el otro extremo de la Sierra (arroyo del Pinar, la Póveda), los derrubios tienen un espesor entre 0 y 3'5 m en las laderas orientadas al norte, donde hay una capa lavada de 0'5 m, desprovista de finos, de aspecto muy pedregoso, pero donde arraiga bien el pinar. En Piqueras, los derrubios están poco desarrollados, con más porcentaje de finos y con cantos de menor tamaño (30 cm).

- En la vertiente del Ebro, pasando el Puerto de Santa Inés, las laderas orientales del arroyo del Puerto apenas tienen derrubios, con clastos de 10 cm, muy superficiales. En la cabecera del Iregua, los derrubios por encima de los 1.500 m pueden alcanzar espesores de 3 y 4 m, a veces más de 5 m si están favorecidos por el cúmulo del arrastre de las morrenas glaciares (los gelifractos son de 40 y 50 cm). En las solanas el espesor es de unos 0'5 m. A veces, los gelifractos sin finos, se apoyan directamente sobre el substrato. En el resto de las laderas, son de naturaleza arenosa y limosa, con clastos englobados de 30 cm. Como son materiales poco cohesivos y están húmedos, hay diversos taludes inestables en las pistas forestales (entre Hoyos de Iregua y la Ermita de la Virgen de Lomos de Orios), donde los gaviones que los sujetan, están a menudo empujados. Suele haber amplias zonas con una capa superior de 0'5 m de espesor constituida exclusivamente por piedras.

En el valle del río Lumbreras y Puerto de Piqueras, sólo a partir de los aproximadamente 1.500 m hay derrubios y pedreras repartidos de forma irregular y apoyados sobre un substrato arcilloso. En la cabecera del Lumbreras, los mantos de derrubios tienen forma de embudo, siguiendo las líneas de máxima pendiente y terminando en "ríos de piedras".

- La concentración de derrubios se alinean siguiendo la dirección de los estratos más competentes. Se observa un bandeado claro y oscuro, de materiales gruesos y más finos, respectivamente. La misma gravedad, ayudada de la nieve, los ha desplazado ligeramente hacia abajo, regularizando las laderas. Creemos que la soliflucción tiene un papel destacable pero secundario.

- Como ya se ha indicado, el tamaño de los gelifractos disminuye hacia el Este, donde las litologías son más incompetentes.

- El efecto de la gelifracción está acelerado en las laderas altas orientadas al Oeste o Noroeste, próximas a los circos glaciares. Aquí el viento del Noroeste se enfriaba al atravesar la masa de hielo. También se observa una mayor intensidad de gelifracción en el fondo de las vaguadas, como consecuencia del descenso del aire frío de los antiguos glaciares.

- El manto de derrubios hace de regulador hídrico, absorbiendo las aguas de infiltración y descargándolas lentamente. Aparte de otras circunstancias, ésta es una de las razones por la que el Iregua presenta un caudal de base mayor y más constante que el Razón o el Tera, que se agotan antes y en donde escasean más las fuentes y manantiales.

- El tamaño de los gelifractos está en Cebollera acorde con el espesor de los estratos de arenisca (30 o 40 cm). Los gelifractos mayores se asocian sobre todo al nivel de conglomerados del grupo Urbión y a las areniscas competentes. Las piedras tienen las aristas algo redondeadas.

e) Coladas de bloques ("coulées de blocaille" de Tricart y Cailleux, 1967). El fondo de muchas vaguadas y parte de algunas laderas están constituidas exclusivamente por pedreras sin colonización vegetal. Estos depósitos son difíciles de separar de los mantos de derrubios propiamente dichos, pues realmente forman parte de ellos. Son frecuentes en el Iregua a 1.500 - 1.600 m.

En ocasiones, el nivel inferior de la colada tiene mayor porcentaje de finos lo que permite el mantenimiento de una cubierta vegetal arbórea o arbustiva. Sin embargo, en las vaguadas son casi exclusivamente de piedras de hasta 1 o 2 m de tamaño y de 1 a más de 4 m de espesor. Estas suelen hacer de dren y colector de los mantos de derrubios, razón por la cual se localizan aquí preferentemente algunos manantiales. En otras ocasiones pueden producir desprendimientos en caminos y carreteras por lo que ciertos taludes están asegurados con gaviones.

El hecho de que se concentren en el fondo de vaguadas es debido a una progresión lenta por el efecto de la gravedad, ayudada por la nieve, gelifracción e incluso creemos que altamente influenciado por una etapa de torrencialidad que las ha arrastrado hacia el fondo y lavado de finos. Es muy característico en la zona oriental (de Cebollera al Puerto de Piqueras), y sobre todo en la vertiente soriana, que la cuenca de recepción de numerosos arroyos terminen en auténticas corrientes de piedras (Figura 2). Del tamaño de los cantos del aluvial del río Lumbreras (muy similar a los periglaciares aunque más trabajados) y a la envergadura de los aluviales, parece deducirse que hubo una etapa torrencial muy considerable, donde los acarreo fluviales se alimentaban a expensas de la erosión de los materiales periglaciares. Esta arroyada provocaría el lavado de finos, no sólo en vaguadas, sino en vertientes con poca recogida de aguas, lo que explicaría que los gelifractos descansen aquí directamente sobre el substrato.

