

# *Morfoestructuras del valle de Benasque (Pirineo Aragonés)*

Eduardo MARTÍNEZ DE PISÓN

## INTRODUCCIÓN

El valle de Benasque es fisiográficamente complejo, aunque presenta una ordenación espacial muy sistemática. La explicación de este orden responde directamente a las morfoestructuras, a las que se ha adaptado el modelado.

Tal conjunto se establece en una pluralidad de valles, principalmente en 12, de directriz preferente NW-SE, es decir, la de las alineaciones de las estructuras geológicas de la cadena pirenaica, que abocan a un eje común casi perpendicular a esas estructuras, el valle central, que da unidad y relación a través de él a la red. Los macizos intermedios entre los valles afluentes al Esera son prominentes en casi todos los casos, salvo en el Sur, y abruptos en la mitad septentrional y en el sector occidental; su disposición, también NW-SE, provoca unas contrastadas orientaciones de sus laderas, al nordeste y al suroeste, lo que acarrea diferencias morfoclimáticas acusadas, que se suman a sus altitudes, extensión y posición más o menos favorable a la innivación, a la hora de entender la morfogénesis glaciaria.

Las altitudes de la divisoria de aguas fronteriza —cordal extendido unos 25 km.— siguen de cerca los 3.000 m. en todo el sector occidental, sobre el valle de Estós. A partir del puerto de la Glera hacia el Este descienden hasta alrededor de los 2.500 m., salvo en algunos picos más destacados, prolongándose hacia La Forcanada (2.870 m.), donde se inician los tres mil del macizo, más meridional, del Aneto (3.404 m.).

Al Oeste, de modo similar, las cumbres de Estós se levantan hacia el Sur, donde se emplaza el macizo del Posets (3.375 m.). Por lo tanto, aunque

la cuerda divisoria es un muro continuado y elevado, las mayores altitudes se colocan entre los valles secundarios del sistema del Esera y en interfluvios de éste con el Noguera Ribagorzana y el Cinqueta.

La disminución de altitudes hacia el Sur es paulatina, aunque algo disimétrica, como en un sistema basculado de NE a SW, pero este análisis excede al marco concreto del valle de Benasque. Los núcleos montañosos claves son los del Posets y del Aneto, discontinuos e incluso aislados por la red de valles.

Sin duda, la vigorosa excavación del canal central del Esera, internando su cabecera hasta más allá de las máximas alturas de los macizos de Posets y Aneto, parece depender de una combinación de hechos estructurales, lo

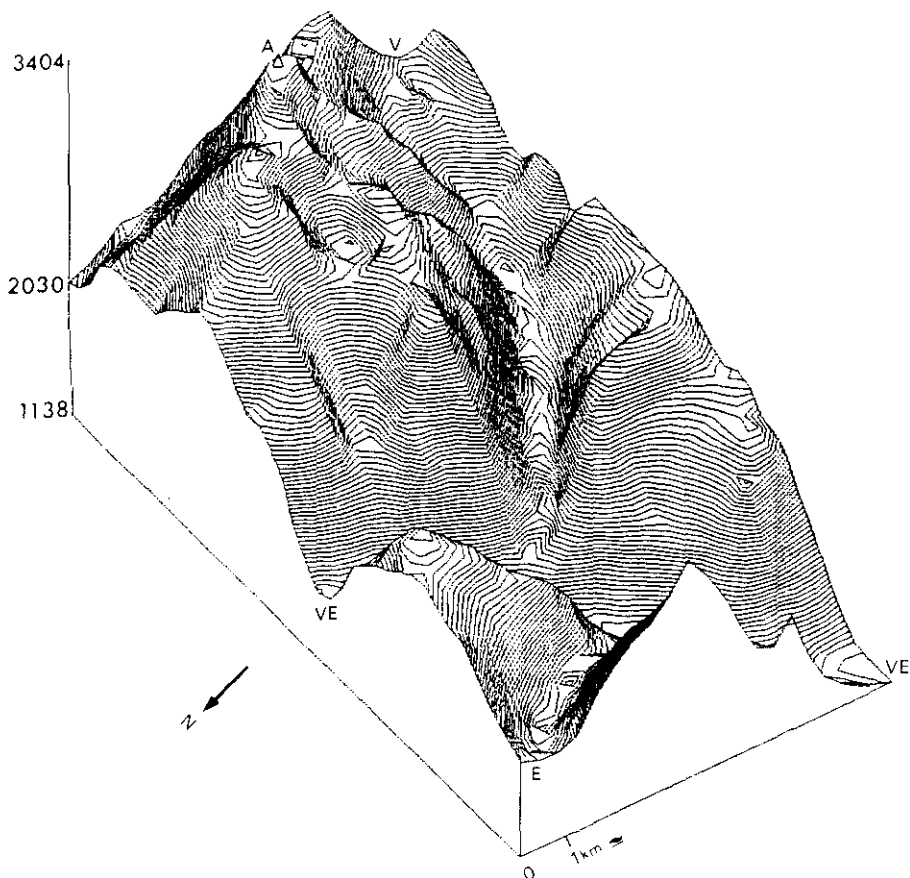


Figura 1.—Volumen montañoso entre Benasque (1.138 m.) y el pico del Aneto (A: 3.404 m.) y disposición de tres valles principales (VE: Esera; E: Estós; V: Vallibierna). (Bloque diagrama por C. Sanz Herráiz.)

que permitió la apertura desde el Sur de los valles más septentrionales abrazando estos macizos, colocando la divisoria más al Norte.

## 1. CARACTERES MORFOLITOLÓGICOS

### a) *La cobertera mesocenoica*

Un primer rasgo original del valle de Benasque es la escasa presencia que en él tienen las Sierras Interiores pirenaicas, en contraste con el resto de las principales unidades geográficas del Pirineo aragonés. Ello no es debido a una ausencia aquí de los caracteres litotectónicos que las definen, sino al marcado cierre del valle en su contacto, fisiográfico y morfogenético, y a la disposición de tales Sierras, constituyendo unos macizos individualizados desplazados al SSW, como Cotiella y El Turbón, en lo que ha intervenido la compleja aloctonía de este sector.

Aunque el próximo macizo de Cotiella alcance los 2.912 m., la presencia de las Sierras Interiores en el valle de Benasque se restringe a la sierra de Chía (2.512 m. en su ápice, pero poco por encima de los 2.300 m. en su cuerda, con 12 km. de larga por 5 de ancha).

Tales Sierras, armadas en los materiales mesocenoicos de cobertera, discordantes sobre el zócalo del Pirineo axil y despegados de él en su tectogénesis, con estilo plegado cabalgante muy característico, conforman no sólo volúmenes destacados, sino el cierre natural que amuralla salidas de valles más desarrollados sobre las rocas paleozoicas del Pirineo Axil. Por lo tanto, casi la totalidad de las formas del valle de Benasque están configuradas en los materiales tectonizados axiales.

Entre ambas formaciones se interpone una banda de materiales poshercínicos —aunque comunmente englobados en el área axil—, pérmicos y triásicos, que contrastan tanto con la cobertera como con el zócalo propiamente dicho.

Las rocas que constituyen la cobertera en Chía son fundamentalmente calizas cretácicas; con escasa entidad morfológica aparecen también margas senonenses y albenses y, de modo marginal, apuntamientos calizos jurásicos, reveladores todos ellos, sin embargo, de la estructura tectónica del conjunto, que luego examinaremos. Hemos simplificado la información geológica al máximo, reteniendo de ella solamente aquello que es significativo morfoestructuralmente.

Las calizas cretácicas, pues, y en mucho grado menor grado las jurásicas, son las rocas que arman el compacto relieve de la alineación de Chía y sus prolongaciones aisladas al SE, relieves todos ellos derivados de su «resistencia».

Junto a estos relieves aparecen areniscas, conglomerados y limolitas del Buntsandstein y pérmicas y, menos visibles pero no escasos, yesos y margas del Keuper. El conjunto de formas derivadas de estos materiales contrasta con las anteriores por su menor entidad y por las incisiones que se labran en

ellos, especialmente en el Keuper, en los valles de Gabás, de Bisaurri e inferior del Esera (en este sector).

b) *Los materiales estratificados del zócalo paleozoico*

Escasamente representadas en el valle, hay en sus extremos NW y NE rocas metamórficas de las formaciones antiguas del zócalo (cambro-ordovicicas y silúricas), fundamentalmente esquistosas, que se extienden por el lado francés de estos macizos.

Mucha mayor extensión y entidad morfológica tienen las series superiores, sobre todo, por el contraste entre las pizarras silúricas y especialmente devónicas y carboníferas, y las calizas del Devónico, que forman bandas resistentes muy notorias en el paisaje. Los conjuntos de pizarras arman diferentes unidades, pero es principalmente en el sector central oriental del valle donde adquieren mayor desarrollo. Por una parte, dan lugar a las formas pesadas de los macizos silúricos de Sierra Negra. Por otro lado, ocasionan las pizarras el alvéolo central carbonífero de Benasque-Cerler, abierto en estas formaciones favorables y rodeado por franjas devónicas más variadas y complejas, aparte del limitado manchón cristalino que da lugar al Pico de Cerler.

En efecto, los conjuntos devónicos ocasionan un mayor abigarramiento y contraste internos, que se reflejan en el relieve. Rodeando al alvéolo central, la cuerda Gallinero-Basibé se arma en calizas del Devónico medio y pizarras del inferior y superior, muy replegadas, lo que complica su bandeado y da lugar, incluso, a formas singulares, como los muros concéntricos elípticos del circo de Cibollés, forma glaciaria cómodamente adaptada a una curvatura sinclinal local de un elemento mayor, con erosión diferencial según los distintos pisos rocosos. La lógica interposición de estos conjuntos entre las pizarras carboníferas de Cerler y las silúricas de Sierra Negra da también lugar a laderas de topografía escalonada o, incluso, hace de soporte del Pico de Castanesa.

