ABEL ÁLVAREZ CAÑADA
Licenciado en Geografía. Universidad de Oviedo

Estudio geomorfológico de la sierra de Peña Mea (Cordillera Cantábrica)

RESUMEN

Son escasos los estudios referidos al relieve de las sierras medias asturianas. En este trabajo se analiza la morfología de uno de esos espacios de media montaña en Asturias, en el que cobran especial protagonismo las formas debidas a las sucesivas fases de incisión fluvial, frecuentemente adaptadas al entramado morfoestructural heredado de la orogenia herciniana, así como las generadas bajo un ambiente morfogenético periglaciar durante las fases frías del Cuaternario.

RÉSUMÉ

Étude géomorphologique de la chaîne de Peña Mea (Asturias, Espagne).- Les études versées sur les montagnes moyennes des Asturies sont encore peu nombreuses. Dans ce travail on analyse la morphologie d'un de ces espaces de la montagne asturienne où le protagonisme est joué par les formes produites par les succesives phases de l'incision fluviale, qui sont fréquemment adaptées au réseau morphostructural herité de l'orogenie hercynienne, ainsi que par les formes générées sous une ambiance morphogénétique périglaciaire pendant les phases froides du Quaternaire.

ABSTRACT

Geomorphological study of Peña Mea chain (Asturias, Spain).- The studies of the asturian intermediate mountains are still scarce. This work analyzes the morphology of one of those spaces of asturian mountains, where the main protagonism is exerced by the landforms due to fluvial incision, frequently adapted to the morphostructural network inherited from hercynian orogeny, as well as by landforms generated by a periglacial environment during the Quaternary cold phases.

Palabras clave / Mots clé / Key words

Cordillera Cantábrica, Cuaternario, morfoestructuras, periglaciarismo.

Cordillère Cantabrique, Quaternaire, morphostructures, périglaciaire.

Cantabrian Mountains, Quaternary, morphostructures, periglacial landforms.

LA SIERRA de Peña Mea, unidad geográfica de la que se ocupa el presente trabajo, se localiza en la zona central de Asturias, constituyendo uno de los crestones estructurales que, individualizados por la red hidrográfica, definen de norte a sur el límite oriental de la Cuenca Carbonífera Central.

Este conjunto montañoso, al igual que otros de similares características, se incluye en la unidad denominada «sierras medias asturianas», que en líneas generales podemos identificar con el «Escalón del Aramo» de Llopis[1], constituida por una serie de elevaciones de altitud moderada, entre los 1.000 y 1.500 m., cuyo carácter dominante en el relieve viene definido, en la mayoría de los casos, por la resistencia a la erosión de las calizas namurienses y westfalienses.

El mayor atractivo morfológico de otros espacios, ya

[1] LLOPIS LLADO, N.: «El relieve de la zona central de Asturias», en *Estudios Geográficos*, nº 57, págs. 501-550. Madrid, 1954.

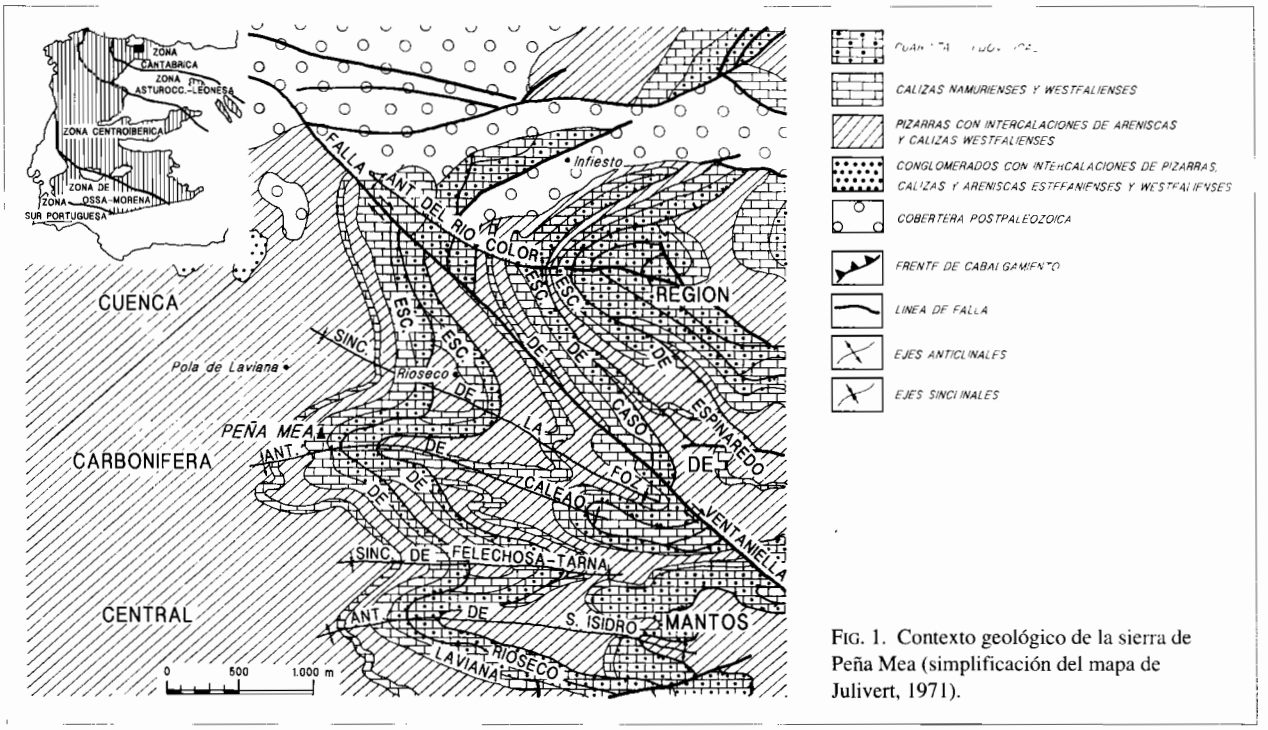


FIG. 1. Contexto geológico de la sierra de Peña Mea (simplificación del mapa de Julivert, 1971).

sea por su variedad morfogenética y el vigor de sus formas (Picos de Europa, cordales de la divisoria), ya sea por su carácter original (rasas costeras, cordales prelitorales), explica la escasez de estudios referidos a estas áreas de media montaña (a excepción del Monte Sueve[2]). El presente estudio pretende cubrir en parte este vacío, centrándose en un sector del Macizo Asturiano cuya moderada altitud (1.560 m. en su cota más elevada) ha impedido el desarrollo de formas glaciares, cobrando un claro protagonismo aquellas otras originadas a través de las sucesivas fases de incisión fluvial, así como las generadas en un ambiente morfogenético periglaciar.

I
DESCRIPCIÓN MORFOESTRUCTURAL DEL MACIZO ASTURIANO EN EL SECTOR CORRESPONDIENTE A LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL ALTO-MEDIO NALÓN

La necesidad de contextualizar todo análisis geográfico en un ámbito territorial superior se hace especialmente presente en el caso de Peña Mea, por su situación en el contacto de dos regiones contrastadas, la Cuenca Carbonífera Central, al oeste, y la Región de Mantos, al este. Este contraste es evidente, en primer lugar, en lo referente a las características geológicas, oponiéndose la monotonía pizarrosa y la tectónica de plegamiento de la primera a la variedad litológica y la tectónica de unidades cabalgantes posteriormente plegadas de la segunda. Pero además, muestran una clara diferenciación geomorfológica entre los alomados relieves de la cuenca, excavados en las pizarras por el progresivo encajamiento de una red fluvial indiferente a las estructuras, y los vigorosos crestones calcáreos y cuarcíticos individualizados entre surcos por la erosión diferencial en la Región de Mantos, dando lugar a una sucesión de tipo apalachense.

Como ya se citó anteriormente, en la Sierra de Peña Mea se produce el contacto entre estas dos unidades. En su vertiente oriental, la ausencia de una clara alternancia en la resistencia de los materiales, al estar formada por calizas y cuarcitas, impide el desarrollo de formas de carácter apalachense; sin embargo, la aparición de las pizarras westfalienses con importantes intercalaciones calcáreas en su vertiente occidental da lugar a la formación de un gran surco pizarroso individualizado entre los crestones de Peña Mea, al este, y Prado Brá-Pico For-

[2] SÁEZ HERNÁNDEZ, J. M. y GÓMEZ DE BENITO, L.: «Evolución morfológica del Monte Sueve (NE de Asturias)», en *Ería*, nº 15, págs. 80-84. Oviedo. 1988.

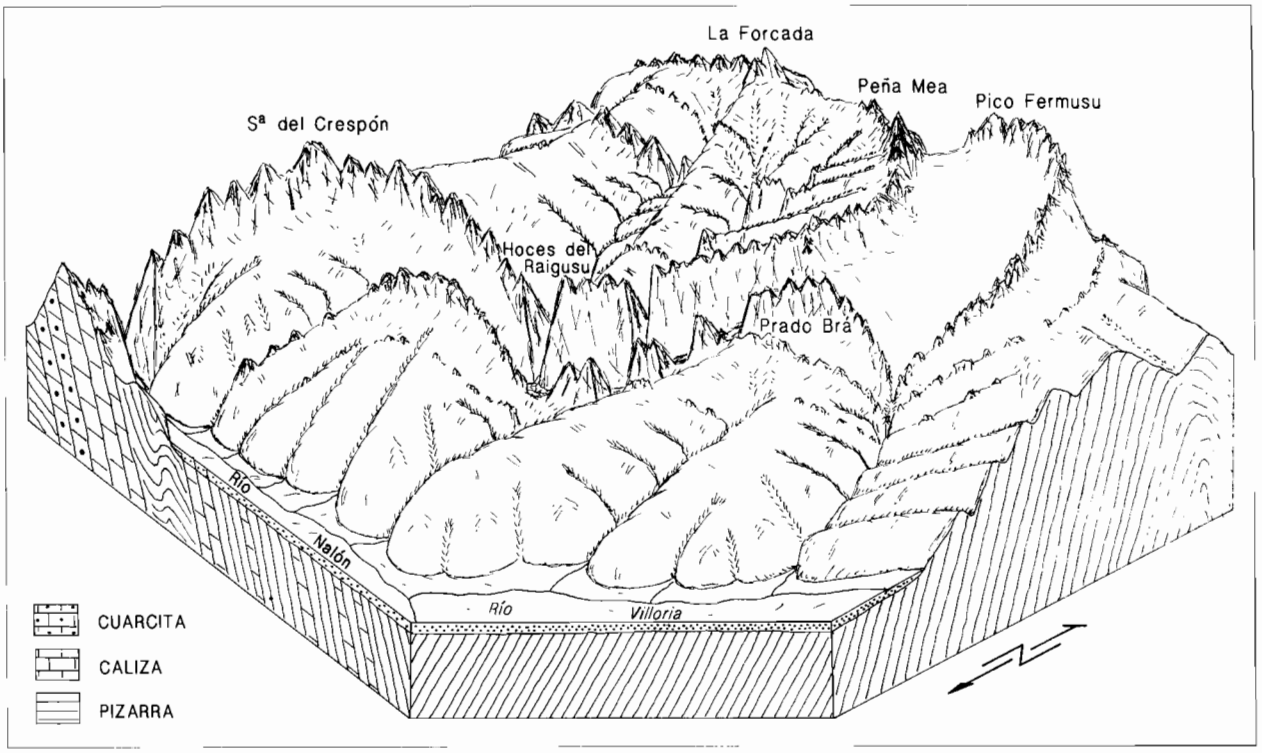


FIG. 2. Bloque diagrama de la sierra de Peña Mea.

moso, al oeste, a partir del cual el relieve da paso, sin solución de continuidad, a la suave morfología propia de la Cuenca Carbonífera Central.