Es de destacar igualmente el gran cono de deyección que aparece en la cabecera del Razoncillo, ya señalado por Astier (1980), y que da idea también de la importancia del régimen torrencial, seguramente posterior al glaciario. Quizá coincida esta etapa con las épocas que hubo talas de bosque y pastoreo intensivo en Cameros durante los siglos XVII y XVIII. Dicho cono parece estar hoy día inactivo ya que está siendo disectado por el río Razoncillo.

f) Campos de piedras. Es frecuente encontrar en las partes más altas, pequeños cúmulos de piedras en forma de lenguas alargadas según la pendiente. Tienen longitud de 20 a 30 m por 5 ó 6 m de anchura (las hay mayores y más pequeñas). El tamaño de las piedras es variable pero suele oscilar entre 40 y 50 cm.

g) Nichos de nivación. Se cuentan con más de un centenar de vaguadas y depresiones originadas por diversas acciones de sobreacumulación estacional de la nieve. Suelen ser de forma hemisférica, transversal a la pendiente del terreno, con un talud de 5 a 15 m producto de la acumulación de la nieve. Generalmente son de forma asimétrica por efecto de la ventisca que produce una innivación muy diferencial, de tal manera que hay lados que suelen estar más excavados. Esta sobreacumulación local de nieve debida al viento es lo que actualmente se observa en la Cebollera, en los antiguos circos glaciares. Las nieves más persistentes son las de glaciar de la Cebollera, a sotavento del Telégrafo y del Pico de Cebollera. En la parte oriental de la zona, donde los terrenos son más deleznable, son especialmente abundantes los nichos de nivación.

Estos nichos han producido arroyada en lámina y localmente solifluxiones, que aceleran la evacuación de material, dejando calvas con poca vegetación. Hay también arroyadas y conchas de erosión debido a las aguas de fusión de la nieve que se acumula preferentemente en los bordes de la zona llana de cumbres.

Los nichos de nivación son formas heredadas de la fase de máxima glaciación aunque, tal como hemos visto, se hallan retocados por la acción nival actual. Quizá haya que tener en cuenta los efectos de la Pequeña Edad del Hielo (P.E.H.).

#### 4.2. Morfogénesis subactual y actual periglacial.

La presencia de agua en el suelo en espacios con frecuentes procesos de hielo-deshielo va a determinar el tipo y la intensidad de los mecanismos periglaciares. Para ilustrar las duras condiciones climáticas actuales, mostramos a modo de ejemplo en la figura 3 una estadística sobre el número de días con heladas registradas en la cabecera del río Lumbreras (La Rioja orientada de Norte), que constituye un avance de un trabajo que está en proceso de estudio. Se representan en dicha figura los días que ha habido temperaturas menores de 0°C y -5°C, clasificadas por trimestres, y medidas durante la construcción de la Presa de

