

# ***EL RELIEVE HEREDADO DE LA GLACIACIÓN CUATERNARIA EN EL MACIZO DE PEÑA PRIETA (CORDILLERA CANTÁBRICA)***

Manuel FROCHOSO SÁNCHEZ

*Departamento de Geografía, U. y O. del T. Universidad de Cantabria*

Juan Carlos CASTAÑÓN ÁLVAREZ.

*Departamento de Geografía. Universidad de Oviedo*

En 1852, Casiano DE PRADO publicaba en la *Revista Minera* el hallazgo de unos bloques erráticos de naturaleza granítica al pie del macizo montañoso de Peña Prieta. Desconociéndose aún la existencia de un afloramiento de tal tipo de rocas en la cumbre principal del macizo, y descartado su transporte desde los glaciares boreales cuaternarios, aquel autor apuntó prudentemente la posibilidad de que los bloques procediesen de una hipotética cadena montañosa situada en lo que hoy es el Golfo de Vizcaya. El que tal suposición nos parezca hoy descabellada, no le quita a la publicación de Casiano de Prado ni un ápice del mérito que indudablemente tiene: no olvidemos que habían transcurrido poco más de 10 años desde que Agassiz formulara la existencia de extensos glaciares continentales durante el Cuaternario.

Con todo, casi un siglo y medio después, el modelado glaciar de Peña Prieta aún no ha sido objeto de una publicación específica, pese a que, con la única excepción de los Picos de Europa, este conjunto montañoso acoge el principal conjunto de formas glaciares del Macizo Asturiano. Y no sólo por la envergadura y nitidez de tales formas, sino también por la variedad de condiciones en las que aparecen: su distribución espacial es menos selectiva que en los demás conjuntos, lo cual no obsta para señalar diferencias en el relieve glaciar según la exposición de las vertientes y su relación con el entramado estructural.

## **1. LA ORGANIZACIÓN MORFOESTRUCTURAL DEL MACIZO DE PEÑA PRIETA**

La presencia de un roquedo devónico en *facies palentina*, integrado principalmente por areniscas y pizarras, la escasa importancia de la sedimentación caliza durante el Carbonífero y la significativa presencia de niveles conglomeráticos silíceos intercalados en las pizarras westfalienses, son los principales rasgos litoestratigráficos del conjunto Peña Prieta-Curavacas, todos ellos relacionados en mayor o menor medida con las peculiaridades paleogeográficas impuestas por su posición suroriental dentro de la *Zona Cantábrica*.

Estas condiciones litoestratigráficas se tradujeron en la génesis de notables

estructuras plegadas durante la orogenia herciniana, a pesar de la potencia considerable que localmente presentan algunos tramos de gran competencia, como los conglomeráticos. Son precisamente esos niveles los que arman el pliegue en torno al cual se organiza tectónicamente todo este macizo montañoso, el llamado sinclinal de Lechada-Curavacas (LOBATO, 1974), formado por flancos de inclinación media y de composición principalmente conglomerático-areniscosa, y en cuyo núcleo de naturaleza pizarrosa aparece intruido un pequeño núcleo de rocas granitoides, situado en torno a la cumbre de Peña Prieta. Constituye un amplio pliegue muy desarrollado de WNW a ESE, situado inmediatamente al Sur del anticlinal de San Glorio y cuyo eje se levanta progresivamente hacia el Este, cerrando con una espesa capa de conglomerados (formación Curavacas) en torno a la cumbre homónima.

Inmediatamente al sur de la zona axial del pliegue, aparece una estrecha franja de rocas devónicas en la que destacan por su espesor y trascendencia morfológica las cuarcitas y areniscas de la formación Murcia, y que integra gran parte de su flanco meridional. Esta franja silíceo no dibuja sin embargo el cierre periclinal oriental, donde el afloramiento devónico queda interrumpido por una importante falla que disloca la estructura plegada al cortar transversalmente las capas, y que hace aflorar al Este, de modo brusco, una importante mancha de rocas silúricas y devónicas, de naturaleza principalmente areniscosa. En la rama Norte del pliegue, vuelve a aparecer al Oeste de la misma falla un estrecho afloramiento devónico, que aunque de adscripción estratigráfica ligeramente distinta a la del flanco meridional y de mucha menor longitud, presenta sin embargo una composición litológica areniscoso-pizarrosa bastante similar.

Por último, los terrenos que constituyen respectivamente los límites septentrional y meridional del pliegue descrito presentan ya una clara disimetría, puesto que aunque en ambos casos siguen predominando los rumbos W-E, el estilo tectónico es muy diferente: mientras que hacia la comarca cantábrica de Liébana, al norte, se mantienen las estructuras plegadas, si bien sobre una serie más pizarrosa y con intercalaciones de naturaleza más variada, al sur, sin embargo, las masas rocosas se fragmentan y superponen de modo que producen un complicado mosaico de afloramientos en los que es difícil determinar líneas estructurales preferentes. Sí se pueden señalar en este sector meridional, no obstante, dos rasgos muy generales: la significativa presencia de una banda de calizas carboníferas en torno al Pico Espigüete y su brusco contacto morfotectónico, de estilo cabalgante, con las pizarras del corredor Cardaño-Resoba, que establecen la separación con la unidad estructural del Domo de Valsurvio.

Así pues, a ambos lados del sinclinal principal aparece una sucesión de materiales dispuestos más o menos simétricamente: un eje pizarroso con delgadas intercalaciones calcáreas, una primera envoltura conglomerática, que cierra periclinamente al Este, y una segunda envoltura de naturaleza principalmente pizarroso-areniscosa, que aunque no cierra normalmente en el ex-

tremo oriental, sí forma allí un afloramiento continuo de Norte a Sur, dislocado por una serie de fracturas transversales a los principales rumbos. Por último pueden señalarse dos franjas marginales compuestas por rocas carboníferas; la septentrional, fundamentalmente pizarrosa y de tectónica plegada, y la meridional, integrada sobre todo por calizas y de tectónica cabalgante y fallada.