II
EL RELIEVE DE LA SIERRA DE PEÑA MEA

La Sª. de Peña Mea se organiza topográficamente en torno a una línea de cumbres de forma semicircular, coincidiendo la parte convexa con los afloramientos calcáreos y cuarcíticos de la escama de Laviana, y los extremos del arco, con el interfluvio definido por los dos ramales en que el Raigusu se divide una vez superadas las Calizas de Montaña. Sin embargo, el área analizada en el presente trabajo no se limita a estos sectores más elevados y a las vertientes más próximas a ellos, sino que se extiende al conjunto de interfluvios secundarios que sirven de enlace entre las cumbres y los fondos de los valles principales, Raigusu, Villoria, Nalón y Aller. Este aspecto obedece a una doble explicación: en primer lugar, permite el estudio de los distintos tipos de depósitos generados por la morfogénesis fluvial, ya sean estrictamente aluviales o fruto de la combinación de éstos con los de vertiente allí donde los cursos penetran en las capas resistentes, especialmente cuarcíticas; y en segundo lugar, ofrece la posibilidad de recalcar la posición de Peña Mea a caballo entre dos regiones diferenciadas, sirviendo sus vertientes de enlace con el relieve desarrollado en cada una de ellas.

1. LAS UNIDADES MORFOLÓGICAS

El rasgo más destacable del relieve de Peña Mea, al menos aquel que define las líneas morfológicas principales, es su carácter estructural, observándose una evidente adaptación de las formas a las estructuras hercinianas, en la cual cobra un papel esencial el contraste en la resistencia de los materiales.

Así, la diferenciación de unidades morfológicas es sencilla si se plantea en términos estrictamente litológicos. Partiendo de la composición de la serie litológica, formada por un conjunto basal cuarcítico, otro intermedio calcáreo, y un techo pizarroso, y teniendo en cuenta que la línea de cumbres se desarrolla en la caliza en la mitad norte del cordal, y en las cuarcitas más modernas en la mitad meridional, es fácil deducir que nos encontramos con el enfrentamiento entre dos vertientes de roquedo contrastado, pizarroso con importantes intercala-

ciones calcáreas en sus primeros tramos en la occidental, y cuarcítico en la oriental, con las consiguientes diferencias morfológicas entre ambas.

Sin embargo, la composición de estas dos grandes unidades no es homogénea debido al cambio en el material que constituye la línea de cumbres, factor éste que incide, no solamente en las formas desarrolladas sobre la roca *in situ*, sino también en las características de los depósitos de vertiente generados bajo ellas.

A. El relieve pseudoapalachense de la vertiente occidental

Las características estructurales existentes en este sector del Macizo Asturiano, alternancia en la resistencia de los materiales (cuarcitas-calizas/pizarras/calizas/-pizarras) y la disposición de éstos con buzamientos prácticamente verticales, permitieron el desarrollo de formas de carácter apalachense en esta vertiente, debidas a la erosión diferencial llevada a cabo por los cursos ortoclinales.

Sin embargo, este tipo de relieve sólo aparece en los primeros tramos de la misma debido a la pérdida de potencia de los depósitos carbonatados a medida que avanzamos hacia el oeste. En realidad, tan solo la caliza de Peña Redonda cuenta con la suficiente potencia como para dar lugar a formas estructurales dominantes en la topografía, por lo que el desarrollo de manifestaciones pseudoapalachenses se reduce a la formación de un gran surco estructural fruto del vaciamiento de las pizarras del Fresnedo, individualizado entre los relieves dominantes definidos por los materiales más resistentes: crestón calcáreo de Peña Mea, por el oeste, y la sucesión de crestones estructurales secundarios y relieves residuales que aparecen en la caliza de Peña Redonda (Cerro Montarro, Pico Felguerina, Prado Brá y Pico Formoso), por el este.

De un modo genérico, el aspecto que ofrecen estos crestones calcáreos es muy similar, estando definidos por paredones prácticamente verticalizados, constituidos en realidad por la sucesión de formas poliédricas a que da lugar el cruce perpendicular de líneas de debilidad (estratificación y fracturación), presentando un salto altitudinal mucho mayor hacia el interior del surco. Sin embargo, la menor potencia del afloramiento de la caliza de Peña Redonda, constituido en realidad por dos bandas calcáreas separadas por una intercalación pizarrosa, hace que sea más fácilmente atacable por la acción erosiva de la red fluvial adaptada a las líneas de fracturación. El resultado es la fragmentación de este material en una sucesión de relieves dominantes, reducidos en muchos casos a formas residuales, en los que únicamente las elevaciones de Pradó Brá (1.178 m) y Pico Formoso (1.270 m.) alcanzan la categoría de crestones estructurales. La morfología de ambos crestones, separados por el encajamiento del río Mosquil, queda definida por las incisiones que, adaptadas a las líneas de fracturación, surcan las vertientes, sensiblemente más abundantes en Prado Brá, por lo que esta elevación presenta un perfil menos uniforme, con numerosos pináculos aislados en los que es frecuente la existencia de núcleos dolomitizados.

Al este del crestón de Prado Brá las calizas de Peña Redonda han sido profundamente desmanteladas por la red fluvial, lo cual da idea de la escasa resistencia de este material, si tenemos en cuenta la limitada capacidad erosiva de estos cursos. En concreto, entre el afluente del Raigusu que baja desde la Collada de Doñango por el surco pizarroso, el propio Raigusu, que abre una pequeña hoz unos 200 m. antes de las gargantas de la caliza de Montaña, y la cabecera del arroyo Saliencia que ha desmantelado la vertiente occidental de estos crestones, han dado lugar al aislamiento de los relieves residuales de Cerro Montarro (982 m.) y Pico Felguerina (888 m.).

Por su parte, la caliza de Montaña, a pesar de encontrarse mucho más laminada que la de Peña Redonda, es capaz de formar un crestón más macizo debido a su mayor potencia, que se desarrolla desde la hoz occidental del Raigusu hasta el paso al material cuarcítico en la línea de cumbres. El repertorio morfológico es más amplio que en los crestones anteriores; en primer lugar, las incisiones instaladas sobre las fracturas son mucho más profundas, constituyendo muchas de ellas importantes canales en las que se concentra la evacuación del material desde las partes altas; de la misma manera, el modelado kárstico está mucho más desarrollado, aunque limitado al no existir amplias plataformas calcáreas, como pueda ocurrir en otros macizos semejantes, como el Sueve o el Aramo: se reconoce una red de cavidades colgadas, algunas de ellas activas actualmente; también se desarrolla un importante lapiaz de acanaladuras por encima de los 1.000-1.100 m. Pero las formas de mayor envergadura del modelado kárstico se manifiestan en la aparición de un campo de dolinas de vertiente en la parte alta de la misma, unos 500 m. al norte de la cima de Peña Mea, instaladas sobre cruces de fracturas, en lugares donde el perfil de la vertiente no es tan escarpado.

El enlace entre los escarpes calcáreos y los afloramientos pizarrosos del surco estructural se efectúa a través de un talud continuo de depósitos de vertiente, en la mayoría de los cuales se puede reconocer un origen periglaciar. De la misma manera que la distinta composición litológica de los bancos calizos que configuran las partes altas de las vertientes daban lugar a peculiaridades en las formas desarrolladas en la roca in situ, en los depósitos generados vertiente abajo encontramos distintas características, que de un modo general se derivan de la mayor capacidad para la generación de gelifractos en el crestón de Peña Mea (debido tanto a la potencia del afloramiento como a encontrarse muy laminado), y de los mecanismos que predominaron en la evacuación del material vertiente abajo.

La morfología dominante en estos depósitos es la de un talud continuo que ni siquiera se interrumpe por debajo de las colladas, al enlazar los taludes de ambos escarpes, y que en su día debió de dar lugar a la colmatación del surco, al menos en las zonas próximas a las mismas, como indican los rellanos que han quedado colgados a media ladera, formados por retazos del talud resultante del recorte longitudinal de los cursos ortoclinales.

En la alimentación de este tipo de depósitos primarían los mecanismos de gravedad, aunque las características morfológicas del escarpe situado sobre ellos introduce importantes variaciones. Así, el talud situado bajo el crestón de Peña Mea tiene una mayor potencia, sin que ésta haya podido ser determinada, al no encontrarse su superposición al afloramiento pizarroso, y muestra en su composición unos rasgos claramente periglaciares al estar formado por material homométrico, que en algunos puntos presenta una cierta estratificación, con predominio de cantos y gravas muy aristados que se orientan de acuerdo con la inclinación de la vertiente. Por su parte, los taludes generados por debajo de los crestones de Prado Brá y Pico Formoso cuentan con una potencia máxima de 1,5-2 m. a la vez que ofrecen una mayor regularización del perfil de la vertiente, adaptándose a los pequeños pliegues en que se articula la pizarra, que suele aflorar en superficie en las charnelas anticlinales.

Las características topográficas de estos taludes también es diferente, observándose una mayor regularización en los situados bajo la caliza de Peña Redonda, mientras que los de Peña Mea ofrecen un perfil mucho más sinuoso. Este hecho puede explicarse por la diferencia fundamental que presentan ambos depósitos, que es la aparición de una fuerte cementación en los correspondientes a la caliza de Montaña, originada por el aporte de aguas cargadas en carbonatos desde las partes altas de la vertiente. Lógicamente, el resultado fue la formación de unos depósitos mucho más compactos debajo de Peña Mea, que solamente pudieron ser incididos por los potentes cursos torrenciales que bajaban por las canales, mientras que los depósitos de Prado Brá y Pico Formoso, al estar constituidos por fragmentos sueltos empastados en materiales de menor calibre, fueron más fácilmente removilizables, adoptando ese perfil uniforme.

La importancia de las canales que surcan la vertiente occidental de Peña Mea permitió la actuación de las aguas de lluvia y de fusión nival como mecanismo de evacuación de materiales hacia el surco, dando lugar a la formación de importantes conos de deyección a su salida. Estos conos presentan las mismas características que habíamos citado a propósito de los taludes, homometría, formas aristadas en los fragmentos, especialmente observables en cantos y bloques, y una fuerte cementación, introduciendo como principal novedad la presencia de una clara estratificación originada por diferencias en la capacidad de arrastre de los cursos que fluían por las canales. Estos cursos, tanto por las peculiaridades de sus cauces, abiertos en la caliza aprovechando líneas de fractura, como por la importante alimentación de agua, debieron de discurrir bajo condiciones de torrencialidad; sin embargo, por el escaso recorrido de los materiales, así como las características físicas del material, formado por fragmentos calcáreos muy resistentes, estos depósitos tienen unas características más próximas a los depósitos de gravedad que a los típicamente torrenciales.