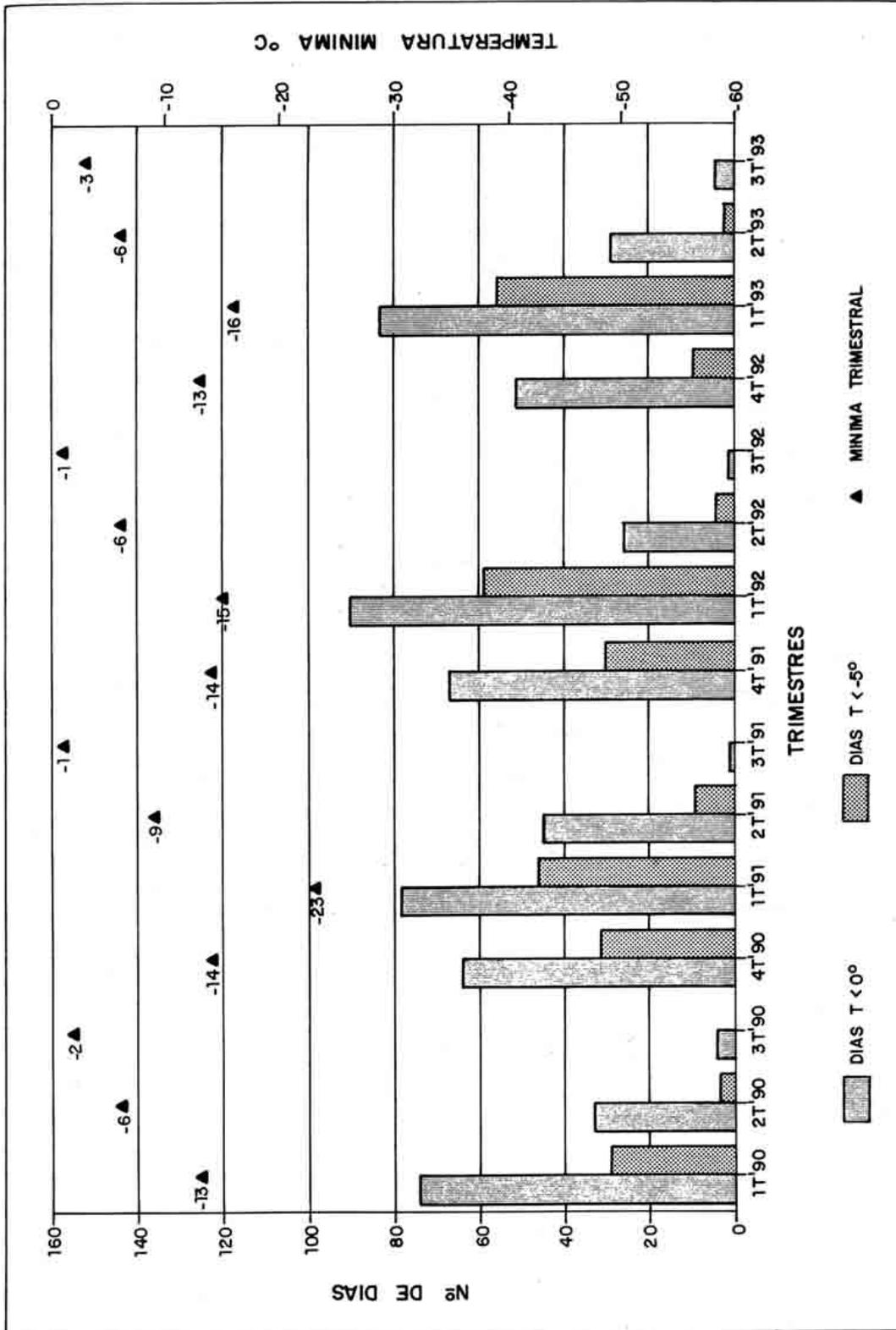


Figura 3. Estadística del número de días con temperaturas menores de 0°C y -5°C en la Presa de Pajares (1.233 m., La Rioja) durante el periodo 1990-1993. 0°C and -5°C temperature days statistics in Pajares dam (1233 m., La Rioja) (1990-1993)

Pajares (a 1.233 m de la altitud) en los años 1990, 1991, 1992 y 1993. Se indican asimismo las temperaturas mínimas observadas en cada trimestre.

Llama la atención que a estas altitudes tan bajas ha habido unas condiciones climáticas muy severas, con una media de 180 días con temperaturas inferiores a 0°C y 80 días con temperaturas inferiores a -5°C. Es de destacar las temperaturas mínimas absolutas de hasta -23°C, siendo bastantes frecuentes las comprendidas entre -13°C y -16°C. El Embalse del río Lumbresas, en Pajares, es la presa de materiales sueltos situada a mayor altitud en España, y en su construcción ha tenido capital importancia las heladas, que han dificultado mucho las labores de compactación (sobre todo en la escollera) y limitado considerablemente el periodo útil de trabajo, de tal manera que este se ha restringido a los siete meses más calurosos del año. En la estación de Soria (capital), situada a 1.080m de altitud y a unos 30 Km al Sur de Cebollera, los procesos de hielo-deshielo son mucho menos importantes, contabilizándose como media 98 días con heladas al año. En la vertiente riojana, las temperaturas se hacen notablemente más suaves por debajo de los 1.100 m. Todo ello hace pensar en la existencia de un microclima más frío en este macizo montañoso que destaca mucho sobre las tierras que lo circundan.

Basándonos en el criterio apuntado al principio, se va a realizar a continuación un intento de clasificación de los diferentes modelados periglaciares actuales y subactuales:

- En las zonas llanas del fondo de los circos, con el nivel freático somero, hay una vegetación de pradería donde pueden aparecer de forma esporádica pequeñas microdeformaciones del suelo a modo de abultamientos elipsoidales de medio a un metro de altura. Se dan en suelos de granulometría fina donde hay un crecimiento vegetal importante y geliturbación interna.

- Sin embargo, lo más común es que exista un déficit temporal del agua subsuperficial y en donde la persistencia de la nieve suele ser corta.

Aparecen así en áreas muy reducidas y localizadas algunos lóbulos y coladas de solifluxión. Estas formas siempre están relacionadas con terrenos limo-arcillosos del wealdense de color rojizo (como en la cara oriental de La Mesa), o a formas de antiguas morrenas de glaciares o de neveros (glaciosolifluxión). Las primeras son unas lenguas de 30 a 50 m. de longitud, con un frente tenue de 1'5 a 2'5 de desnivel, cuajado de piedras. No son formas funcionales y están algo degradadas. Parecen ser el producto de un modelado más húmedo de períodos postglaciares, donde la precipitación era más intensa que en la actualidad y la temperatura más suave. Se sitúan en zonas de débil pendiente (entre 10° y 20°), al pie de donde se acumulaba la nieve por efecto de la ventisca, lo que demuestra que necesitaba un humedecimiento adicional que el propio clima no podía ofrecer; nos encontramos entonces ante un período desde luego más húmedo que el actual aunque no excesivamente.

Las segundas se pueden ver en algunas morrenas, dando lugar a zonas de topografía irregular, con pequeñas depresiones cerradas y encharcadas. Suelen coincidir con rezumes y manantíos de agua, como es el caso de algunos nichos de nivación de la cabecera del Razón.