Dada la composición conglomerático-areniscosa, y ocasionalmente caliza, de los flancos del sinclinal del Curavacas, éstos forman las crestas, separadas entre sí mediante surcos ortoclinales modelados en las pizarras. No obstante, la alineación principal, entre Peña Prieta (2.538 m) y el Curavacas (2.525 m), tiene un rumbo NW-SE y está por tanto labrada con una cierta oblicuidad con respecto al eje del pliegue. De este modo, su extremo noroccidental está constituido por una intrusión granítica en las calizas y conglomerados carboníferos del flanco N (Peña Prieta), mientras que el Curavacas, en el extremo opuesto de la línea de cumbres, está modelado sobre los potentes conglomerados carboníferos del flanco meridional, correspondiendo el tramo intermedio, sin embargo, al núcleo principalmente pizarroso del sinclinal. Pero, aunque con particularidades, puede hablarse de una organización morfoestructural en surcos y crestas, aplicable a las cabeceras del Esla, al W, y del Carrión, al E, y a la que sólo en los bordes se superponen los recortes fluviales N-S de los valles de Cardaño y el Carrión, hacia el Duero, y los boquetes anaclinales abiertos en la cabecera del Deva, hacia el Cantábrico (FIG. 1).

Con no ser nítido en ninguno de los dos sectores, el papel de la estructura en la configuración de los surcos de escasa pendiente longitudinal situados bajo las principales cumbres, se opone pues a las inclinadas vertientes marginales, explicando en definitiva la oposición de dos dominios morfológicos; el correspondiente al primer sector, caracterizado por la omnipresencia del modelado glaciario, y el labrado sobre el segundo conjunto, surcado por canales de carácter fundamentalmente torrencial.

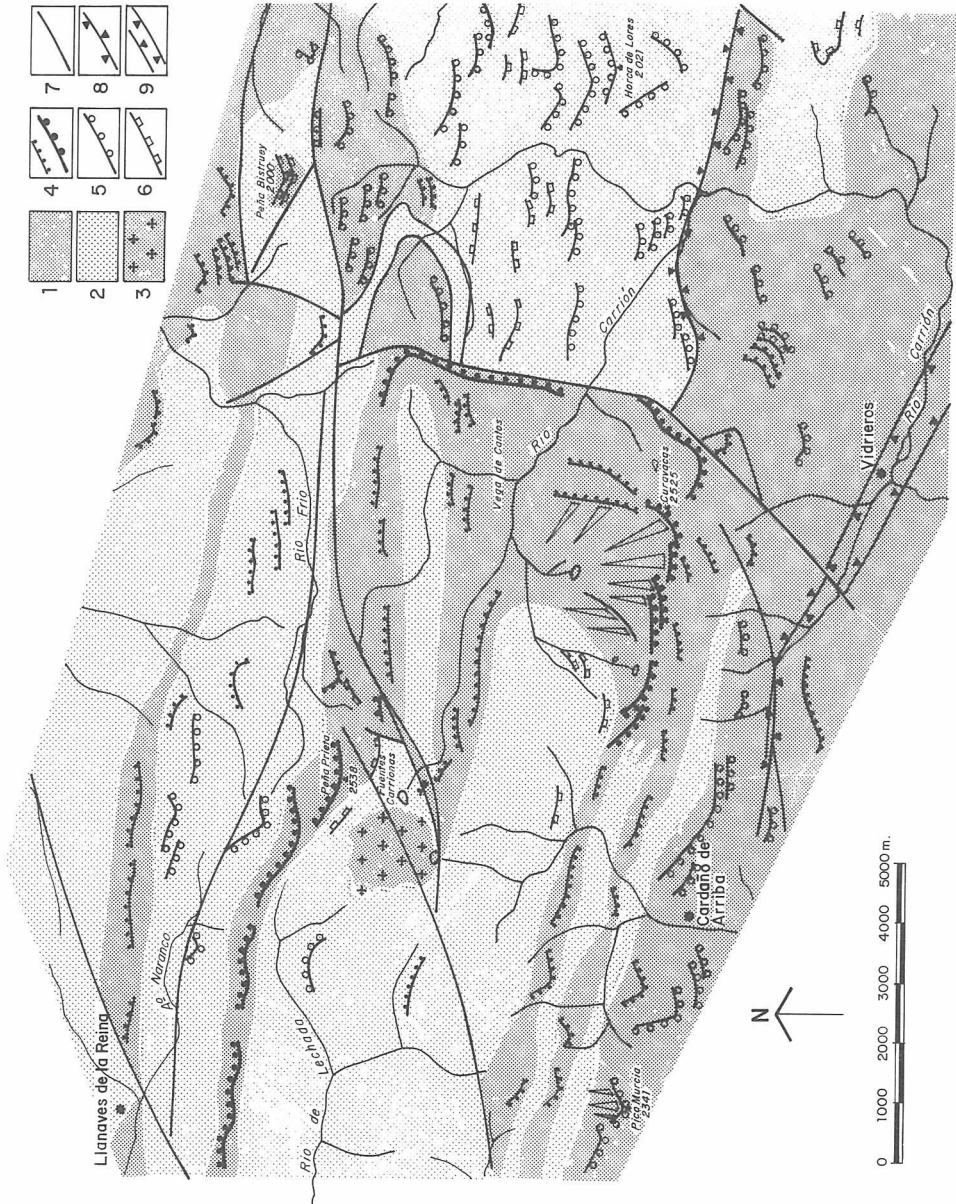
## **2. LA MORFOLOGÍA GLACIAR, RASGO ESENCIAL EN EL INTERIOR DEL MACIZO.**

La vertiente del macizo drenada anaclinalmente hacia el Deva corresponde, como en tantos otros valles cantábricos, al predominio de las formas fluviales. Las glaciares sólo adquieren un papel principal en la vertiente del Duero: por un lado, en los valles ortoclinales de la cuenca del Esla; pero de forma más importante, en los que constituyen la cabecera del Carrión.

### **2.1. El conjunto morfológico glaciario del Carrión.**

Es en el surco ortoclinal del Carrión, rodeado por las principales cumbres del macizo, donde se concentra una buena parte de la morfología glaciario del macizo de Peña Prieta.

Fig. 1: Esquema morfoestructural del Macizo de Peña Prieta.