Los cortes existentes en los conos de deyección, aunque numerosos al estar incididos y parcialmente desmantelados por la erosión posterior, no suelen ofrecer una información clara al estar cementados en superficie, lo cual impide observar su composición. No obstante, en algunos sí pueden observarse una clara estratificación; en concreto, en un cono próximo a la collada de Doñango se ha encontrado un trozo de depósito desprendido del cuerpo principal (éste aparece totalmente cementado en superficie) en el que puede observarse la cara inferior, libre de cementación al haber quedado apoyado en otros trozos menores o en bloques desprendidos. En esta parte inferior, y teniendo en cuenta que al estar removilizado la disposición de las capas con respecto a la topografía de la vertiente no se corresponde con la del resto del cono, se reconoce un estrato inferior formado por cantos calcáreos de fuerte homometría (entre 8 y 10 cms.), sobre el que descansa otro constituido por blo-

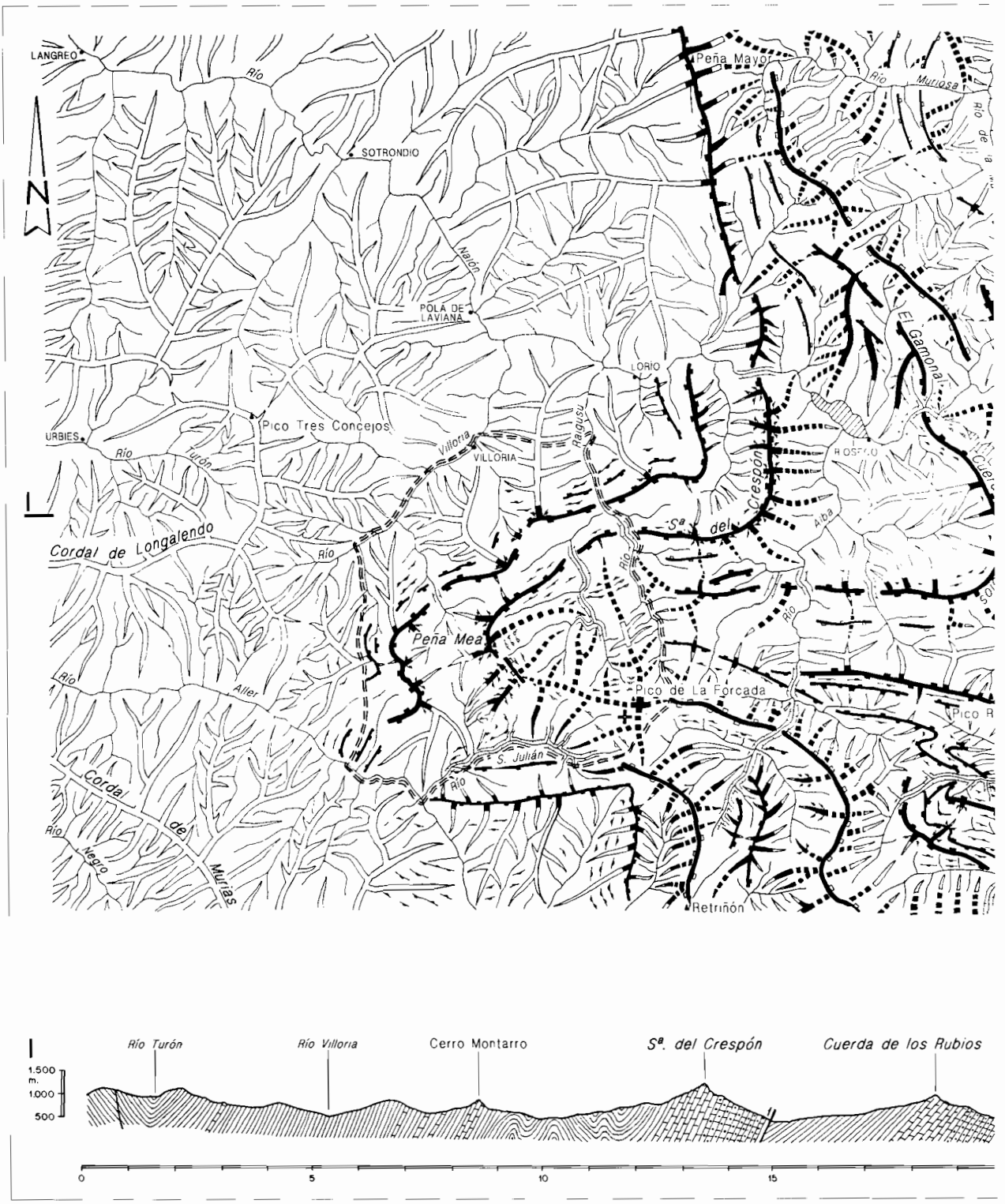
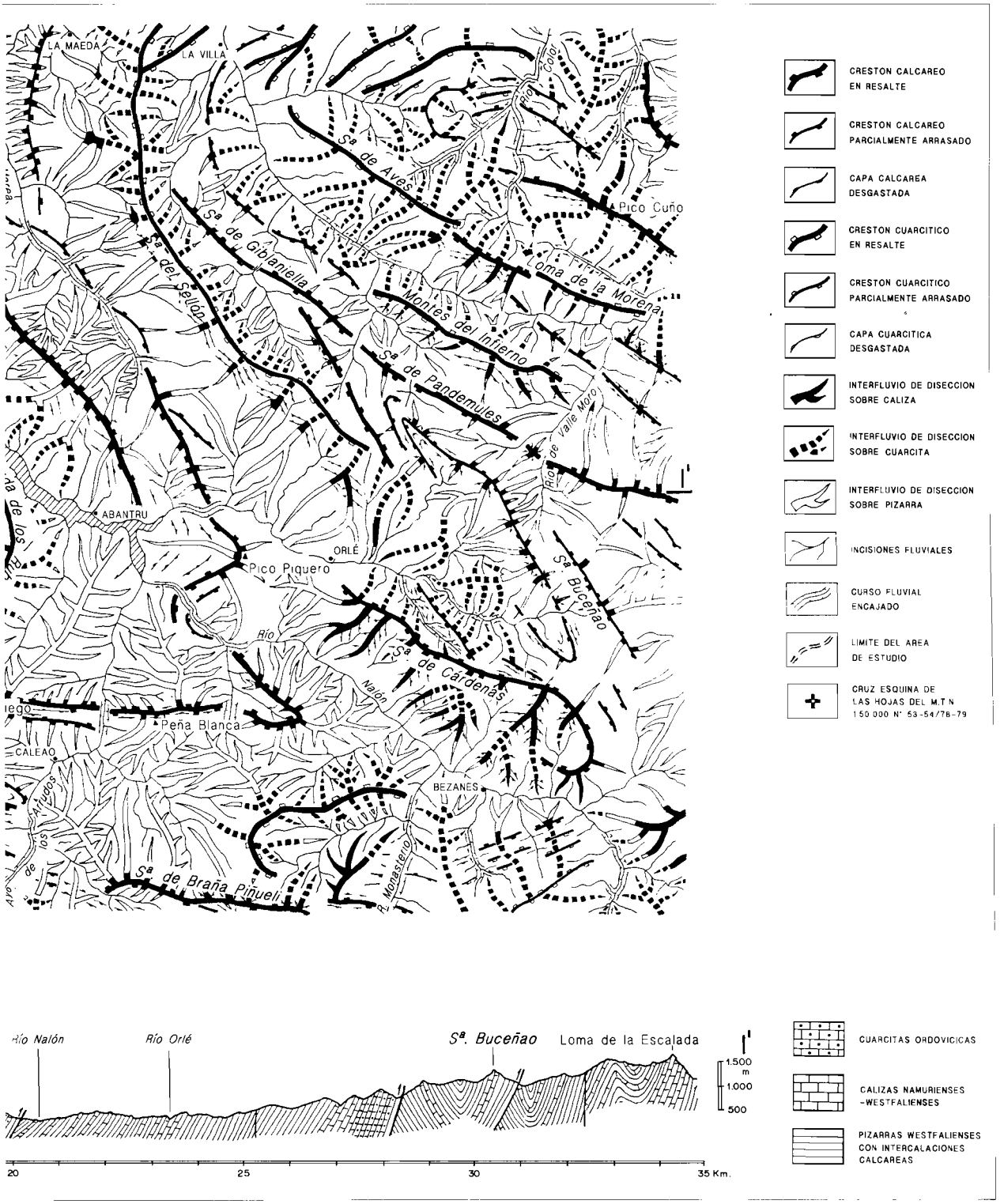


FIG. 3. Esquema morfoestructural de la sierra de Peña Mea y su entorno.


LA MAEDA
LA VILLA
Sª de Aves
Río Colo
Pico Cuño
Sª de Giblaniella
Sª del Sellao
Loma de la Morena
Montes del Infierno
Sª de Pandemules
Río de Valle Malo
ABANTRU
ORLÉ
Pico Piquero
Sª Buceñao
Río
Sª de Cárdenas
Nalón
Peña Blanca
CALEAO
BEZANES
Sª de Braña Pinueli
Río Monasterio
CRESTON CALCAREO EN RESALTE
CRESTON CALCAREO PARCIALMENTE ARRASADO
CAPA CALCAREA DESGASTADA
CRESTON CUARCITICO EN RESALTE
CRESTON CUARCITICO PARCIALMENTE ARRASADO
CAPA CUARCITICA DESGASTADA
INTERFLUVIO DE DISECCION SOBRE CALIZA
INTERFLUVIO DE DISECCION SOBRE CUARCITA
INTERFLUVIO DE DISECCION SOBRE PIZARRA
INCISIONES FLUVIALES
CURSO FLUVIAL ENCAJADO
LIMITE DEL AREA DE ESTUDIO
CRUZ ESQUINA DE LAS HOJAS DEL M.T.N 1:50.000 Nº 53-54/78-79
Río Nalón
Río Orlé
Sª. Buceñao
Loma de la Escalada
1.500 m
1.000
500
20
25
30
35 Km.
CUARCITAS ORDOVICICAS
CALIZAS NAMURIENSES -WESTFALIENSES
PIZARRAS WESTFALIENSES CON INTERCALACIONES CALCAREAS

ques, algunos de ellos de gran tamaño. La misma alternancia se observa en una pequeña cantera existente en el frente de otro cono, grandes bloques superpuestos a cantos calcáreos, aunque en este caso se observa la presencia de una nueva capa de cantos encima de los bloques. En superficie aparece una capa formada por material heterométrico con predominio de bloques y sin cementar, por lo que sí puede identificarse con una dinámica torrencial subactual, quizá relacionable con la que originó las pedreras superficiales que observamos en todo el conjunto, que aquí aparecerían colonizadas por la vegetación.