Pero, sobre todo, es en el sector occidental, donde se labra el valle de Barbarisa, en el que el escalonamiento aparece más marcado hasta los granitos septentrionales. Tales bandas se prolongan circundando las rocas cristalinas y hacia el cierre norteño de la depresión de Benasque y prosiguen por las laderas escalonadas de Cerler, antes mencionadas.

Al Norte de estas bandas, sólo en el sector central, donde se establece el Esera, se vuelve a encontrar con continuidad el Devónico plegado. Al Oeste la presencia de los granitos de Eriste y al Este la del Silúrico de Sierra Negra interrumpen aquellos afloramientos. En el valle del Esera, las angosturas y escarpes al NE de Benasque son expresivas de las repetidas sucesiones de calizas y pizarras, intensamente plegadas, en las vertientes y en el fondo, hasta la entrada de Vallibierna. Entre los macizos graníticos de

Eriste y Bagüena queda sólo una franja estrecha de materiales paleozoicos metamorfizados. En su sector SE esta franja arma parte de la arista divisoria entre la Vall y el valle de Eriste en sinclinal de calizas devónicas, pero en ella también asoma el Silúrico en un núcleo anticlinal inmediato. En el sector NW forma, en cambio, el zócalo de los circos de Espadas y Llardaneta, con cierta extensión de las calizas, y conecta —bordeando los granitos de Eriste por el Oeste— hacia el collado de Gistain con la alineación de bandas de Estós; este enlace se hace a través de un conjunto de pliegues en abanico en las pizarras y calizas devónicas, fuertemente erosionado pero con una cumbre en el centro mismo del sinclinorio, el Posets, que alcanza los 3.375 m., pese a la deleznablez de sus materiales cimeros, por el efecto de resistencia de los inmediatos granitos y calizas que arman su base y por el metamorfismo de contacto de esta aureola rocosa.

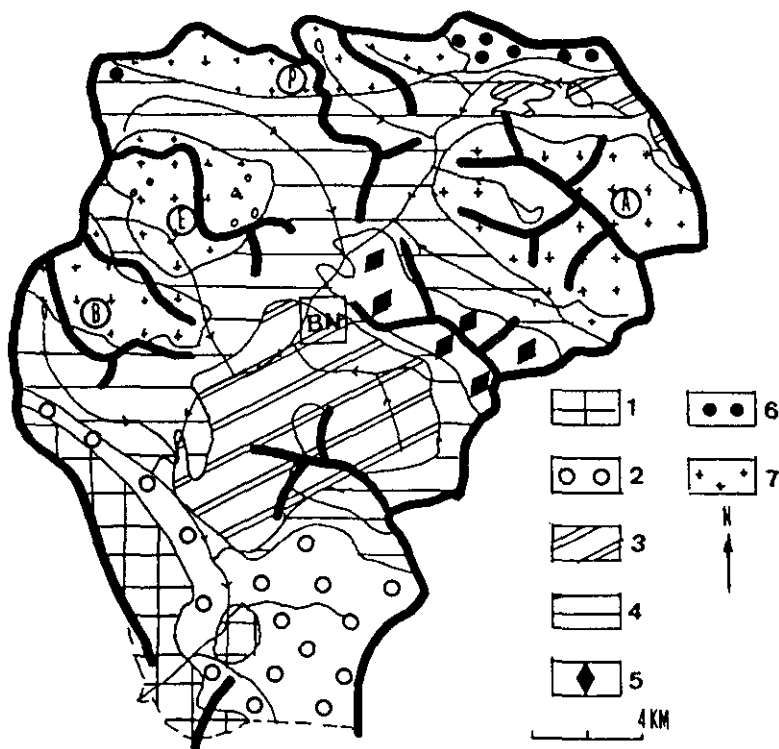


Figura 2.—Valle de Benasque. Dominios morfolitológicos.

1: sector de dominio de materiales cretácicos; 2: dominio de materiales triásicos; 3: dominio de materiales carboníferos; 4: dominio de materiales devónicos; 5: dominio de materiales silúricos; 6: dominio de materiales silúricos y cambro-ordovícicos; 7: macizos graníticos; A: Aneto; P: Perdiguero; E: Eriste; B: Bagüena (geología según Wenckers, 1968, simplificado); BN: Benasque.

Los valles de Estós y Vallibierna poseen cierta alineación fisiográfica y una parcial continuidad estructural a través del Esera, entre el embalse de Paso Nuevo y el Pico de Estós, sector caracterizado por el paso del sinclinal con núcleo carbonífero de Les Fites de Estós al anticlinal de núcleo silúrico de las bordas de Garrabero.

El tramo SE de Estós atraviesa estos pliegues cortando las calizas devónicas y se extiende, adaptado a las directrices estructurales en la pizarras de este período, con bandas calizas estrechas que siguen su fondo y laderas alineadas en su dirección. En el tramo NW este valle se estrecha entre los granitos de Eriste y Clarabide y se establece sobre un largo núcleo anticlinal silúrico encerrado entre barras calizas, en conexión con el conjunto del Posets antes descrito.

Vallibierna sigue esas mismas directrices en forma de surco profundo, entre el plutón del Aneto y las sierras silúricas meridionales, asociado el valle también parcialmente a una falla NW-SE y al contacto entre las calizas y pizarras devónicas, que prolongan aquí los tramos bajo y medio de Estós. Hacia el Norte del Esera y del Pico de Estós y hasta los granitos de Literola y Remuñe dos sinclinales carboníferos entre pizarras devónicas extienden estos materiales en continuidad con el tramo medio del valle de Estós.

Sin embargo, las calizas devónicas se desarrollan en superficies notablemente al Este del Esera en el tramo alto de este valle, al contornear por el Norte el macizo del Aneto, aunque también alojando en sus núcleos sinclinales las pizarras suprayacentes carboníferas. El carácter estructural de este surco está acentuado por fallas que lo enmarcan entre los materiales antiguos del Salvaguardia y los granitos del Aneto, y que lo conducen en sus sectores de Aiguallut y la Escaleta. De Sur a Norte se suceden en el Plan de Están varios pliegues en el devónico calizo, con dos sinclinales de núcleo carbonífero; bajo Paderna, un sinclinal con pizarras carboníferas ocupa una más amplia extensión en el centro del valle. Hacia el Este se restringe el área ocupada por el Devónico, aunque, por el estrechamiento del surco y su cambio de dirección hacia el SE, tienen las calizas una importancia relativa en Aiguallut y una marcada entidad morfológica por su karstificación, al cortar el valle oblicuamente los pliegues. Estas calizas se prolongan por la valleta del Forau de Toro hacia el SE, hasta conformar los prominentes escarpes fallados y abiertos por brechas y canales de uno de los más bellos picos del Pirineo, La Forcanada (2.875 m.).

### c) *Las intrusiones graníticas*

Las manchas graníticas mayores son cuatro: al Este del Esera, la del Aneto; al Norte, la de Perdiguero y, al Oeste, las de Bagüena y Eriste. Otros apuntamientos menores no tienen entidad morfológica.

Los macizos del Perdiguero, de Bagüena y del Aneto poseen forma alar-

gada y orientada en el primero de WNW a ESE y en los otros dos de NW a SE, es decir, adaptada a las estructuras pirenaicas hercínicas y, por ello, potenciando esa directriz en las morfoestructuras resultantes, aunque su emplazamiento corte al encajante. El macizo del Perdiguero y el del Aneto están además afectados en sus contactos e internamente por largas fallas de directrices NW-SE y W-E, próximas, por tanto, al eje mayor de ese emplazamiento. En cambio, el macizo de Eriste es casi circular y sólo en dos puntos posee contactos por falla con el Devónico.

Las dimensiones de estos macizos son variables. El del Aneto, con 6 km. de anchura, llega desde el Esera al Noguera Ribagorzana, a lo largo de 16 km. El macizo del Perdiguero, fronterizo, pertenece a una mancha de 12 km. de longitud por unos 5 de ancha. El de Bagüña se interna hacia el NW en el valle del Cinqueta, sumando más de 10 km., con 3 km. de ancho. Finalmente, el asomo de Eriste posee una extensión de  $5 \times 5$  km.

Todos ellos tienen un carácter definido en el relieve: formas masivas, valles encajados, relación directa entre erosión y sistema interno de fracturas, mantenimiento de amplios sectores en altitud, con profusión de circos, cubetas lacustres, umbrales, abruptas paredes y crestas agudas, y rodeados por pasillos marginales, inmediatamente labrados en el encajante, o, en contraste, por altas aristas de borde, en función de la disposición más o menos elevada en los niveles estructurales del roquedo, en la aureola paleozoica del batolito, de las rocas metasedimentarias resistentes, fundamentalmente las calizas devónicas (como en Box, Espadas e Ixeia, por ejemplo, dando aristas, y en Vallibierna, Alto Esera y Estós, dando surcos; tal disposición es debida a la tectónica y la analizaremos en el apartado siguiente).

Como expresión de ese papel de núcleos diferenciales y, en consecuencia, de la frecuente morfología de alta montaña que presentan estos macizos, sus máximas altitudes son siempre superiores a los 3.000 m.: Aneto, 3.404; Perdiguero, 3.221; Eriste, 3.100; Bagüña, 3.053 m. También es elocuente en este aspecto la formación por encima de los 2.250 m. de los balcones lacustres continuos de los circos de Batisielles y de Eriste y el próximo de Bagüña, en los dorsos graníticos de estos macizos, abruptamente colgados sobre sus respectivos valles.

Los rasgos internos de cada uno de estos conjuntos masivos pueden matizar su aparente homogeneidad. La elipse del macizo del Perdiguero posee, según Wenckers, una corona de granito porfirico y un corazón de cuarzo-diorita, con núcleos y bandas de granito con biotita-moscovita, posiblemente más resistente (Perdiguero, escalones meridionales), aparte de varios *septa* metasedimentarios muy significativos (y algunos espectaculares por su emplazamiento en el área cimera de la vertiente española: Forca de Clarabide, Seil de la Baquo y Portillón de Oô). Aunque menos estudiados, también algún autor ha señalado un carácter concéntrico en la disposición de los materiales de los macizos occidentales, con núcleo de granito.