Con una representación más extendida, aparecen en estas áreas de protección nival prolongada los suelos en guirnalda. Aquí las laderas se descomponen en pequeños escalones en forma de arco de un metro de diámetro, con un pequeño escarpe de 10-20 cm, algo abombado, formado por cepellones de festuca. Los suelos en guirnalda se sitúan en laderas de pendiente débil (entre 10 y 20 grados), son funcionales y se desarrollan mejor en terrenos arcillosos, a sotavento de los vientos del NO. Entre el material fino que lo forman hay también englobados microgelifractos que a veces se disponen superficialmente en forma de enlosado nival. En algunas vaguadas hay suelos en guirnalda en forma de lóbulos de 0'5 m. de desnivel y 6 ó 7 m. de longitud, y 1 m. de anchura, originados por la solifluxión.

Con una distribución esporádica e irregular, es frecuente encontrar también piedras planas de tamaño variable tapizando un suelo limoso o arenoso (enlosado nival). Algunas de estas piedras, las más grandes, se encuentran hundidas 20 ó 30 cm.

- Áreas con protección nival inestable. Aquí, debido a la acción eólica, el manto de nieve dura poco tiempo.

En la superficie horizontal de La Mesa, el carácter frío y seco conlleva el mantenimiento de un enlosado de edad probablemente würmiense tardío, así como el de las figuras geométricas ya descritas, que se ven como son coetáneas porque se sitúan en el mismo nivel. Se observa así mismo un retroceso de un recubrimiento vegetal muy delgado situado en esta altiplanicie (césped compacto). Se trata de un horizonte limoarenoso de 30 cm a 1 m. de espesor que se apoya sobre el substrato mismo o sobre un enlosado de piedras (Figura 4). Esta cobertura estaba ligada a una innivación de corta duración en las cimas, en épocas pasadas más húmedas, pero subactuales. El intenso viento arrastraba la nieve hacia los ventisqueros de los

glaciares de La Gamella, La Mesa y de La Laguna de Cebollera. La nieve retenida atrapaba el polvo que transportaba el viento y que se sedimentaría cuando esta se derritiese.

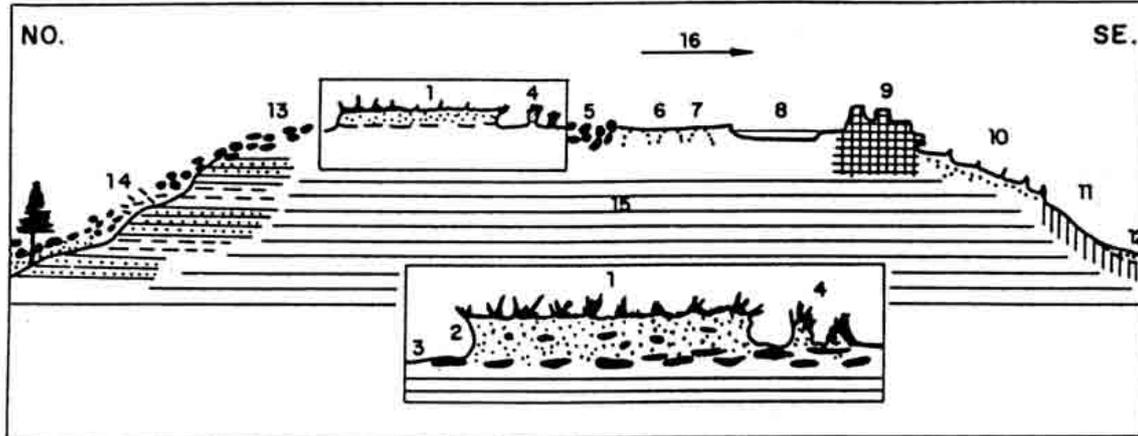


Figura 4. Esquema-resumen de los procesos periglaciares de la Sierra de Cebollera (sin escala). 1. Replano nivoeólico de césped compacto; 2. Escarpe; 3. Replano de piedras; 4. Copos de tierra y césped a corros; 5. Hoyos de piedras; 6 y 7. Suelos poligonales y reticulados; 8. Lagunas de deflación; 9. Tors; 10. Suelos en guirnalda; 11. Nichos de nivación; 12. Coladas de soliflucción; 13. Campos de piedras; 14. Manto de derrubios; 15. Substrato; 16. Dirección de los vientos dominantes.

Estos pequeños replanos están en vías de desaparición, dejando al descubierto el empedrado de losas que se ve con toda claridad. Tiene pequeños escarpes de deflación a veces prácticamente desmantelados, donde sólo quedan islotes de césped compacto dispuesto en pequeños corros.

Aparecen también en La Mesa los copos de tierra ("Taches" o "faques de terre" de Tricart y Cailleux, 1976), de forma circular o elipsoide, perfil abombado, y diámetro aproximado de unos 30 cm. El núcleo está formado por materiales finos, invadidos por festuca.

Se aprecian igualmente piedras aderezadas por el hielo. En general las piedras presentan aristas redondas por efecto de la disgregación granular; resaltan las vénulas de óxidos de hierro más resistentes a la erosión.