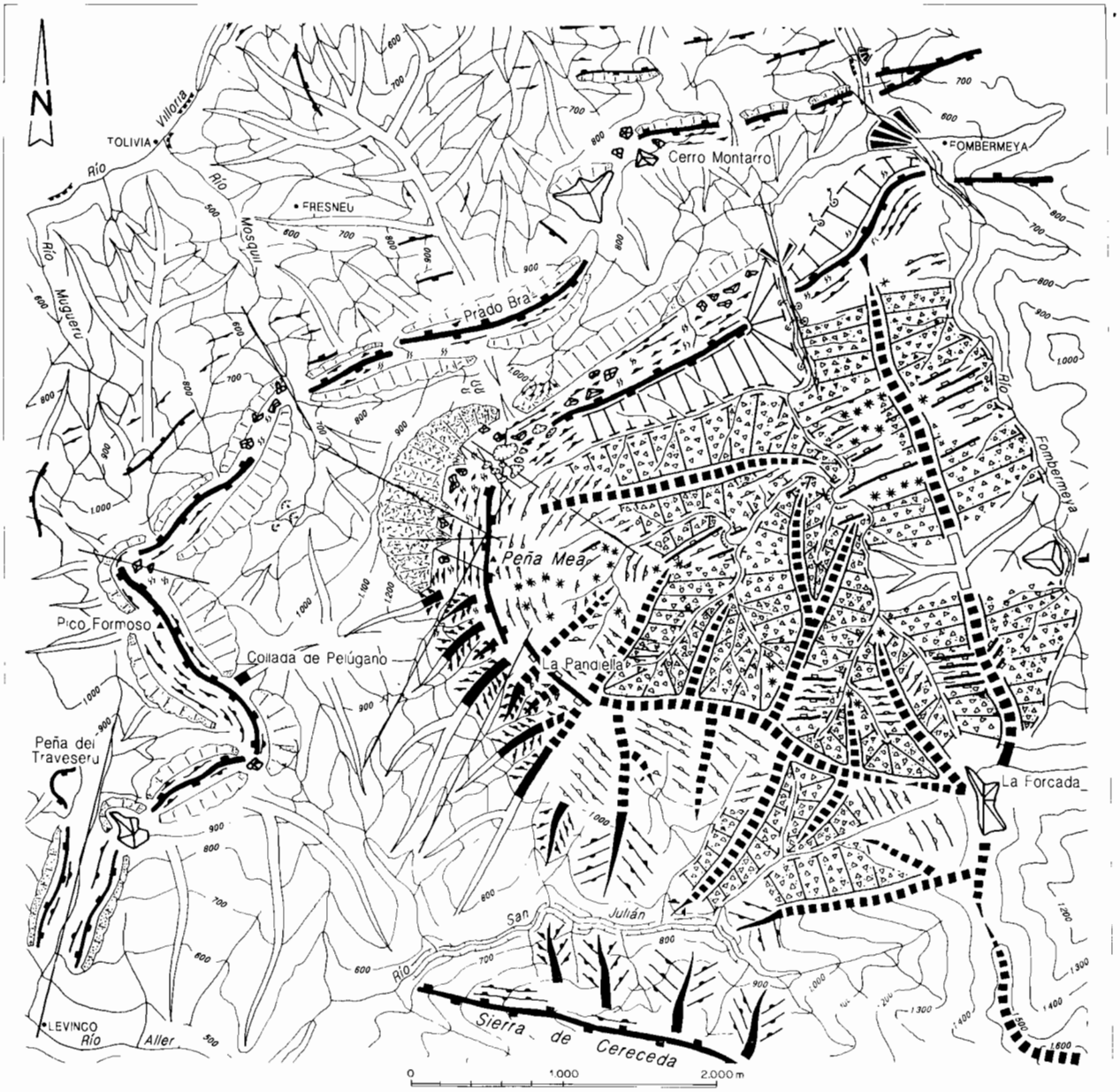
En cualquier caso, la estratificación es un fenómeno evidente en los conos de deyección situados a la salida de las canales, y se explicaría por la alternancia en la capacidad de arrastre de los cursos torrenciales, correspondiendo las capas de material de mayor calibre a las fases de más vigor torrencial, y las de material más fino a las de menos capacidad de arrastre.

Al margen de estos depósitos de vertiente, en las cercanías de la collada de Doñango, y ya por debajo del afloramiento calcáreo, se han reconocido unos materiales cuya presencia llama la atención por su inadaptación a la morfología actual del sector. Se trata de cantos de arenisca con intercalación de algún bloque del mismo material intensamente desgastados, y que en puntos aislados aparecen organizados en forma de depósitos constituidos por hiladas separadas por bancos de gravas y arenas. Lógicamente, la red fluvial actual es incapaz de originar estos índices de desgaste teniendo en cuenta la proximidad de la collada, por lo que podemos deducir que se trataría de un retazo de depósito aluvial generado por el curso ortoclinal que discurría por el surco antes de la definición de las colladas, y que sería posteriormente removilizado bajo condiciones de vertiente a medida que la excavación del surco fue dando lugar al relieve actual, como se deduce de su mezcla con fragmentos calcáreos angulosos. Esta afirmación debe de hacerse con las debidas precauciones, ya que sólo en puntos muy concretos han podido reconocerse depósitos de este tipo, así como tampoco se ha observado la superposición de los taludes y conos sobre ellos; en cualquier caso se sugiere a modo de hipótesis, avalada por el hallazgo de materiales con idénticas características de composición y desgaste en la collada de Pelúgano, que domina el surco por el sur, aunque mucho más esporádicos en su presencia.

Todos los depósitos de vertiente se hallan colonizados por una delgada cobertera vegetal formada en su mayor parte por pastizal de montaña y pequeños arbustos, con escasos ejemplares arbóreos que suelen aparecer en zonas abrigadas con suelos más desarrollados. En algunos puntos, sobre la cubierta vegetal se sitúan pedreras sueltas superficiales, que se adaptan a la topografía de la vertiente; suelen situarse en el seno de las canales, o a la salida de las mismas, instalándose sobre la superficie de los conos, y están alimentadas por materiales liberados en las partes altas de la vertiente y en los bordes de las canales, ya sea a través de procesos de gelifracción por reactivación del frío invernal, u otros relacionados con la liberación de cantos por los mecanismos de disolución kárstica.

Si en los conos de deyección situados a la salida de las canales de la vertiente occidental de Peña Mea los rasgos torrenciales son poco claros, en otros puntos sí se han reconocido depósitos con evidentes rasgos de torrencialidad. En el fondo del surco estructural, justo a la salida de cada una de las hoces del Raigusu, se observa la presencia de un retazo de lo que fue un gran cono de deyección, mucho más conservado en la hoz oriental. La existencia de tales formas en este sector es lógica, pues, en primer lugar, cumple el clásico esquema de composición de los cursos torrenciales, con sendas *cuencas de recepción*, constituidas por las cabeceras del Raigusu y del Fombermeya, dos *canales de desagüe*, que coincidirían respectivamente con las dos hoces, y los *conos de deyección*, localizados en el surco pizarroso a la salida de las mismas. En segundo lugar, la presencia de la caliza de Peña Redonda actuó como barrera estructural que aumentaría la potencia de estos depósitos y que provocó la coalescencia de ambos conos, a la vez que frenó su posterior desmantelamiento, al no quedar depositados en una vega aluvial abierta.

La cercanía de las hoces del Raigusu (unos 500 m.) y la potencia del depósito de la hoz oriental (colgado a unos 20 m. por encima del cauce actual) hacen pensar en que debió de producirse la coalescencia de ambos depósitos, dando lugar a un gran abanico torrencial; sin embargo, la parte correspondiente a la hoz occidental está prácticamente desaparecida. Es de suponer que esto se debe a la mayor capacidad erosiva del Raigusu y del afluente que baja por el surco pizarroso desde la collada de Doñango, de manera que es en la hoz oriental donde podemos observar las características de estos depósitos, que pueden resumirse, morfológicamente, en la existencia de un gran cono aún reconocible a través del rellano colgado sobre el cauce actual, al que se superponen los taludes de vertiente, cuando aquél no enlaza directamente con la pared calcárea. En lo referente a su composición destaca la presencia de rasgos claramente torren-



FORMAS ESTRUCTURALES

- CRESTON CALCAREO CULMINANTE
- CAPA CALCAREA EN RESALTE
- CAPA CALCAREA DESGASTADA
- CRESTON CUARCITICO CULMINANTE
- CAPA CUARCITICA EN RESALTE
- CAPA CUARCITICA DESGASTADA
- FRACTURAS

FORMAS PERIGLACIARES

- VERTIENTE REGULARIZADA POR ACUMULACION
- VERTIENTE REGULARIZADA POR EROSION
- TALUD DE DERRUBIOS
- TALUD DE DERRUBIOS CEMENTADO
- LOBULOS DE SOLIFLUXION
- NICHO DE ARRANQUE
- REGUERONES DE POSIBLE ORIGEN NIVAL

FORMAS DEBIDAS A LAS AGUAS CORRIENTES

- INCISION LINEAL
- CAUCE ENCAJADO EN ROCA RESISTENTE
- ZAPAMIENTO FLUVIAL
- CONO TORRENCIAL
- BORDE DE TERRAZA

FORMAS KARSTICAS

- SUMIDERO RESURGENCIA
- DOLINAS
- LAPIAZ

FORMAS DE ORIGEN INDIFERENCIADO

- INTERFLUVIOS DE DISECCION SOBRE CALIZA
- INTERFLUVIOS DE DISECCION SOBRE CUARCITA
- INTERFLUVIOS DE DISECCION SOBRE PIZARRA
- "TORS" CUARCITICOS
- RELIEVES RESIDUALES CALCAREOS

FIG. 4. Esquema geomorfológico de la sierra de Peña Mea.

ciales, heterometría de los fragmentos (en los que predominan de forma casi absoluta los de naturaleza calcárea) con presencia de algunos bloques de gran tamaño, ligeramente redondeados en sus aristas, y con frecuencia fragmentados por la brusquedad del transporte.

En la mitad meridional del cordal de Peña Mea las cuarcitas pasan a ocupar un lugar dominante en el relieve, definiéndose un interfluvio de disección en dicho material por la acción remontante de la red fluvial (cabeceras del Raigusu y del río S. Julián, afluente del Aller), que abandona el trazado estructural que veíamos en el crestón calcáreo. Solamente en el Pico de la Pandiella (1.527 m.), próximo al de Peña Mea, que sirve de arranque al interfluvio cuarcítico, se observa el mantenimiento del trazado estructural en la disposición de las capas en su vertiente meridional. Precisamente la orientación de este sector de la vertiente hacia el mediodía explicaría la inexistencia de un relieve estructural plasmado en una prolongación del crestón calcáreo, ya que la intensa gelifracción que se desarrollaría en las fases más frías por la alternancia de temperaturas entre el día y la noche, darían lugar al desgaste del afloramiento calcáreo.

Las diferencias morfológicas entre la culminación cuarcítica y la constituida por la caliza de la mitad septentrional del cordal son evidentes, dejando paso el vigor de ésta a las suaves formas de la primera, vestigio de la superficie de arrasamiento de la que partió el relieve actual.

Las formas redondeadas de la culminación de este interfluvio cuarcítico pudieron deberse a la existencia de una cubierta alterítica formada por cantos cuarcíticos empastados en una matriz arenosa, situada sobre la roca *in situ*, que solamente aparece en afloramientos aislados (a excepción del ya mencionado Pico de la Pandiella) en forma de *tors* de escaso desarrollo coronando la vertiente[3].

Por debajo de la línea de cumbres la movilización de la cubierta alterítica por mecanismos de solifluxión laminar ha dado lugar a la formación de vertientes regularizadas por la acumulación de estos materiales, puntualmente rotas por las incisiones asociadas a fracturas que la surcan, siendo frecuente la aparición de *tors* cuarcíticos en las vertientes que dominan estas incisiones. Solamente en la parte más occidental del interfluvio cuarcítico se produce un afloramiento más o menos masivo de roca *in situ*, prolongación del que configura la culminación de la Pandiella.

Una vez superado el dominio cuarcítico, la acción remontante de las cabeceras de la red fluvial (ya perteneciente a la cuenca del río Aller) ha dado lugar al desgaste del afloramiento calcáreo, que va adoptando la forma de una vertiente regularizada por erosión, regularización que se va acentuando hacia el sur a medida que las capas calcáreas se alejan más de la cumbre, hasta el punto de quedar encubiertas por los depósitos de ladera[4].