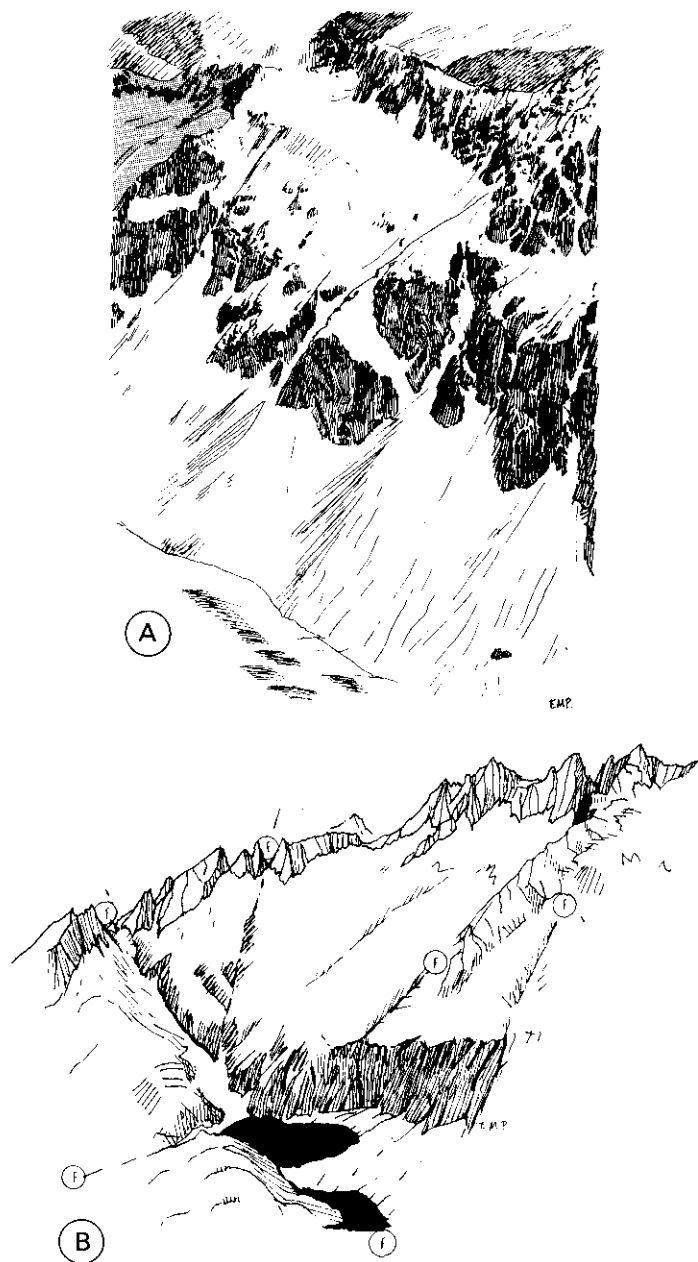


Figura 3.—A: valle rectilíneo de Salenques, profundo y con fuertes escarpes, labrado según una neta línea de fracturación; B: corredores, circos, escarpes, brechas y cuencos de la alta montaña, relacionados con fracturas en Llosás.



El macizo del Aneto ha sido reconocido por Charlet, que indica su pertenencia a lo que denomina «Macizo de la Maladeta», cuya superficie, extendida del Esera al lago de San Mauricio, supera los 400 km<sup>2</sup>. Este complejo macizo posee varias unidades separadas por fallas. Una de éstas, septentrional, corre desde el Esera por la Renclusa (W-E) y se digita e incurva hacia el Noguera Ribagorzana (NW-SE y NNW-SSE), aislando la unidad occidental del Aneto. Interiormente está también afectado por algunas grandes fracturas (NW-SE, Cregüña-Llosás y Salencas; NNW-SSE, Barrancs; N-S, Alba) y, más generalizadamente, por sistemas conjugados (N-S y E-W, NW-SE y NE-SW). Cuando el contacto con el encajante no es por falla, Charlet señala que es, ya se manifieste concordante o secante, volcado hacia el Sur y pendiente hacia el Norte, lo que es acorde con numerosas estructuras que hemos ido viendo.

En esta unidad, Charlet destaca nuevamente dos sectores, uno envolvente, al que denomina «granodiorita de la Maladeta», y otro, penetrante en el anterior y espacialmente dominante, de granito de grano medio con biotita, moscovita y cordierita, donde aparecen grandes cristales de feldespato, llamado «granito de las crestas». En este conjunto hay también otros elementos menores, como granito de grano fino en el umbral de Cregüña, quizá relacionable con su escarpe, abundancia de vetas de microgranito, existencia de filones decimétricos aplitopegmatíticos y delgados diques básicos tardíos, fácilmente erosionables. El «granito de las crestas» aparece, pues, como potencialmente resistente.

Similares a estos casos son los descritos por Debon en Panticosa y por Lagasque en el Pirineo oriental francés. En Panticosa la corona es de gabrodioritas cuárcicas, el anillo intermedio de granodioritas y el núcleo de granito porfiroide. Lagasque afirma el emplazamiento diapírico de estos complejos intrusivos: la forma domática del diapiro granítico da un relieve cupuliforme estructural relacionado con su inserción en el encajante y su posible bloqueo entre capas competentes, que en el caso de Benasque corresponderían al Devónico calizo. Prueba del inmediato techo del granito es la existencia de *septum*, como ocurre en el macizo del Perdiguero, y, por tanto, del carácter estructural de la forma descubierta. Galibert se refirió ya en 1956 al macizo del Aneto como «cúpula escindida» y tradujo su forma como derivada de la de los flancos del batolito. También el contacto encajante-plutón, área vulnerable y aun más si hay falla, queda con facilidad abierto al desgajarse el «muro» de la intrusión, lo que acentúa la exención de la forma intruida del batolito, como ocurre en el Aneto. Cabe pensar, pues, que los surcos marginales del Aneto e incluso Estós se han excavado con facilidad en los vulnerables materiales suprayacentes al Devónico calizo (pizarras carboníferas, etc.) y que su erosión, al menos parcialmente, se ha frenado o detenido al alcanzar estas rocas. Las calizas devónicas tendrían, así, un definido papel diferencial, como ya hemos comentado, resistente al

modelado no sólo en escarpes de ladera, hombreras y umbrales, sino —en los bordes de los macizos graníticos— como crestas (cuando se emplazan tectónicamente en niveles altos) y como fondos de valle (cuando lo hacen en los bajos). Así, también, tales crestas y fondos dependen morfológicamente de este dispositivo estructural.

El Pico de Cerler es un caso menor, pero interesante por su forma y por la capacidad extrema de disyunción de su roquedo. Ya Mallada anotó su diferente carácter litológico y su escisión por claras fracturas, entre ellas diaclasas curvas. En el Departamento de Geodinámica de la UAM, Jerónimo López ha realizado el análisis de una muestra rocosa de este pico recogida por nosotros, dando como resultado que se trata de una roca de carácter aplítico; predomina el cuarzo (aproximadamente el 80 %), pero es también abundante, relativamente, la clorita (alrededor del 10 %), que podría provenir de la alteración de micas (biotita y moscovita); las cloritas, con tonos verdosos, son visibles «in situ». Presenta además fenocristales de feldespato (10 %), que, al microscopio, se observan alterados a sericita, lo que dificulta saber su procedencia.

El desgajamiento de bloques aplíticos, en función de un denso diaclasadado y de una morfogénesis nivo-periglacial activa, ha dado lugar a una capa exterior de lajas y poliedros, movidos desde la misma cumbre y que cubre generalizadamente todas las vertientes, concentrándose los derrubios en los canales de fractura que hienden preferentemente el pico, y a su pie en conos; en algunos puntos de la base, esta concentración ha permitido la formación de coladas de bloques. Estos hechos y la forma cónica del pico, a modo de pitón, y lo circunscrito del afloramiento entre materiales paleozoicos, más los efectos de la erosión diferencial, ocasionan un relieve en rocas ígneas menor por su dimensión, pero también destacado de su entorno.

## 2. CARACTERES MORFOTECTÓNICOS

Como acabamos de indicar, la explicación de buena parte del dispositivo morfolitológico que hemos descrito radica en la tectónica, causante de sus posiciones estructurales.

Según lo que hemos ido viendo, las grandes bandas de disposición de los materiales paleozoicos se establecen siguiendo un crecimiento de la antigüedad de Sur a Norte, como si hacia el corazón del Pirineo axial se descubriesen progresivamente las raíces del zócalo hercínico, salvo en el sector de Sierra Negra. De este modo tenemos: Sierra de Chia mesozoica, franja y cubeta triásica del Esera inferior, Carbonífero desde Eresué hasta la depresión interior Benasque-Cerler, Devónico del alto Esera y de Estós, Silúrico y Cambro-Ordovicio de la cuerda fronteriza. Únicamente, el amplio afloramiento de materiales silúricos en el núcleo de los pliegues abiertos en ven-

tana, cuyos flancos enmarcan la Sierra Negra, constituye una intercalación extensa fuera de este orden aparente.

No obstante, hay otras importantes anomalías visibles en esta disposición, que producen contactos bruscos y modificaciones en la sucesión, con intercalaciones locales de materiales de edades o caracteres contrastados, que se traducen en hechos morfológicos.