Litología: 1. áreas con predominio de rocas compactas (cuarcitas, conglomerados, areniscas...); 2. rocas deleznales (pizarras, lutitas,...); 3. granitoides. Elementos morfoestructurales: 4. frentes escarpados sobre conglomerados; 5. id. sobre cuarcitas y areniscas; 6. id. sobre calizas; 7. fracturas; 8. canales de fractura; 9. depresión entre fracturas.

El principal conjunto de circos aparece sobre la cresta Peña Prieta-Curavacas, en cuya vertiente septentrional aquellas formas se suceden de Oeste a Este sin solución de continuidad. No obstante, sus características morfológicas son bastante variables, a consecuencia de los cambios litológicos que, como vimos anteriormente, experimenta esta línea de cumbres. De este modo, pueden distinguirse tres tramos: dos extremos en los que el modelado es vigoroso por la presencia de materiales de gran resistencia mecánica, como son los granitos (Peña Prieta) y los conglomerados (Curavacas), separados entre sí por un tramo central con circos de bordes difusos, al estar modelados sobre afloramientos de naturaleza más pizarrosa.

Aguas abajo, similares diferencias litológicas mantienen los contrastes morfológicos: los perfiles del lecho glaciar nítidamente escalonados sobre el granito de Peña Prieta se diferencian así de los que se desarrollan en los sectores central y oriental, más regulares y continuos, aunque no carentes de cubetas de sobreexcavación. En estos últimos predominan los modelados de abrasión, especialmente bien representados bajo el Curavacas, donde casi toda la vertiente que media entre la línea de cumbres y el Carrión es un puro llambrial con salientes aborregados, rompiéndose su continuidad sólo en las ocasionales cubetas de sobreexcavación, entre las que destaca la del Pozo Curavacas. Únicamente en estos enclaves son aprovechadas selectivamente las líneas de debilidad estructural, y fundamentalmente las de fractura, perfectamente visibles en todo el llambrial como simples trazos más oscuros o formando pequeños corredores jalonados de derrubios.

En estos primeros tramos, los sedimentos morrénicos forman dos tipos de depósitos, ambos muy bien representados en la vertiente: por un lado, los arcos detríticos de nevero y los lóbulos rocosos, presentes entre los 1.700 y los 2.300 m. de altitud; por otro, los pequeños cierres que suelen subrayar el borde inferior de las cubetas y los rellanos de sobreexcavación, casi siempre por encima de los 2.000 m.

Pero es en la mayoría de las respectivas desembocaduras de estos recuencos al surco principal donde aparecen los principales restos morrénicos, en forma de cordones detríticos que cierran, de forma ocasionalmente ramificada, a altitudes comprendidas entre los 1.700 y los 1.800 m, aproximadamente. La mayor parte de ellos constituyen morrenas laterales o intermedias, y, entre ellas, uno de los más bonitos ejemplos lo constituye la de los puertos de Riofrío, formada entre las corrientes de hielo que descendían respectivamente del circo oriental de Peña Prieta y del situado inmediatamente al Sur.

La morfología del surco principal es mucho más homogénea que la de las cabeceras: constituye un valle de perfil típicamente parabólico, que no sufre cambios significativos en función de la litología. Sólo merece la pena reseñar el contraste del complejo sector más elevado, por encima del umbral que da paso a la Vega de Cantos, con la sencillez del valle que continúa aguas abajo hasta Vidrieros.

El tramo superior está formado por una depresión con frecuentes difluencias y confluencias, todas las cuales, sin excepción, muestran perfiles en U

**Fig. 2:** *Circos labrados en la vertiente norte de Peña Prieta.*



*En torno a la cumbre, en la parte central de la imagen, puede observarse un modelado en forma de horn. Bajo los umbrales de confluencia con el valle glaciar de Riofrío, en primer término, abundan los restos morrénicos.*

**Fig. 3:** *Llambriales modelados sobre los conglomerados carboníferos al pie de Curavacas.*



*Observese el arrasamiento generalizado de las líneas de debilidad estructural, causantes de un enrejado ortogonal que permite la individualización de rocas aborregadas como la que se aprecia en primer término.*

con inequívocas huellas del paso de los hielos. Destacan las difluencias hacia la vertiente cantábrica, cuya morfología será analizada más adelante, y el anastomosamiento reconocible en torno al alto de Cantos, constituido por una bifurcación y unificación sucesivas de los valles glaciares.

Aguas abajo del umbral que domina la Vega de Cantos, sin embargo, el surco se presenta como una única artesa encerrada entre las paredes del Curavacas y el cordal de la Horca de Lores. Su fondo está colmatado por los aportes longitudinales de origen morrénico, fluvio-glaciar y aluvial, a los que se añaden los aportes laterales: los conos de deyección de algunas canales afluentes, que llegan a formar dos niveles encajados entre sí y los derrubios de ladera, entre los que destacan los que forman un importante deslizamiento de tierras que desciende en forma de lóbulo hasta el fondo de la Vega de Cantos.

Salvo entre estos dos tipos de depósitos, es difícil establecer una diferenciación, ya que los aportes longitudinales no son fáciles de distinguir entre sí, ante la ausencia de huellas y de rasgos morfológicos significativos, formando todos ellos un manto más o menos continuo en el fondo del valle. Sin embargo, entre la Vega los Cantos y Vidrieros, en torno a los 1.400 m. de altitud, se encuentra un conjunto sedimentario morfológicamente más variado: lo constituyen los cordones morrénicos que en este lugar delimitan el dominio de formas glaciares y con los cuales se intercalan depósitos aterrizados, cuyo nivel se encuentra muy poco por encima del correspondiente al cauce fluvial actual, pero que claramente están relacionados con el arrastre fluvio-glaciar sincrónico o inmediatamente posterior a la formación de los cordones. No obstante la dificultad de su interpretación también estriba en que son depósitos con un predominio absoluto de elementos procedentes de las pudingas carboníferas, cuyo desgaste no tiene relación con estos procesos de transporte y sedimentación.

Aguas abajo de este punto, no se encuentran huellas del paso de los hielos, dando paso la artesa glaciar a un valle algo más cerrado, que aunque en conjunto mantiene sus rasgos morfológicos por la colmatación aluvial del fondo, sufre cambios significativos en su perfil transversal al atravesar los diferentes afloramientos rocosos, con estrechamientos y ensanchamientos sucesivos que hacen muy inverosímil el paso de un glaciar por este sector.