Por debajo de los afloramientos de roca *in situ* y del límite de los procesos de regularización de las vertientes se desarrolla, al igual que en la mitad septentrional, un talud de derrubios cuya continuidad solamente es interrumpida por las incisiones lineales provenientes de las partes altas. Al igual que ocurría con los afloramientos rocosos, la composición litológica de esta vertiente repercute en la introducción de peculiaridades en los depósitos de ladera generados en su parte inferior, peculiaridades en cuya descripción no merece la pena detenerse mucho debido a que se trata más bien de diferencias en la composición interna relacionadas con el predominio de materiales cuarcíticos, que morfológicas. Localmente, a la salida de las principales incisiones se observa la presencia de conos de deyección, aunque mucho menos potentes que los situados al norte de la collada de Pelúgano.

Como ya se ha indicado anteriormente, al oeste de los crestones de Prado Brá y Pico Formoso la escasa potencia de los afloramientos calcáreos impide el desarrollo de crestones estructurales de importancia, aunque dichos afloramientos se reconozcan perfectamente en la topografía al originar finas cuerdas que surcan las vertientes de los interfluvios.

Desaparecidas pues las formas pseudoapalachenses, el relieve de este sector se organiza a través de una serie de interfluvios pizarrosos (de los que los principales están dispuestos de forma más o menos perpendicular a las direcciones estructurales) que descienden suavemen-

[3] A pesar de que esta cubierta alterítica ha sido desmantelada por su movilización vertiente abajo, pueden observarse retazos *in situ* de la misma, aunque dado lo difícil del acceso a la línea de cumbres cuarcítica, estas observaciones se han realizado en las culminaciones de algunos interfluvios del Raigusu, próximas al interfluvio principal.

[4] Efectivamente, en los materiales calcáreos más septentrionales de esta unidad, muy cercanos a la cumbre, se observan formas muy vigorosas que se asemejan a los *chevrons*, u ojivas rocosas, mientras que hacia el sur, el aspecto de la vertiente calcárea en mucho más homogéneo al encontrarse más desgastada.

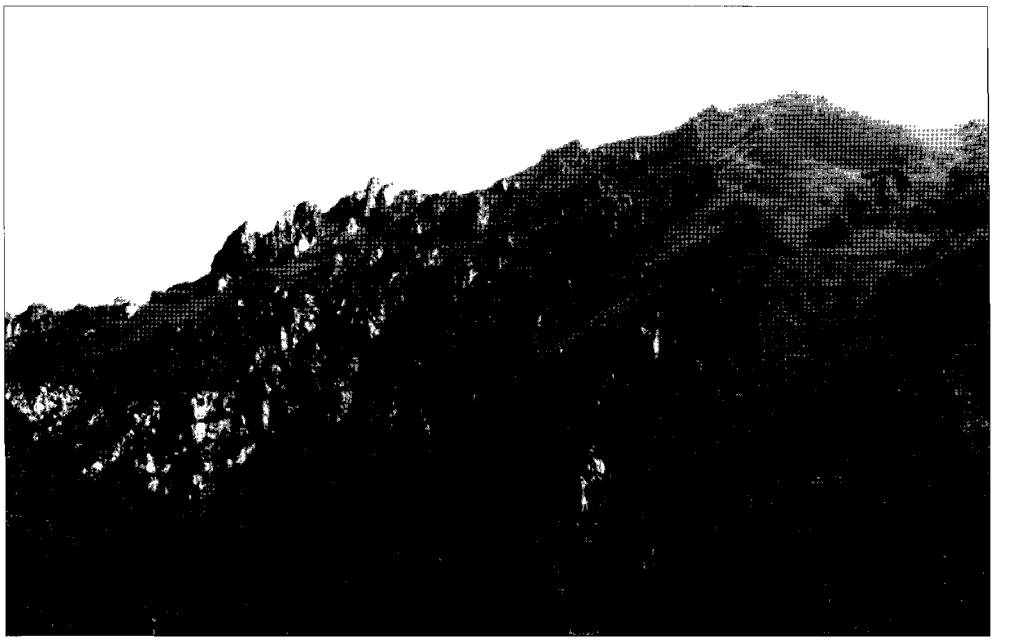


FIG. 5. La morfología de las vertientes cuarcíticas queda definida por la alternancia entre sectores donde prima la regularización (a la derecha en la foto) y otros en los que el zapamiento basal de los ríos hace aflorar la roca *in situ* en forma de tors alineados sobre las capas más resistentes.

te hacia los fondos de los valles colectores, dentro de una morfología que se encuadra plenamente en la Cuenca Carbonífera Central, originada por el progresivo encajamiento de la red hidrográfica.

La acción remontante de los cursos fluviales, que prácticamente llega a las partes altas de estos interfluvios, ha originado en ellos unas culminaciones redondeadas que dominan unas vertientes de suave pendiente y perfil homogéneo, en las que aparecen interfluvios secundarios fruto de la instalación de afluentes de la red principal.

B. La combinación de vertientes regularizadas y relieves residuales cuarcíticos en la vertiente oriental de Peña Mea

La vertiente oriental de Peña Mea presenta el aspecto de una gran anfiteatro cuarcítico de forma aproximadamente semicircular, cuyos límites vendrían definidos por la línea de cumbres del cordal, convexa hacia occidente, y por el interfluvio de dirección N-S que separa los ríos Raigusu y Fombermeya.

El espacio interior de esta orla montañosa fue excavado por la acción erosiva de los afluentes del Raigusu, que desmantelaron la charnela del anticlinal de Caleao, definiendo una serie de interfluvios de disección sobre cuarcita que se disponen de forma arqueada hacia el centro del mismo, y que adoptan una dirección perpendicular a la línea de cumbres. Los cursos de agua excavaron unos valles muy cerrados que aprovechan líneas de fractura, quedando los interfluvios definidos por retazos de roca sana que en algunos puntos llegan a constituir relieves de importancia.

La homogeneidad que muestra el perfil de estos interfluvios nos hace pensar en su formación a partir de una superficie arrasada primitiva que se correspondería con el nivel de cumbres, desde la que arrancarían rampas de erosión cuyos últimos restos se corresponden con las culminaciones de los interfluvios, en las que incluso pueden reconocerse, localmente, pequeñas superficies planas. En este sentido, destaca la existencia de un antiguo nivel arrasado, en torno a los 950 m. de altitud (unos 300 m. sobre el cauce actual), que se observa en la culminación de los relieves residuales que suelen dominar la confluencia de cursos de agua, en algunos rellanos existentes en el interfluvio que cierra el Raigusu por el este, y, ya fuera del conjunto cuarcítico, en las hombreras calcáreas que dominan las hoces del citado río. Incluso este nivel podría extenderse a las colladas pizarrosas del surco del Fresnedo, y a algunos relieves calcáreos residuales en la caliza de Peña Redonda, como es el caso de Cerro Montarro (982 m.).

Al margen del progresivo encajamiento de la red hidrográfica, el aspecto morfológico más destacable de este sector es la regularización de las vertientes, que afecta a la práctica totalidad de las laderas de estos interfluvios, a pesar de que en algunos puntos se alterna

con retazos de roca *in situ*, ya sea en forma de afloramientos de roca sana más o menos masivos, ya sea en campos de *tors*.

Las vertientes se hallan regularizadas por mantos de solifluxión laminar en los que predominan los cantos cuarcíticos liberados desde los relieves residuales, muy angulosos y heterométricos, empastados en una matriz arenosa proveniente de la cubierta alterítica. En las partes bajas de la vertiente se observa con frecuencia la mezcla de estos materiales con otros de claras características fluviales, lo que nos indica que los fenómenos de regularización debieron de producir importantes formas de colmatación en los fondos de valle, posteriormente desmanteladas, o al menos removilizadas, por la misma erosión fluvial.

Por lo que se refiere a los afloramientos de roca *in situ*, destaca en ellos la perfecta adaptación al trazado estructural, reflejando el rumbo de las capas. Los afloramientos cuarcíticos responden a tres tipos de morfología, cada uno de ellos con una determinada localización y unos determinados procesos que explican su aparición.

En primer lugar, en el núcleo central de la concavidad, justo a espaldas del pico de Peña Mea, existe un amplio afloramiento de roca formado por capas cuarcíticas fuertemente desgastadas y surcadas por incisiones lineales adaptadas a las fracturas, que en ocasiones llegan a aislar retazos de roca que afloran en campos de pequeños *tors* alineados según el rumbo de las capas. En este caso, el afloramiento superficial de la cuarcita podría explicarse por la elevada altitud del sector, muy próximo a la línea de cumbres, y por las fuertes pendientes existentes, lo cual, combinado con un posible sector de roca más sana, pudo haber dado lugar a un evacuación más intensa de la cubierta alterítica.

En segundo lugar, los relieves residuales cuarcíticos pueden aparecer en la confluencia de los afluentes, definiendo el cierre de los interfluvios. En estos casos suelen dar lugar a la formación de vigorosos *tors* en los que la gelifracción ha originado formas poliédricas de perfiles muy angulosos, y que en ocasiones se prolongan por la culminación del interfluvio, dándole un aspecto menos redondeado. La exhumación de este tipo de relieves residuales cuarcíticos se explica por los intensos procesos de zapamiento que la red hidrográfica lleva a cabo en las partes bajas de la vertiente, lógicamente más intenso en la confluencia de los cursos.

Por último, otros importantes afloramientos de roca *in situ* se desarrollan en algunos puntos recorriendo las vertientes desde el fondo de valle hasta su culminación, de modo que reflejan perfectamente la dirección de las capas. En ocasiones, tal y como ocurre en la vertiente occidental del interfluvio que cierra el arco por el este, justo a la entrada de la hoz, las capas cuarcíticas se encuentran parcialmente desgastadas, con lo que su afloramiento se hace a través de campos de *tors* alineados según el rumbo estructural, que incluso se prolongan más allá de la cima del interfluvio por la vertiente que baja hacia el río Fombermeya. En otros casos, como el de los relieves residuales que aparecen en la cabecera del Raigusu, cerca ya del pico de La Forcada, la cuarcita no aflora en forma de *tors* aislados, sino a través de relieves de capas en resalte a lo largo de toda la vertiente, individualizadas por las incisiones lineales, instaladas sobre capas menos resistentes. Más o menos desgastados, estos dos últimos tipos de afloramientos se deben, al igual que el anterior, a la labor de zapamiento efectuada por el Raigusu en el fondo de valle; este zapamiento actuaría en un sector con fuertes contrastes en la resistencia de las capas cuarcíticas, en el que los tramos de roca sana podrían haber constituido relieves residuales con anterioridad al encajamiento fluvial, y cuya resistencia les permitió acentuar ese lugar prominente en las vertientes.

Como podemos observar, el zapamiento basal de las vertientes por parte de la red hidrográfica juega un papel fundamental en la definición de la morfología de este sector, al menos en lo referente a la relación entre zonas con afloramientos de roca *in situ* y aquellos otros donde predomina la regularización de la vertiente. Este zapamiento es homogéneo en ambas orillas en las cabeceras del Raigusu, donde los trazados fluviales, adaptados a fracturas, son muy lineales; sin embargo, aguas abajo el río presenta una disposición en meandros de influencia estructural, condicionados por la presencia de rocas más resistentes, por lo que los fenómenos de zapamiento afectan de forma distinta a cada vertiente, produciendo un mayor desmantelamiento de la situada en la orilla cóncava del meandro, en la que tienden a aparecer con mayor frecuencia relieves residuales, que en la convexa, donde la incisión fluvial es menor, manteniéndose la regularización de la vertiente.