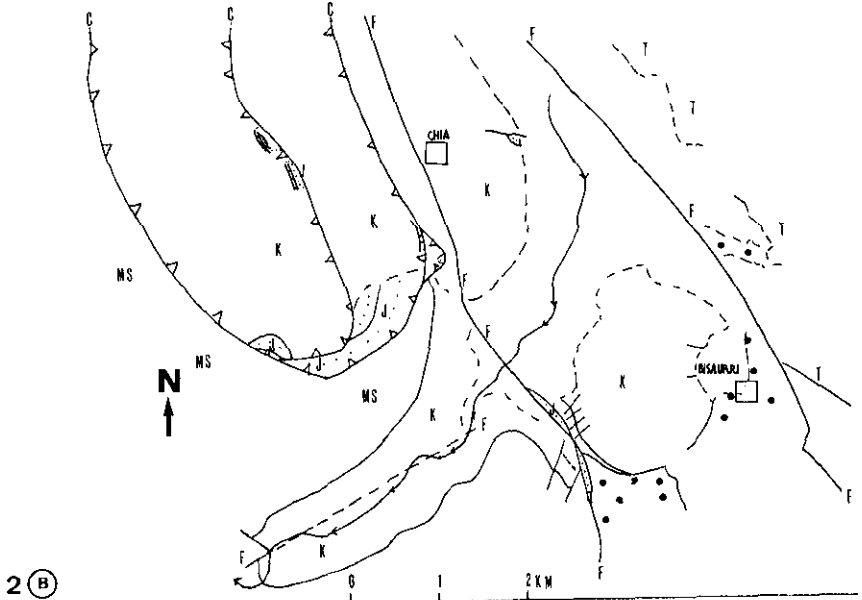
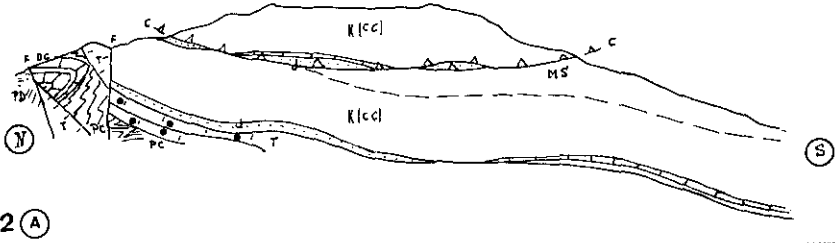
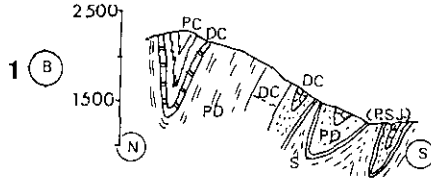
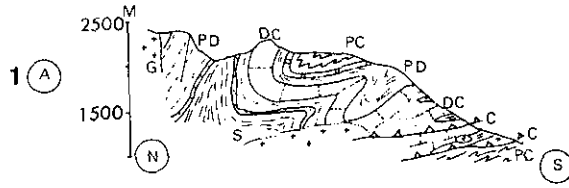
a) *Los grandes cabalgamientos y líneas de fractura del zócalo*

Esos contactos anormales obedecen principalmente a tres cabalgamientos fundamentales en la zona axial, de edad alpina y vergencia al Sur. El más septentrional hace montar el roquedo del sector del macizo de Bagüena (granitos) y del alvéolo de Benasque-Cerler (Carbonífero-Devónico) sobre los granitos de Barbarisa, al Oeste, y el Devónico del Gallinero, al Este.

Sus consecuencias morfológicas directas son principalmente dos en el sector occidental: por un lado, sobre elevación del nivel estructural del Devónico en el área Espadas-Posets, con la consecuencia ya apuntada de empujar materiales resistentes en puntos donde su fortaleza da lugar a un relieve en altitud, mientras su posición más baja en Barbarisa ocasiona los perfiles escalonados de este valle. En segundo lugar, la línea de dislocación resultante del cabalgamiento ha permitido la incisión profunda y escarpada de la Aigüeta de la Vall a lo largo de su desarrollo, dejando abruptamente colgado el balcón de Bagüena en su ladera Norte; también la explotación erosiva de dicha línea es causante de la apertura en la cabecera de la Vall del collado de la Ribereta y del escindido en época glaciaria de las grandes paredes graníticas de Comajuna, sobre la cubeta del ibón de Barbarisa.

De los bordes del tramo central de esta dislocación diverge en dos ramas disociadas el segundo cabalgamiento, más meridional. En su sector occidental provoca la cobijadura del triásico del Puerto de Sahún por el conjunto devónico plegado de Barbarisa, situando a éste en niveles medios, por encima del Triás y emparejado con el Cretácico, lo que le otorga su papel morfológico a la altitud media en que arma sus volúmenes. En su centro, el cabalgamiento monta las calizas devónicas sobre pizarras del mismo período y del Carbonífero, lo que se traduce en un escarpe de ladera y en parte del umbral de Guayente, que separa la cubeta de Benasque de la de Sahún. Muy probablemente el sector oriental de este umbral, también limitado en su frente por falla sobre los materiales indicados, es parte del mismo cabalgamiento. Esta dislocación ha facilitado, pues, junto a otras fallas, la erosión del collado de Sahún, ha guiado la incisión del tramo medio del torrente de Llisat y da lugar al escalón morfotectónico de Guayente, que accidenta el valle del Esera. En su rama oriental, el Devónico cabalga sobre el Carbonífero, emplazando las calizas en un nivel elevado, lo que permite la existencia de una cuerda en los picos Laber, Royero y Gallinero, armada en núcleos resistentes.

Eduardo Martínez de Pisón



El tercer cabalgamiento alpino en la Zona Axil, al Sur del anterior, es de menor extensión, pero hace que, nuevamente, las calizas devónicas cobijen a los materiales carboníferos y triásicos e incluso aquéllos a éstos, ocasionando un nuevo contraste litomorfológico brusco, que la erosión diferencial ha destacado y, en concreto, la glaciación ha convertido en umbral escalonado de fondo de valle en el llamado Estrecho de Sahún.

Grandes fallas vuelven a aparecer al Norte del valle delimitando los macizos graníticos del Perdiguero por el Sur y del Aneto, por el Norte. La falla meridional del Perdiguero, E-W y digitada a occidente hacia el NW, tiene otras acompañantes de rumbo similar en el sector francés del macizo; pone en contacto anormal en los extremos del batolito los esquistos metamórficos cambro-ordovícicos y silúricos con las rocas devónicas y carboníferas de Estós y alto Esera. A lo largo de 19 km. en el ámbito del valle de Benasque, atraviesa su sector septentrional de parte a parte, prolongándose notablemente por el Este y por el Oeste, de modo que puede ser considerada una dislocación regional.

En nuestro sector ocasiona no sólo un contacto lineal brusco entre formaciones muy distintas (granitos, calizas, pizarras), delimitando el Devónico del alto Esera en el justo surco del valle en un nivel relativamente bajo, sino que ha elevado lógicamente también las posiciones relativas de los materiales antiguos del zócalo y, con ellos, la intrusión de los granitos del Perdiguero, formando ambos un sector de desigual resistencia. Diferente vulnerabilidad, claro está, entre granitos y esquistos, como muestran sus respectivas formas y altitudes (por mayor erosionabilidad de los segundos), pero también respecto al carbonífero y las pizarras devónicas de Estós. Ello da lugar al fuerte contraste escarpado en este valle entre su fondo y su gran barrera granítica Norte, tendido de modo lineal, y a los más atenuados desniveles entre el alto Esera y su cuerda fronteriza. Como en este valle el contacto con el macizo del Aneto se realiza también por una falla paralela a la comentada, se acentúa en él el carácter de canal tectónica (decir fosa sería excesivo) en el tramo afectado, situándose la serie paleozoica reciente relativamente baja en su entorno litológico de un modo rígido.

Figura 4.—1: disposición de los materiales paleozoicos en las laderas al Norte de Eriste (A) y de Benasque (B), según Wennekens (1968), influyendo en la configuración del relieve. A: corte del Forau de Ixeia a Eriste. B: corte de la Tuca del Dalliú al Puente de San Jaime (P. S.J.); PC: pizarras carboníferas; DC: calizas devónicas; PD: pizarras devónicas; S: pizarras silúricas; G: granito; C: cabalgamiento. 2: esquema morfo-lito-tectónico de la Sierra de Chia, el Ventamillo y el sector inferior del valle, según Wennekens, 1968, simplificado. La disposición de paquetes rocosos y dislocaciones explica la configuración general del relieve y las directrices de los más significados fenómenos erosivos. MS y S: margas senonienses; K y CC: calizas cretácicas; J: calizas jurásicas; T: materiales triásicos; PC: pizarras carboníferas; DC: calizas devónicas; PD: pizarras devónicas; C: cabalgamiento; F: fracturas.

b) *Caracteres generales lito-tectónicos  
y articulación morfológica del valle*

Otro hecho interesante es la frecuente existencia de *septum* en el batolito del Perdiguero. Ello parece indicar, que el techo de la intrusión se sitúa aún en el mismo perfil del relieve e, incluso, que no se ha acabado de exhumar. En el sector fallado con cubetas lacustres asociadas a esa fracturación del Portillón-Caillaouas —que prolonga morfoTECTÓNICAMENTE la línea de fractura NW-SE de Literola y enlaza con su cubeta— el macizo posee materiales cambro-ordovicicos empotrados entre las fallas, pero éstos se extienden también, sin este carácter, por numerosos lugares del batolito de modo fragmentado. Parece como si la erosión que ha desmantelado el recubrimiento paleozoico y la zona externa del macizo del Aneto no hubiera consumado ese ataque periférico en este otro conjunto. Si esa erosión puede remontarse a una mayor o menor nivelación de cumbres relativamente antigua, a partir de la cual se verificó la incisión de los valles, ese nivel no debió segar totalmente la parte superior de los materiales en los que se aloja el batolito del Perdiguero o quizá no alcanzó el techo de éste más que someramente en sus máximas cotas. Serían así esa erosión e incisión preglaciar y el modelado glaciar quienes efectuarían posteriormente la limpieza del encajante y el facetado y esculpido desigual del área externa del macizo, sobre todo a favor de su fracturación y de la distinta resistencia de su litología, que mencionamos en el apartado anterior. Su emplazamiento como nivel resistente, estructuralmente en posición más baja que la del Aneto, se traduciría en que sus cotas cimeras fueran también menos elevadas en el relieve actual.