Situadas justamente en las divisorias, aparecen varias lagunas de dimensiones y forma muy parecidas. Son charcas entre 10 y 30 m. de longitud, poco profundas (20 - 40 cm) y emplazadas en terrenos blandos. Su formación la atribuimos a la erosión de los vientos dominantes del Noroeste (y a los vientos locales condicionados por la orografía), muy constantes e intensos durante la mayor parte del año en el área de cumbres. Estas lagunas, ocupadas por aguas de lluvia o de deshielos, se secan en los meses de Agosto y Septiembre, dejando al descubierto su fondo arcilloso deleznable y sin vegetación, que el viento se encargará de excavarlo año tras año.

- Formaciones periglaciares en los circos glaciares. Se aprecian algunos corredores de crioclastia y derrubios de gravedad. Los primeros son pasillos estrechos de 2 a 5 m de anchura que cortan las cornisas y siguen líneas de máxima pendiente, o de las diaclasas. Los "derrubios de gravedad" tienen un perfil rectilíneo y, enmascaran en parte el perfil primitivo que debió ser más pronunciado. También hemos observado senderos de vaca.

## 5. El periglaciario de la Sierra de Cebollera en el contexto de las montañas ibéricas

Durante el Pleistoceno, la Sierra de Cebollera, como el resto de las montañas ibéricas, quedó sometida a la acción morfogénica impuesta por los sistemas morfoclimáticos glacial y periglacial.

Dentro de las montañas ibéricas, la huella glacial se manifiesta por lo general en formas elementales que evidencian los reducidos efectos de la morfogénesis glacial en estas latitudes, en montañas de mediocre altitud y de alimentación nival escasa dada su condición continental.

Tabla 1. Datos sobre el glaciario cuaternario en las montañas ibéricas (Alonso Otero, Arenillas Parra & Sáenz Ridruejo, 1981; Pellicer, 1989)

zonas	cota mx.	cota min. morrenas	orientación	long.max. morrenas
Demanda	2.262	1.600	N a NE	
Neila	2.047	1.800	N y NE	
Urbión	2.228	1.648	N y NE	2.500 m
Cebollera	2.147	1.500	N a NE	
Moncayo	2.315	1.700	NE	500 m

El valor y significado del glaciario de Cebollera, como en la Demanda o el Moncayo, reside precisamente en su carácter marginal o testimonial. Los glaciares se encontraban en relieves que sobrepasaban en poca altitud y en pequeña superficie al límite del dominio de las nieves permanentes. Si la huella glacial quedó restringida a algunas manifestaciones elementales y muy concretas en el espacio y en el tiempo, no ocurre así con las manifestaciones periglaciares, mucho más abundantes y extensamente representadas en el ámbito de la Cordillera Ibérica, desde la sierra de la Demanda al NW hasta los confines surorientales en las serranías turolenses (González Martín & Pellicer, 1988).

El momento de mayor extensión del sistema morfoclimático periglacial en la península es sincrónico a la fase de máxima intensidad glacial, es decir, a juicio de la mayoría de los investigadores, correlativa en el tiempo al Würmiense de centro Europa. No obstante, también se han reconocido vestigios periglaciares pertenecientes a períodos más antiguos del Cuaternario que se atribuyen generalmente al Riss, y se advierten manifestaciones más recientes, ligadas seguramente a la Pequeña Edad del Hielo, e incluso en la actualidad en determinados lugares como el Moncayo (Pellicer, 1984).

En la Sierra de la Demanda (2.133 m.) aparece una morfología con laderas totalmente regularizadas por un espeso manto de gelifracos movilizados por la gravedad o por geliflujión (Calatayud *et al.*, 1980); junto con la acción glacial, siempre de reducidas dimensiones y limitada a los sectores más elevados, (García Ruiz, 1979) aparecen protalus rampart y lóbulos de bloques por encima de los 1.900 m., así como otras formas de modelado periglacial más comunes como mantos de derrubios, coladas de bloques, terracillas y césped almohadillado (Antón Burgos, 1985). Arnáez Vadillo (1985 y 1987) describe y explica la distribución espacial de las formas crionivales de la Sierra de San Lorenzo, deslindando tres zonas altitudinales: la inferior (1.650-1.800 m.) es un dominio de canchales; entre 1.800 y 2.000 m. aparecen canchales, lóbulos y coladas; por encima de los 2.000 m. son abundantes los campos de piedras y los suelos en guirnaldas, siendo funcionales algunas acciones periglaciares. Este mismo autor estudia la distribución de los procesos dominantes en las laderas y los factores que explican la distribución espacial de los mismos en el macizo; concluye que el nivel superior a los 1.700 m. está dominado por la nieve y la fusión estacional, el nivel inferior, en cambio, comparte los efectos de la precipitación líquida y de la nieve, aunque ésta en menor medida que en el sistema superior.

Algo más al sur, en los Picos de Urbión (2.235 m.) Thornes (1968) pone de manifiesto la existencia de abundantes fenómenos periglaciares -coladas de soliflujión y numerosos derrubios estratificados de laderas- junto a las manifestaciones glaciares, cuya edad se concreta como würmiense. En el marco montañoso de Cebollera (2.147 m.), el desarrollo de numerosos y pequeños recuencos glaciares würmienses, favorecido por la alta fracturación tectónica, ha sido constatada por Sáenz Ridruejo *et al.*, (1979) y Ortigosa (1985 y 1986) así como referencias a espesas acumulaciones de bloques, sin precisar la tipología ni la gradación altitudinal.