## **2.2. Los restos glaciares en el valle de Cardaño.**

Como ya vimos, el valle de Cardaño se diferencia claramente del del Carrión por el papel secundario que desempeñan los surcos ortoclinales en su organización morfológica. En efecto, la depresión N-S que lo constituye atraviesa perpendicularmente los afloramientos rocosos en gran parte de su recorrido, lo que ofrece la ventaja de distinguir con mayor facilidad el grado de acción glaciar en el perfil del valle. De este modo, aunque las huellas glaciares llegan bastante abajo en comparación con el valle del Carrión, es significativo que no exista una completa continuidad de la morfología oca-

sionada por los hielos a lo largo del valle.

Así, las formas glaciares iniciadas en el circo meridional de Peña Prieta, de una gran rotundidad, se acaban a los 1.500 m. de altitud: constan de un sector superior, con un circo granítico sobreexcavado en dos claras cubetas adaptadas a la fracturación y ocupadas por lagunas, al que le sigue aguas abajo un tendido valle pizarroso al que flanquean sendas lomas morrénicas; por debajo, un tramo más encajado en las cuarcitas de la formación Murcia finaliza con el estrechamiento del perfil del valle, acompañado de restos morrénicos difusos. Esto parece indicar la independencia de este conjunto glaciar con respecto al iniciado en los circos abiertos al Este del Pico Murcia y que enlaza con el surco ortoclinal de Mazobres, inmediatamente al Norte del Espigüete. En el imponente muro calcáreo que del lado septentrional forman las calizas carboníferas de la referida elevación, un conjunto de encajados circos da paso a un sistema de pequeñas artesas, tan pronto sobreexcavadas en cubetas glaciocársticas como pulidas en su fondo por la acción de los hielos. Pero, tras su apertura al surco ortoclinal, en éste y en el valle principal al que desemboca ya sólo se detecta una indefinida labor de desgaste glaciar, que ha modelado una clara artesa desmantelando un conjunto de depósitos periglaciares cementados, aún visibles en la margen derecha del valle. El límite inferior de este conjunto morfológico glaciar se encuentra notablemente más bajo que en el primer sector descrito, a 1.250 m., señalado por una morrena que ya citaron NUSSBAUM Y GIGAX (1953).

### **2.3. Los surcos ortoclinales drenados hacia el Esla.**

Las crestas de pudingas carboníferas que enmarcan los dos surcos drenados hacia el Esla-Yuso (de Norte a Sur, los de Naranco, Lechada y Valponguero) muestran en gran parte de su desarrollo hacia el Oeste una umbría regularmente esculpida en circos. Pero con el progresivo descenso de las respectivas líneas de cumbres en aquella dirección, la magnitud de los recuencos va disminuyendo progresivamente, de forma paralela a la pérdida de importancia de los depósitos periglaciares actuales, hasta convertirse, en cuanto las cumbres descienden por debajo de los 2.000-1.900 m. de altitud, en pequeños y difusos nichos nivales que sólo afectan a la culminación de las cabeceras fluviotorrencales labradas en los conglomerados por los afluentes del Yuso.

La morfología de los tres surcos a los que se abren aquellos recuencos también sufre un cambio, aunque más brusco, a partir de los 1.400 m. de altitud aproximadamente: de un claro perfil en artesa se pasa a otro en V bastante cerrado, en cuyo fondo el río circula por un fondo fundamentalmente rocoso.

Tal cambio aparece marcado por algunos depósitos morrénicos, pero donde éstos adquieren una importancia significativa es entre los 1.500 y los 1.600 m. en el valle del Naranco, en los alrededores del refugio del Club Alpino Tajahierro, donde sobre un extendido conjunto sedimentario destaca



una serie de lomas detríticas bajas, en las que han quedado integrados algunos bloques graníticos procedentes del borde occidental de la intrusión plutónica de Peña Prieta. Estas morrenas han sido citadas por Alonso HERRERO (1987), quien sugiere que podrían corresponder a dos glaciaciones diferentes, pero tanto su homogeneidad morfológica como la escasa distancia existente entre unas y otras hacen pensar más bien en pulsaciones menores dentro de una única glaciación.

Por encima, finalmente, una serie de arcos menores jalonan el pie de los circos más orientales, pero están ausentes de los occidentales, donde la menor importancia del fenómeno glaciar, la existencia de una topografía desfavorable para su conservación o la combinación de ambos factores, explican la no aparición de aquellos depósitos.

Así pues, aunque en los surcos afluentes al Esla y sobre la umbría de sus crestas predomina la morfología glaciar, ésta no se extiende hasta su desembocadura en el río Yuso, cuyo valle ya presenta exclusivamente las huellas de un bello modelado fluvial sobre los conglomerados carboníferos.

### **3. LA ESCASA IMPORTANCIA DEL GLACIARISMO EN LAS MÁRGENES DEL MACIZO.**

#### **3.1. Acción fluvial y acción glaciar por difluencia en la vertiente cantábrica.**

En comparación con la magnífica herencia glaciar conservada en la cuenca del Carrión, la existente en los valles cantábricos es mucho más limitada y depende además en mayor o menor medida de los aparatos glaciares que eran drenados masivamente en dirección al Duero. A ello se añade el hecho de que las cabeceras cantábricas y del Pisuega que presentan una morfología glaciar dan paso con cierta rapidez a cauces de características fluviales, dada la fuerte pendiente longitudinal de las umbrías de la cresta areniscosocuarcítica marginal. No obstante, pueden encontrarse en algunos tramos de estas crestas, como bajo la Horca de Lores, algunos claros aunque reducidos conjuntos glaciares cuyo límite inferior se sitúa en torno a los 1.500 m.

Son tres los valles que acusan en sus cabeceras las huellas, fundamentalmente sedimentarias, del rebosamiento de los hielos hacia la vertiente cantábrica: de Oeste a Este, el del Quiviesa, que comunica aquélla con el surco de Naranco, y los de Ledantes y Riofrío, que lo hacen con el tramo alto del valle del Carrión. Aunque las fuertes pendientes impedían la prolongación de la acción de los hielos sobre distancias importantes tras tener lugar las respectivas difluencias, la extensión ocupada por las formas glaciares es algo variable, quedando en unos casos prácticamente pegadas a los collados en los que aquéllas se iniciaban (Ledantes) o llegando a modelar en varios centenares de metros un valle de caracteres glaciares bien definidos, como lo es el de Riofrío en su caída hacia la Liébana.