En los fondos de valle, el desarrollo de depósitos fluviales es muy limitado debido al fuerte encajamiento de la red fluvial. Aun así, en algunos sectores se reconocen restos de pequeñas terrazas aluviales en las que predominan los cantos y gravas cuarcíticas fuertemente rodados y que con frecuencia se combinan con aquellos que provocaron la regularización de las vertientes.

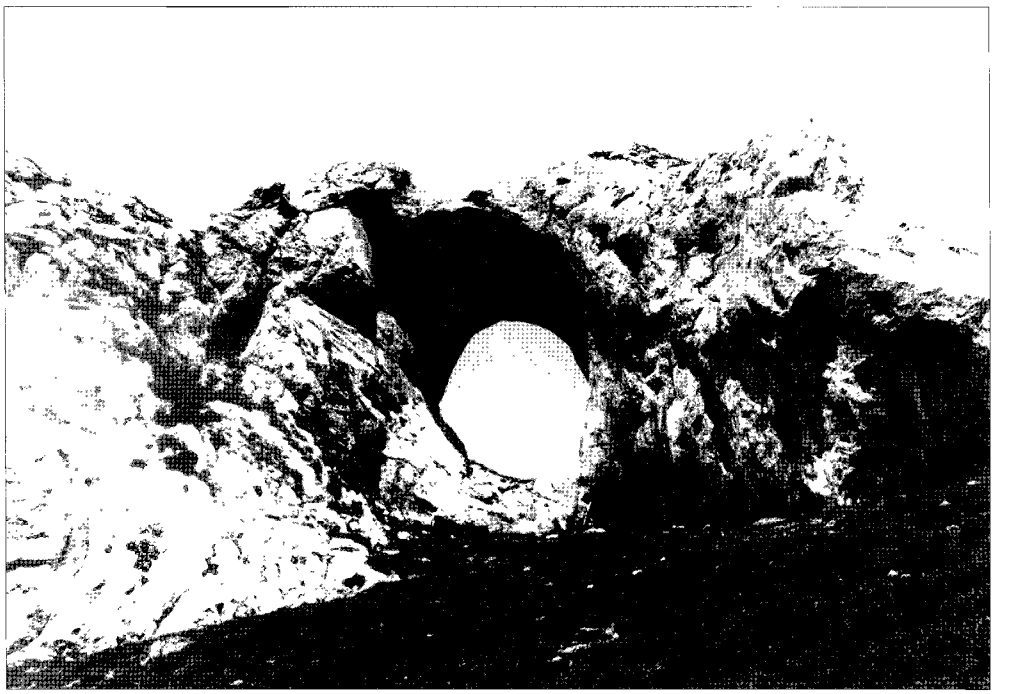


FIG. 6. Vista del Furacón de Peña Mea. Gran cavidad colgada, posiblemente en relación con un antiguo nivel de base del surco ortoclinal. Su magnitud (unos 15 m de diámetro) y los efectos de una fuerte abrasión en sus paredes dan una idea de la intensidad de la circulación cárstica que debió existir en el macizo calcáreo en los inicios del encajamiento de la red fluvial.

Un último aspecto a comentar dentro de esta unidad es la presencia de la vertiente calcárea que constituye la cara sur del crestón de Peña Mea en la parte más cercana a las hoces del Raigusu, desarrollada merced al encajamiento de un afluente de este río sobre la caliza Griotte. El aspecto de esta vertiente es el de una intensa regularización por erosión, influyendo dos aspectos en su elevado grado de desgaste; el primero, de carácter estructural, se refiere al hecho de que en esta vertiente afloran los frentes de las capas, los cuales, teniendo en cuenta que este material se encuentra fuertemente laminado, pueden ser más fácilmente desgastados por la erosión que los dorsos que veíamos en la vertiente opuesta, orientada hacia el surco, que ofrece por ello un perfil mucho más sinuoso; el segundo, de carácter morfoclimático, se refiere a la orientación de esta vertiente hacia el SSE, con lo que debió de sufrir más intensamente los procesos de gelifracción por alternancias entre las temperaturas diurnas y nocturnas.

2. LA EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA

Una vez analizada en el apartado anterior la organización morfológica de la sierra de Peña Mea, dedicaremos este último capítulo a la descripción de su evolución temporal, teniendo en cuenta que no se trata de seguir una línea evolutiva continua, sino de detenerse en aquellos momentos que hayan tenido una especial relevancia en la generación de las formas de relieve observables actualmente en este sector.

A. La formación de un relieve pseudoapalachense aprovechando las antiguas estructuras hercinianas

El relieve resultante del levantamiento orogénico herciniano, definido por dos unidades cabalgantes plegadas perpendicularmente, sufrió los efectos erosivos durante la fase de calma tectónica y sedimentación que se desarrolló con posterioridad a dicha orogenia, que pudieron dar como resultado la formación de superficies arrasadas. A falta de depósitos correlativos asociados a estas superficies de erosión, encontramos en el sector estudiado algunos indicios que hacen pensar en su existencia; unos son de carácter topográfico, como es la subigualdad que se observa en la línea de cumbres (en torno a los 1.550 m.), independientemente del material que la configure, la existencia de pequeños retazos de culminaciones planas en las cimas cuarcíticas, o el reconocimiento de rampas de erosión que parten del interfluvio principal; otros son de carácter sedimentológico, como es el reconocimiento de materiales con un alto índice de rodamiento a una elevada cota altimétrica, los cuales, a pesar de estar redistribuidos por procesos de vertiente, nos indican la existencia de una anti-

gua red hidrográfica de gran importancia colgada por encima del nivel de base actual.

Desde un punto de vista morfoclimático, estas primeras fases de la evolución morfológica del conjunto se relacionan con un período de biostasia que daría lugar al recubrimiento del vasto afloramiento cuarcítico por una espesa cubierta alterítica originada por la arenización de la roca *in situ*, de la que únicamente emergerían los sectores de roca más sana.

Este relieve comenzaría a definirse por la instalación de un curso ortoclinal que discurría por las pizarras del Paquete Fresnedo, individualizando sendos crestones en los bancos calcáreos que lo flanquean, con un salto altitudinal menor que el actual. El fondo de valle se correspondería con las actuales colladas, en cuyas inmediaciones se han encontrado los cantos de arenisca con elevados índices de rodamiento, descritos en el apartado morfológico; el interés de estos depósitos se acentúa si tenemos en cuenta la elevada cota altimétrica a la que aparecen, colgados unos 300 m. sobre el fondo del surco, y unos 700 sobre el nivel de base de la red principal actual (valle del Nalón, situado a unos 6 kms. en línea recta).

Por su parte, el interior del arco cuarcítico habría empezado a desmantelarse, probablemente a causa de la instalación de cursos sobre las líneas de fracturación, que definirían unos interfluvios que apenas destacaban sobre los fondos de valle. Las suaves culminaciones que presentan estos interfluvios, en los que incluso puede reconocerse alguna superficie plana, y la coincidencia en el trazado de sus perfiles longitudinales, hace pensar que formaban más bien unas rampas de erosión que descendían desde la línea de cumbres, definida como interfluvio principal a causa del afloramiento más o menos masivo de roca sana.

Quizá fueron los cambios de orden tectónico desencadenados con el inicio de la orogenia alpina los que produjeron la reactivación erosiva de la red fluvial, que empezaría a definirse tal y como hoy la reconocemos. La instalación de esta red, con la consiguiente desaparición del curso ortoclinal como arteria principal, pudo haberse debido a un brusco encajamiento del nivel de base, a partir de los 1.000 m. de altitud que presentan las colladas, aprovechando las fracturas principales que atravesaban los afloramientos calcáreos, concretamente aquéllas en las que actualmente se localizan las hoces del Raigusu en la caliza de Montaña, y la del Mosquil en la de Peña Redonda.

Este brusco encajamiento se reconoce en la subigualdad existente en las hombreras calcáreas que marcan el cierre de los crestones estructurales; en concreto, la entrada de la hoz occidental del Raigusu se encuentra dominada por dos hombreras colgadas unos 400 m. por encima del cauce actual, con altitud prácticamente igual, 966 m. la situada en la margen izquierda del río, y 972 m. la de la margen derecha, altitud que se repite en Cerro Montarro (978 m.), relieve residual individualizado en la caliza de Peña Redonda, enfrente de los anteriores. Sobre la hoz del Mosquil estas hombreras no se reconocen debido a las características litológicas del banco calcáreo, el cual, al contar con numerosas intercalaciones pizarrosas, aparece en la actualidad en forma de sucesivos pitones calcáreos que descienden paulatinamente hacia el fondo de valle.

Ese mismo nivel en torno a los 1.000 m. de altitud podría haber marcado también el inicio de la intensa karstificación que afectó a los afloramientos calcáreos, plasmada en las múltiples cavidades colgadas reconocibles unos 300 m. sobre el cauce actual[5], o en las distintas formas de lapiaz, cuyo desarrollo también empieza a esa altitud. A partir de este nivel inicial se produjo el progresivo encajamiento del nivel de base, observable en los sucesivos niveles de cavidades colgadas que puede seguirse en el Raigusu gracias a la incisión lineal que supuso la hoz, en la que puede reconocerse un nivel colgado unos 100 m. sobre el cauce del río, acompañado de pequeñas hombreras a media ladera, así como otro muy cercano al actual, elevado unos 4-5 m. sobre el mismo.

B. Las sucesivas fases fluviales cuaternarias anteriores a la morfogénesis periglaciar

La evolución del relieve a lo largo del prolongado lapso de tiempo que medió entre la definición del relieve estructural y el inicio de los períodos fríos cuaternarios es desconocida, aunque la generación de formas debió de producirse por la actividad morfogenética de la red fluvial, la cual, muy posiblemente, se desarrolló a través de sucesivas fases cuyas características vendrían definidas por el régimen climático existente en cada momento.

Esta hipótesis, ante la escasez de depósitos correlativos que atestigüen la sucesión de fases fluviales, se basa

[5] Se ha reconocido sobre el terreno, tanto a través de mediciones directas como indirectas (relativas a puntos identificables en la cartografía), cómo la mayoría de estas cavidades muestran una clara subigualdad altimétrica en torno a los 1.000 m.