El problema que se establece entonces, es que, si esa nivelación mayor o menor ha existido (lo que no es seguro, pero sí probable), no es posible reconstruir, al menos aquí, sus pendientes, pues es posible que los niveles de cumbres observables en el Perdiguero sean peniestructurales. En el caso de que respondieran total o parcialmente a restos de una superficie o nivel erosivo desmantelado y desarticulado reflejarían otro hecho no menos problemático: que las pendientes descendían quizá desde fines del Terciario en rampas o cauces desde el Posets y Aneto hacia el Norte y el Sur. Es decir, que la divisoria de aguas Atlántico-Mediterráneo, ahora en la cuerda fronteira, podría estar entonces situada lógicamente en los cordales de mayor altitud, más al Sur que la actual, coincidiendo con las mayores cotas no sólo de hoy, sino también de entonces. Ello plantea, a su vez, otro problema fundamental: la conquista difícilmente explicable del Esera de unas cabeceras situadas más allá de esa divisoria inicial (o, si se prefiere, de las máximas cotas actuales), retrayendo, frente a una menor capacidad regresiva de los ríos franceses, la divisoria actual a su conocida posición septentrional en cuerdas de segundo orden.

Se han reconocido otras fracturas interesantes que hienden las rocas paleozoicas de Estós, de Ixeia, de Vallibierna, o los granitos, resaltadas por la erosión. Las de rumbo NW-SE suman sus efectos a los derivados de las alineaciones de las estructuras plegadas del paleozoico para situar y orientar el trazado de los valles. Sin embargo, las direcciones de los tramos inferiores de Eriste y de Estós pasan a ser NNW-SSE, lo que impide su alineación con continuidad con los valles opuestos, respectivamente, de Cerler y de Vallibierna, que sí poseen, aunque interrumpida, sus tramos medios.

Ello parece significar una independización de las estructuras al acercarse los cursos afluentes al Esera, vigorosamente encajado casi perpendicularmente a todas las estructuras plegadas y cabalgantes, si bien a favor de la pendiente general de la vertiente Sur de la cordillera.

Esa independencia, derivada quizá sólo de leyes de modelado fluvial, provoca una torsión lógica hacia el Sur de los cauces, al encuentro del colector principal según la pendiente general, mientras los valles de trazado SE-NW, conformes a las estructuras, son, sin embargo, oblicuos y contrarios a dicha pendiente general, por lo que se insertan determinantemente en aquéllas, sin torsión final. Ello provoca la sucesión disimétrica de afluentes y cuerdas a un lado y otro del Esera, aparte del papel ejercido por los cambios litológicos, derivados de los diferentes niveles de eje en los pliegues y del emplazamiento de los batolitos. Pero también puede verse en esa torsión adaptaciones locales a fracturas de rumbo NNW, favoreciendo los fenómenos descritos, dando la suma de ambos efectos la neta disposición visible, cortando directamente estructuras plegadas en barras resistentes.

Por otro lado, nada parece haber —en principio—, litológico, tectónico, topográfico ni climático, que retenga a los perfiles y a las cabeceras de los valles franceses en su retroceso hacia el Sur. Sus cauces arrancan, sin embargo, no de las laderas Norte del Aneto o del Posets, sino de los picos y puertos de la Picada, de Benasque, de la Glera, de Sacroux, Cabriulés. Sin duda, la incisión directa de la muralla granítica del Perdiguero no es fácil para estos cauces. Pero, al igual que el alto Esera no atraviesa el Aneto o el río Estós no taja el macizo de Eriste, sino que ambos los contornean por el paleozoico que faja los granitos por el Norte, aquellos valles podrían también haber abrazado la barra fronteriza y torcido hacia el Norte (Bagnères de Luchon), reunido el precedente del Posets al que provendría del pasillo septentrional de las Maladetas o incluso del que trazase su curso por el surco meridional, invirtiendo lo que hoy ocurre desde el Sur. El valle resultante de la unión tajaría el cambro-ordovícico del Portillón de Benasque y enlazaría con lo que son los valles actuales. Es evidente que, si esto no ocurre, es porque el Esera ha tenido alguna mayor facilidad de excavación. Como ésta no parece encontrarse en el contraste de incisión derivado de una erosión fluvial diferenciada (como ocurre, por ejemplo, entre las vertientes

de la Cordillera Cantábrica) por distintos desniveles, pendientes y precipitaciones, podría proceder aquí de una causa más local.

Sin embargo, no es un caso único en el Pirineo aragonés. Con alguna frecuencia las cabeceras de sus otros valles sobrepasan también las máximas cotas, de modo quizá asociable al de Benasque, aunque el fenómeno más notable de todos, por su magnitud y por sus condiciones morfoestructurales en zona axil, es el del Esera.

Por otra parte, el trazado contorneante de los macizos graníticos aparece de manera espectacular en el tramo alto del Noguera Pallaresa, abrazando el macizo de Marimaña hasta alcanzar la difluencia del Pla de Beret, junto a las escasas incisiones regresivas del torrente afluente de la Bonaigua o del que desciende al Garona desde el Pla. Este fenómeno ha podido ser acentuado por la morfogénesis glaciaria, que ha dejado colgada el área de difluencia del Pla sobre el Garona y en pendiente, al principio suave, el canal del Noguera desde ese mismo balcón, pero el fenómeno general es necesariamente preglaciario para que haya sido posible que los hielos fluyeran en la dirección del Noguera. En el Esera también es evidente, por las mismas razones, que la excavación ha sido preglaciaria, aunque remodelada luego por los circos y lenguas pleistocenas.

El Esera traza sus cursos alto y medio, en el valle, adaptados a pasillos que bordean los macizos graníticos. Uno de esos pasillos es el que media, a modo de eje, con directriz NE-SW, entre los macizos occidentales (Eriste y Bagüña) y el oriental (Aneto). Esta adaptación parece evidente y explica la selección y la relativa facilidad de la incisión, pero quizá no justifica la superior capacidad de excavación regresiva del valle antes comentada, perpendicular a las estructuras plegadas. Es necesario volver a recordar, por un lado, que la pendiente estructural, derivada del levantamiento axial de la cadena y de los cabalgamientos hacia el Sur, y la pendiente erosiva que parecen indicar los niveles antiguos hoy colgados, labrada en aquélla, propiciaron la incisión hacia el SW. Posiblemente se reconozcan restos de perfiles transversales en el valle de su progresivo excavado y uno de ellos pudiera ser el amplio canal suspendido sobre el Ventamillo, que separa la Sierra de Chía de la Peña de San Juan, aunque la importancia aquí de los caracteres morfológicos es tal, que la forma no puede ser considerada solamente producto de la evolución del modelado (margas senonenses en el sector abierto y colgado y calizas en el encajado y angosto).

Por otra parte, también es cierto que las pizarras carboníferas han constituido un medio vulnerable, fácilmente desmantelado por la incisión en los surcos del Esera entre los granitos masivos, hasta los niveles donde se emplace el Devónico calizo, todo lo cual contribuye a sumar hechos favorables a la eficaz disección del roquedo por este colector meridional. Buena parte del sector medio del valle aún se labra, como se ha indicado, en tales materiales y de ello se derivan las formas amplias que toma en su alvéolo interior, en contraste con los escarpes devónicos. Los cambios de niveles estruc-



turales derivados del plegamiento, que han favorecido el emplazamiento de estos afloramientos en diferentes franjas de Norte a Sur, tienen también cierto contraste a Este y Oeste del Esera. Al Este, el recorrido del valle sigue marginalmente no sólo los asomos graníticos, sino los silúricos de Sierra Negra, de eje elevado respecto a todo su entorno, y también los carboníferos, de eje hundido, quizá al asociarse al trazado en ese punto del cabalgamiento de Eriste. En cualquier caso, el valle se inscribe también entre dos áreas de niveles estructurales distintos, lo que puede haber contribuido a su canalización.

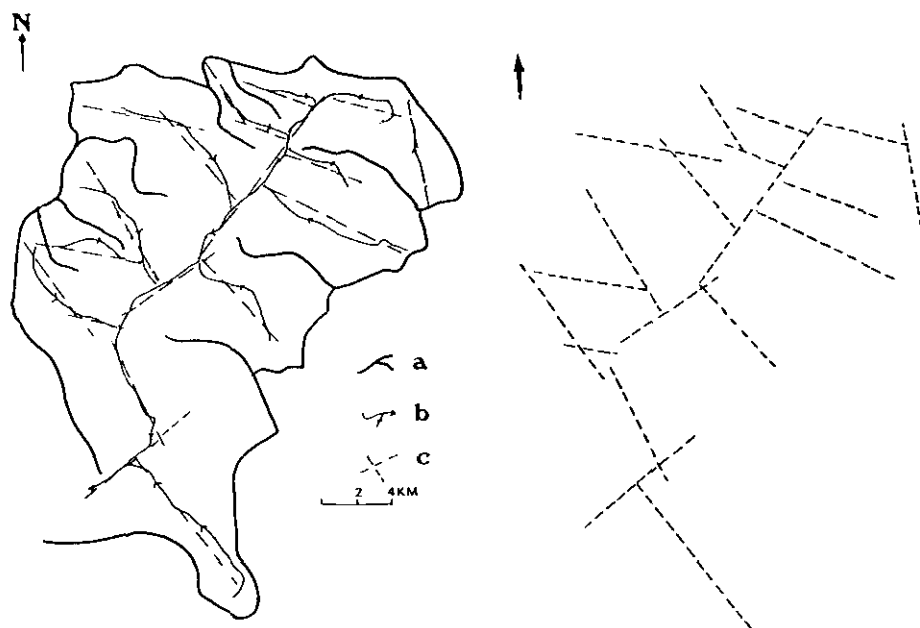


Figura 5.—Esquema de las directrices morfoestructurales en que se inscribe la red de valles. a: cordales; b: ríos; c: alineaciones morfoestructurales básicas.