En el sector central de la Cordillera las formaciones periglaciares revisten un interés mediocre; aparte de algunas coladas de bloques en las sierras de la Virgen y Vicort y algunos derrubios ordenados desarrollados sobre sustrato calcáreo. En este contexto, el Moncayo (2.315 m.) ofrece una notable

excepción. Brosche (1971), se refiere a las condiciones estructurales del macizo como muy favorables para el desarrollo de los fenómenos solifluídales, y describe numerosas formas, situando el límite de las nieves permanentes en el óptimo glaciario en torno a 1.800-1.900 m. Posteriormente, Martínez de Pisón & Arenillas Parra (1977) se refieren a dos momentos periglaciares durante el Cuaternario reciente: uno sincrónico al desarrollo del glaciario de la zona y otro posterior a la génesis de los circos. Pellicer (1980, 1984 y 1989), pone en evidencia una variada tipología de formas, determinada por diferentes procesos ligados a la interacción de la altitud, la pendiente y la litología; en las superficies aplanadas de cumbres son característicos los campos de piedras, con alineaciones imprecisas de lajas verticales enderezadas por el hielo, nidos de piedras, guirnaldas y suelos estriados. Entre las planicies cimeras y el límite altitudinal del bosque (1.850-1.900 m.), sólo las lenguas y cicatrices de los lóbulos de geliflucción y coladas de bloques imprimen irregularidades de menor rango en las monótonas laderas; con pendientes superiores al 40% aparecen mantos de soliflucción y terracitas. En el interior de los circos, la acción periglacial se manifiesta, asimismo, en algunas pequeñas coladas solifluídales y en la reordenación selectiva de los depósitos morrénicos. Desde 1.900 m. a la base de la montaña, las acumulaciones detríticas más extendidas son los depósitos de soliflucción, más localmente aparecen los derrubios ordenados, coladas y corrientes de bloques. Asimismo se ha constatado la movilidad funcional de los cantos de talla inferior a 20 cm., dinamizados por *pipkrake*, muy evidente en cotas superiores a 1.900m., así como el activo descenso de coladas de bloques en las laderas de umbría por encima de los 1.900-2.000 m. En la actualidad, los procesos periglaciares son eficaces en el Moncayo durante seis meses al año (Cuadrat & Pellicer, 1983).

En las parameras de Sigüenza y Molina de Aragón, ya en el sector de la Cordillera, las manifestaciones más abundantes son las grèzes litéas y las groizes (González Martín & Asensio Amor, 1977). Más al Sur, en la sierra de Albarracín, Gutierrez Elorza & Peña Monné (1977) han estudiado con precisión las abundantes formaciones de bloques sobre las laderas, lóbulos de geliflucción y acumulaciones de fondo de valle entre las que destacan las grandes corrientes de bloques que alcanzan longitudes de hasta 3 km., así como canchales y acumulaciones de grèzes regularizando las laderas y taludes de los relieves kársticos (Gutierrez Elorza & Peña Monné, 1979). Algo más al sur, en los Montes Universales las manifestaciones frías -coladas periglaciares, fenómenos de crioturbación, "tremedales"- fueron tempranamente descritas por García Sáinz (1947, 1957). Posteriormente, Jiménez Martínez (1987) ha analizado las formas ligadas a procesos periglaciares de gelifracción y geliflucción, haciendo hincapié en la distribución selectiva de las formas en función de la litología: en el dominio calcáreo, los grèzes litéas regulan las laderas, especialmente de los cañones fluvio-kársticos, y los canchales de gelifracción tapizan los taludes de las dolinas y fosilizan las formaciones de grèzes litéas de las gargantas. Sobre los afloramientos arenosos y arcillosos, en cambio, aparecen lóbulos, terracillas y coladas de soliflucción. Cronológicamente, estas regulaciones se atribuyen por testimonios arqueológicos a dos etapas: final del Subboreal e inicios del Subatlántico y Pequeña Edad del Hielo.

En el conjunto meridional de Javalambre abundan los derrubios ordenados, las coladas de bloques y los bancos de geliflucción: por encima de los 1.700 m. aparecen polígonos de piedra de gran tamaño en las superficies planas y suelos estriados en áreas de cierta inclinación (Gutierrez Elorza & Peña Monné, 1975).

Aún dentro de la provincia de Teruel, al Este de las depresiones de Daroca-Teruel, en la Sierra del Pobo y en altitudes cercanas a los 1.000 m. se han analizado manifestaciones frías de tipo valles en cuna y coladas de barro y lodo (Pailhe, 1971), así como campos de piedras amorfos y guirnaldas sobre la superficie de erosión y regularizaciones por mantos de cantos angulosos y soliflucción en las laderas (Lozano Tena, 1983).