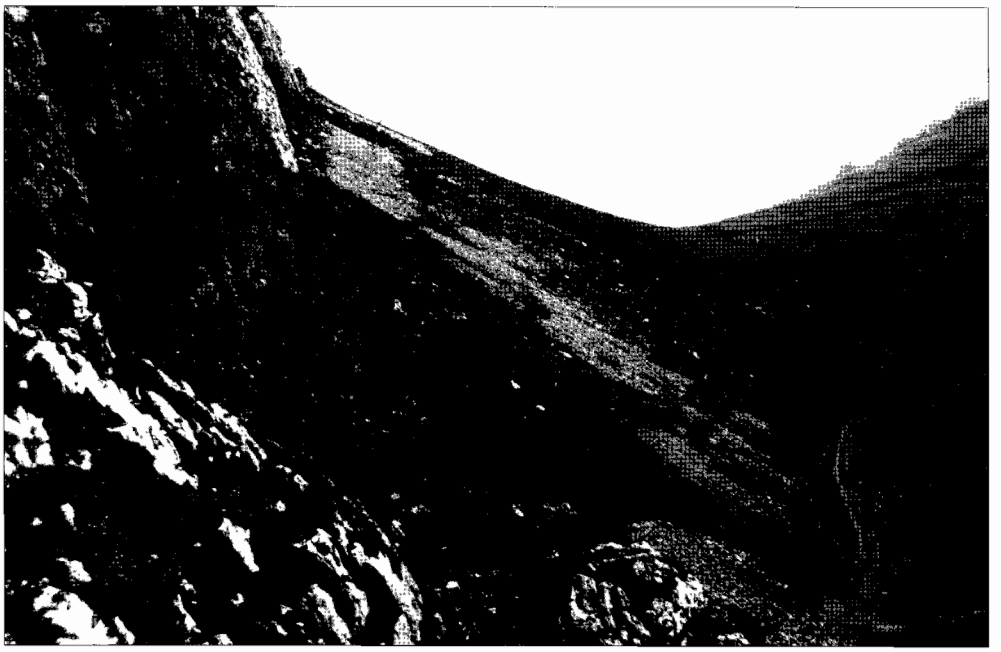


FIG. 7. Vertiente occidental de Peña Mea, con la Collada de Pelúgano al fondo. Obsérvese la morfología típica de esta vertiente, con la sucesión, de izquierda a derecha en la foto, de un escarpe calcáreo, un talud de derrubios cementados, cubierto localmente por pedreras sueltas superficiales, surco pizarroso,y, ya en la vertiente opuesta, talud de derrubios de ladera bajo el escarpe calcáreo de las calizas de Peña Redonda.

en el reconocimiento de los conos de deyección a la salida de las hoces, (ya descritos en el apartado morfológico), cuyas características indican el pasò por unas condiciones climáticas, reflejadas en la alimentación fluvial, muy distintas a las actuales y a las anteriores, definidas ambas por una morfogénesis fluvial mucho más reposada, manifestada en la formación de terrazas aluviales constituidas por materiales intensamente rodados y clasificados en lechos.

Frente a estos rasgos, las características de los conos torrenciales, formados por material subanguloso y heterométrico, de naturaleza casi exclusivamente cuarcítica en el occidental, y predominantemente calcárea en el oriental, con unos índices de rodamiento muy bajos que se limitan al redondeamiento de las aristas, y la intensa fragmentación del material, indican la existencia de un régimen violento.

La situación estratigráfica de estos conos por debajo del talud de derrubios situado al pie del escarpe calcáreo, de claros rasgos periglaciares, evidencia su posición cronológica previa al desarrollo de la morfogénesis periglaciar, por lo que puede tomarse como el vestigio más evidente, dentro del sector analizado, de la existencia de esas sucesivas fases fluviales y torrenciales anteriores al periglaciarismo, que vendrían definidas por la alternancia entre períodos de mayor calma en el caudal de la red hidrográfica con otros en los que predominó la alimentación de tipo torrencial.

C. La morfogénesis periglaciar

La moderada altitud del conjunto montañoso de la sierra de Peña Mea impidió el desarrollo de formas glaciares durante los períodos fríos pleistocenos, aunque sí existió una importante morfogénesis periglaciar que, de un modo general, al igual que en múltiples sectores del Macizo Asturiano de similares características, son el resultado de la asociación escarpe-talud de derrubios en el sector calcáreo, y por la regularización de las vertientes cuarcíticas[6].

Varios fueron los aspectos que favorecieron el desarrollo de una morfogénesis periglaciar: las características del roquedo, fácilmente atacable por procesos de gelifracción al encontrarse intensamente estratificado y fracturado, tanto el cuarcítico como el calizo; la existencia, por los mismos motivos, de importantes abrigos donde la nieve pudo permanecer por más tiempo; la localización de importantes canales instaladas sobre las líneas de fracturación, que permitieron la evacuación concentrada de los gelifractos; la existencia de vertientes prácticamente verticales en los afloramientos calcáreos, que posibilitaron la caída por gravedad del material; la

[6] CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C. y FROCHOSO SÁNCHEZ, M.: «El periglaciarismo de la Cordillera Cantábrica» en *Periglaciarismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*. Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología, 7, págs. 75-91, Granada, 1994.

formación de una cubierta alterítica sobre las cuarcitas, que pudo ser movilizada vertiente abajo con facilidad, tanto por las aguas de fusión nival como por procesos de solifluxión; y, por último, la deleznabilidad de las pizarras, que permitió la fácil movilización de este material.

Como se puede deducir de los factores favorecedores de una morfogénesis periglaciar, las formas generadas en este ambiente están ligadas a la producción de derrubios, y a su transporte vertiente abajo a través de distintos mecanismos en función de las características del material sobre el que se produce.

En el vasto afloramiento cuarcítico que configura la vertiente oriental se movilizarían los materiales producidos por la arenización de las cuarcitas, que serían transportados vertiente abajo por mecanismos de solifluxión laminar, dando como resultado la regularización de las vertientes, así como la colmatación de los fondos de valle, al menos de forma parcial, como se deduce de la combinación de materiales con características fluviales y de ladera en un nivel de terrazas colgada a unos 4-5 m. por encima del cauce actual. A la vez que se produce esta movilización de la cubierta alterítica irían aflorando en superficie retazos de roca sana, aunque también se reconoce en algunos sectores el proceso contrario, es decir, la fosilización de torreones cuarcíticos en aquellos puntos en que el valle fue colmatado por la unión de los materiales movilizados vertiente abajo y de los transportados por el río.

En lo que se refiere a las vertientes calcáreas, un primer aspecto que llama la atención es la influencia de la exposición en la generación de formas, observándose en las de solana el predominio de las vertientes regularizadas por erosión, debido a que las diferencias térmicas entre el día y la noche aumentaron la importancia de la gelifracción, mientras que las de umbría presentan un aspecto mucho menos uniforme. Efectivamente, aquellas vertientes calcáreas orientadas al sur ofrecen un perfil mucho menos homogéneo, fruto del desmantelamiento de las mismas debido a la producción de derrubios por la gelifracción y a su movilización ladera abajo por gravedad; así puede observarse en la vertiente sur del crestón de Peña Mea (orientada hacia la concavidad del conjunto montañoso), en la vertiente de Prado Brá que mira al surco pizarroso del Fresnedo, o en la banda de caliza de Montaña situada bajo el sector cuarcítico. Quizá este último sea el ejemplo más explícito de la influencia de la orientación en la morfología de las vertientes, observándose claramente las diferencias existentes entre dos retazos de ladera correspondientes a un mismo material, y muy cercanas espacialmente, plasmadas en una intensa regularización del tramo de vertiente orientada al sur.

Por su parte, en las vertientes de umbría se desarrollarían formas con mayores rasgos de nivoperiglaciarismo, debido a la permanencia de la nieve por más tiempo en los numerosos abrigos que las formas estructurales ofrecían. Ello limitaría el desarrollo de la gelifracción, aunque ésta siguió actuando como el principal agente causante de derrubios, que serían movilizados más lentamente al quedar resguardados en los dorsos de las capas, que frenarían su caída por gravedad. En las partes altas de las vertientes calcáreas, coincidiendo con la entrada a las principales canales, se reconocen pedreras superficiales que podrían corresponderse con aquellos sectores en los que fueron retenidos los gelifractos. En las cercanías de la collada de Doñango se reconocen unas pequeñas incisiones en los depósitos que recuerdan a los *reguerones nivales*, y que podrían estar producidos por la canalización de las aguas de fusión nival[7].

En la movilización de estos materiales intervinieron dos procesos, la caída por gravedad y las aguas de fusión nival encauzadas en las canales instaladas sobre líneas de fracturación, sin que los depósitos observados sobre el terreno permitan ofrecer una sucesión cronológica entre ambos procesos, que debería de manifestarse en una superposición de las formas generadas por cada unos de ellos, talud de derrubios, el primero, y conos de deyección, el segundo, por lo que podemos deducir que estos dos tipos de depósitos obedecen a unas mismas condiciones morfoclimáticas, explicándose sus diferencias por la mayor cantidad de material movilizado a la salida de las canales, que daría lugar a los conos.

La movilización de materiales desde la parte alta de las vertientes calcáreas, fuera cual fuera el tipo de mecanismo que las generó y la morfología resultante, produjo la colmatación del fondo de valle situado en el surco pizarroso, como puede reconocerse en los rellanos existentes a media ladera, que han quedado colgados unos 100 m. sobre el cauce actual por la posterior incisión del río en los depósitos que colmataron el valle.

D. Las formas subactuales

La morfología que se desarrolló una vez desaparecidas las condiciones que dieron lugar a la morfogénesis

[7] El origeu nival de estas formas ha de hacerse con muchas reservas, pues la misma agua de lluvia pudo haberlas producido.

periglaciar se corresponde con el desmantelamiento parcial de las formas creadas anteriormente, labor que ha sido llevada a cabo, de forma esencial, por la erosión fluvial.

No es sencillo establecer una sucesión cronológica en estas formas subactuales, aunque puede recurrirse al criterio de la resistencia de los depósitos. En este sentido, es de suponer que el desmantelamiento parcial de los depósitos cementados, especialmente de los conos de deyección por su mayor potencia, se realizara en los períodos inmediatamente posteriores a los máximos fríos, ya que necesitaría de una red muy vigorosa, con características de torrencialidad, con la suficiente capacidad erosiva como para incidir en estos sedimentos tan compactados; su resultado fue el aislamiento de retazos de depósitos a lo largo de la ladera, que pueden constituir testigos de conos y taludes más extensos, aunque en algunos casos pueden estar ocasionados por deslizamientos de estos depósitos sobre la vertiente. De la misma manera, la existencia de una fase con fuerte alimentación de los cauces torrenciales explica la incisión lineal que los cursos ortoclinales que bajaban de las colladas hacia el río Mosquil hicieron en los depósitos situados bajo el escarpe calcáreo, tanto en los taludes como en los conos, dando lugar a esos rellanos a media ladera que en el punto anterior habíamos citado como vestigios de la colmatación del surco pizarroso.

En el sector cuarcítico las formas subactuales pueden resumirse en aquellas que hacen referencia al progresivo encajamiento de los ríos (sin que se reconozcan terrazas posteriores a la morfogénesis periglaciar, salvo las que definen el cauce actual del río), especialmente las relacionadas con el vaciamiento parcial de las vertientes regularizadas en sectores donde es más intenso el zapamiento fluvial, el cual produce, al desmantelar la parte baja de la vertiente, la inestabilidad de los materiales situados por encima.

Asimismo, en todo el conjunto montañoso, aunque es más común en las zonas de roquedo calcáreo, se observa la existencia de aportes por gravedad que suelen constituirse en pedreras superficiales adaptadas a la topografía preexistente, ya sea de cono o de talud, cuya superposición a estos depósitos permite identificarlos como formas subactuales.