En todas estas cabeceras se plantea un similar problema de interpretación:

el origen último de las difluencias, que puede atribuirse a la acción fluvial en exclusiva o dando un papel más o menos decisivo al glaciario, como mecanismo acelerador de la erosión remontante de los ríos cantábricos (BERTRAND, 1974).

### **3.2. Las vertientes meridionales del Curavacas y el Espigüete.**

Con la importante morfología glacial de las caras Norte del Curavacas y el Espigüete contrasta el modelado torrencial de sus respectivas vertientes meridionales, especialmente importante en la imponente solana de la primera de aquellas cumbres, surcada en prácticamente toda su longitud por una densa red de canales nivo-torrenciales a cuyo pie se abren importantes conos de deyección, que recubren intermitentemente todo el pie de la pared.

En la solana del Espigüete las canales no aparecen tan marcadas, lo que da a la vertiente calcárea un carácter más continuo, aunque esta continuidad tiende a perderse en la peana pizarrosa, surcada por cauces labrados a expensas del deleznable soporte rocoso. No obstante, es de reseñar que la facilidad con la que aún pueden enlazarse entre sí las culminaciones de los interfluvios refleja el carácter incipiente de aquellos cauces, que no han llegado a dismantelar una primitiva rampa pizarrosa continua a lo ancho del pie de la vertiente. Las condiciones de modelado de esta peana pizarrosa seguramente podrán reconstruirse en gran medida a partir de los estudios de los retazos de derrubios calcáreos cementados, *gonfolitas*, que jalonan el contacto de calizas y pizarras.

## **4. LA EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA.**

### **4.1. Una etapa preglacial marcada por la destrucción de los valles estructurales desde la vertiente cantábrica.**

A causa de la escasez de restos sedimentarios correlativos, es difícil precisar el momento y las características concretas del ambiente morfoclimático en que se formaron y desarrollaron los surcos de relativa adaptación estructural que se conservan en la vertiente meridional del macizo de Peña Prieta.

Lo que está claro es que su morfología heredada se opone a las formas ocasionadas por la violenta incisión posterior protagonizada por los afluentes del Deva, cuya erosión remontante apenas encontró ocasionales barreras calizas en su camino hacia las cabeceras. Que ese proceso ha alcanzado de forma relativamente reciente el sector más elevado del macizo lo demuestra la presencia de codos de captura más o menos evolucionados en los bordes septentrionales de los principales surcos, como en Riofrío, aunque es difícil precisar el papel acelerador que en tal proceso ha jugado el glaciario pleistoceno, lo que no impide a BERTRAND (1974) apuntar que ese papel ha sido decisivo en algunos casos, lo que indicaría el carácter reciente de la glaciación, dado el violento retroceso de las cabeceras y el estado incipiente

Fig. 4: Esquema geomorfológico de la alineación Peña Prieta-Curavacas.



### **LEYENDA DE LA FIGURA Nº 4**

*Formas glaciares: 1. Pared de circo; 2. Pared de artesa; 3. Cubetas de sobreexcavación; 4. Umbral rocoso (en barra o en escalón); 5. Huellas de abrasión; 6. Rocas aborregadas; 7. Acumulación morrénica; 8. Loma en acumulación morrénica; 9. Cordón morrénico. Formas nivales y nivoglaciares: 10. Nicho de nivación o circo incipiente; 11. Morrena de nevero; 12. Glaciar rocoso. Formas de otro origen: 13. Derrubios de ladera; 14. Vertiente regularizada por acumulación; 15. Nicho de deslizamiento; 16. Movimientos en masa; 17. Vertiente regularizada por erosión (en calizas); 18. Porrones cuarcíticos; 19. Dolinas; 20. Pozos cársticos; 21. Incisión fluviotorrencial amplia en rocas resistentes; 22. Idem en rocas deleznales; 23. Incisiones menores; 24. Huellas de arroyada difusa; 25. Cono de deyección; 26. Depósitos aluviales y borde de terraza.*

que sin embargo presentan los referidos codos de captura.

A diferencia de las fases de incisión fluvial más antiguas, sí se encuentran, como en otros muchos sectores de la alta montaña cantábrica, restos de una actividad periglacial anterior a la glaciación. Así sucede concretamente en los escasos sectores calcáreos existentes, como en torno al Espigüete, donde la cementación de un conjunto de gravas ordenadas ha permitido su conservación en forma de retazos sobre las márgenes de la artesa de Cardaño y, con mayor extensión, en la solana de la elevación calcárea. Habrá que esperar no obstante a la realización de estudios más detallados acerca de la estratigrafía y relaciones geométricas entre los afloramientos y el modelado circundante para reconstruir con mayor precisión esta importante etapa de sedimentación. En este sentido, el hecho de que el Espigüete se encuentre a medio camino entre los Picos de Europa y el somontano septentrional de la Cuenca del Duero podría resultar de gran interés a la hora de establecer un cuadro morfo-cronológico general.

Queda también en el aire el problema de la correlación de estos derrubios periglaciares con otras formas existentes en los sectores silíceos, como las vertientes regularizadas por la arroyada difusa y la soliflucción laminar.

#### **4.2. Una glaciación generalizada de los sectores elevados y de los valles meridionales.**

Fue por consiguiente la especial adecuación topográfica de los antiguos surcos estructurales conservados en la vertiente meridional la que permitió que los hielos ocuparan de una forma generalizada el sector más elevado del Macizo de Peña Prieta y desarrollaran largas lenguas en los principales valles, con rebosamientos secundarios hacia la vertiente cantábrica, donde la fuerte inclinación de las cabeceras modeladas por la incisión fluvial reciente daba lugar a una rápida fusión de las lenguas de hielo. Por consiguiente, también en este caso, como en parte del sector central del Macizo Asturiano, el principal desarrollo glaciar tuvo lugar hacia el Sur, aunque las orientaciones preferentes de las áreas de acumulación corresponden, como es habitual, al primer cuadrante.