Las laderas regularizadas de las sierras de Gudar y Peñarroya; presentan grèzes cementados rissiensis y groizes würmiensis (Pailhe, 1984). Destaca la singularidad de algunos neveros con arcos por bloques y en emplazamientos altitudinales un poco bajos, localizados a 1.400 m. en Muela Mujer (Pailhe, 1981 y 1984; Lozano Tena, 1988) y a 1.200 m. en Peñarroya (Lozano Tena, 1988) e identificados como morrenas de nevé (Pailhe, 1981 y 1984) o *proctalus rampart* (Lozano Tena, 1988). Por último, en los confines de la provincia de Teruel y Castellón se han señalado coladas de soliflucción de origen frío entre 1.700 y 1.200 m. (Pailhe, 1974).

## 6. Conclusiones

El estudio de las formas periglaciares de la Sierra de Cebollera responde al objetivo de cubrir un espacio significativo del conjunto de las sierras noroccidentales de la Cordillera Ibérica, semejante al realizado en la Demanda y Moncayo.

Cebollera constituye un paisaje muy característico de las montañas del interior peninsular en el que se observa con claridad como el desarrollo espacial y la intensidad y tipología de los procesos glaciares y periglaciares obedece a la relación interactiva del clima, la exposición a la insolación y a los vientos dominantes, con otros elementos como la morfología previa, la naturaleza del roquedo o el grado de fisuración de la roca. De este modo, al estudiar las formas glaciares y periglaciares de este espacio puede reconstruirse con cierta precisión la evolución temporal y extensión superficial de los sistemas morfogenéticos; es decir, descubrir el complejo tramado que rige la génesis y evolución del modelado de estas sierras, en atención a las condiciones morfoclimáticas cuaternarias actuando sobre un marco geomorfológico preexistente.

Se han descrito de modo sistemático las formas periglaciares de la Sierra con referencias a un glaciar rocoso inédito en la vertiente Oeste del Castillo de Vinuesa, las figuras geométricas en la plataforma cenital de La Mesa a 2.100 m. de altitud, los tors por efecto de los procesos de macrogelivación sobre los conglomerados del grupo Urbión (Peña Negra, La Gamella), el grueso manto de derrubios que cubre las laderas, las coladas de bloques, los campos de piedras, los nichos de nivación y las formas menores ligadas a la morfogénesis actual y subactual. En consecuencia, se ha comprobado la hipótesis de la variedad y extensión del modelado periglacial en un contexto montañoso con vestigios glaciares embrionarios, a la vez que se confirma, una vez más, la profunda significación de los factores litomorfológicos en la génesis y diversidad de los procesos y formas periglaciares de las montañas ibéricas.

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado gracias a la ayuda financiera de la Dirección de Investigación Científica y Técnica (Proyecto BE-90-211). Queremos agradecer al profesor Eduardo Quiles, de Ginés-Navarro S.A. por habernos facilitado la información meteorológica en la Presa de Pajares. Nuestro sincero reconocimiento a los revisores anónimos por sus acertadas sugerencias, que han contribuido a perfeccionar y a hacer más comprensible el trabajo.

## Referencias bibliográficas

- Alonso Otero, F., Arenillas Parra, M. & Sáenz Ridruejo, C. (1981). La Morfología glaciar en las montañas de Castilla la Vieja y León. *I Congreso de Geografía de Castilla la Vieja y León*, pp. 23-45. Burgos.
- Antón Burgos, F. J. (1985). Características morfológicas de la Sierra de la Demanda. *Actas I Coloquio sobre Geografía de la Rioja*. I.E.R. 31-42.
- Arnáez Vadillo, J. (1985). Modelos de distribución crionivales en la Sierra de San Lorenzo (Sierra de la Demanda, Sistema Ibérico). *Actas I Coloquio sobre Geografía de la Rioja*. I.E.R., 93-106.
- Arnáez Vadillo, J. (1987). Formas y procesos en la evolución de vertientes de la Sierra de la Demanda (Sistema Ibérico). *Cuadernos de Investigación Geográfica*. T.XIII, 1-2, 153 págs. más mapas.
- Astier, J. & Latorre, F. J. (1980). *El glaciario cuaternario de la Sierra de Cebollera*. Obra cultural de la Caja de Ahorros y Préstamos de Soria.
- Barbazán, J.M., Pozo, E. & Calvo Calleja, J.A. (1980). *El glaciario de la Sierra de Cebollera*. Obra cultural de la Caja de Ahorros y Préstamos de Soria.
- Brosche, K.U. (1971). Beobachtungen an rezenten Periglacialerscheinungen im neinigen Hochgebirgen der Iberischen Halbinsel. *Die Erde*, 102: 34-53.
- Brosche, K.U. (1982). Formas periglaciares antiguas en la Península Ibérica. Posibilidades de una consideración climática. *Est. Geogr.*, XLIII, 166: 5-16.
- Calatayud, P. et al., (1980). *Itinerario geológico y geomorfológico por el valle del Najerilla*. I.E.R., Logroño, 37 pág.