Finalmente, puede hacerse una pequeña referencia a la erosión debida a la acción humana, que aunque muy reducida, ha sido causante de formas significativas. La acción antrópica se relaciona con la actividad ganadera, muy intensiva en este sector, la cual trajo consigo la extensión de los pastizales a costa de reducir los espacios de bosques, y la apertura de pistas (un tanto indiscriminada) o la ampliación de la ya existentes, con el consecuente aumento en la inestabilidad de las vertientes, de pendientes muy pronunciadas y tapizadas por distintas generaciones de depósitos, la mayoría de ellos fácilmente movilizables en cuanto la vertiente pierde su equilibrio. El resultado morfológico se reconoce en la aparición de pequeños *lóbulos de solifluxión* afectando a los depósitos en las cercanías de las colladas, especialmente en aquellos sectores en los que la potencia de los mismos se reducía, estando las pizarras próximas a la superficie; la intensa actividad ganadera propició el desarrollo de *pisadas de vacas* en vertientes pizarrosas muy inclinadas y colmatadas de agua, y de *terracillas* originadas también por el ganado. Al margen de la explotación ganadera, la acción antrópica se manifiesta en pequeños desprendimientos causados por actividades extractivas, principalmente de gravas y arenas, aunque el reducido tamaño de estas canteras hace que no se trate de formas de importancia.

3. Conclusiones: el protagonismo del armazón estructural en la definición del relieve de la sierra de Peña Mea

El rasgo más destacable del relieve de la sierra de Peña Mea es su marcado carácter estructural, definido a través de la alternancia entre surcos y crestones alineados siguiendo el trazado de los afloramientos litológicos, cuyos contrastes cobran un papel esencial. La construcción de este tipo de relieve pseudoapalachense, que se sucede hacia el este a lo largo de toda la Región de Mantos merced a la repetición cíclica de la serie litológica, fue llevado a cabo por la erosión diferencial efectuada por una red hidrográfica que fue excavando progresivamente las superficies arrasadas iniciales, adaptándose a los contrastes existentes en la resistencia de los materiales.

La ausencia de depósitos correlativos limita la posibilidad de realizar una interpretación completa de la evolución del relieve en el área de estudio, aunque parece claro que las principales líneas del mismo han quedado definidas por la dinámica fluvial, que debió de desarrollarse sin solución de continuidad a lo largo de todo el proceso hasta la actualidad. Especialmente desconocidas son las fases previas al periglaciarismo pleistoceno, aunque el hallazgo de depósitos cuaternarios con evidentes rasgos de torrencialidad parece indicar la alter-

nancia de períodos de mayor calma en la capacidad de arrastre de los cursos, con otros claramente encuadrados en una dinámica torrencial.

Sobre aquel entramado estructural, y adaptándose a la disposición topográfica, la llegada de los períodos fríos del Pleistoceno marcó el inicio de la morfogénesis periglaciar, dentro de la cual cobrarían especial relevancia dos procesos: en primer lugar, la movilización vertiente abajo, por mecanismos de solifluxión, de la cubierta alterítica desarrollada en la cuarcita, que dio como resultado la regularización de las vertientes desarrolladas en este material, así como la exhumación de relieves residuales en sectores de roca sana, que afloraron en forma de campos de *tors* o de capas en resalte, en función de su mayor o menor masividad; y en segundo lugar, la producción de derrubios por la gelifracción, especialmente eficaz en el dominio calcáreo al contar las calizas con unas características más propicias para estos procesos (fuerte laminación e intensa fracturación), y su movilización vertiente abajo, bien a causa de mecanismos gravitatorios, en cuyo caso dieron lugar a la constitución de un talud de derrubios continuo al pie del escarpe calcáreo, bien concentrados en las profundas canales abiertas en las principales líneas de fracturación, dando lugar a la formación de conos de deyección fuertemente cementados, en los que es frecuente encontrar restos de estratificación en los derrubios, causados por la alternancia de fases con distinta capacidad de alimentación de estas canales.

Una vez desaparecidas las condiciones que propiciaron el desarrollo de la morfogénesis periglaciar, que debieron de prolongarse más en las vertientes orientadas a umbría, el repertorio de formas subactuales tiene que ver en primer lugar con el desmantelamiento parcial de las distintos generaciones de depósitos precedentes llevada a cabo por la erosión fluvial, ya sea a través de incisiones lineales en los mismos, como ocurre con los conos y taludes de derrubios de la vertiente calcárea, ya sea por zapamiento basal, como sucede en las vertientes cuarcíticas regularizadas. Al margen de estas formas, debe de mencionarse la existencia de pedreras superficiales de escasa potencia y que se adaptan a la topografía preexistente en las laderas sin alterarla. En su formación debe de influir el recrudecimiento de las temperaturas en los períodos invernales, aunque en ningún caso pueden encuadrarse en una dinámica morfogenética periglaciar actual.

B I B L I O G R A F Í A

ALLER MANRIQUE, J. A.: *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central.* Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias, Oviedo, 1986.

ARENILLAS PARRA, M. y SAENZ RIDRUEJO, C.: *Los ríos*, Guía Física de España, vol. 3. Alianza Editorial, Madrid, 1987.

ASENSIO AMOR, I.: «Fenómenos periglaciares en la zona litoral Galaico-Astúrica», en *Estudios Geográficos*, nº 122, págs. 113-118, Madrid, 1971.

ASENSIO AMOR, I. y NONN, H.: «Los depósitos de terrazas del río Eo y de las márgenes de su ría (zona galaico-asturiana)», en *Estudios Geográficos*, nº 96, págs. 319-341, Madrid, 1964.

BROSCHE, K. U.: «Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica», en *Estudios Geográficos*, nº 151, págs. 131-162, Madrid, 1978.

BERTRAN, P. y otros: «Données nouvelles sur l'origine du litage des grèzes: implications paléoclimatiques», en *Geographie physique et Quaternaire*, vol. 46, nº 1, págs. 97-112, 1992.

CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C.: «Sobre el modelado originado por los aludes de nieve en el Prau del Albo (Alto Huerna, Asturias)», en *Ería*, nº 6, págs. 106-112, Oviedo, 1984.

CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C.: «Formas de relieve de origen nival y periglaciar en el borde noroccidental de la Sierra del Aramo», en *Ería*, nº 10, págs. 127-130, Oviedo, 1986.

CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C. y FROCHOSO SÁNCHEZ, M.: «El periglaciarismo de la Cordillera Cantábrica», en *Periglaciarismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares. Estado de la cuestión.* Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología, 7, págs. 75-91, Granada, 1994.

FRANCOU, B.: «Géodynamique des dépots de pied de paroi dans l'étage périglaciaire», en *Revue de geologie dynami-*

que et de geographie physique, vol. 24, fasc. 5, págs. 411-424, París, 1983.

FRANCOU, B.: «Régime thermique des sols et rôle du gel dans la dynamique des versants d'un milieu subéquatorial d'altitude: Les Andes centrales du Pérou», en *Géographie physique et Quaternaire*, vol 43, nº 1, págs. 97-112, 1989.

FROCHOSO SÁNCHEZ, M.: «*Geomorfología del Valle del Nansa*». Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria, Santander, 1990.

GODARD, A.: «Morphologie des socles et des massifs anciens. Les "tors" et le problème de leur origine», en *Revue géographique de l'est*, págs. 153-170, 1966.

GÓMEZ ORTIZ, A. y GONZÁLEZ MARTÍN, J. A.: «Geomorfología periglaciar: desde una visión histórica hacia nuevas perspectivas», en *Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología*, vol 2, págs. 79-94, 1988.

GONZÁLEZ MARTÍN, J. A.: «Rasgos generales del periglaciarismo de la Península Ibérica y áreas insulares», en *Lurralde*, nº 7, págs. 23-81, 1984.

HAMELIN, L. E.: «Matériaux de geomorphologie périglaciaire dans l'Espagne du Nord», en *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, tomo XXIX, págs. 241-256, Toulouse, 1958.

INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL: *Mapa Topográfico Nacional de España 1:25.000*, hojas de Pola de Laviana (nº 53-IV) y Rioseco (nº 54-III).

INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL: Ortoimagen espacial 1:100.000, hoja de Oviedo (nº 7-2), proyección U.T.M., huso: 30, satélite Landsat 5, sensor T.M., Madrid, 1991.

INSTITUTO TECNOLÓGICO Y GEOMINERO DE ESPAÑA: *Mapa Geológico de España 1:50.000*, hojas de Mieres (nº 53, 13-5), Rioseco (nº 54, 14-5), Pola de Lena (nº 78, 13-6), y Puebla de Lillo (nº 79, 14-6).

JULIVERT, M.: «La estructura de la Zona Cantábrica», en *Geología de España. Libro jubilar a J. Mª. Ríos*, tomo I, págs. 339-381. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1983.

LATASA, I. y UGARTE, F. M.: «Formas coluviales de litología caliza en el piedemonte norte de la sierra de Aizkorri», en *Lurralde*, nº 13, págs. 149-156, 1990.

LLOPIS LLADO, N.: «El relieve de la Región Central de Asturias», en *Estudios Geográficos*, nº 57, págs. 501-550, Madrid, 1954.

MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J. A.: «Datos sobre los depósitos coluvionares de la zona oriental de Asturias», en *Speleon*, tomo XII, nº 1-2, págs. 73-87, Oviedo, 1961.

MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J. A.: «Nota sobre el hallazgo de depósitos periglaciares en la montaña asturiana», en *Speleon*, tomo X, nº 3-4, págs. 265-274, Oviedo, 1959.

MARTÍNEZ CASTROVIEJO, R. y GARCÍA RUIZ, J. M. «Coladas de piedras (debris flows) y dinámica fluvial en ríos torrenciales del Pirineo Central: el caso del río Ijuez», en *Cuadernos de Investigación Geográfica*, Tomo XVI, págs. 55-81, Colegio Universitario de La Rioja, Logroño, 1990.

MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y ANTÓN BURGOS, J.: «Repertorio bibliográfico sobre morfología glaciar de la Península Ibérica», en Cuadernos de Investigación Geográfica, Tomo VII, págs. 3-50, Colegio Universitario de La Rioja, Logroño, 1980.

MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y otros: «*Atlas de Geomorfología*». Alianza Editorial S.A., Madrid, 1986.

MUÑOZ JIMÉNEZ, J.: «Geografía física. El relieve, el clima y las aguas», en *Geografía de Asturias*, tomo I, Ayalga Ediciones S.A., Oviedo, 1982.

MUÑOZ JIMÉNEZ, J. y SANZ HERRAIZ, C.: «Las montañas», en *Guía Física de España*, vol. 5. Alianza Editorial, Madrid, 1995.

ROMERO, D.: «Tipología de formas kársticas y relaciones morfoestructurales en la marina oriental asturiana», en *Ería*, nº 7, págs. 119-130, Oviedo, 1984.

SÁEZ HERNÁNDEZ, J. M. y GÓMEZ DE BENITO, L.: «Evolución morfológica del Monte Sueve (NE de Asturias)», en *Ería*, nº 15, págs. 80-84, Oviedo, 1988.

SERVICIO GEOGRÁFICO DEL EJÉRCITO: *Mapa Topográfico Nacional 1:50.000*, hojas de Mieres (nº 53, 13-5), Rioseco (nº 54, 14-5), Pola de Lena (nº 78, 13-6), y Puebla de Lillo (nº 79, 14-6).

UGARTE, F. M.: «La sierra d'Aralar-Mendi (Pays Basque). Un exemple de karst de moyenne-montagne vasco-cantabrique», en *Karst et geosystemes karstiques dans les domaines mediterraneen et alpin*, nº XIV, págs. 55-76, 1985.

UGARTE, F. M.; GONZÁLEZ, J. A. y ALONSO, F.: «Acumulaciones detríticas cuaternarias en el valle del río Oñati (Guipúzcoa)», en *Munibe*, nº 36, págs. 65-91, San Sebastián, 1984.