Pero el trazado del Esera en el valle de Benasque es, sin embargo, quebrado, concretamente en su parte inferior, por adaptación a la estructura. La alineación morfológica axial en el valle es la NE-SW, pero domina por su frecuencia la afluente, adaptada a la directriz pirenaica NW-SE con variantes WNW (según las torsiones estructurales de esa dirección —alto Estós—, los cabalgamientos de la Vall y Puerto de Sahún, las fracturas de Remuñe y dislocaciones más dispositivo litológico en Literola) y NNW, adaptadas también a fracturas (Mulleres y Barrancs) y a los enlaces con el Esera de los ríos Eriste y Estós. En tal red, la posición, pues, NE-SW no es frecuente, al ser ortogonal a las estructuras, salvo en el sentido del mencionado pasillo intergranítico.

Nuevamente al Sur, ante el último conjunto masivo —los materiales mesozoicos de la Sierra de Chia— el Esera tiende a contornearlo. Tuerce su curso, esta vez hacia el SE según la disposición pirenaica, como la mayoría de los valles, aprovechando los vulnerables materiales del Triás.

Aun dentro de las posiciones pirenaicas, el emplazamiento del bloque de Chia presenta un forzamiento NNW-SSE, debido a torsiones locales de los conjuntos alóctonos de la cobertera. Su aspecto masivo y escalonado se debe a un doble cabalgamiento que ocasiona la superposición de tres paquetes de rocas cretácicas; el basal constituye el peldaño en el que se asienta el pueblo de Chia; el inmediatamente superpuesto, de menor superficie, el escalón de Santa Quiteria; y el superior, el bloque que forma la sierra. El actual relieve de Chia procede claramente, por tanto, de la estructura.

Además, una importante falla pasa por su borde, separando la Sierra del Triás en el Puerto de Sahún y en su límite NE, prolongándose hacia el SE. El tramo bajo del Esera y el valle de Bisaurri se han excavado, así, sobre esta prolongación de la falla y la banda triásica interpuesta entre el zócalo de la Zona Axil y las Sierras Interiores, que corren en la misma dirección. Otra fractura convergente y subparalela a ésta, pero de recorrido interior en el bloque de Chia, ha ocasionado el labrado del valle colgado de este nombre en su peldaño, el brusco límite de las calizas en el Run y la incisión de la garganta de Gabás entre estos materiales y, aguas arriba, en el Triás.

Este neto relieve morfoestructural está acentuado aun por la rígida adaptación del Congosto del Ventamillo a otra línea de fractura, NE-SW, que divide el paquete mesozoico hasta la confluencia del barranco de Barbaruens. Los quiebrós del Esera dependen, pues, de la trama morfotectónica y muestran, en concreto, la importancia en la adaptación del trazado a fracturas transversales (NE) a las directrices tanto hercínica como alpina.

Aunque sean mayores en el valle las fracturas NW-SE, aparecen también con directriz NE otras numerosas. Quizá son algunas viejas fallas, otras más recientes, unas conjugadas, en parte en la dirección del empuje que ocasionó los cabalgamientos alpinos. Igualmente, la directriz NE es la de próximos valles. También está presente en otros sectores pirenaicos y, tanto en el Pirineo oriental como en el occidental, se han definido fallas precisas de rumbo NE.

### c) *Fracturación, modelado glaciar y apertura del alto valle del Esera*

La asociación entre formas de excavación glaciar y la fracturación en los macizos graníticos es estricta. En otros trabajos hemos indicado cómo el desalojo glaciar se acentúa en el roquedo fisurado, lo que provoca esa estrecha relación y hace necesario el examen morfológico de la red de fracturas. En el macizo del Aneto, Charlet agrupa las fallas en dos familias conjugadas: N-S, E-W y NE-SW, NW-SE. Estas líneas y especialmente sus cruces

guían la erosión glaciár de modo generalizado. Su explotación a todas las escalas, desde los grandes fondos de circo al desalojo de bloques es la base de la geografía resultante. Sin embargo, la orientación dominante de mayor entidad morfológica, tanto al Norte como al Sur del macizo, es la NW-SE.

En el sector meridional esa directriz ha dado lugar a vaciados dentro del macizo de la magnitud del eje mayor de Cregüena y de los ibones de Alba, de Coronas, de Llosás, etc., hasta el Cap de Llauset, y ha condicionado el escalonamiento de este flanco del macizo, acortando el desarrollo de sus circos. En el sector septentrional ocasiona el excavado del valle de Barrancs, que delimita morfológicamente los circos Norte del macizo, ampliando su área al tener su trazado hacia el NNW divergencia respecto a las crestas; el mismo rumbo toma también la Valleta del Benasque. La prolongación de esas fracturas hacia el Noguera se traduce en el vigoroso hendido del valle de Salenques, rectilíneo y profundo en los granitos orientales del macizo.

Aunque las fracturas NE-SW tienen menos entidad, también definen numerosas formas de excavación (cruces en Cregüena, en Coronas, en Llosás, en la Valleta de Benasque, en el Salterillo, etc.). Las E-W, de menor papel, intervienen en la excavación de las cubetas lacustres de Cap de la Vall y de Vallibierna.

En consecuencia, esta modalidad de la erosión diferencial va a definir el paisaje con la apertura, alineada según la geometría de las morfoestructuras, de collados, escarpes, facetado de paredes, canales, corredores de gelifración y de aludes, cubetas lacustres y colmatadas, valles, frecuentes vértices de conos de derrubios y de deyección, etc.; desde las excavaciones centradas en las áreas de fractura se han elaborado los relieves que las enlazan con las áreas prominentes (en principio, menos vulnerables a este modelado), con las aristas que las enmarcan.

El sector oriental del macizo del Perdiguero está afectado por fracturas WNW-ESE, como las que determinan el valle de Remuñe, su artesa, sus hombreras y sus umbrales longitudinales, y las NNW-SSE, que explota el de Literola, dando lugar en su cruce con las anteriores a la excavación de su gran cubeta lacustre. En menor grado, las NE-SW abren circos laterales en su intersección con las mencionadas y ocasionan también cubetas. Las aproximadamente E-W poseen un papel parecido y delimitan los granitos por el Sur. El mismo macizo del Perdiguero está facetado y escalonado según la red NE-SW y NW-SE, que da lugar a la disposición de sus paredes, collados, valles basales e, incluso, configuración del esbozo de circo colgado de su área culminante.

En el macizo de Eriste vuelven a aparecer predominantemente las directrices NW y NE. Las primeras se prolongan desde el Posets, asociadas a elementos morfológicos de los altos cordales, como la Canal Fonda, al excavado del ibón de Posets y del tramo alto del valle de Eriste en energético labrado y rasera escarpada (en el cruce con fracturas ortogonales), que de-

jan colgado el dorso del valle de los Ibons. También intervienen en las formas de los ibones de Abaixo y de las Alforjas, etc., o bien, se prolongan desde Bardamina por los Ibones Altos hasta el circo de Perramó, influyendo en sus respectivas posiciones, y, más al Este, definen los emplazamientos de

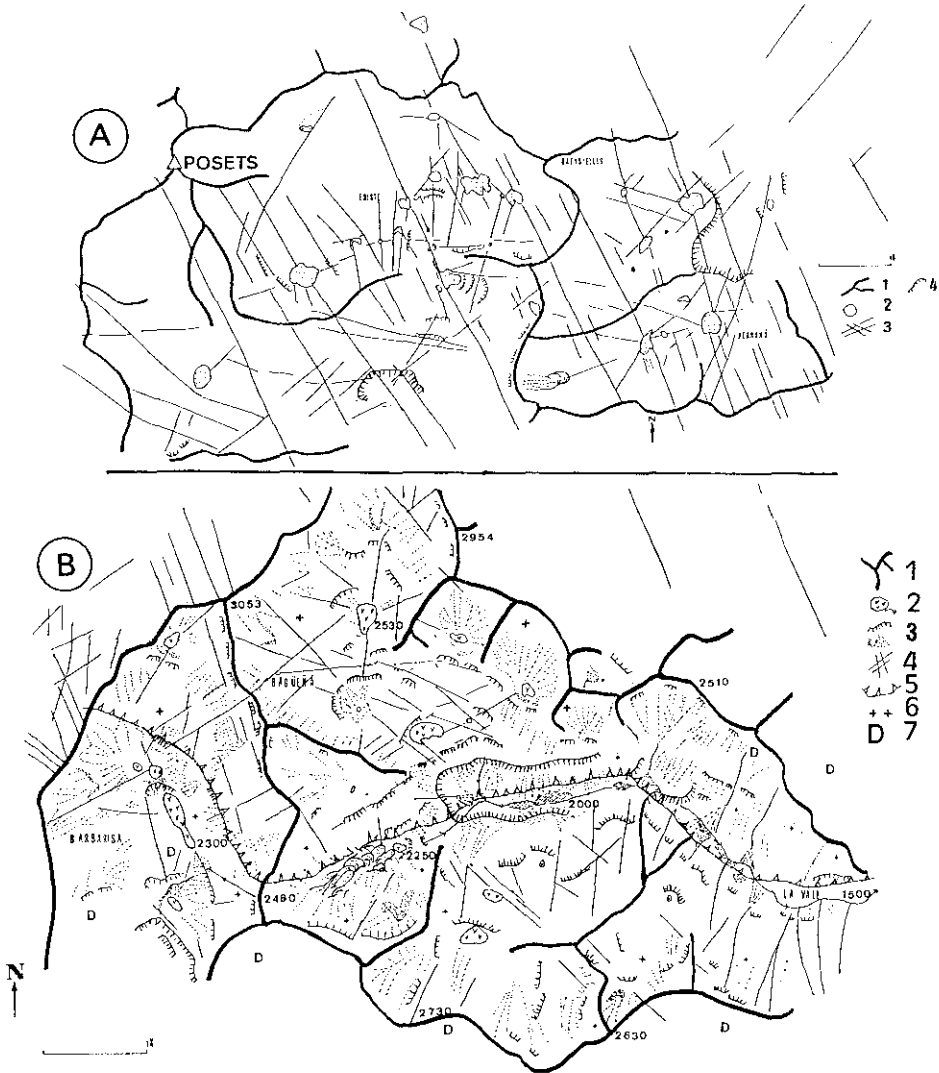


Figura 6.—A: asociación entre excavación glaciár y fracturación en Eriste-Batisielles: 1: cuerdas; 2: ibones; 3: fracturas; 4: escarpes. B: Barbarisa-Bagüena-La Vall. Relación entre formas de excavación y fracturas (escala y N, aproximados): 1: cordales; 2: ibones y torrentes; 3: escarpes y depósitos; 4: fracturas; 5: cabalgamiento de La Vall; 6: granitos; 7: calizas y pizarras devónicas.

los ibones de Batisielles y Perramó y, muy posiblemente, la dirección del tramo inferior del valle de Estós.