- Carandell, J. & Gómez de Llarena, J.** (1918). El glaciario cuaternario en los Montes Ibéricos. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales*, 22, 60 pág.
- Cuadrat, J.M. & Pellicer, F.** (1983). Aproximación al estudio del clima y su incidencia en el modelado morfoclimático actual de las Sierras Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo. *Tvriaso*, 4: 237-253.
- García Ruiz, J.M.** (1979). El glaciario cuaternario en la Sierra de La Demanda (Prov. de Logroño y Burgos. España). *Cuadernos de Investigación. Geografía e Historia*, T.V. 2: 3-25.
- García Sáinz, L.** (1947). *El clima de la España cuaternaria y los factores de su formación*. Discurso leído en la Solemne Apertura del Curso Académico 1947-48, Universidad de Valencia, 179 pág.
- García Sáinz, L.** (1957). Influencia de la paleoclimatología local o zonal en las distintas estructuras periglaciares ibéricas. *Actas V Congr. I.N.Q.U.A., C.S.I.C.*, 231-235.
- González Martín, J.A. & Asensio Amor, I.** (1978). Contribución al estudio de acciones periglaciares en el borde SW. del Sistema Ibérico (Cifuentes-Maranchón, Guadalajara). *Colloque sur periglaciare d'altitude du domaine méditerranéen et abords*, Strasbourg, 177-185.
- González Martín, J.A. & Pellicer, F.** (1988). Rasgos generales del Periglaciario de la Península Ibérica. II. Dominio continental de las tierras del interior. *Cuadernos I. Geográfica*, 14: 1-2, 23-80. Logroño.
- Gutiérrez Elorza, G. & Peña Monne, J.L.** (1975). Karst y periglaciario en la Sierra de Javalambre (Provincia de Teruel). *Bol. Geol. y Minero*, LXXXVI: 561-572.
- Gutiérrez Elorza, G. & Peña Monne, J.L.** (1977). Las acumulaciones periglaciares del macizo del Tremendal (Sierra de Albarracín). *Bol. Geol. y Minero*, LXXXVIII-II: 109-115.
- Instituto Geológico y Minero de España** (1982). Mapa Geológico de España. E=1/50.000 (Villoslada de Cameros).
- Instituto Geológico y Minero de España** (1982). Mapa Geológico de España. E=1/50.000 (Vinesa).
- Jiménez Martínez, A.** (1987). *Estudio geomorfológico de las Muelas de San Juan y Frías de Albarracín (Provincia de Teruel)*. Tesis de Licenciatura, Depto. de Geografía, Universidad de Zaragoza.
- Lozano Tena, M.V.** (1983). Estudio geomorfológico de la Depresión Pobo-Cedrillas (Provincia de Teruel). *Rev. Teruel*, 69, 109-211.
- Lozano Tena, M.V.** (1988). *Estudio geomorfológico de las Sierras de Gúdar (Provincia de Teruel)*. Tesis Doctoral. Depto. de Geografía, Universidad de Zaragoza.
- Martínez de Pisón, E. & Arenillas Parra, M.** (1977). La morfología glaciario del Moncayo. *Tecniterrae*, 18: 1-7.
- Ortigosa, L.** (1985). Los glaciares rocosos de la Sierra de Cebollera. *Actas I Coloquio sobre Geografía de la Rioja* (Geogr. Física), I.E.R., 55-67.
- Ortigosa, L.** (1986). *Geomorfología glaciario cuaternaria de la Sierra de Cebollera (Sistema Ibérico)*. I.E.R., Logroño, 77 págs.
- Pailhe, P.** (1981). Quelques modèles d'origine périglaciaire, nival et éolienne de la Chaîne Ibérique orientale. *Recherches Géographiques à Strasbourg*, 16-17: 101-105.
- Pailhe, P.** (1984). *La Chaîne Ibérique Orientale*. Thèse d'Etat. Université de Bourdeaux III, 2 vols, 683 pág. + mapas.
- Pellicer, F.** (1980). El periglaciario del Moncayo. *Geographicalia*, 7, 3-26.
- Pellicer, F.** (1980). Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo. *Cuadernos de Estudios Borjanos*, vol. I. (XI-XII) 390 pág., vol. II. (XIII-XIV) 16 mapas.
- Pellicer, F.** (1989). El medio físico de la Sierra del Moncayo en el contexto de las montañas del interior de la Península Ibérica, I Encuentro de Estudios sobre el Moncayo, en *Tvriaso*, IX, vol. I, 29-59.
- Sáenz García, C.** (1981). Marco geográfico de la altimeseta soriana. *Celtiberia (CES-CSIC)*, año 1, núm. 1, pp. 69-80. Soria.
- Sáenz Ridruejo, C. et al.** (1979). La morfología glaciario de la Sierra de Cebollera. *I Reunión regional sobre la Geología de la Cuenca del Duero* (en prensa).
- Sanz Pérez, E.** (1986). Huellas glaciares en la Sierra de Cebollera. *Quaternary Climate in Western Mediterranean*, pág. 65-81. Madrid.
- Thornes, J.B.** (1968). Glacial and periglacial features in the Urbión Mountains. Spain. *Est. Geol.*, XXIV: 249-258.

**Tricart, J. & Cailleux, S.** (1967). *Le modelé des régions périglaciaires*, Sedes. Paris.

**Tricart, J. & Cailleux, S.** (1976). *Le modelé glaciaire et nival*, Sedes. Paris.