Las principales lenguas de hielo avanzaban por el tramo alto del Carrión y del valle de Cardaño hasta alcanzar los 1.300-1.400 m. de altitud. Esto su-

pone, en comparación con otras lenguas similares desarrolladas en conjuntos más occidentales, como el de San Isidro-Vegarada, que el desarrollo de los glaciares tenía que ver fundamentalmente con la considerable elevación de las áreas culminantes, hecho que encubre un claro ascenso del nivel altitudinal de la glaciación desde los Picos de Europa hacia el Sur. También en el caso que nos ocupa este hecho puede deducirse claramente de lo observable en los sectores más marginales, donde las lenguas formadas bajo cumbres de 2.000-2.200 m. de altitud no sobrepasaban el nivel de los 1.400-1.500 m, como sucede en la vertiente del Esla, a Poniente, y también en la Horca de Lores, a Levante.

Estos valores coinciden con los deducibles en otros sectores montañosos más occidentales y de situación similar con respecto a los Picos (Coriscao, Sierra de Riaño), aunque aquí este fenómeno sea especialmente llamativo por la considerable altitud de las culminaciones. La explicación radica sin duda en el papel de pantalla orográfica ejercido por los Picos de Europa respecto de los vientos húmedos de procedencia oceánica (BERTRAND, 1974).

Los regímenes de modelado glaciar fueron bastante distintos de unos sectores a otros, lo que sin duda es muy expresivo de las diferentes aptitudes del relieve preglaciar, sobre todo en la cabecera del Carrión. Así, mientras que algunas cabeceras muestran un modelado de sobreexcavación muy desarrollado (Peña Prieta), otras (cara Norte del Curavacas) sufrieron fundamentalmente un modelado por abrasión, que ha quedado plasmado en los espléndidos llambriales hoy visibles en aquel sector. El flujo era principalmente difuso en estos sectores, aunque aguas abajo tenía lugar una concentración en corrientes bien definidas (artesa del Carrión), aun sin dejar de predominar los procesos de abrasión.

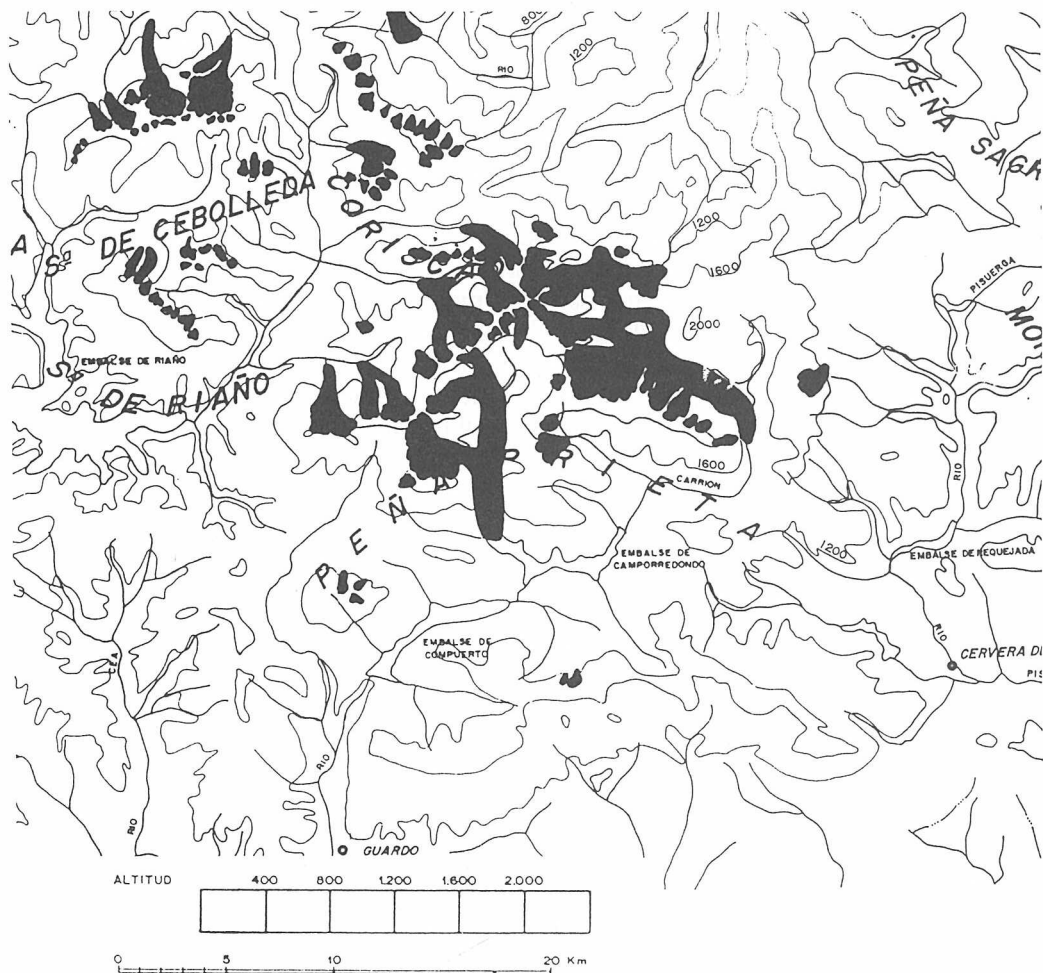
Estos contrastes eran menos llamativos en los valles menores de la vertiente del Esla, donde los valles tienen una organización más convencional, con lechos escalonados hacia las cabeceras y artesas de perfil longitudinal tendido aguas abajo.

En cuanto a la deglaciación, un modelo muy similar al ya comprobado en otros macizos (FROCHOSO y CASTAÑÓN, en prensa) puede reconstruirse en el conjunto de Peña Prieta a partir de los restos morrénicos observables, sobre todo en el valle del Carrión.

Así, tras una fase álgida con frentes a 1.300-1.400 m. en la vertiente castellana y difluencias que llegaban hasta los 1.350 m. en la cantábrica (Riofrío), un rápido retroceso tuvo lugar hasta el umbral de confluencia de las corrientes de cabecera con la principal, estacionándose las lenguas más elevadas a altitudes entre los 1.700 y los 1.800 m., aunque tal segregación tuvo lugar antes en los glaciares que confluían con el principal más cerca de su frente, coincidiendo con frentes individuales más bajos (entre 1.400 y 1.500 m. en el valle del Carrión).