Las fracturas de dirección NE están dirigiendo la posición de cauces y escarpes y, combinadas con las NW, numerosas cubetas. La explotación de su cruce en conjuntos da lugar a la amplitud de los circos abiertos a su favor y a las figuras en planta que éstos toman. Así, por ejemplo, la del colgado Valle de los Ibons, con dos alas, es debida a la existencia de una fractura W-E combinada con las antes descritas.

En cuanto al macizo de Bagüena, la mayor incidencia morfotectónica en las formas depende del cabalgamiento de la Vall, enérgicamente explotado por la Aigüeta de este nombre y por las paredes y escarpes nororientales del circo de Barbarisa. Sin embargo, las fracturas NW vuelven a definir el trazado de los ibones de Barbarisa, la apertura del circo de Bagüena y la cubeta de la Pleta de la Vall. Las NE adquieren aquí un rango mayor; entre otros efectos, su cruce con las anteriores determina el lugar de los ibones altos y bajos de ambos recuencos, o uno de sus planos la disposición de la muralla que separa, con 400 m. de desnivel, el balcón de Bagüena del fondo de la Vall. Pero incluso la línea del accidente del cabalgamiento, señalada por Wenekers, se quiebra a NW y NE, según las directrices de fracturación dominante, como si su dislocación se hubiera adaptado a ellas.

La observación, por otro lado, de las imágenes de satélite de los ríos Aragón y Gállego permite ver muy rectilíneas fracturas que hienden la parte meridional del Pirineo, prosiguiendo una de ellas hasta las proximidades de Huesca, cortando transversalmente las estructuras exteriores de la cordillera, pero interrumpiéndose al alcanzar el sector septentrional. Los valles altos de ambos ríos y el medio del Gállego se inscriben rígidamente en los tramos superiores de las fracturas y en el segmento intermedio de la más occidental. Ello explica la disposición morfológica de los valles, la disección del conjunto, el entallado de las Sierras Exteriores e Interiores, la penetración en la Zona Axil y permite comprender la facilitación morfotectónica que han tenido tales hechos en el sector meridional de la cadena.

Del análisis del valle de Benasque basado en la observación del terreno y de la fotografía aérea y en la consulta de la cartografía topográfica y geológica, no se extrae una relación segura del trazado del Esera medio y alto con líneas de fracturación, al no encontrarse anomalías aparentes en la continuidad de las bandas rocosas. Sin embargo, los datos mencionados abogan por su posibilidad, y la constatación de su directriz y trazado rectilíneo, así como la de la elevada capacidad excavadora del colector preglaciario, cuyas cabeceras conquistaron los valles septentrionales, está claro que lo hacen sospechar. Ello permitiría, pues, una explicación satisfactoria al problema planteado por tal conquista. Así, ya Mensua en 1981 se refirió a estos valles como «de perfiles glaciares que explotan probablemente líneas de fractura, tal como lo sugieren sus trazados rectilíneos».

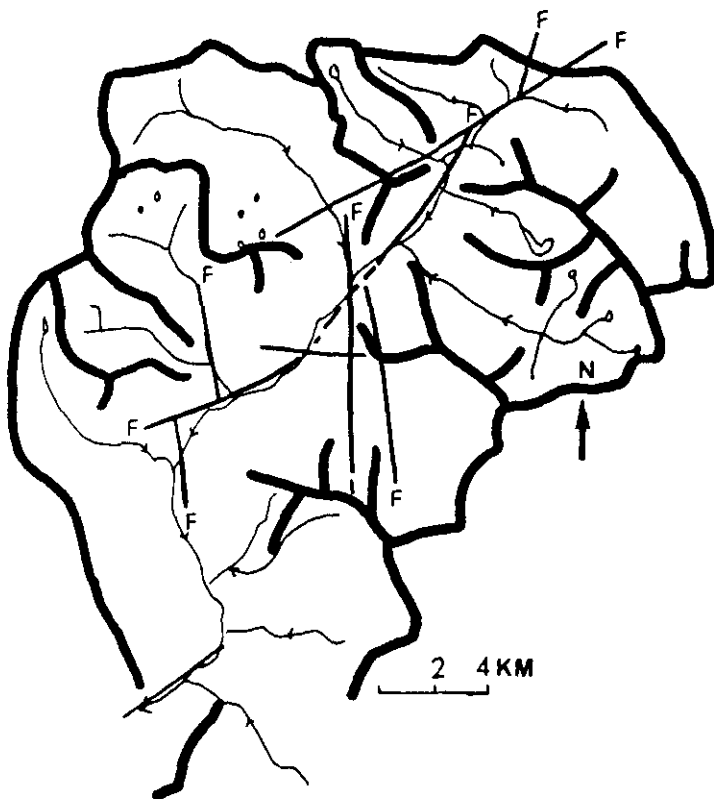


Figura 7.—Fracturación a la que aparece asociado el trazado del alto y medio Esera, observable en la imagen del Landsat-5.

El estudio de las imágenes del Landsat-5 permite la observación de un conjunto de claras líneas de fracturación que complementan las hasta ahora mencionadas. Es evidente la dependencia del trazado de los tramos superiores del valle axial de tales líneas, desde el Hospital de Benasque hasta Sahun. De dominante NE, se diferencian en tres segmentos; el superior, correspondiente a una fractura que atraviesa Estós y continúa hacia el Portillón de Benasque; el medio, donde la alineación es estrictamente la del valle; y el inferior, que podría asociarse al tramo del cabalgamiento de Eriste. Efectivamente, el Esera ha aprovechado una línea de debilidad morfotectónica en el labrado de su valle, lo que, sumado a los caracteres ya apuntados, ha facilitado su excavación hasta el punto de capturar la vertiente opuesta de los grandes macizos. Tal fenómeno no es infrecuente en las montañas, como ocurre en Gredos en el caso del Alberche, en Picos de Europa con el Sella, el Cares y el Deva, todos ellos con cabeceras que sobre-

pasan las barreras montañosas por medio de netas fracturas que las hienden; similar ejemplo puede incluso encontrarse en las quebradas de la Cordillera Blanca en los Andes peruanos o en los valles nepalíes que proceden del Tíbet, tajando el Himalaya transversalmente.

También otros hechos de menor importancia se ven explicados al analizar dichas imágenes: la existencia de fracturas NNW da lugar a la torsión de los tramos finales de los valles de Estós y Eriste y al trazado del Esera en el Estrecho de Sahún, así como a la individualización del Pico de Cerler, al labrado del umbral de separación entre los valles de Cerler y del Esera y a los escarpes occidentales de la montaña de la Rueda.

### 3. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

Finalmente, puede definirse en el valle de Benasque un conjunto de sectores morfotectónicos, con disimetría a Este y Oeste del eje del Esera, especialmente visible en el levantamiento de eje a occidente del sinclinorio carbonífero de Benasque y en la disposición de los macizos graníticos. En el área oriental se distinguen nueve sectores de Norte a Sur: 1) Divisoria metamórfica cambro-ordovícica y silúrica. 2) Sinclinorio en los materiales devónicos y carboníferos y macizo granítico del Aneto. 3) Anticlinorio en el silúrico de Sierra Negra. 4) Sinclinorio cabalgante de Benasque en el carbonífero, con el «pitón» del Pico de Cerler. 5) Pliegues del Gallinero en el Devónico. 6) Sinclinal de Urmella, con Carbonífero y Triás. 7) Anticlinal de Villarue, con materiales pérmicos. 8) Sinclinal de Fadas, con Carbonífero. 9) Cobertera mesozoica cabalgante.

En el área occidental se diferencian ocho sectores principales: 1) Macizo cristalino del Perdiguero en el contacto por falla del zócalo metamórfico antiguo y el conjunto paleozoico posordovícico. 2) Anticlinorio de Estós, en materiales principalmente devónicos, pero también silúricos y carboníferos. 3) Sinclinorio de Posets con los granitos de Eriste (macizo y orla devónica). 4) Sinclinal de Llardaneta y de Espiantosa y anticlinal de las laderas de la Ribereta de Eriste e Ixeia (principalmente Devónico y también Silúrico). 5) Macizo granítico de Bagüena. 6) Sinclinorio cabalgante de Barbarisa y pliegues cabalgantes de Sahún (Devónico). 7) Pasillo triásico de Villanova. 8) Cobertera mesozoica cabalgante de Chia.