Por último, los restos correspondientes a la fase residual, cierres menores, morrenas de nevero y glaciares rocosos, aparecen en casi todos los recuencos de cabecera, reflejando el estacionamiento de los frentes a altitudes muy

**Fig. 5:** Desarrollo máximo de los glaciares en el macizo de Peña Prieta y su entorno inmediato. variables entre los 1.700 y los 2.300 m.



### 4.3. La evolución postglaciar.

Dos dominios aparecen claramente diferenciados desde el punto de vista de las características del modelado posterior a la retirada de los hielos: el de las cumbres, incluyendo en él los valles afluentes, y el de los valles fluviales principales.

#### 4.3.1. *La continuidad de las acciones nivoperiglaciares en los sectores más elevados.*

Las rigurosas condiciones de frío han hecho que en los sectores por encima de los 1.800-2.000 m., que alcanzan en el conjunto de Peña Prieta una considerable extensión, haya predominado desde la retirada de los hielos un clima de características nivoperiglaciares. Pero debe tenerse en cuenta al comparar la evolución de las cumbres de este macizo con los Picos de Europa que las zonas escarpadas están mucho más limitadas, y sólo bajo las principales cumbres (Curavacas, Espigüete, Peña Prieta) aparecen volúmenes de derrubios importantes.

En algunas solanas, las vertientes de derrubios (Espigüete, Curavacas) ya estaban siendo formadas durante la glaciación bajo condiciones nivales (aludes, etc.). En los sectores que sufrieron más intensamente la glaciación (circos septentrionales de Peña Prieta o del Curavacas) los voluminosos conos y taludes de derrubios han colmatado parcialmente las formas de excavación.

Pero la frecuente aparición en los sectores culminantes de intercalaciones pizarrosas más o menos importantes, y en general de materiales poco aptos para la aparición de escarpes, hace que alcancen una extensión comparable a la de las vertientes de derrubios las laderas de roca regularizada, de perfil subrayado por la arroyada difusa de las aguas de fusión nival o por la soliflucción laminar. Estas formas suelen presentar orientaciones variables entre la Sur y la Oeste, y por ello también en este caso bastantes de las formas han sido muy verosíblemente sincrónicas del propio glaciario o incluso anteriores, pero es evidente allí donde aparecen la importancia de la morfodinámica actual.

En los casos de las laderas pizarrosas orientadas a umbría, la arroyada nival difusa da paso a los reguerones de escorrentía concentrada, que pueden llegar a formar redes relativamente importantes y que con frecuencia nacen en pequeños nichos de nivación funcionales en altitudes superiores a los 1.900-2.000 m.

#### 4.3.2. *Acumulaciones aluviales y aportes detríticos laterales en los valles colectores.*

En los valles principales, la red fluvial se ha encajado en muy escasa medida por debajo de los fondos de las artesas modeladas por los hielos, a lo que se añade el hecho de que posteriormente a la retirada de los hielos dos cau-

sas de colmatación parcial de sus vertientes y de su fondo pueden llegar a alcanzar una considerable importancia, al menos localmente: en primer lugar, las acumulaciones aluviales tienen como hemos visto un carácter generalizado en los valles drenados hacia el Duero, los de menor pendiente longitudinal y, por consiguiente, los que recogen con mayor facilidad los aportes longitudinales de los ríos. En el fondo de las artesas, estas planas aluviales suelen quedar ligeramente encajadas en las bajas terrazas de colmatación fluvio-glaciaria, aunque con frecuencia es difícil establecer la diferenciación entre unos y otros depósitos, e incluso en varios casos las terrazas bajas corresponden a etapas postglaciares, como veremos a continuación.

En segundo lugar, los aportes fluvio-torrenciales laterales, que se han ido depositando bajo la forma de conos muy aplanados en la desembocadura de las principales canales y que como ha quedado reflejado en el análisis morfológico se conservan especialmente bien en los valles de las redes del Esla y el Carrión, y especialmente en estos últimos. Así, en el brazo principal del Carrión los dos niveles de conos de deyección encajados entre sí indican una alternancia en las condiciones de formación y arrastre de los materiales desde las laderas, condiciones que no obedecen a causas exclusivamente locales, si tenemos en cuenta que se trata de un fenómeno que ya ha sido citado en los Picos de Europa (valle del Duje). También en este caso existe una relación de los dos niveles de aportes laterales con sus respectivas terrazas aluviales: los más altos corresponden a una terraza colgada a muy escasa altura sobre los cauces, pero claramente diferenciada por su colonización vegetal de las llanas aluviales actuales o subactuales, con las que enlazan los conos más bajos.

Finalmente, el tercer mecanismo de relleno de los valles, más ocasional pero protagonizado por voluminosos depósitos, consiste en el deslizamiento de importantes masas detríticas hasta el fondo de las depresiones. Este es un fenómeno causado tras la retirada de los hielos, pero cuyo carácter relicto está claramente reflejado en la colonización vegetal y en el encajamiento que los principales ríos han protagonizado en su frente. Ha sido también el zapeamiento fluvial, unido a otros factores como el predominio arcilloso en los materiales de ladera y la falta de equilibrio morfogenético en las vertientes abandonadas por los hielos, la causa de la formación de estas coladas, especialmente en las que aparecen en la vertiente cantábrica (valle de Riofrío, p. ej.).

Junto a estos tres mecanismos, principales causantes de la sedimentación reciente en los valles, los derrubios de ladera recientes tienen un papel secundario, ya que sólo aparecen bajo algunos escarpes cuarcíticos y calizos, no alcanzando en ningún caso una extensión significativa y, en cualquier caso, afectando solamente a las vertientes, sin colmatar los fondos de valle. De todos modos, hay que tener en cuenta que muchos de los derrubios postglaciares ya están colonizados por la vegetación, lo cual quiere decir que sólo una cartografía más sistemática que la llevada a cabo en este trabajo permitirá evaluar su importancia en el modelado reciente.



En ambos sectores, superior e inferior, la evolución morfológica de los restos morrénicos ha sido mínima, y la mayor parte de ellas muestran, como en Riofrío, un agudo perfil en su culminación que hubiese sido imposible de haber transcurrido un prolongado lapso de tiempo desde la retirada de los hielos.

## 5. CONCLUSIONES.

Dentro de una tipología aplicable a la generalidad de las montañas cantábricas, el macizo de Peña Prieta es un claro exponente de *conjunto morfológico de tipo alpino compuesto bien desarrollado* (FROCHOSO Y CASTAÑÓN, en prensa).

El desarrollo significativo que las formas glaciares alcanzan en este tipo de conjunto morfológico, representado también por las montañas próximas a los puertos de San Isidro y Tarna, se explica en buena medida por un dispositivo morfoestructural caracterizado por la alternancia de crestas que superan los 2.000 m y amplios surcos ortoclinales situados en torno a los 1.600-1.800, dispositivo que, sin alcanzar la idoneidad de conjuntos glaciokársticos como los Picos de Europa o Castro Valnera, también favorecía la acumulación de nieve y hielo, y el desbordamiento de éste tanto en dirección a la vertiente cantábrica como hacia la del Duero. No obstante, en ambos conjuntos, Peña Prieta y San Isidro, se repite el mismo modelo de glaciación disimétrica: se extienden en mayor medida las artesas desarrolladas hacia el sur, como consecuencia de los valles de suave inclinación existentes aguas abajo de aquellos surcos preglaciares en las cabeceras de la red del Duero.

Gracias a estas y a otras condiciones especialmente favorables, se observa en tales conjuntos una herencia glaciomorfológica de caracteres alpinos. En las crestas, es significativo el recorte de las aristas por circos de orientación variada, apareciendo como consecuencia de ello auténticos *horns*, especialmente en Peña Prieta. Aguas abajo de las aristas, los circos y artesas afluentes presentan frecuentemente un perfil longitudinal caracterizado por una sucesión de cubetas escalonadas. Por su parte, las artesas colectoras que drenan hacia el Duero tienen perfiles longitudinales continuos y tendidos de origen abrasivo, aunque ocasionalmente desarrollen cubetas de sobreexcavación que pueden estar ocupadas por lagos.

En general, los restos morrénicos jalonan los valles en un estado de conservación relativamente bueno, permitiendo el establecimiento de tres grandes fases en la deglaciación, desde los frentes más avanzados hasta las cabeceras: un máximo glacial con pequeñas pulsaciones y correspondiente en varios casos a glaciares alpinos compuestos; una segunda fase, manifestada en dichos aparatos compuestos por la disyunción de las lenguas afluentes, lo cual se refleja morfológicamente en las morrenas laterofrontales depositadas en torno a los umbrales de confluencia, y una fase residual, correspondiente a un acantonamiento de pequeños glaciares o heleros en las cabeceras, y señalada también por glaciares rocosos, especialmente en los

circos orientados al norte bajo crestas silíceas.

## 6. BIBLIOGRAFÍA.

- ALONSO, F.; ARENILLAS, M.; SÁENZ, 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. Burgos, 4-7 de mayo de 1981. Burgos: Consejo General de Castilla y León, pp. 23-43.
- ALONSO HERRERO, E. (1987): "Huellas del glaciario cuaternario en las cabeceras del río Esla. Vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (León)", *Cuaternario y Geomorfología*, Vol 1, pp. 49-59
- BERTRAND, G. (1974): *Les paysages cantabriques: Picos de Europa et Montaña de León (Nord-Ouest de l'Espagne)*, Toulouse: tesis doc., ej. mecanografiado, 3 vols.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J.C. (1989): *Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del Macizo Asturiano*. Microfichas. Oviedo: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo.
- FROCHOSO, M.; CASTAÑÓN, J.C. (en prensa): "El relieve glaciar de las montañas cantábricas", en *La glaciación cuaternaria en España*. Santiago de Compostela: Servicio de Publicaciones de la Universidad.
- LOBATO, L. (1977): *Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva (EN de León, NO de Palencia y SO de Santander)*. León: CSIC y Diputación de León, 192 pp.
- NUSSBAUM, F.; GYGAX, F. (1953): "La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica". *Estudios Geográficos*, pp. 261-270
- PRADO, C. DE (1852): "Notes sur les blocs erratiques de la chaîne cantabrique". *Bulletin de la Société Géologique de France*, pp. 171-175.

**RESUMEN:** Hasta ahora, el relieve glaciar de Peña Prieta no había sido objeto de un estudio científico, a pesar de la nitidez de las formas, lógica si tenemos en cuenta la altitud de las principales cumbres, por encima de los 2.500 m. De la disposición de aquellas formas, se deduce un desarrollo disimétrico de la glaciación cuaternaria, preferentemente dirigida hacia el sur, a causa de la débil pendiente longitudinal de los valles que drenan hacia el Duero, parcialmente adaptados a la estructura del sinclinal de Curavacas.

**PALABRAS CLAVE:** Cordillera Cantábrica, Peña Prieta, morfoestructuras, glaciación cuaternaria, evolución morfogenética.

**ABSTRACT:** Until present, no detailed study of Peña Prieta glacial morphology has been done, in spite of the landforms exemplariness, congruent with the highest summits altitude, over the 2500 m. The results of the morphological analysis shows a preference in the glacial development to the south, which can be explained by the gentle longitudinal gradient of the valleys draining to the Duero river, which are partially adapted to the Curavacas syncline structure.

**KEYWORDS:** Cantabrian Mountains, Peña Pietra, morphostructures, quaternary glaciation, morphoclimatical evolution.

**RESUMÉ:** Jusqu'à présent, le relief glaciaire de Peña Prieta n'avait encore fait l'objet d'une étude spécifique, malgré la netteté des formes, conséquence logique de l'altitude des principaux sommets, en dessus de 2.500 m. De l'analyse morphologique on peut déduire le développement dissymétrique de la glaciation quaternaire, préféremment dirigée vers le sud, grâce au faible pendage longitudinal des vallées drainées vers le Duero, qui sont partiellement adaptées à la structure du synclinal du Curavacas.

**MOTS CLÉS:** Cordillère Cantabrique, Peña Prieta, morphostructures, glaciation quaternaire, évolution morphoclimatique.