La correspondencia de estos sectores entre ambas áreas es parcial, aunque las estructuras manifiesten continuidad. Alguna relación mayor se encuentra entre los sectores 2 y 4 occidentales (Estós-Posets) y los 2 y 3 orientales, entre el 6 (W) y el 5 (E) —pliegues de Barbarisa, Sahún y Gallinero— separados por el núcleo carbonífero cabalgado y cabalgante de Eriste, entre el 7 (W) y los 6, 7 y 8 (E) —como mayor desarrollo en el lado oriental—, y entre el 8 (W) y el 9 (E), masivo en aquella área, fragmentado en ésta. Por lo tanto, la disimetría morfoestructural del valle es marcada, lo

que se manifiesta en los caracteres y en la disposición de sus elementos y en un claro condicionamiento del modelado por la adaptación de éste a sus volúmenes, altitudes, pendientes y trama litotectónica. Podemos sintetizar la disposición espacial de estos condicionantes en seis grandes unidades morfoestructurales: A) Barra caliza mesozoica de Chia-Ventamillo (cierre inferior del valle). B) Cubeta y sierras inferiores permotriásicas. C) Cubeta central carbonífera de Benasque-Cerler y cordales alomados silúricos centrales. D) Bandas de escarpes y estrechamientos en calizas devónicas. E) Altos valles de directriz pirenaica en surcos y márgenes de los macizos graníticos, con diferenciación interna en bandas devo-carboníferas. F) Macizos graníticos de alta montaña (Bagüña, Eriste, Clarabide-Remuñe o del Perdiguero, y Aneto).

#### BIBLIOGRAFIA

- Arche, A. (1971): «Estratigrafía del Devónico en los altos valles del Esera y Pique (Pirineos centrales)». *Acta Geol. Hisp.*, págs. 42-45.
- Charlet, J. M. (1982): «Les grands traits géologiques du Massif de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles)». *Pirineos*, págs. 57-66.
- Lagasquie, J. J. (1984): «Géomorphologie et diapirisme granitique. L'exemple des plutons de la moitié orientale des Pyrénées». *Annal. de Géographie*, n.º 515, págs. 1-22.
- Mallada, L. (1878): *Descripción física y geológica de la provincia de Huesca*. Madrid, Mem. Com. Mapa Geo. Esp., XV + 439 págs.
- Martínez de Pisón, E. (1986): «El macizo granítico del Aneto», en *Atlas de Geomorfología*. Madrid, Alianza, págs. 17-26.
- Martínez de Pisón, E. (1989): «Morfología glaciar del valle de Benasque (Pirineo aragonés)». *Eria*, n.º 18, págs. 51-64.
- Martínez de Pisón, E. (en prensa): *El valle de Benasque. Estudio Geomorfológico*. Huesca, Instituto de Estudios Altoaragoneses.
- Mensua, S. (1981): «El Pirineo». *Geografía de Aragón*. Zaragoza, Guara, págs. 15-42.
- Waterlot, M. (1969): *Contribution a l'étude géologique du carbonifère anté-Stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles*. Madrid, IGME, LXX, 259 págs.
- Zwart, H. J. (1979): *The Geology of the Central Pyrenees*. Leiden, *Leid. Geol. Med.*, 74 págs. Mapas geológicos 1: 50.000 de J. H. N. Wenckers, 1968 (Lys-Caillaus-Esera) y de W. F. Kleinsmiede y H. J. Zwart (Valle de Arán).

#### RESUMEN

Los grandes relieves del valle de Benasque y la distribución geográfica de sus volúmenes dependen directamente de la organización morfoestructural de la cadena pi-



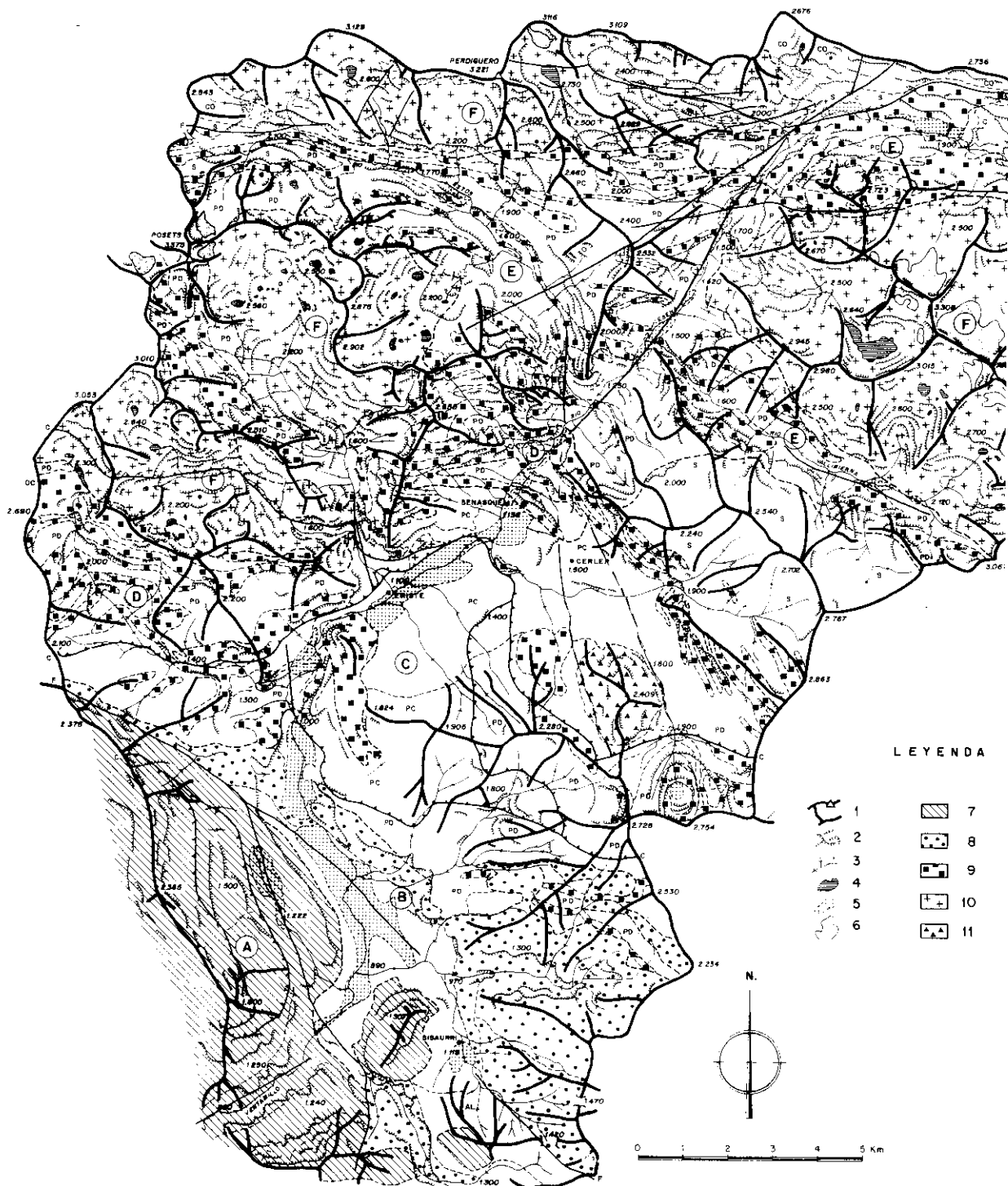
renaica. Los caracteres morfolitológicos y morfotectónicos de este sector del Pirineo, que alcanza las máximas altitudes de la cordillera, explican, pues, la trama básica del paisaje y de sus unidades.

### RESUME

Les grands reliefs du «Valle de Benasque» et la distribution géographique de ses volumes, que constituent le fondement du paysage et de ses unités, sont en directe dépendence de l'organisation morpholithologique et morphotectonique des Pyrénées.

### ABSTRACT

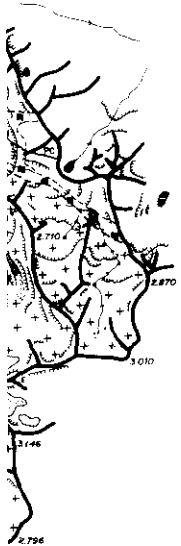
This section tries to establish an aproach to the study of the elements and organisation morpholithologic and morphotectonic in the mountain group of the «Valle de Benasque» (Spanish Pyrenees).



LEYENDA

- |   |    |
|---|----|
| 1 | 7  |
| 2 | 8  |
| 3 | 9  |
| 4 | 10 |
| 5 | 11 |
| 6 |    |

0 1 2 3 4 5 Km



12  
13  
14  
15

Figura 8.—Mapa de elementos y unidades morfoestructurales del Valle de Benasque.

Elementos fisiográficos.—1: cordales; 2: escarpes; 3: ríos y torrentes; 4: ibones; 5: cubetas y planas con rellenos fluvio-glaciares; 6: glaciares actuales.

Conjuntos litomorfológicos.—7: calizas y margas mesozoicas; AL: margas albienses; 8: margas, yesos, areniscas, conglomerados, etc., triásicos y areniscas y conglomerados pérmicos; PC: pizarras carboníferas; 9: calizas devónicas; PD: Pizarras devónicas; S: pizarras silúricas; CO: pizarras cambro-ordovícicas; 10: granitos; 11: aptita del Pico de Cerler; 13: límites de conjuntos litomorfológicos; 14: fallas principales; 15: cabalgamientos.

Unidades morfoestructurales.—12: límites de unidades morfoestructurales: A: barra caliza mesozoica de Chia-Ventamillo (cierre inferior del Valle); B: cubeta y sierras inferiores permotriásicas; C: cubeta central carbonífera de Benasque-Cerler y cordales silúricos alineados del área central; D: cascadas de escarpes y estrechamientos en valles devónicos; E: zonas valles de dirección pirenaica en sustrato y márgenes de los macizos graníticos, con diferenciación lateral en bandas deo-carboníferas; F: macizos graníticos de alta montaña: Baqueira, Erice, Clavadell de Penosa y Aeto.